



Evolución y estructuración dómica del subsuelo del campo volcánico Auca Mahuida, Neuquén

Alejandro D. BASALDÚA^{1,2} y Ernesto O. CRISTALLINI³

¹ Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET), Instituto de Investigaciones Marinas y Costeras (IIMyC).

² Instituto de Geología de Costas y del Cuaternario (IGCyC), FCEyN, Universidad Nacional de Mar del Plata, Mar del Plata.

³ Laboratorio de Modelado Geológico (La.Mo.Ge.), Instituto de Estudios Andinos (IDEAN), Buenos Aires.

Email: basaldua.adb@gmail.com

Editor: José F. Mescua

Recibido: 7 de abril de 2022

Aceptado: 8 de agosto de 2022

RESUMEN

Mediante el análisis de datos topográficos y de espesores de rocas volcánicas, se pudo comprobar que el campo volcánico Auca Mahuida se asienta sobre una estructura dómica de similar diámetro. La ausencia del Grupo Malargüe (Campaniano-Daniano) por debajo de la mayor parte de este macizo, junto a la presencia de una discordancia angular erosiva que separa a las capas cretácicas del Grupo Neuquén de las rocas volcánicas cuaternarias, son un indicio de que este domo fue levantado y parcialmente erosionado antes de la actividad volcánica pleistocena. Es probable que esta estructura se deba a un levantamiento térmico provocado por el emplazamiento de cámaras magmáticas en profundidad y cuerpos intrusivos ígneos más superficiales durante el Plioceno-Pleistoceno, aunque no se descarta la posibilidad de que la compresión tectónica del Mioceno superior haya tenido también una influencia importante en la formación del domo. Además, se reconoció la presencia de una leve pendiente regional hacia el este-noreste en la zona de estudio, lo cual permite explicar la exigua asimetría topográfica del escudo volcánico Auca Mahuida y la mayor extensión de los flujos basálticos en su flanco oriental.

Palabras clave: Geología estructural, Domo, provincia volcánica de la Payenia.

ABSTRACT

Evolution and domed structuring of the subsurface of the Auca Mahuida volcanic field, Neuquén.

Through the analysis of topographic data and thickness of volcanic rocks, it was possible to verify that the Auca Mahuida volcanic field sits on a dome structure of similar diameter. The absence of the Malargüe Group (Campanian-Danian) below most of this massif, together with the presence of an erosive angular unconformity which separates the Cretaceous layers of the Neuquén Group from the Quaternary volcanic rocks, are a sign that this dome was uplifted and partially eroded before the Pleistocene volcanic activity. It is probable that this structure is due to a thermal uplift caused by the emplacement of deep magma chambers and more superficial igneous intrusive bodies during the Pliocene-Pleistocene, although it is possible that the tectonic compression of the Upper Miocene may have also influenced the formation of the dome. In addition, the presence of a slight regional slope towards the east-northeast in the study area was recognized, which explains the exiguous topographic asymmetry of the Auca Mahuida volcanic shield and the greater extension of the basaltic flows on its eastern flank.

Keywords: Structural geology, Dome, Payenia volcanic province.

INTRODUCCIÓN

El volcán Auca Mahuida es un volcán en escudo de edad pleistocena (Pallares et al. 2016) que forma parte de la provincia volcánica de la Payenia y se halla en el noreste de la provincia de Neuquén ($37^{\circ} 44' S$, $68^{\circ} 55' O$; Fig. 1). Compuesto principalmente por basaltos y andesitas, fue formado a partir de emisiones que partieron de un sector central y también de pequeños pero numerosos conos monogenéticos (Ventura et al. 2013). Constituye así un *plateau* levemente elongado en dirección este-oeste y abarca una superficie de alrededor de 2700 km², lo que lo convierte, junto al Payún Matrú, en el campo volcánico más extenso asentado sobre la Cuenca Neuquina. Asimismo, su ubicación se destaca por ser la más austral de la Payenia, y por encontrarse aislado de otros centros eruptivos y a una gran distancia de la zona de subducción, alcanzando 470 km respecto a la trinchera, y 100 km respecto al frente orogénico actual.

Rodeando al volcán afloran rocas sedimentarias de edad cretácica tardía y paleocena, correspondientes a los grupos Neuquén y Malargüe, respectivamente, además de otras unidades más jóvenes y menos extensas. Estos dos grupos conforman el ciclo sedimentario al que Groeber (1946) llamó Riográndico, correspondiente a una etapa en que la Cuenca Neuquina se comportó como una cuenca de antepaís y experimentó por primera vez una transgresión marina de origen Atlántico. El Grupo Neuquén está compuesto por rocas sedimentarias de origen continental, de un característico color rojizo y con una edad que se extiende entre el Cenomaniano superior y el Campaniano temprano (Cazau y Uliana 1973, Uliana y Dellapé 1981, Ramos 1981). Los depósitos del suprayacente Grupo Malargüe, se asocian principalmente a los de un mar epicontinental somero que cubrió grandes áreas

de la Patagonia durante el Maastrichtiano-Daniano y que, en estos sectores más orientales de la Cuenca Neuquina, se hallan conformados por las formaciones Allen-Loncoche, Jagüel y Roca (Uliana y Dellapé 1981, Legarreta y Gulisano 1989, Barrio 1990). Los principales afloramientos del Grupo Malargüe se hallan en el sector sureste del campo volcánico, mientras que en la región noroeste hay escasos afloramientos de la Formación Loncoche (Fig. 1). Este Grupo es de especial interés en este trabajo, ya que el mismo no ha sido encontrado debajo de la volcanitas cuaternarias por los pozos petroleros perforados en el *plateau* volcánico, pasando estos directamente a las rocas sedimentarias del Grupo Neuquén (Zencich y Calegari 2002, Longo 2017). Este hecho podría ayudar a explicar cómo habría sido la evolución estructural y topográfica de la zona, previa al emplazamiento del complejo volcánico.

A pesar de los numerosos estudios geológicos realizados, y de la información de subsuelo obtenida a partir de pozos y distintos métodos geofísicos, la evolución tectónica y estructural de la zona no se encuentra del todo resuelta, y aún subsisten algunas controversias. Si bien la comarca cuenta con abundante información sísmica (Veiga et al. 1999, Cristallini et al. 2014, Longo 2017), debido a la topografía accidentada y a la alta impedancia acústica de la cubierta basáltica en la región central del escudo volcánico, la misma no tiene buena relación señal-ruido y su análisis se ve dificultado. El objetivo principal de este trabajo es generar un modelo que permita explicar la evolución topográfica y estructural del sustrato del campo volcánico Auca Mahuida, dando una respuesta a la ausencia actual de los depósitos del Grupo Malargüe por debajo del mismo. Para esto se utilizaron datos topográficos, espesores de rocas volcánicas obtenidos de pozos petroleros, datos sísmicos y observaciones de campo de los afloramientos del Grupo Malargüe.

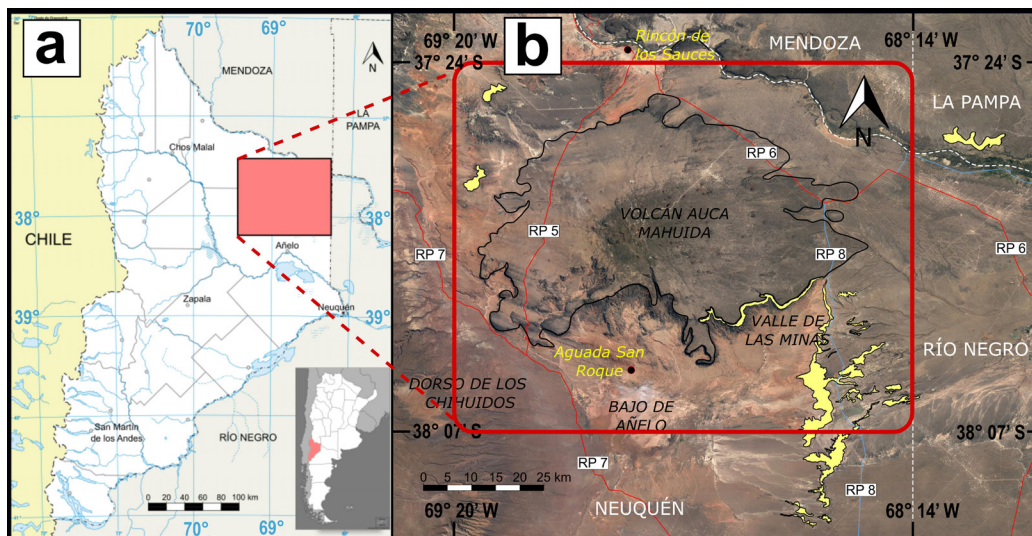


Figura 1. a) Mapa de ubicación geográfica, el recuadro rosado corresponde al área de estudio; b) Imagen satelital del volcán Auca Mahuida, mostrando también los afloramientos del Grupo Malargüe, resaltados en amarillo. También se indican las rutas provinciales que recorren la zona, en rojo aquellas asfaltadas y en celeste las de ripio.

MARCO GEOLÓGICO

La totalidad de la zona estudiada se enmarca dentro del sector nororiental de la Cuenca Neuquina en la Patagonia norte. Esta se ubica, a su vez, en el sector centro-occidental de la República Argentina, entre los 32° y 40° de latitud sur (Braccacini 1970, Legarreta y Gulisano 1989, Fig. 2). La Cuenca Neuquina presenta una morfología aproximadamente triangular, con una extensión cercana a los 120000 km² (Howell et al. 2005); y se la puede dividir, como lo indican autores como Mosquera y Ramos (2006), en distintas regiones morfoestructurales de acuerdo a su historia tectosedimentaria y estilo estructural. El volcán Auca Mahuida se halla emplazado en la región conocida como Flanco Oriental, Plataforma Oriental (Ramos 1978) o Plataforma de Catriel (Fig. 2), aunque en un trabajo más reciente, Sigismondi (2012) separa, basado en argumentos geofísicos, a la región del complejo volcánico con una identidad morfoestructural propia. El espesor sedimentario del Flanco Oriental disminuye claramente hacia el noreste, algo que es característico para un borde de cuenca; y representa además un escenario estructural menos complejo que aquellas zonas ubicadas más al oeste o al sur en la cuenca. En este sentido, sus rasgos estructurales más importantes están relacionados con fallas normales precuayanas heredadas del *rifting* triásico que afectan al basamento y que definen numerosos hemigrábenes, grábenes y altos de basamento en profundidad con una marcada orientación NO-SE a ONO-ESE (Digregorio et al. 1984, Mosquera y Ramos 2006, Bechis 2009, Cristallini et al. 2009). Se destacan, por su

magnitud, las fallas del sistema de Entre Lomas cuyo extremo noroccidental se extiende por debajo del flanco oriental del Auca Mahuida (Cristallini et al. 2014) (Fig. 3).

La región inmediatamente al sur del volcán Auca Mahuida está caracterizada por la presencia de una gran depresión conocida como Bajo de Añelo la cual, con una altitud mínima de 221 m s.n.m., constituye el sector más deprimido de toda la Cuenca Neuquina, contrastando con el alto topográfico que representa el volcán en la región (Fig. 1). Este bajo, actualmente corresponde a una amplia cuenca endorreica con drenaje centrípeto, conformando un verdadero nivel de base local. Constituye, también, el principal depocentro del engolfamiento neuquino, con cerca de 7000 m de relleno sedimentario (Ardolino et al. 1996).

Cristallini et al. (2014) reconocen, mediante el análisis de información sísmica 3D, la presencia de una cubeta precuayana de grandes dimensiones y de orientación NNO-SSE en el subsuelo de la región, y cuyo borde oriental pasaría por debajo del macizo volcánico Auca Mahuida (Fig. 3). Esta cubeta, equivalente a la rama NNO del Bajo de Añelo sensu Pángaro et al. (2011a), tendría una edad triásica superior y cumpliría un control primario en la estructura y en el emplazamiento del vulcanismo cenozoico de la zona, incluyendo, además del Auca Mahuida, a los centros volcánicos de Trapial-cerro Bayo y Huantraico (Fig. 3). Cristallini et al. (2014) proponen que esta cubeta continuaría influyendo en la actualidad por efecto de la subsidencia diferencial de su relleno sedimentario, siendo este el principal control en la génesis del Bajo de Añelo. Tampoco debe subestimarse la acción actual de procesos subaéreos de meteorización, remoción en masa, acción hídrica

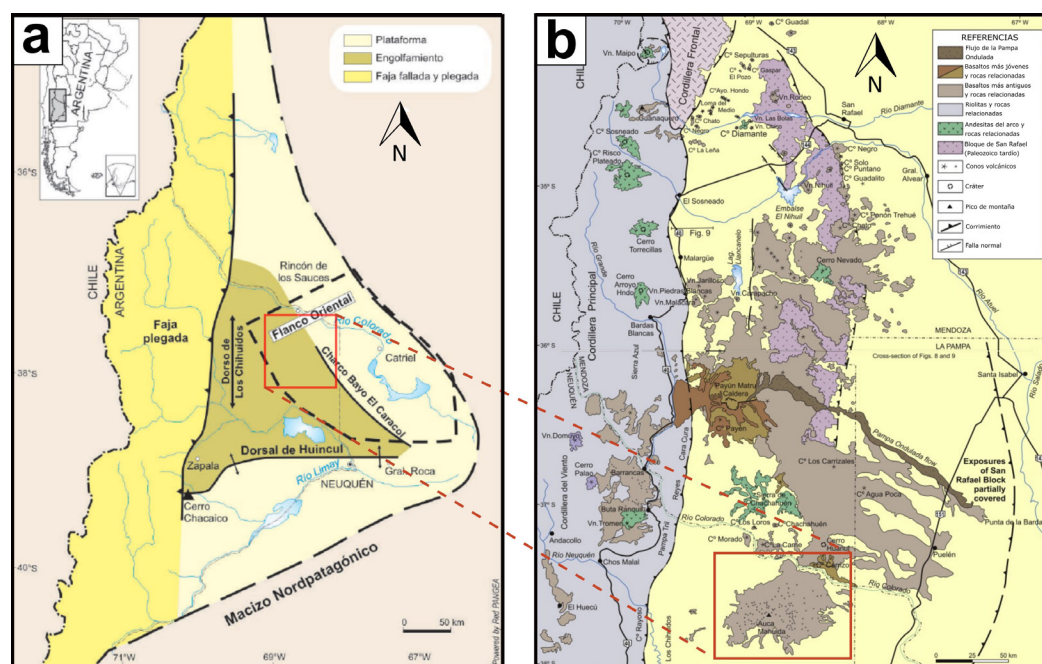


Figura 2. a) Mapa de la Cuenca Neuquina y sus regiones morfoestructurales. La zona de estudio de este trabajo se muestra en recuadro rojo (imagen modificada de Pángaro et al. 2011b); b) Provincia volcánica de la Payenia. Nótese la posición meridional de la Sierra Auca Mahuida. Imagen tomada de Ramos y Folguera (2011).

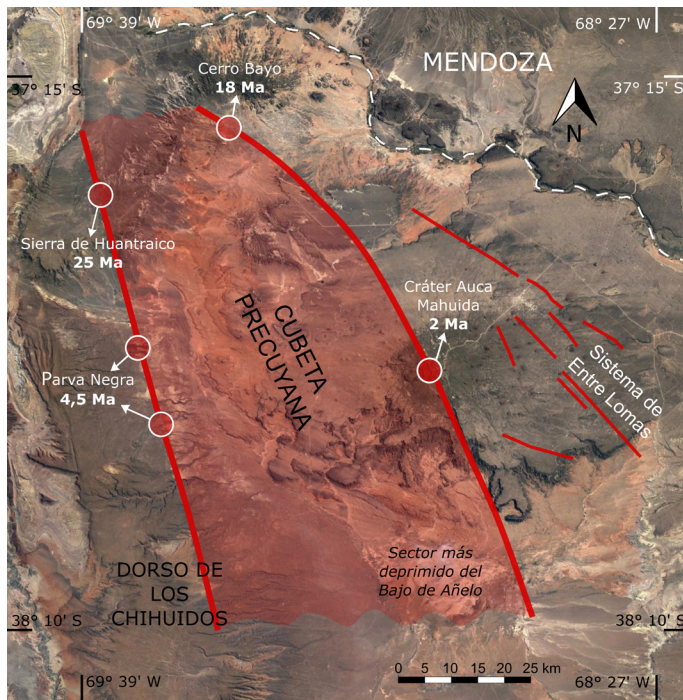


Figura 3. Ubicación de las estructuras de basamento (cubeta precuyana y extremo noroccidental del sistema de Entre Lomas) y del vulcanismo cenozoico asociado. Imagen basada en el trabajo de Cristallini et al. (2014).

y deflación en la generación de esta depresión topográfica (Ardolino et al. 1996).

Provincia Volcánica de Retroarco de la Payenia

El volcán Auca Mahuida forma parte del extremo sur de la llamada “Provincia Volcánica de Retroarco de la Payenia”. Esta provincia se extiende entre los 33° 30' S y 38° 00' S, con una superficie total que supera los 40000 km² y abarca el sur de la provincia de Mendoza y el norte de Neuquén (Llambías et al. 2010, Ramos y Folguera 2011, Fig. 2). La Payenia se desarrolla al sur de la subducción plana pampeana y presenta similitudes en composición y extensión con los *plateaus* basálticos de la Patagonia (Llambías et al. 2010). Está integrada por más de 800 conos basálticos monogénicos y por unos pocos conos poligénicos compuestos por rocas diferenciadas y alimentados desde cámaras magmáticas superficiales, como es el caso del Auca Mahuida. La composición dominante corresponde a basaltos olivínicos con afinidad de intraplaca y, en menor medida, traquibasaltos y traquitas (Kay y Copeland 2006, Søger et al. 2013, Hernando et al. 2014b). La alineación de conos, a su vez, permite inferir que muchas de las erupciones son de tipo fisural, con un rumbo frecuente ONO-ESE paralelo a las estructuras extensionales precuyanas (Llambías et al. 2010) y al esfuerzo máximo horizontal medido

por Guzmán et al. (2007). El vulcanismo de esta provincia basáltica ha sido atribuido a un tectonismo extensional inducido por la verticalización de la subducción de la placa de Nazca por debajo de la Sudamericana lo cual, a su vez, promovió el ascenso de la astenósfera caliente (Kay 2001, Ramos y Folguera 2011). En este sentido, se reconocen dos picos de actividad, el más antiguo es mayormente mioceno (26 a 8 Ma) y el más joven es plioceno-holoceno (posterior a los 5 Ma) (Kay 2001). Por otro lado, durante el Mioceno tardío-Plioceno temprano la actividad fue casi nula, ya que a partir de los 20 Ma comenzó un ciclo en el que el ángulo de subducción disminuyó, volviéndose a inclinar a partir de los 5 Ma (Kay y Copeland 2006, Kay et al. 2006a, Llambías et al. 2010). Durante este período, conocido como subducción plana de Payenia, se generó un régimen compresivo que dio origen a la construcción de la faja plegada y otros altos estructurales actuales (Ramos y Folguera 2005, Giambiagi et al. 2008). Al sur del escudo de Auca Mahuida la actividad volcánica cenozoica desaparece, y este drástico cambio coincide con el lineamiento Cortaderas de rumbo N100°E (Ramos 1978), el cual marcaría el límite austral de la subducción somera del Mioceno (Kay et al. 2006a).

GEOLOGÍA DEL CAMPO VOLCÁNICO AUCA MAHUIDA

Desde un punto de vista topográfico se destaca el cono central poligénico del volcán Auca Mahuida (37° 44' S, 68° 55' O), el cual alcanza una altitud máxima de 2258 m s.n.m. (Holmberg 1964, Rossello et al. 2002), y presenta pendientes de 8° a 10° en promedio, con valores máximos que alcanzan los 30°. Este cono corresponde a un estratovolcán compuesto principalmente por flujos traquíticos (Longo 2017), y se denomina como cerro Auca Mahuida, diferenciándose del campo volcánico mucho más amplio, conocido como Sierra del Auca Mahuida. El cono presenta un desarrollo areal de planta circular, levemente elongado en dirección este-oeste, de unos 15 km de diámetro y en su parte central conserva un cráter sub-circular (Risco Alto Auca Mahuida) de 1.8 km de diámetro, rodeado principalmente por andesitas (Rossello et al. 2002, Llambías et al. 2010, Ventura et al. 2013). Por sus grandes dimensiones, Ardolino et al. (1996) proponen un origen de colapso para dicho cráter central.

Las pendientes centrales más pronunciadas descienden paulatinamente hasta mantenerse generalmente por debajo de los 5°, correspondientes ya a las laderas típicas del ámbito más mesetiforme y extenso del complejo volcánico. En esta zona se distribuyen más de 100 conos monogénicos, los

cuales muestran una clara elongación este-oeste que sugiere un control estructural asociado a fracturas (Haller et al. 2018). Estos conos se concentran principalmente en la zona de la cima y la ladera oriental, donde la disposición de los mismos es radial respecto al cono central (Fig. 4). Existen, a su vez, tres zonas con mayores densidades de conos que se disponen alineadas también en dirección este-oeste (Ventura et al. 2013).

También se destaca el borde sur del escudo volcánico, donde los procesos de remoción en masa son notablemente más intensos que en los demás márgenes donde los basaltos culminan de manera mucho más gradual (Fig. 4). En este sector, la erosión fluvial de las unidades rocosas más friables que se encuentran por debajo de las coladas basálticas genera numerosos deslizamientos de tipo rotacional, cuya ocurrencia no se interrumpe a lo largo de los más de 120 km que constituyen a este margen. Este fenómeno genera escarpas irregulares y pronunciadas, de hasta 300 m de altura en algunos sectores, y donde los depósitos deformados se preservan

a poca distancia de la base de las mismas, generando una típica morfología de elevaciones y depresiones (Ardolino et al. 1996).

El macizo volcánico tiene su génesis en sucesivas coladas lávicas originadas durante el Pleistoceno. Las dataciones Ar-Ar y K-Ar más recientes indican edades que varían entre 1.78 ± 0.07 y 0.99 ± 0.04 Ma, (Kay et al. 2006a, Pallares et al. 2016). La composición de las rocas que conforman al complejo Auca Mahuida varía entre basaltos alcalinos de intraplaca y traquitas, aunque la composición basáltica es la predominante (Kay et al. 2013, Longo 2017). Estas rocas volcánicas se apoyan en discordancia angular sobre las rocas cretácicas del Grupo Neuquén (González Díaz 1972, Rossello et al. 2002), y sobre una pequeña porción del Grupo Malargüe (Formación Allen) en el sector suroriental. Según información de pozos, las vulcanitas alcanzan un espesor que ronda los 900 m (Ardolino et al. 1996) en la zona central y desciende paulatinamente hacia los bordes de la meseta, donde no superan los 20 m (Rossello et al. 2002).

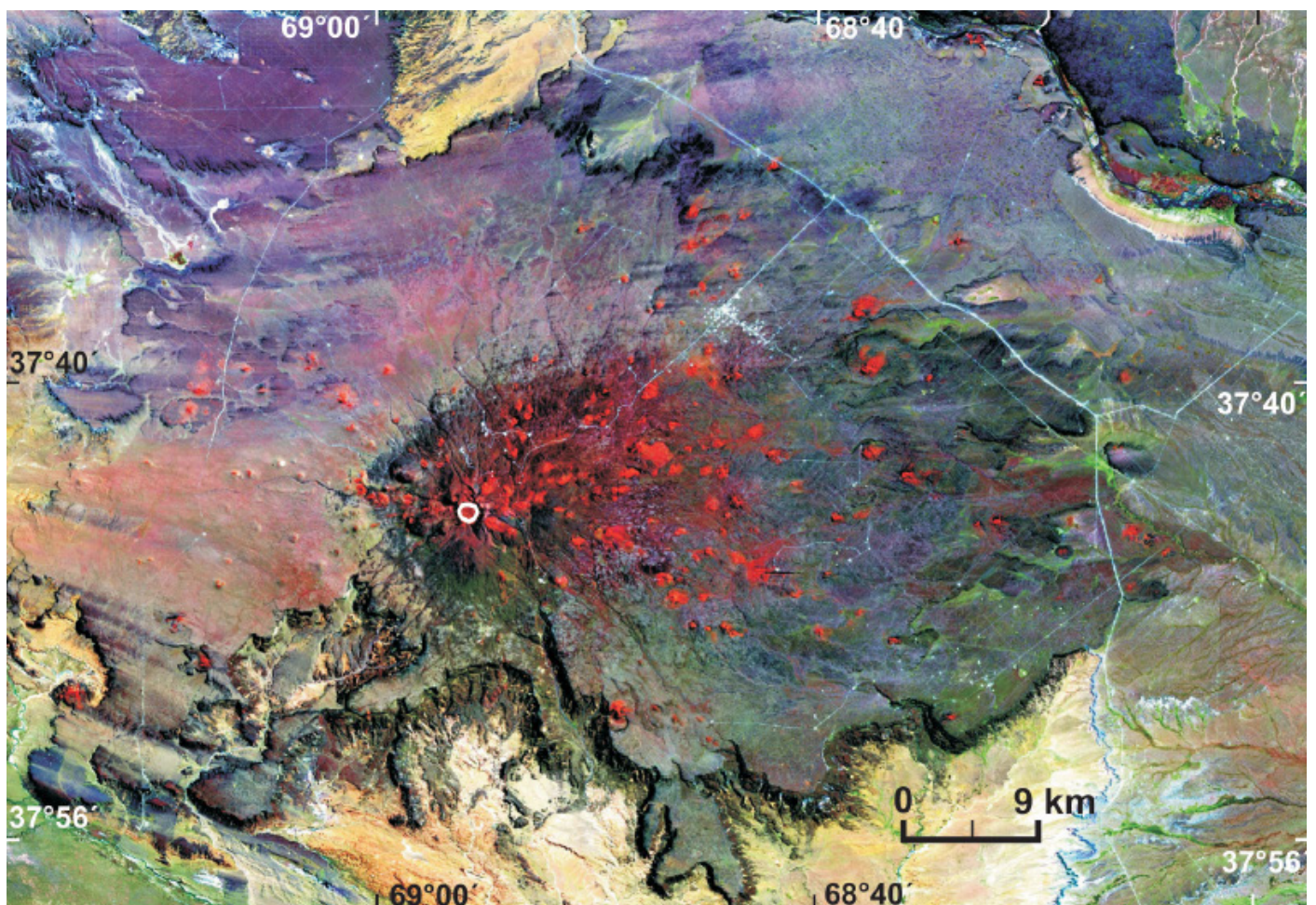


Figura 4. Imagen Landsat mostrando a la Sierra Auca Mahuida en su totalidad. En rojo se señala a los conos monogenéticos, mientras que con un círculo blanco se delimita al cráter central. También se puede apreciar claramente la mayor erosión que afecta al borde sur del volcán y su mayor desarrollo este-oeste. Imagen tomada de Llambías et al. (2010).

En cuanto a la deformación estructural de la comarca, Holmberg (1964) y Rossello et al. (2002) reconocen la presencia de dos anticlinales parcialmente erosionados al sur de los márgenes sureste (Valle de las Minas) y suroeste del campo volcánico, con orientaciones NE-SO y NO-SE, respectivamente (Fig. 8). Estos anticlinales afectan al Grupo Neuquén, presentan muy bajo relieve estructural, con limbos de inclinaciones inferiores a los 5°, y su expresión topográfica no pudo ser reconocida en este relevamiento. El anticlinal presente en el Valle de las Minas tendría un eje buzante hacia el noreste, es decir, hacia las cabeceras del valle, y se correlaciona, según estos autores, con un sinclinal en el margen sureste del campo volcánico, donde por un corto tramo las lavas inclinan levemente hacia el noroeste con muy bajo ángulo. Se infiere que los mismos se generaron en el Pleistoceno, producto de los movimientos Quéchuicos, impidiendo el paso de los flujos de lava hacia el sur. Es probable también que, en el sector central, donde estos anticlinales perderían influencia, las lavas hayan podido fluir más libremente, dando origen así a la meseta que se extiende según el meridiano 68° 45' hasta el Rincón Chico (Fig. 8).

METODOLOGÍA

Se investigaron las distintas unidades litoestratigráficas, tanto de la Cuenca Neuquina como del Auca Mahuida, estudiando sus características litológicas, midiendo los espesores y actitudes de sus bancos (se utilizó el *software* FieldMove Clino® para mediciones en el campo), y tomando muestras de rocas para su posterior análisis litológico. Junto con el uso de imágenes satelitales, se examinó la presencia de posibles estructuras geológicas, lineamientos y otros rasgos topográficos

que permitieran mejorar el conocimiento que se tiene sobre la evolución estructural de la zona. Se realizaron observaciones en los distintos márgenes del campo volcánico, donde se tomaron datos de la superficie basal erosiva de las volcanitas del Grupo Auca Mahuida. Se hizo énfasis, principalmente, en el estudio de los afloramientos del Grupo Malargüe que rodean al campo volcánico Auca Mahuida, tanto al sureste como al noroeste del mismo (Fig. 1). Poder discernir la verdadera ubicación, altitud, actitud y cambios de facies y espesores de esta unidad, así como también sus relaciones angulares respecto a las rocas sedimentarias del Grupo Neuquén y rocas volcánicas del Grupo Auca Mahuida, fue de vital importancia para el objetivo de este estudio. Esta información permitió tener una mayor comprensión acerca de las condiciones y extensión del mar que depositó estas rocas, así como también sobre la evolución estructural y topográfica que sufrió esta zona. Finalmente, mediante el uso de datos de perforaciones (Longo 2017), datos sísmicos (Cristallini et al. 2014) y modelos de elevación digital ASTER GDEM® con una resolución de un segundo de arco, fue posible realizar un modelo que permita explicar la evolución topográfica y estructural de la comarca.

OBSERVACIONES Y RESULTADOS

Márgenes del campo volcánico

Pudo comprobarse la presencia de numerosos bancos de conglomerados en los distintos márgenes del escudo volcánico, algo que ya había sido observado por Holmberg (1964) y Ardolino et al. (1996). Estos se apoyan en una marcada discordancia sobre los grupos Neuquén y Malargüe, y también se hallan intercalados entre las mismas rocas volcánicas.

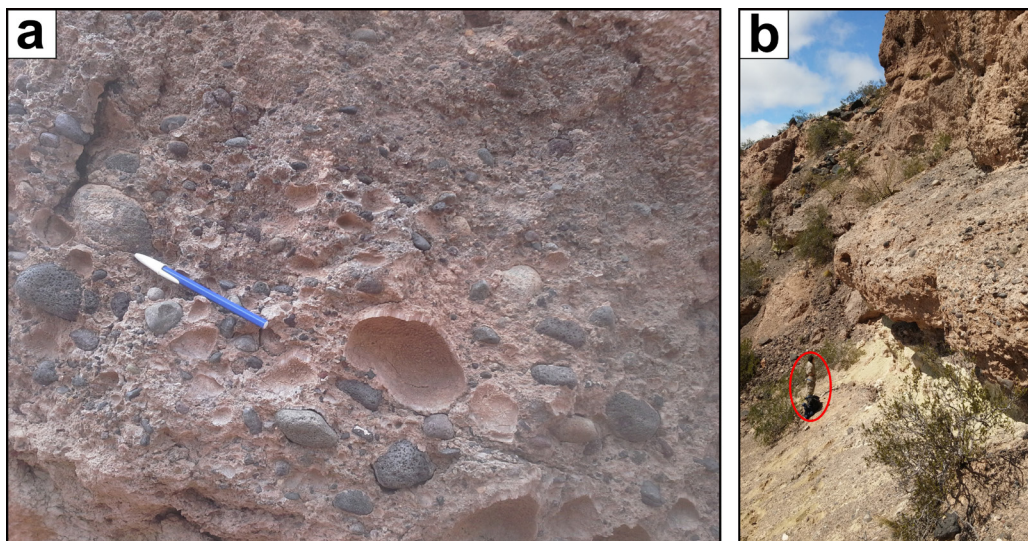


Figura 5. Conglomerados intraformacionales observados en el margen noroeste del campo volcánico: a) Aspecto típico de estos conglomerados, en este caso matriz-sostén; b) El espesor alcanzado por estos depósitos supera en ocasiones los 20 m.



Figura 6. Conglomerado de guijarros polimítico clasto-sostén, con valva de pelecípodo retrabajada de la Formación Roca (Grupo Malargüe). El cemento es de naturaleza calcárea. Esta muestra fue obtenida en el margen sureste del campo volcánico.

Tanto en este trabajo como en los análisis previos (Ardolino et al. 1996), estos bancos fueron interpretados como conglomerados intraformacionales y están compuestos, en la mayoría de los casos, por clastos redondeados de basaltos pertenecientes al mismo campo volcánico Auca Mahuida, con matriz arenosa y cementados por carbonato de calcio. La selección es mala, con tamaños de clastos que van desde los 30 cm a pocos milímetros (Fig. 5a). Es también muy abundante la presencia de caliche puro y el contenido de yeso en estos depósitos. Su espesor alcanza los 20 m en el margen noroeste, cerca del cerro Morado del Guadal (Fig. 5b). Estos conglomerados fueron interpretados en este trabajo como depósitos proximales de un abanico aluvial. Asimismo, es evidente el retrabajo de las sedimentitas de los grupos Neuquén y Malargüe en algunos de estos depósitos, como se pudo notar en el margen sureste, donde incluso se detectó la presencia de valvas retrabajadas de la Formación Roca (Fig. 6). La presencia de estos conglomerados por debajo y entre las rocas volcánicas dan un indicio no solo de periodos de quietud volcánica y erosión, sino también de la existencia de pendientes procedentes desde la región central previas al campo volcánico.

En cuanto a los espesores de basaltos, se observaron rangos variables entre los 2 y 10 m en los distintos márgenes del complejo volcánico (Fig. 7). El contacto entre las rocas volcánicas cuaternarias y los Grupos Neuquén y Malargüe corresponde a una superficie erosiva neta, la cual llega incluso a conservar paleorelieves rellenos por coladas basálticas (Fig. 7c).

Estructuras superficiales

En los sectores relevados en el campo no se observaron deformaciones importantes en las rocas sedimentarias o vol-

cánicas, aunque sí se pudieron distinguir algunos lineamientos superficiales basados en evidencias morfológicas mediante el análisis de imágenes satelitales (escarpas, quebradas, valles y alineaciones de conos). Para esto se tuvo en cuenta también las observaciones e interpretaciones realizadas previamente por otros autores (Holmberg 1964, Bermúdez et al. 2000, Rossello et al. 2002, Ventura et al. 2013). En la figura 8 se presenta un resumen de los lineamientos más importantes identificados. Un aspecto interesante a señalar sobre lineamientos, fracturas y diques del margen oriental es que los mismos parecen disponerse de forma radial respecto al cono central, algo similar a lo que ya se había observado respecto a los conos monogenéticos (Fig. 4).

Uno de los rasgos morfológicos más notables del campo volcánico corresponde al llamado rincón del Palo Blanco (Fig. 8). Este corresponde a una profunda y extensa quebrada rectilínea en el margen sur del escudo volcánico, que se extiende por más de 7 km en dirección NNO-SSE hacia el cono central. Los diques de asphaltita ubicados al sureste del Auca Mahuida, en el Valle de las Minas, correspondientes a las vetas La Escondida y Auca Mahuida, presentan azimuts medidos en el campo de 101° y 107°, respectivamente (Fig. 8). En este sentido, es más probable que estas estructuras estén asociadas a la reactivación hemigrábenes precucuyanos con una orientación ONO-ESE.

Domo Auca Mahuida

Las rocas volcánicas de la sierra Auca Mahuida están apoyadas en un sustrato de aproximadamente 700 m s.n.m. en los sectores distales (Fig. 9), y llegan a una altitud de 2258 m s.n.m., alcanzando un diámetro de más de 60 km. De esta forma, se podría interpretar la presencia de un volcán en escudo de gran volumen de roca. Sin embargo, al analizar los cambios en las cotas topográficas respecto a los espesores de basalto medidos en pozos petroleros (Longo 2017) se puede observar que en realidad el volumen de rocas efusivas no es tan importante como el que aparenta, y que gran parte de su relieve, se debe más al ascenso de la superficie basal del campo volcánico hacia el sector central, que al apilamiento de rocas volcánicas en sí. Por ejemplo, en el margen sur del macizo, se pudo observar que el basalto se apoya sobre el Grupo Malargüe a una cota de 754 m s.n.m. (Fig. 9). Por otro lado, en la quebrada Rincón del Palo Blanco, a unos 19 km más cerca del cono central, el basalto se apoya sobre el Grupo Neuquén a una cota de 1250 m s.n.m. Es decir, existe un ascenso topográfico de unos 520 m de la superficie basal del basalto; sin embargo, solo hay un incremento aproximado de 25 m de su espesor en la misma distancia. En los otros márgenes también se cuenta con datos de espesores y altitudes (Fig. 9), pero no

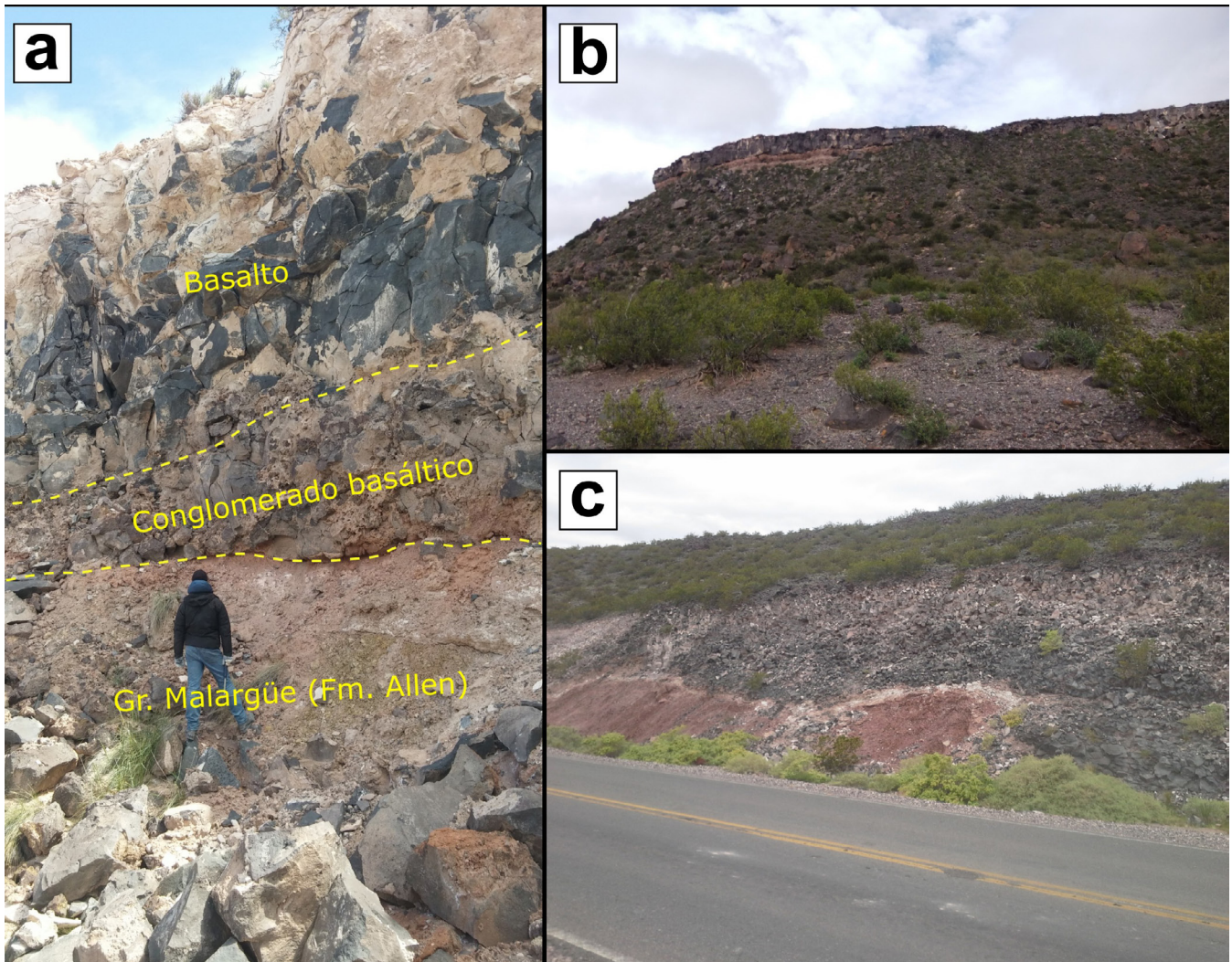


Figura 7. Imágenes que muestran los espesores de basaltos en los distintos márgenes del campo volcánico: a) Margen sureste. Las capas de basaltos rondan entre los 2 y 4 m, y se hallan en contacto con el Grupo Malargüe (Fm. Allen) mediante una capa de conglomerados intraformacionales; b) Margen noroeste. Aquí las capas de basaltos presentan un espesor promedio de 2 m. En esta fotografía se ve un contacto erosivo neto entre los basaltos y el Grupo Neuquén, pero en zonas cercanas se pueden hallar potentes capas de conglomerados basálticos por debajo de rocas volcánicas. c) Margen suroeste. El espesor de los basaltos es más variable que en los otros márgenes debido a la presencia de un paleorelieve sobre el Grupo Neuquén.

con la presencia de una profunda disección hacia el corazón del macizo como sucede en el Rincón del Palo Blanco.

Datos de pozos petroleros indican espesores de rocas volcánicas cercanos a los 350 m en la periferia del sector central (Rossello et al. 2002, Zencich y Calegari 2002), mientras que se estima que el espesor máximo en el cono central del cerro Auca Mahuida sobre las sedimentitas del Grupo Neuquén asciende hasta los 800-900 m (Ardolino et al. 1996). Por otro lado, las cotas topográficas obtenidas a partir de Modelos de Elevación Digital (Fig. 9) para estos sectores más internos se hallan entre los 1300 a 2250 m s.n.m. Todos estos datos permiten inferir que el ascenso de la superficie basal de las rocas volcánicas se da desde todas las direcciones hacia el núcleo del campo volcánico. La geometría de esta superficie sería la de un domo o cúpula, con inclinaciones mayores en los

laterales que irían tendiendo a la horizontalidad en el sector central donde su altura no sería muy diferente a la observada en el Rincón del Palo Blanco. La influencia de las formas debidas al apilamiento volcánico estricto sería insignificante en los sectores externos del campo volcánico (Ardolino et al. 1996); mientras que, en la porción central, correspondiente al cono central del cerro Auca Mahuida, sí existiría un importante aumento en los espesores de las rocas volcánicas. Por ende, las variaciones topográficas en esta zona estarían más influenciadas por el crecimiento de este volcán central que por el endomamiento del subsuelo.

En cuanto a su geometría, tanto el campo volcánico como su estructura dómica basal no son simétricos. Visto en planta, el campo volcánico presenta una forma elongada en dirección este-oeste, con un flanco oriental más extenso que los demás.

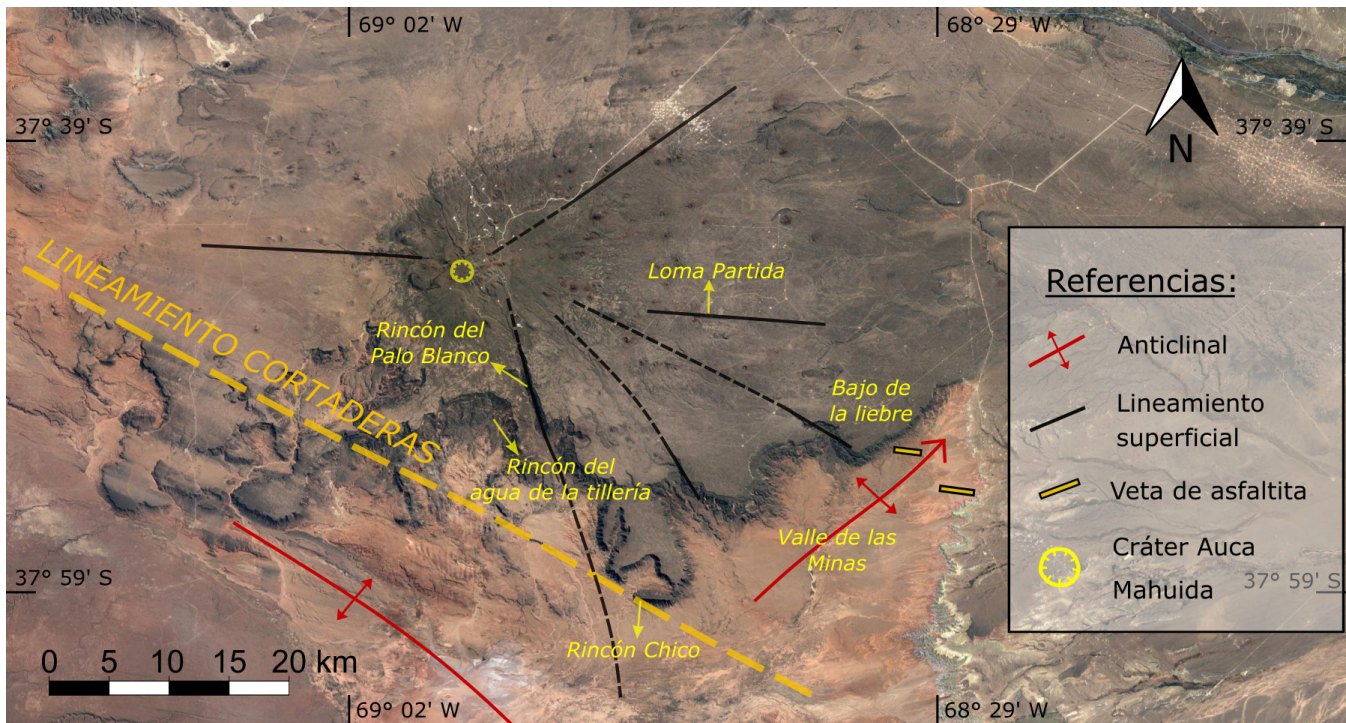


Figura 8. Lineamientos y estructuras superficiales asociados al campo volcánico Auca Mahuida. En líneas discontinuas se extienden los lineamientos observados en el margen oriental del macizo volcánico hacia el centro del mismo, donde se puede observar que tienden a converger en el cono central.

En la figura 9 puede observarse como las curvas de nivel en este margen llegan a una cota inferior a los 600 m s.n.m.; mientras que en el flanco occidental y septentrional alcanzan en el borde una cota superior a los 900 m s.n.m. Esto indicaría que las pendientes del lado oriental de esta estructura del subsuelo son más extensas, lo que permitiría explicar las mayores longitudes de los flujos basálticos en este sector, donde alcanzan entre 14 a 19 km más que en los otros márgenes. El flanco sur del campo volcánico es más difícil de interpretar ya que, como se ha descrito anteriormente, el mismo termina abruptamente en escarpas irregulares, con desniveles pronunciados, y asociadas a depósitos de deslizamientos rotacionales. Probablemente, el origen de estas escarpas se deba, en gran medida, al efecto de la subsidencia diferencial de la cubeta precuyana, cuyo sector topográficamente más deprimido se halla inmediatamente al sur del escudo volcánico.

Algunos autores (Ardolino et al. 1996, Ventura et al. 2013) han descrito la posible presencia de un substrato sedimentario inclinado hacia el este-noreste por debajo del campo volcánico, por lo que es probable que la asimetría descrita anteriormente para la estructura cómica esté reflejando, en realidad, la influencia de esta superficie regional inclinada. Las actitudes medidas en el campo son muy cercanas a la horizontal, con inclinaciones que raramente superan los 3° (Fig. 10). Este hecho, sumado al propio error del instrumental de medición, hace que estas actitudes medidas sean poco

confiables a la hora de reconstruir la inclinación y acimut del subsuelo. De todos modos, si se toma como referencia el contacto estratigráfico entre los grupos Neuquén y Malargüe (discordancia Huantráiquica), y se observan las variaciones de su altura, se puede notar una clara elevación de la misma hacia el oeste-noroeste (Fig. 10). Por ejemplo, el contacto observado en el sector sur del campo volcánico se halla, aproximadamente, a unos 200 m por encima del observado en las bardas orientales del valle de las Minas, a unos 20 km de distancia hacia el este. Es decir que, en este sector, por cada kilómetro hacia el oeste hay un aumento promedio de 10 m en la altura de esta superficie (lo que corresponde a una pendiente muy baja, inferior a 1°, pero inclinando al este como lo sugirieron Ardolino et al. 1996 y Ventura et al. 2013).

Finalmente, a partir de las observaciones descritas anteriormente, junto a datos topográficos y de espesores de roca volcánica extraídos de los legajos de 19 pozos petroleros (Longo 2017) perforados en el sector central del macizo (detalle superior izquierdo en Fig. 11), se construyó el siguiente perfil topográfico-geológico del campo volcánico junto a su superficie basal cómica.

DISCUSIONES

Reconstrucción paleogeográfica

Un hecho interesante relacionado con esta estructura es

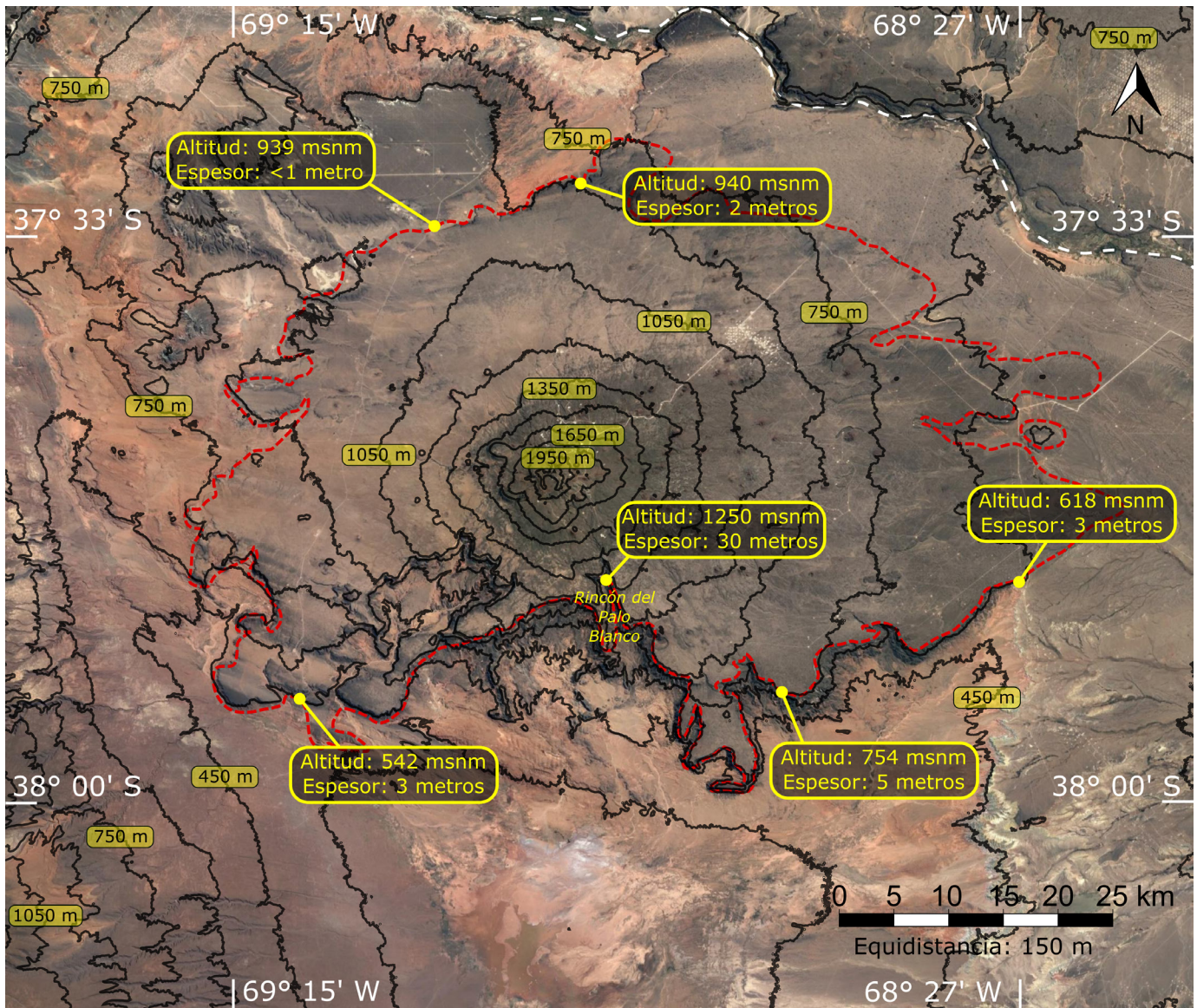


Figura 9. Imagen satelital mostrando cotas de la superficie basal erosiva de las rocas volcánicas y los espesores de basalto medidos en los márgenes del campo volcánico (recuadros amarillos). Se superponen curvas de nivel obtenidas a partir de un Modelo de Elevación Digital ASTER GDEM® con una resolución de un segundo de arco. El límite areal de los basaltos se halla marcado con línea roja discontinua.

la ausencia del Grupo Malargüe por debajo de la mayor parte del macizo volcánico. Las vulcanitas pasan directamente a las areniscas cretácicas del Grupo Neuquén en profundidad, como lo confirman los datos de los pozos petroleros perforados (Zencich y Calegari 2002, Longo 2017). Las posibles explicaciones para esto serían o que el Grupo Malargüe fue depositado y posteriormente erosionado ante el levantamiento del domo, o bien que dicha zona ya hubiera representado un alto topográfico durante transgresión marina del Maastrichtiano-Daniano, por lo que el Grupo Malargüe no se habría sedimentado.

Se pueden encontrar varias evidencias que orientan el análisis hacia el primer caso. En primer lugar, existen depósitos del Grupo Malargüe por debajo de los basaltos tanto en

el margen sureste (Fig. 11) como noroeste del campo volcánico que, además, presentan entre ellos una diferencia de más de 500 m de cota (Figs. 1 y 10). Por otro lado, no pudo observarse una relación de angularidad perceptible entre la Formación Allen y el Grupo Neuquén subyacente en estos afloramientos, como sí debería existir si este último estuviese deformado por un levantamiento previo. Asimismo, los espesores medidos para el Grupo Malargüe en los afloramientos de la región sureste exhiben un claro adelgazamiento hacia el volcán producto de una mayor erosión en ese sector (erosión niveladora) pero, a su vez, no hay variaciones laterales significantes en el espesor de sus distintas unidades y de las facies que componen a la Formación Allen. Este hecho sugiere que no existiría un acuñaamiento en la geometría original

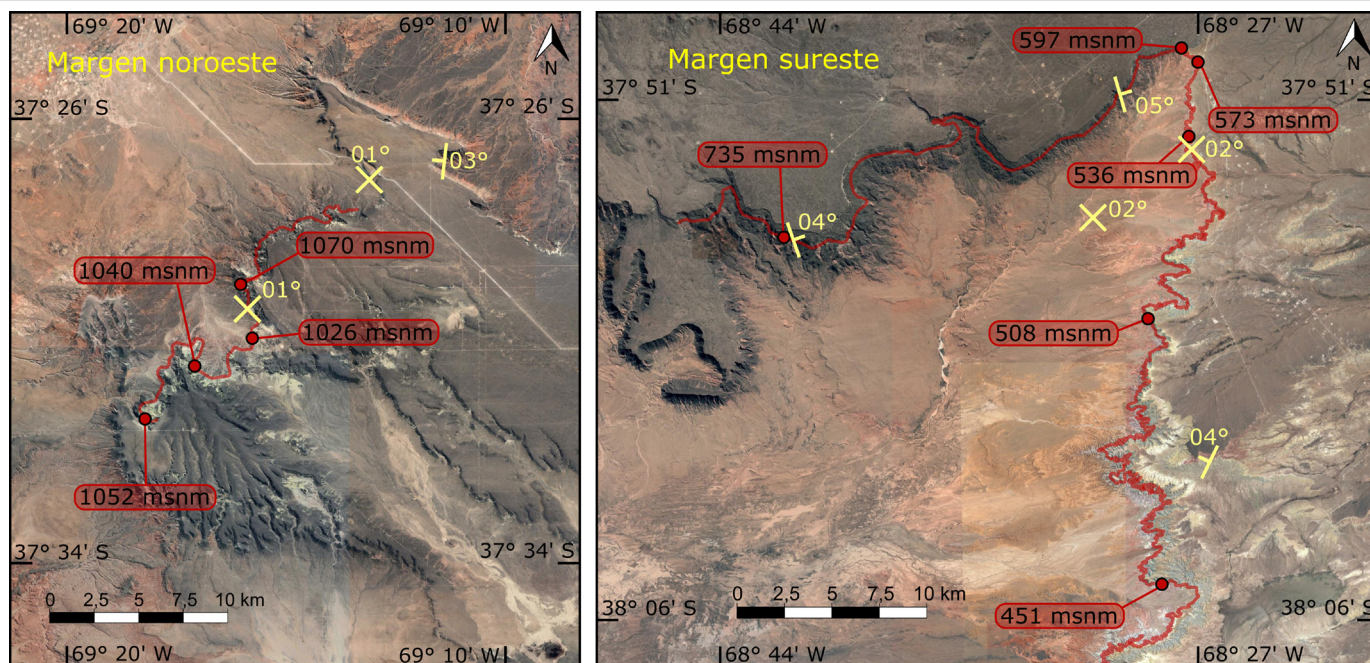


Figura 10. Datos de las altitudes del contacto entre los grupos Neuquén y Malargüe, medidos en los márgenes noroeste y sureste del campo volcánico Auca Mahuida. La altura de este contacto aumenta más de 500 m en 88 km hacia el noroeste, evidenciando la existencia de una pendiente regional. Se muestran también las actitudes promedio medidas en el campo de este contacto, así como también las de bancos de los grupos Neuquén y Malargüe.

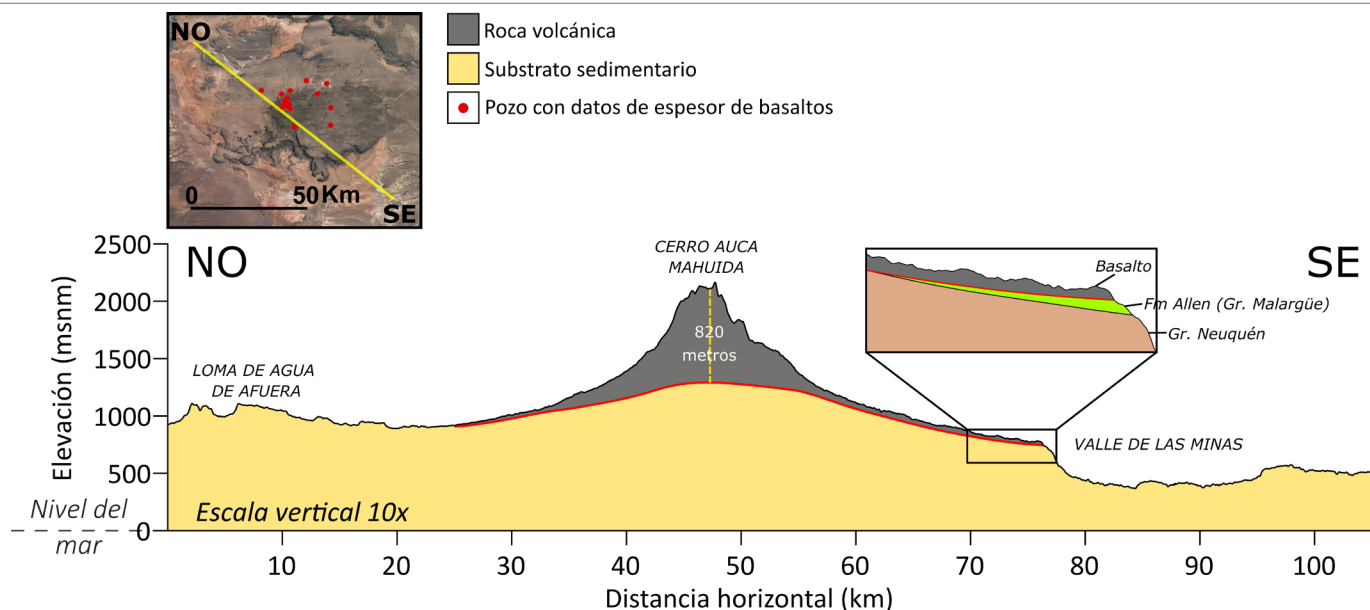


Figura 11. Perfil topográfico NO-SE atravesando a la Sierra Auca Mahuida. La escala vertical está exagerada 10 veces respecto a la horizontal. La topografía fue obtenida a partir de un Modelo de Elevación Digital ASTER GDEM®. En línea roja se representa la superficie basal erosiva del campo volcánico. Los puntos rojos en la imagen superior izquierda corresponden a la ubicación de los pozos petroleros con datos de espesores de basaltos. Se observa como el espesor de rocas volcánicas aumenta exponencialmente hacia el sector central, mientras que en los flancos del campo volcánico se halla sumamente reducido y controlado por la topografía basal. Se puede notar también la leve mayor extensión de estos flujos basálticos hacia el sureste, donde terminan abruptamente en una escarpa.

del Grupo Malargüe hacia un hipotético alto topográfico en el noroeste. En este sentido, las reconstrucciones paleoambientales realizadas para el Grupo Malargüe por Barrio (1990) en esta región descartan también la presencia de una pendiente pronunciada y de una somerización hacia el sector del Auca

Mahuida. Describen, en cambio, un régimen mesomareal de escaso relieve y una profundización de la cuenca hacia el oeste, donde habrían predominado ambientes estuarinos y donde el espesor de la Formación Allen se duplica. Finalmente, se pudo encontrar dentro de los conglomerados in-

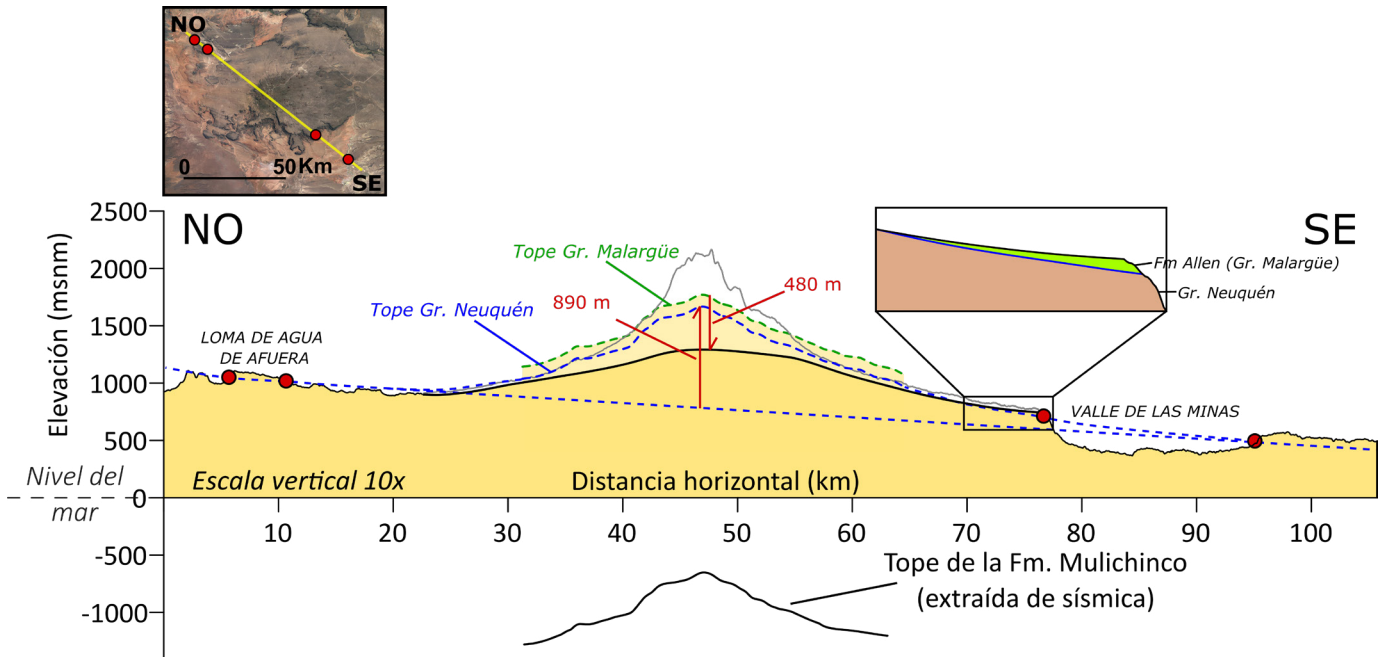


Figura 12. Perfil paleotopográfico NO-SE del domo Auca Mahuida previo a la erosión y a la extrusión de rocas volcánicas (~2 Ma). La escala vertical está aumentada 10 veces respecto a la horizontal. Los puntos rojos corresponden a la ubicación de los afloramientos del contacto Neuquén-Malargüe a lo largo de la traza del perfil. En línea azul entrecortada se representa la reconstrucción de este contacto, tanto antes como después de la deformación. La línea verde entrecortada corresponde al techo del Gr. Malargüe, cuyo espesor estimado para este sector fue de 100 m.

traformacionales que se hallan por debajo de los basaltos del margen sureste una conchilla de bivalvo, probablemente perteneciente a la Formación Roca, unidad superior del Grupo Malargüe en estos sectores (Fig. 7). Esto sería un indicio diagnóstico de que esta unidad llegó a ser depositada en las zonas más altas donde hoy se encuentra el volcán.

De todos modos, en cualquiera de los dos casos, debido a esta ausencia del Grupo Malargüe, junto con la presencia de conglomerados intraformacionales en casi todos los márgenes y de una discordancia angular erosiva que separa a las rocas volcánicas de las capas cretácicas del Grupo Neuquén (González Díaz 1972, Rossello et al. 2002, Ramos y Folguera 2011), puede deducirse que el subsuelo del campo volcánico Auca Mahuida fue levantado en forma de cúpula y parcialmente erosionado de manera previa a la extrusión de las rocas volcánicas pleistocenas. En este sentido, la superficie basal de las rocas volcánicas, asumiendo que la deformación post-vulcanismo fue despreciable, podría ser considerada como la superficie topográfica del domo durante el Plioceno-Pleistoceno, parcialmente erosionada y previa al vulcanismo.

En imágenes sísmicas y modelos gravimétricos se puede observar como los estratos por debajo del volcán Auca Mahuida forman también un gran domo (Rossello et al. 2002, Zencich y Calegari 2002). La amplitud de esta estructura es casi constante hasta la Formación Vaca Muerta, y comienza a disminuir por debajo de ella (Rossello et al. 2002). Nume-

rosos *sills* y lacolitos fueron reconocidos en estos estudios geofísicos y en los pozos petroleros perforados, funcionando a veces como reservorios fisurados de hidrocarburos (Bermúdez y Delpino 1998, 2002, Veiga et al. 1999, Rossello et al. 2002, Longo 2017, Mallimaci et al. 2017). Es posible entonces que la estructura dómica sea un producto del emplazamiento de intrusivos ígneos en profundidad, algo similar a lo que ocurre en el cerro Bayo (Orchuela et al. 1989), un volcán mioceno de menores dimensiones y que se ubica a unos 30 km del margen noroeste del Auca Mahuida (Fig. 3).

Para tener una mejor comprensión de la geometría original del domo, se utilizó a la superficie correspondiente al techo de la Formación Mulichinco por debajo de la región central del volcán, interpretada a partir de imágenes sísmicas 3D y convertida a profundidad con información de pozos (Cristallini et al. 2014). La Formación Mulichinco suprayace a las formaciones Quintuco y Vaca Muerta en la Cuenca Neuquina, por lo que la geometría de su techo se puede tomar como referencia de la deformación dómica. Utilizando esta superficie se construyó la sección de la figura 12, donde se representa la paleotopografía de la región previa a la erosión y a la instalación del campo volcánico Auca Mahuida. Para hacer esto se asumió que las superficies originales de deposición entre la Formación Mulichinco y el Grupo Neuquén eran aproximadamente paralelas entre sí y que, por ende, la deformación observada en el tope de la Formación Mulichinco fue la misma que sufrió el tope del Grupo Neuquén. Este

último representa a la superficie de referencia más elevada estratigráficamente dentro de sustrato del campo volcánico. Se trazó entonces una geometría paralela al techo de la Formación Mulichinco sobre el punto correspondiente al contacto entre los grupos Neuquén y Malargüe observado en el margen sureste del campo volcánico (curva entrecortada azul de la figura 12). Posteriormente se sumó un espesor de 100 m correspondiente al Grupo Malargüe, según lo medido en los afloramientos de la región sureste de la zona de estudio (Rodríguez 2011), y se generó la curva entrecortada verde de la figura 12 (que correspondería al techo del Grupo Malargüe previo a la erosión).

Como se puede observar, esta estructura habría tenido un diámetro similar al del actual campo volcánico, cercano a los 55 km, mientras que el levantamiento desde su nivel regional llegaría aproximadamente a los 890 m. Teniendo en cuenta la depositación de 100 m del Grupo Malargüe, el espesor total erosionado en el sector central habría sido de alrededor de 480 m, disminuyendo en magnitud hacia los márgenes de la estructura. Sin embargo, se debe tener en cuenta que este espesor considerado para el Grupo Malargüe es mínimo, ya que la potencia de las sucesiones malhueyanas aumenta significativamente hacia el sector andino, alcanzando los 400 m en la sierra de Huantraico y en la faja plegada y corrida del Agrío (Ramos 1981 y Kiessling et al. 2006), por lo que probablemente el espesor depositado del Grupo Malargüe, y por ende el espesor erosionado, habrían sido mayores para este sector. Por último, puede notarse también en el perfil de la figura 12 la inclinación regional del sustrato hacia el este, anteriormente mencionada. Esta se puede apreciar al unir con una línea recta a los afloramientos del techo del Grupo Neuquén, la cual correspondería a la superficie previa al levantamiento del domo. Se debe tener en cuenta que la inclinación observada no sería la máxima, ya que el perfil tiene una dirección NO-SE y no O-E.

Esquema evolutivo e interpretaciones

A partir de la información analizada y de la obtenida en este estudio se plantea el siguiente esquema evolutivo para la región del Auca Mahuida:

A partir del Cretácico Tardío la zona de estudio es sometida a subsidencia por carga tectónica, y bajo este mecanismo se depositan los Grupos Neuquén y Malargüe (Groeber 1946, Ramos 1981). Según los datos analizados aquí, se propone que el Grupo Malargüe se desarrolló en la totalidad de la zona de estudio, para ese entonces correspondiente a una meseta escasamente deformada y con una leve inclinación regional hacia el oeste debido a la geometría de la cuenca de antepaís (Barrio 1990). Como consecuencia de los primeros movimien-

tos terciarios, se retiró el mar epicontinental que depositó a parte del Grupo Malargüe pasando, desde entonces, a un ambiente continental (Uliana y Dellapé 1981, Ramos 1981). La deformación compresiva durante el Mioceno medio a tardío, asociada a una importante horizontalización de la subducción (Kay 2001, 2006a) y a un esfuerzo horizontal máximo de dirección este-oeste, tuvo una significativa influencia en la evolución estructural de la zona. Esta etapa comprende un levantamiento regional con basculamiento de la porción occidental de la cuenca, y la estructuración del dorso de los Chihuidos y la faja plegada y corrida del Agrío, además de pliegues de menor importancia descritos al sur del actual campo volcánico Auca Mahuida (Holmberg 1964, Rossello et al. 2002). Cevallos y Rivero (2014) sugieren un levantamiento mínimo de 600 m durante esta etapa para las regiones menos invertidas de la cuenca, mientras que para la zona del Auca Mahuida se estima un levantamiento regional de 800 m. Cristallini et al. (2005 y 2014) proponen que, además, este esfuerzo compresivo se propagó hacia el este aprovechando los bordes de la cubeta precuyana, aumentando el espaciamiento de las estructuras de la faja plegada y generado una importante zona de fractura por debajo del actual campo volcánico Auca Mahuida.

Desde comienzos del Plioceno (5 Ma), ante el relajamiento horizontal producido por el retorno a un ángulo de subducción más elevado (Kay 2001, Kay y Copeland 2006), los fluidos magmáticos habrían aprovechado la mencionada zona de fractura como una vía de ascenso rápido a superficie, además de las fallas asociadas al sistema Entre Lomas en el flanco oriental (Longo et al. 2015, Longo 2017) (Fig. 3). Esta actividad magmática plio-pleistocena generó distintos tipos de intrusivos ígneos (diques, lacolitos y filones capa) principalmente en las secciones inferiores de las Formaciones Quintuco-Vaca Muerta (posiblemente por ser niveles compuestos por pelitas que facilitan la intrusión desde el punto de vista mecánico), en la Formación Mulichinco (donde los pozos perforados reconocen la presencia de un gran lacolito) y, en menor medida, Centenario, Rayoso y el Grupo Neuquén (Bermúdez y Delpino 1998, 2002, Veiga et al. 1999, Rossello et al. 2002, Longo 2017, Mallimaci et al. 2017).

En el presente trabajo se comprobó que, previamente al vulcanismo extrusivo del Auca Mahuida, se habría generado una importante estructura cómica con un diámetro aproximado de 55 km y un relieve estructural de 890 m. Si bien es bastante especulativo, ya que no se tienen en cuenta modificaciones por subsidencia diferencial y por reajustes isostáticos, si se consideran los 800 m de exhumación tectónica regional a los que hacen referencia Cevallos y Rivero (2014), y los 890 m correspondientes al endomamiento, el levantamiento

absoluto del sector central del Auca Mahuida post-Grupo Malargüe tiene que haber sido entonces del orden de 1700 m. Coetáneamente con el levantamiento del domo, habría tenido lugar una erosión de tendencia niveladora de dicha estructura, siendo esta mayor en la región central donde fueron eliminados aproximadamente 480 m de roca sedimentaria. El Grupo Malargüe fue prácticamente erradicado de este sector, conservándose solo pequeñas porciones en los márgenes sureste y noroeste del domo, donde la erosión fue menor.

A pesar de que la forma dómica es típica de estructuras relacionadas a cuerpos intrusivos y/o extrusivos, y a que puede observarse en imágenes sísmicas la influencia de los cuerpos subvolcánicos en la deformación del substrato (Veiga et al. 1999, Rossello et al. 2002), queda aún en discusión si este abovedamiento por emplazamiento de cuerpos intrusivos y de cámaras magmáticas más profundas durante el plio-pleistoceno habría tenido el tiempo suficiente para que se produzca la erosión de 480 m de roca sedimentaria en el sector central previamente a que las rocas volcánicas cubran y preserven la superficie; o si la misma interacción entre la tectónica andina compresiva y el margen de la cubeta precuyana durante el Mioceno superior habría tenido también influencia en el levantamiento del substrato, en este caso por inversión tectónica de dicho margen como lo proponen Cristallini et al. (2014). La cercanía del volcán Auca Mahuida a estructuras miocenas como la faja plegada y corrida del Agrio y al dorso de los Chihuidos, además de la observación por parte de otros autores (Holmberg 1964, Ardolino et al. 1996, Rossello et al. 2002) de la presencia de estructuras compresivas de igual edad en los sectores inmediatamente al sur del Auca Mahuida, hace pensar que la evolución estructural del subsuelo del campo volcánico no estaría exenta a la influencia andina. Se puede tomar como ejemplo el caso de la sierra de Chachahuén, correspondiente a un complejo volcánico ubicado a unos 75 km al norte del Auca Mahuida, cuyo levantamiento se asocia en mayor parte a la reactivación compresional durante el Mioceno tardío de sistemas de fallas de mesozoicas, mientras que el emplazamiento de cuerpos magmáticos en profundidad habría tenido un rol secundario (Kay et al. 2006b, Sagripanti 2015).

Las emisiones lávicas posteriores se habrían distribuido radialmente llegando muy lejos, combinándose, para que ello ocurra, pendientes favorables y flujos lávicos fluidos. A su vez, como este domo se habría asentado en una pendiente regional levemente inclinada hacia el este-noreste, la geometría del mismo resultó ligeramente asimétrica, con pendientes más extensas en su flanco oriental. Debido a esto, los flujos basálticos tuvieron una mayor extensión en dicho margen, generándose así la mayor elongación en sentido este-oeste

que se ve en la actualidad en el campo volcánico. A su vez, durante las etapas de menor actividad efusiva, se generaron potentes y extensos depósitos de conglomerados intraformacionales, producto de la erosión y el retrabajo de rocas volcánicas y de los grupos Neuquén y Malargüe en zonas más altas. Estos conglomerados quedaron depositados tanto por debajo de los flujos basálticos como intercalados entre los mismos.

Por otro lado, en este trabajo se interpreta que, debido al persistente efecto de la subsidencia del Bajo de Añelo (Fig. 3), y en menor medida a la pendiente regional hacia el este-noreste, el borde sur del macizo volcánico se vio afectado por un mayor gradiente topográfico. Esto se tradujo en una mayor intensidad de los procesos de erosión fluvial y socavamiento de las sedimentitas de la base de este sector, lo cual terminó provocando importantes procesos de remoción en masa representados por deslizamientos rotacionales, generándose así la escarpa abrupta e irregular que caracteriza actualmente a este margen y acentuando aún más la geometría elongada en dirección este-oeste del escudo volcánico. El rincón del Palo Blanco, una profunda y extensa quebrada en el margen sur del escudo volcánico (Fig. 8), se interpreta como la expresión superficial (reactivación) del labio oriental de la cubeta precuyana previamente mencionada. La ubicación en profundidad de dicho margen de la cubeta, observada en sísmicas profundas por Cristallini et al. (2014), coincide con la ubicación superficial del rincón del Palo Blanco (Fig. 3).

Datos geológicos y geofísicos recogidos en el retroarco de la Payenia (Khazaradze y Klotz 2003, Guzmán et al. 2007, Guzmán y Cristallini 2009), investigaciones estructurales en el volcán Payún Matrú (Mazzarini et al. 2008, Hernando et al. 2014a) y datos neotectónicos y geomorfológicos de la Cuenca Neuquina central y austral (Messenger et al. 2010) proveen evidencia de una compresión activa de orientación este-oeste en la región, la cual sería producto de la migración hacia el este del frente andino (Messenger et al. 2010, Witte et al. 2012). Las bases del cono central y de los conos monogenéticos del volcán Auca Mahuida elongadas predominantemente en dirección este-oeste (Ventura et al. 2013, Haller et al. 2018), junto a la existencia de tres zonas de mayor densidad de conos también alineadas en la misma dirección (Ventura et al. 2013), sugiere la presencia de un sistema de alimentación superficial controlado por fracturas de orientación este-oeste que responden al esfuerzo horizontal máximo andino (Rossello et al. 2002, Ventura et al. 2013). Este esquema explicaría a los distintos patrones de fracturas como tensionales y sería consistente con fracturas de apertura, generadoras de espacio y por las que pueden haber intruído fluidos magmáticos o hidrocarburos. Por otro lado, siguiendo el mismo modelo explicativo

propuesto por Ventura et al. (2013), la distribución radial de las estructuras y conos en el margen oriental del Auca Mahuida es consistente con modelos numéricos (Muller y Pollard 1977) de un orificio circular presurizado (cámara magmática por debajo del volcán) sometido a una compresión este-oeste (esfuerzo horizontal máximo andino), generando así la radiación del máximo esfuerzo horizontal hacia el flanco oriental.

CONCLUSIONES

Se pudo determinar que el campo volcánico Auca Mahuida se asienta sobre una gran estructura con forma de cúpula achatada, que según las reconstrucciones realizadas tendría un diámetro de 55 km y un relieve estructural de 890 m. La formación de esta estructura habría sido posterior a la deposición del Grupo Malargüe y previo al vulcanismo pleistoceno (entre los 63 y 2 Ma). Además del efecto del emplazamiento de cámaras magmáticas en profundidad y cuerpos intrusivos ígneos más superficiales durante el Plioceno y Pleistoceno temprano, es probable que la interacción entre la compresión tectónica del Mioceno medio a superior con el borde oriental de una cubeta precuyana presente en la región haya tenido también influencia en el levantamiento de este alto topográfico.

Previamente a la efusión de las rocas volcánicas, habría ocurrido la erosión de aproximadamente 480 m de rocas sedimentarias (Grupo Malargüe y parte del Grupo Neuquén) en la región central del domo. A su vez, como esta estructura fue levantada sobre un substrato con una leve pendiente regional hacia el este-noreste, la geometría de la misma resultó levemente asimétrica, con un flanco oriental más extenso. Esta asimetría se traslada a la geometría del posterior campo volcánico, el cual presenta depósitos de flujos volcánicos más extensos en el flanco oriental que en los demás márgenes.

El límite entre el sur del campo volcánico Auca Mahuida y el Bajo de Añelo está representado por una abrupta e irregular escarpa asociada a erosión y procesos de remoción en masa, que generan el retroceso del mismo. En este trabajo se sugiere que este límite se debe a una combinación del efecto de la subsidencia diferencial de la cubeta precuyana y de la inclinación regional del terreno hacia el este-noreste, lo cual genera un mayor gradiente topográfico en este sector, facilitando la ocurrencia de erosión fluvial, socavamiento y, en consecuencia, deslizamientos rotacionales.

AGRADECIMIENTOS

Este artículo corresponde a una publicación sintética del

Trabajo Final de Licenciatura de Alejandro Basaldúa. Este trabajo fue parcialmente financiado con los proyectos PICT2010-1441, PICT2013-1309, UBACYT 20920160100784BA, dirigidos por Ernesto Cristallini. Se agradece a los licenciados Dalmiro Zolezzi y Leandro Gallo por la ayuda brindada durante las tareas de campo, y a YPF S.A. por la información suministrada.

REFERENCIAS

- Ardolino, A., Franchi, M., Fauqué, L., Danieli, J. C., Vallés, J. M., Impicini, A., Pettinari, G., Casé, A. M., Cortés, J. M., Nández, C., Concheyro, A. y Molina, A. L. 1996. Geología y Recursos Minerales del Departamento Añelo, Provincia del Neuquén, República Argentina. Dirección Nacional del Servicio Geológico, Anales 25: 9-106, Buenos Aires.
- Barrio, C.A. 1990. Late Cretaceous-Early Tertiary sedimentation in a semi-arid foreland basin (Neuquén Basin, western Argentina). *Sedimentary Geology* 66(3-4): 255-275.
- Bechis, F. 2009. Deformación transtensiva de la Cuenca Neuquina: análisis a partir de ejemplos de campo y modelos análogos. Tesis doctoral, Universidad de Buenos Aires (inédita), 250 p., Buenos Aires.
- Bermúdez, A. y Delpino, D. 1998. Estudio de testigos corona de rocas ígneas intrusivas reservorios de hidrocarburos y de las secuencias del Volcán Auca Mahuida. Repsol YPF (informe inédito).
- Bermúdez, A., Delpino, F. D., Zencich, S. y Bolatti, N. 2000. Evolución volcanológica y petrológica del sector sur del campo volcánico Auca Mahuida, Provincia del Neuquén, Argentina. 9° Congreso Geológico Chileno, Actas 2: 1-6.
- Bermúdez, A. y Delpino, D. 2002. Estudio geoquímico de cutting de cuerpos intrusivos de pozos en el área del yacimiento Volcán Auca Mahuida. Repsol YPF (informe inédito).
- Braccini, I.O. 1970. Rasgos tectónicos de las acumulaciones mesozoicas en las provincias de Mendoza y Neuquén. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 25 (2): 275-282.
- Cazau, L. B. y Uliana, M. A. 1973. El Cretácico Superior continental de la Cuenca Neuquina. 5° Congreso Geológico Argentino, Actas 3: 131-163, Villa Carlos Paz, Córdoba.
- Cevallos, M. y Rivero, M. 2014. El proceso de exhumación neógeno y sus consecuencias en las acumulaciones de hidrocarburos del borde noreste de la Cuenca Neuquina, Argentina. 9° Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, Tomo 1: 155-178, Mendoza.
- Cristallini, E. O., Tomezzoli, R., Pando, G., Gazzera, C., Martínez, J. M., Quiroga, J., Buhler, M., Bechis, F., Barredo, S. y Zambrano, O. 2009. Controles precuyanos en la estructura de la Cuenca Neuquina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 65 (2): 248-264.
- Cristallini, E., Tomezzoli, R., Mendez, M. A., Santiago, E., Villar Benvenuto, M. y Ghiglione, F. 2014. Caracterización estructural y evolución tectónica de la región de los cerros Auca Mahuida y Bayo (Provincia del Neuquén). YPF (informe inédito).
- Digregorio, R. E., Gulisano, C. A., Gutiérrez Pleimling, A. R. y Minitti, S. A.

1984. Esquema de la evolución geodinámica de la Cuenca Neuquina y sus implicancias paleogeográficas. 9° Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 147-162, S. C. Bariloche.
- Giambiagi, L., Bechis, F., García, V. y Clark, A. H. 2008. Temporal and spatial relationships of thick-and thin-skinned deformation: A case study from the Malargüe fold-and-thrust belt, southern Central Andes. *Tectonophysics* 459(1-4): 123-139.
- Groeber, P. 1946. Observaciones geológicas a lo largo del meridiano 70. Hoja Chos Malal. *Revista de la Sociedad Geológica Argentina* 1(3): 178-208.
- González Díaz, E.F. 1972. Descripción geológica de la Hoja 27d San Rafael, Provincia de Mendoza. Servicio Nacional Minero Geológico, Boletín 132.
- Guzmán, C. G., Cristallini, E. O. y Bottesi, G. 2007. Contemporary stress orientations in the Andean retroarco between 34°S and 39°S from borehole breakout analysis. *Tectonics* 26(3).
- Guzmán, C.G. y Cristallini, E.O. 2009. Contemporary stress orientations from borehole breakout analysis in the southernmost flat-slab boundary Andean retroarc (32.4° and 33.4°S). *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 114 (B2).
- Haller, M. J. F., Massaferro, G. I., Alric, V. I. y Sayavedra, S. 2018. Tasa de erosión y edades relativas de los conos monogenéticos de los campos volcánicos Auca Mahuida y Río Colorado basado en morfometría volcánica. 7° Congreso Argentino de Cuaternario y Geomorfología: 130-132, Puerto Madryn.
- Hernando, I.R., Franzese, J.R., Llambías, E.J. y Petrinovic, I.A. 2014a. Vent distribution in the Quaternary Payún Matrú Volcanic Field, western Argentina: its relation to tectonics and crustal structures. *Tectonophysics* 622: 122-134.
- Hernando, I.R., Aragón, E., Frei, R., González, P.D. y Spakman, W. 2014b. Constraints on the Origin and Evolution of Magmas in the Payún Matrú Volcanic Field, Quaternary Andean Back-arc of Western Argentina. *Journal of Petrology* 55(1): 209-239.
- Holmberg, E. 1964. Descripción geológica de la Hoja 33d, Auca Mahuida, provincia del Neuquén. Dirección Nacional de Geología y Minería, Boletín N° 94: 1-112.
- Howell, J. A., Schwarz, E., Spalletti, L. A. y Veiga, G. D. 2005. The Neuquén Basin: an overview. *Geological Society of London, Special Publications*, 252(1): 1-14.
- Kay, S. M. 2001. Tertiary to recent magmatism and tectonics of the Neuquén basin between 36.5°S and 38°S latitude. Repsol YPF (informe inédito).
- Kay, S. M. y Copeland, P. 2006. Early to middle Miocene backarc magmas of the Neuquén Basin: Geochemical consequences of slab shallowing and the westward drift of South America. *Geological Society of America, Special Paper* 407: 185–213.
- Kay, S. M., Burns W. M., Copeland, P. y Mancilla, O. 2006a. Upper Cretaceous to Holocene magmatism and evidence for transient Miocene shallowing of the Andean subduction zone under the northern Neuquén basin. *Geological Society of America, Special Paper* 407: 19-60.
- Kay, S. M., Mancilla, O. y Copeland, P. 2006b. Evolution of the late Miocene Chachahuén volcanic complex at 37° S over a transient shallow subduction zone under the Neuquén Andes. *Geological Society of America, Special Paper* 407: 215–246.
- Kay, S. M., Jones, H. A. y Kay, R. W. 2013. 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. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 166(1): 165-192.
- Khazaradze, G. y Klotz, J. 2003. Short and long-term effects of GPS measured crustal deformation rates along the south-central Andes. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 108 (B6).
- Kiessling, W., Scasso, R., Aberhan, M., Ruiz, L. y Weidemeyer, S. 2006. A Maastrichtian microbial reef and associated limestones in the Roca Formation of Patagonia (Neuquén Province, Argentina). *Fossil Record* 9: 183–197.
- Legarreta, L. y Gulisano, C. A. 1989. Análisis estratigráfico secuencial de la Cuenca Neuquina (Triásico Superior – Terciario Inferior). *Cuencas Sedimentarias Argentinas* 6(10): 221-243.
- Longo, L. M., De Ritis, R., Ventura, G. y Chiappini, M. 2015. Analysis of the Aeromagnetic Anomalies of the Auca Mahuida Volcano, Patagonia, Argentina. *Pure and Applied Geophysics* 172 (8): 2083-2332.
- Llambías, E. J., Bertotto, G. W., Risso C. y Hernando I. 2010. El volcanismo Cuaternario en el retroarco de Payenia: una revisión. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 67 (2): 278–300.
- Longo, L. M. 2017. Caracterización de la estructura del complejo volcánico Auca Mahuida mediante datos aeromagnéticos y gravimétricos. Tesis doctoral. Facultad de Ciencias Astronómicas y Geofísicas, Universidad Nacional de La Plata.
- Mazzarini, F., Fornaciai, A., Bistacchi, A., y Pasquarè, F. A. 2008. Fissural volcanism, polygenetic volcanic fields, and crustal thickness in the Payen Volcanic Complex on the central Andes foreland (Mendoza, Argentina). *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 9(9).
- Mallimaci, D., Ribas, S., Paris, M., Grisolia, J. y Crespo, G. 2017. New borehole imaging for OBM Systems. Auca Mahuida volcano and Las Manadas fields, Neuquén, Argentina. *Society of Petroleum Engineers, Latin America and Caribbean Petroleum Engineering Conference. OnePetro*.
- Messenger, G., Nivière, B., Martinod, J., Lacan, P. y Xavier, J. P. 2010. Geomorphic evidence for Plio-Quaternary compression in the Andean foothills of the southern Neuquén Basin, Argentina. *Tectonics* 29(4).
- Mosquera, A. y Ramos, V.A. 2006. Intraplate deformation in the Neuquén Embayment. *Special Papers-Geological Society of America* 407: 97-123.
- Muller, O.H. y Pollard, D.D. 1977. The stress state near Spanish Peaks, Colorado, determined from a dike pattern. *Pure and Applied Geophysics*, 115.
- Orchuela, I. A., Arteaga, M. y Palade, S. E. 1989. Reservorios en rocas ígneas de yacimientos gasíferos en Cuenca Neuquina. YPF, Boletín

- de Informaciones Petroleras 6(18): 114-124.
- Pallares, C., Quidelleur, X., Gillot, P., Kluska, J., Tchilinguirian, P. y Sarda, P. 2016. The temporal evolution of back-arc magmas from the Auca Mahuida shield volcano (Payenia Volcanic Province, Argentina). *Journal of Volcanology and Geothermal Research* (323): 19-37.
- Pángaro, F., Martínez, R., Sattler, F. y Bettini, F. 2011a. El Bajo de Añelo. Relatorio del 18° Congreso Geológico Argentina: 399-406, Neuquén.
- Pángaro, F., Martínez, R., Sattler, F. y Bettini, F. 2011b. El Flanco Oriental. Relatorio del 18° Congreso Geológico Argentina: 407-418, Neuquén.
- Ramos, V. A. 1978. Estructura. 7° Congreso Geológico Argentino, Relatorio Geología y Recursos Naturales del Neuquén: 99-118, Buenos Aires.
- Ramos, V. A. 1981. Descripción geológica de la hoja 33c, Los Chihuidos Norte. Provincia del Neuquén. Servicio Geológico Nacional. Boletín 182: 1-103.
- Ramos, V. A. y Folguera, A. 2005. Tectonic evolution of the Andes of Neuquén: constraints derived from the magmatic arc and foreland deformation. *Geological Society of London, Special Publications* 252(1): 15-35.
- Ramos, V. A. y Folguera, A. 2011. Payenia volcanic province in the Southern Andes: an appraisal of an exceptional Quaternary tectonic setting. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 201: 53-64.
- Rodríguez, M. F. 2011. El Grupo Malargüe (Cretácico tardío-Paleógeno temprano) en la Cuenca Neuquina. 18° Congreso Geológico Argentino, Relatorio: 245-264, Neuquén.
- Rossello, E. A., Cobbold, P. R., Diraison, M. y Arnaud N. 2002. Auca Mahuida (Neuquén basin, Argentina): A Quaternary shield volcano on a hydrocarbon-producing substrate. 5° International Symposium on Andean Geodynamics, Extended Abstracts: 549-552, Toulouse.
- Sagripanti, L. 2015. Evolución tectónica del orógeno Andino comprendido entre los 36° y 37° de latitud sur: estudio integrado desde el arco volcánico hasta la región del antepaís. Tesis Doctoral. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires.
- Sigismondi, M. E. 2012. Estudio de la deformación litosférica de la Cuenca Neuquina: estructura termal, datos de gravedad y sísmica de reflexión. Tesis Doctoral. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires.
- Søager, N., Holm, P. M. y Llambías, E. J. 2013. Payenia volcanic province, southern Mendoza, Argentina: OIB mantle upwelling in a backarc environment. *Chemical Geology* (349): 36-53.
- Uliana, M.A. y Dellapé, D.A. 1981. Estratigrafía y evolución paleoambiental de la sucesión eoterciaria del Engolfamiento Neuquino (Patagonia septentrional). 8° Congreso Geológico Argentino, Actas 3: 673-711. Buenos Aires.
- Veiga, R., Lara, M. y Bruveris, P. 1999. Distribución de hidrocarburos sobre el margen externo en una cuenca de tras-arco. Ejemplos en la Cuenca Neuquina, Argentina. *Boletín de Informaciones Petroleras* (60): 142-164.
- Ventura, G., De Ritis, R., Longo, M. y Chiappini, M. 2013. Terrain characterization and structural control of the Auca Mahuida volcanism (Neuquén Basin, Argentina). *International Journal of Geographical Information Science* 27(7): 1469-1480.
- Witte, J., Bonora, M., Carbone, C. y Oncken, O. 2012. Fracture evolution in oil-producing sills of the Rio Grande Valley, northern Neuquén Basin, Argentina. *AAPG bulletin* 96(7): 1253-1277.
- Zencich, S. y Calegari, R. 2002. Técnicas exploratorias aplicadas en áreas con cobertura basáltica. Región Auca Mahuida, Cuenca Neuquina. Argentina. 5° Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, Actas 5, p. 14, Mar del Plata.