



Universidad Nacional del Comahue

Facultad de Ingeniería Departamento de Gas y Petróleo

Licenciatura en Ciencias Geológicas

Trabajo final de licenciatura en Ciencias Geológicas

“Caracterización geológica y geomorfológica de los conos volcánicos Cerro de la Laguna y Los Mellizos Sur del Parque Nacional Laguna Blanca, Zapala, Neuquén”



Alumno: Agustín Alejandro Melo Dal Molin

Director: Martín Arce

Codirector: Pablo González

Resumen

El presente trabajo final tiene como objetivo principal caracterizar de manera geológica y geomorfológica al Cerro de la Laguna y Cerro los Mellizos Sur, incluidos dentro del Parque Nacional Laguna Blanca. El objetivo se llevó a cabo mediante el análisis de antecedentes bibliográficos, la interpretación de fotografías aéreas e imágenes *Landsat* y el estudio petrológico de muestras extraídas en el área de estudio. El Cerro de la Laguna ubicado en el margen noroccidental de la Laguna Blanca, es caracterizado como un centro eruptivo monogenético y es asociado al afloramiento de lavas denominadas Basalto Laguna Blanca (Delpino *et al.* 1995). El Cerro los Mellizos Sur, ubicado en el margen suroriental del Parque Nacional Laguna Blanca es vinculado a los afloramientos lávicos denominados Basalto Los Mellizos (Leanza *et al.* 1997). El paisaje volcánico característico de la zona está intrínsecamente asociado a la composición de las lavas extruídas de carácter basáltico olivínico, la tasa de emisión o volumen de lava extruída por unidad de tiempo y la pendiente primaria del terreno.

En el área de estudio del Cerro de la Laguna se expone un paisaje de flujos basálticos de tipo *pahoehoe* con geformas asociadas descritas como flujos mantiformes *pahoehoe* inflados con superficies subhorizontales y escarpas marginales que oscilan entre 0.5 y 1 kilómetro cuadrado de extensión y se elevan hasta 6-8 m por encima del terreno circundante, así como también otras de menor extensión y elevación como *lava rises* y *tumulis* (Di Tomasso, I., 2016). La zona que circunda el Cerro los Mellizos Sur se caracteriza por sucesiones de flujos lávicos en forma de lóbulos de avance, con gran propagación radial desde el edificio volcánico. Esta característica de avance de los flujos es probablemente debida a una topografía de pendientes pronunciadas, facilitando de esta manera la dispersión de los frentes lávicos.

Palabras clave: Basalto Laguna Blanca, Basalto Los Mellizos, *lavas pahoehoe*, flujos mantiformes, *lava rises*, *tumulis*.

Abstract

The main objective of the present Final Degree Project is to characterize in a geological and geomorphology manner the Cerro de la Laguna and Cerro los Mellizos Sur, which are included inside the Parque Nacional Laguna Blanca. The objective was conducted by means of bibliography background analysis, aerial photography and Landsat images interpretation and the petrologic study of the extracted samples of the study area. The Cerro de la Laguna is situated at the northwestern margin of the Laguna Blanca and it's characterized as a monogenetic eruptive center that its associated with the lava outcrops named Basalto Laguna Blanca (Delpino et al. 1995). The Cerro los Mellizos Sur is located at the southeastern margin of the Parque Nacional Laguna Blanca and its linked to the lava outcrops called Basalto Los Mellizos (Leanza et al. 1997).

The distinctive volcanic landscape of the region is intricately connected to the composition of the olivine basaltic lavas, the effusion rate or volume of lava extruded per time unit and the slope of the terrain.

At the Cerro de la Laguna study area, the landscape is described by pahoehoe basaltic flows with associated landforms described as inflated pahoehoe sheets flows that range from 0.5 to 1 square kilometers, which rise 6-8 m above the surrounding terrain with sub-horizontal top surface or plateau, bounded by steep escarpments. Others landforms of less extension and elevation were recognized such as lava rises and tumulis (Di Tomasso, I., 2016). The area that surrounds Cerro los Mellizos Sur is characterized by successive lava flows that advance as lava lobes and presents and extended radial propagation from the volcanic edifice. This distinctive way of advance is probably related to the steep sloped topography, making it easier for the lava flows to spread.

Keywords: Basalto Laguna Blanca, Basalto Los Mellizos, lavas pahoehoe, inflated pahoehoe sheets, lava rises, tumulis.

Agradecimientos

- En primer lugar, a mi familia. Gracias a mis padres por permitirme estudiar lo que me gusta y ayudarme durante todo el transcurso de la carrera, sin ellos mi educación y formación no hubiera sido posible. Los quiero y sus enseñanzas de vida me proporcionaron las herramientas para terminar esta etapa.
- A mi hermano que siempre me incentivo a terminar y siempre estuvo para darme ánimos en cualquier momento difícil que se me pudo haber presentado.
- A mi novia, a quien conocí hace 4 años gracias a una amiga de la facultad. Gracias por ser incondicional conmigo, aguantarme estos últimos 4 años y siempre estar para incentivarme y darme ánimos para terminar. Tu motivación, excesivo buen ánimo y optimismo ayudó a que terminara con este último paso. Te amo.
- A mis tíos y abuelos por estar siempre, particularmente a mi tío Carlos Dal Molin que al ser él mismo Geólogo me mostró lo interesante que es esta ciencia y fue de gran ayuda para la confección de este manuscrito.
- A Martin Arce mi director de tesis, gracias por estar en cada paso de la tesis, enseñarme una metodología de estudio e investigación, tus correcciones, los debates y discusiones, empecé con un director de tesis hace 2 años y terminé con un amigo más de la vida.
- A Pablo González, mi co-director de tesis, gracias por todas las enseñanzas extras que me brindaste en las salidas de campo y durante la confección de la tesis.
- A la Universidad Nacional del Comahue y al departamento de Geología y Petróleo que está lleno de excelentes profesores que pusieron todo de sí para el aprendizaje que tuve durante los años transcurridos en la carrera. Particularmente agradecerle a Susana de la Puente por todas las ayudas brindadas para la presentación de este manuscrito.
- A mis amigos de la vida, incondicionales y siempre haciendo que tire para adelante.
- A los amigos que me dio la facultad, preparar finales con ellos siempre hizo las cosas más fáciles.
- Al tribunal designado, Santiago González, Ana Cases y Diego Decurgez por tomarse el trabajo de corregir el manuscrito para mejorarlo.
- Por último, a mis perros, Ona, Frey, Kira y Hermes que siempre me sacan una sonrisa en cualquier contexto.

Índice

RESUMEN/ABSTRACT.....	II
AGRADECIMIENTOS.....	IV
1. INTRODUCCIÓN.....	VI
1.1 Objetivos.....	VII
1.2 Metodología.....	VIII
2. MARCO GEOLÓGICO REGIONAL, LOCAL Y ANTECEDENTES.....	X
2.1 Marco geotectónico regional.....	X
2.1.2 Marco Geológico local.....	XIII
2.2 Antecedentes, correlaciones y características del centro eruptivo Cerro de la Laguna.....	XV
2.2.1 Antecedentes y correlaciones del Basalto Laguna Blanca.....	XV
2.2.2 Características generales del centro eruptivo Cerro de la Laguna.....	XV
2.3 Antecedentes, correlaciones y características del centro eruptivo Cerro los Mellizos Sur.....	XVII
2.3.1 Antecedentes y correlaciones del Basalto Los Mellizos Sur.....	XVII
2.3.2 Características del centro eruptivo Los Mellizos Sur.....	XVIII
3. FUNDAMENTOS TEÓRICOS.....	XX
4. RESULTADOS.....	XXX
4.1.1 Secuencia volcánica de centro eruptivo Cerro de la Laguna.....	XXX
4.1.2 Geomorfología volcánica de centro eruptivo Cerro de la Laguna.....	XXXV
4.1.3 Petrografía de centro eruptivo Cerro de la Laguna.....	XLVII
4.2.1 Secuencia volcánica de centro eruptivo Cerro Los Mellizos Sur.....	LI
4.2.2 Geomorfología volcánica del centro eruptivo Cerro Los Mellizos Sur.....	LV
4.2.3 Petrografía de centro eruptivo los Mellizos Sur.....	LXIX
5. PUNTOS DE INTERÉS GEOTURÍSTICO.....	LXXVI
6. DISCUSIÓN.....	LXXXI
7. CONCLUSIONES.....	LXXXVII
8. BIBLIOGRAFÍA.....	LXXXVIII
9. ANEXOS.....	XCI

1. INTRODUCCIÓN

El Parque Nacional Laguna Blanca está ubicado al suroeste de la localidad de Zapala, provincia de Neuquén, a 1276 m.s.n.m dentro de la provincia geológica argentina Cuenca Neuquina.

La historia geológica del área de estudio se remonta al Jurásico con la depositación de la Formación Lajas en las cercanías del arroyo Pichi Ñireco.

El área de estudio comprende parcialmente el Parque Nacional Laguna Blanca, y está situada sobre los centros efusivos volcánicos los Mellizos Sur y Cerro de la Laguna, a 30km al suroeste de la localidad de Zapala, entre los paralelos $39^{\circ}4'24.87''S$ - $39^{\circ}4'50.87''S$ y los meridianos $70^{\circ}21'13.68''O$ - $70^{\circ}20'25.83''O$, y queda comprendido por los derrames lávicos de los conos volcánicos cubriendo un área aproximada de 64 km² en el cerro Los Mellizos Sur y 8 km² en el Cerro de la Laguna (Fig.1).

Partiendo de la Ciudad de Neuquén, al área de estudio se accede por la Ruta Nacional 22 hacia el E hasta la localidad de Zapala, se continúa por la Ruta Provincial 40 y se toma la Ruta Provincial 46 en la bifurcación ubicada al S de Zapala por la cual se arriba al establecimiento de Parques.

El Parque Nacional Laguna Blanca posee una superficie de 11.250 hectáreas pertenecientes a la ecorregión Estepa Patagónica y su laguna es considerada como uno de los cuerpos de agua dulce más importantes de la región norte de Patagonia, siendo lugar de encuentro de las comunidades originarias y pobladores criollos, resguardando diversos vestigios culturales que así lo manifiestan. Además, el área protegida tiene una particular relevancia como hábitat para numerosas aves acuáticas. Por esta razón fue incluida en la lista de Humedales de Importancia Internacional (Convención Ramsar) (<https://neuquentur.gov.ar>).

El cerro los Mellizos Sur es accesible por un sendero turístico que inicia frente al establecimiento de Parques, sobre la Ruta Provincial 46, y finaliza en la cumbre. El Cerro de la Laguna es accesible por un camino de ripio que comienza a unos km hacia el sureste del establecimiento de Parques y finaliza a un kilómetro de las coladas periféricas del cerro.

En las zonas aledañas al área de estudio se encuentran otros aparatos volcánicos, como el Cerro Morado al norte, Macho Viejo al norte-noreste, Manchado al este, Mangrullo al sur-sureste, Lohan Mahuida al sur, y los cerros Huemul, Huemul Chico, Ñireco y Pichi Ñireco al oeste.

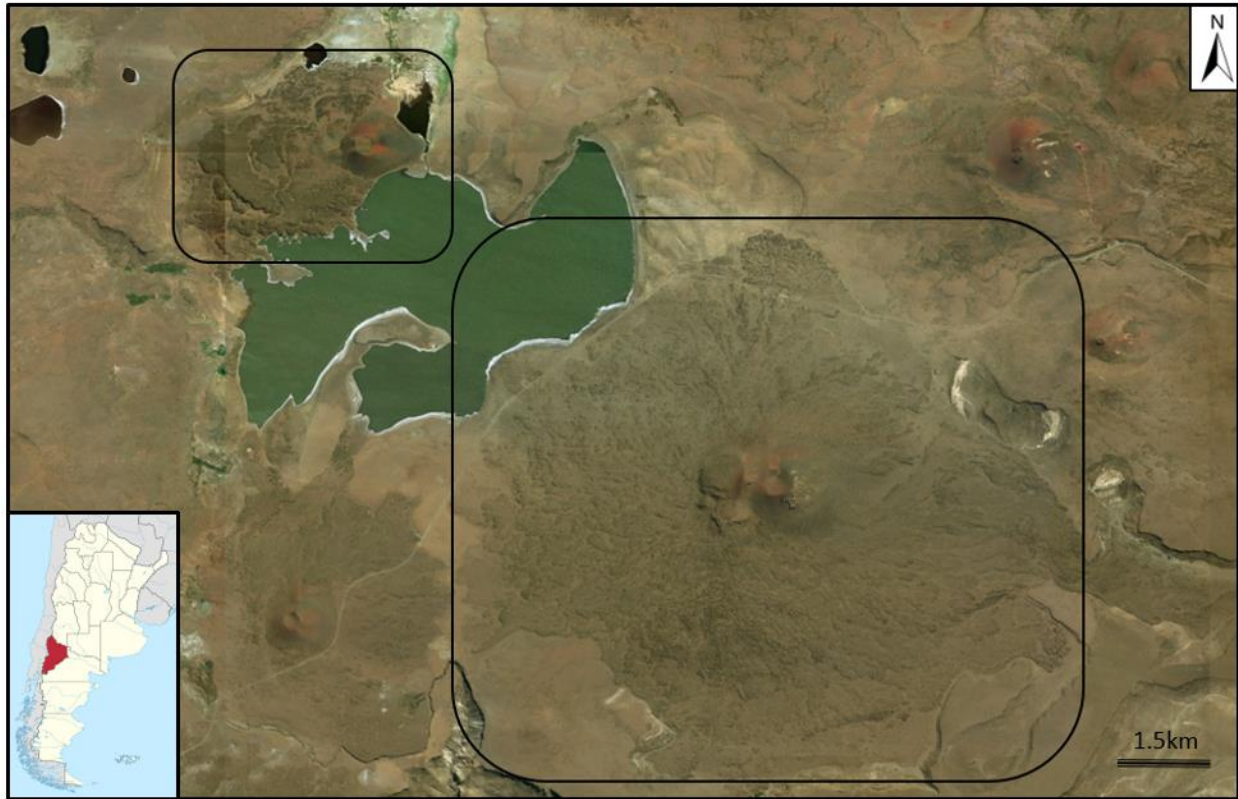


Figura 1. Mapa de ubicación de la zona de estudio dentro del Parque Nacional Laguna Blanca. Imagen generada de base de datos Bing, mediante programa ®Universal Map Downloader

1.1 Objetivos

El objetivo general de este trabajo final de licenciatura es estudiar la geomorfología y la petrografía de los aparatos volcánicos Los Mellizos y Cerro de la Laguna y sus respectivos productos eruptivos.

Los objetivos específicos de esta contribución incluyen:

1. La cartografía de las unidades eruptivas, separando adecuadamente entre efusivas lávicas y explosivas piroclásticas.
2. La identificación y mapeo de geformas volcánicas y sus estructuras mediante fotointerpretación e imágenes satelitales.
3. Elaboración de un Sistema de Información Geográfico (SIG) con la información cartográfica.
4. Realizar un análisis mineralógico y textural de las distintas unidades litológicas mapeadas.

5. Proponer sitios de interés turístico-geológico sobre la base de la belleza del paisaje volcánico y sus productos.

1.2 Metodología

Se realizaron tareas de gabinete previas y posteriores a los trabajos de campo.

La metodología utilizada para alcanzar los objetivos planteados consistió en la elaboración de un mapa geológico y geomorfológico del área mediante la fotointerpretación de pares estereoscópicos de fotografías aéreas y la interpretación visual de imágenes satelitales *Landsat*.

La caracterización petrográfica de los productos efusivos de cada cono volcánico se efectuó mediante el estudio detallado de muestras obtenidas en terreno. Los datos obtenidos fueron incorporados en el mapa geológico/geomorfológico a través de un sistema de información geográfica. La información fue analizada en gabinete y sumada a los datos de laboratorio se utilizaron para plantear una hipótesis sobre la historia geológica del área de estudio.

Actividades específicas

La elaboración del trabajo final de licenciatura se dividió específicamente en 4 etapas:

Tareas de gabinete previas al campo: consistió en la recopilación, revisión e investigación bibliográfica de trabajos previos realizados en la zona de estudio y sus zonas aledañas, poniendo énfasis en los aparatos volcánicos y sus productos. Se recopilaron imágenes satelitales de alta resolución mediante la utilización del software UMD (<http://www.allmapsoft.com/umd/>) obtenidas desde los servidores de BING y Google, y fotos aéreas proporcionadas por el SEGEMAR (Servicio Geológico Minero), con las cuales se llevó a cabo un estudio de fotointerpretación y confección de un mapa geológico y geomorfológico preliminar con el programa ArcGis® 10.2 (<https://www.arcgis.com/features/index.html>) donde se detallaron las geoformas volcánicas y los contactos geológicos de la zona estudiada, así como también los puntos de interés geomorfológicos volcánicos del área de estudio.

Trabajos de campo: consistieron en el control y corrección del mapa geológico-geomorfológico base preparado en gabinete, el reconocimiento de puntos de interés geológico señalados en gabinete y el registro fotográfico de las geoformas volcánicas. En forma adicional, se relevaron

secciones geológicas en los conos volcánicos y se prosiguió con el muestreo litológico representativo de las unidades de mapeo.

Tareas de gabinete posteriores al campo: corrección y dibujo final del mapa geológico y geomorfológico de campo. Se digitalizó la información cartográfica y se la integró con todos los datos de gabinete con el objetivo de confeccionar un mapa lito-geomorfológico definitivo del área. Análisis mineralógico, textural y composicional de muestras de rocas volcánicas y piroclásticas mediante lupa de mano y binocular. En forma adicional se confeccionaron secciones delgadas representativas de las rocas para realizar la caracterización petrográfica por microscopía óptica. Las mismas se llevaron a cabo en el Laboratorio de Microscopía y Difractometría de Rayos X del Instituto de Investigación en Paleobiología y Geología (UNRN-CONICET). Finalmente, y como aporte original complementario, se identificaron y propusieron sitios de interés geológico-turístico, sobre la base del paisaje volcánico natural del Parque Nacional Laguna Blanca que se encuentra bien preservado.

Elaboración de informe: se procesaron los datos obtenidos relacionándolos de tal manera que permitieron generar una hipótesis sobre la historia geológica del área de estudio. Se concluyó con la elaboración de un informe detallando las metodologías empleadas, resultados, hipótesis y conclusiones, incluyendo además los mapas litológicos y geomorfológicos, además de los análisis de laboratorio que incluyeron descripciones petrográficas en muestra de mano y secciones delgadas.

2. MARCO GEOLÓGICO REGIONAL, LOCAL Y ANTECEDENTES

2.1.1 Marco geotectónico regional

Denominada la columna vertebral tectónica de América del Sur, la cordillera de los Andes es una cadena montañosa que se extiende por más de 7.000 km a lo largo del borde occidental de América del Sur con una superficie que ronda los 3.400.000 km², que fue formada por un proceso de subducción oceánica en el cual interactúan las placas tectónicas de Nazca-Farallón y Antártica con la placa Sudamericana. Tras 200 millones de años de convergencia, el margen occidental del continente ha quedado segmentado y caracterizado por variaciones tectónicas, morfológicas, volcánicas, cuencales y topográficas (Tassara *et al.*, 2006) que componen de manera generalizada un arco magmático con fajas plegadas y corridas, cuencas de retroarco en el flanco oriental y fosas oceánicas en el flanco occidental (Issacks *et al.*, 1982).

La segmentación del orógeno Andino fue conformada durante el último ciclo orogénico en el Mezo-Cenozoico con la subducción de la placa de Nazca-Farallón bajo la placa continental Sudamericana, distinguiéndose de esta manera tres segmentos mayores denominados Andes del Norte (12°N - 5°S), Centrales (5° - 33°S) y Sur (33°-56°S) donde se incluyen los Andes Australes (46° - 56°S) (Stern, 2004).

Los procesos de subducción de placas son los que desarrollaron y mantuvieron activo el Arco Volcánico Andino (AVA), el cual hospeda la mayor cantidad de aparatos volcánicos que han erupcionado en el Holoceno. Este extenso arco no es continuo, sino que consiste en cuatro segmentos bien diferenciados como consecuencia del ángulo de inclinación de las placas subducidas (Fig. 2). De esta manera, aquellas zonas donde los ángulos de subducción alcanzan los 25° constituyen zonas de vulcanismo activos en la actualidad (Stern, 2004).

Los cuatro segmentos son denominados Zona Volcánica Norte (ZVN, 5°N - 2°S) extendiéndose desde el norte de Colombia al sur de Ecuador donde los volcanes se orientan en dirección norte-sur, la Zona Volcánica Central (ZVC, 14°-27°S) comprendiendo el sur de Perú, oeste de Bolivia, norte-noroeste de Argentina y norte de Chile con volcanes activos orientados noroeste-sureste en Perú y norte-sur en Chile, la Zona Volcánica Sur (ZVS, 33° - 46°S), abarcando la zona central y sur de Chile/Argentina donde la cadena de volcanes activos se orienta norte-sur y la Zona

Volcánica Austral (ZVA, 49°55'S), la cual se extiende desde el punto triple de Chile hacia el Archipiélago de Patagónico (Tilling, 2009). Aquellas zonas del arco principal con ausencia de vulcanismo que separan los segmentos del AVA, coinciden con regiones donde la inmersión de las placas subducidas es más somera, con ángulos de entre 10 y 15° a profundidades mayores a 100 km según Stern, 2004.

El área de estudio se encuentra en la Zona Volcánica Sur, que a su vez es dividida en cuatro segmentos de norte a sur de acuerdo a características de corteza continental, aparatos volcánicos y sus respectivos productos efusivos.

La ZVS Norte (ZVSN, 33° - 34°30'S), está conformada por tres complejos volcánicos denominados Tupungato-Tupungatito, Marmolejo-San José y Maipo. Durante el Plioceno, la subducción de la dorsal de Juan Fernández tuvo como consecuencia el descenso en el ángulo de subducción en el margen Norte de la ZVS, provocando la migración del frente volcánico unos 40 km hacia el Este hasta su posición actual.

La ZVS Transicional (ZVST, 34°30' - 37° S) está caracterizada por erupciones volcánicas holocenas de composiciones subalcalinas de arco a alcalinas de retroarco, derivados de fuentes heterogéneas del manto terrestre y en menor medida de la corteza oceánica y los sedimentos subducidos (Stern, 2004).

Las ZVS Central (ZVSC, 37° - 41.5°S) y del Sur (ZVSS, 41.5° - 46°S) comparten la zona de falla ~N10°E Liquiñe-Ofqui (ZFLO), que se caracteriza por tener una longitud aproximada de 1.000 km y que junto a lineamientos noreste-suroeste controlan las locaciones de algunos de los más prominentes estratovolcanes y cientos de centros eruptivos monogenéticos (Stern, 2004). En esta región de los Andes, las placas de Nazca y Sudamérica convergen oblicuamente (~25°) con respecto a la fosa. El límite norte de estas zonas es la prolongación dentro del continente de la intersección de la Zona de Fractura Mocha con la fosa de Chile-Perú, mientras que el límite sur es la intersección de la dorsal de Chile con el continente. El arco volcánico en estas zonas tiene una anchura aproximada de 80 km en la ZVSC con máximos de 120 km y mínimos de 70 km, mientras que en la ZVSS el ancho disminuye hasta 40 km aproximados.

Según Melnick *et al* (2006), la zona de los Andes Neuquinos ubicada entre los 37°S - 39°S, es caracterizada como una zona transicional entre los Andes Patagónicos y los Andes Centrales, los

cuales tienen elevaciones que oscilan entre 1 y 4 km, con un ancho entre 300 km y 800 km respectivamente. La región de la placa de Nazca que subduce la zona consiste en una corteza oceánica de aproximadamente 25-35 Ma y espesor de 40 km al sur de los 38°, con una tasa de convergencia promedio de 80 mm por año en los últimos 6 Ma, determinados mediante modelamiento de posicionamiento global.

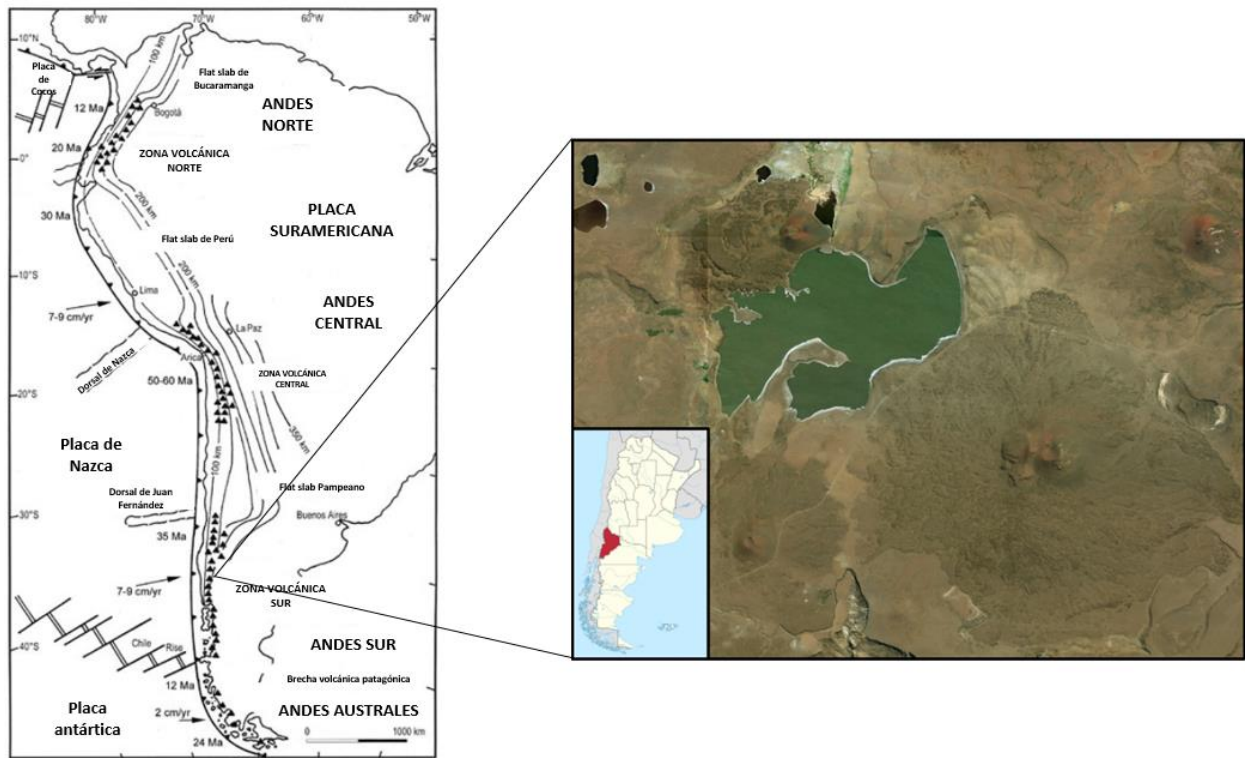


Figura 2. Mapa esquemático de América del Sur y placas tectónicas que delimitan las zonas volcánicas de los Andes. Modificada de Stern (2004).

De acuerdo a López-Escobar *et al* (1995) la mayor parte de los estratovolcanes y centros eruptivos cuaternarios al sur de los 38°, están asociados a fallas con tendencias ~NNE de la ZFLO o con alineaciones oblicuas al arco orientadas N50 -70°E y N50 - 60°O. Nakamura (1997) propuso un modelo donde se interpretan los lineamientos N50 - 70°E como indicativos de la orientación de los ejes de máximo estrés horizontal y los lineamientos de N50 – 60°O como fracturas preexistentes que también funcionaron como canales de ascenso de magma. Los centros eruptivos monogenéticos del Parque Nacional Laguna Blanca (39°) y las zonas aledañas a éste, estarían incluidos dentro del segundo grupo de alineaciones.

Durante el Pleistoceno medio se produjo un cambio de orientación y migración en dirección O hacia la fosa del arco volcánico (Muñoz & Stern, 1989) lo que generó la inactividad volcánica de la zona de estudio. Sin embargo, volúmenes significativos de actividad volcánica del Pleistoceno tardío/Holoceno continuó en el complejo volcánico Copahue a los 38°. En estudios más recientes de Lara *et al.* (2001) y Lara y Folguera (2006), se sugiere que el proceso ocurrido se debe a una reducción del ancho del arco volcánico y no una migración de éste, ya que el frente volcánico no cambia su ubicación de un período a otro.

2.1.2 Marco geológico local

La historia geológica del área de estudio se remonta al Jurásico con la depositación de la Formación Lajas, compuesta a grandes rasgos por una alternancia de areniscas mayormente deltaicas, escasos conglomerados y delgadas intercalaciones de pelitas y limolitas con presencia de fósiles bivalvos y amonites y restos vegetales (Leanza *et al.*, 1997), aflorando en las inmediaciones del Arroyo Ñireco, entre los Cerros Ñireco y Pichi Ñireco. En el sector Norte del cerro Pichi Ñireco, así como también al sur-sureste del cerro Los Mellizos Sur, aflora el Basalto Lohan Mahuida de composición basáltica-olivínica y textura porfírica de colores grises oscuros atribuidos al Mioceno Superior (Leanza *et al.*, 1997). Al Sur del cerro Los Mellizos Sur, en contacto con el Cerro Mangrullo afloran los basaltos olivínicos del Basalto Zapala, atribuido al Ciclo Coyocholitense (Leanza *et al.*, 1997) de edad Miocena Tardía-Pliocena avalada por dataciones radimétricas brindadas por Linares y González (1990) en las cercanías de Zapala, que oscilan entre $8,6 \pm 0,4$ a $2,3 \pm 0,3$ MA. Hacia el sur-sureste se encuentra aflorando extensamente la Formación Pampa Curacao (Leanza *et al.*, 1997). En el sector norte y nor-noreste del parque nacional se avistan afloramientos de fangolitas conglomeradas fluvioglaciales pertenecientes a la Formación Las Coloradas de edad Pliocena (Leanza *et al.*, 1997) en contacto con afloramientos recientes de depósitos aluviales modernos.

Durante el pleistoceno medio/tardío, los derrames lávicos correspondientes al Basalto Los Mellizos modificaron el relieve local propiciando el inicio de la formación del cuerpo de agua. En el Holoceno, el endicamiento se completó hacia el oeste-noroeste a través de la efusión del Basalto Laguna Blanca, siendo estos procesos eruptivos los que circunscribieron la exhondación actualmente ocupada por las aguas de laguna (Leanza *et al.* 1997).

Los centros eruptivos Macho Viejo (que origina los cerros Manchado, Morado, Macho Viejo, y Ñireco), Los Mellizos, Pichi Ñireco y Cerro de la Laguna han tenido un papel fundamental en la formación del paisaje del Parque Nacional Laguna Blanca, debido a que son los centros de emisión de los derrames que formaron el endicamiento para contener la Laguna Blanca y, además, conferirle a la región un singular paisaje volcánico con gran atractivo turístico.

Los centros de emisión central esencialmente lávico, y en menor proporción piroclástico, del Basalto Los Mellizos, son los cerros Los Mellizos Sur (1723m) y Pichi Ñireco (1749m), los que se atribuyen al Ciclo Puentelitense (Pleistoceno Superior). Esta unidad fue descrita por Groeber (1933) como Basalto V, y posteriormente fue llamada Puentelitense por el mismo autor (Groeber, 1946).

El Basalto Laguna Blanca, definido por Delpino *et al.* (1995) corresponde a un único afloramiento en coincidencia con el Cerro de la Laguna (1437m), atribuido al Ciclo Trometilense inferior (Holoceno) que es interpretado como un ciclo más joven que el Puentelitense teniendo en cuenta el grado de desgaste de sus rocas, la ausencia de recortes de su propio derrubio y la escasa vegetación que si presentan los cerros Los Mellizos Sur y Pichi Ñireco (Leanza *et al.* 1997).

2.2 Antecedentes, correlaciones y características generales del centro eruptivo Cerro de la Laguna.

2.2.1 Antecedentes y correlaciones del Basalto Laguna Blanca

El Basalto Laguna Blanca fue designado como tal por Delpino *et al* (1994), quienes incluyeron a los derrames lávicos del Cerro de la Laguna, Pichi Ñireco y Los Mellizos Sur en esta unidad, para luego reasignar a los dos últimos al Basalto Los Mellizos, del Ciclo Puentelicense, debido a su más alto grado de desgaste, presencia de detritos y abundante vegetación.

Teniendo en cuenta la ubicación del Cerro de la Laguna sobre los aluvios de la Laguna Blanca, su reducido volumen y sus derrames lávicos más frescos, es interpretado como un centro efusivo atribuido al Holoceno Inferior. Las características del Basalto Laguna Blanca son equiparables al Basalto VI de Groeber (1933), denominado luego Ciclo Trometicense Inferior por el mismo autor (1946), cuya localidad tipo es el área del Volcán Tromen en el norte de la provincia de Neuquén. Tanto Lambert (1956) como Leanza y Leanza (1979) asignaron a la Formación Tromen numerosos centros efusivos de las características del Basalto VI, siendo luego reasignados por Leanza (1985). Galli (1969) describió a los basaltos del cerro Horqueta en la hoja Piedra del Águila como Basaltos VI, así como también Turner (1973) designó en las Comarcas de Aluminé y Junín de los Andes a basaltos equiparables, con el mismo nombre. Muestras petrográficas de la Laguna Blanca, entre otras, fueron analizadas por Muñoz y Stern (1988) para caracterizar el segmento 39°S y asignadas a volcanismo de tras-arco del Holoceno por Curotto E. (2014) junto a muestras del Complejo Volcánico Auca Mahuida con características similares a los derrames basálticos del Cerro de la Laguna.

2.2.2 Características generales del centro eruptivo Cerro de la Laguna

El Cerro de la Laguna es un centro efusivo monogenético ubicado entre los paralelos 39°0'26.89"S - 39°2'19.34"S y los meridianos 70°24'39.86"O - 70°21'46.19"O, en el margen noroccidental de la laguna homónima. Durante el Holoceno, este edificio volcánico produjo derrames lávicos que culminaron el endicamiento de la Laguna Blanca (Leanza *et al*, 1997).

El aparato volcánico (39°1'20.00"S / 70°22'30.67"O) tiene una altura máxima de 1437 m y está conformado por un cono de escoria de color pardo rojizo a morado intenso, con un cráter circular

intacto y vestigios de un domo de reducido volumen dentro del cráter. Los derrames lávicos del cerro de la Laguna tienen tres puntos focales de emisión bien definidos, uno de ellos estaría subyaciendo al cono de escorias (F1), los otros estarían emplazados en la base del flanco noroeste del cono (F2) y sobre el sector central sur de la zona de estudio (F3) (Fig. 3).

Dadas las características efusivas del Cerro de la Laguna, las coladas lávicas se habrían propagado durante un extenso y único episodio efusivo como sucesivos aportes de material canalizado mediante tubos de lavas a medida que avanzaban sobre la topografía de la zona. De esta manera, los mantos basálticos generados presentan diferentes niveles de elevación de acuerdo a la tasa de alimentación de lava que recibieron.

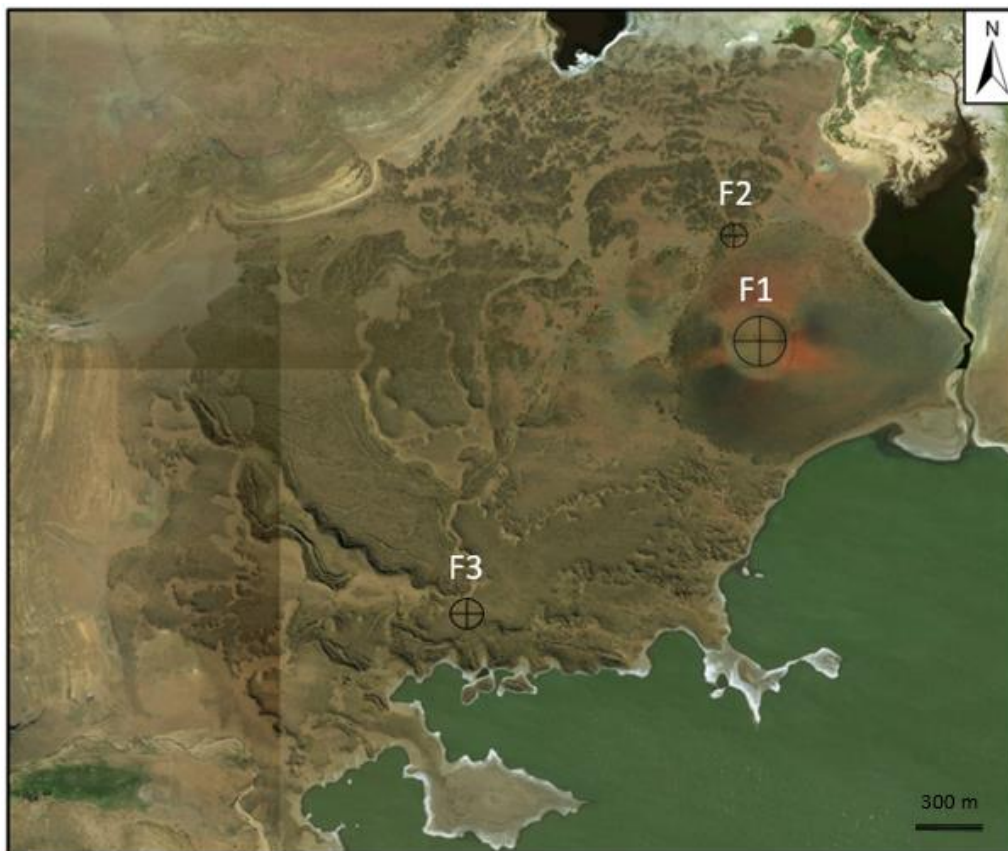


Figura 3. Zona de estudio del Cerro de la Laguna. F 1, 2 y 3 (centros de emisión). Imagen generada de base de datos Bing, mediante programa ©Universal Map Downloader

2.3 Antecedentes, correlaciones y características generales del centro eruptivo Los Mellizos Sur

2.3.1 Antecedentes y correlaciones del Basalto Los Mellizos Sur

El Basalto Los Mellizos Sur fue denominado por Groeber (1933) como Basalto V y atribuido a conos escoriales postglaciales de considerable extensión areal, que presentan una incipiente meteorización sub aérea. Posteriormente fue renombrado como Ciclo Puentelicense por el mismo autor (Groeber, 1946). La denominación Puentelicense viene dada por la región del viejo puente sobre el Río Grande, donde se apoyan este tipo de basaltos olivínicos. También pueden encontrarse en los volcanes del grupo sur del Pun Mahuida, en un domo antepuesto al nordeste entre Buta Ranquil y la parte culminante del cerro, incluidos en la hoja Chos Malal. También en la región de la hoja Mari Mahuida y en la hoja 30c del mapa geológico general de la Argentina 1:200.000 pueden vislumbrarse escoriales de este período, donde se observa el cierre del valle del río Grande por un escudo de escoriales y en la zona del río Agrio superior, cercano al arroyo del Pino inferior. En la cumbre del Cerro Cansino y zonas aledañas, Turner (1956) describió basaltos con las mismas propiedades que los Basaltos Los Mellizos. González Díaz (1972) se refirió a esta unidad como Formación El Mollar en el estudio del área volcánica del Payún Matrú. Luego fue designada por Nuñez (1976) y por González Díaz (1979) como Formación el Puente unificando criterios. Leanza y Leanza (1979) describieron basaltos de características similares en la región de Catan Lil, sobre el cerro Redondo del Escorial y en el río Catan Lil, aguas arriba de Las Coloradas, que también fueron denominados Formación el Puente. Andesitas olivínicas de características semejantes que guardan las mismas relaciones fueron descritas por Turner (1973) como Formación Malleo sobre el valle del río Malleo. En el Norte de Neuquén y Sur de Mendoza, Holmberg (1976) e Yrigoyen (1972) emplearon las denominaciones Formación el Puente y Basalto Puente respectivamente. Curotto E. (2014) asignó muestras petrográficas de la Laguna Blanca realizadas por Muñoz y Stern (1988) y muestras del Complejo Volcánico Auca Mahuida realizadas por Kay S. M. *et al* (2003) a volcanismo de tras-arco Pleistoceno Tardío con características semejantes al Basalto los Mellizos Sur.

2.3.2 Características del centro eruptivo Los Mellizos Sur

Ubicado entre los paralelos 39°2'8.61"S y 39°7'6.80"S y los meridianos 70°21'33.94"O y 70°14'27.34"O, el cerro Los Mellizos Sur es un centro eruptivo cuya historia se remonta al Pleistoceno Medio/Tardío, siendo un principal contribuyente al endicamiento de la Laguna Blanca junto a los centros eruptivos Macho Viejo y Pichi Ñireco mediante los amplios derrames lávicos que produjeron.

El edificio volcánico está caracterizado por un extenso manto basáltico cubierto por depósitos piroclásticos y un cono de escoria de color pardo rojizo, con alturas máximas de 1644 m y 1723 m respectivamente. Sobre la base del cerro se observan por lo menos cuatro centros de emisión aflorantes (Fig. 4). Estos funcionaron como las principales vías de esparcimiento de lava, auxiliadas por canales y tubos secundarios formados en diferentes puntos a su vez determinados por la topografía que enfrentaban los derrames en su avance.

Los derrames basálticos de estos centros efusivos se disponen de manera radial desde el centro, siendo caracterizados por diversos episodios generadores. Como grandes unidades, se distinguen un conjunto de coladas basales de gran extensión y menor desarrollo vertical y un segundo conjunto de lavas de menor extensión y mayor relieve.

Situado en la parte central del aparato volcánico y rodeado de un campo de piedra pómez afloran diques subparalelos con orientación NE-SO (Fig. 4), intruyendo basaltos que componen el depósito mantiforme occidental. Éste cuerpo está constituido por una parte masiva central flanqueada por un borde dinámico y rodeado por una zona intensamente brechada. Presenta además altas concentraciones de magnetita.

Sobre el borde norte del cono aflora en forma saltuaria una vetilla de magnetita con rumbo general N-25-E y espesor discontinuo de pocos centímetros. También aflora en esa zona un depósito de *block and ash* con rumbo N-290.

Sobre el flanco noreste y a pocos metros del borde del cono se dispone un potente depósito de flujo piroclástico denso que se extiende radialmente hacia las direcciones S, SE, E y NE. El afloramiento presenta una forma aproximada de medialuna con una extensión N-S de aproximadamente 600 m y un ancho máximo aproximado de 200 m y espesores variables entre pocos centímetros y 6 a 8 m.



Figura 4. Zona de estudio los Mellizos Sur. D (diques), F (centros de emisión), I (flujo piroclástico denso), B&a (Block and ash). Imagen generada de base de datos Bing, mediante programa ©Universal Map Downloader.

3. Fundamentos teóricos

Las geoformas observadas en el área de estudio están íntimamente relacionadas a la composición y viscosidad de la lava extruida, así como también a la topografía de la zona. De esta manera pueden dividirse las geoformas de acuerdo a las lavas con las que fueron generadas.

Lavas Pahoehoe: caracterizadas por velocidades de flujo lentas que generan una corteza lisa, suave y ondulada. Aunque pueden ser alimentadas por canales tienden a formar una corteza a través de todo el flujo que se mantiene continua a lo largo de los márgenes y frentes donde los espesores iniciales enfriados alcanzan pocos decímetros. Los primeros flujos de lava son delgados por lo que son retrasados por la corteza enfriada, de esta manera, la extensión de la lava se produce por una combinación de fugas en formas de pequeños lóbulos mediante roturas en la corteza y permitiendo que nuevas lavas excaven debajo de estos, produciendo un levantamiento del frente del flujo. El frente entonces puede describirse como una colección intermitente de lóbulos, cada una más estrecha que el ancho del flujo total, pudiendo alcanzar 100 m o más e incluso desarrollar canales de alimentación (López-Ruiz, J. 2014) (Fig. 5).

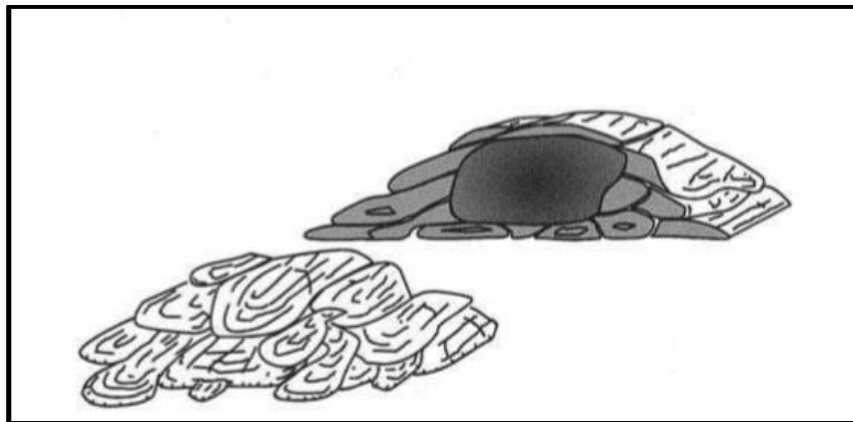


Figura 5. Esquema de avance como conjunto de lenguas de lavas Pahoehoe. Harris and Rowland 2015.

Estructuras externas asociadas a lavas básicas.

Rollos de lava (*Lava coils*): rollos o espirales de corteza lávica, generadas en flujos de muy baja viscosidad como las lavas *Pahoehoe*, que solidifican a lo largo de una zona de cizalla dentro del flujo entre bloques estacionarios y adyacentes (Oshkosh G, Hudak J, 2001) (Fig. 6).



Figura 6. Rollos de lava en flujo de Pahoehoe, Volcan Kilauea. W.W. Chadwick (1983).

Ampollas de lava (*Lava blisters*): burbujas de lavas basálticas de paredes muy finas formadas por la liberación de gases desde la superficie de las lavas *Pahoehoe* (Fig. 7). El ancho y la altura de las ampollas rara vez alcanzan el metro (Green, J. 1971).



Figura 7. Ampolla de lava en flujo Pahoehoe, Volcán Kilauea. J.D Griggs (1990).

Canales de lava (*Lava gutters*): sectores donde la lava fluye hacia abajo en corrientes estrechas, formando así pendientes pronunciadas que definen canales. Se generan cuando un flujo de lava líquida estrecho se enfría en sus márgenes formando una leve cresta, luego se extienden nuevas lavas por los laterales de la cresta que también comienza a enfriarse y endurecerse, añadiendo así altura (Fig. 8). El proceso continúa hasta que se define un canal con bordes pronunciados, denominados albardones, donde la nueva lava extruida fluye a mayor velocidad (Grimes 2005).

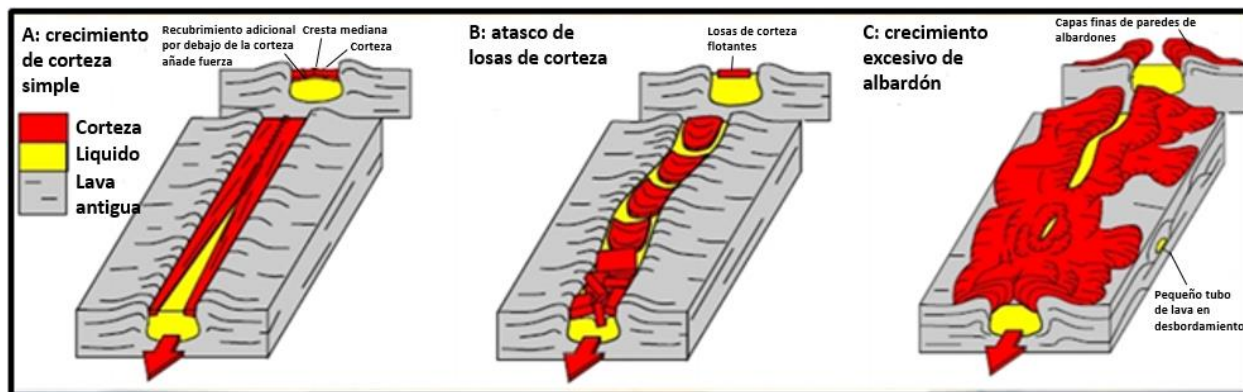


Figura 8. Esquema de formación de canal de lava. Grimes (2005)

Toes: pequeñas protuberancias denominadas “toes” (dedos de pie) son muy comunes a lo largo del frente lávico de una colada *pahoehoe* que se mueve por pendientes suaves o planas. El flujo se propaga a medida que los pequeños dedos de pie crecen en tamaño y se unen entre sí, formando de esta manera un frente más amplio, que a su vez se infla cuando nuevas lavas se mueven a lo largo del núcleo fundido del flujo lávico (Fig. 9). Consecuentemente, series de más *toes* rompen el frente, avanzan y el proceso comienza nuevamente (Byrnes M, J. 2001).



Figura 9. Dedos de pie de lava avanzando en el frente del flujo lávico de volcán Kilauea. J.D. Griggs, USGS (SF).

Albardones de lava (*Lava levees*): similares a los albardones generados por depósitos en corrientes aluviales, estos se generan en conjunto a los canales o tubos de lava, sirviendo de esta manera como contenedores para que la lava fluya (Harris, A. 2008)

Bolas acrecionarias de lava (*Accretionary lava balls*): Con intervalos que van desde centímetros a varios metros de tamaño, las bolas de lava acrecionaria son masas esféricas de lava solidificada que se forman cuando pequeños fragmentos de lava en enfriamiento comienza a rodar a lo largo de la superficie de un flujo activo, adhiriendo lava y fragmentos de roca a su superficie. Su crecimiento es similar a una bola de nieve que rueda cuesta abajo adhiriendo nieve blanda a su superficie (Neuendorf, K. 2005) (Fig. 10).

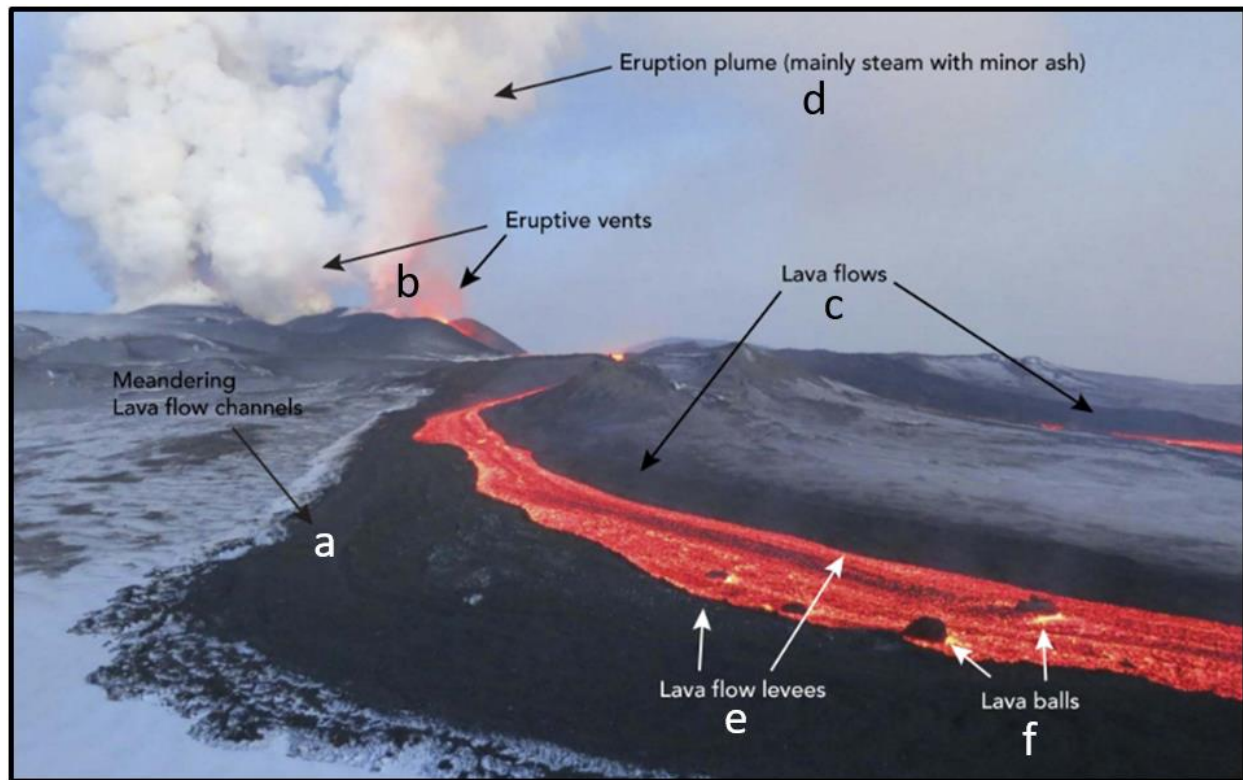


Figura 10. Canal de lava con sus respectivos albardones. Nótese las bolas de acreción. V. a) canales de lava meandrosos, b) respiraderos eruptivos, c) flujos de lava, d) Pluma eruptiva (principalmente vapor con ceniza), e) albardones de flujo lávico, f) bolas acrecionarias de lava. Modificada de Yashuk (2012).

Lóbulos de lava (*Lava lobes*): caracterizados como rasgos en formas de lenguas de lava que se desarrollan tras la ruptura o brechamiento (*outbreaks*) de los márgenes o frentes del flujo lávico. Suelen formarse también hacia el final de los canales de lava (Di Tomasso 2016).

Túmuli: estructura con topografías positivas muy común en campos de lavas *pahoehoe* de baja pendiente. La superficie del flujo lávico se enfría formando una fina corteza que continúa

recibiendo inyecciones de lava fundida por debajo, de esta manera, en zonas donde el frente lávico se detiene la lava empuja hacia arriba elevando la superficie. Una vez enfriada la lava, el producto es un domo o montículo con lados empinados que puede alcanzar varios metros de espesor y elongación denominados Túmulos. Usualmente el domo es completamente sólido, aunque ocasionalmente parte de la lava drena hacia afuera por medio de grietas (*squeeze ups*) y el tope del domo se hunde dejando un hueco central o montículo con forma de rosquilla (Fig. 11). Las grietas en la superficie del domo son denominadas *inflation clefts*. Los *tumuli* pueden también generar grietas entre la superficie topográfica y la superficie de la lava denominados *breakouts*, por la que puede producirse escape de lava fundida (Walker 1991) (Fig. 12).

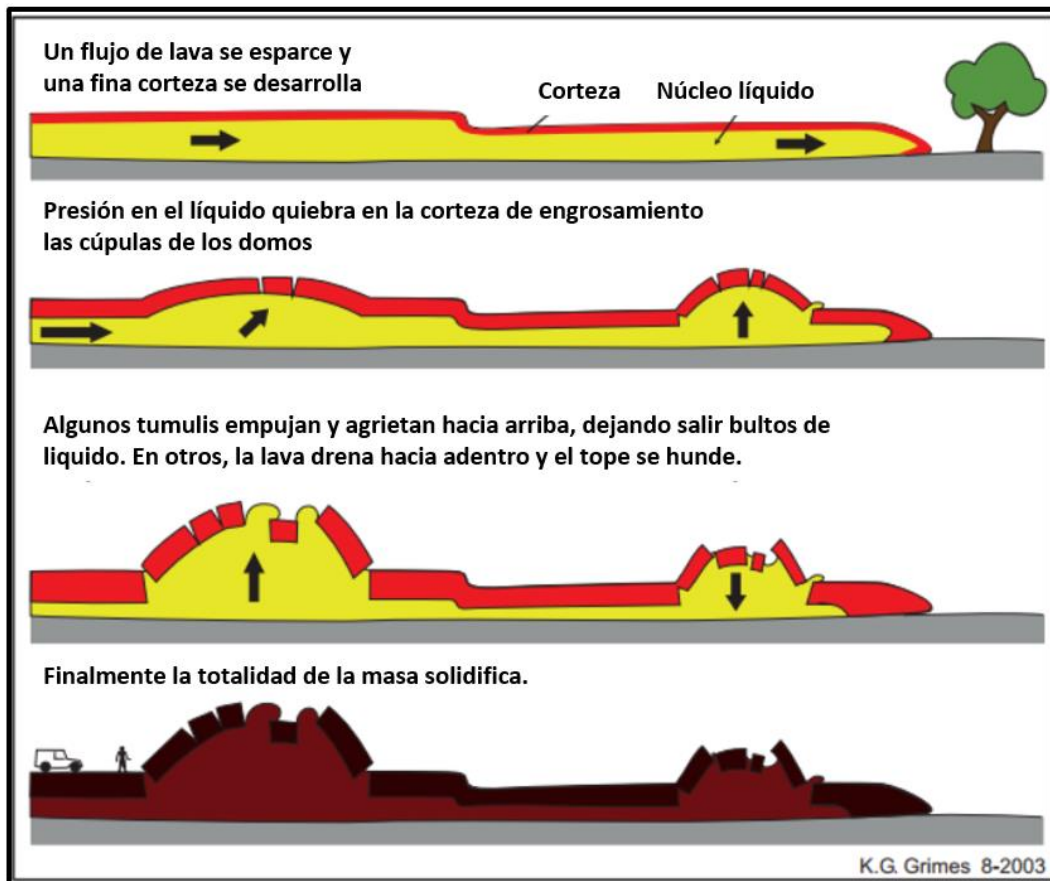


Figura 11. Esquema de formación de un tumuli por inyección de lava fundida. A medida que el flujo de lava se extiende, se genera una fina capa de corteza enfriada en la superficie. Frente a un obstáculo, el frente lávico se detiene, y la continua inyección de lava fundida eleva la corteza enfriada, generando un domo. Modificada de Grimes (2003).

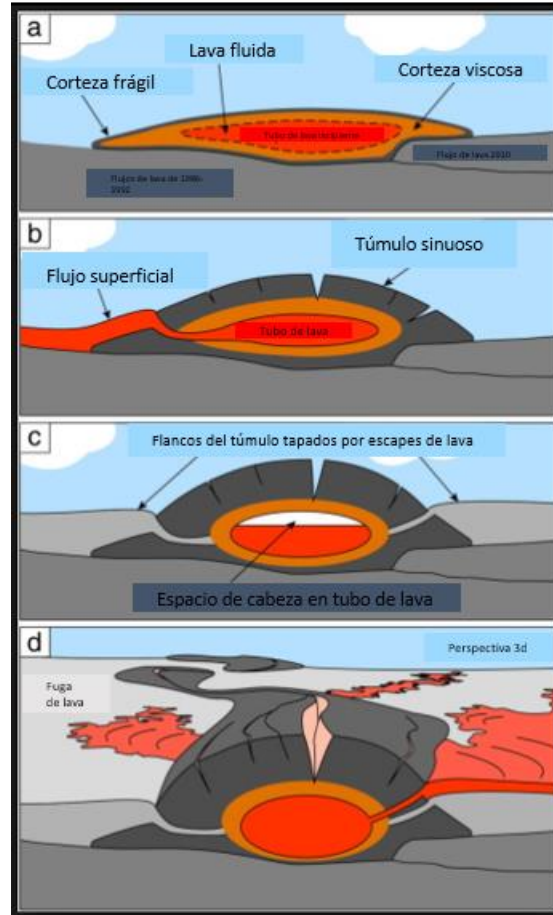


Figura 12. Esquema de formación de tumuli con énfasis en la producción de outbreaks (rupturas) por donde puede fluir la lava fundida. Orr et al (2015).

Crestas de presión/Crestas de flujo (Pressure ridge/Flow ridges): de similar manera en que se forman los *tumuli*, las crestas de presión se generan cuando frentes lávicos se detienen y la continua inyección de lava fundida eleva la corteza enfriada. De acuerdo a Walker (1991) la diferencia entre una y otra radica en la forma de pandeo de las estructuras. Así, cuando el pandeo es debido a presión lateral transmitida a través de la corteza rígida hablamos de crestas de presión, y cuando es debido al hinchamiento (*up swelling*) hablamos de *tumuli*.

Ascenso de lava (Lava rise) / flujo mantiforme *pahoehoe* inflado: cuando un campo de flujo lávico de baja pendiente recibe una inyección de lava por debajo de la corteza enfriada se produce un levantamiento plano de la corteza que es denominado *Lava Rise* (Fig. 13). Si la

extensión y elevación del depósito formado es amplia, superando el kilómetro cuadrado y 3 a 4 m de altura, hablamos de flujo mantiforme *pahoehoe* inflados (Walker 1991).

Fosa de ascenso de lava (*Lava rise pits*): este tipo de estructura es generada en simultaneo con los *Lava Rises* en aquellos lugares donde la lava no ha podido elevarse, denominándose fosas porque la lava alrededor de ellas se elevó. Estas geoformas pueden ser formadas también por subsidencia, denominadas fosas de subsidencia (Walker 1991) (Fig. 13).

Grietas marginales (*Lava rise cleft*): son grietas o fisuras generadas en los márgenes de los *lava rises* o en los topes de los *tumuli*, producidas por la inflación de la lava (Walker 1991) (Fig. 13).

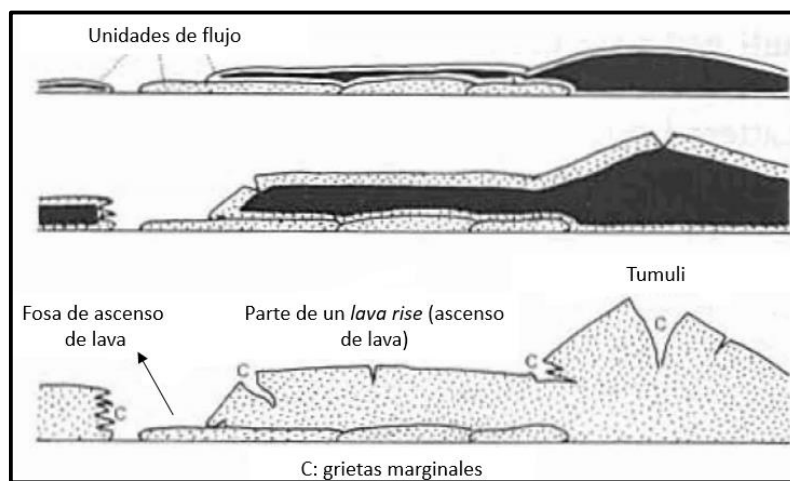


Figura 13. Esquema de formación de lava rise, lava rise pits, lava rise clefts y túmulo. Walker (1991).

Lago de lava (*Lava lake*): grandes volúmenes de lava fundida que puede estar contenida en un cráter o una extensa depresión. El término puede aplicarse a la lava fundida o lava solidificada, denominados lagos de lava congelados (USGS. SF).

Estructuras internas asociadas a lavas básicas.

Disyunción columnar (*Columnar disjunction*): el resultado de las tensiones térmicas dentro de un cuerpo de lava que se enfría es la generación de fracturas que se propagan en planos paralelos a la dirección de enfriamiento. Estas fracturas delimitan columnas poligonales de 5 a 6 lados que se desarrollan perpendicularmente a la superficie de enfriamiento. Las columnas, que varían de 5 centímetros a más de 3 metros de ancho, son típicamente rectas y tienen lados paralelos, aunque algunas pueden ser curvadas si la parte superior de la colada avanza más rápidamente que la

base. A lo largo de las unidades de flujo individuales, las columnas pueden variar considerablemente en dimensión y en sección.

El enfriamiento discontinuo lleva al desarrollo de marcas transversales que indican la posición de las isotermas durante el enfriamiento. Si bien la estructura de disyunción columnar es común en todos los tipos de flujos de la lava, también puede aparecer en algunos flujos ignimbríticos de alto grado que tienen soldadas la matriz vítrea con los vitroclastos. También son comunes en cuerpos ígneos sub-volcánicos como los diques, donde se desarrollan en forma normal a las paredes, y en cuellos volcánicos (*necks*). (González, P, Morfología de flujos lávicos, documento inédito) (Fig. 14).



Figura 14. Formación de disyunción columnar idealizada.

Túneles o Tubos de lava (*Lava tube*): los tubos de lava son estructuras que alcanzan hasta 60 m de diámetro y varios kilómetros de longitud, que se desarrollan por el flujo del magma en el interior de canales confinados en el flujo lávico (Fig. 15). Pueden originarse de acuerdo a cuatro principales procesos: (1) como corteza plana que crece sobre la corriente de lava fundida dentro de canales confinados arraigada a sus paredes; (2) como desbordes y salpicaduras acrecionadas de albardones para construir techos arqueados a través de corrientes, (3) como placas de corteza solidificada agregada flotando corriente abajo amalgamándose para la formación de techos y (4) como extensión progresiva de lóbulos de lava *pahoehoe*, alimentados por redes distribuidoras debajo de corteza solidificada (Peterson, D. 1994)(Fig. 16).

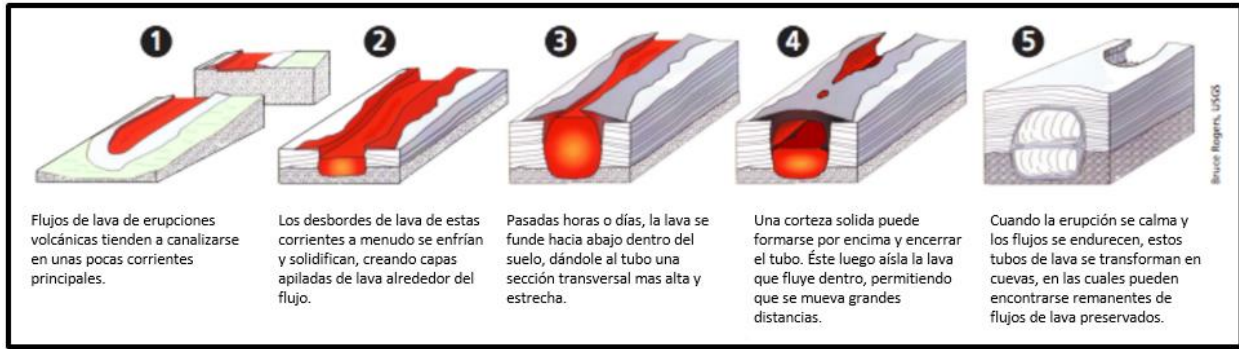


Figura 15. Esquema de formación de tubos de lava. Modificada de Rogers USGS (SF).

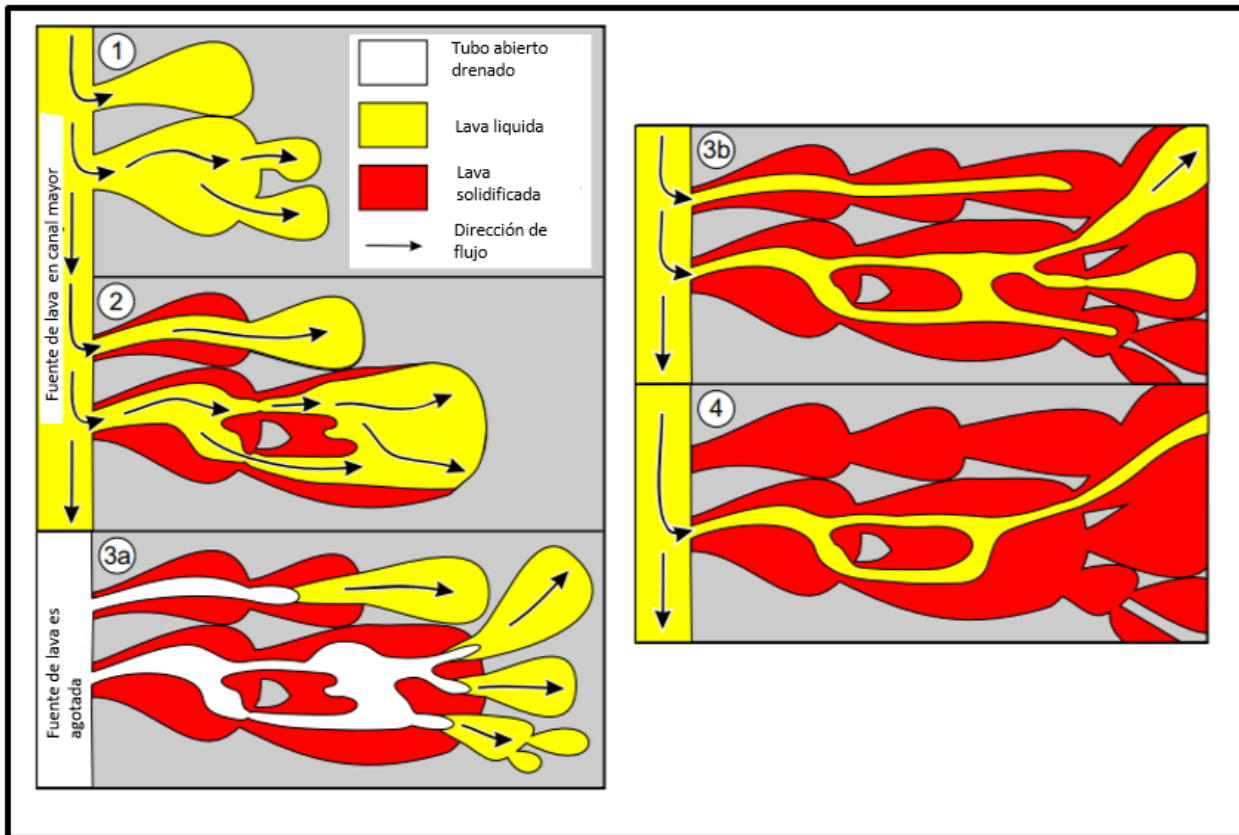


Figura 16. Tubos de lava formados mediante el avance del flujo de lava en forma de lóbulos de lava Pahoehoe. Grimes (2005).

Edificios volcánicos

Conos de ceniza / escoria (Cinder Cones): este tipo de edificio volcánico es formado como su nombre lo sugiere por la acumulación de productos fragmentarios proyectados que adoptan el aspecto de ceniza o escoria cuando se enfrían y solidifican durante su vuelo. El tamaño de estos fragmentos oscila entre ceniza fina, lapilli a bombas y bloques, que son generados por una

actividad volcánica de moderada intensidad. Los conos de ceniza son de pequeño tamaño, alcanzando 300 o 400 m aproximados de altura y suelen tener una cavidad o cráter en la cima que funciona como conducto principal hacia el exterior, sin embargo, las descargas lávicas suelen ser producidas por fisuras en la base del cono (Fig. 17).

La forma de los conos de ceniza está condicionada por el ángulo de reposo del material piroclástico que expulsa. De esta manera, como las cenizas tienen un alto ángulo de reposo, el edificio volcánico presenta pendientes pronunciadas de entre 30 y 40 grados. Aunque son relativamente simétricos, muchos conos de cenizas son alargados y más altos por el lado por el que descendían los materiales durante las erupciones.

Los episodios eruptivos de los conos de ceniza suelen tener duraciones aproximadas de semanas a meses, e incluso unos pocos años y suelen ser de estilo estromboliano, pero una vez detenido este acontecimiento, el magma del conducto principal que conecta la chimenea con la cámara magmática se solidifica y cesa toda erupción, por esta razón son denominados edificios volcánicos monogenéticos (Wood, C.A.1980).

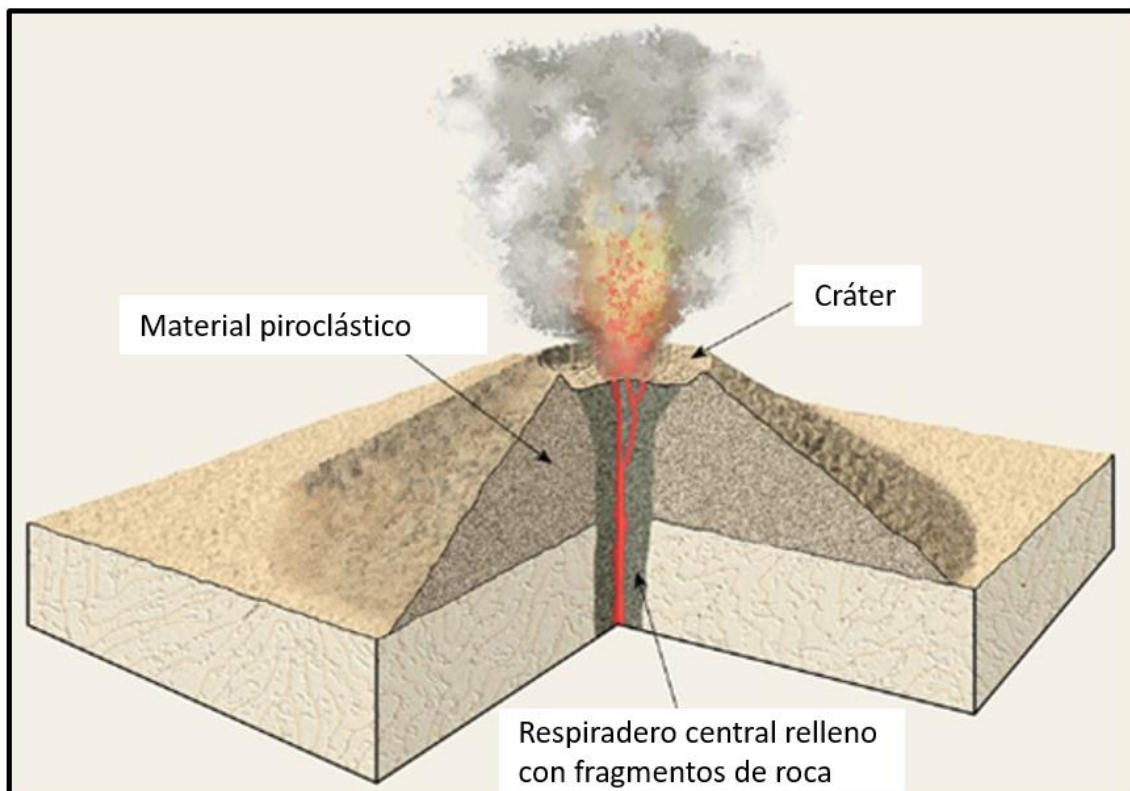


Figura 17. Esquema de cono de escoria. Pearson 2005.

4. Resultados

A continuación, se brindan los resultados de la estratigrafía volcánica obtenida con el mapeo geológico de los centros eruptivos Cerro de la Laguna y Cerro los Mellizos Sur, así como también la descripción geomorfológica de los mismos y de los depósitos asociados más representativos. En forma adicional, la caracterización mineralógica y textural se coloca al final de cada cuerpo eruptivo.

4.1.1 Secuencia volcánica del centro eruptivo Cerro de la Laguna.

El paisaje volcánico que expone el Cerro de la Laguna Blanca está caracterizado por flujos basálticos *pahoehoe* mantiformes de varios kilómetros cuadrados de extensión con una gran variedad de geformas de menor elevación y área, como *lava rise* y *tumuli*. Presenta además una facie piroclástica representada por el cono.

La formación de estos mantos depende tanto de procesos endógenos como factores exógenos que se resumen en tres características esenciales: la pendiente, la tasa de emisión o volumen de lava extruida por unidad de tiempo y la duración de la erupción (Hon *et al.* 1994).

De acuerdo a Hon *et al* (1994), las zonas llanas con pendientes subhorizontales menores a 2° inhiben la canalización, promoviendo de esta manera la coalescencia de lóbulos de avance. Esto tiene como consecuencia que la lava se disperse uniformemente sobre el terreno en forma de mantos con espesores constantes. Una vez enfriada la superficie expuesta del flujo, se desarrolla una corteza que se vuelve más rígida con el paso del tiempo, esta es a su vez engrosada por el continuo aporte subyacente de lava con el consiguiente aumento uniforme de la carga hidrostática del fluido confinado dentro del manto. Si la tasa de emisión es alta provocará el ascenso o inflado de la corteza superior enfriada.

Las características principales de estos flujos mantiformes inflados son superficies planas y suaves de aspecto mesetiforme en *plateaux*, con elevaciones variables respecto del terreno circundante y la presencia de escarpas marginales empinadas en los bordes. En los flujos mantiformes inflados no se desarrollan los típicos tubos estables de transporte de lava, sino una formación continua de una intrincada red de tubos transitorios menores interconectados, los que por un constante aporte de lava se van fusionando lateralmente. De esta forma sucesivos frentes de avance (*toes*) de los flujos mantiformes inflados permanecen interconectados

hidrostáticamente posibilitando de manera simultánea la expansión vertical o inflado de grandes superficies.

Este mismo estilo de flujo fue definido por Walker (1991) como *lava rise*, por lo que es necesario establecer una diferencia entre éste y los flujos mantiformes. Dado que se reduce a una cuestión de escala, Di Tomasso, I., (2016) denomina flujo mantiforme *pahoehoe* inflados a aquellos flujos cuya superficie superan 1 km² y reservar el término *lava rise* para aquellos cuya superficie sea menor o igual a 1 km².

Dadas las características morfológicas del edificio volcánico, podemos definir al Cerro de la Laguna como un centro eruptivo monogenético, es decir, producto de un solo episodio eruptivo y mediante un conducto de alimentación con una alta tasa de emisión sobre topografías planas.

Se prosigue entonces a subdividir la unidad **Basalto Laguna Blanca** de acuerdo a las sucesiones lávicas que dieron forma a los flujos mantiformes y *lava rise* que componen el paisaje volcánico ubicado en el NO de la Laguna Blanca, con el fin de exhibir una historia temporal relativa de su formación.

Definimos entonces como subunidades **BLB Basal, 1, 2, 3, 4** y **BLB Piroclástico** a los derrames de coladas basálticas y facie piroclástica que se presentan en la zona de estudio del Cerro de la Laguna (Fig. 18).

El episodio volcánico de la zona de estudio comienza con el derrame de un extenso flujo basáltico, denominado **BLB Basal**, que funcionó como base para la conformación del paisaje volcánico que presenta el Cerro de la Laguna y sus proximidades. Estas lavas probablemente fueron extruidas desde el centro de emisión principal (F1 – Fig. 18) sobre el que luego se formó el cono de escoria, proporcionando una topografía lo suficientemente plana para que se den las condiciones necesarias para la formación de flujos mantiformes basálticos. Pueden observarse los afloramientos del flujo en los márgenes más distales al oeste de la zona de estudio, así como también en el centro, subyaciendo flujos mantiformes más recientes.

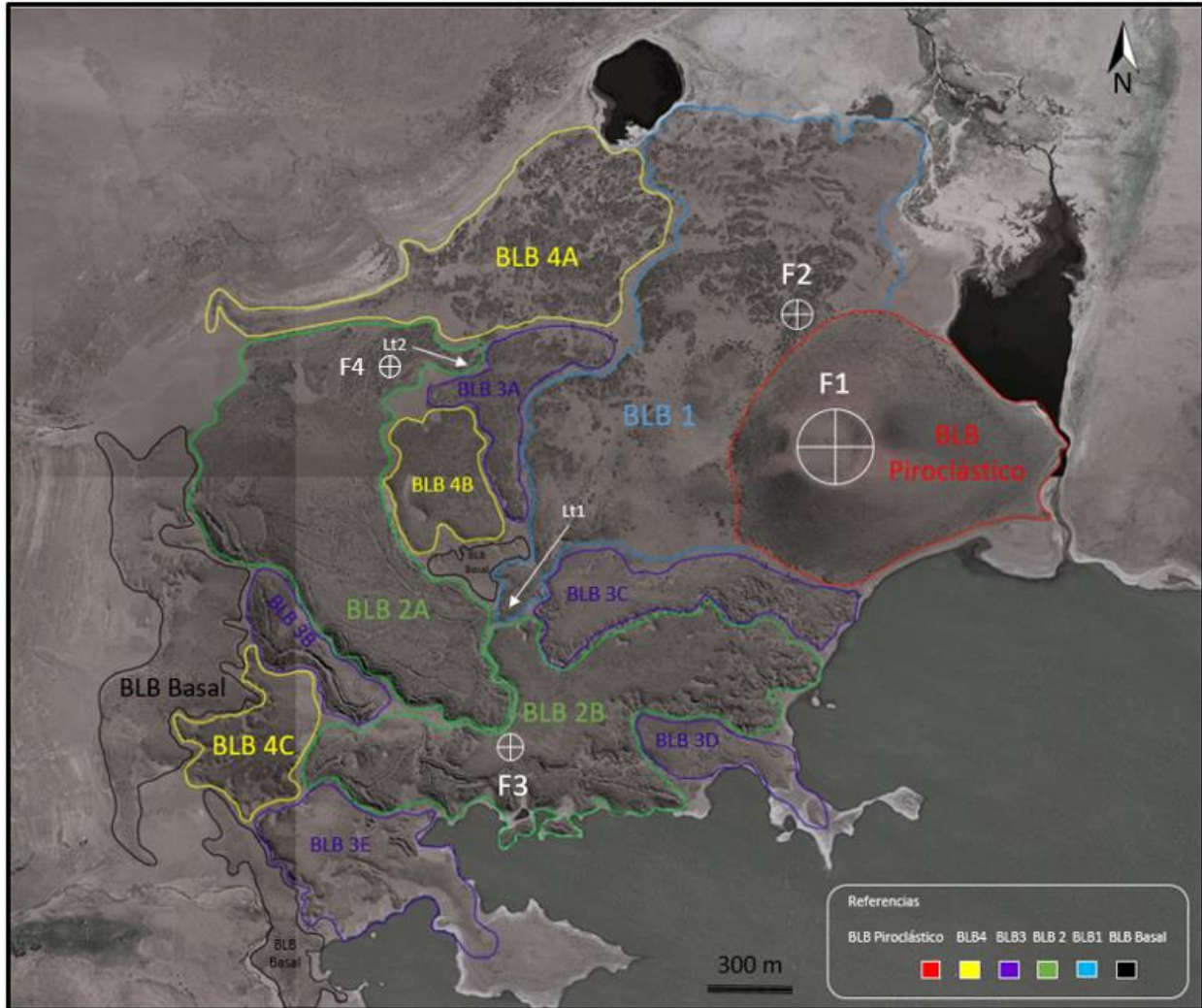


Figura 18. Vista general de los depósitos basálticos de la zona de estudio del Cerro de la Laguna. F 1, 2, 3 y 4 (centros de emisión/alimentadores). Imagen generada de base de datos Bing, mediante programa ©Universal Map Downloader

Inmediatamente por encima se derramó la colada **BLB 1**, que generó un extenso tubo de lava (Lt 1 – Fig.18) que transportó la lava fundida que formó el depósito **BLB 2A**. Este último es un flujo basáltico mantiforme *pahoehoe* de alta elevación, recibe las inyecciones subyacentes mediante una bifurcación del tubo lávico principal que luego se subdivide y confecciona una red de tubos que se propaga hacia el S, O y N, funcionando como vías de alimentación para todo el manto inflado.

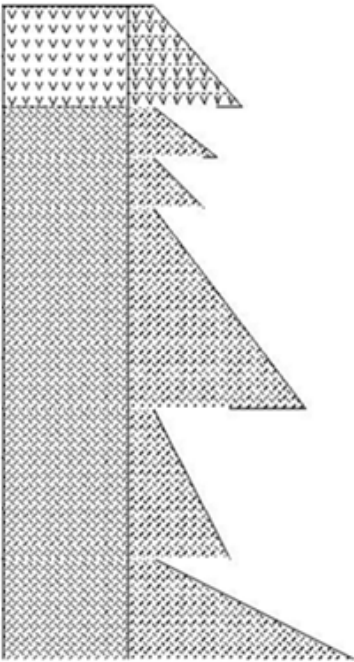
Coetáneamente con la formación del margen Sur del flujo mantiforme **BLB 2A** comienza la conformación del **BLB 2B**, el cual fluye hacia el Este desde su centro de emisión (F3 – Fig. 18).

Estas dos coladas presentan una elevación semejante y con amplia diferencia de altura frente a los demás depósitos lávicos circundantes.

Ambos flujos mantiformes sirven como alimentadores y generadores de los derrames basálticos **BLB 3A, B, C, D y E**. El primero de ellos es formado por la continua inyección de lava fundida aportada por un tubo lávico ubicado en el margen NE del **BLB 2A** (Lt2 – Fig. 18) que también alimenta al **BLB 3B** mediante roturas en el margen oeste denominadas *outbreaks*. Los basaltos **BLB 3C, D y E** son a su vez formados a partir de rupturas sobre los márgenes centro-norte, centro-este y oeste-suroeste respectivamente de la colada **BLB 2B**.

Los últimos flujos basálticos derramados fueron los denominados **BLB 4A, B y C** de los cuales los dos primeros se formaron mediante *outbreaks* en el norte y sureste del **BLB 3A**. El primero de éstos se dispersó hacia el norte por medio de lóbulos de avance. El segundo de ellos fue derramado entre el **BLB 3A** y el **BLB 2A**. El **BLB 4C** es a su vez formado por *outbreaks* ubicados en el margen O de la colada **BLB 3B**.

La última subunidad extruida fue el depósito piroclástico de caída que conformó el cono volcánico denominado **BLB piroclástico**. Sin embargo, es necesario destacar que el hecho de que esta sea la subunidad más reciente a nivel estratigráfico no implica que fuera depositado en su totalidad hacia el final del episodio volcánico. De esta manera, de acuerdo al estilo eruptivo stromboliano que lo generó, es más probable que haya ocurrido una depositación piroclástica continua y contemporánea a los eventos efusivos lávicos. Tanto las efusiones lávicas como piroclásticas finalizaron una vez la cámara magmática cesó su actividad.

Litología	Unidad	Sub unidad
	Basalto Cerro de la Laguna	BLB Piroclástico
		BLB 4
		BLB 3
		BLB 2
		BLB 1
BLB Basal		

Referencias

**Basaltos
olivínicos**

**Depósitos de
caída piroclástico**

Ilustración 1. Columna esquemática sin escala del Cerro de la Laguna.

4.1.2 Geomorfología volcánica de centro eruptivo Cerro de la Laguna.

El área que abarcan los derrames lávicos del Cerro de la Laguna presenta diversas geoformas relacionadas a la actividad volcánica producida por el centro eruptivo homónimo, lo que genera un vasto paisaje volcánico en la zona (Fig. 19).

El área de estudio está cubierta por extensos flujos mantiformes *pahoehoe* inflados, asociados a otras formas elevadas de menor área como *lava rise* y *tumulis*, los cuales abarcan aproximadamente 8 km² en conjunto. Para facilitar la descripción se subdividió el área de estudio en dos sectores, el sector Oriental y el sector Occidental.

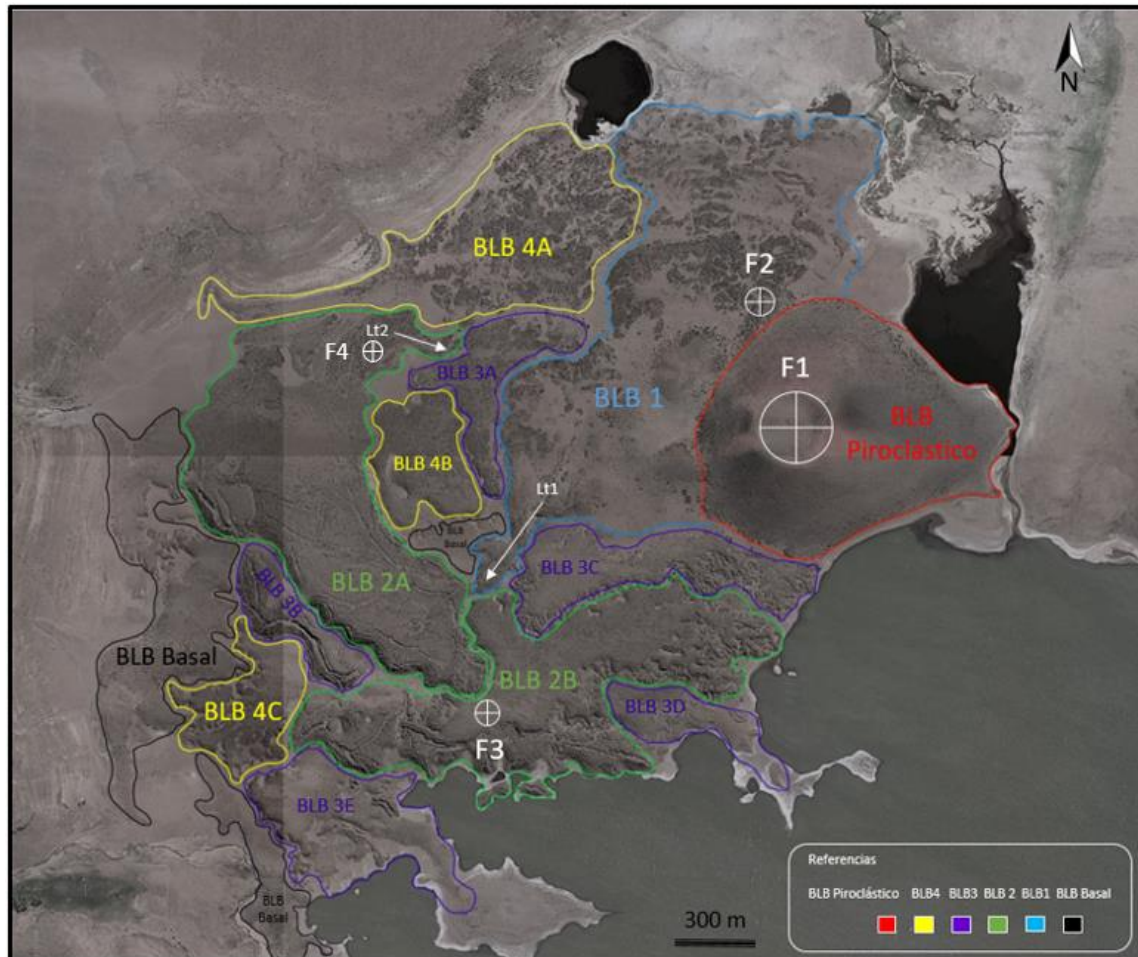


Figura 19. Zona de estudio de Cerro de la Laguna. Imagen generada de base de datos Bing, mediante programa ©Universal Map Downloader.

Sector Oriental

De las geoformas presentes en la zona, el edificio volcánico es el más significativo y llamativo de ellas. Ubicado en el límite oriental de la zona estudio, abarca un área de aproximadamente 13 km², con una altura máxima de 1437 m siendo el punto topográfico más alto del sector. El Cerro de la Laguna está compuesto mayoritariamente por ceniza volcánica con pendientes de 40° aproximados y un cráter de 0.08 km² constituyendo un cono de ceniza *sensu stricto* que se encuentra relleno y rodeado por numerosas piedras pómez y algunas bombas piroclásticas. Es destacable también la formación de un pequeño domo elongado en dirección noreste-suroeste ubicado en el centro del cráter. Esta unidad fue únicamente reconocida mediante fotos aéreas ya que no es observable en imágenes satelitales ni mapeable a esta escala de trabajo.

El centro efusivo se encuentra rodeado por dos coladas lávicas de las cuales la primera de ella, denominada **BLB 1**, nace en el centro de emisión F2 (Fig. 20) y fluye en dos direcciones, norte y oeste, desarrollando un nivel de *lava rise* (Lr – Fig. 21) hacia el noroeste de la colada, posiblemente formado por coalescencia de lóbulos frontales emitidos desde el centro de emisión, así como también crestas de presión de flujo que permiten discernir la dirección (Pr - Fig. 21). La segunda colada denominada **BLB 3C** a escala estratigráfica, limita hacia el sur con el cono de escoria y es caracterizado como un *lava rise*.

En el centro del sector oriental se observa una acumulación de material piroclástico que se interpreta como un deslizamiento de cenizas desde la cúpula del edificio volcánico (Cu – Fig. 20). Este proceso posiblemente fue consecuencia de la inestabilidad de la pendiente y producido durante o inmediatamente después del episodio explosivo.

Sobre el límite occidental del sector puede observarse el tubo de lava colapsado que funcionó como canal de alimentación principal para la colada **BLB 2A**. Hacia el sur de este se diferencian dos pequeños *tumulis* cuya formación puede deberse a una ralentización del avance del flujo debido a obstáculos topográficos (T - Fig. 22). Limitando con el tubo de lava se encuentra el margen occidental de la colada **BLB 3C** en la cual puede observarse un campo de *toes* agrietados sobre el frente lávico S de la colada.

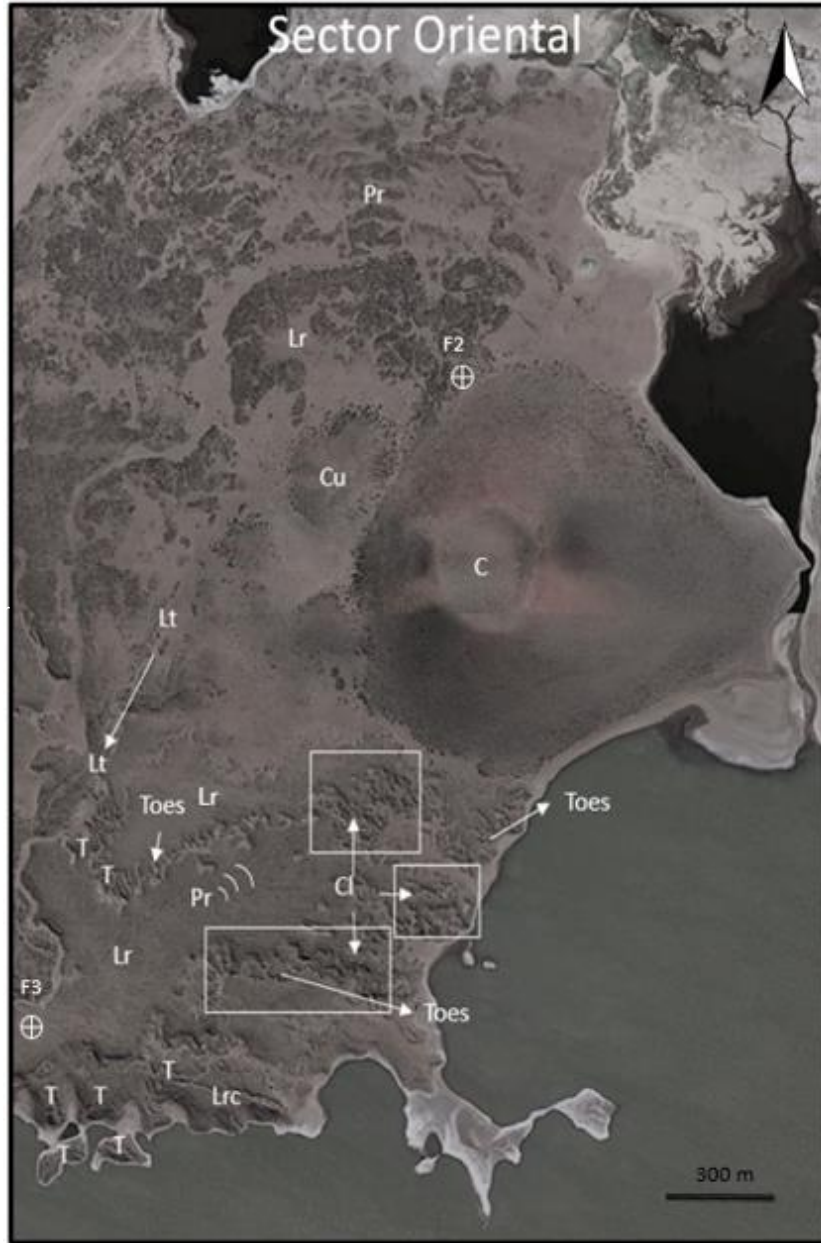


Figura 20. Sector Oriental del Cerro de la Laguna. C (Cráter), Cl (Clefs), Cu (Cúpula), F (Centros de emisión), Lr (Lava rise), Lrc (Lava rise cleft), Lt (Lava tube), Mi (Manto inflado), Pr (Pressure ridge), T (Tumuli). Modificada de fig. 19.

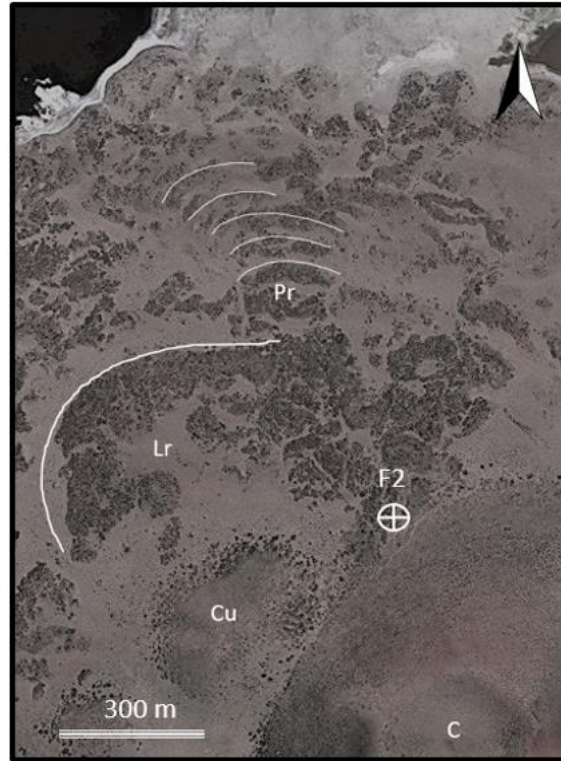


Figura 21. Crestas de flujo y lava rise. Modificadas de figura 19.

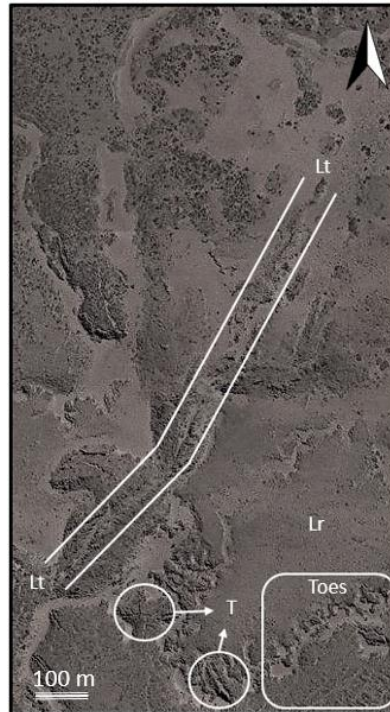


Figura 22. (Izq.) Lava tube y tumulis. (Der). Vista desde dentro del tubo de lava colapsado.
Modificada de figura 19.

Hacia el S-SE del sector oriental se observan las coladas **BLB 2B** y **BLB 3C**, caracterizadas ambas como *lava rise* (*Lr* - Fig. 23). En los frentes lávicos del basalto **BLB 2B** se distinguen numerosos *toes*, así como también pueden observarse estas geofomas en la colada **BLB 3C** que limita con el edificio volcánico. Es destacable el campo de *toes* agrietados presentes en el límite E de estas coladas. Estas grietas (*clefts*) alcanzan varios metros de longitud y tienden a ser generadas por el mismo mecanismo que los *lava rise clefts* (Fig 23).

Por último, al sur-suroeste del sector oriental se observa un área que presenta un grupo de cinco *tumulis* que alcanzan hasta 150 m de longitud por 100 m de ancho y se ubican sobre el límite suroeste de la colada **BLB 3D**. Podemos también observar sobre el sur del sector un amplio frente lávico con una fisura marginal que lo recorre que alcanza los 350 m de longitud (Fig. 23).

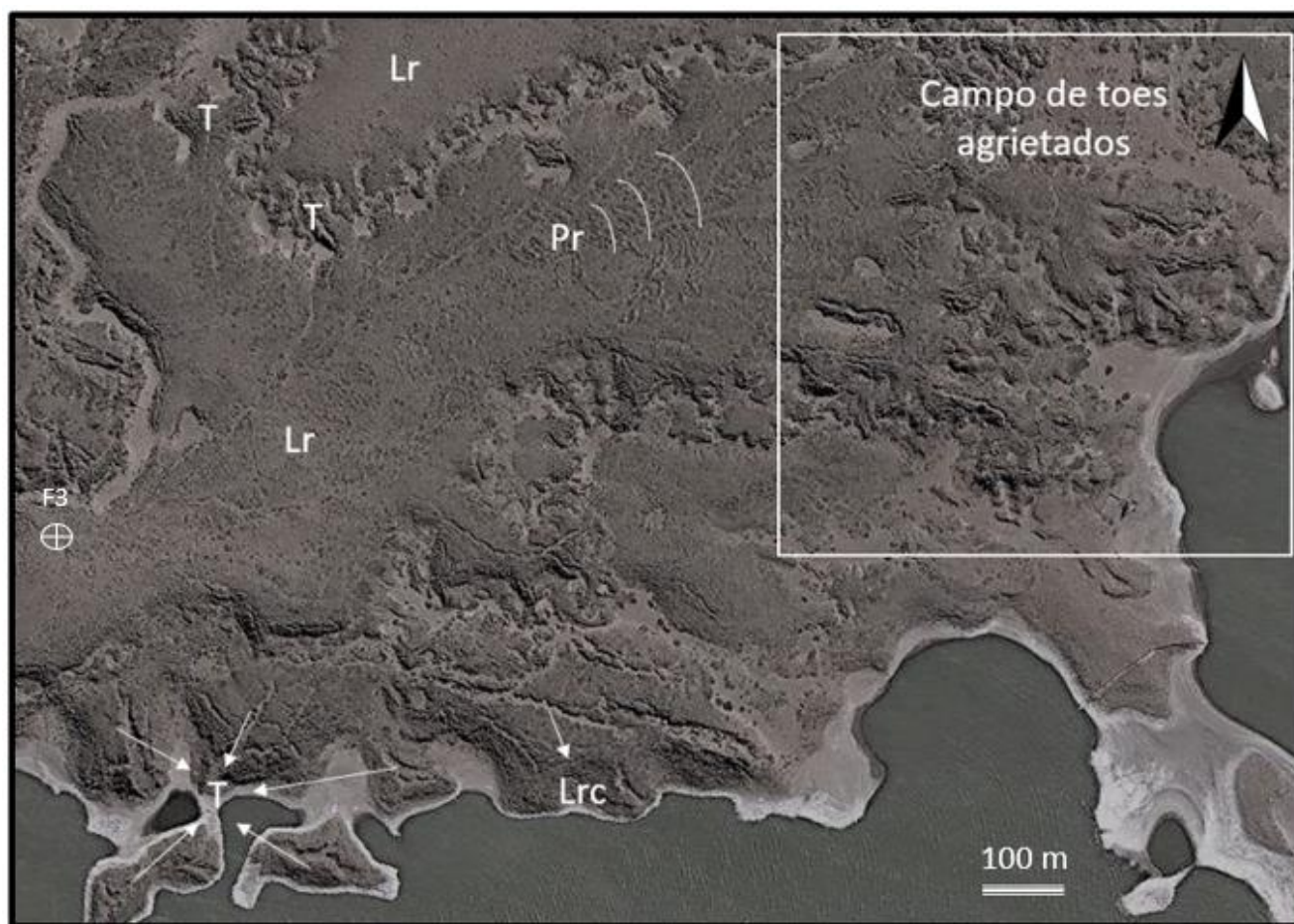


Figura 23. Zona sur del sector oriental. Nótese las grietas superficiales de los tumulis en el suroeste y la extensa fisura marginal al S-SE (LRC). Modificada de figura 19.

Sector Occidental

El sector occidental presenta una elevada cantidad de geoformas lávicas (Fig. 24), siendo el rasgo más distintivo de la zona la formación de un extenso flujo mantiforme inflado denominado **BLB 2A** ubicado en el centro del sector, con una longitud de 1.7 km, 0.65 km de ancho y un área aproximada es de 1.10 km².

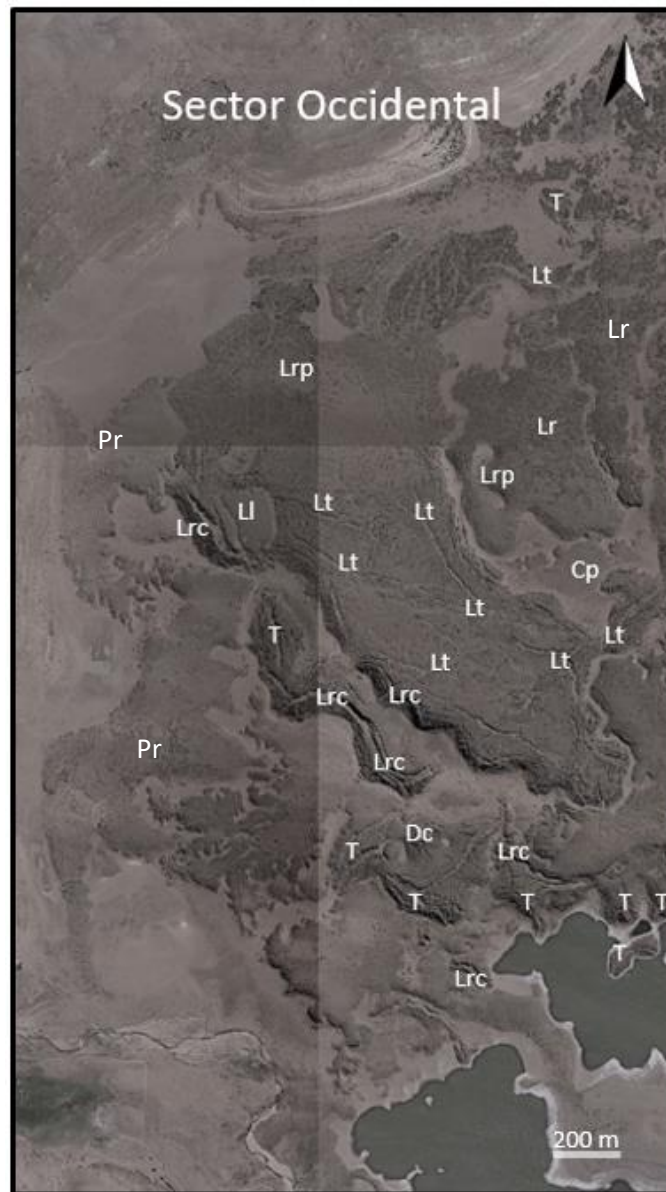


Figura 24. Sector Occidental de la zona del Cerro de la Laguna. Cp (Campo de pómez), Dc (Disyunción columnar), Ll (Lava lake), Lr (Lava rise), Lrc (Lava rise cleft), Lrp (Lava rise pit), Lt (Lava tube), Pr (Pressure ridge), T (Tumuli). Modificada de fig. 19.

El flujo mantiforme inflado está compuesto por lavas *pahoehoe* y fue formado por inyecciones continuas de lava fundida provenientes del canal principal observado en el sector oriental. Este se bifurca para luego formar una red de *lava tubes* de centenares de metros de longitud, hasta 6 m de espesor y hasta 8 m aproximados de ancho que lo recorren desde el margen oriental hacia el margen occidental y norte. Esta red de tubos lávicos ha colapsado en su totalidad por lo que el techo desplomado se encuentra relleno de lava. El margen occidental culmina con un extenso frente escarpado con espesores que van de 6 a 8 m (Fig. 25) que ha sido diaclasado por enfriamiento y acción meteórica.



Figura 25. Fuerte diaclasado sobre escarpa del frente lávico marginal occidental del manto inflado.

Próximo al margen occidental del manto inflado se observa un amplio *lava rise* que presenta un extenso *tumuli* que alcanza 200 m aproximados longitudinalmente (Fig. 26). A lo largo del margen del *lava rise* se desarrollaron extensas grietas marginales (*lava rise clefts*) que superan los 100 m de longitud y tienden a orientarse perpendiculares a la dirección de flujo.

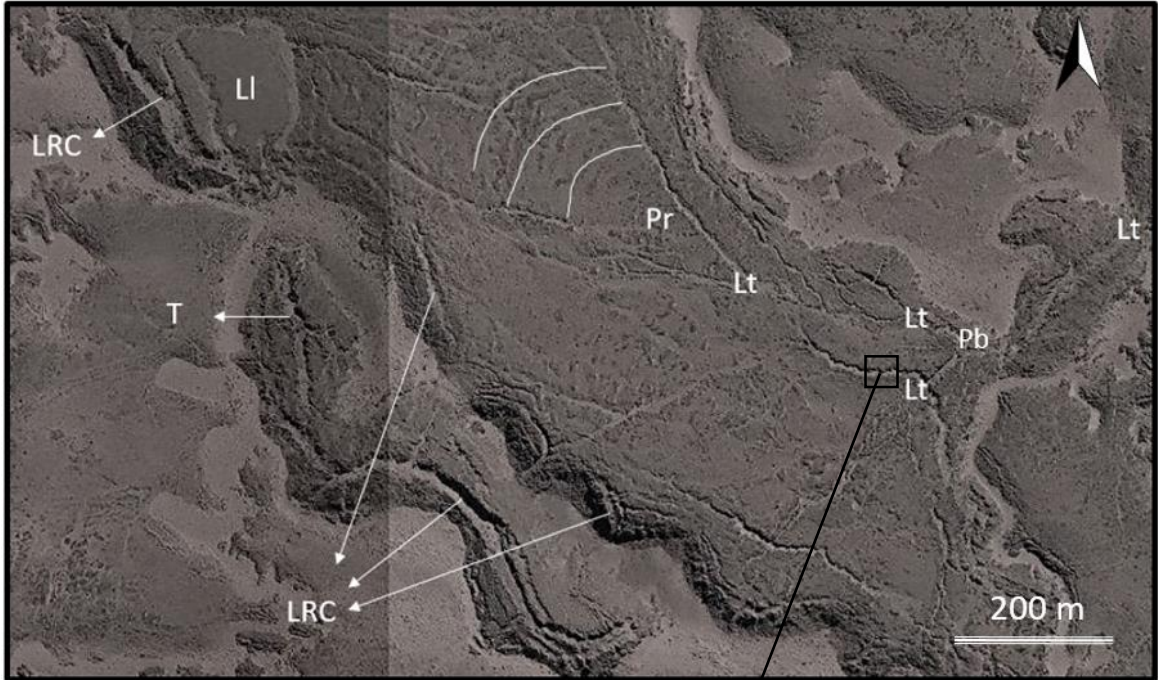


Figura 26. (Arriba) Nótese la bifurcación en los tubos de lava que formaran la red. Modificada de figura 19. (Abajo) Interior del tubo de lava.

Partiendo desde el punto de bifurcación del *lava tube* principal (Pb - Fig. 26) y recorriendo su rama nor-noroeste, se observa que su recorrido finaliza en una planicie donde fue depositada lava fundida formando de esta manera un *lava lake* (Fig. 28). Este presenta una forma subcircular de aproximadamente 185 m de longitud por 110 m de ancho. Sobre las paredes de los tubos de lava y las grietas marginales se desarrollaron *yardangs*, geoformas erosivas lineales formadas por acción eólica (Fig. 27).



Figura 27. Tubo de lava bifurcado desde el tubo principal, puede observarse yardans en las paredes de los mismos.



Figura 28. Vista panorámica del lago de lava, nótese la dimensión que presenta el tumuli en el lado derecho de la imagen.

Al nor-noreste del manto inflado (M – Fig. 29) se observa un *lava rise pit*. Teniendo en cuenta las formas que presentan estas fosas de lava y el relleno sedimentario y de regolito basáltico, se concluye que fueron formadas por subsidencia y no por elevación de magma a sus alrededores (Lrp - Fig. 29). Este tipo de geoforma también puede observarse en el *lava rise* denominado **BLB 4B** que limita hacia el E con el manto inflado. El ascenso de magma fue producido por la alimentación de un tubo de lava ubicado en el margen noreste del manto inflado (Lr - Fig. 29). Limitando al sur con el *lava rise*, se puede observar un campo de pómez sobre la colada **BLB basal** (Cp – Fig. 29).

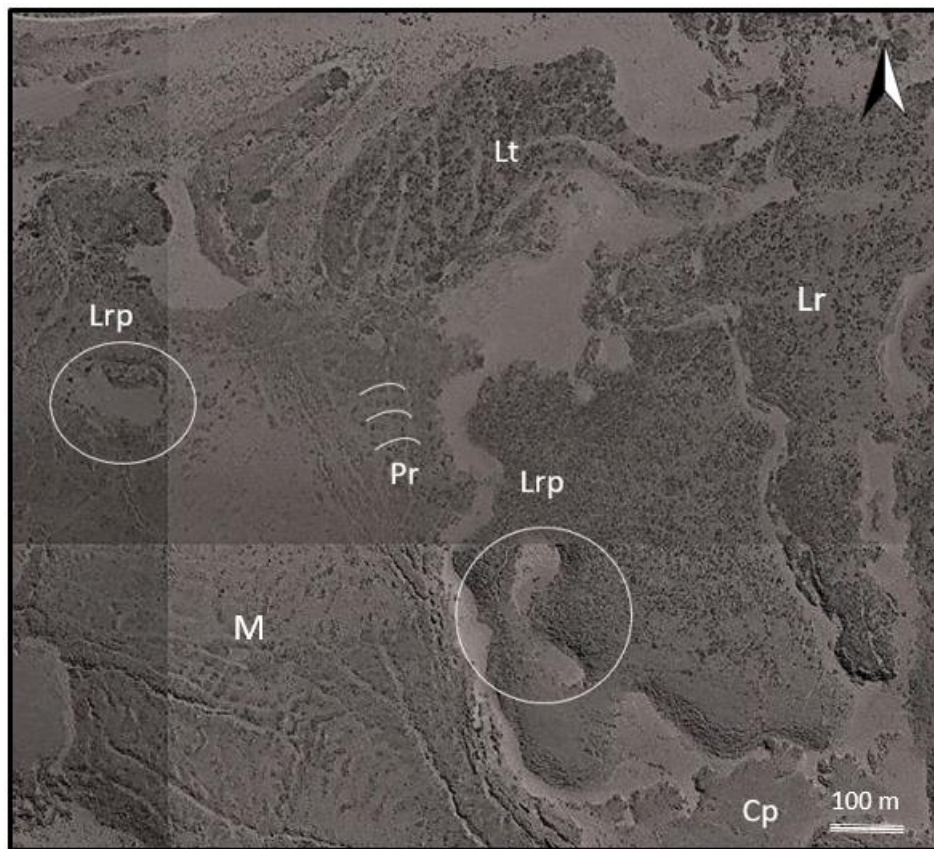


Figura 29. Fosas de lava formadas por subsidencia. Pueden observarse crestas de presión que marcan una dirección de flujo hacia el norte, donde se forma un tubo de lava que alimenta la colada BLB 3. Modificada de figura 19.

Finalizando, hacia el sur este del sector occidental se observan dos fosas de lava e inmediatamente al sur tres *tumulis* ubicados al oeste del campo de *tumulis* del sector oriental como una continuación de los respectivos frentes de avance (Fig. 30). En rasgos generales, la

zona sur del Cerro de la Laguna presenta este tipo de geformas con dimensiones considerables, usualmente acompañadas de grietas marginales en los frentes lávicos. Hacia el centro de estos *tumulis* se destaca la presencia de disyunción columnar bien desarrollada alcanzando 25 m de longitud y hasta 15 m de ancho aproximadamente (Fig. 31).

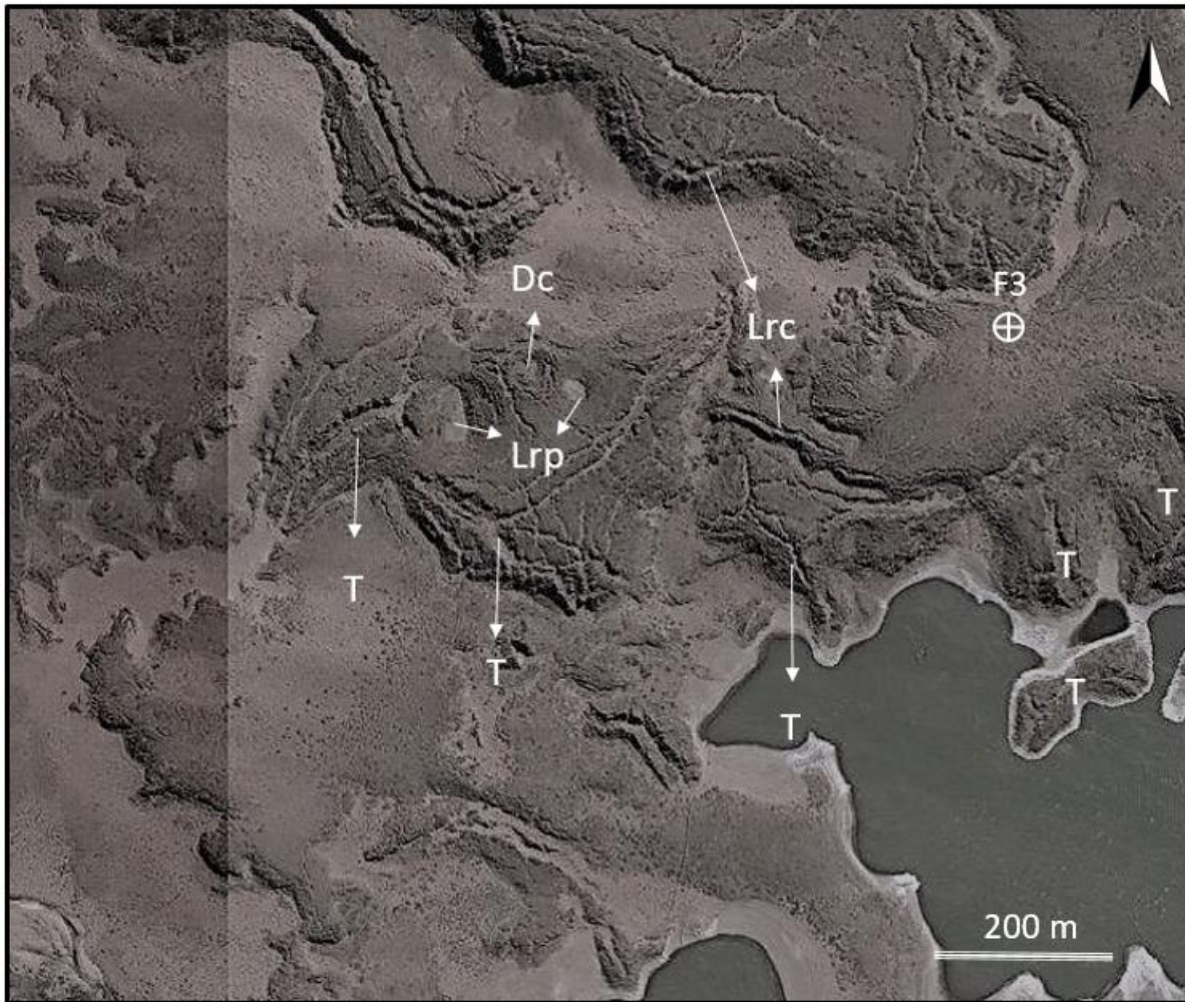


Figura 30. Zona sur del sector occidental, caracterizado por la presencia de varios tumulis con inflation clefts. Pueden observarse las fosas de lava en el centro de la figura junto a la disyunción columnar. Modificada de figura 19.



Figura 31. Disyunción columnar en el Sur del sector occidental del Cerro de la Laguna.

4.1.3 Petrografía de centro eruptivo Cerro de la Laguna.

Los derrames lávicos que quedan comprendidos en el área de estudio del Cerro de la Laguna se caracterizan por ser tipo *pahoehoe* cordadas y fluidas y por presentar vesículas en alta proporción, alcanzando el 20% en algunas muestras.

Se extrajeron 15 muestras de mano de la zona de estudio que fueron descritas a nivel macroscópico, de las cuales 4 de ellas fueron seleccionadas para realizar secciones delgadas y su consecuente estudio microscópico (Fig. 32).

En rasgos generales consisten en basaltos olivínicos de color negro y textura porfírica con pasta microgranular (Fig. 33). Los fenocristales constituyentes son mayoritariamente de olivino, piroxeno y plagioclasa. El tamaño de los fenocristales de olivino oscila entre 0,5 y 2 cm, los de piroxeno entre 1 mm y 1 cm mientras que las tablillas de plagioclasa son menores a 0,5 cm. Como minerales secundarios se observan zeolitas con hábito acicular arborescente relleno de vesículas y oxidación superficial (Fig. 34).

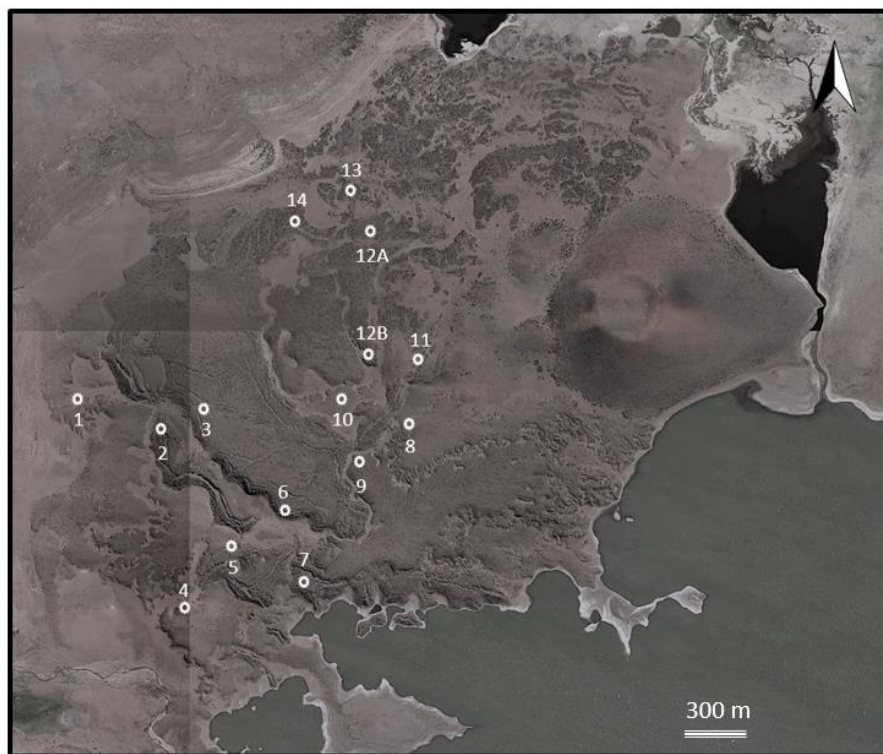


Figura 32. Muestra de la zona de estudio del Cerro de la Laguna.



Figura 33. Muestras BLB4 (Izq.) y BLB12A (Der.). Nótese la elevada proporción de vesículas presentes y las zeolitas secundarias generadas dentro de ellas.



Figura 34. Cavidades vesiculares componen el 15% de la muestra BLB12B y alcanzan hasta 3 cm de largo. Zeolitas presentes rellenando las vesículas.

El estudio de los cortes delgados BLB 6, 7, 8 y 11 mediante microscopía óptica permitió corroborar la asociación mineralógica olivino, piroxeno, plagioclasa (Fig. 32). En las secciones delgadas correspondientes se observaron cristales alargados aciculares y tabulares euhedrales de plagioclasa que oscilan entre 20 y 120 μm de largo, aunque en algunos casos superan los 200 μm . Se encuentran dispuestos sobre una matriz vítrea con microlitos de olivino, plagioclasa y

piroxeno y presentan una textura pilotáxica con una marcada dirección de flujo que cambia frente a la presencia de fenocristales preexistentes de olivino y piroxeno (Fig. 35).

Los fenocristales de olivino presentan tamaños que oscilan entre 200 y 1500 μm de largo y 100-1300 μm de ancho y exhiben estructuras esqueléticas con fracturas en las que pueden observarse alteraciones a iddingsita. Este producto de alteración consiste en una mezcla de remanentes de olivino, arcillas e hidróxidos de hierro (Gay, P. *et al*, 1961) (Fig. 36).

Los fenocristales de piroxeno presentan hábito prismático, a veces romboédrico, y sus tamaños oscilan en rangos similares a los fenocristales de olivino. Su color de interferencia y extinción a 90° permite definirlos como ortopiroxenos (Fig. 36).

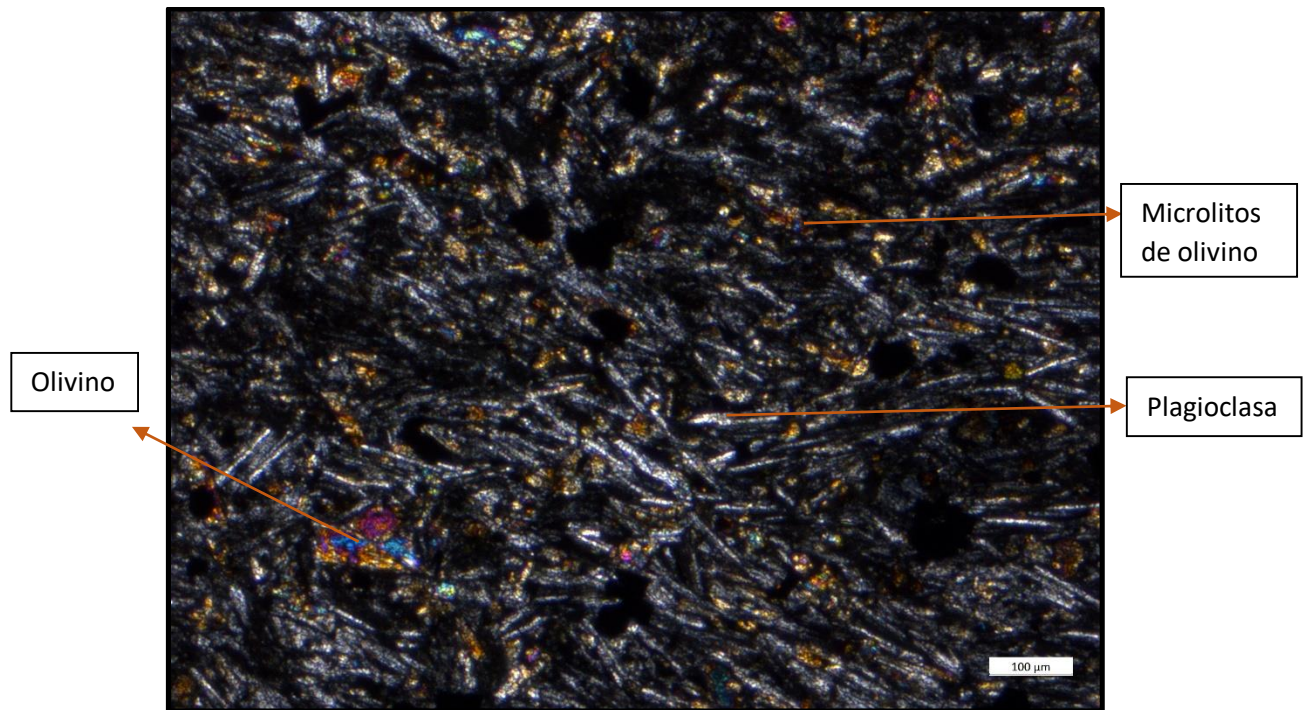


Figura 35. Textura politáxica en muestra BLB11. Cristales de plagioclasa sobre una base vítrea con microlitos de olivino y piroxenos.

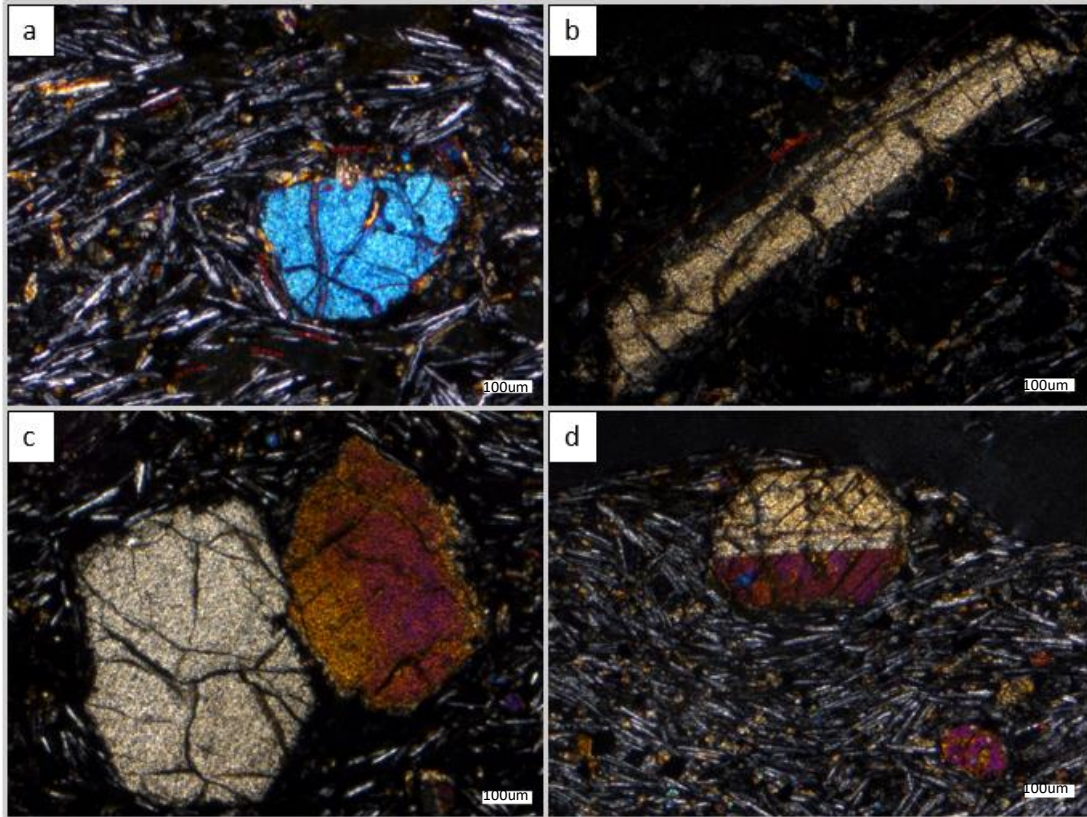


Figura 36. (a) Muestra BLB6. Fenocrystal de olivino con alteración a iddingsita. (b) Muestra BLB6. Fenocrystal de ortopiroxeno en matriz predominantemente vítrea. (c) Muestra BLB 7. Fenocristales intercrecidos de olivino. (d) Muestra BLB11. Sección basal de ortopiroxeno. Nótese los cambios en la dirección de flujo de los cristales de plagioclasa cercanos a los fenocristales.

4.2.1 Secuencia volcánica de centro eruptivo los Mellizos Sur.

El paisaje volcánico del Cerro los Mellizos Sur está caracterizado por derrames de lavas basálticas *pahoehoe* cordadas que ocupan un área aproximada de 72 km² y se disponen de manera radial al centro principal de emisión. Además, se observan depósitos piroclásticos de caída y un flujo denso ignimbrítico hacia el este del edificio volcánico.

Las condiciones del paleorelieve sobre el cual se depositaron las lavas cordadas determinó su carácter radial. Como se mencionó en el capítulo 4.1.1, si la pendiente es menor a 2° y la tasa de emisión es elevada, las lavas fluidas tienden a generar formas mantiformes elevadas que son alimentadas mediante redes de tubos de lava.

En la zona de estudio del Cerro los Mellizos Sur podemos observar el caso contrario, es decir, pendiente mayores a 3° y formación de lavas cordadas/onduladas canalizadas por canales estables. Esto genera que la velocidad del frente de flujo o lóbulo frontal de las proyecciones, denominados *toes*, sea mayor en su eje longitudinal que hacia los laterales, provocando que los *toes* no se unan lateralmente. De esta manera los flujos *pahoehoe* de la zona se propagan a través la ruptura o *outbreak* del lóbulo frontal.

Con el análisis petrográfico de las muestras extraídas de la zona de estudio, podemos observar que los derrames de lava radiales mantienen características similares, como misma asociación mineralógica y misma textura, pero con variaciones en los rangos de tamaño de los fenocristales. Si bien puede observarse un pequeño cambio textural en las muestras analizadas de los diques que intruyen el extenso derrame basáltico que constituye el sector oeste del edificio volcánico, la composición mineralógica es la misma. Por último, la muestra analizada de flujo denso se caracteriza por su palagonitización (producto de alteración de vidrio basáltico).

Basados en las características morfológicas del Cerro los Mellizos Sur, este puede ser caracterizado como un centro eruptivo monogenético.

Definimos entonces como subunidades **LMS 1**, **LMS 2** y **LMS 3** a los derrames basálticos, **LMS piroclástico** a los depósitos de caída piroclástica y **LMS Ignimbríta** al depósito de flujo piroclástico denso y los coetáneos depósitos de *block and ash* (Fig. 37).

Proseguimos entonces a describir la secuencia del episodio volcánico del Cerro los Mellizos Sur, que comienza con el derrame del basalto **LMS 1**, formando una extensa sucesión de derrames lávicos en forma de “escudo” groseramente circular.

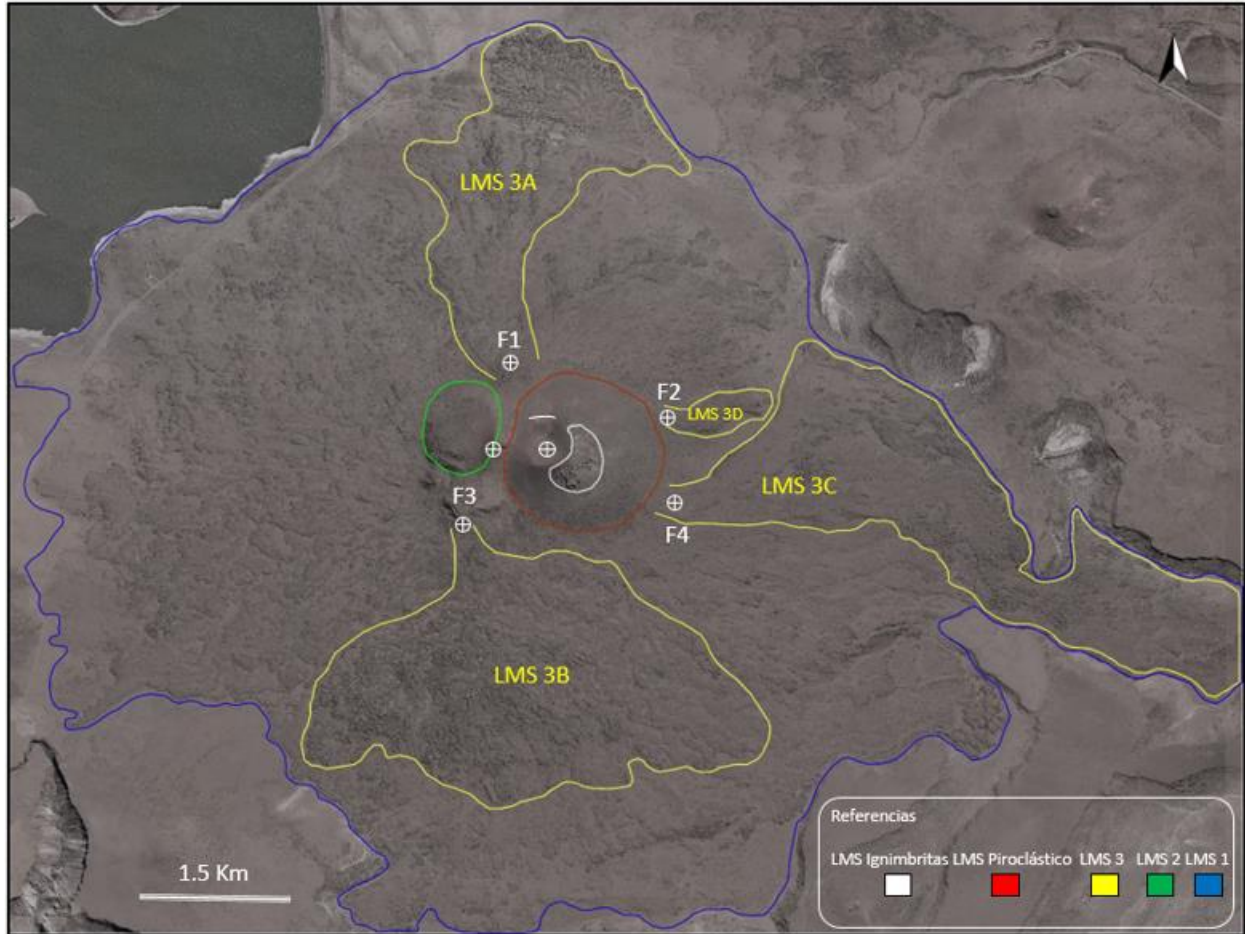


Figura 37. Vista general de los depósitos basálticos de la zona de estudio del Cerro los Mellizos Sur. F (Centros de Emisión).

El basalto **LMS 1** forma la base para la conformación del paisaje volcánico que generan los derrames extruidos de la zona de estudio. Como se mencionó previamente, se caracterizan como lavas basálticas de estilo *pahoehoe* cordadas que a menudo transicionan a lavas de tipo Aa. Estas lavas se propagan por canales o tubos estables que alimentan lóbulos frontales y sus respectivos *toes* o proyecciones, que al romperse en los frentes producen extrusión de lava presurizada formando otro lóbulo. De esta manera, sucesivos frentes se irán generando a lo largo del avance del flujo lávico. En orden estratigráfico el primer centro de emisión sería el responsable de estas lavas basales y se encontraría oculto por sus propios productos y la columna suprayacente.

Por encima de éste se derrama el basalto **LMS 2**, que conformará la parte occidental del edificio volcánico. El centro de emisión responsable de este derrame lávico ubicado sobre el margen occidental del cono de escoria, estaría cubierto por depósitos de caída piroclástica. Esta colada mesetiforme de 0,55 km², posee la peculiaridad de mostrar una morfología ovalada y abultada propia de lavas ácidas aun cuando su composición es basáltica como el resto del edificio (ver en capítulo 6. Discusiones). Sobre la base de este cuerpo se encuentran dos extensas fisuras ubicadas al N y al S del mismo que funcionan como alimentadores de los basaltos **LMS 3A** y **B**. (F1 y F3 – Fig. 37). En el margen sur del derrame basáltico mesetiforme aflora un cuerpo lávico subcircular de menor extensión atribuido a la sub unidad **LMS 3**. Dadas las características de emplazamiento, este cuerpo es caracterizado como un escape de lava obliterado cuyo centro de emisión fue cubierto por sus productos.

Los basaltos **LMS 3A, B, C** y **D** fueron derramados suprayaciendo el extenso escudo que forma el basalto **LMS 1**. A diferencia de los **LMS 3A** y **B**, los **LMS 3C** y **D** son generados por dos fisuras en el sector oriental del edificio volcánico (F2 y F4 – Fig. 37), aunque presentan similares características morfológicas y de propagación. Los criterios utilizados para realizar la distinción entre los basaltos **LMS 1** y **LMS 3** son las diferencias en rugosidad y elevación, siendo los segundos más elevados y rugosos que los primeros.

El depósito piroclástico de caída observado en la zona fue probablemente emitido de manera gradual y continua, lo cual tuvo como consecuencia la formación del cono volcánico oriental del edificio volcánico. El **LMS piroclástico** se extiende hasta el depósito mesetiforme, incluso suprayaciendo parte de este y formando un campo de pómez entre ambas geoformas volcánicas. Se compone de fragmentos de ceniza gruesa y lapilli sub redondeados con colores de tinte rojizo, al igual que las piedras pómez. Cercanos al cráter se pueden observar algunos bloques. Los fragmentos piroclásticos se disponen en mantos depositados sobre las laderas del cono volcánico.

Por último, el flujo piroclástico denso denominado **LMS Ignimbrita** se caracteriza por su alto espesor que oscila entre 6 y 10 m y su corto esparcimiento. Está compuesto por ignimbritas de colores amarillentos y grisáceos que presentan grandes líticos de basaltos probablemente arrastrados del conducto magmático al momento de su extrusión. Se observa además un depósito coetáneo de tipo *block and ash* que alcanza los 2 m de espesor y que aflora al oeste de las ignimbritas. Éste se caracteriza por su disposición caótica y está compuesto principalmente de

una mezcla de fragmentos piroclásticos angulosos, lapilli y ceniza. (Murcia H. 2013) (Fig. 37) (ver en capítulo 6. Discusiones).

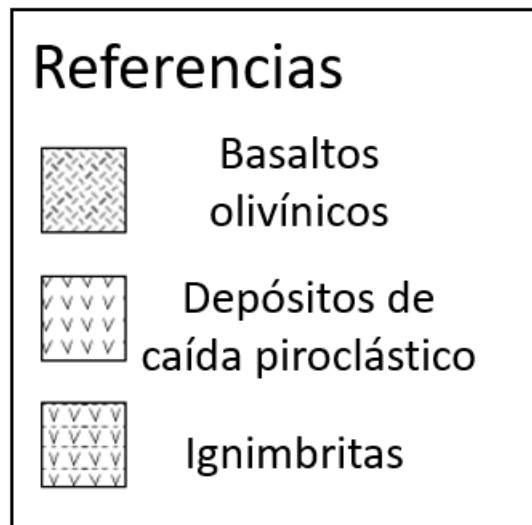
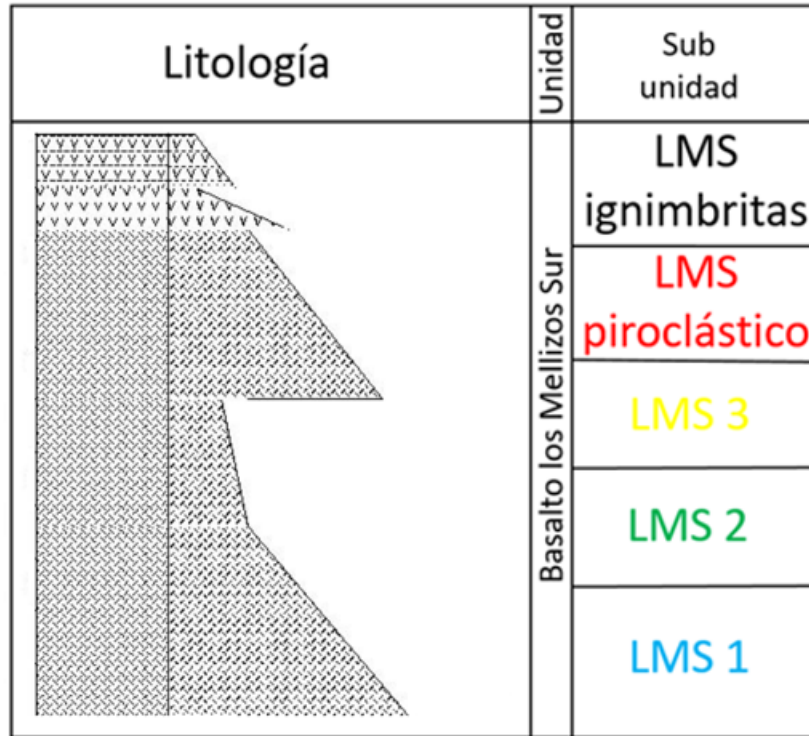


Ilustración 2. Columna esquemática sin escala del Cerro los Mellizos Sur.

4.2.2 Geomorfología volcánica de centro eruptivo Cerro los Mellizos Sur.

El área del Cerro los Mellizos Sur se define por un paisaje conformado por sucesiones de flujos lávicos con gran propagación desde el edificio volcánico. Esta característica probablemente se deba a que la zona presentaba una paleotopografía de pendientes pronunciadas, lo cual habría facilitado el avance de los frentes lávicos.

La zona de estudio abarca aproximadamente 64 km² mayoritariamente cubiertos por un extenso campo de sucesiones lávicas depositadas de manera radial al edificio volcánico. El edificio es constituido por un cono de escoria con un cráter aportillado formado por acumulación de productos fragmentarios como cenizas, lapilli y algunos bloques que alcanzan 1,5 m de diámetro. Además, un extenso manto basáltico cubierto por depósitos piroclásticos se extiende hacia el O del cono.

El resto del área se compone por extensos derrames basálticos de lavas tipo *pahoehoe*, que en algunos sectores se comportan como lavas transicionales a Aa debido a obstáculos puntuales que disminuyeron la velocidad de los lóbulos de lava y a su vez aumentaron el cizallamiento. En términos generales, la zona de estudio presenta un diseño radial de flujos lávicos expandidos mediante canales de lavas (Fig. 38).

Aunque es probable que existan numerosos centros de emisión, solo seis pueden identificarse en superficie. El primero de ellos podría estar representado por el dique que constituiría la expresión superficial del conducto alimentador que generó el depósito **LMS 2**. El segundo sería el conducto generador de todos los productos piroclásticos explosivos, es decir, el cono de escoria y los depósitos de caída no consolidados que conforman el **LMS piroclástico**, junto a los depósitos lapillíticos tipo *block and ash* y la ignimbrita que constituyen la subunidad **LMS Ignimbrita**. Los cuatro centros restantes son fisurales (F1 a F4 - Fig. 38) y habrían extruido las continuas sucesiones de coladas lávicas que conformaron el **LMS 3**.

Al Sur del edificio volcánico occidental se destaca un cuerpo basáltico de menor envergadura que no presenta indicios de movimiento. Este puede caracterizarse como un punto de salida de lava obliterado generado por una extensa fisura con dirección noroeste-sureste que recorre el margen suroeste del aparato volcánico (F3 - Fig. 38).

Para facilitar la descripción, se subdividió el área de estudio en tres sectores, Oriental, Central y Occidental.

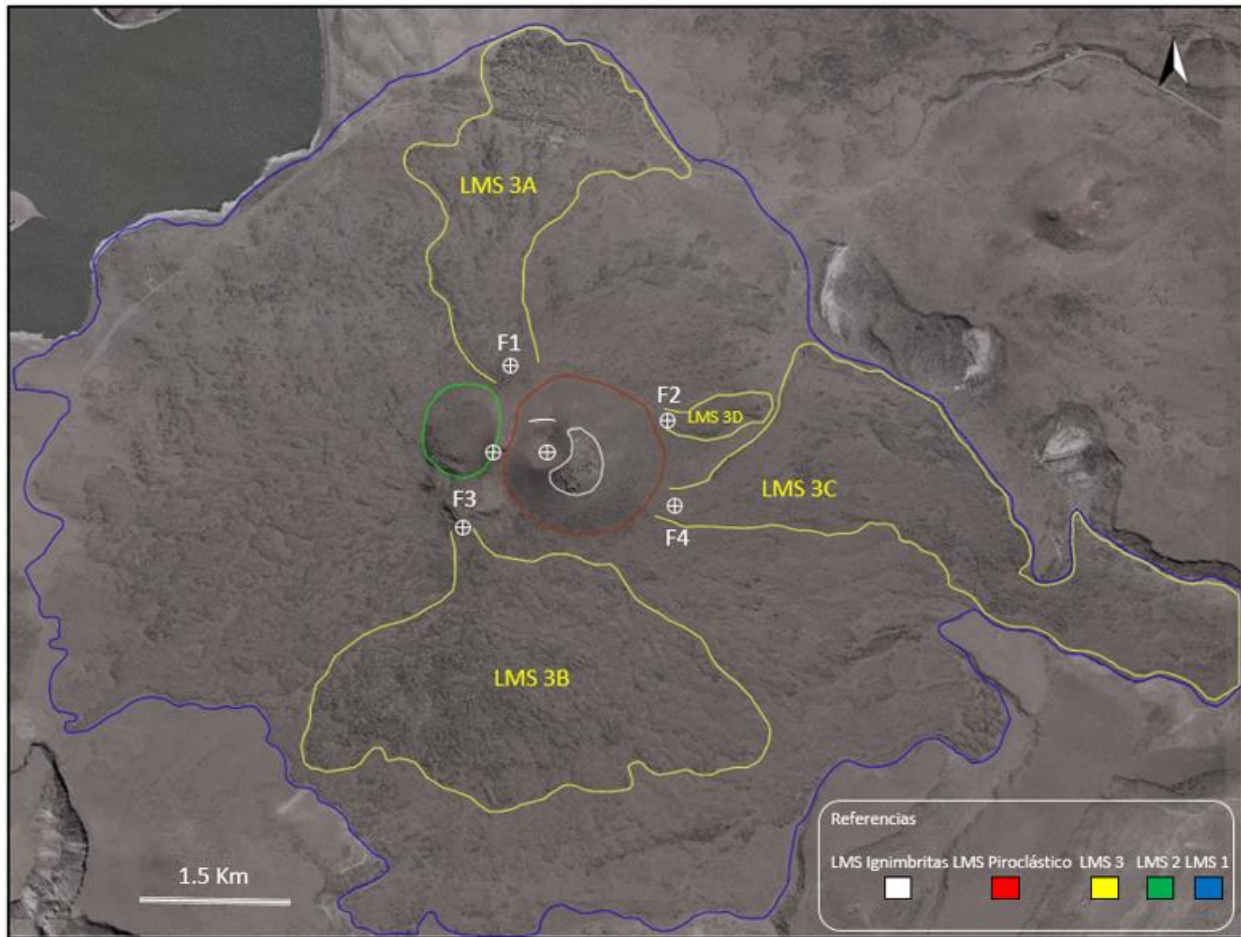


Figura 38. Zona de estudio de Cerro los Mellizos Sur. Imagen generada de base de datos Bing, mediante programa ©Universal Map Downloader.

Sector Oriental

El sector oriental de la zona de estudio está caracterizado por extensas sucesiones de coladas muy fluidas con dirección de flujo predominante hacia el este (Fig. 39). Estas sucesiones lávicas se difundieron mediante numerosos canales de lava (*lava gutters*) cuyos diámetros oscilan entre 20 y 60 m y alcanzan varios centenares de metros de longitud. En estos canales pueden reconocerse albardones que marcan los límites laterales de este tipo de geformas. Ejemplos de estos pueden encontrarse en los puntos Lg1, Lg2 y Lg3 de la Figura 40.

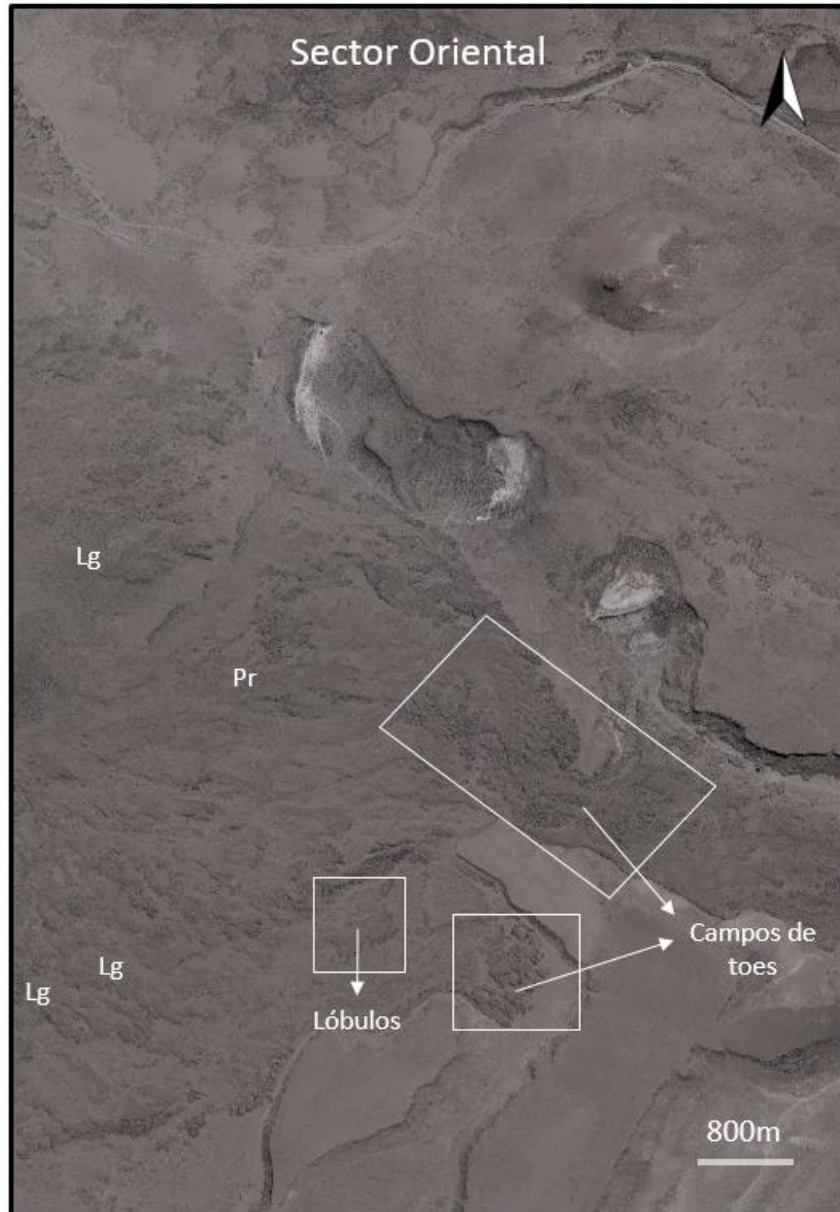


Figura 39. Sector Oriental de zona de estudio del Cerro los Mellizos Sur. Lg (Lava gutters), Pr (Pressure ridges). Nótese los campos de toes y los lóbulos en los sectores este y centro sur de la imagen. Modificada de fig. 38.

El sector oriental presenta una gran cantidad de lóbulos con sus respectivos *toes* de avance que conforman la mayoría de las sucesiones lávicas, ejemplos de estos pueden observarse sobre la colada **LMS 3C** (Fig. 40). Los rasgos geomorfológicos más llamativos de la zona pueden encontrarse en la colada principal del sector que ocupa la mayor parte de la Figura 41 y que culmina en el valle ubicado en el límite oriental. En esta sucesión de coladas se diferencian

pressure ridges que indican una marcada dirección de flujo hacia el este. Si bien las crestas de presión pueden observarse en la mayoría de las coladas, en este flujo lávico están particularmente difusas (Fig. 41).



Figura 40. Acercamiento de la zona S-SO del sector oriental. Nótese los canales de lava alimentando los lóbulos, que a su vez continúan su avance mediante toes, generando así el avance de los flujos lávicos. Modificada de figura 38.

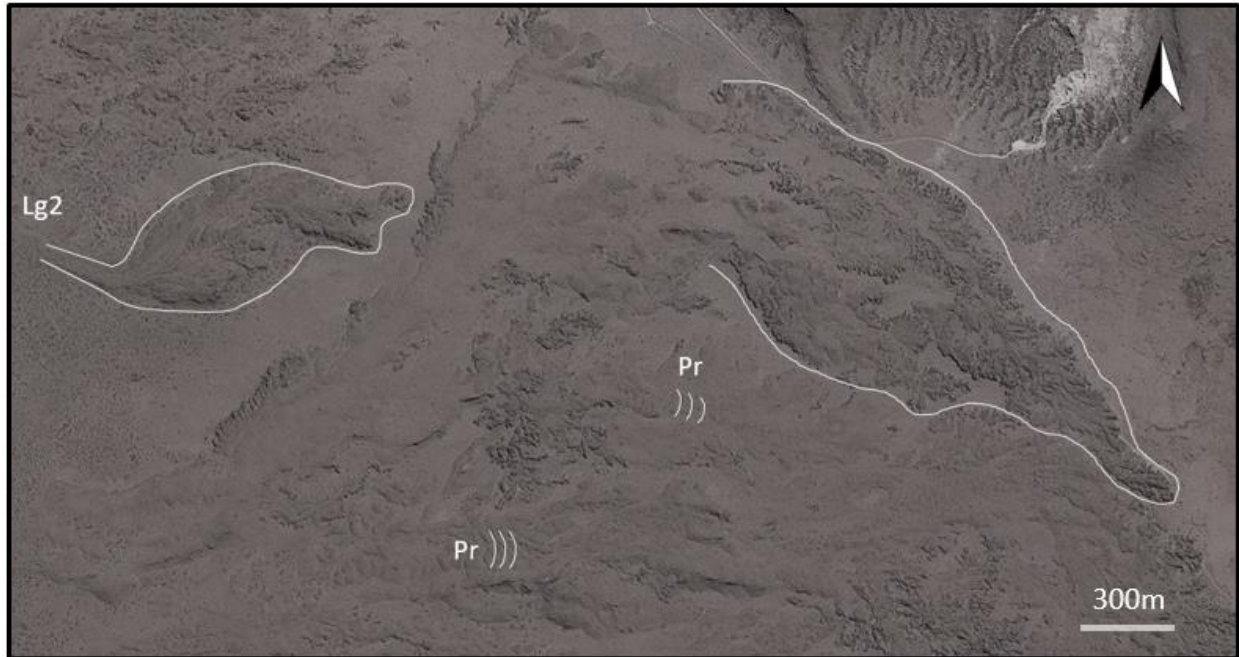


Figura 41. Acercamiento de la zona central del sector oriental. Puede observarse como la lava se derrama formando lóbulos que se diseminan mediante “dedos de pie” de avance en los márgenes distales de estos. Podemos distinguir la dirección de flujo de las coladas lávicas mediante las crestas de presión de flujo. Modificada de figura 38.

Sector Central

Este sector se caracteriza por albergar el edificio volcánico constituido por un cono de escoria con cráter aportillado ubicado en el centro-este (Fig. 43), **LMS piroclástico**, y por un extenso derrame basáltico extruído sobre el flanco oeste del edificio, **LMS 2**, que ha sido cubierto por fragmentos piroclásticos expulsados por el cono de escoria (Fig. 42).

Sobre la base del edificio volcánico pueden diferenciarse las fisuras principales por las que fueron alimentadas las sucesivas coladas lávicas (F1 a F4 - Fig. 42). El centro de emisión F1 presenta un canal de lava (Lg4 – Fig. 44) que alimenta las coladas derramadas en la sección noreste del sector.

Hacia el Norte podemos ver otro campo de *toes* formado por los frentes lávicos del basalto **LMS 3A**. El avance de los *toes* como de algunos lóbulos permiten distinguir la dirección de flujo hacia el Norte (Fig. 44). Pueden también observarse crestas de presión de flujo que también indican la dirección norte del desplazamiento de las lavas.

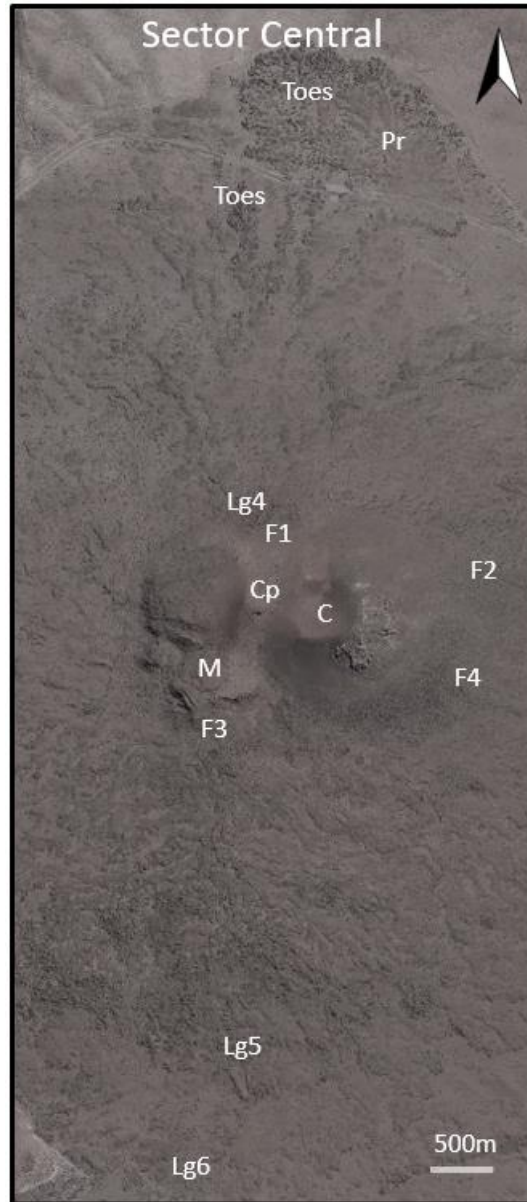


Figura 42. Sector central de zona de estudio del Cerro los Mellizos Sur. C (cráter aportillado), Cl (cleft), Cp (campo de pómez), F1,2,3,4 (centros de emisión), Lg (Lava gutters), M (escape de lava), Pr (Pressure ridges). Modificada de figura 38.

Como se mencionó con anterioridad, limitando al Sur con el basalto **LMS 2** se puede observar un punto de salida de lava obliterado que genera un manto lávico de planta subcircular con un diámetro aproximado de 320 m y un área de 80.300 m² (M – Fig. 42). Bordeando este amplio depósito se distingue una extensa fisura con dirección noroeste-sureste la cual presenta un centro de emisión (F3 – Fig. 42) en el extremo distal sureste.



Figura 43. Cráter aportillado del cono oriental del Cerro los Mellizos Sur.

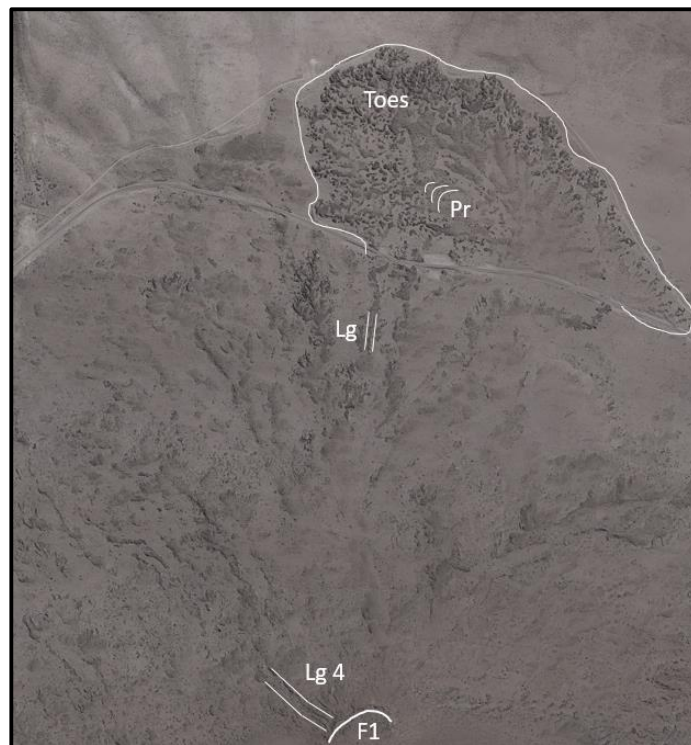


Figura 44. Lóbulo de propagación lávica con abundantes toes. Fisura radial en el sur de la imagen que funciona como principal alimentador de la zona norte del sector central. Modificada de fig. 38.

Conjuntamente, se destaca la presencia de dos diques con orientación noreste-suroeste, intruido en el límite Este del basalto **LMS 2** desarrollando una amplia zona de fractura con intenso brechamiento, silicificación y oxidación, que es además rodeado por un campo de pómez (Fig. 47).

En esta sección del sector también podemos observar un canal de lava con forma de tobogán (Fig. 45), así como también un afloramiento de lavas cordadas que se asemejan a flancos de rollos de lava (*lava coil*), los cuales no pueden apreciarse a escala satelital (Fig. 46). Además, sobre la ladera sur del basalto **LMS 2** se observa un depósito de deslizamiento.

El rasgo más llamativo de la zona central del sector es el extenso depósito de ignimbritas sobre la ladera noreste-este-sureste del cono de escoria (Fig. 49 y 50).



Figura 45. Lava gutter con forma de tobogán.



Figura 46. Lavas cordadas que se asemejan a los flancos de un lava coil.



Figura 47. Edificio volcánico del sector central del cerro los Mellizos Sur. Las geoformas destacadas son Dr (Deslizamiento rotacional) y Lg (lava gutter). Nótese el depósito radial de ignimbritas que rodea el cono de escoria (Ig - **LMS piroclástico**). B&a (block and ash), C (cráter aportillado), Cl (grieta), Cp (campo de pómez), F (centros de emisión), M (manto lávico). Modificada de fig. 38.

El Sur del sector central está caracterizado por el basalto **LMS 3 B** extruido desde el centro de emisión F3 y formando un marcado campo de *toes* en los frentes de avance. Hacia el límite Sur de la sección pueden observarse algunos canales de lava como los ubicados sobre los puntos Lg5 y Lg6 (Fig. 48).

Como en el sector oriental, pueden diferenciarse varios lóbulos de lava en las zonas distales de las coladas. Es necesario destacar que tanto en los sectores oriental y occidental, las coladas presentan marcadas crestas de presión por lo que es fácil distinguir la dirección de flujo.

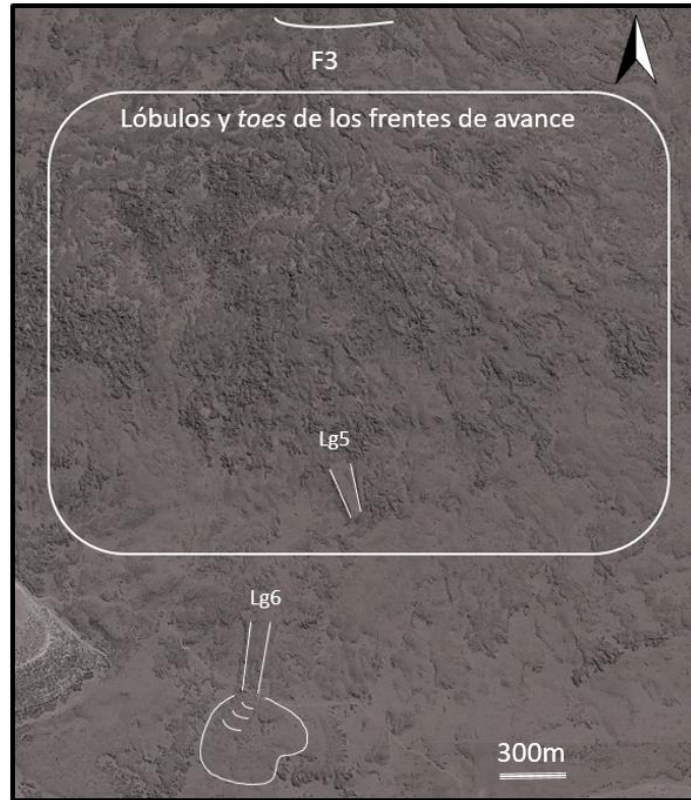


Figura 48. Zona sur del sector central. Dadas las características de rugosidad de la colada LMS 3B, pueden observarse de manera detallada el avance de las coladas en forma de lóbulos con sus respectivos toes en los frentes. Modificada de fig. 38.



Figura 49. Ignimbritas depositadas de manera radial hacia el E del edificio volcánico.



Figura 50. Ignimbrita. Nótese los fragmentos líticos de basalto.

Sector Occidental

El sector occidental de la zona de estudio se caracteriza también por sucesivas coladas basálticas de estilo *pahoehoe* cordadas (Fig. 51) que presentan crestas de presión, así como también *toes* en los frentes lávicos en conjunto con los lóbulos en las zonas más distales de los depósitos. Pueden observarse algunos canales de lava a lo largo del sector, estos habrían funcionado como conductos distribuidores por los que fueron alimentados los lóbulos de avance (Fig. 51 y 54).

En este sector se observaron bolas de lava acrecionaria que han sido arrastradas y una vez enfriadas se agrietaron (Fig. 52).

Además, podemos observar una disyunción columnar en el centro de la figura 51 que no es posible diferenciar a escala satelital (Fig. 53).

Teniendo en cuenta las crestas de presión, puede determinarse una dirección de flujo predominantemente radial hacia el oeste. Este comportamiento radial del flujo lávico es compartido por las lavas de los demás sectores y definen el diseño de distribución expandido de lavas.

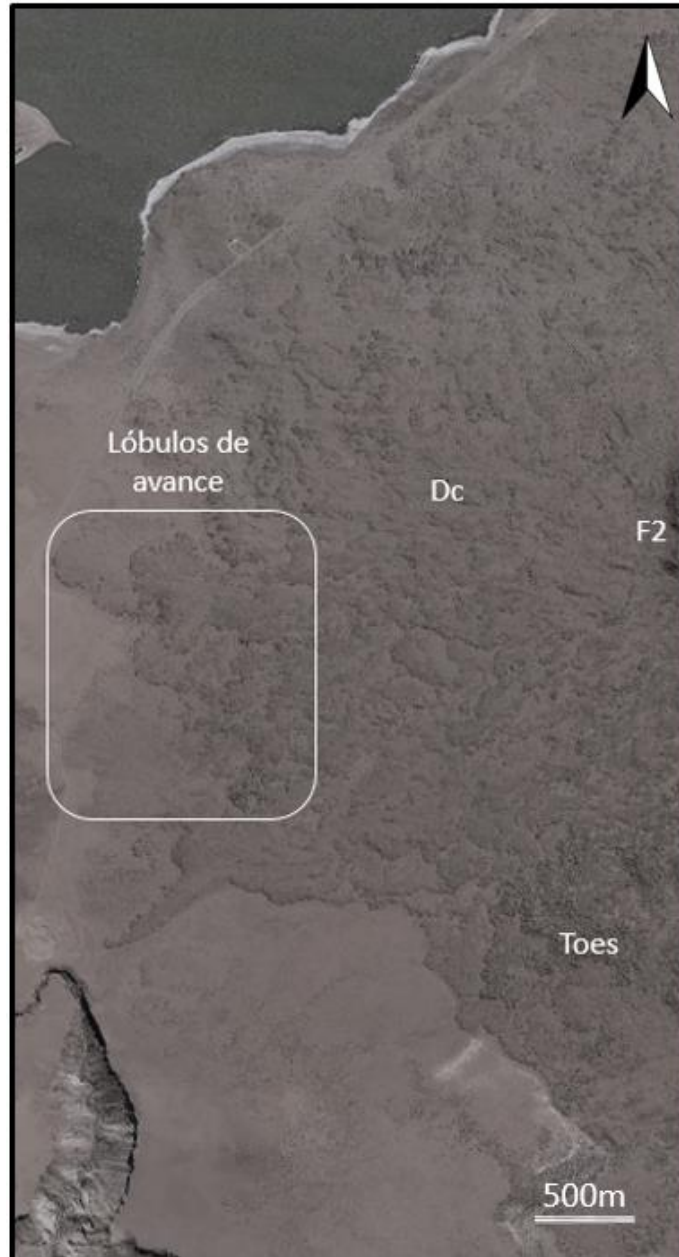


Figura 51. Sector occidental de zona de estudio del Cerro los Mellizos Sur. Al igual que los demás sectores se caracteriza por lavas tipo pahoehoe cordadas. Modificada de figura 38.



Figura 52 (izq.). Estilo cordado en lavas pahoehoe. Las “cuerdas” de estos depósitos basálticos pueden observarse a lo largo de la mayor parte del diseño. (Der.). Bolas acrecionarias de lava. Este tipo de geoforma es comúnmente arrastrada por canales de lava superficiales (lava gutters), los cuales son comunes cuando la pendiente supera los 3°.



Figura 53. (Izq.). Disyunción columnar, vista del flanco. Nótese el diaclasado. (Der.). Disyunción columnar, vista del frente.

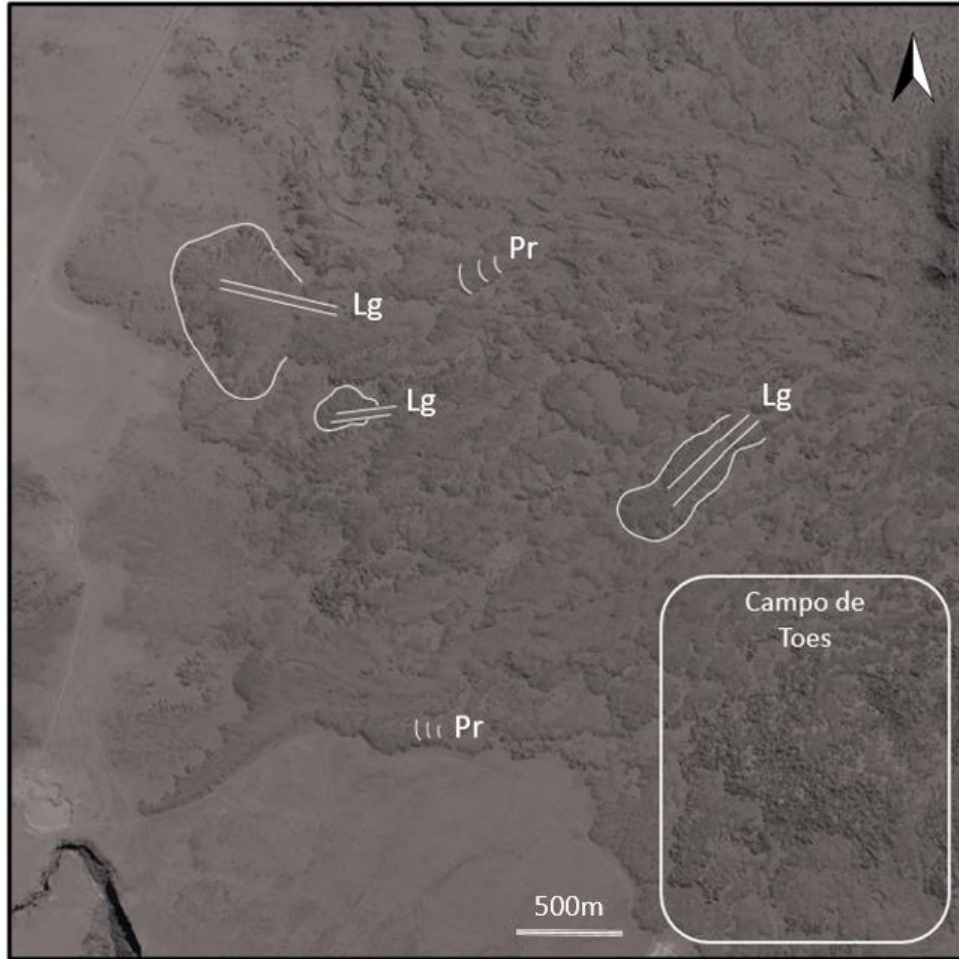


Figura 54. Nótese los canales de lava que alimentan los lóbulos. La zona SE del sector pertenece al basalto LMS 3B y se caracteriza por la preservación de toes en los frentes de avance de los lóbulos. Pueden observarse grietas marginales (inflation clefts) en los toes.

Modificada de figura 38.

4.2.3 Petrografía de centro eruptivo los Mellizos Sur.

Los derrames basálticos que comprenden el área de estudio del cerro los Mellizos Sur son lavas de composición basáltica de tipo *pahoehoe* cordadas, aunque localmente pueden transicionar a lavas tipo Aa allí donde el flujo encontró obstáculos que frenaron el avance causando enfriamiento y cizallamiento de la costra enfriada. Espacialmente suprayacentes, pero a menudo coetáneos a los eventos efusivos lávicos, se desarrollaron episodios de emisión piroclástica que generaron depósitos de caída. La actividad del evento explosivo culminó con la generación de un depósito caótico de *block and ash* hacia el centro del cráter y la emisión de un flujo piroclástico denso que se depositó pendiente abajo sobre el margen oriental del edificio volcánico.

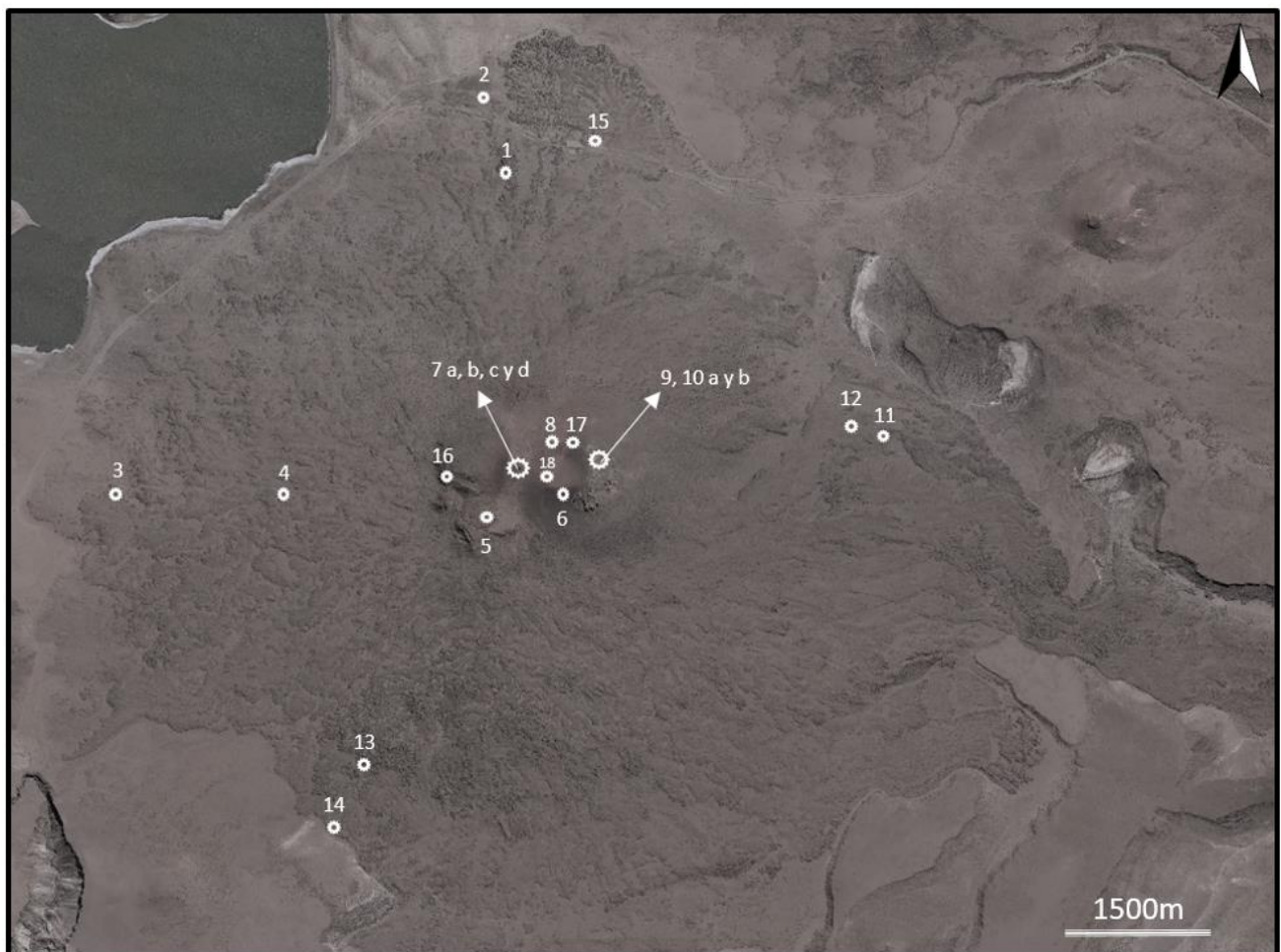


Figura 55. Ubicación de muestras extraída de la zona de estudio del Cerro los Mellizos Sur.

Para el estudio petrográfico de la zona se extrajeron 23 muestras de mano que fueron analizadas y caracterizadas macroscópicamente. Ocho de ellas fueron seleccionadas para la confección de cortes delgados y su estudio por microscopía óptica (Fig. 55).

En rasgos generales los basaltos de los Mellizos Sur se caracterizan por ser basaltos olivínicos grises oscuros a negros, con elevada vesiculación y alteración por oxidación incipiente. La textura es porfírica con pasta microgranular. Los fenocristales presentes son de olivino con tamaños que oscilan entre 0,1 y 1 cm, piroxeno con un rango de tamaño entre 1 y 5mm, y plagioclasa que puede discernirse en la pasta con tamaños variables entre 1 y 2 mm. En algunas muestras (LMS 2, 3, 4, 8, 11, 12, 13 y 14) pueden observarse zeolitas secundarias con hábitos arborescentes y aciculares formadas dentro de las vesículas (Fig. 56).



Figura 56. Muestras LMS 2,3,4 y 14. Colores predominantemente oscuros. Tamaños de vesículas oscilan entre pocos mm hasta mayores a 2cm y tienden a rellenarse de zeolitas secundarias con hábito arborescente y acicular.

En base a sus características de depositación como el emplazamiento en forma de manto piroclástico, superposición de unidades de flujo individuales levemente estratificadas y la concentración de fragmentos líticos y/o pumíceos mal seleccionados, el flujo piroclástico denso (LMS10a y 10b) puede definirse como una ignimbrita. El depósito es de color pardo amarillento predominantemente, en él se pueden observar pómez (Fig. 57) y fragmentos de basaltos vesiculados que presentan la misma composición y textura que los demás depósitos basálticos (muestra LMS9). Estos posiblemente fueron arrastrados desde el conducto por el mismo flujo denso durante el momento de su extrusión (gráfico y descripción del proceso en capítulo 6. Discusión).

Los diques (LMS 7a, 7b, 7c y 7d) están compuestos por basaltos mayoritariamente rojizos de textura porfírica, carecen de vesículas, presentan fenocristales de olivino, piroxeno y plagioclasa (Ol + Pxy + Pl) inmersos en una pasta microgranular (Fig. 58).

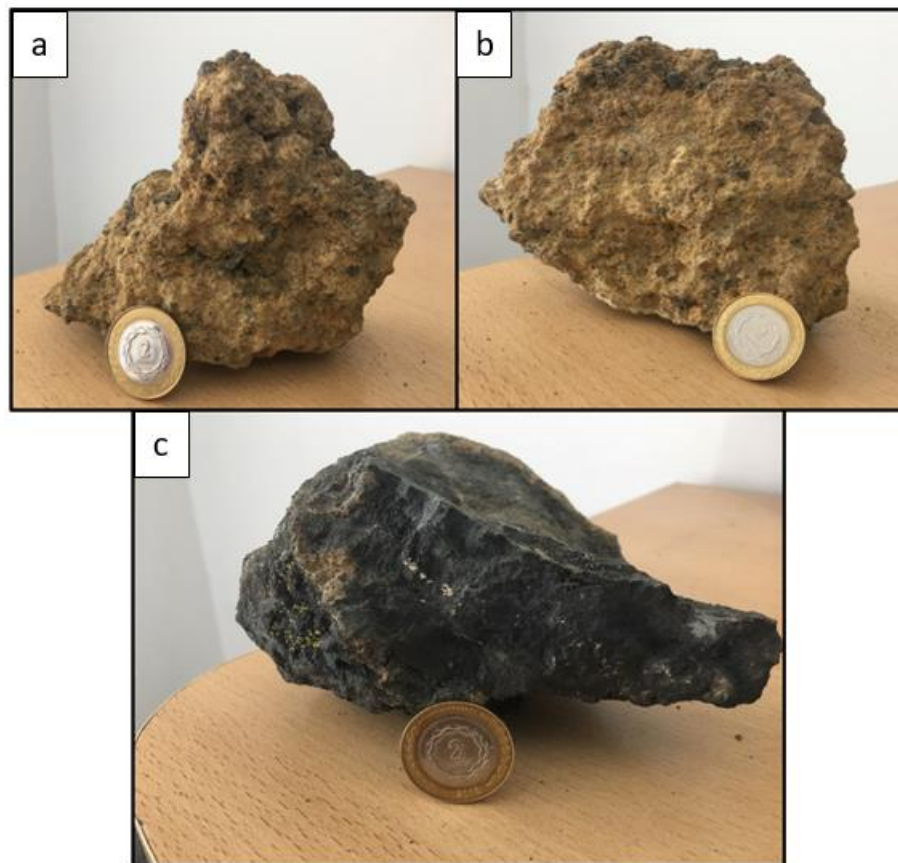


Figura 57. (a). Muestra LMS 10a; (b) Muestra LMS 10b; (c) Muestra 9 del flujo piroclástico denso. Nótese los pequeños fragmentos de pómez en las muestras LMS10 a y b. La muestra

LMS9 presenta las mismas características y composición (con la ausencia de vesículas) de las lavas expansivas que rodean al edificio volcánico.

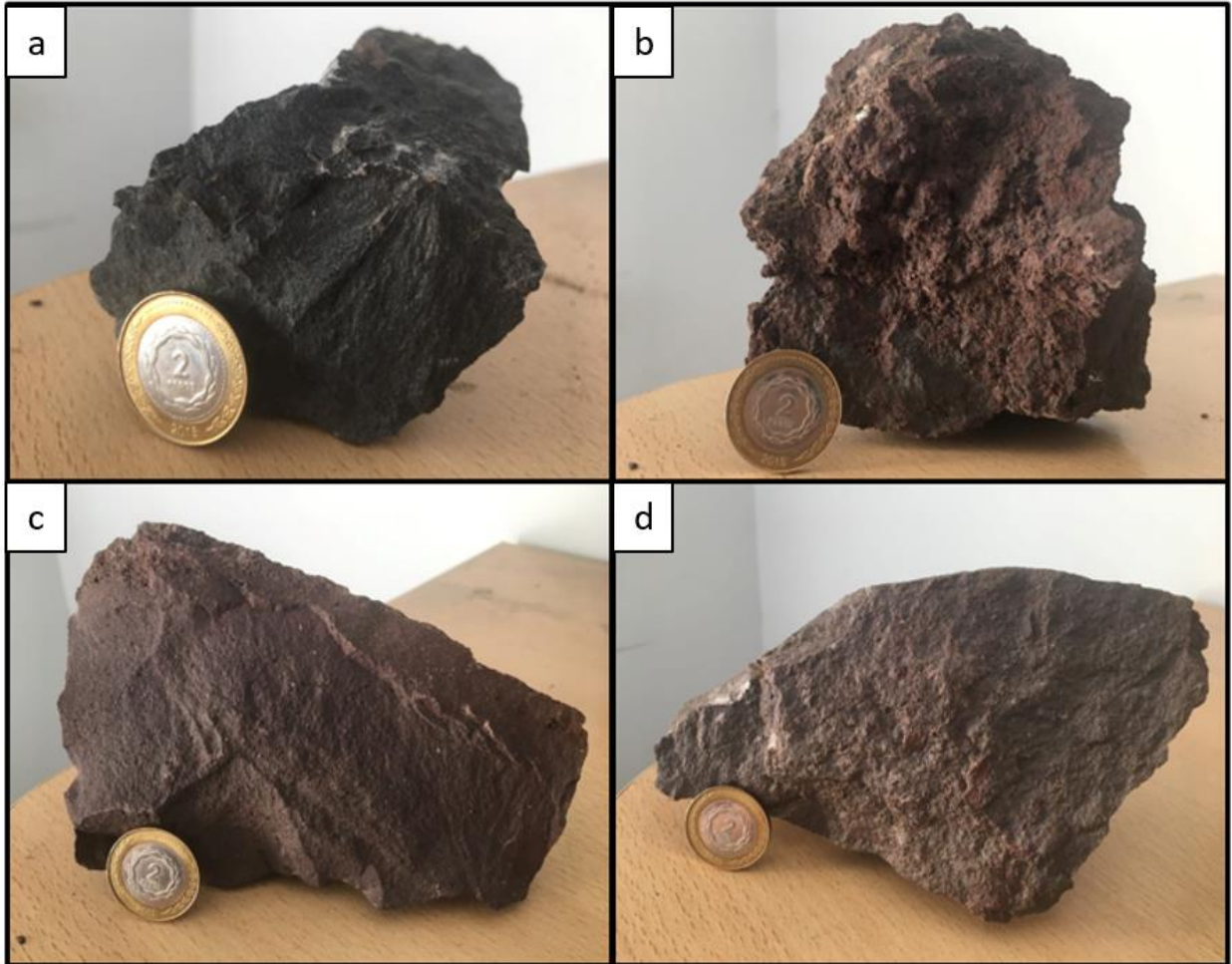


Figura 58. (a) Muestra LMS 7a, sector central del dique; (b) Muestra LMS7b, sector brechado externo; (c) LMS7c, sector masivo interno; (d) LMS7d sector masivo interno.

Las muestras LMS 2, 4, 5, 7c, 10a, 12, 13 y 14 fueron seleccionadas para la confección de cortes delgados y posterior estudio mediante microscopía óptica. En rasgos generales las secciones delgadas de los Mellizos Sur correspondientes a los depósitos lávicos comparten características similares con las del Cerro de la Laguna. Presentan textura pilotáxica conformada por fenocristales de olivino, piroxeno y plagioclasa. Los mismos se observan inmersos en una pasta de vidrio que contiene microlitos de entre 2 y 10 μm con la misma asociación mineralógica.

Los cristales de plagioclasa exhiben en general tamaños que oscilan entre 50 y 250 μm con hábitos tabulares euhedrales y en algunos casos aciculares. Sin embargo, pueden encontrarse

grupos de fenocristales que superan los 600 μm lo cual indicaría dos generaciones de enfriamiento (Fig. 59).

Los fenocristales de olivino oscilan entre 200 y >1000 μm de largo por 200-700 μm de ancho, exhiben estructuras esqueléticas y fracturas en las cuales se pueden observar alteración a iddiginsita (Fig. 59).

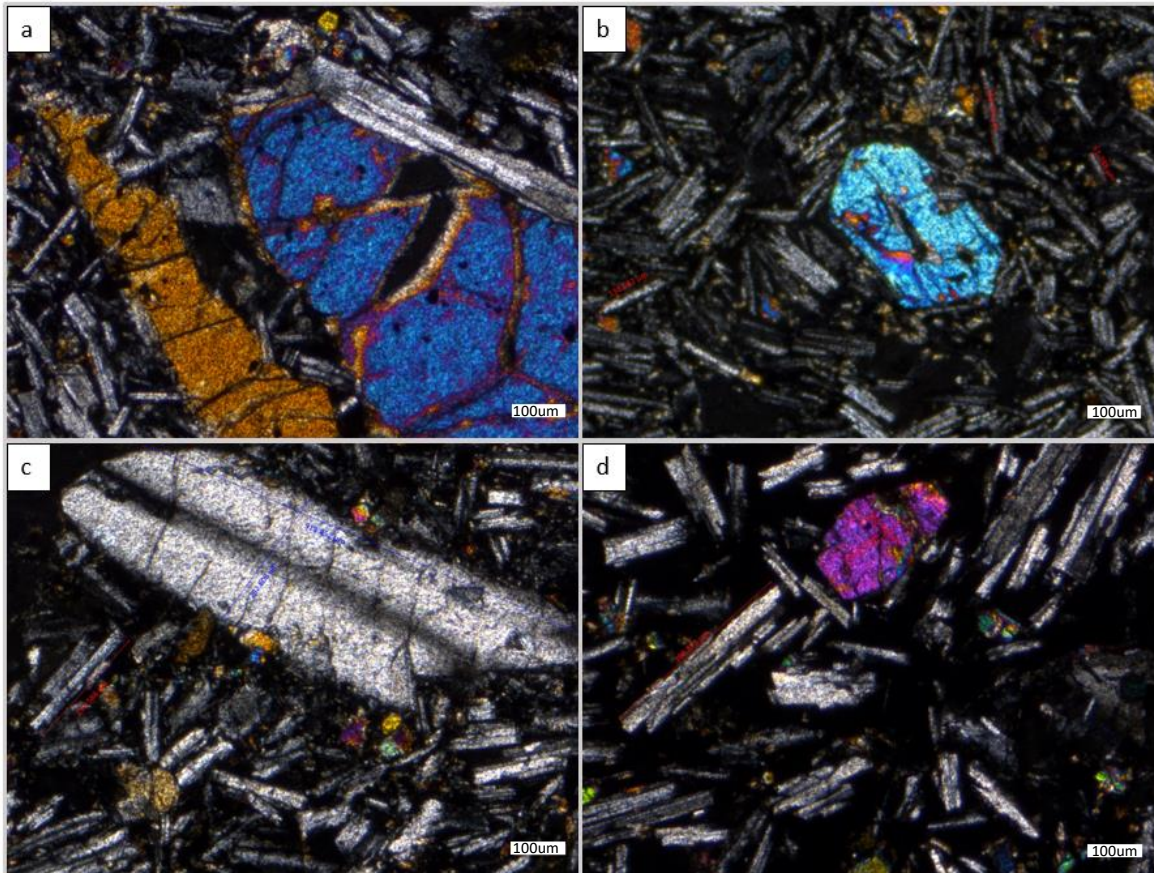


Figura 59. (a) LMS4, fenocristales de olivinos. Puede observarse además un cristal de tabular de plagioclasa que difiere en tamaño con aquellos inmersos en la matriz vítrea. (b) LMS2. Fenocristal de olivino. Puede observarse la textura pilotáxica con microlitos de olivino, piroxeno y plagioclasa. (c) LMS4. Cristal tabular subeuhedral de plagioclasa. (d) LMS14. Sector donde puede observarse la primera generación de plagioclasas de mayor tamaño.

Los fenocristales de piroxeno presentan tamaños similares a los olivinos. La extinción de estos es siempre a 90° por lo que podemos caracterizarlos como ortopiroxenos.

El corte delgado de la muestra LMS7a, perteneciente a la parte central de uno de los diques, presenta algunas diferencias con respecto a las demás secciones delgadas. En ésta podemos observar la textura pilotáxica, con microlitos de olivino, piroxeno y plagioclasa, sin embargo, el porcentaje de vidrio en la matriz es bastante mayor que en las demás muestras. Los fenocristales de olivino, piroxeno y plagioclasa mantienen los rangos de tamaño (Fig. 60).

Los olivinos presentan texturas esqueléticas, y alteración por oxidación que van desde el centro hacia el borde del cristal. Si bien pueden observarse fracturas, carecen de alteración a iddingsita.

Los piroxenos, frecuentemente intercrecidos en cúmulos, exhiben clivaje bien marcado a diferencia de lo observado en las demás muestras donde es muy difícil reconocerlo.

Las plagioclasas son menos abundantes que en las otras secciones delgadas pertenecientes a los depósitos lávicos, son de hábito tabular y muestran tamaños oscilantes entre 50 y 350 μm de largo.

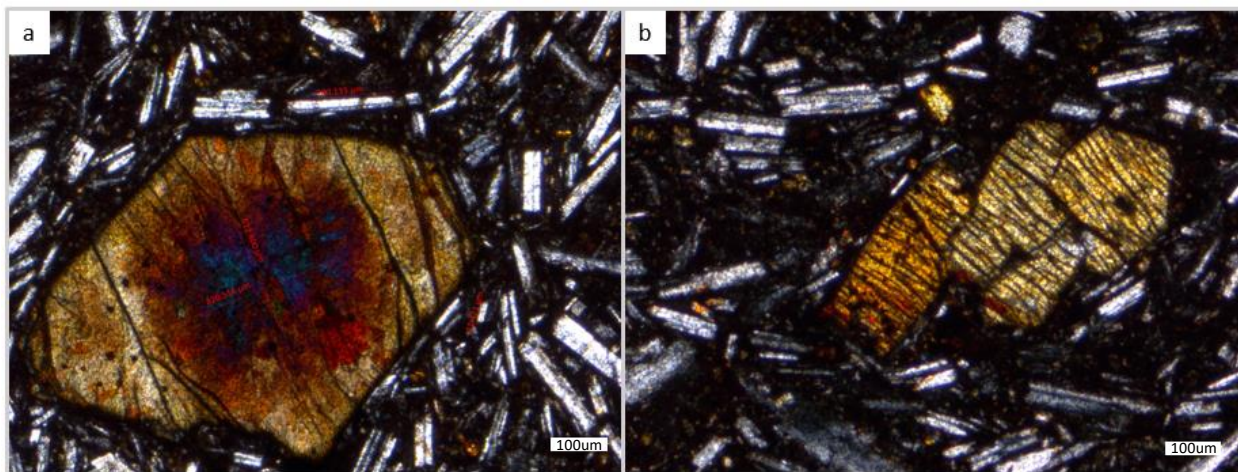


Figura 60. Muestra LMS7a. (a) Olivino fracturado y alterado desde el centro hacia el borde. Nótese como las plagioclasas rodean el fenocristal mostrando su textura fluida. (b) Fenocristales intercrecidos de ortopiroxeno. Puede observarse el menor porcentaje de microlitos y el mayor porcentaje de vidrio en la matriz.

En el estudio de la muestra LMS10a perteneciente a la ignimbrita se pudieron reconocer fragmentos de pómez de hasta 2000 μm de largo por 1600 μm de ancho. Los mismos se encuentran rodeados en mayor proporción por una matriz de palagonita en la cual pueden discernirse trizas vítreas remanentes. Se observaron además fragmentos de basaltos con

composiciones similares a los estudiados en las demás muestras. Esto nos indicaría el arrastre de material del conducto al momento de la emisión del flujo denso (Fig. 61).

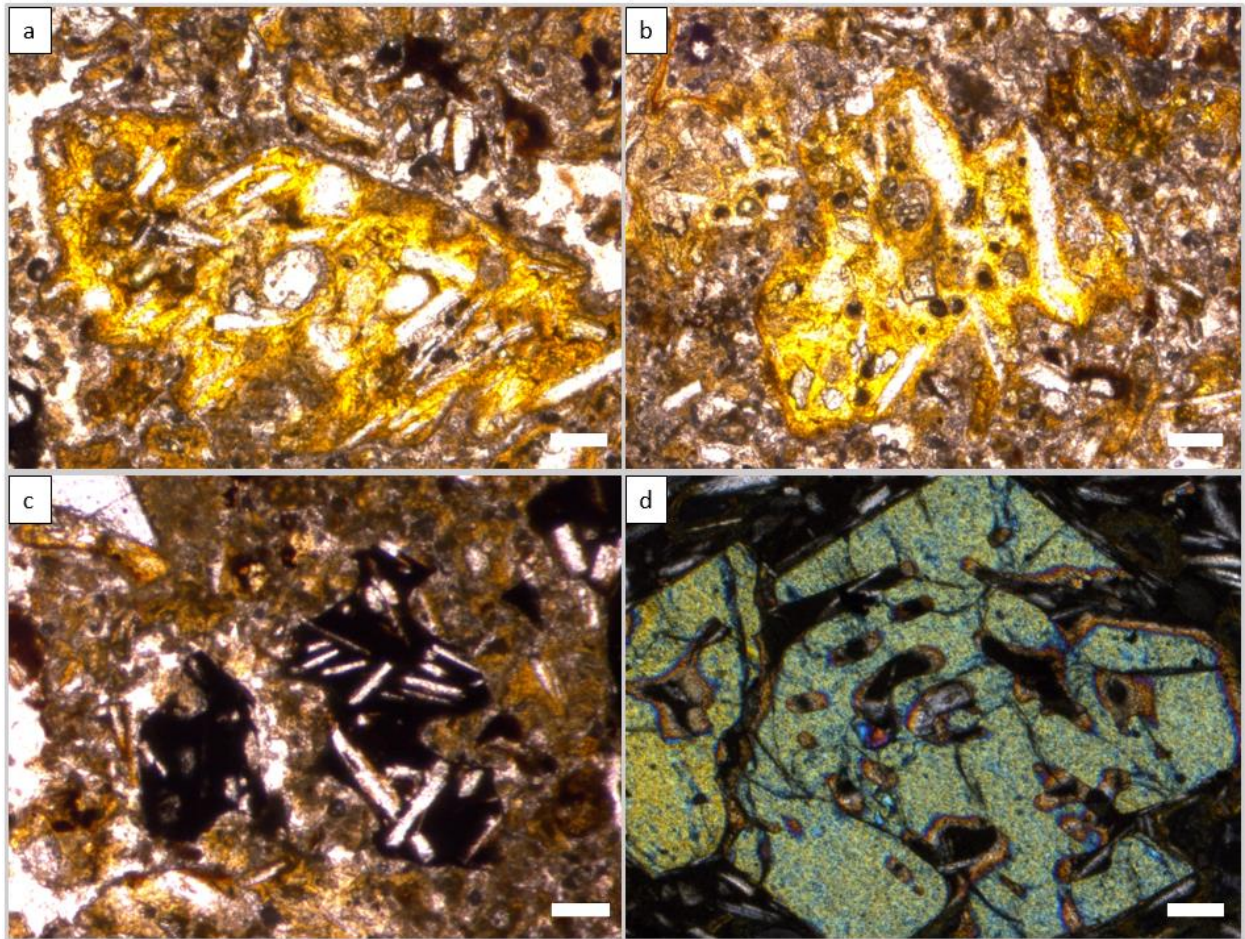


Figura 61. Muestra LMS10a. (a) y (b). Fragmentos de pómez rodeados de una matriz palagonitizada. Nótese las trizas de vidrio. (c) y (d) Trozos de basaltos que exhiben las mismas características que aquellos estudiados en las muestras previas. Observar el fenocristal con estructura esquelética de olivino.

5. Puntos de interés geoturístico

Como se ha mencionado en los capítulos anteriores, el paisaje volcánico que circunda el Parque Nacional Laguna Blanca es asociado a los edificios volcánicos Cerro de las Laguna y Cerro los Mellizos Sur, los cuales extruyeron las sucesiones de lavas basálticas neógenas y cuaternarias. Dado el carácter informativo del establecimiento de Parques, el autor del presente trabajo cree importante proponer ciertas locaciones avistadas en el área de estudio que pueden ser utilizadas como puntos geo turísticos, para de esta manera brindar información de carácter geológico y geomorfológico de la zona.

Área de estudio Cerro de la Laguna

Esta zona es caracterizada por geoformas volcánicas generadas por baja pendiente, por lo que los puntos geo turísticos fueron seleccionados con el fin de ejemplificar este estilo de paisaje.

Los extensos *tumulis* ubicados en los puntos T1 y T2 son claros ejemplos de la elevación de lava generada por el avance sobre una pendiente plana. Estos a su vez presentan grietas marginales en la superficie (Fig. 62).

El extenso manto inflado *pahoehoe* ubicado en el sector centro occidental de la zona de estudio es quizás el ejemplo más significativo para explicar la confección de éste estilo de paisajes.

Sobre el sector noroccidental del mismo puede observarse también el *lava lake* formado sobre una depresión y alimentado por uno de los tubos de lava pertenecientes a la red de tubos lávicos que genera el manto inflado (Fig. 62). La red de tubos lávicos puede además funcionar como un recorrido interno del manto inflado *pahoehoe*.

Con la mención de estas tres geoformas puede darse un paneo general de este estilo de paisaje volcánico generado en bajas pendientes. Éstas a su vez fueron seleccionadas dadas su proximidad.

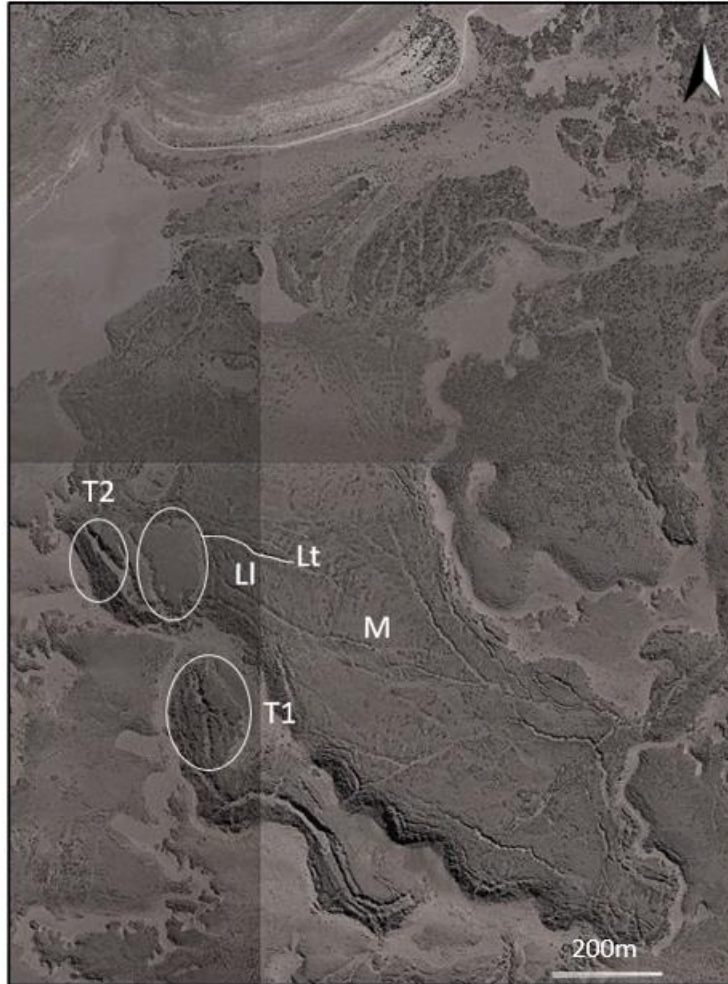


Figura 62. Puntos geo turísticos de la zona de estudio del Cerro de la Laguna.

Área de estudio Cerro los Mellizos Sur

Esta zona es caracterizada por extensos derrames de flujos lávicos dispuestos de manera radial al edificio volcánico los cuales son propagados mediante frentes de avances en forma de lóbulos y *toes*, lo cual es característico de un paisaje volcánico con pendientes mayores a 3 grados. El escudo formado por los extensos flujos es fácilmente visible mediante fotografía satelital por lo que la explicación de su formación puede hacerse mediante éstas. A su vez, la zona de estudio presenta 3 sectores de gran interés geo turístico (Fig. 63).

El primero de estos sectores es el depósito de flujo piroclástico que se ubica en el margen oriental del cono de escoria. Estas ignimbritas tienen un carácter composicional ácido por lo que muestran un cambio en la composición del magma que formó los extensos derrames de flujos

lávicos. A su vez, el depósito contrasta con las rocas basálticas que lo rodean lo cual lo hace llamativo (Fig. 64).

El segundo sector ubicado sobre el punto P en la Fig. 65, presenta un abrupto cambio de pendiente, por lo que puede verse la formación de un canal de lava en forma de tobogán. Éste muestra muy bien las características cordadas de las lavas *pahoehoe*.

Por último, el tercer sector es visible sobre el avance de flujos lávicos sobre el lado occidental de la zona de estudio, y presenta una disyunción columnar, geoforma que se encuentra perfectamente preservada. Esta misma se encuentra rodeada de coladas que muestran las características cordadas de las lavas básicas, así como también bolas de acreción posiblemente transportadas por los canales lávicos (Fig. 66).

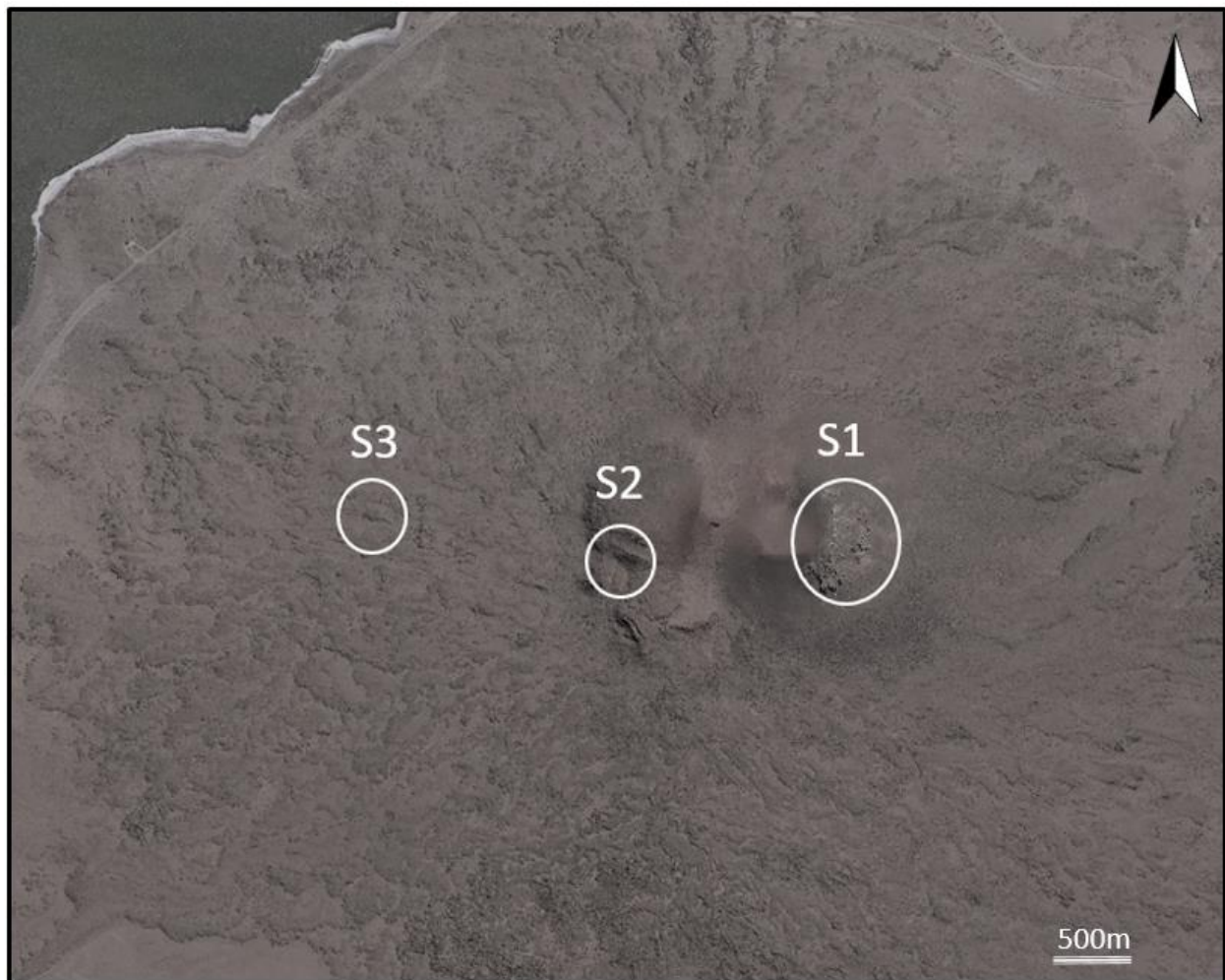


Figura 63. Sectores de interés geo turístico del Cerro los Mellizos Sur.

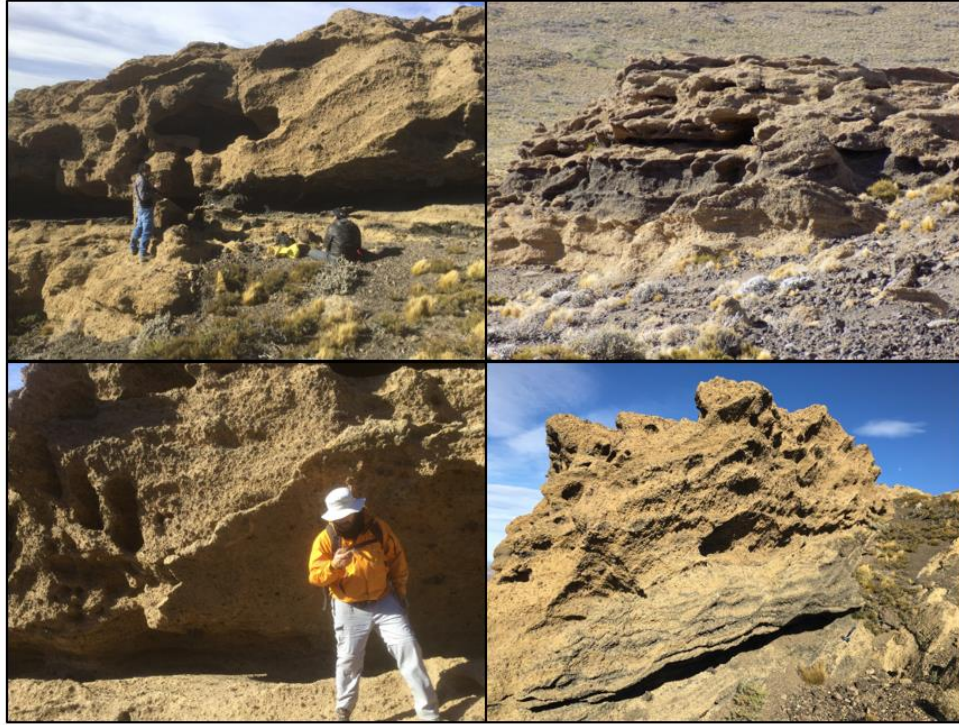


Figura 64. Sector 1. Ignimbritas sobre el borde oriental del cono de ceniza de la zona de estudio Cerro los Mellizos Sur.

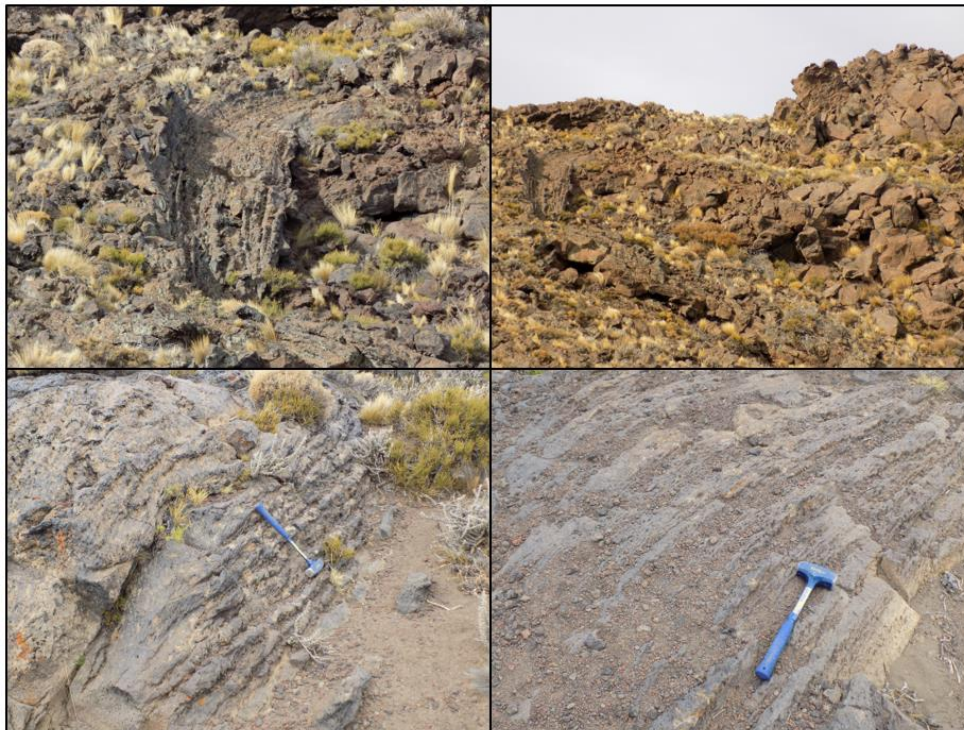


Figura 65. Sector 2. Canal de lava con forma de tobogán.

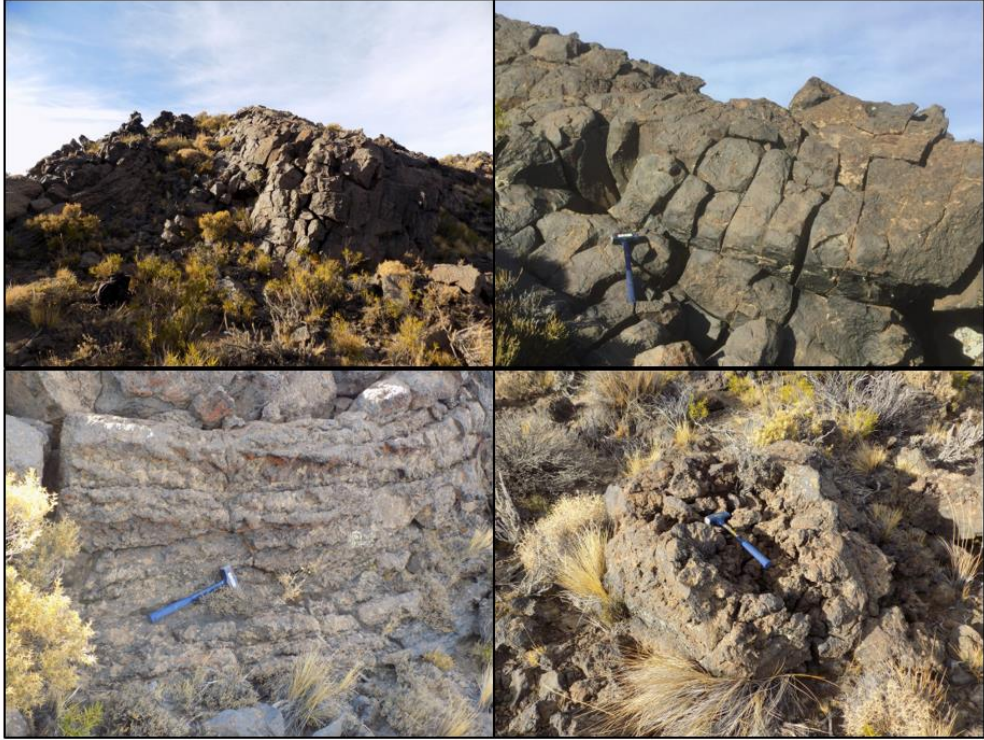


Figura 66. Sector 3. Disyunción columnar, lavas cordadas y bolas de acreción.

6. Discusión

En base a la información relevada en el campo, es necesario discutir ciertos aspectos depositacionales de las subunidades basalto **LMS 2** y **LMS Ignimbritas**, así como también realizar una comparación entre las muestras analizadas del Cerro de la Laguna y el Cerro los Mellizos Sur.

LMS 2

Esta subunidad es un depósito basáltico ubicada en el sector occidental del edificio volcánico del Cerro los Mellizos Sur que tiene la peculiaridad de presentar una forma ovalada o subcircular y poco avance de los flujos lávicos que lo componen, lo cual no concuerda con la composición básica de las lavas fluidas estudiadas en gabinete, sino más bien se asemejaría a un depósito de lavas más viscosas correspondientes a una lava más ácida.

Se han realizado 3 interpretaciones de su formación. La primera de ellas se centra en la generación por un conducto alimentador formado en la base del cono de escoria, que extruyó sucesivas coladas basálticas con dirección de flujo hacia el oeste. De esta manera, se generó un manto basáltico con una baja relación entre área y altura, es decir, presenta un espesor relativamente alto considerando su corto desarrollo areal. El centro emisor fue consecuentemente oculto por depósitos piroclásticos de caída correspondientes al **LMS piroclástico** (Fig. 67).

La segunda interpretación se basa en que la forma subcircular y las escarpas de sus bordes asemejan al depósito a un primer estadio de la formación de un *neck* volcánico, es decir, una forma de relieve generada por el enfriamiento de lava en un respiradero o conducto alimentador de un cono cuyas rocas circundantes fueron erosionadas (Fig. 68).

Por último, la tercera interpretación asocia la formación del depósito a una emisión fisural ubicada entre el depósito en sí y el cono de escoria oriental (la ubicación sería próxima a los diques) el cual extruyó sucesivas coladas hacia el oeste. Esta fisura presenta la particularidad de ubicarse en el punto medio de una recta generada entre los centros de emisión F1 y F3 asociada a una falla cuya linealidad concuerda con las fallas regionales mencionadas en el capítulo 2 (Fig. 69).

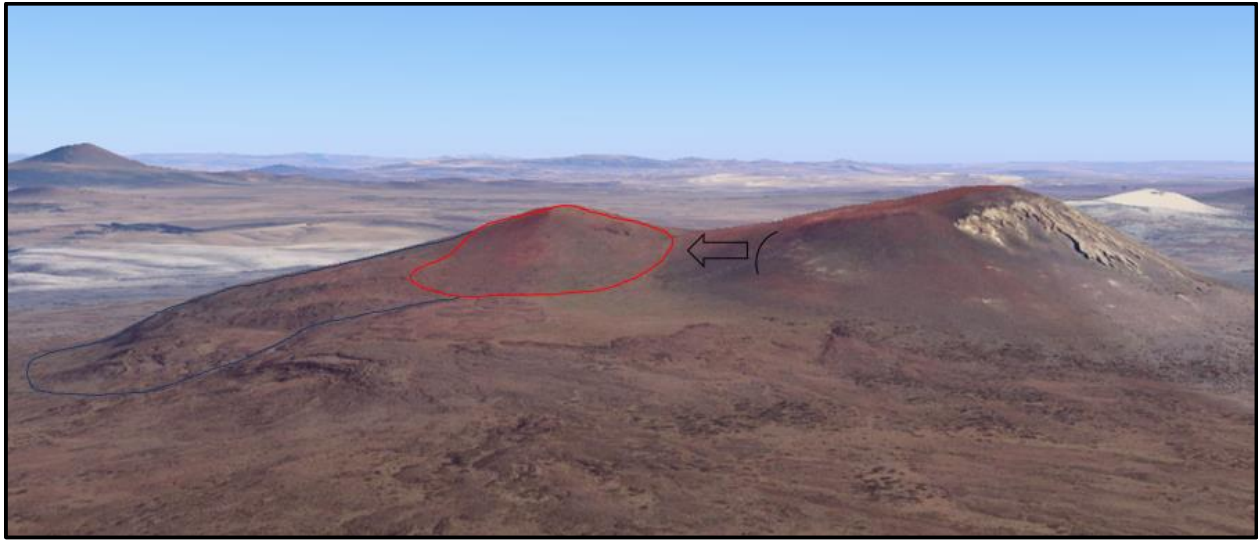


Figura 67. Esquema de primera interpretación de la formación del **LMS 2**.

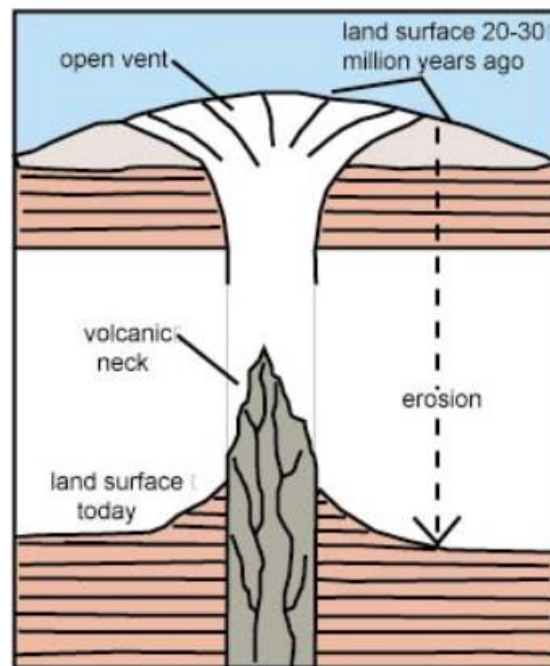
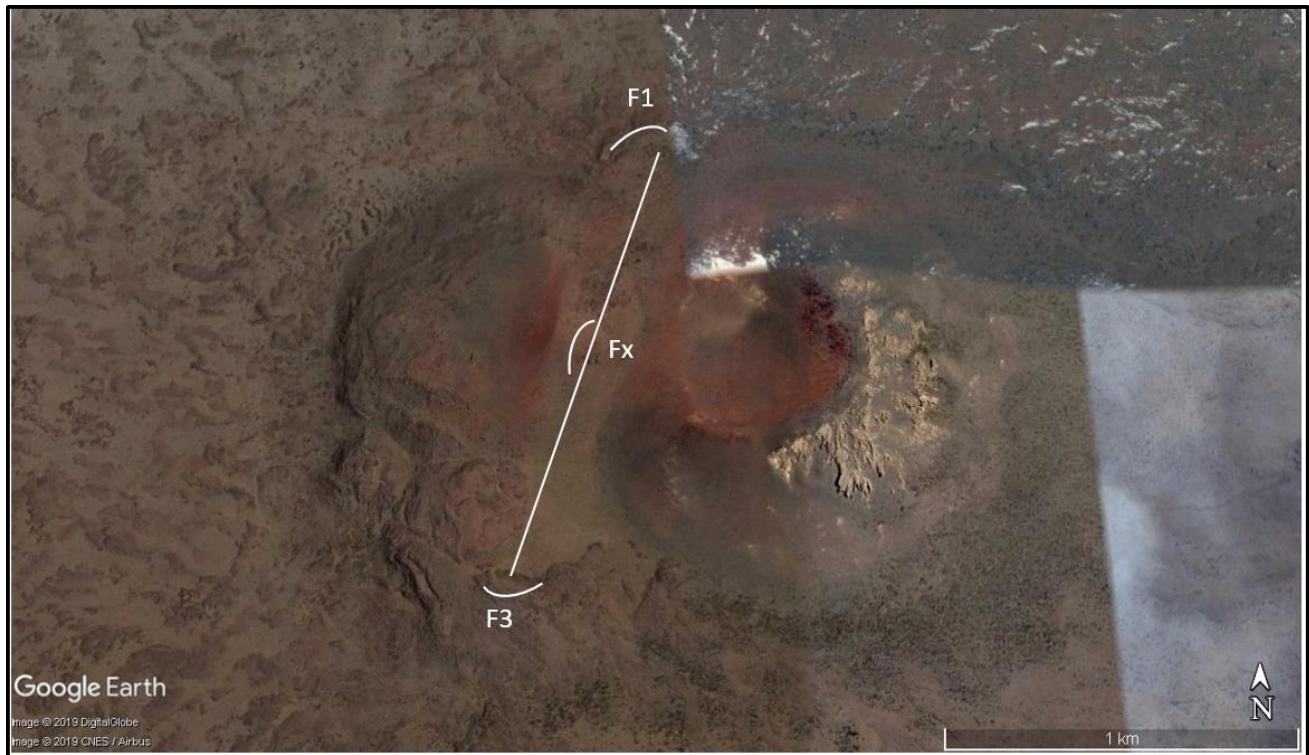


Figura 68. Esquema de formación de un neck volcánico. El depósito **LMS 2** estaría en los primeros estadios de formación del neck, es decir, sería un conducto alimentador cuyos bordes han sido erosionados.



*Figura 69. Esquema de falla que generaría los centros de emisión F1, F3 y Fx. Este último sería el causante del depósito basáltico **LMS 2**.*

Cabe recordar que limitando hacia el sur con el basalto **LMS 2**, aflora un cuerpo lávico subcircular de menor tamaño perteneciente a la subunidad **LMS 3** que fue caracterizado como un escape de lava obliterado. Este cuerpo comparte la particularidad del **LMS 2**, debido a sus bordes escarpados y a la falta de indicios de movimiento presenta una morfología y relieve característico de un flujo más viscoso, por lo tanto, más ácido pero manteniendo la composición básica general que presentan los depósitos de la zona de estudio.

Diques

La orientación NE-SO de los diques del Cerro los Mellizos Sur concuerda con las fallas regionales mencionadas en el capítulo 2 que concierne al marco regional de la zona de estudio.

LMS Ignimbrita

Esta subunidad fue caracterizada como un depósito de flujo denso en el margen oriental del cono de escoria. Teniendo en cuenta los rasgos morfológicos que presenta es necesario discutir los escenarios que permitieron la formación de un depósito de carácter explosivo en un contexto

totalmente opuesto.

Se propusieron tres hipótesis para explicar la formación del depósito. La primera de éstas se fundamenta en una posible diferenciación magmática de la lava en los últimos momentos de actividad de la cámara, sin embargo, es rebatida por la ausencia de evidencia de minerales característicos de lavas de composición más ácida en el estudio petrográfico de la muestra **LMS10a**.

La segunda hipótesis se centra en la posibilidad de que la formación del flujo piroclástico denso esté relacionada a una erupción freatomagmática producto de los primeros estadios del endicamiento de la Laguna Blanca. El contacto de un nivel freático con el conducto de alimentación magmática generaría un episodio explosivo capaz de causar este tipo de depósito. No obstante, un episodio explosivo de este estilo supondría una descarga suficiente para la destrucción y derrumbe del cono de escoria. Además, debería existir evidencia de dicho suceso en forma de litoclastos de la Formación Lajas inmersos en la matriz del flujo piroclástico denso, lo cual no fue observado.

Por último, se vinculó la formación del **LMS Ignimbrita** a erupciones hidromagmáticas episódicas disparadas como producto del contacto del conducto alimentador magmático con agua meteórica de deshielo infiltrada en los estadios finales del sistema magmático. En el presente trabajo nos inclinamos por esta tercera hipótesis basados en las siguientes evidencias a favor:

- Con el estudio petrográfico del corte delgado LMS10a, se pudo observar la presencia de pómez inmersos en una matriz palagonitizada siendo esta última producto de alteración de la interacción de agua con vidrio volcánico de composición química similar a la basáltica o con lavas basálticas fundidas.
- Edad pleistocena tardía del Cerro los Mellizos Sur caracterizada por una época postglacial. La ubicación regional y una geoforma cratérica favorable para la acumulación de nieve y hielo serviría como proveedor de agua meteórica infiltrada. El contacto del conducto de alimentación magmática con el agua infiltrada, serían los factores provocadores del depósito.
- Disposición del flujo piroclástico denso por sobre el borde del cráter, depositado concordantemente con la pendiente del cono, sin cortar o excavar los depósitos piroclásticos previos.

De esta manera se propone que el o los eventos explosivos pudieron haberse producido en los estadios finales del sistema. El repliegue de la actividad magmática habría permitido el descenso del agua a través del conducto de alimentación magmático, gatillando sucesivas erupciones poco profundas de manera tal que no fueron lo suficientemente potentes para la destrucción del edificio volcánico, pero si para extruir un volumen considerable de material basáltico fragmentario inmerso en una matriz palagonitizada.

Comparación CLB-CLM

Tras el análisis de la zona de estudio pueden observarse algunas diferencias entre los paisajes volcánicos de los cerros los Mellizos Sur y de la Laguna, así como también en las muestras extraídas y sus consecuentes cortes delgados.

Como se mencionó con anterioridad, uno de los factores más prominentes que diferencia los paisajes volcánicos de ambas zonas se debe al ángulo que presenta la topografía en la cual son depositados los flujos lávicos. Si éstos son menores a 2° , las coladas tenderán a la formación de mantos mesetiformes como *lava rises*, mantos inflados *pahoehoe* y *tumulis*, conformando redes de tubos de lava que funcionan como alimentadores de lava fundida. Ejemplos de estos son los encontrados en la zona de estudio del Cerro de la Laguna. En caso contrario, si los ángulos superan los 3° , las lavas extruidas se depositarán en forma de flujos expandidos que avanzan mediante la conformación de lóbulos y *toes*, alimentados por canales de lava superficiales denominados *lava gutters*.

La tasa de alimentación estará relacionada con el espesor de los mantos mesetiformes en el caso del Cerro de la Laguna y con la extensión de los flujos expandidos en el caso del Cerro los Mellizos Sur.

Con respecto a las muestras extraídas, no se encontraron diferencias significativas en el estudio macroscópico. Las muestras de ambas zonas de estudio comparten una misma asociación mineralógica, presentando la misma textura porfídica constituida por una matriz con fenocristales de olivino y vesiculación con posible presencia de zeolitas rellenas las vesículas. Esto puede verse tanto en los flujos mantiformes *pahoehoe* inflados y *lava rise* ubicados en el Cerro de la Laguna, así como también en los derrames de flujos basálticos expandidos de la zona del Cerro los Mellizos Sur.

En el estudio microscópico sí pudieron reconocerse algunas diferencias (excluyendo las muestras del dique y el depósito de flujo denso) relacionadas a los tamaños de los fenocristales. Las secciones delgadas del Cerro de la Laguna exhibieron fenocristales de plagioclasa más pequeños que los observados en las muestras del Cerro los Mellizos Sur. En cuanto a los fenocristales de olivinos y piroxenos, estos tienen tendencia a presentar rangos mayores en los cortes del Cerro de la Laguna.

Lineamientos regionales con cerros aledaños

Los cerros de la Laguna y los Mellizos Sur pueden ser alineados con cerros aledaños. El Cerro de la Laguna forma un lineamiento con el Cerro Ñireco y Cerro Morado, así como también otros cerros cercanos más pequeños. El Cerro los Mellizos Sur forma un lineamiento con los cerros Pichi Ñireco, Manchado y Macho viejo. Ambos lineamientos tienen dirección noreste-suroeste (Fig. 70).

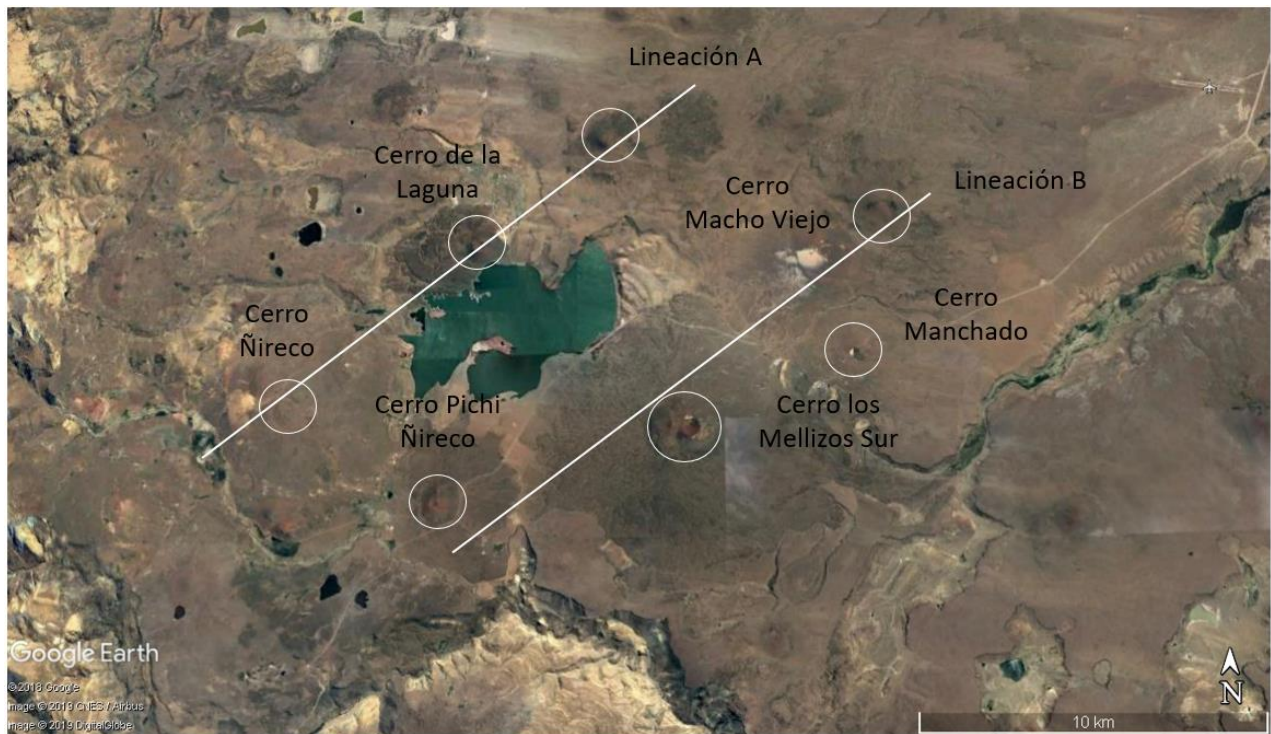


Figura 70. Lineamientos con dirección NE-SO de los cerros de la Laguna y los Mellizos Sur con cerros aledaños.

7. Conclusiones

1. Se reconocieron dos centros eruptivos los cuales fueron los causantes del paisaje volcánico de las zonas de estudio, Cerro de la Laguna y Cerro los Mellizos Sur.
2. La diferencia entre los paisajes volcánicos de las zonas de estudio radica en la pendiente, la tasa de emisión o volumen de lava extruida por unidad de tiempo y la duración de la erupción.
3. Las geoformas de ascenso de lava por inyección como manto inflado, *lava rises* y *tumulis* son encontrados solo en la zona de estudio del Cerro de la Laguna debido a que presenta relieves menores a 2°, que es la condición primordial para su formación. En estos escenarios la alimentación de los avances lávicos es mediante tubos de lava.
4. La mayor expansión y propagación de lavas, así como también la formación de lóbulos y *toes* en el Cerro los Mellizos Sur se debe a un relieve con pendientes mayores a 3° y se caracteriza por alimentación de los avances lávicos mediante canales de lava.
5. De acuerdo al estudio petrográfico realizado, la composición de las lavas de ambos centros eruptivos es similar: basalto olivínico.
6. Dadas las evidencias presentadas del flujo piroclástico denso denominado **LMS Ignimbrita** del Cerro los Mellizos Sur, se considera que fue originado por erupciones hidromagmáticas episódicas disparadas como producto del contacto del conducto alimentador magmático con agua meteórica de deshielo infiltrada en los estadios finales del sistema.
7. Ambos centros eruptivos se alinean con cerros aledaños. Estas lineaciones con dirección noroeste-sureste concuerdan con las fallas preexistentes regionales propuestas por Nakamura (1997).
8. Se proponen dos sectores de la zona de estudio del Cerro los Mellizos Sur para un estudio más detallado, el depósito de flujo denso del sector oriental del cono de escoria ubicado en el este del centro eruptivo, así como también el depósito de Block and Ash coetáneo y los diques ubicados entre el cono de escoria y el depósito basáltico **LMS 2**.
9. Se propone además el estudio geológico y geomorfológico de los cerros Píchi Ñireco y Macho Viejo como aportadores en la formación del endicamiento de la Laguna Blanca.

8. Bibliografía

- Byrnes JM, Crown DA. Relationships between pahoehoe surface units, topography, and lava tubes at Mauna Ulu, Kilauea Volcano, Hawaii. *Journal of Geophysical Research*. 2001; 106 (B2):2139-2151.
- Creveling Warman P. Catalogue and Index of the Publications of the United States Geological Survey 1901 to 1903. Department of the interior, US Geol Survey. 1903; Bull 215.
- Curotto Estibill C, et al. Geoquímica y significado geológico del Volcanismo plioceno-pleistoceno en los Andes del sur (38°-42°s). Universidad de Chile, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Departamento de Geología [Internet]. 2014. Disponible en: http://repositorio.uchile.cl/bitstream/handle/2250/117067/cf-curotto_ce.pdf?sequence=1.
- Delpino D, et al. Mapa Geológico del Departamento Zapala (escala 1:200.000). Dirección Provincial de Minería. Zapala. 1995.
- Galli CA. Descripción geológica de la Hoja 33 c, Piedra del Águila, Provincias de Neuquén y Río Negro. Servicio Nacional Minero Geológico, Boletín 111: 1-67. Buenos Aires. 1969.
- Gay, P. and Le Maitre, R.W. (1961) Some observations on iddingsite: *Amer. Mineral*. 46, 92-111.
- Gonzalez Díaz EF. Estratigrafía del Cuartario. Relatorio Recursos Naturales del Neuquén. 7° Congreso Geológico Argentino 85-97. Buenos Aires. 1878.
- Green J, Short NM. Volcanic landforms and surface features: a photographic atlas and glossary. Editorial: Springer-Verlag, 1971. p295.
- Griggs JD. Glossary of volcanic terms. Disponible en: http://volcanic_terms.enacademic.com/176/pahoehoe_blisters
- Griggs JD. How volcanoes work. Disponible en: http://sci.sdsu.edu/how_volcanoes_work/Thumbnails/Pahoehoe_page.html
- Grimes K. Lava caves and channels at Mount Eccles, Victoria. 20th Australian Speleological Federation Conference. 1995. Volume: Proceedings; p 15-22.
- Grimes K. Lava tube formation [Internet]. *Regolith Mapping*. 2005; 1:1-4. Disponible en: <http://www.vulcanospeleology.org/sym10/ISV10x1.pdf>.
- Grimes KG. The Tumuli Lava Blisters. Disponible en: <https://www.amusingplanet.com/2017/09/the-tumuli-lava-blisters.html>
- Groeber P. Descripción geológica de la Hoja 31 c, confluencia de los ríos Grande y Barrancas (Mendoza y Neuquén). Director de Minería y Geología, Boletín 38: 1-72. 1933.
- Groeber p. Observaciones geológicas a lo largo del meridiano 70° 1. Hoja Chos Malal. Sociedad Geológica Argentina, Revista 1 (3):177-208. 1946.
- Hantusch M. Estudio estructural del flanco NE del volcán Copahue y el sector Sur de las lagunas Las Mellizas (Neuquén). Universidad Nacional del Comahue, Facultad de Ingeniería, Departamento de Geología y Petróleo. [Internet]. 2016. Disponible en: http://pedco.uncoma.edu.ar/pluginfile.php/472399/mod_resource/content/1/TFL%20Hant

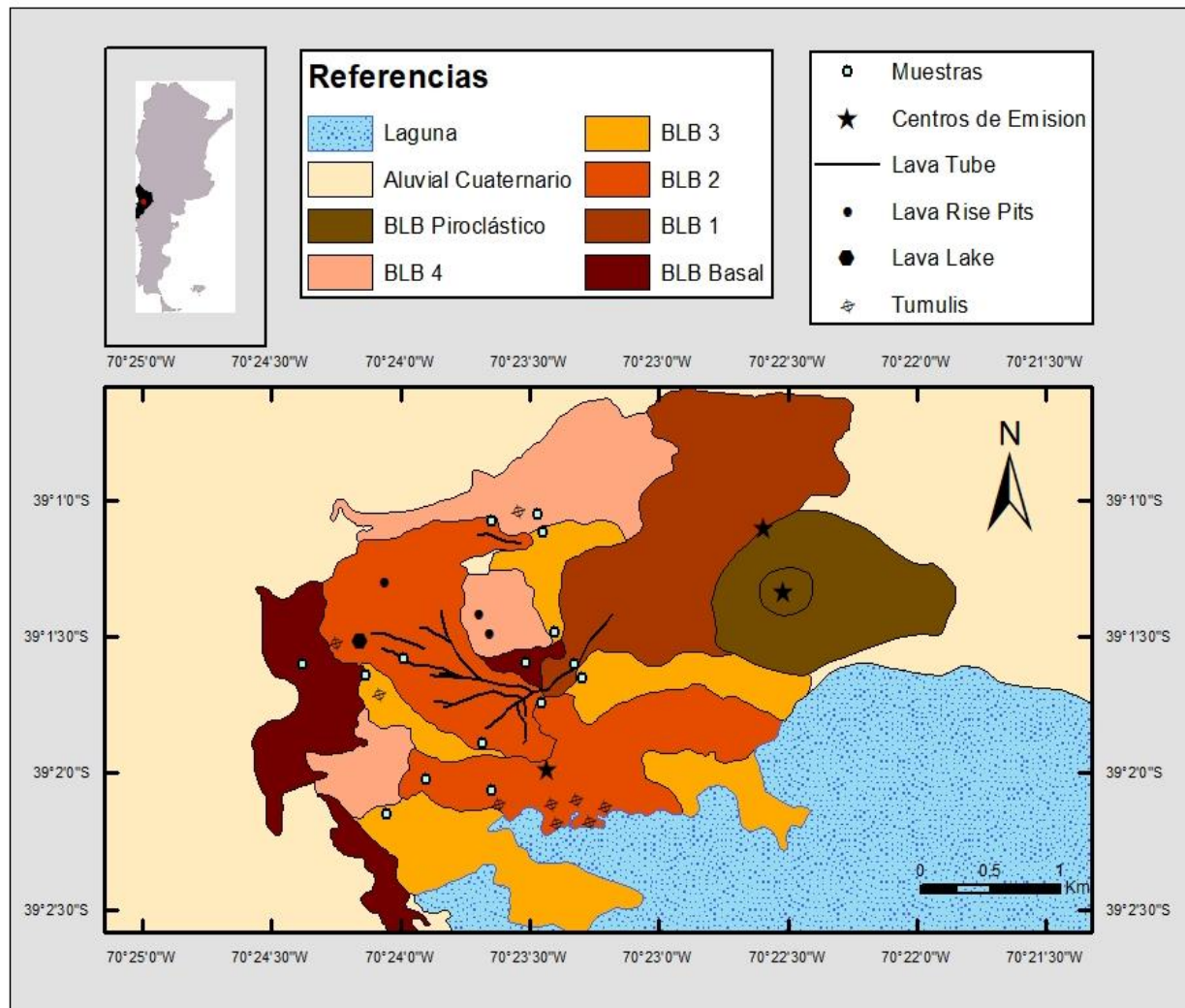
[usch%2C%20M.%20Estudio%20Estructural%20%20Flanco%20NE%20Del%20V.%20Copahue%20%20y%20El%20Sector%20Sur%20%20Lagunas%20Las%20Mellizas%20a.pdf?fbclid=IwAR05vz7PrfMi1-fr6cTXiYwP4Ht9BO4gPcQitCIKdxKpPgFLENFEtHNMiY](#)

- Harris A, Favalli M, et al. Construction dynamics of a lava channel. *Bulletin of Volcanology*. 2008; (4):459-474.
- Harris A., Rowland S., 2015. Lava Flows and Rheology. *The encyclopedia of Volcanoes*, 321-342.
- Hickey-Vargas R, et al. Basaltic rocks from the Andean Southern Volcanic Zone: Insights from the comparison of along-strike and small-scale geochemical variations and their sources, *LITHOS*. 2016 [Accepted Manuscript]. DOI: 10.1016/j.lithos.2016.04.01.
- Holmberg E. Descripción geológica de la Hoja 32 a, Buta Ranquil, provincia del Neuquén. Servicio Geológico Nacional, Boletín 152: 1-90. 1976.
- Hon K, Kauahikaua J, Denlinger R, Mackay K. Emplacement and inflation of pahoehoe sheet flows: Observations and measurements of active lava flows on Kilauea Volcano, Hawaii. *Geological Society of America, Bulletin*. 1994;106: 351-370.
- Isacks B, et al. La segmentación tectónica de los Andes Centrales y su relación con la placa de Nazca subductada: V° Congreso Latinoamericano de Geología (Buenos Aires). *Actas*; 3: 587-606.
- Kay S. M., Spiegelman M., Langmuir C. H, 2003. Origin of tertiary to recent EM- and subduction-like chemical and isotopic signatures in Auca Mahuida region (37°-38°S) and other Patagonian plateau lavas. *Contrib Mineral Petrol*. Volume 166, Issue 1, pp 165-192.
- Lambert LR. Descripción geológica de la Hoja 35 b, Zapala, Territorio Nacional del Neuquén. Dirección Nacional de Geología y Minería, Boletín 83: 1-93. 1956.
- Leanza AF, Leanza HA. Descripción geológica de la Hoja 37 c, Catán Lil, provincia del Neuquén. Servicio Geológico Nacional, Boletín 169: 1-65. 1979.
- Leanza HA. Descripción geológica de la Hoja 36 b, cerro Chachil, Provincia del Neuquén. Servicio Geológico Nacional 144 p. (Informe inédito). Buenos Aires. 1985.
- Leanza, H.A., Hugo, C.A., Repol, D., 1997. Hoja geológica 3969-III, Picun Leufu (escala 1: 250.000), provincia del Neuquén. Programa Nacional de Cartas Geológicas de la República Argentina a escala 1: 250.000. Instituto de Geología y Recursos Minerales. SEGEMAR. Boletín 275: 1-128. Buenos Aires.
- López Escobar L, Cembrano J, Moreno H. Geochemistry and tectonics of the Chilean Southern Andes basaltic Quaternary volcanism (37-46°S). *Revista Geológica de Chile*. 1995; 22(2):19-234.
- López-Ruiz J, Cebriá JM. Tipología de las Lavas Generadas en Ambiente Subaéreo por las Erupciones Basálticas. *Revista de la Sociedad Española de Mineralogía*. 2014; 14:12-19.
- Melnick D, et al. Neogene tectonic evolution of the Neuquén Andes western flank (37–39°S). En: Mahlburg S, Ramos VA, editor. *Evolution of an Andean Margin: A tectonic and magmatic view from the Andes to the Neuquén Basin (35°-39° S lat)*. Geological Society of America Special. 2006; 407:73-96.

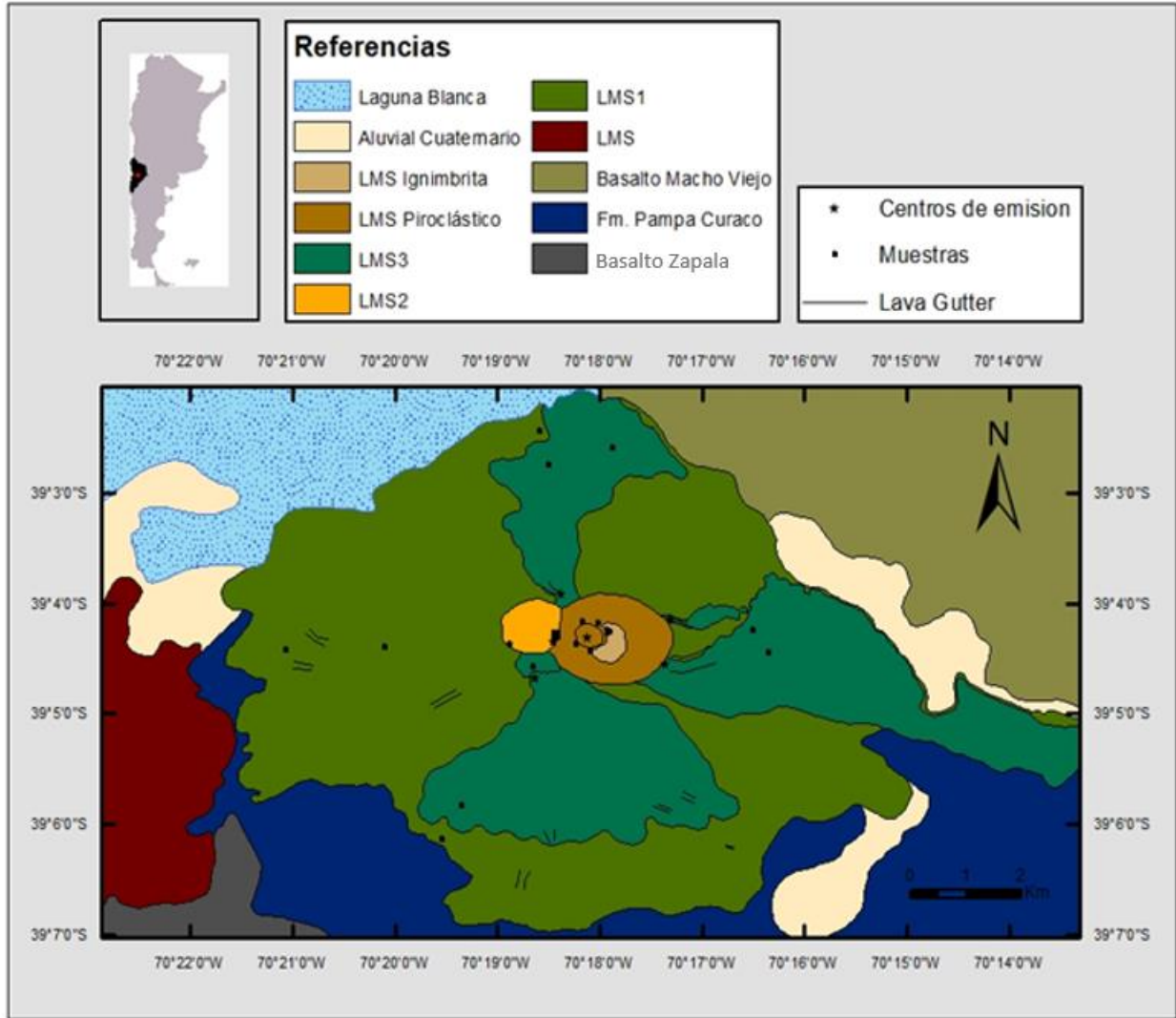
- Muñoz J, Stern CR. Alkaline magmatism within the segment 38°-39°S of the plio-
quaternary Volcanic belt of the Southern South American continental margin. *Journal of
Geophysical Research*. 1989; 94 (B4):4545-4560.
- Muñoz J, Stern CR. The Quaternary volcanic belt of the southern continental margin of
South America: Transverse structural and petrochemical variations across the segment
between 38°S and 39°S. *Journal of South American Earth Sciences*. 1988; 1(2):147-16.
- Murcia HF, Borrero CA, et al. Depósitos volcániclos: términos y conceptos para una
clasificación en español. *Rev Geol Amér Central*. 2013; 48: 15-39.
- Nakamura K. Volcanoes as possible indicators of tectonic stress Orientation - Principle
and proposal. *J. Volcanol. Geotherm. Res*. 1977;2: 1-16.
- Neuendorf KKE, Mehl Jr JP, Jackson JA. *Glossary of Geology*. 5ta Edición. Virginia:
American Geosciences Institute; 2001.p5.
- Orr TR, Bleacher JE, et al. A sinuous tumulus over an active lava tube at Kīlauea
Volcano: Evolution, analogs, and hazard forecasts. *Journal of Volcanology and
Geothermal Research*. 2015; 291:35-48.
- Oshkosh G, Hudak J. *Glossary of volcanic terms* [Internet]. University of Wisconsin.
2001. Disponible en: http://volcanic_terms.enacademic.com/178/pahoehoe_lava_coil.
- Pearson Prentice Hall. Cinder cone volcano. Disponible en:
<http://emanuelabellare.blogspot.com/2016/02/volcanoes.html>
- Peck DL. Lava coils of some recent historic flows, Hawaii. *US Geol. Survey Prof*. 1966;
Bull 550B: 148-151.
- Peterson DW, Holcomb RT, et al. Development of lava tubes in the light of observations
at Mauna Ulu, Kilauea Volcano, Hawaii. *Bull Volcanol*. 1994; 56:343-360.
- Peterson DW, Holcomb RT, Tilling RI, Christiansen RL. Development of lava tubes in
the light of observations at Mauna Ulu, Kilauea Volcano, Hawaii. *Bulletin of
Volcanology*. 1994;56: 343-360.
- Peterson DW, Holcomb RT, Tilling RI, Christiansen RL. Development of lava tubes in
the light of observations at Mauna Ulu, Kilauea Volcano, Hawaii. *Bull Volcanol*. 1994;
56:343-360.
- Stern CR. Active Andean volcanism: its geologic and tectonic setting. *Rev. Geol. Chile*.
2004;31 (2):161-206.
- Stroncik NA, Ulrich Schmincke H. Palagonite – a review. *Int J Earth Sci (Geol Rundsch)*.
2002; 91:680–697.
- Tarbuck EJ, Lutgens FK. *Ciencias de la Tierra 8 Edición – Una Introducción a la
Geología Física*. 8va Edición. Madrid:Prentice Hall;2005.9-28.
- Tassara A, et al. Three-dimensional density model of the Nazca plate and the Andean
continental margin. *J. Geophys. Res*. 2006; 111, B09404:1-26.
- Thouret JC. Volcanic geomorphology—an overview. *Earth-Science Reviews*. 1999;
47:95–131.
- Tilling RI. Volcanism and associated hazards: the Andean perspective. *Adv. Geosci*.
2009 ;22:125-137.

- Turner JCM. Descripción geológica de la Hoja 37 ab, Junín de los Andes. Servicio Nacional Minero Geológico, Boletín 138: 1-88. Buenos Aires. 1973.
- Turner JCM. Estratigrafía de Alumminé y adyacencias. Asociación Geológica Argentina, Revista 20: 153-164. 1956.
- USGS Fact Sheet. Lava Lake. Disponible en:
<https://volcanoes.usgs.gov/vsc/glossary/lavalake.html>
- V. Yaschuk. Tolbachik eruption: identifying lava flow features. Disponible en:
<https://www.wired.com/2012/12/tolbachik-eruption-identifying-lava-flow-features/>
- Walker G. Structure, and origin by injection of lava under surface crust, of tumuli, "lava rises", "lava-rise pits", and "lava-inflation clefts" in Hawaii. Bull Volcanol. 1991; 53:546-558.
- Whitehead PW, Stephenso PJ. Lava rise ridges of the Toomba basalt flow, north Queensland, Australia. Journal of geophysical research. 1998; 103 (BII): 27,371-27,382.
- Wood CA. Morphometric evolution of cinder cones. Journal of Volcanology and Geothermal Research. 1980;7:387-413.
- Yrigoyen MR. Cordillera Principal en: Geología Regional Argentina. Leanza AF (Ed.), Cent Academia Nacional de Ciencias: 345-364. Córdoba. 1972.

9. Anexos



Mapa geológico Cerro de la Laguna



Mapa geológico Cerro los Mellizos Sur.