

# LOS FLUJOS MANTIFORMES INFLADOS DEL CAMPO VOLCANICO LLANCANELO

Inés DI TOMMASO

Servicio Geológico Minero Argentino (SEGEMAR). Email: inesditommaso05@yahoo.com.ar

## RESUMEN

El sector occidental del campo volcánico Llacanelo (centro sur de Mendoza), ubicado al oeste de la laguna homónima entre los cerros Trapal y Jarilloso, expone un paisaje de coladas basálticas *pahoehoe* con gran variedad de geoformas, muy similares con aquellas de las llanuras costeras de Hawái e Islandia. Son descriptas como flujos mantiformes *pahoehoe* inflados (*inflated pahoehoe sheetflows*), de varios kilómetros cuadrados de extensión, asociados a otras formas elevadas de menor área como los *lava rise* y los túmulos. Su formación depende esencialmente de características exógenas como la pendiente primaria del terreno y endógenas como la viscosidad y la tasa de emisión o volumen de lava extruida por unidad de tiempo. En la zona de trabajo se reconocieron flujos mantiformes inflados de 1 a 5 km de longitud y hasta 1 km de ancho, de superficie externa subhorizontal en *plateau*, marginados por escarpas empinadas. En general se elevan de 2 a 7 m por encima del terreno circundante aunque se han medido desniveles de hasta 25 metros. Se componen de varias unidades de flujo apiladas de 30 a 40 cm de espesor, con abundantes vesículas que aumentan de diámetro hacia el tope de cada unidad. Tanto en el terreno como en las imágenes se observa como las proyecciones o toes de avance de las coladas basálticas evolucionaron por un aporte sostenido de emisión lávica, primero a túmulos aislados luego por coalescencia a *lava rise* y finalmente a flujos mantiformes inflados.

**Palabras clave:** *Lavas pahoehoe, lava rise, túmulos, centro sur de Mendoza*

## ABSTRACT

*The inflated pahoehoe sheet flows of Llacanelo volcanic fields*

The western sector of Llacanelo volcanic field (central south of Mendoza province) located west of the homonymous lagoon among Jarilloso and Trapal hills exposes a landscape of basaltic pahoehoe flows with a variety of landforms, very similar to those of the coastal plains of Hawaii and Iceland described as inflated *pahoehoe* sheet flows of several square kilometers, associated with other smaller forms such as lava rise and tumuli. Its formation depends essentially by exogenous primary features as the slope of the terrain and endogenous like viscosity and effusion rate or volume of lava extruded per time unit. In the work area inflated sheet flows 1-5 km long and up to 1 km wide, with sub-horizontal top surface or plateau bounded by steep escarpments were recognized. Overall most of them rise 2-7 m above the surrounding terrain, although they have been measured differences of height up to 25 meters. They consist of several flow units stacked 30-40 cm thick with abundant vesicles, which increase in diameter toward the top of each unit. In both the field and the images it is observed how toes of a basaltic flow progress by a steady supply of lava emission, first to isolated tumuli then by coalescence to lava rise and finally to inflated sheet flows.

**Keywords:** *Pahoehoe lava, lava rise, tumuli, south central Mendoza*

## INTRODUCCIÓN

El monitoreo continuo de erupciones en el archipiélago de Hawái durante las últimas décadas, ha permitido avanzar en la comprensión de los procesos físicos que controlan el emplazamiento de los flujos basálticos. Inicialmente Walker (1991) propuso el origen de varias geoformas, como ser *tumuli* túmulos, *lava rise*, *lava-rise pits*. Luego Hon *et al.* (1994) introdujeron el concepto de flujo mantiforme inflado (*inflated sheetflow*), para describir en el vol-

cán Kilauea los derrames basálticos de lavas *pahoehoe* no canalizadas. Este término ya fue utilizado por Ballard *et al.* (1979) para referirse a las extensas efusiones submarinas. Por analogía de sus geoformas, Hon *et al.* (1994) lo hicieron extensivo a los derrames subaéreos, como flujos mantiformes *pahoehoe* inflados: *inflated pahoehoe sheetflows*.

Kauahikaua *et al.* (2003) luego de veinte años de monitoreo de las erupciones de los volcanes Pu'u O'o y Kūpaianaha, contribuyeron a una mejor comprensión de la

dinámica y morfología de los flujos basálticos, tanto canalizados como en manto. Propusieron que el mecanismo de inflado (*inflation*) creaba tanto flujos ondulados (*hummocky flows*) con la formación de túmulos como flujos mantiformes y que la diferencia entre ambos se reducía sólo a una cuestión de escala.

En Argentina, a pocos kilómetros al sur del área de estudio, Pasquarè *et al.* (2008) han propuesto que el flujo compuesto Pampas Onduladas, el más largo del mundo que se extiende por más de 181 km, lo

hizo siguiendo un mecanismo térmico eficiente denominado *inflation*.

En la zona de trabajo, Di Tommaso (2014) identificó geoformas análogas a las descritas en Hawái por Walker (1991) y por Hon *et al.* (1994). Con la presente contribución se incorporan nuevas descripciones e imágenes, como así también algunas características petrológicas de las lavas basálticas.

Tres propiedades esenciales promueven los flujos mantiformes *pahoehoe* inflados: 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). Según Hon *et al.* (1994) en zonas llanas con pendientes subhorizontales menores a 2° se inhibe la canalización y se promueve la coalescencia de los lóbulos de avance de las proyecciones o *toes*, provocando así que la lava se disperse uniformemente sobre el terreno en forma de mantos con un espesor relativamente constante. La superficie expuesta del flujo mantiforme desarrolla una corteza que cobra mayor rigidez con el paso del tiempo por enfriamiento la que se engrosa por el continuo aporte subyacente de lava, con el consiguiente aumento uniforme de la carga hidrostática del fluido interno confinado dentro del manto. Ello provoca el ascenso o inflado de la corteza superior enfriada. Es por ello que una tasa alta de emisión lávica en un tiempo prolongado es un requisito fundamental para provocar el inflado o crecimiento vertical del manto lávico.

Los flujos mantiformes inflados se caracterizan por presentar elevadas superficies planas y suaves de aspecto mesetiforme en *plateau*, con desniveles variables respecto del terreno circundante y escarpas marginales abovedadas y empinadas. Dichos flujos fueron inicialmente definidos por Walker (1991) como *lava rise*.

En esta contribución se considera oportuno establecer una diferencia entre *lava rise* y flujo mantiforme inflado. Propuesta que se resume sólo a una cuestión de escala. Aquí, en cierto modo arbitrariamente se propone que la superficie elevada plana de un *lava rise* debe ser menor o igual a un kilómetro cuadrado, mientras que los

*plateaux* mayores de un kilómetro cuadrado se los denomina flujos mantiformes *pahoehoe* inflados.

En el centro sur de la provincia de Mendoza sobre la margen oeste y sur de la laguna Llanquanelo, se extiende el sector occidental del vampo volcánico Llanquanelo (Bermúdez y Delpino 1989). Allí los flujos mantiforme inflados exponen sus mejores ejemplos a consecuencia de una mejor preservación de los afloramientos y la escasa cobertura eólica. Para la presente contribución se seleccionó el área que se extiende por el norte desde la margen sur del río Malargüe, entre los cerros Trapal y Jarilloso y por el sur hasta las coladas semi encauzadas provenientes de un grupo de conos piroclásticos entre los que se destaca el cerro de las Piedras Blancas.

El área de trabajo se ubica a unos 20 km al SE de la ciudad de Malargüe, entre los paralelos de 35°33' y 35°40' LS y 69°10' y 69°27'55" LO. Se accede por dos vías, ambas parten de la RN40: una por el desvío que conduce a la Ea. Las Chacras y de ahí por la huella que lleva a la Ea. Llanquanelo y la otra por RN40 hasta RP186 y de ahí se toma el desvío hasta el puesto Carri-Laufen y continúa hacia el norte hasta el casco de la Ea. Los Menucos. Esta última vía permite acceder por el oriente a las porciones distales de los flujos.

La zona limita al E con la laguna Llanquanelo, al O con otras coladas basálticas y el grupo de conos piroclásticos en el que se destaca el cerro Jarilloso. Al N con los depósitos aluviales del río Malargüe y al sur con las coladas y conos piroclásticos del grupo del cerro de las Piedras Blancas (Fig. 1).

## METODOLOGÍA

El estudio inicial de esta región se relaciona con las tareas de campo vinculadas al relevamiento y mapeo de las hojas geológicas a escala 1:100.000 Llanquanelo Norte 3569-27 y Llanquanelo Sur 3569-33, del Programa Nacional de Cartas Geológicas del Servicio Geológico Minero Argentino SEGEMAR, su texto y mapas se encuentran elaborados y en revisión final para su publicación.

La distinción de las diversas unidades geológicas y geomorfológicas han sido producto del análisis de campo y posteriormente consolidadas por la interpretación de imágenes satelitales Aster ortorrectificadas, Landsat TM+ y Landsat 8 con resolución espacial de 15, 28,5 y 30 m respectivamente y también por la interpretación de fotogramas a escala 1:60.000.

El análisis de las pendientes topográficas se realizó a partir de la interpretación de modelos digitales de elevación Aster y SRTM, controlados con GPS diferencial y puntos de la red altimétrica del IGN relevados en el terreno.

Para diferenciar con mayor detalle las geoformas menores de los flujos mantiformes inflados, se utilizó la herramienta online Google Earth.

Se analizaron cinco muestras de basalto, la geoquímica de los elementos mayoritarios, minoritarios y elementos traza, se graficaron utilizando la herramienta online desarrollada por Cortes y Palma (2014), "CFU-PINGU".

## MARCO GEOLÓGICO

El área de estudio se sitúa en el tramo sur de la cuenca de antepaís conocida como Depresión Central o Depresión de los Huarpes (Polanski 1964), que integra la provincia geológica de Payenia. La zona está ocupada casi exclusivamente por derrames basálticos de retroarco de tipo *pahoehoe* asignados a la Formación Chapúa (Nullo *et al.* 2005) que cubiertos por depósitos aluviales, se extienden a lo largo de la margen sur del río Malargüe. Hacia el este, la porción distal de estos derrames cubre a depósitos palustres antiguos de la laguna Llanquanelo. Por el oeste y el sur la Formación Chapúa es cubierta por material piroclástico y por coladas de la Formación Puente (Nullo *et al.* 2005) (Fig. 2).

### Generación de los flujos mantiformes inflados

Los flujos *pahoehoe* con elevados niveles de emisión lávica desarrollan morfologías diferentes por influencia de la variación de la pendiente. Áreas con pendientes mayores a los 3° son favorables para la

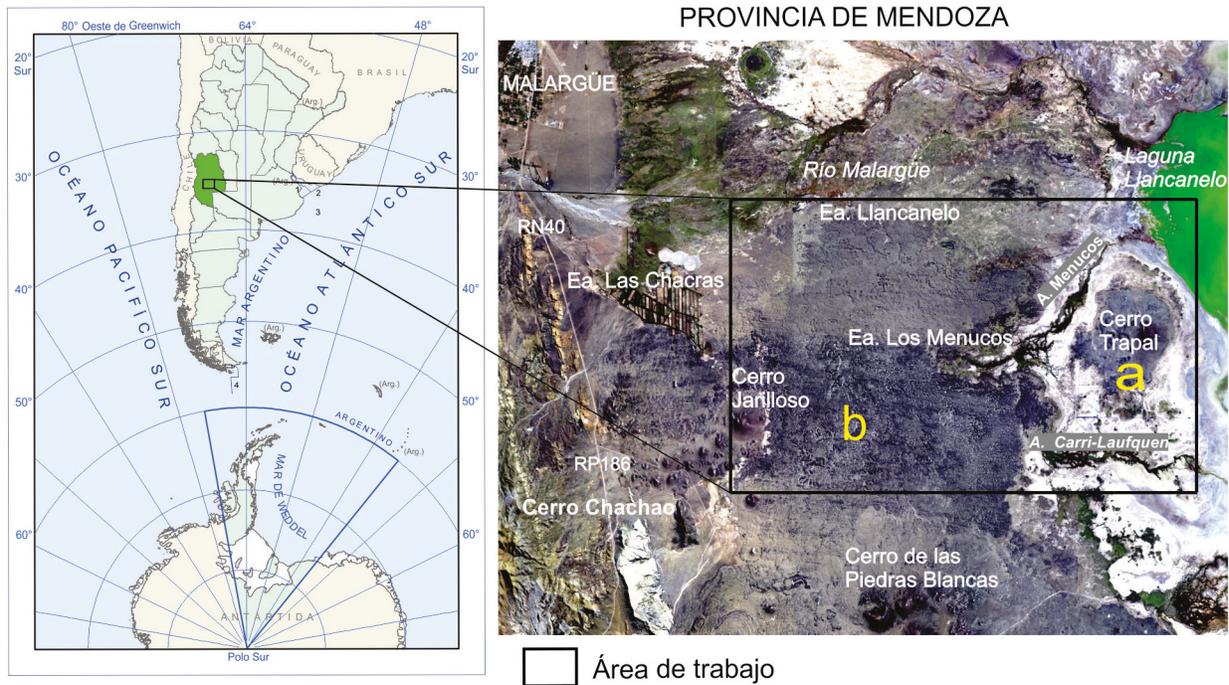


Figura 1: Mapa de ubicación del área de estudio.

formación de lavas cordadas u onduladas *hummocky*, canalizadas por tubos estables. En ellas la velocidad del frente del flujo o lóbulo frontal de las proyecciones o *toes* es mayor en su eje que hacia los laterales provocando que los *toes* no se unan lateralmente. Con la disminución de la pendiente la velocidad del frente de avance de las proyecciones guarda similitud con la velocidad de la expansión lateral y los *toes* tienden a coalescer sin que se produzca canalización. A partir de éstas observaciones en derrames activos, Hon *et al.* (1994) proponen que un flujo lávico que se derrama sobre terrenos subhorizontales desarrolla un diseño distributivo de alta densidad, el que se expande radialmente y puede llegar a formar túmulos de variadas dimensiones y formas. En caso de continuar el suministro lávico, ocurre la fusión lateral hacia el área de proveniencia y comienza la formación de un flujo mantiforme inflado.

Los flujos *pahoehoe* en general se propagan por la ruptura o *outbreak* del lóbulo frontal de los *toes*, donde la extrusión de lava presurizada en el frente de avance está señalada por fracturas verticales netas. Esa posterior extrusión de lava o *squeeze ups* genera un nuevo toe con su lóbulo frontal.

De este modo sucesivos *toes* expanden el flujo lávico y promueven su avance.

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 *toes* de los flujos mantiformes inflados permanecen interconectados hidrostáticamente lo que posibilita contemporáneamente la expansión vertical o inflado de grandes superficies. La potencia o espesor de un flujo mantiforme depende de dos factores: la tasa de emisión o aporte lávico y el tiempo o duración del evento ígneo (Hon *et al.* 1994).

La lava a medida que se va enfriando genera una corteza externa que en una primera etapa tiene comportamiento plástico, pero luego se torna rígida y frágil, constituyéndose en un eficiente escudo térmico para que continúe manteniéndose fluida en el interior. El aumento continuo del volumen lávico genera un aumento de la presión hidrostática por confinamiento en toda la masa fundida. Esto produce un empuje o ascenso topográfico uniforme de la corteza externa. Este mecanis-

mo de inflado (*inflation*) se sostiene siempre que haya un suministro constante de lava (Hon *et al.* 1994).

La superficie externa plana en *plateau* de un flujo mantiforme inflado se encuentra marginada por una escarpa o flexura empinada, cuyo ángulo puede variar de 20° a 80°, Hon *et al.* (1994) interpretan que esa variación del ángulo de la escarpa podría responder a una variación en la viscosidad del flujo hacia las márgenes ante la pérdida de volátiles. Una consecuente mayor viscosidad generaría una mayor pendiente.

El ascenso o inflado por aumento de la presión hidrostática de una corteza gruesa y frágil, produce su consiguiente fracturación por expansión volumétrica. Este tipo de ruptura se observa a lo largo de las márgenes de los flujos mantiformes inflados y también en los túmulos quebrándolos por la mitad, Walker (1991) ha notado que estas fracturas serían curvoplanares en profundidad.

## DESCRIPCIÓN DE LOS FLUJOS MANTIFORMES INFLADOS

En la zona de trabajo los flujos mantiformes

mes inflados cubren una superficie aproximada de 200 km<sup>2</sup>. Se extienden conformando una topografía plana que se visualiza tanto en la imagen satelital (Fig. 3a), como en el relieve de sombras del modelo digital de elevación SRTM asociado (Fig. 3b). La pendiente general del terreno es hacia el este y varía entre 0° y 2°. En la foto de la figura 4, se aprecia la planicie basáltica según una vista al noreste desde el cerro Jarilloso.

Los derrames se distribuyen en dos sectores (Figs. 2 y 3a). El occidental más extenso ocupa el norte y este del cerro Jarilloso llegando hasta los arroyos Menucos y Carri-Laufquen. El oriental de menor extensión, comprende las coladas del cerro Trapal.

**Sector occidental**

Es una extensa planicie basáltica de unos 190 km<sup>2</sup>. Su mitad norte (Fig. 3a) se encuentra algo cubierta por mantos de arenas eólicas, pero a la latitud del cerro Jarilloso la ausencia de cobertura eólica, facilita la observación.

De este a oeste, el sector occidental muestra una sucesión evolutiva de geoformas, que permiten interpretar la secuencia de formación de los mantos inflados.

Entre los arroyos Menucos y Carri-Laufquen (Fig. 5) y en dirección oeste, se extienden unas planicies elevadas (*plateaux* A, B, C y D) marginadas por resaltes perimetrales. Su suave superficie es interrumpida por hoyos o depresiones sub-circulares, rellenos de arenas eólicas. El conjunto más oriental A, presenta un *plateau* central de 1348 m de altura, con proyecciones o *toes* radiales que describen un arco de 180°. En su avance las proyecciones construyeron túmulos irregulares, los que se engrosaron por coalescencia hacia la planicie elevada A. Este mecanismo de emplazamiento determinó la construcción del *plateau* A.

Hacia el oeste (Fig. 5) se observa que los flujos mantiformes inflados B, C y D de altura topográfica equivalente (1355 m) están separados por un terreno más bajo E. En el centro de la figura 6, una ampliación del recuadro de la figura 5, se observa como los flujos mantiformes inflados

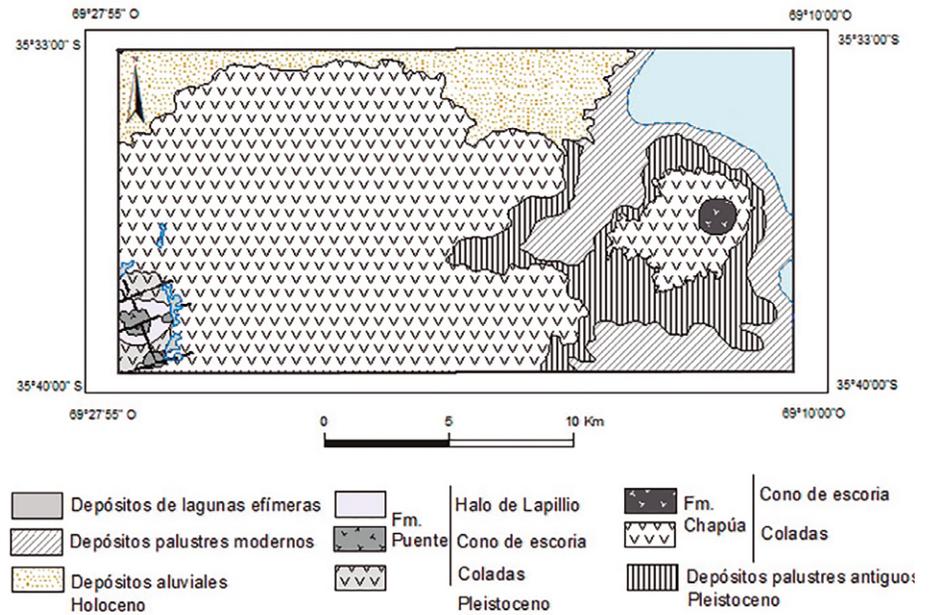


Figura 2: Esquema geológico de la zona de estudio.

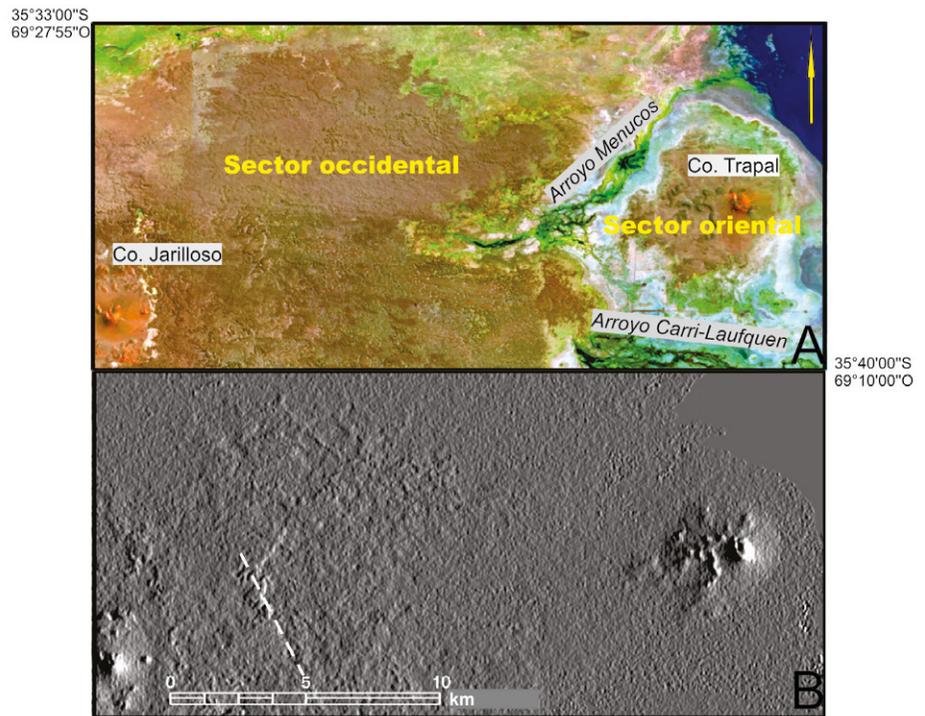


Figura 3: A Imagen Landsat 8 RGB:753, B relieve de sombras SRTM (MDE-Arg\_45m), probable fisura con emergencia de lava en línea discontinua.

B, C y D rodean un área central E más baja de 1347 m, donde túmulos y proyecciones en incipiente coalescencia muestran su individualidad, aunque sin llegar a cubrir la totalidad del terreno primario. Ha-

cia ambos lados de la zona central y a 1353 m, la cobertura basáltica es continua y con desarrollo de *lava rise* más extensos y gran número de túmulos menores. En el área central más baja E (1347 m, Fig.



Figura 4: Vista al NE de la planicie basáltica desde el cerro Jarilloso.

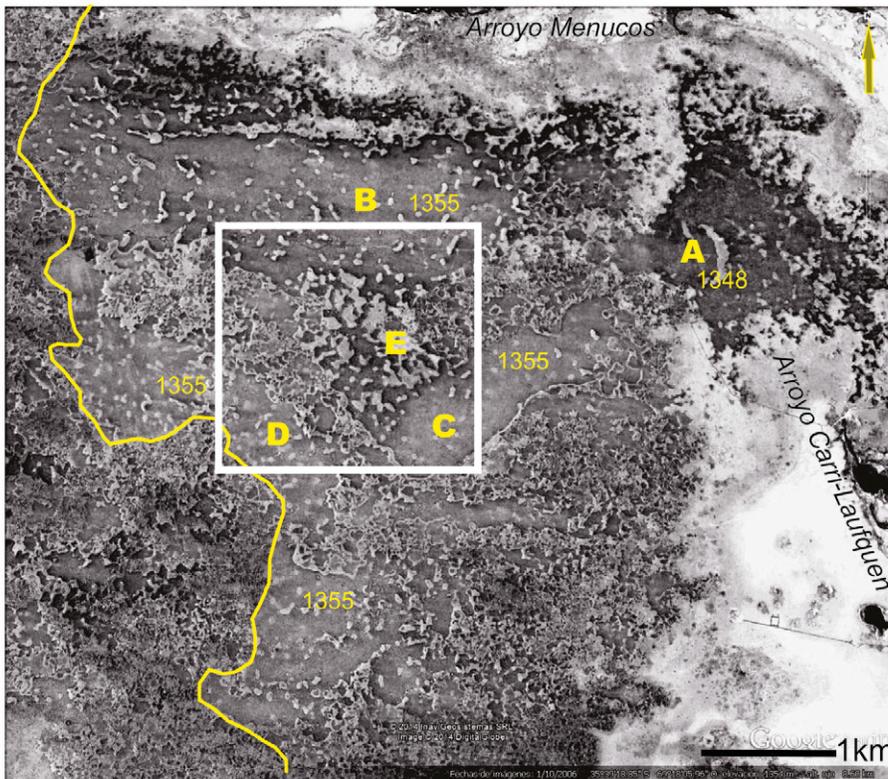


Figura 5: Este del Sector Occidental, plateaux A,B,C,D. Area deprimida E. La línea continúa indica el avance de otro pulso basáltico desde oeste, que cubre parte de los plateaux D y B, imagen Google Earth.

Una posible explicación es topográfica. En el sector central E se observan remanentes de un relieve primario llano de color gris claro que no entorpece la expansión en sentido vertical como horizontal de los *toes* con el aumento de la inyección magmática. En cambio en los sectores laterales algo más elevados (1353 m) con cobertura basáltica previa, los pulsos sucesivos de inyección lávica y propagación por ruptura o *outbreak* del lóbulo de avance de las proyecciones, debieron sortear la topografía irregular de pulsos anteriores y rellenar el micro-relieve previo con una nueva cobertura labrando un diseño más fino e intrincado. De continuar la inyección lávica, los sucesivos pulsos posteriores hubieran rellenado las irregularidades citadas y crecido topográficamente hasta alcanzar la altura de los flujos mantiforme en *plateaux* circundantes B, C y D. El mecanismo de emplazamiento del ejemplo de la figura 6, apuntaba a la formación de un manto único que quedó abortado por agotamiento de emisión lávica.

En trazo continuo en la figura 5 se delimita el avance de una colada posterior que cubrió parte de los flujos mantiformes inflados en *plateaux* B y D. Este flujo posterior labró a su paso un micro-relieve irregular, el que se explicaría como una consecuencia de que tuvo que superar la topografía irregular previa de derrames anteriores. Este nuevo pulso lávico en su avance construyó un paisaje que se podría definir como de *lava rise* y túmulos (Fig. 7), que no llegó a concluir un único flujo mantiforme inflado en *plateau* por agotamiento del suministro lávico. En esta área, el control topográfico y una deficiente tasa de emisión lávica, impidió el desarrollo de las suaves planicies elevadas como las A, B, C y D de la figura 5.

En los flujos mantiformes activos de Hawái, Hon *et al.* (1994) han propuesto que el control topográfico primario es importante. Si las delgadas láminas de los sucesivos pulsos de derrame son afectadas por pequeñas irregularidades, éstas pueden impedir en forma transitoria su expansión. Obstáculos de pocas decenas de centímetros pueden retardar y hasta cortar temporariamente el avance del flujo y

6), las proyecciones y túmulos entre los *plateaux* B y C tienen un diseño más grueso que el que se observa hacia los laterales adyacentes de mayor altura (1353 m).

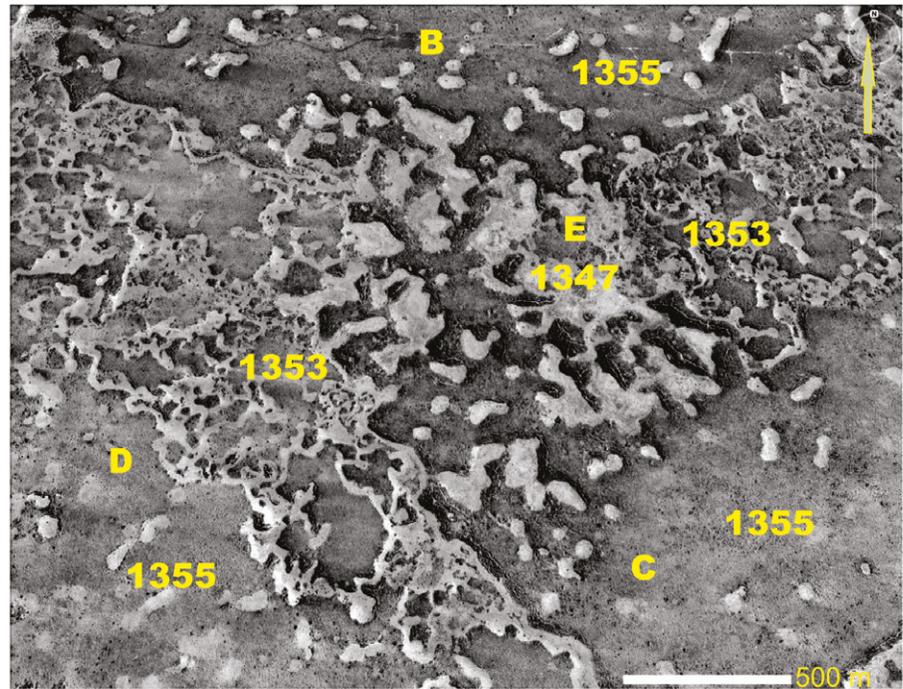
luego ese mismo flujo inflarse hasta varios metros de potencia.

En flujos inactivos Hon *et al.* (1994) han considerado que el citado control topográfico previo es difícil de observar. En la figura 6 es posible analizar que las diferencias en el comportamiento de avance y emplazamiento de los lóbulos de avance de los *toes* se debieron a la interacción de dos factores físicos principales: la existencia o no de una topografía previa y la tasa de emisión lávica. Esta última es crítica para la construcción de un flujo mantiforme. En el área de la figura 6 se deduce que el aporte lávico se interrumpió, lo que favoreció la conservación de las estructuras previas citadas a la generación de un extenso y único manto inflado que aparentemente estaba evolucionando en forma concéntrica hacia el punto central más bajo del terreno E (Fig. 6).

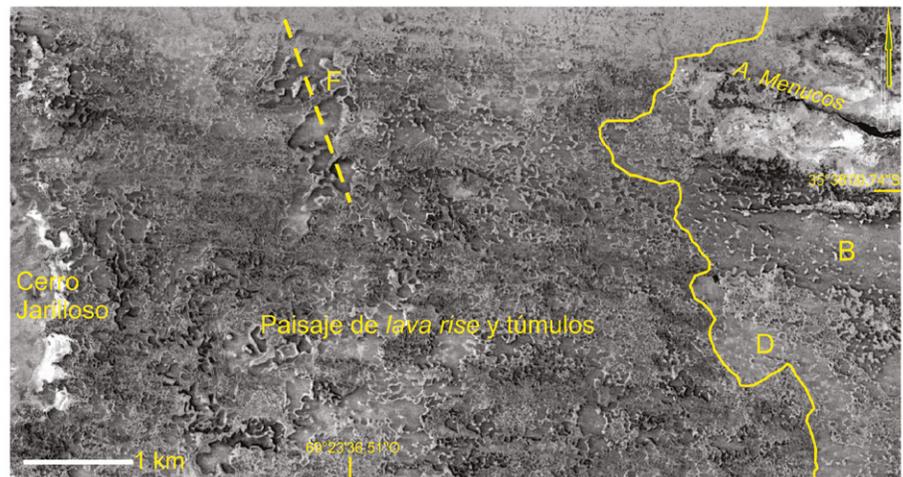
*Características superficiales menores de los plateaux y variación en sus desniveles:* La superficie de los flujos mantiformes inflados en los *plateaux* (A, B, C, D) presenta irregularidades topográficas menores bajo la forma de depresiones u hoyos subcirculares a elongados, generalmente rellenos por arenas eólicas. Hon *et al.* (1994) han propuesto como una probable causal de la formación de estos hoyos a una declinación o directamente falta de aporte lávico, que impidió la fusión lateral de los *toes* de los sucesivos pulsos. También consideran su génesis por subsidencia o desinflado posterior por enfriamiento de un sector del *plateau*. Walker (1991) denominó a estos hoyos *lava rise pits* (Lrp en Fig. 8).

Muchos de los hoyos están marginados por grietas periféricas. Los flujos mantiformes inflados como los *lava rise* de menos superficie areal, desarrollan hacia la periferia del *plateau* y paralelamente a la escarpa marginal, una grieta perimetral casi continua denominada por Walker (1991) *lava inflation cleft* o *lava rise cleft* (Lrc en Fig. 8).

Sobre la corteza expuesta de los *plateaux* y en respuesta al comportamiento frágil por enfriamiento rápido, se desarrolla en una red de fracturas menores o diaclasas que describen un arreglo poligonal (Fig. 9a). Los desniveles entre los *plateaux* y el terre-



**Figura 6:** Recorte de figura 5. Detalle de la formación del manto inflado, coalescencia de proyecciones o *toes*, imagen Google Earth.

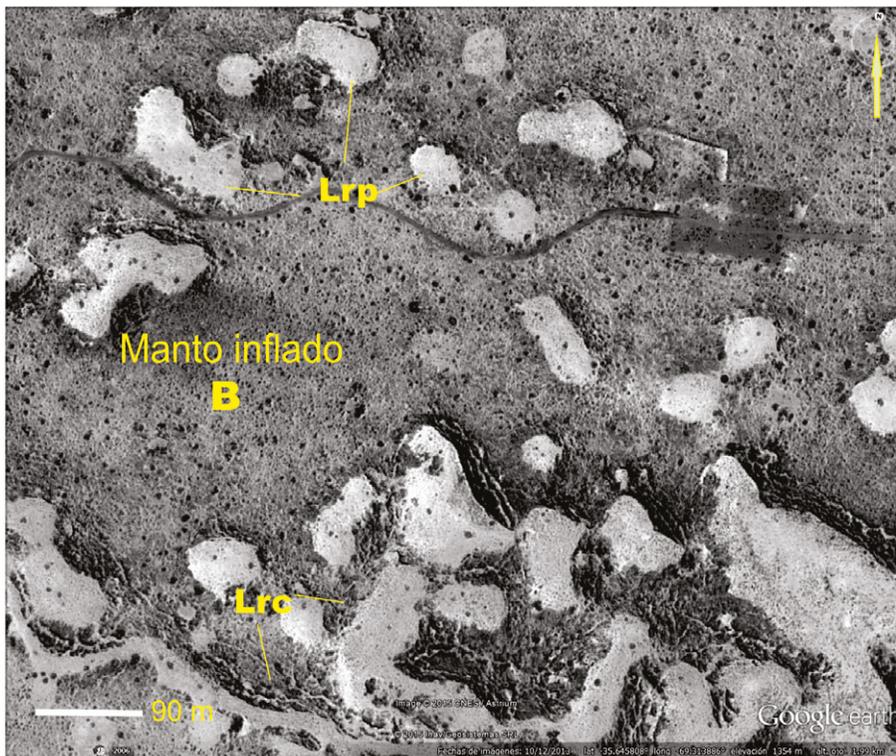


**Figura 7:** Oeste del sector occidental. Coladas labran un paisaje de topografía irregular de *lava rise* y túmulos. La procedencia mayoritaria de las coladas es desde el oeste, como también a través de una posible fisura F, señalada en línea discontinua, imagen Google Earth.

no circundante en el sector occidental, en general varían entre 2 y 5 m. Una excepción la constituyen unos *lava rise* de 17 m de desnivel, alineados con rumbo NNO, en la figura 7 son señalados con la letra F se destacan por la altura topográfica de sus *plateaux* (1384 m). También se pueden visualizar en la imagen de relieve de sombras de la figura 3b. El análisis de las formas divergentes de las proyecciones o *toes*

de cada uno de los *lava rise*, permite interpretar que el alineamiento podría corresponder con la existencia de una fisura con emisión de lava, representada en la figura en trazo discontinuo (F en Fig. 7).

Características de la escarpa marginal del flujo mantiforme inflado: En algunas de ellas es posible distinguir los pulsos lávicos que conformaron el manto inflado. En la figura 9c y con mayor claridad en



**Figura 8:** Sector de plateau B geofomas menores, detalle de hoyos (*lava rise pits*) y grietas marginales (*lava rise clefts*) imagen Google Earth.

la figura 9d se observa el apilamiento de cada lámina o representante individual de un pulso magmático; en la figura 9d las láminas son delgadas del orden de centímetros. Sus extremos desarrollan una curvatura con inclinación hacia abajo que engloba a la lámina inferior. En muchos casos, la superposición irregular entre las láminas da lugar al desarrollo de cavidades o espacios huecos (Figs. 9c y 9d).

En cada unidad de flujo es frecuente comprobar que el tamaño de sus vesículas aumenta en sentido vertical ascendente (Fig. 9b). Las láminas se tornan esponjosas hacia el tope (Fig. 9d). Esto indicaría que el interior del flujo estuvo presurizado por confinamiento (Cashman y Kauahikaua 1997). Estos autores proponen que la lava acumulada debajo de un flujo mantiforme inflado, está sometida a una presión mayor que la ejercida simplemente por el peso de la corteza confinante exterior.

#### Sector Oriental

Se ubica en la margen oeste de la laguna Llancanelo entre los arroyos Menucos y

Carri-Laufquen. El degradado como piroclástico del cerro Trapal (1620 m) es el punto topográfico más elevado del sector (Figs. 3a y b). Está marginado por coladas que fluyen con dirección predominante oeste, sentido opuesto al sector occidental. Las coladas desarrollan niveles de *lava rise* y túmulos. En figura 10 se muestra el perfil escalonado de las citadas geofomas.

Al oeste del cono del cerro Trapal (Fig. 11) y a la izquierda de la huella de acceso al mirador del volcán, se destaca con un desnivel de 25 m respecto del terreno circundante, un *lava rise* (Lr) formado por la coalescencia de los lóbulos frontales de dos *toes*. Su fuerte desnivel está marginado por una escarpa lávica de empinada pendiente la que a su vez está surcada por grietas paralelas, las ya definidas *lava rise clefts* (Lrc). En sectores frontales la escarpa está truncada por grietas verticales o *outbreakes* (Ou) a través de las que fluyó la lava extruida o *squeeze ups* (Sq). Como se mencionó toda esta estructura corresponde a un lóbulo de avance formado por la coales-

cencia de dos proyecciones o *toes*.

En sus cercanías son notorios túmulos aislados (T) con grietas longitudinales centrales (Lrc), algunas de las cuales suelen mostrar una disposición en planta de Y. Están rellenas por material lávico y hacia los extremos se observa lava extruida (Sq). Vale destacar en este sector el tamaño de estas geofomas. El ancho de las grietas (Lrc) varía entre 30 m y 40 m y la altura de los túmulos entre 8 y 15 m, con respecto a la superficie del terreno circundante.

### CONSIDERACIONES LITOLÓGICAS Y GEOQUÍMICAS GENERALES DE LOS BASALTOS

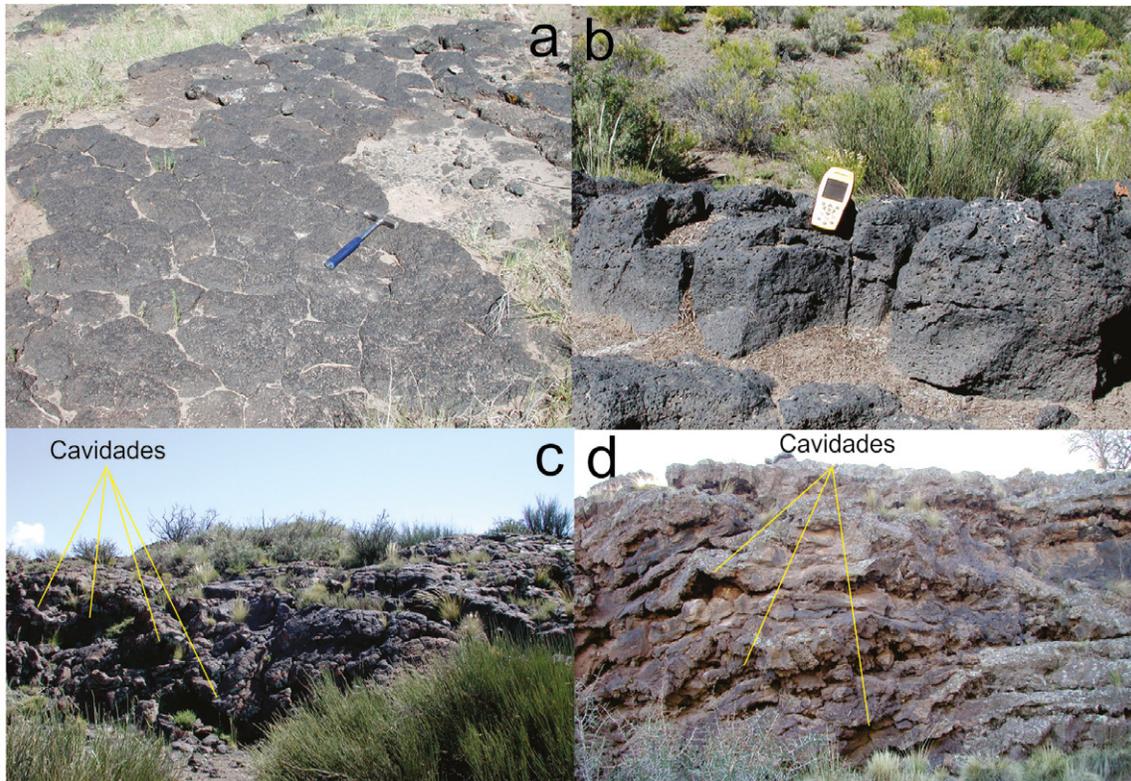
Los basaltos de la zona de trabajo presentan al microscopio textura porfírica, con 5 a 25% de fenocristales de olivina; olivina y clinopiroxeno u olivina, clinopiroxenos y plagioclasa. La textura de la pasta es mayoritariamente intergranular y en menor proporción intersertal o hialopilitica. La proporción de vesículas varía de 15% a 30%.

Se analizó la geoquímica de cinco muestras de basalto (Cuadro 1), tres correspondientes al sector occidental y dos al oriental. Los contenidos en elementos mayoritarios, minoritarios y traza, se graficaron en los distintos diagramas de la figura 12 utilizando la herramienta online desarrollada por Cortes y Palma (2014), "CFU-PINGU".

Son rocas muy homogéneas. El contenido porcentual de sílice varía entre 45 y 47%, la alúmina entre 15,91 y 16,72% y CaO entre 11,04 y 11,39%.

Las concentraciones de  $\text{Na}_2\text{O}$  oscilan en 3,1% y 3,3% y el  $\text{K}_2\text{O}$  entre 0,8% y 1,25% y siguiendo los criterios de Middlemost (1985) donde ( $\text{Na}_2\text{O}-1,5 > \text{K}_2\text{O}$ ) todas las muestras se corresponden con basaltos sódicos.

En el diagrama TAS de la figura 12, que incluye la línea de Irvine y Baragar (1971) que separa campos alcalinos y sub-alcalinos, las muestras caen en el campo alcalino. El contenido de titanio ( $\text{TiO}_2$ ) es rela-



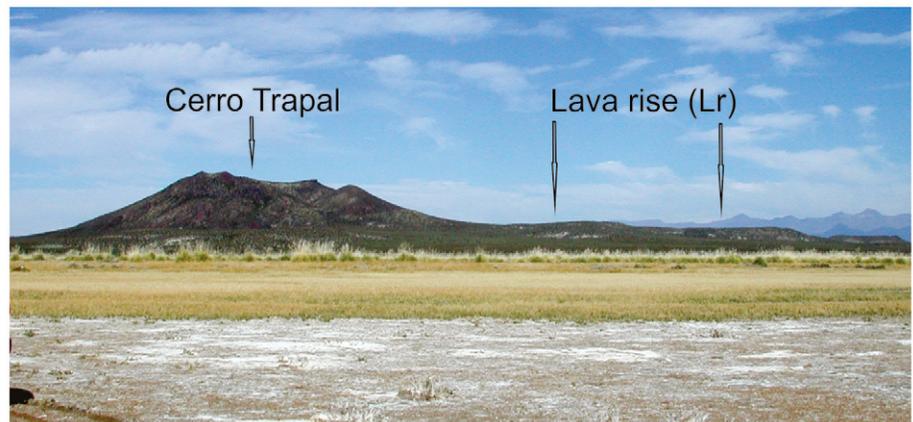
**Figura 9:** a) Fracturas poligonales de la superficie de un *plateau*; b) Variación vertical ascendente del tamaño de las vesículas de una unidad de flujo; c) Vista de la escarpa del manto inflado A con cavidades o huecos entre las unidades de flujo; d) Vista de una escarpa del manto inflado D, unidades de flujo centimétricas con aumento del tamaño de las vesículas hacia el tope, inclinación hacia abajo y pequeñas cavidades entre ellas.

tivamente bajo y varía entre 1,45 a 1,8%, el MgO oscila entre 6,3% y 7% y el de  $\text{Fe}_2\text{O}_3(\text{t})$  entre 10,29% y 11,25%.

En el diagrama  $\text{K}_2\text{O}$  vs  $\text{SiO}_2$  de la figura 12 el contenido de  $\text{K}_2\text{O}$  es alto, la mayoría se corresponden con la serie calco-alcalina y una con la serie de alto potasio.

El contenido de elementos compatibles varía para el Ni entre 50 y 90 ppm y para el Cr entre 130 y 220 ppm.

En los diagramas multielementos de tierras raras y tipo araña, ambos gráficos muestran un diseño aserrado, en el de tierras raras todos los elementos incompatibles se han enriquecido respecto a condrito, pero las tierras raras livianas (La, Ce, Nd) en un orden de magnitud respecto de las pesadas (Yb, Lu), la relación La/Yb, que es la pendiente del diagrama, es moderada y varía entre 8 y 12. El patrón de diseño de adquisición de los elementos en cada una de las curvas es equivalente, característica que puede indicar consanguinidad.



**Figura 10:** Vista en dirección sur del cerro Trapal y coladas asociadas.

En el diagrama tipo araña, normalizado a N-MORB, los elementos litófilos presentan enriquecimiento de hasta dos órdenes de magnitud en (LIL: Cs, Rb, Ba, Th, U, K y Sr), en Pb en más de un orden de magnitud y muy leve en Ti. El Nb baja en todas las muestras y el Nd aumenta en todas ellas. Los elementos pesados (Dy, Y, Yb y

Lu) presentan concentraciones inferiores a la unidad. Todos estos rasgos se asimilan con magmas emplazados en arcos de margen continental.

Para analizar un poco más en detalle la evolución geoquímica de los basaltos, se siguió lo propuesto por Stern y Skewes (1995) con los índices  $\text{Ba/La} > 20$  y  $\text{La/}$

**CUADRO 1:** Análisis químicos de roca total correspondientes a cinco muestras de basalto.

Analyte Symbol	LS2040c	LS2110c	LN0110r	LN0560r	LN0570c
SiO <sub>2</sub>	47,05	46,29	46,42	46,99	45,79
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,68	15,91	16,31	16,72	16,44
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (T)	10,87	10,29	10,86	11,25	11,06
MnO	0,172	0,17	0,169	0,172	0,162
MgO	6,36	7	7,39	7,77	6,37
CaO	11,39	11,29	11,2	11,04	11,08
Na <sub>2</sub> O	3,16	3,19	3,36	3,23	3,2
K <sub>2</sub> O	1,25	0,99	0,8	0,83	0,91
TiO <sub>2</sub>	1,699	1,583	1,459	1,59	1,864
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,58	0,55	0,37	0,36	0,42
LOI	0,71	2,15	2,05	0,7	1,87
Total	99,92	99,41	100,4	100,7	99,19
Sc	28	26	29	30	25
Be	1	1	1	1	1
V	244	243	270	269	238
Ba	452	450	341	335	351
Sr	710	706	612	604	592
Y	22	21	19	20	20
Zr	142	136	103	99	115
Cr	140	220	190	210	130
Co	36	38	39	40	36
Ni	50	80	80	90	60
Cu	60	50	60	60	50
Zn	90	90	250	90	90
Ga	21	21	20	20	20
Ge	2	2	2	2	2
As	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5
Rb	22	23	15	15	15
Nb	15	15	6	6	11
Mo	2	2	< 2	< 2	< 2
Ag	1,3	1,5	0,6	0,7	0,6
In	< 0,2	< 0,2	< 0,2	< 0,2	< 0,2
Sn	2	2	< 1	< 1	< 1
Sb	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5
Cs	0,8	1,1	< 0,5	< 0,5	< 0,5
La	22	25,2	14,8	15,2	15,4
Ce	46,2	50,5	31,7	32,7	33,6
Pr	5,97	6,27	4,35	4,37	4,49
Nd	26	26,6	19,4	19,3	19,7
Sm	5,8	5,7	4,5	4,5	4,9
Eu	1,89	1,9	1,47	1,58	1,62
Gd	5,2	5,2	4,2	4,4	4,6
Tb	0,8	0,8	0,6	0,7	0,7
Dy	4,6	4,2	3,8	3,8	4
Ho	0,9	0,8	0,7	0,7	0,8
Er	2,3	2,2	2	2	2,1
Tm	0,33	0,31	0,31	0,28	0,3
Yb	2	2	1,9	1,8	1,9
Lu	0,31	0,3	0,28	0,27	0,27
Hf	3,1	2,7	2,3	2,5	2,9
Ta	0,9	0,9	0,4	0,4	0,8
W	9	11	10	8	9
Tl	0,1	0,2	< 0,1	< 0,1	< 0,1
Pb	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5
Bi	< 0,4	< 0,4	< 0,4	< 0,4	< 0,4
Th	2,7	3,8	2,3	2,4	1,7
U	1,1	1,2	0,7	0,7	0,6

Nb>1,6 que indican afinidad de arco. La razón Ba/La varía entre 18 y 23 y para La/Nb entre 1,4 y 2,53 cuatro muestras superan los límites propuestos para arco. Esta componente de arco en los basaltos alcalinos del campo volcánico Llananelo fue referida ya por Bermudez y Delpino (1989) quienes consideran que son basaltos de transición entre asociaciones de arco y de islas oceánicas.

## EDAD

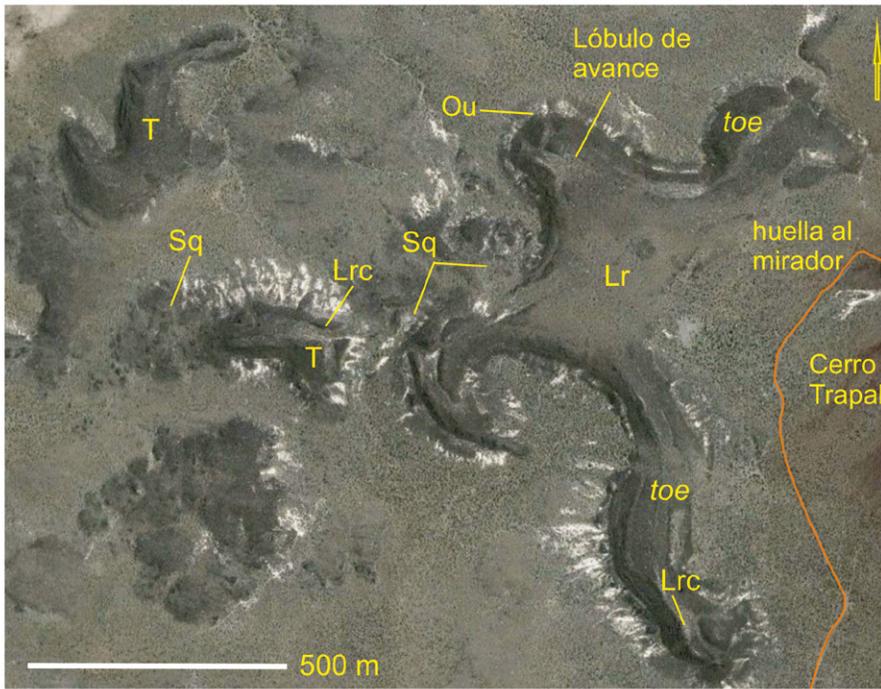
Al occidente de la laguna Llananelo, existen pocas dataciones absolutas de los flujos mantiformes *pahoehoe* inflados. Valencio *et al.* (1969) reportaron edades radiométricas por el método Ar-Ar para coladas basálticas ubicadas sin mayores detalles al sur de la Ea. Las Chacras (0,5 ± 0,2 Ma) y al oeste de cerro de las Piedras Blancas (0,4 ± 0,2 Ma). También hacen mención de una datación de las coladas de la Ea. Llananelo (0,1 ± 0 Ma), edad ya en el límite de detección del método. Recientemente, Español (2010) presenta una datación Ar-Ar correspondiente a un dique aflorante en la cima del cerro Trapal de 0,395 ± 0,07 Ma.

## CONCLUSIONES

De acuerdo a las observaciones de campo se reconoció en la margen occidental de la laguna Llananelo una morfología de las lavas *pahoehoe* escasamente descrita en nuestro territorio caracterizada por planicies elevadas subhorizontales marginadas por una escarpa perimetral de elevada pendiente, ya definida como flujos mantiformes inflados.

Esta forma de emplazamiento en los flujos basálticos *pahoehoe* responde, además de su gran fluidalidad, a tres propiedades físicas determinantes: la pendiente primaria del terreno, la tasa o volumen de emisión lávica y el tiempo o duración del evento magmático.

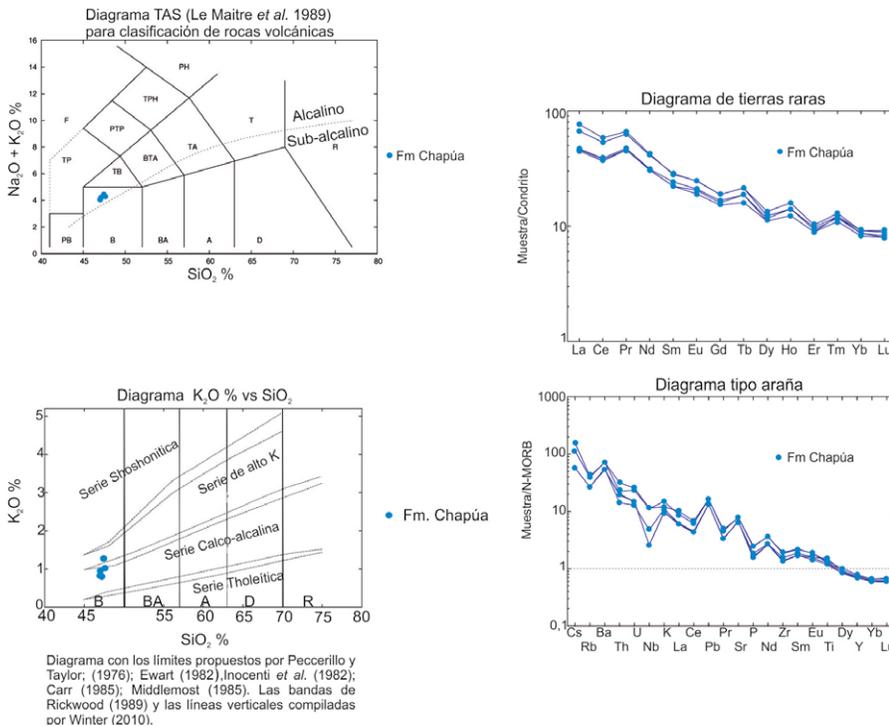
Los basaltos en la zona de trabajo se derramaron sobre una planicie con pendiente menor a 2° en unidades de flujo discretas de pocos centímetros de espesor. La tasa de emisión lávica fue constante y ele-



**Figura 11:** Oeste del cerro Trapal. Geofomas menores en lavas infladas. Lr (Lava rise), T(Tumuli), Lrc (Lava rise clefts), Sq (Squeeze ups), Ou (Outbreaks), modificado de Di Tommaso (2014) imagen Google Earth.

frontales y desarrollen un diseño distributivo radial de alta densidad. El aumento constante y continuo del suministro de lava y la falta de pendiente, provocó el aumento de la presión hidrostática del fluido confinado dentro de una corteza externa que se rigidizó por enfriamiento y ejercicio de eficiente escudo térmico. Ello favoreció la preservación de la fluidez del fundido basáltico, ese aumento de la presión hidrostática provocó el aumento de volumen de los *toes* y con ello la generación de túmulos con la típica grieta longitudinal central (Lrc) por expansión volumétrica, que en muchos casos provocó en varios de ellos la ruptura longitudinal y la consiguiente extrusión de lava. Con el suministro continuo de lava los *toes* comenzaron a coalescer hacia el área de procedencia del flujo lávico y con ello se inició la formación de planicies elevadas de menor extensión areal denominadas *lava rise*, siempre acompañadas de túmulos que se elevaron contemporáneamente por estar conectados hidrostáticamente entre sí.

Los lóbulos frontales de los *toes* continuaron avanzando y rellenando irregularidades topográficas menores, fusionándose lateralmente y elevándose en sentido vertical provocando la formación de flujos mantiformes inflados en *plateau*. La secuencia evolutiva propuesta se deduce tanto de la observación de las geofomas del *plateau* A como de los *plateaux* B, C y D del sector occidental (Fig. 5). También el sector oriental a pesar del menor desarrollo areal de sus geofomas, muestra una síntesis de la secuencia propuesta (Fig. 11). Pequeñas irregularidades topográficas primarias del terreno sobre el que se derrama una colada basáltica son decisivas en una etapa inicial, dado que originan geofomas diferentes. Si el paisaje primario es una suave planicie sin irregularidades los flujos mantiformes inflados A, B, C o D serán las geofomas dominantes. Si la planicie presenta irregularidades primarias como las labradas por una colada anterior, los flujos posteriores deben rellenar esa topografía inicial con formas menores como los *lava rise* y los túmulos. Un continuo y prolongado suministro lávico



**Figura 12:** Diagramas de clasificación y de contenido de elementos mayoritarios, minoritarios y traza de los basaltos de la Formación Chapúa.

vada por un tiempo no determinado, pero lo suficientemente prolongado como para permitir que las proyecciones o *toes* avancen a través de la ruptura de sus lóbulos

remataría en la construcción de extensos flujos mantiformes inflados.

Los basaltos se caracterizan por presentar, en todas las muestras observadas, textura porfírica donde la olivina es el fenocristal dominante, seguido por piroxeno y plagioclasa minoritaria, en la pasta domina la textura intergranular.

La geoquímica indica que, a pesar de su posición actual de retroarco, son basaltos alcalinos, sódicos con afinidad de arco. Presentan relativamente bajo contenido en Ti y elevado contenido en tierras raras livianas respecto de las pesadas. En el diagrama tipo araña se destacan los picos de enriquecimiento en Cs, Ba, U, Th, Pb y Sr. Incremento leve en Nd y picos de baja en Nb.

#### AGRADECIMIENTOS

Al Servicio Geológico Minero Argentino por permitir la publicación de esta contribución. A la Lic. Manuela Elissondo y al Dr. Emilio González Díaz por la lectura crítica y sugerencias sobre el manuscrito. Los editores de la Revista de la Asociación Geológica Argentina desean agradecer la labor de los revisores Flavia M. Salani y Paula Armas.

#### TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Ballard, R.D., Holcomb, R.T. y van Andel, T.J.H. 1979. The Galapagos Rift at 86°W: Sheet flows, collapse pits and Lava lakes of the rift valley. *Journal of Geophysical Research* 84: 5407-5422.
- Bermúdez, A. y Delpino, D. 1989. La Provincia Basáltica Andino Cuyana (35-37°LS). *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 44: 35-55.
- Cashman, K.V. y Kauahikaua, J. 1997. Re-evaluation of vesicle distribution in basaltic lava flows. *Geology* 25: 419-422.
- Carr, P. 1985. Geochemistry of late Permian shoshonitic lavas from the southern Sydney Basin. En: Sutherland, F.L., Franklin, B.J. y Waltho, A.E. (eds.), *Volcanism in Eastern Australia*. Geological Society of Australia N.S.W. Div. Publ. 1:165-183.
- Cortes, J.A. y Palma, J.L. 2014. Petrological Input Graphical oUtput (PINGU): an online tool for plotting geochemical diagrams. <https://vhub.org/resources/pingu>.
- Di Tommaso, I.M. 2014. Las lavas infladas del Campo Volcánico Llancañelo, Provincia de Mendoza. 19 Congreso Geológico Argentino, Actas CD, Córdoba.
- Españon, V.R. 2010. Cosmogenic <sup>21</sup>Ne and <sup>3</sup>He dating and geochemistry of young basaltic lavas from southern Mendoza, Argentina. Tesis de Maestría, University of Wollongong (inédito), 91p., Wollongong.
- Ewart, A. 1982. The mineralogy and petrology of Tertiary-Recent orogenic volcanic rocks with special reference to the andesitic-basaltic composition range. En: Thorpe, R.S. (ed.), *Andesites. Orogenic Andesites and related rocks*. Wiley, 25-87, Chichester.
- Hon, K., Kauahikaua, J., Denlinger, R. y Makay, K. 1994. Emplacement and inflation of pahoehoe sheet flows: Observations and measurements of active lava flows on Kilauea Volcano, Hawaii. *Geological Society of America Bulletin* 106: 351-370.
- Innocenti, F., Manetti, P., Mazzuoli, R., Pasquarè, G. y Villari, L. 1982. Anatolia and North-Western Iran. En: Thorpe, R.S. (ed.), *Andesites. Orogenic Andesites and related rocks*. Wiley, 327-349, Chichester.
- Irvine, T. y Baragar, W. 1971. A guide to the chemical classification of the common igneous rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences* 8: 523-548.
- Kauahikaua, J., Sherrod, D.R., Cashman, K.V., Heliker, C., Hon, K., Mattox, T.N. y Johnson, J.A. 2003. Hawaiian Lava-Flow Dynamics during the Pu'u 'Ō'ō-Kūpaianaha Eruption: A Tale of Two Decades. U.S. Geological Survey Professional Paper 1676.
- Le Maitre, R., Bateman, P., Dudek, A., Keller, L., Le Bas, M., Sabine, P., Schmid, R., Sorensen, H., Streckeisen, A., Wooley, A., Zanettin, B. 1989. *A Classification of Igneous Rocks and Glossary of Terms*. Blackwell Scientific Publications, 193p., Oxford.
- Middlemost, E. 1985. *Magma and Magmatic Rocks*. Longman, 206p., London.
- Nullo, F.E., Stephens, G., Combina, A., Dimieri, L., Baldauf, P. y Bouza, P. 2005. Hoja Geológica 3569-III/3572-IV Malargüe, provincia de Mendoza. SEGEMAR, Instituto de Geología y Recursos Minerales, Boletín 346, 85 p., Buenos Aires.
- Pasquarè, G., Bistacchi, A., Francalanci, L., Bertotto, G. W., Boari, E., Massironi, M. y Rossotti, A. 2008. Very long pahoehoe inflated basaltic lava flows in the Payenia Volcanic Province (Mendoza and La Pamapa, Argentina). *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 63: 131-149.
- Peccerillo, A. y Taylor, S. 1976. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic Rocks from Kastamonu area, Northern Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 58: 63-81.
- Polanski, J. 1964. Descripción Geológica de la Hoja 26c "La Tosca". Dirección Nacional de Geología y Minería, Boletín 101, 86 p., Buenos Aires.
- Rickwood, P. 1989. Boundary lines within petrologic diagrams which use oxides of major and minor elements. *Lithos* 22: 121-137.
- Stern, C. R. y Skewes, M. A. 1995. Miocene to present magmatic evolution at northern end of the Andean Southern Volcanic Zone, Central Chile. *Revista Geológica de Chile* 22: 261-272.
- Valencio, D., Linares, E. y Creer, K. 1969. Paleomagnetismo y edades geológicas de algunos basaltos terciarios y cuaternarios de Mendoza y Neuquén. *Cuartas Jornadas Geológicas Argentinas*, Tomo 2: 397-415, Mendoza.
- Walker, G.P.L. 1991. Structure and origin by injection of lava under surface crust of tumuli, "lava rises", "lava rise pits", and "lava inflation clefts" in Hawaii. *Bulletin of Volcanology* 53: 546-558.
- Winter, J. 2010. *Principles of Igneous and Metamorphic Petrology*. Prentice Hall, 702p., Upper Saddle River, New Jersey.

Recibido: 3 de agosto de 2015

Aceptado: 16 de junio de 2016