



MORFOMETRÍA DE LOS CONOS DE ESCORIA DE LA PROVINCIA VOLCÁNICA DE PAYENIA, ARGENTINA

Gabriela I. Massaferro^{lab}

Miguel J. Haller^{ab}

Viviana I. Alric^a

Sebastián Sayavedra^a

(Manuscrito recibido el 23 de marzo de 2021, en versión final 20 de mayo de 2021)

Para citar este documento

Massaferro, G.I., Haller, M. J., Alric, V.I., & Sayavedra, S. (2021). Morfometría de los conos de escoria de la Provincia Volcánica de Payenia, Argentina. *Boletín geográfico*, 43(1), 69-88.

Resumen

El análisis morfométrico de los conos de escoria permite evaluar los procesos erosivos que los afectan e inferir la historia eruptiva de una región. Utilizando DEMs TanDEM-X de 12 m de resolución se midieron los parámetros morfológicos de 157 conos de escoria que integran diferentes campos volcánicos de la Provincia Volcánica de Payenia. Se calculó una tasa de erosión de 9,4° por Ma, es decir que la pendiente de los conos disminuye 9,4° cada millón de años. Esta tasa es similar a la obtenida en otros campos volcánicos monogenéticos con similares características climáticas. Con esta tasa se calcularon edades morfológicas para todos los conos estudiados, las que abarcan un rango entre 0,3 y 2,2 Ma.

Palabras clave: Morfometría volcánica, Payenia, Cuaternario, Conos de escoria, Morfología volcánica.

¹ a- Universidad Nacional de la Patagonia San Juan Bosco (UNPSJB). Boulevard Brown 3051. 9120 Puerto - Madryn, Argentina.

b-IPGP CONICET. Boulevard Brown 2915. 9120 Puerto Madryn, Argentina.

G.I. Massaferro. gim@cenpat-conicet.gob.ar, M. J. Haller: haller@cenpat-conicet.gob.ar, V.I. Alric: vialric@gmail.com, S. Sayavedra: sebasaya8@gmail.com

MORPHOMETRY OF SCORIA CONES IN THE PAYENIA VOLCANIC PROVINCE, ARGENTINA

Abstract

The morphometric analysis of scoria cones allows studying the erosive processes and evolution history of a volcanic region. Using TanDEM-X DEMs of 12 m resolution we measured the morphological parameters of 157 the scoria cones of the Payenia Volcanic Province, that together with absolute ages, let us calculate a rate of erosion of $9.4^\circ \times \text{Ma}$, this mean that the slope of the cones decreases 9.4° every Ma. This rate is similar to others calculated in other volcanic fields around the world. With this rate, the morphological ages of cones were calculated. Most of the ages are in the range from 0.3 to 2.2 Ma.

Keywords: Volcanic morphometry, Payenia, Quaternary, Scoria cones, volcanic morphology

Introducción

Los conos de escoria son la forma volcánica más común del planeta (Wood, 1980a) y se generan por la acumulación de piroclastos (ceniza, lapilli o bombas) eyectados a partir de un conducto central (cráter). Comúnmente son de composición básica y de tipo monogenético, es decir que tienen un volumen acumulativo $\leq 1 \text{ km}^3$ (Connor & Conway, 2000), construidos por una pequeña erupción continua o varias discontinuas, alimentados por uno o múltiples cuerpos de magma (Németh & Kereszturi, 2015). Por lo general se asocian a ambientes extensionales o a las laderas de volcanes poligenéticos (Corazzato & Tibaldi, 2005; de Silva & Lindsay, 2015).

La evolución del paisaje con el tiempo es un aspecto central de los estudios geológicos y geomorfológicos. Los campos de conos de escoria monogenéticos recientes permiten evaluar la dinámica de los procesos erosivos que los afectaron y esbozar una historia evolutiva para la región. Los parámetros morfológicos que caracterizan un cono de escorias sufren modificaciones a través del tiempo. Estos parámetros elementales son la altura del cono (Hco), diámetro de la base (Dco), diámetro del cráter (Dcr), Volumen (Vco) y pendiente del cono (Pco), entre otros. Los conos monogenéticos recientes (no degradados) tienen un diámetro basal que puede variar entre 0,3 a 2,5 km, y pueden alcanzar hasta 200 m (Settle, 1979; Wood, 1980b; Schimnke, 2004) o 300 m de altura (Francis & Oppenheimer, 2004). La relación

Hco/Dco varía de acuerdo con el autor entre 0,18 y 0,2 (Settle, 1979; Porter, 1972; Wood, 1980b; Rodríguez González, Fernández-Turiel, Pérez-Torrado, Gimeno & Aulinas, 2010). La pendiente de un cono ideal varía según la composición del material del cono entre 35° (Wood, 1980b; Bemis & Ferencz, 2017) y 30° (Vespermann & Schminke, 2000) considerándose el ángulo de reposo de las partículas de 33° (de Silva & Lindsay, 2015).

Los trabajos pioneros que establecieron los principios del análisis morfométrico fueron realizados por Colton (1936, reeditado en 1967), Segerstrom (1950, 1960, 1966), Porter (1972), Settle (1979), Wood (1980a y b) y muchos otros, que contribuyeron a incrementar el conocimiento en esta materia. Estos autores atribuyeron la desviación de los conos de la morfología ideal a los procesos de erosión y degradación que afectan a los conos a través del tiempo. Tanto la pendiente como la altura del cono y la relación altura del cono/ pendiente disminuyen con el tiempo por la acción de procesos erosivos (Scott & Trask, 1971; Wood, 1980a y b).

En la Argentina, el primer trabajo de estas características fue realizado por Inbar y Risso (2001a) en los campos volcánicos de Llancanelo y Payún Matrú (provincia de Mendoza), para el que utilizaron fotografías aéreas, cartas topográficas de escala 1:250.000 con curvas de nivel de 50 m de equidistancia y mediciones de campo. A partir de los años 2000, con la posibilidad de obtener modelos de elevación digital de terreno (DEMs), algunos autores (Grosse, De Vries, Euillades, Kervyn, & Petrinovic, 2012; Grosse, Euillades, Euillades & van Wyk de Vries, 2014 y referencias allí citadas, Kerszturi & Németh, 2012a; Bemis & Ferencz, 2017) han desarrollado algoritmos y métodos más sofisticados para la obtención de los parámetros que caracterizan los distintos tipos de conos volcánicos.

La relación entre los parámetros morfométricos y la tectónica ha sido estudiada por Tibaldi (1995), Paulsen y Wilson (2010), Corazzato y Tibaldi (2006), Bonali, Corazzato y Tibaldi (2011), Tadini, Bonali y Corazzato (2014), entre otros. La alineación de los conos piroclásticos y los parámetros morfológicos direccionales (elongación de la base del cono,) pueden proveer información sobre la orientación de los diques alimentadores, así como también de la estructura de la corteza y los campos de esfuerzo.

El objetivo de este trabajo es evaluar la historia erosiva de los campos volcánicos que constituyen la Provincia Volcánica Payenia utilizando imágenes DEM de 12 m de resolución espacial y relacionar los parámetros direccionales con las estructuras regionales.

Metodología

Si bien hay diferentes tipos de conos monogenéticos que incluyen escoria, salpicadura, anillos de toba y maares, los únicos considerados en este trabajo son los de escoria y salpicadura formados en zonas de baja pendiente o como los denomina Settle (1979), de plataforma. Debido a esto no se incluyó el campo volcánico del

Volcán Tromen, que si bien forma parte de la PVP comprende un área de fuertes pendientes. Utilizando el programa Global Mapper18 se tomaron las medidas de parámetros morfológicos de los conos tales como perímetro de la base (Dco) y del cráter (Dcr), siguiendo la metodología descrita por Wood (1980), Dohrenwend, Wells y Turrin (1986), Dóniz Páez (2009) y Rodríguez et al. (2010). A partir de las medidas se calcularon los diámetros respectivos (Dco y Dcr), alturas máximas y mínimas, a partir de las cuales se calcularon la altura promedio del cono (Hco), la pendiente promedio de las laderas (Pco) y el volumen de los conos (Vco). Las direcciones de elongación del cono y de aportillamiento se midieron directamente sobre la imagen. Las medidas se realizaron sobre imágenes TanDEM-X que presentan una resolución de 12 m con precisión relativa de alturas de 2 metros, cedidas para este estudio por el Centro Aeroespacial Alemán (DLR). El tratamiento estadístico de los datos se realizó con los programas Excel 2016, SigmaPlot 10.0 y Rose.net.

Para obtener el volumen de los conos se utilizó la ecuación de cono truncado a la que, cuando correspondió, se le restó el volumen del cráter, calculado como cono simple (Riedel, Ernst & Riley, 2003).

$V_{co} = 1/3 * \pi * H_{co} * (R^2 + r^2 + (R * r))$ donde R es el radio máximo del cono y r el radio mínimo

$$V_{cr} = 1/3 * h * \pi * r^2$$

La pendiente se calculó con la fórmula $P_{co} = \tan^{-1}[2H_{co}/(D_{co}-D_{cr})]$

Se graficaron las edades absolutas disponibles en la literatura (Tabla 1) en relación a las pendientes obtenidas y se obtuvo una línea de regresión cuya pendiente se considera una tasa de erosión para la región.

Breve caracterización del área de estudio

El área de estudio se ubica en la región de retroarco de la Zona Volcánica Sur de los Andes, en el oeste argentino, entre los 34 y 38° LS (Figura 1). Comprende los campos volcánicos que componen la Provincia Volcánica de Payenia (Polanski, 1954) o también conocida como Provincia Volcánica Andino Cuyana (Bermúdez & Delpino 1989). Éstos son: Campo Volcánico Diamante, campo volcánico del Nevado, campo volcánico Llancanelo, campo volcánico Payún Matrú, campo volcánico Tromen, campo volcánico Chachahuén, campo volcánico Río Colorado y campo volcánico Auca Mahuida. Esta provincia se caracteriza por presentar un volcanismo basáltico cuya edad se encuentra comprendida entre los 2 Ma y el Holoceno (Bermúdez, Delpino, Zencich & Bolatti, 2000; Bertotto, Orihashi, Nagao & Motoki, 2006a; Espanon, Honda & Chivas, 2014; Folguera et al. 2009, Galland, Hallot, Cobbold & Buffet, 2007, Germa, Quidelleur, Gillot & Tchilinguirian, 2010; Gudnason, Holm, Søager & Llambías, 2012; Kay, Burns, Copeland & Mansilla, 2006a; Kay, Jones & Kay, 2013; Marquetti, Hynek & Cerling, 2014; May et al., 2018; Melchor & Casadio, 1999, Mikkan, 2011; Pallares et al., 2016, Pérez & Condat 1996, Quidelleur, Carlut, Tchilinguirian, Germa & Gillot, 2009; Rossello, Cobbold, Diraison & Arnaud, 2002; Valencio, Linares, Vilas & Nabel, 1979). La expresión del volcanismo es la presencia

de conos monogénéticos (800 según Inbar & Rizzo 2001a) y flujos de lava. Algunos de los conos son de tipo hidromagmáticos (Los Loros, Carapacho, Malacara, Llambías, Bertotto y Rizzo (2010) asociados a conos poligénéticos (Payún Matru, Chachahuén, Nevado) o en escudo (Auca Mahuida) de composición intermedia o ácida. El estilo eruptivo propuesto por Bertotto, Bjerg y Cingolani (2006b) para los conos monogénéticos es Stromboliano y Hawaiano principalmente. El origen del volcanismo cuaternario respondería a un régimen extensional generado por un empujamiento de la placa luego de un periodo de subducción de bajo ángulo (Kay, Mancilla & Copeland, 2006b).

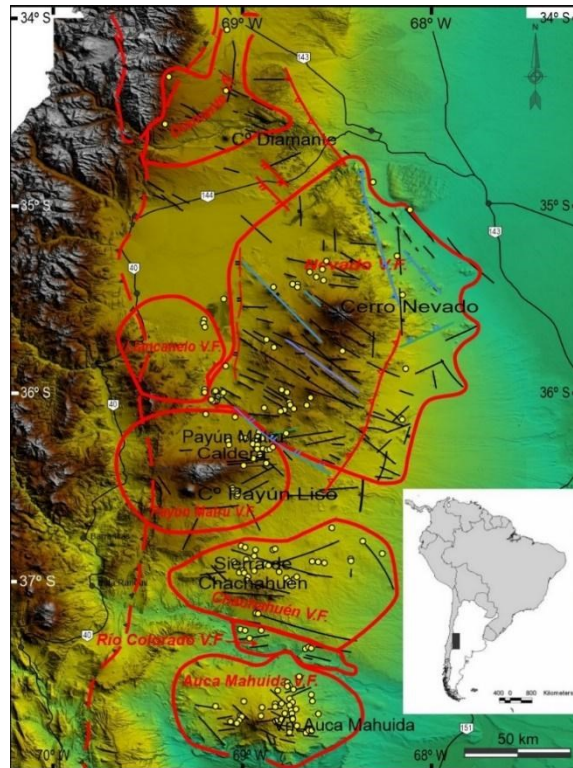


Figura 1. DEM de la Provincia Volcánica Payenia (PVP) sobre la que se delimitan los campos volcánicos que la integran. Con círculos amarillos se indica la posición de todos los conos medidos. Los lineamientos marcados con rojo y azul fueron tomados de Folguera et al. (2009) Hernando, Franzese, Llambías y Petrinovic (2014) y Mazzarini, Fornaciai, Bistacchi y Pasquare (2008). Los de color negro pertenecen a este trabajo.

Este empinamiento provocaría ascenso de manto astenosférico caliente y atenuamiento cortical (Ramos & Folguera 2011). Recientemente Gianni, García, Lupari, Pesce y Folguera (2017) propusieron un modelo donde la subducción de una pluma podría ser el origen del vulcanismo cuaternario en Payenia.

El clima es árido continental, con una temperatura media anual de 15°C y precipitación media anual de 300 mm, con escasa nubosidad. La circulación de vientos dominantes es del oeste y pueden llegar a más de 150 km/h lo que intensifica la sequedad del ambiente (Mikkan, 2015). Según la clasificación de Köepen (modificada por Kottek, Grieser, Beck, Rudolf & Rubel, 2006) el clima es de tipo Bsk semiárido frío. De acuerdo a las observaciones de Llambías et al. (2010), el clima actual podría extrapolarse hasta el Pleistoceno tardío debido a que ninguno de los volcanes más altos muestra rasgos de erosión glaciaria. Las evidencias zooarqueológicas (Fernández & Pardiñas 2018) estarían avalando la estabilidad de las condiciones ambientales desde el Pleistoceno superior al Holoceno. Sin embargo, las evidencias palinológicas marcan un cambio abrupto en las condiciones ambientales durante la transición Pleistoceno-Holoceno (12.000 años), cuando la vegetación cambia de la asociación de “estepa Patagónica” al actual “desierto de Monte”. Esto es interpretado como un cambio de condiciones más frías y húmedas a otras de mayor temperatura y aridez (Markgraf, 1983) aunque sin alcanzar los valores actuales (Labraga & Villalba 2009). Este mismo cambio se registra en el estudio de isótopos estables de la materia orgánica contenida en secuencias sedimentarias cuaternarias (Rojo, Mehl, Zárate, García & Chivas, 2018). Luego se sucedieron cambios de menor magnitud hasta alcanzar las condiciones actuales hace aproximadamente 3000 años (Markgraf, 1993, Rojo et al., 2018).

La degradación de los edificios volcánicos luego de la erupción se produce por procesos de erosión y transporte de sedimentos en las laderas del volcán (Kereszturi & Németh, 2012b) y, por lo tanto, depende en parte de las condiciones climáticas de la región. En climas semiáridos, el viento es uno de los agentes preponderantes en la evolución morfológica de conos de escoria no soldados (Keresztury & Németh, 2012b).

Resultados

Se midieron los parámetros de 157 conos monogenéticos conformados principalmente por escoria y en algunas ocasiones con participación de spatter. Como se puede ver en la Figura 1 los conos medibles se concentran entre los 69,2° y 68,6° W y entre 36° y 38° S y pertenecen a los campos volcánicos del Auca Mahuida, Río Colorado, Chachauén, Payún Matrú, Llancanelo, Nevado y Diamante.

Región	Hco (m)	Dco (m)	Dcr (m)	Pco (°)	Vco 10 ⁶ m ³	Hco/Dco	Dcr/Dco	Edad abs	TE (°-Ma)	Referencia
Río Negro, Argentina	49	685,0	230	13,73	37,5	0,079	0.28			Massaferro et al. (2015)
Río Chico, Argentina	60	876,0	291	8,73	22,9	0,068	0.33			Massaferro et al. (2015)
South of Chubut, Argentina	78,7	1090	430	13,89	92,7	0,077	0.4			Massaferro et al. (2015)
North Patagonia, Argentina	64,5	941,0	334	12,35	51,1	0,075	0.37			Massaferro et al. (2015)
CVBC (Chubut), Argentina	29	408,9	159,12	7,38	4,3	0,080	0.39	1-0,3 Ma	9	Haller et al. (2013)
San Francisco USA		900,0				0,180	0.40	reciente		Wood (1980b)
						0,038		0,8-3 Ma	8	Wood (1980b)
						0.125		0,2-0,7 Ma		Wood (1980b)
Hawai	30-100	200,0 - 600,0		26,50		0,180	0.40	reciente		Porter (1972)
Payun Matru Argentina				30-34		0,260		<1000 a		Inbar y Risso (2001)
						0,180		miles de años		Inbar y Risso (2001)
				18		0,100		Plioceno		Inbar y Risso (2001)
Mojave desert, USA	50-155	400,0 - 915,0		29-22		0,170	0.42	0,015-1,09 Ma	6	Dohrenwed et al. (1986)
Arizona, USA				26		0,170		Plioceno o tardio-Holoceno		Hooper y Sheridan (1978)
				8,70		0,077		Plioceno		Hooper y Sheridan (1978)
Tenerife, Islas Canarias	103	470,3	200-500		<0,01 km ³			200000 a a reciente		Dóniz et al. (2008)
Xalapa Mexico	90,8	686,4	208.49		0,12			2-0,1		Rodríguez et al. (2010)
Guatemala-El Salvador	110	660,0	180	24		0,160	0.27	0,05-1 Ma		Bemis et al. (2011)
Mauna Kea Hawai	73	524,0	183	20	9	0,135	0.35	Pleistoceno-Holoceno		Fornaciai et al. (2012)
Bakony-Balaton Hungría									5	Kereszturi y Németh (2012)

Tabla 1. Mediciones de diferentes parámetros morfológicos y tasas de erosión (TE) para otros campos volcánicos cuaternarios del mundo

El diámetro promedio de la base de los conos (Dco) es de 638 m siendo la mediana de 588 m (Figura 2a). El mayor diámetro medido es de 2384m. Para el cráter, el diámetro promedio (Dcr) es de 259,3 m y la mediana de 254,9 m (Figura 2b).

La altura promedio de los edificios (Hco) es de 40,6 m y la mediana algo menor, de 28,7 m. Esto se ve reflejado claramente en el histograma de distribución (Figura 2c). El de mayor altura presenta 288m y 2,3m el menor.

En cuanto a la pendiente de las laderas (Pco) prácticamente coinciden ambos valores en $10,78^\circ$ y $10,53^\circ$.

El volumen de los conos es sumamente variable, desde $1,8 \cdot 10^{-5} \text{ km}^3$ hasta $4,93 \cdot 10^{-1} \text{ km}^3$, siendo el promedio $1,34 \cdot 10^{-2} \text{ km}^3$.

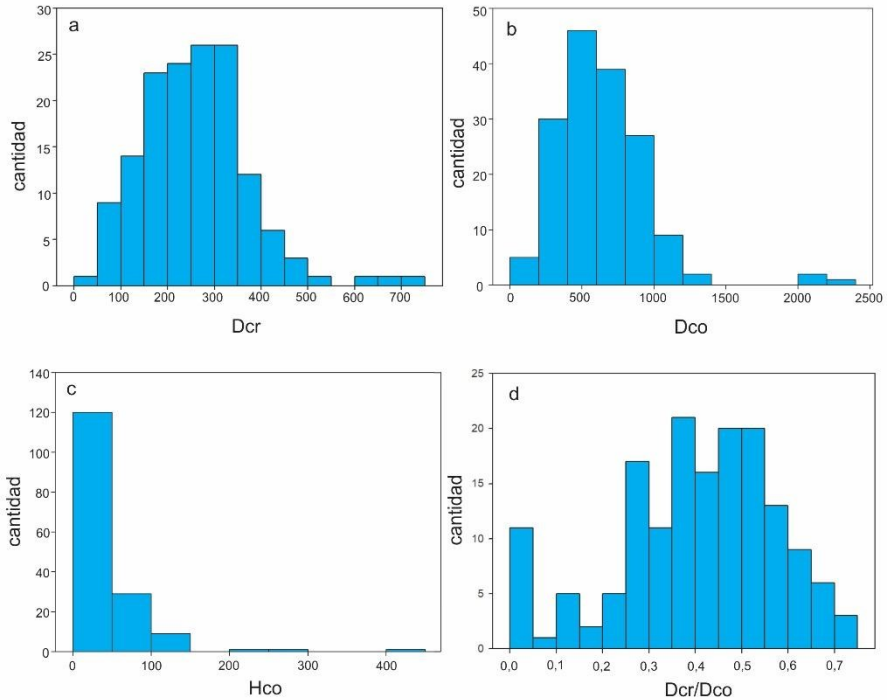


Figura 2. Diagramas de distribución de parámetros morfológicos. a. Diagramas de distribución de Dcr (diámetro del cráter), b. Dco (diámetro del cono), c. Hco (altura del cono) y d. Dcr/Co. Unidades en metros

Los valores de los parámetros mencionados se encuentran dentro de los valores promedio determinados en otros campos volcánicos de conos monogenéticos de Argentina y resto del mundo (Tabla 1).

Se graficaron en diagramas de rosas de los vientos parámetros direccionales como las direcciones de elongación de la base del cono y apertillamiento (Figuras 3a y b). En el primer caso, las direcciones predominantes son E, con promedio en 97° .

Para la figura 3b se observa una amplia variación en las direcciones, pero con una tendencia marcada hacia el ONO y NO.

A su vez se graficaron las relaciones entre algunos parámetros para visualizar más claramente la relación entre estos valores y los de conos recientes.

La relación Hco/Dco (Figura 4a) presenta correlación positiva, pero como es de esperar, se aparta de la relación ideal para un cono reciente, propuesta por Settle (1979) de $Hco/Dco=0,2$ o de 0,18 de Porter (1972) y Wood (1980b). El valor promedio de esta relación es 0,058.

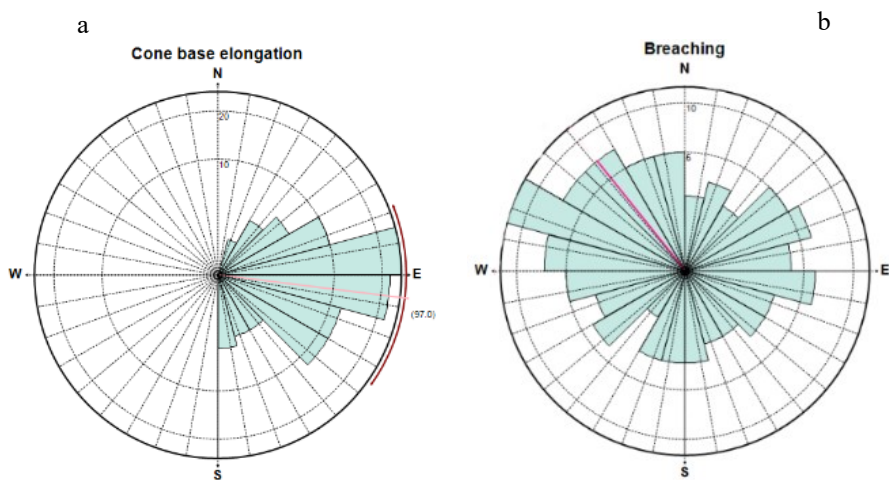


Figura 3. a. Dirección de elongación de base de cono. b. Dirección de aportillamiento

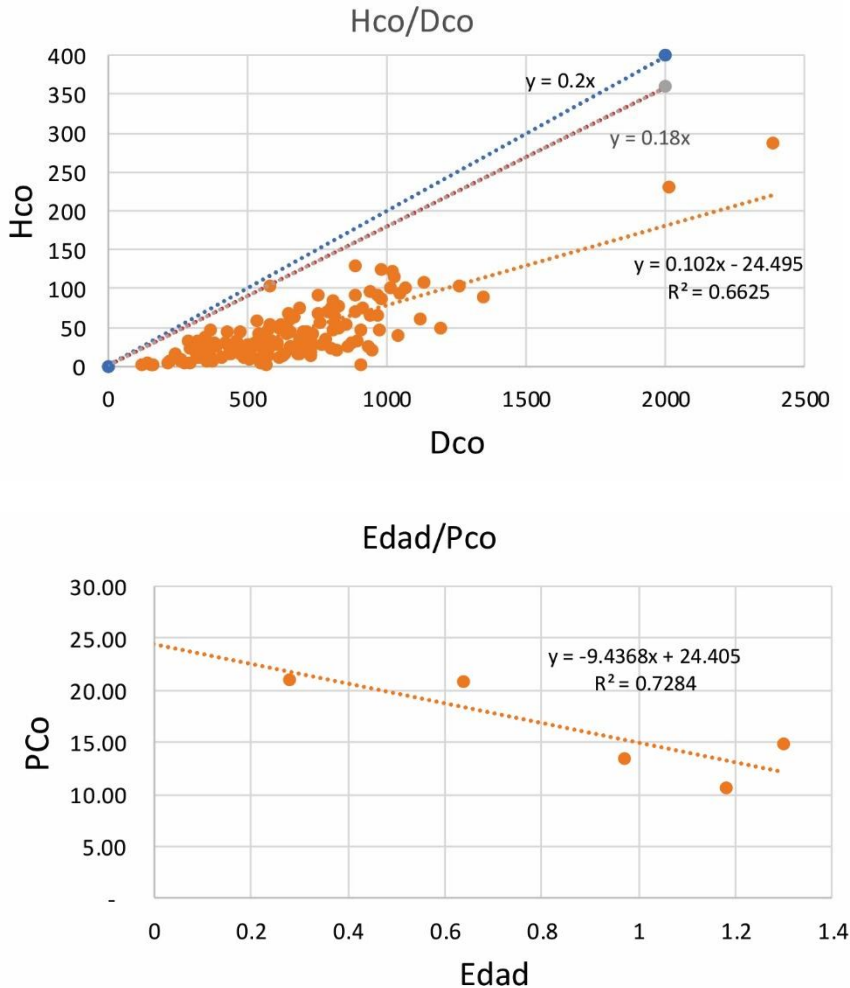


Figura 4. a) Relación entre Hco y Dco; b) Relación entre Edad y Pco

Para la obtención de una tasa de erosión, se graficaron las edades absolutas, existentes en la literatura (Tabla 2), de los conos medidos (Figura 4b). Las pendientes de los conos presentan una buena correlación negativa con las edades. La pendiente de la recta obtenida es de $9,4^\circ$ con un $R^2 = 0.7$. Es decir que la disminución de la pendiente sería de $9,4^\circ$ por cada millón de años. En este trabajo se considera a esta relación como una tasa de erosión. A partir de este valor se calcularon las edades morfológicas de todos los conos (Figura 5).

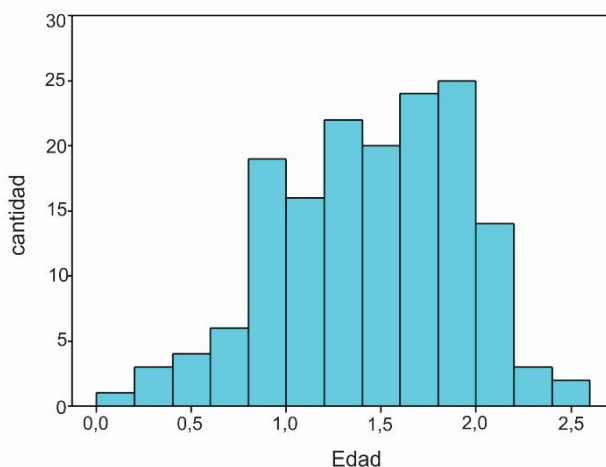


Figura 5. Histograma de edades morfológicas calculadas

Campo Volcánico	Nombre	Lat. (°)	Long. (°)	Edad Absoluta (Ma)	Referencia
Cerro Nevado	Las Ovejas	-35.98	-69.09	0.28	Gudnason et al. (2012)
Chachauén	Agua Poca	-37.02	-68.13	0.64	Bertotto et al. (2006) ICES
Río Colorado	Morado	-37.30	-69.01	0.97	Gudnason et al. (2012)
Auca Mahuida	s/n	-37.54	-68.70	1.18	Rosello et al. (2002)
Río Colorado	Méndez	-37.34	-68.96	1.23	Kay et al. (2006a)

Tabla 2. Edades absolutas de volcanes de la PVP utilizadas para obtener la tasa de erosión de la región.

Se dibujaron sobre el mosaico TandemX todas las alineaciones de conos observadas las que se pueden apreciar en la Figura 1.

Discusión

Tanto los parámetros medidos como los valores de Hco/Dco evidencian que los conos, a pesar de ser relativamente modernos, tienen un grado importante de degradación. Como resultado de esto, la mayoría de las edades morfológicas se ubican entre 0,75 y 2 Ma (Figura 5). Esta relación también permite establecer edades relativas. Por ejemplo, para el campo volcánico de Auca Mahuida la relación $Hco/Dco = 0,046$ mientras que para el Campo Volcánico de Llanconelo es de 0,064 y para el Payún Matrú de 0,07. Por lo tanto, el campo volcánico con las edades más

jóvenes sería el de Payún Matrú. Esto concuerda con los datos existentes en la bibliografía (e.g. Folguera et al. 2009, González Blazek, 2017, entre otros).

La tasa de erosión de $9,4^\circ$ por Ma es muy similar a la del Campo Volcánico del Basalto Cráter de $9,7^\circ$ /Ma por Ma (Haller, Meister, Inbar & Risso, 2013) y la de otros campos volcánicos en el mundo con características climáticas similares (Tabla 2). El clima es un factor interviniente en los procesos de degradación de los conos e influye en las tasas de erosión y cálculo de edades relativas (Scott & Trask 1971; Keresztury & Németh, 2012b, entre otros). Las bajas precipitaciones y climas secos, como los de Payunia y Gastre, favorecen la preservación de los edificios volcánicos (Wood, 1980b; Inbar, Gilichinsky, Meleskestsev, Melnikov & Zaretskaya, 2011). No obstante, hay que tener en cuenta que no sólo el clima influye en la velocidad de erosión de los conos, sino que también hay factores intrínsecos a la erupción que determinan el estilo eruptivo (violencia y duración), el material involucrado (tamaño y grado de soldamiento), y tipo de volcán resultante (Kervyn, Ernst, Carracedo & Jacobs, Kereszturi & Németh 2012a). Si el cono está formado por material suelto (sin consolidar) se erosionará más rápidamente que uno que esté formado por aglutinado, etc.

Analizando la figura 4a se observa que la dirección predominante en la elongación de los conos es E-W. Algunos autores (Tibaldi, 1995; Corazzato & Tibaldi, 2006; Paulsen & Wilson, 2010) postulan que este parámetro es paralelo a la dirección de los diques alimentadores subsuperficiales en terrenos con inclinación menor a $6/7^\circ$. Cuando la inclinación es mayor, es la pendiente la que ejerce influencia en la dirección de elongación de los conos. Sobre la base de estudios estructurales realizados (Bermúdez, Delpino, Frey & Saal, 1993, Mazzarini et al. 2008, Ramos & Folguera 2011, Hernando et al. 2012, 2014) se ha determinado que las estructuras dominantes en la provincia de Payenia son NO-SE y, se reconocen algunas en dirección E-O en el CV del Payún Matrú.

En el caso de la dirección de aportillamiento (Figura 4b), son varios los factores que controlan su orientación. En pendientes topográficas menores a 10° , pueden indicar el rumbo o inclinación de una falla (Tibaldi, 1995). Por lo general, es paralelo al rumbo de las fallas, pero en casos donde hay fallas normales, puede darse a favor del bloque hundido y así quedar perpendicular al rumbo de la falla. En pendientes $>10^\circ$, es a favor de la pendiente. El aportillamiento en la dirección de inclinación del plano de falla es más común en zonas bajo extensión mientras que son paralelos al plano de falla en regiones con tectónica transcurrente o transtensional (Tibaldi, 1995). Asimismo, en regiones semiáridas de fuertes vientos, éstos también pueden influir en la dirección de aportillamiento (Inbar & Risso 2001a, Haller et al. 2013). De acuerdo a los estudios realizados por Inbar y Risso (2001b) en yardangs labrados en el Campo Volcánico del Payún Matrú, éstos tienen un azimut dominante de 320° , indicando que ésa era la dirección de vientos predominantes, coincidente también con la dirección predominante de aportillamiento de los conos. Por lo expuesto, se asume que cuando los volcanes están alineados, la dirección de aportillamiento estaría controlada por la estructura, en los casos en que esto no sea evidente, estaría controlado por el viento o la pendiente regional.

En toda la Provincia volcánica pueden verse claros ejemplos del control que ejercen las estructuras sobre la distribución y alineación de los conos monogenéticos (Folguera et al. 2009, Llambías et al. 2010, Hernando et al. 2012, 2014, Mazzarini et al. 2008). En la figura 6, se observa una serie de conos alineados y elongados en dirección NO, indicando la dirección de los diques alimentadores en el campo de Cerro Nevado. En la figura 7, vertiente occidental del volcán Payún, Matrú, se observa una serie de conos alineados en dirección NO pero con el aportillamiento en dirección SO. Esto es interpretado como el resultado de una falla normal de dirección NO con el bloque hundido hacia el SO. En general, en la Figura 1 puede apreciarse que todas las alineaciones de conos que se han podido delinear coinciden en su mayoría con las estructuras predominantes de la región, es decir que tienen orientación NO-SE como ya fue establecido por Mazzarini et al. (2008).



Figura 6. Alineación de conos elongados indicando la orientación del conducto alimentador en el CV de Cerro Nevado.

Conclusiones

Se caracterizaron morfológicamente 157 conos monogenéticos de la Provincia Volcánica de Payenia a la vez que se midieron sus parámetros direccionales. Los valores promedio determinados son:

Hco= 40,59 m; Dco= 638 m; Pco= 10,78°; Elongación de la base = 97° y Dirección de aportillamiento = NO.

Considerando que la pendiente de un cono de escorias recientemente formado es de 35° y, con dataciones absolutas realizadas en algunos conos, se calculó una tasa de erosión de 9,4°x Ma, es decir, que la pendiente de los conos disminuye 9,4° cada millón de años. La ecuación de regresión que relaciona la edad con la

pendiente del cono se aplicó al resto de los conos de la Provincia Volcánica y se calcularon sus edades morfológicas, las que varían entre 0,3 y 2,2 Ma. Las edades más jóvenes pertenecen al CVPM, en acuerdo con los datos bibliográficos existentes.

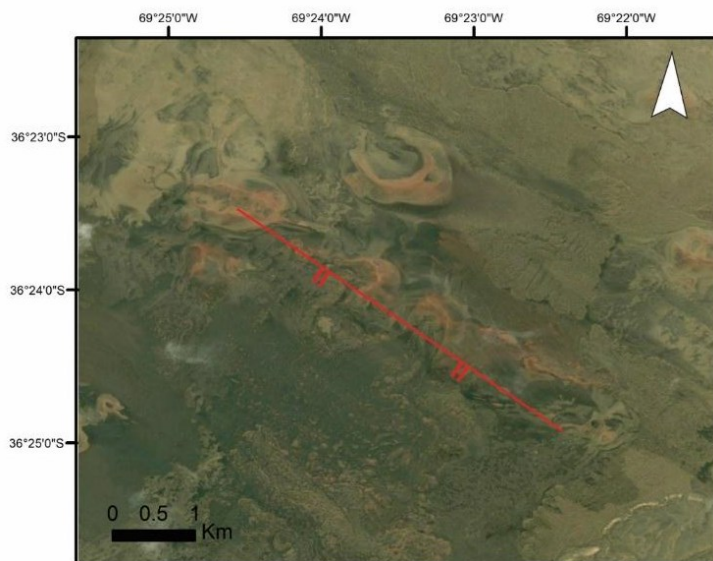


Figura 7. Alineación de conos apuntillados mostrando la posición de una falla normal en la ladera oeste del volcán Payún Matru. El peine indica el bloque hundido.

Utilizando los criterios establecidos por Tibaldi (1995) esta metodología ha sido útil para inferir rasgos estructurales. La elongación de la base de los conos que se encuentran alineados permitió determinar la posición de los diques alimentadores que, en la mayoría de los casos, coincide con la orientación de las principales estructuras NO-SE que afectan la región. Cuando los conos no están alineados, la elongación de la base del cono pudo estar controlada por la dirección de los vientos predominantes durante el Holoceno. La dirección de apuntillamiento se aplicó en algunos casos para obtener datos estructurales que están ocultos por los productos volcánicos.

Agradecimientos

Este trabajo fue financiado en parte por la Universidad Nacional de la Patagonia San Juan Bosco, Proyecto de Investigación n° 1467 (CIUNPAT). Agradecemos al German Aerospace Center por ceder gratuitamente las imágenes TanDEM-X usadas para este trabajo.

Bibliografía

- Bemis, K., & Ferencz, M. (2017). Morphometric analysis of scoria cones: the potential for inferring process from shape. En Németh, K., Carrasco-Núñez, G., Aranda-Gómez, J. J. & Smith, I. E. M. (Eds). *Monogenetic Volcanism* (pp 61-100). London, Inglaterra. Geological Society, Special Publications n° 446.
- Bemis, K., Walker, J., Borgia, A., Turrin, B., Neri, M. & Swisher, C. (2011). The growth and erosion of cinder cones in Guatemala and El Salvador: models and statistics. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 201, 39-52.
- Bermúdez, A., Delpino D., Zencich S., & Bolatti, N. (2000). Evolución volcánica y petrológica del sector sur del campo volcánico Auca Mahuida, provincia del Neuquén, Argentina. *Actas IX Congreso Geológico Chileno* 2, 1-6, Puerto Varas. Chile.
- Bermúdez, A., & Delpino, D. (1989). La provincia basáltica andino cuyana (35°-37°L.S.). *Revista Asociación Geológica Argentina*, 4, 35-45.
- Bermúdez, A., Delpino, D., Frey, F. & Saal, A. (1993). Los basaltos de retroarco extraandinos. En: Ramos, V.A. (Ed.), *Geología y Recursos Naturales de Mendoza*. 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Relatorio, 161-172.
- Bertotto, G. W., Orihashi, Y., Nagao, K. & Motoki, A. (2006a). New K-Ar ages on retroarc basalts of Mendoza-La Pampa. *Segundo encuentro científico del ICES*, Actas CD, Resumen. Buenos Aires.
- Bertotto, G.W., Bjerg, E.A. & Cingolani, C.A. (2006b). Hawaiian and Strombolian style monogenetic volcanism in the extra-Andean domain of central-west Argentina. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 158, 430-444.
- Bonali, F.L., Corazzato, C. & Tibaldi, A. (2011). Identifying rift zones on volcanoes: an example from La Réunion island, Indian Ocean. *Bulletin of Volcanology*, 73(3), 347-366.
- Colton, H.S. (1967). The basaltic cinder cones and lava flows of the San Francisco volcanic field. Revised edition from 1936. *Bulletin of the Museum of Northern Arizona*, Flagstaff, AZ, 58 pp.
- Connor, C.B. & Conway, F.M. (2000). Basaltic volcanic fields. En Sigurdsson, H. (Ed.), *Encyclopedia of volcanoes* (331-343). San Diego, USA. Academic Press.
- Corazzato, C. & Tibaldi, A. (2006). Fracture control on type, morphology and distribution of parasitic volcanic cones: An example from Mt. Etna, Italy. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 158, 177-194.
- de Silva, Sh. & Lindsay, J. (2015). Primary volcanic landforms. En Sigurdsson, H. (Ed.) *The Encyclopedia of Volcanoes* (pp 273-297). San Diego, USA. Academic Press. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-385938-9.00015-8>
- Dohrenwend, J. C., Wells, S. G. & Turrin, B. D. (1986). Degradation of Quaternary cinder cones in the Cima volcanic field, Mojave Desert, California. *Bulletin of the Geological Society of America*, 97, 421-427.

- Dóniz Páez, J. (2009). *Volcanes basálticos monogenéticos de Tenerife*. Tenerife. Consejalía del Medioambiente del Excmo. Ayto. de Los Realejos.
- Dóniz, J., Romero, C., Coello, E., Guillén, C., Sánchez, N., García-Cacho, L. & García, A. (2008). Morphological and statistical characterization of recent mafic volcanism on Tenerife (Canary Islands, Spain). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 173, 185-195.
- Espanon, V.R., Honda, M. & Chivas, A.R. (2014). Cosmogenic ^3He and ^{21}Ne surface exposure dating of young basalts from Southern Mendoza, Argentina. *Quaternary Geochronology*, 19, 76-86.
- Fernández, F. & Pardiñas, U. (2018). Small mammals taphonomy and environmental evolution during Late Pleistocene-Holocene in Monte Desert: The evidence of Gruta del Indio (central west Argentina). *Journal of South American Earth Sciences*, 84, 266-275.
- Folguera, A., Naranjo, J.A., Orihashi, Y., Sumino, H., Nagao, K., Polanco, E. & Ramos, V. A. (2009). Retroarc volcanism in the northern San Rafael Block (34°-35°30'S), southern Central Andes: Occurrence, age, and tectonic setting. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 186, 169-185.
- Fornaciai, A., Favalli, M., Karátson, D., Tarquini, S. & Boschi, E. 2012. Morphometry of scoria cones, and their relation to geodynamic setting: a DEM-based analysis. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 217, 56-72.
- Francis, P. & Oppenheimer, C. (2003). *Volcanoes*. Inglaterra. Oxford University Press.
- Galland, O.; Hallot, E.; Cobbold, P.R. & Buffet, G. (2007). Volcanism in a compressional Andean setting: A structural and geochronological study of Tromen volcano (Neuquén province, Argentina). *Tectonics*, 26 TC4010, 1-24.
- Germa, A., Quidelleur, X., Gillot, P.Y. & Tchilinguirian, P. (2010). Volcanic evolution of the back-arc Pleistocene Payun Matrú volcanic field (Argentina). *Journal of South American Earth Science*, 29, 717-730.
- Gianni, G. M., García, H. P., Lupari, M., Pesce, A. & Folguera, A. (2017). Plume overriding triggers shallow subduction and orogeny in the southern Central Andes. *Gondwana Research*, 49, 387-395. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2017.06.011>
- González Blazek, V. (2017). Evolución morfológica y morfométrica de los conos volcánicos monogenéticos de los campos volcánicos de Payún Matrú, Llanquanelo y cuenca del río Salado. *Boletín de Estudios Geográficos*, 107, 87-104.
- Grosse, P., De Vries, B.V.W., Euillades, P.A., Kervyn, M. & Petrinovic, I.A. (2012). Systematic morphometric characterization of volcanic edifices using digital elevation models. *Geomorphology*, 136, 114-131.
- Grosse, P., Euillades, P.A., Euillades, L.D. & van Wyk de Vries, B. (2014). A global database of composite volcano morphometry. *Bulletin of Volcanology*, 76, 784.
- Gudnason, J., Holm, P.M., Søger, N. & Llambías, E.J. (2012). Geochronology of the late Pliocene to recent volcanic activity in the Payenia back-arc volcanic province, Mendoza Argentina. *Journal of South American Earth Science*, 37, 191-201.

- Haller, M., Meister, C., Inbar, M. & Risso, C. (2013). Morfometría del campo volcánico del Basalto Cráter, Chubut. *Contribuciones Científicas GAEA*, 25, 125-136.
- Hernando, I.R., Franzese, J.R., Llambías, E.J. & Petrinovic, I.A. (2014). Vent distribution in the Quaternary Payún Matrú Volcanic Field, western Argentina: its relation to tectonics and crustal structures. *Tectonophysics*, 622, 122-134. <http://dx.doi.org/10.1016/j.tecto.2014.03.003>
- Hernando, I.R., Llambías, E.J., González, P.D. & Sato, K. (2012). Volcanic stratigraphy and evidence of magma mixing in the Quaternary Payún Matrú volcano, Andean backarc in western Argentina. *Andean Geology*, 39 (1), 158-179.
- Hooper, D. & Sheridan, M. (1998). Computer-simulations models of scoria cone degradation. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 83, 241-267.
- Inbar M., Gilichinsky, M., Melekestsev, I., Melnikov, D. & Zaretskaya, N. (2011). Morphometric and morphological development of Holocene cinder cones: A field and remote sensing study in the Tolbachik volcanic field, Kamchatka. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 201, 301-311.
- Inbar, M. & Risso, C. (2001a). A morphological and morphometric analysis of a high density cinder cone volcanic field - Payun Matru, southcentral Andes, Argentina. *Zeitschrift fur Geomorphologie*, 45(3), 321-343.
- Inbar, M. & Risso, C. (2001b). Holocene yardangs in volcanic terrains in the southern Andes. *Earth Surface Processes and Landforms*, 26, 657-666.
- Kay, S., Jones, H. & Kay, R. (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*, 166,165-192.
- Kay, S.M., Burns, W.M., Copeland, P. & Mancilla, O. (2006a). Upper Cretaceous to Holocene magmatism and evidence for transient Miocene shallowing of the Andean subduction zone under the northern Neuquén basin. En Kay, S.M., Ramos, V.A. (Eds.), *Evolution of an Andean Margin: a tectonic and magmatic view from the Andes to the Neuquén Basin (35°-39°S lat.)*. (pp. 67-96). Londres. Inglaterra. Geological Society of America Special Paper N° 407.
- Kay, S.M., Mancilla, O. & Copeland, P. (2006b). Evolution of the late Miocene Chachahuén volcanic complex at 37°S over a transient shallow subduction zone under the Neuquén Andes, En Kay, S.M., and Ramos, V.A. (Eds.), *Evolution of an Andean margin: A tectonic and magmatic view from the Andes to the Neuquén Basin (35°-39°S lat.)*. (pp. 67-96). Londres. Inglaterra. Geological Society of America Special Paper N° 407. doi: 10.1130/2006.2407(10).
- Kereszturi, G. & Németh, K. (2012a). Structural and morphometric irregularities of eroded Pliocene scoria cones at the Bakony-Balaton Highland Volcanic Field, Hungary. *Geomorphology*, 136, 45-58.
- Kereszturi, G. & Németh, K. (2012b). Monogenetic Basaltic Volcanoes: Genetic Classification, Growth, Geomorphology and Degradation. En Nemeth, K. (Ed.), *Updates in Volcanology - New Advances in Understanding Volcanic Systems*. InTech. DOI: 10.5772/51387.

- Kereszturi, G., Jordan, G., Németh, K. & Dóniz-Páez, J.F. (2012). Syn-eruptive morphometric variability of monogenetic scoria cones. *Bulletin of Volcanology*, 74, 2171-2185.
- Kervyn, M., Ernst, G.G.J., Carracedo, J.C. & Jacobs, P. (2012). Geomorphometric variability of 'monogenetic' volcanic cones: evidence from Mauna Kea, Lanzarote and experimental cones. *Geomorphology*, 136, 59-75.
- Kottek, M., J. Grieser, C. Beck, B. Rudolf & F. Rubel. (2006). World Map of the Köppen-Geiger climate classification updated. *Meteorologische Zeitschrift.*, 15, 259-263. DOI: 10.1127/0941-2948/2006/0130
- Labraga, J.C. & Villalba, R. (2009). Climate in the Monte desert: past trends, present conditions and future projections. *Journal of Arid Environment*, 73, 154-163.
- Llambías, E.J., Bertotto, G.W., Risso, C. & Hernando, I.R. (2010). El volcanismo cuaternario en el retroarco de Payenia: una revisión. *Revista de la asociación Geológica Argentina*, 67 (2), 278-300.
- Marchetti, D. W., Hynek, S. A. & Cerling, T. E. (2014). Cosmogenic ³He exposure ages of basalt flows in the northwestern Payún Matrú volcanic field, Mendoza Province, Argentina. *Quaternary Geochronology*, 19, 67-75.
- Markgraf, V. (1983). Late and postglacial vegetational and paleoclimatic changes in subantarctic, temperate and arid environments in Argentina. *Palynology*, 7, 43-70.
- Markgraf, V. (1993). Climate history of Central and South America since 18,000 yr. B.P.: comparisons of pollen records and model simulations. En Wright, H.E., Kutzbach, J.E., Webb III, T., Ruddiman, W.F., Street-Perrott, F.A., Bartlein, P.J. (Eds.), *Global Climates Since the Last Glacial Maximum* (pp. 357-385). Minneapolis. USA, University of Minnesota Press.
- Massaferro, G., Haller, M., Prez, H., Simeoni, A. & Meister, C. (2015). Estudio comparativo de morfometría e historia erosiva en campos volcánicos monogenéticos intracontinentales de la patagonia septentrional. *Revista Contribuciones Científicas de GAEA*, 27, 133-150.
- May, V., Chivas, A., Dosseto, A., Honda, M., Matchan, E., Phillips, D. & Price, D. (2018). Quaternary volcanic evolution in the continental back-arc of southern Mendoza, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, 84, 88-103.
- Mazzarini, F, Fornaciai, A., Bistacchi, A. & Pasquare, F. (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), Q09002. doi: 10.1029/2008GC002037.
- Melchor, R. & Casadío, S. (1999). *Hoja Geológica 3766-III La Reforma (Provincia de La Pampa. Buenos Aires)*. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino, Boletín 295. Buenos Aires.
- Mikkan, R. (2011). *Atlas Geomorfológico de la Provincia de Mendoza*. Tomo I. Mendoza, Argentina. Jagüel Editores de Mendoza.
- Mikkan, R. 2015. Campos volcánicos Llancanelo y Payún Matrú: patrimonio mundial natural. *Boletín de Estudios Geográficos*, 105, 55-74.

- Németh, K. & Kereszturi, G. (2015). Monogenetic volcanism: personal views and discussion. *International Journal of Earth Science (Geol. Rundsch)*, 104 (8), 2131-2146.
- Pallares, C., Quidelleur, X., Gillot, P.Y., Kluska, J.M., Tchilinguirian, P. & 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.
- Paulsen, T.S. & Wilson, T.J. (2010). New criteria for systematic mapping and reliability assessment of monogenetic volcanic vent alignments and elongate volcanic vents for crustal stress analyses. *Tectonophysics*, 482, 16-28
- Pérez, M.A. & Condat, P. (1996). Geología de La Sierra de Chachahuén, área CNQ-23, Puelen, Geólogos Asociados, S.A.: unpublished report to YPF, 82 p.
- Polanski, J. 1954. Rasgos geomorfológicos del territorio de la provincia de Mendoza: Ministerio Economía, Instituto Investigaciones económicas y tecnológicas. *Cuadernos de investigaciones y estudios*, 4, 4-10.
- Porter, S. C. 1972. Distribution, morphology, and size frequency of Cinder cones on Mauna Kea volcano, Hawaii. *Bulletin of the Geological Society of America*, 83, 3607-3612.
- Quidelleur, X., Carlut, J., Tchilinguirian, P., Germa, A. & Gillot, P.Y. (2009). Paleomagnetic directions from mid-latitude sites in the southern hemisphere (Argentina): contribution to time averaged field models. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 172, 199-209.
- Ramos, V. & Barbieri, M. (1988). El volcanismo Cenozoico de Huantraico: edad y relaciones isotópicas iniciales, provincia del Neuquén. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 42(2), 210-223.
- Ramos, V.A. & 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.
- Ramos, V.A., Litvak, V.D., Folguera, A. & Spagnuolo, M. (2014). An Andean tectonic cycle: from crustal thickening to extension in a thin crust (34°-37°SL). *Geosciences Frontiers*, 5, 351-367.
- Riedel, C., Ernst, G.G.J. & Riley, M. (2003). Controls on the growth and geometry of pyroclastic constructs. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 127, 121-152.
- Rodríguez González, A., J.L. Fernandez-Turiel, F.J. Pérez-Torrado, D. Gimeno & M. Aulinas. (2010). Geomorphological reconstruction and morphometric modelling applied to past volcanism. *International Journal of Earth Science (Geol Rundsch)*, 99, 645-660.
- Rojo, L.D., Mehl, A.E., Zárate, M., García, A. & Chivas, A.R. (2018). Late Pleistocene and Holocene vegetation changes in the arid Andean piedmont of central Argentina inferred from sediment stable carbon isotopes and C/N ratios. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 495, 205-213.
- Rossello, E.A., Cobbold, P.R., Diraison, M. & Arnaud, N. (2002). Auca Mahuida (Neuquen Basin, Argentina): A Quaternary shield volcano on a hydrocarbon-

- producing substrate. 5° *International Symposium on Andean Geodynamics, Extended Abstracts*, (pp. 549-552). Toulouse. Francia.
- Scott, D.H. & Trask, N.J. (1971). Geology of the Lunar Crater volcanic field, Nye County, NV.U.S. *Geological Survey, Professional Paper*, 599-I.
- Segerstrom, K. (1950). Erosion studies at Parícutín, State of Michoacán, Mexico. U.S. *Geological Survey Bulletin*, 965-A.
- Segerstrom, K. (1960). Erosion and related phenomena at Parícutín 1957.U.S. *Geological Survey Bulletin*, 1104-A, 1-18.
- Segerstrom, K. (1966). Parícutín 1965-Aftermath of eruption. *U.S. Geol. Survey, Professional Paper*, 550-C, 93-101.
- Settle, M. (1979). The structure and emplacement of cinder cone fields. *American Journal of Science*, 279, 1088-1107.
- Tadini, A, Bonali, F.L, Corazzato, C. & Cortés, J.A. (2014). Spatial distribution and structural analysis of vents in the Lunar Crater Volcanic Field (Nevada, USA). *Bulletin of Volcanology*, 76, 877. DOI 10.1007/s00445-014-0877-8
- Tibaldi, A. 1995. Morphology of pyroclastic cones and tectonics. *Journal Geophysical Research*, 100 (B12), 24521-24535.
- Valencio D.A., Linares E, Vilas J.F. & Nabel, P.C. (1979). Edades magnéticas y radiométricas de algunas rocas magmáticas cenozoicas de las provincias de Neuquén y Mendoza. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 34, 36-41.
- Vespermann, D. & Schminke, H.U. (2000). Scoria cones and tuff rings. En Sigurdsson, H. (Ed.), *Encyclopedia of volcanoes* (pp. 683-694). San Diego. USA. Academic Press.
- Wood, C. (1980a). Morphometric evolution of cinder cones. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 7, 387-413.
- Wood, C. (1980b). Morphometric analysis of cinder cone degradation. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 8, 137-160.