

MORFOMETRÍA DEL CAMPO VOLCÁNICO DEL BASALTO CRÁTER, CHUBUT

**HALLER, Miguel J.^{1,2}; MEISTER, Carlos M.^{2,1}; RISSO, Corina³;
INBAR, Moshe⁴**

¹ Universidad Nacional de la Patagonia San Juan Bosco

² Centro Nacional Patagónico – CONICET

³ Universidad de Buenos Aires – FCEyN

⁴ University of Haifa

haller@cenpat.edu.ar

Resumen: Los parámetros morfométricos del Campo Volcánico del Basalto Cráter (CVBC) en la provincia del Chubut fueron analizados en un entorno de Sistema de Información Geográfica (SIG), Modelos Digitales del Terreno (MDT) y mapas geológicos. Los diámetros basales (D_{co}) de 26 conos de escoria varían entre 18 y 611 m, con una mediana de 135 m y un promedio de 159 m. Se establecieron ecuaciones para las relaciones de las alturas con los diámetros basales de los conos de escoria, ($H_{co} = 0.08D_{co}$) y también para los diámetros de los cráteres respecto a los diámetros basales ($D_{cr} = 1.73D_{co}$). Los rumbos de elongación dominantes son N-S, NE-SO y E-O. El apertillamiento de los conos volcánicos tiene direcciones preferenciales N, NE y SE. La tasa de erosión de los faldeo es de 9° cada millón de años.

Palabras clave: morfometría – campo volcánico – cono de escorias – tasa de erosión – evolución del paisaje.

MORPHOMETRY OF THE CRATER BASALT VOLCANIC FIELD, CHUBUT

Abstract: Morphometric parameters of Crater Basalt Volcanic Field (CVBC) in the province of Chubut are analyzed in a frame of Geographic Information System (GIS), Digital Terrain Models (DEM) and geological maps. Basal diameters (D_{co}) for 26 scoria cones range from 18 to 611 m with a median of 135 m and a mean of 159 m. Cone heights H_{co} equal $0.08D_{co}$, and crater diameters D_{cr} equal $1.73D_{co}$. The dominant elongation directions are NS, NE-SW and E-W. The volcanic cone breaching has preferential directions N, NE and SW. The slope degradation rate is 9° per million years.

Key words: morphometry – volcanic field – scoria cone – degradation rate – landscape evolution.

Introducción

Los estudios morfométricos de conos volcánicos permiten establecer la evolución de los paisajes volcánicos y determinar su tasa de erosión. Las relaciones cuantitativas entre varios parámetros medidos pueden correlacionarse con los estadios de degradación del paisaje y de esa manera, se pueden estimar edades relativas. Los conos piroclásticos son las formas del paisaje de origen volcánico más sencillas y las más abundantes en nuestro planeta (Wood 1980a). Muchos campos volcánicos monogenéticos terrestres tienen una población numerosa de conos piroclásticos de estructura similar y composición semejante, lo que los convierte en formas de paisaje ideales para el estudio cuantitativo de los procesos de degradación. Con las técnicas de morfometría es posible cuantificar los rasgos estructurales más significativos de los edificios volcánicos y evaluar los efectos de los procesos de erosión sobre los mismos.

Este tipo de estudios morfométricos han sido aplicados en diversos campos volcánicos como Mauna Kea (Porter, 1972), Michoacán–Guanajato (Hasenaka y Carmichael, 1985), Mojave (Dohrenwend et al., 1986), Cárpatos (Karátson, 1996), San Francisco y Springfield (Hooper y Sheridan, 1998), Tenerife (Dóniz et al. 2008), Macronesia (Scheidegger, 2002), Etna (Favalli et al., 2005; Fornacini et al., 2010), La Réunion (Bonali et al., 2009), Altiplanicie del lago Balaton (Kereszturi y Németh, 2012), Gran Canaria (Carracedo et al., 2012; Rodríguez-Gonzalez et al., 2012) y Mauna Loa y Lanzarote (Kervyn et al., 2012). En nuestro medio, solamente se registra el estudio de Inbar y Risso (2001) sobre el campo volcánico de Llancanelo y Payun Matru. El objetivo del presente trabajo es cuantificar las relaciones morfométricas de un pequeño campo volcánico monogenético ubicado en la Patagonia central, sobre el límite provincial Río Negro-Chubut.

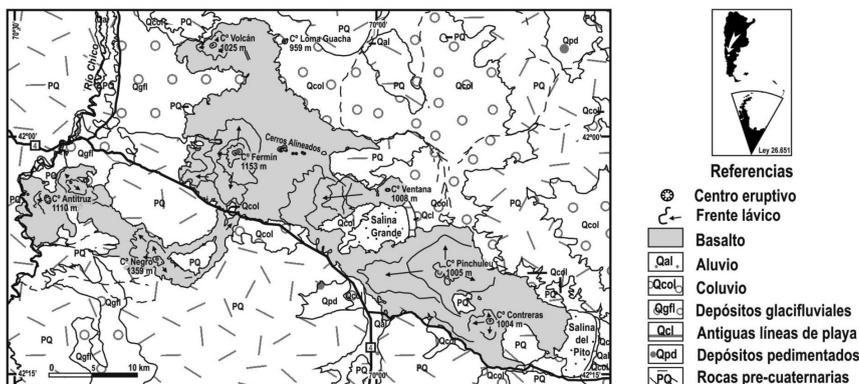


Fig. 1: Mapa geológico del CVBC que muestra la ubicación de los centros eruptivos y la extensión de las coladas lávicas.

Área de estudio

El Campo Volcánico del Basalto Cráter (CVBC) se ubica a 300 km al este del arco volcánico andino activo, entre los $41^{\circ}51'$ y $42^{\circ}14'S$ y $69^{\circ}44'$ y $70^{\circ}30'O$, en la región del antepaís patagónico. Los principales rasgos geológicos han sido descritos por Massaferro et al. (2006). EL CVBC tiene una extensión de 60 km y una orientación NO-SE. Se reconocieron 9 centros eruptivos principales, con un total de 26 conos. El volumen erupcionado es de $2,3 \text{ km}^3$. Las lavas del campo volcánico cubren una superficie de 700 km^2 . Las efusiones, de naturaleza basáltica, se produjeron durante tres episodios de actividad volcánica diferentes, ocurridos hace 1,0 Ma; 0,6 Ma y 0,3 Ma (Pécskay et al., 2007). Una serie de fracturas de rumbo NO-SE delimitan la fosa de Gastre, de 30 km de ancho, en la que se desarrollaron playas o salinas y se derramaron los basaltos del CVBC. La Fig. 1 muestra la ubicación del campo volcánico, la extensión de los derrames lávicos y la localización de los centros eruptivos. La totalidad de los conos volcánicos reconocidos en el CVBC están constituidos por escorias aglutinadas (Fig. 2), material lávico que fuera expelido en trayectoria balística por erupciones de tipo hawaiano o subestromboliano, cuando aún estaba caliente y tenía características plásticas. El material así arrojado se acumula verticalmente en las cercanías del centro efusivo, edificando el cono piroclástico. La relativamente alta temperatura de los fragmentos hace que al caer, se deformen y se suelden con los proyectiles que les precedieron. Resulta de esta manera un edificio volcánico sólido y resistente a la erosión (Fig. 3).



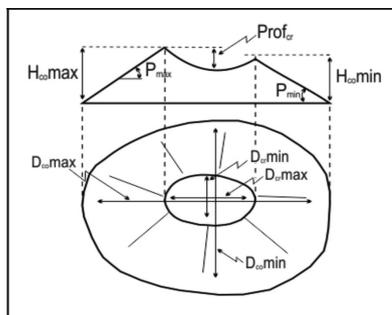
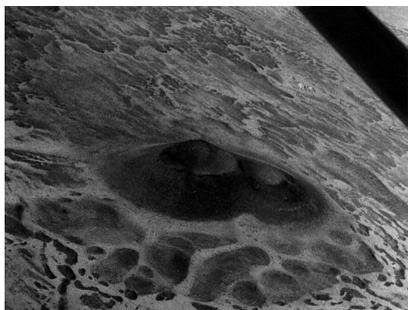
Fig. 2: escoria aglutinada y bombas volcánicas que componen los conos de escoria del CVBC. Cima del cerro Antitruz 2. Un martillo en el centro arriba de la foto sirve para escala. Fotografía MJH, diciembre 2004.

Materiales y métodos

Mediante reconocimientos de campo e interpretación visual de imágenes Landsat, ASTER y Google Earth, se preparó un mapa geológico en un entorno de Sistema de Información Geográfica (SIG), que muestra la ubicación de los conos piroclásticos, la extensión de las coladas basálticas y la ubicación de las fracturas tectónicas. Posteriormente, se midieron los parámetros morfométricos utilizando los Modelos Digitales de Terreno (MDT) de 90 m de pixel. Los parámetros utilizados para caracterizar los conos piroclásticos están definidos en la Fig. 4 y son los siguientes:

- Diámetro mayor de la base del cono ($D_{co,max}$)
- Diámetro menor de la base del cono ($D_{co,min}$)
- Diámetro mayor del cráter ($D_{cr,max}$)
- Diámetro menor del cráter ($D_{cr,min}$)
- Cota máxima del cono
- Cota máxima de la base del cono
- Cota del cráter
- Azimut de la elongación máxima del cráter
- Azimut del aportillamiento del cono
- Proximidad con el cono más cercano

Posteriormente, se calcularon los cocientes paramétricos utilizados para caracterizar la morfología de los conos volcánicos, como altura del cono (H_{co}), profundidad del cráter ($Prof_{cr}$), diámetro promedio de la base del cono (D_{co}), diámetro promedio del cráter (D_{cr}), pendiente del faldeo del cono ($P_{co} = \tan^{-1}(H_{co}/(\frac{1}{2}D_{co}))$), relación diámetro del cráter con respecto al diámetro del cono (D_{cr}/D_{co}), relación altura del cono respecto al diámetro de la base del cono (H_{co}/D_{co}).



A la izq., Fig. 3: Vista aérea oblicua desde el NE de los cerros Volcán 1 y Volcán 2. Fotografía MJH, abril 2004. A la der. Fig. 4: parámetros morfométricos utilizados para caracterizar los conos piroclásticos.

Resultados

Los parámetros morfométricos obtenidos para el CVBC se encuentran resumidos en la Tabla 1. La Fig. 5 muestra las frecuencias de los parámetros morfométricos principales del CVBC. El cono más alto es el Antitruz 1, con 88 m, mientras que el edificio volcánico más bajo es el cono erosionado, con tan sólo 2 m de altura. El cráter de cono de mayor diámetro corresponde al cerro Pinchuleu, el cono de menor diámetro de cráter es el cerro Alineado 3, con 18 m. Los diámetros basales de los conos de escoria varían entre 992 m para el cerro Pinchuleu a 49 m para el cerro Alineado 3. El cono de mayor volumen corresponde al cerro Pinchuleu con $2,54 \cdot 10^7 \text{ m}^3$, mientras que el de menor volumen es el cerro Alineado 3, con $3,35 \cdot 10^3 \text{ m}^3$. La mayor profundidad del cráter se encuentra en el cerro Antitruz 1, con 42 m.

Tabla 1: Parámetros morfométricos obtenidos para el Campo Volcánico del Basalto Cráter

Cono	Lat. (°S)	Long. (°O)	Edad (Ma) ¹	D _{cr} (m)	D _{co} (m)	H _{co} (m)	Az _{hang} (°)	Vol _{co} (m ³)	Dir _{apert} (°)	Prof _{cr} (m)	Proxim (m)	P _{co} (°)	P _{cr} (°)	H _{co} /D _{co}	D _{cr} /D _{co}
C° Ventana	42,06	70,00		369,65	821,35	74,5	62,95	$2,07 \cdot 10^7$	9	30	10.695	10,3	9,2	0,09	0,45
C° Volcán 1	41,91	70,22	0,56	123,15	530,72	51,5	96,91	$4,83 \cdot 10^6$	13	197	11,0	11,9	0,10	0,23	
C° Volcán 2	41,91	70,22		197,70	502,51	56	79,44	$5,67 \cdot 10^6$	6	197	12,6	3,5	0,11	0,39	
Loma Guacha 1	41,91	70,12	0,48	58,98	163,14	8	75,36	$7,86 \cdot 10^4$	63	5	331	5,6	9,6	0,05	0,36
Loma Guacha 2	41,91	70,13		274,46	495,87	28,5	185,36	$2,9 \cdot 10^6$	134	23	331	6,6	9,5	0,06	0,55
C° Alineado 1	42,01	70,13		88,46	146,69	6,5	216,46	$5,77 \cdot 10^4$	149	7	150	5,1	9,0	0,04	0,60
C° Alineado 2	42,01	70,13		80,65	175,49	12	353,67	$1,48 \cdot 10^5$	8	150	7,8	11,2	0,07	0,46	
C° Alineado 3	42,02	70,13		18,03	48,96	4	38,4	$3,35 \cdot 10^3$	5	83	9,3	29,0	0,08	0,37	
C° Alineado 4	42,02	70,13		37,46	63,07	6,5	156,01	$1,21 \cdot 10^4$	3	83	11,6	9,1	0,10	0,59	
C° Alineado 5	42,02	70,13		53,80	186,15	10,5	50,01	$5,12 \cdot 10^4$	105	233	6,4	75,6	0,06	0,29	
C° Alineado 6	42,01	70,13		174,77	288,75	12	120,02	$3,80 \cdot 10^5$	17	268	4,8	11,0	0,04	0,61	
C° Alineado 7	42,02	70,13		31,49	93,04	2,5	175,07	$7,97 \cdot 10^3$	1	495	3,1	3,6	0,03	0,34	
C° Alineado 8	42,02	70,12		91,33	220,18	6,5	88,06	$1,20 \cdot 10^5$	5	368	3,4	6,2	0,03	0,41	
C° Alineado 9	42,02	70,11		74,51	198,22	15	119,2	$2,25 \cdot 10^5$	6	368	8,6	9,1	0,08	0,38	
C° Alineado 10	42,02	70,11		95,285	229,75	12,0	165,32	$2,54 \cdot 10^5$	4	259	6,0	4,8	0,05	0,41	
C° Alineado 11	42,02	70,10		42,875	139,49	7,5	110,22	$4,92 \cdot 10^4$	9	259	6,1	22,8	0,05	0,31	
C° Pinchuleu	42,14	69,93		611,16	992,30	54,5	92,17	$2,54 \cdot 10^7$	2	27	7.458	6,3	5,0	0,05	0,62
C° Contreras	42,19	69,86	1,08	167,33	637,86	30,5	90,4	$4,22 \cdot 10^6$	14	7.458	5,5	9,5	0,05	0,26	

C° Fermin 1	42,02	70,19	0,58	178,98	606,55	42,0	87,49	5,45' 10 ⁶	17	476	7,9	10,8	0,07	0,30	
C° Fermin 2	42,02	70,19	0,61	114,38	643,06	57,5	66,01	7,50' 10 ⁶	9	476	10,1	8,9	0,09	0,18	
C° Negro 1	42,12	70,30		233,06	699,35	33,5	73,95	6,02' 10 ⁶	12	12	13.587	5,5	5,9	0,05	0,33
C° Negro 2	42,12	70,30		146,79	224,99	8,5	182,83	2,06' 10 ⁵	5	167	4,3	3,9	0,04	0,65	
Antitruz 1	42,06	70,44		252,65	524,00	88	191,76	9,60' 10 ⁶	42	236	18,6	20,7	0,17	0,42	
Antitruz 2	42,06	70,44		276,20	674,00	50	262,02	8,55' 10 ⁶	315	38	2.263	8,4	15,8	0,07	0,40
Antitruz 3	42,05	70,47	0,23	197,90	414,50	46	189,97	3,26' 10 ⁶	293	23	236	12,5	13,3	0,11	0,47
Cono erosionado	42,07	70,17	1,04	197,35	251,37	1,5	52,73	2,90' 10 ⁴	135	3	5.868	0,7	1,7	0,01	0,79

¹Edades de Pécskay et al. (2007) y Orihashi (com. epistolar, 2009).

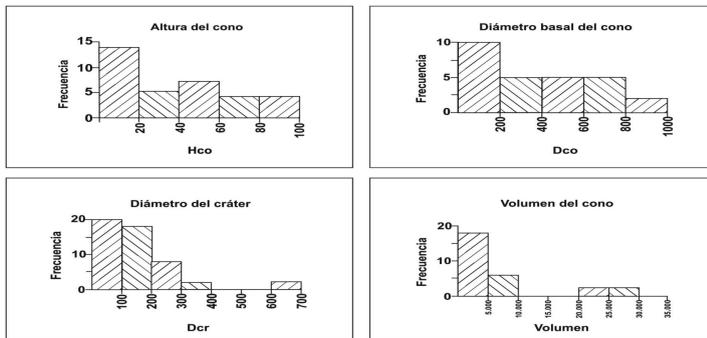


Fig. 5: Histograma de frecuencias de los parámetros morfológicos de los conos de escoria del CVBC.

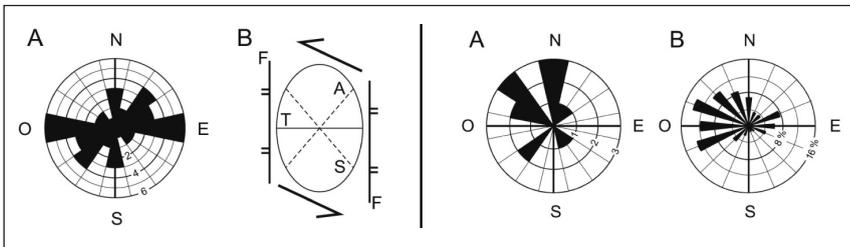
El cráter con menor profundidad corresponde al cerro Alineado 7, con 1 metro. La mayor pendiente de cráter se encuentra en el Antitruz 1 con 21° y la menor en el cono erosionado, con 1,7°. Finalmente, el cono de mayor pendiente es el cerro Antitruz 1, con 19° y el edificio con el menor ángulo de faldeo es el cono erosionado, con 0,7°.

Para determinar la simetría de los conos, se midieron las direcciones de máxima elongación y las direcciones de aportillamiento. Las direcciones de máxima elongación reflejan la estructuración del basamento, que permiten el ascenso de las lavas. Por su parte, las direcciones de aportillamiento indican por donde se erosionó el cono de escorias, siguiendo posibles líneas de debilidad del edificio volcánico

Discusión

Direcciones de elongación máxima

El 56 % de los conos de escoria tiene una planta basal subcircular, con diferencias entre los diámetros mayor y menor, del orden del 20%. Las direcciones de elongación preferenciales se observan en la Fig. 6A. Las direcciones predominantes tienen azimutes de 90°, 35° y 0°. Aplicando un modelo de deformación de cizalla simple (Fig. 6B), las elongaciones máximas de los conos eruptivos se corresponden con las direcciones de fallas tensionales (T), las fallas secundarias asintéticas y las fracturas de flanco (F), estas dos últimas pueden actuar como fallas tensionales secundarias durante las fases de alivio compresional.



A la izq. Fig. 6: A) Direcciones de máxima elongación de los conos de escoria del CVBC. B) Direcciones de fracturamiento suponiendo un modelo de deformación de cizalla simple. A la der. Fig. 7: A) Direcciones de aportillamiento de los conos de escoria del CVBC. B) Direcciones de vientos predominantes en Gastre (Minera Argentina, 2011).

Direcciones de aportillamiento

Las direcciones preferenciales de aportillamiento de los conos de escoria son de 0°, 300° y 210° y están representados en la Fig. 7 A. Cuando se comparan esas direcciones con las de los vientos predominantes en la actualidad en Gastre (Fig. 7 B; Minera Argentina; 2011), se observa una llamativa coincidencia. Si se supone que no hubo variación significativa en la frecuencia de los vientos desde el Pleistoceno hasta el presente, la coincidencia podría explicarse por el hecho de que durante las erupciones hawaiianas y estrombolianas, una gran proporción de los piroclastos eyectados se acumula a favor del viento, dejando la pared más delgada del cono a barlovento. Esa pared más delgada es la que tiene mayor oportunidad de erosionarse y generar el aportillamiento del cono piroclástico.

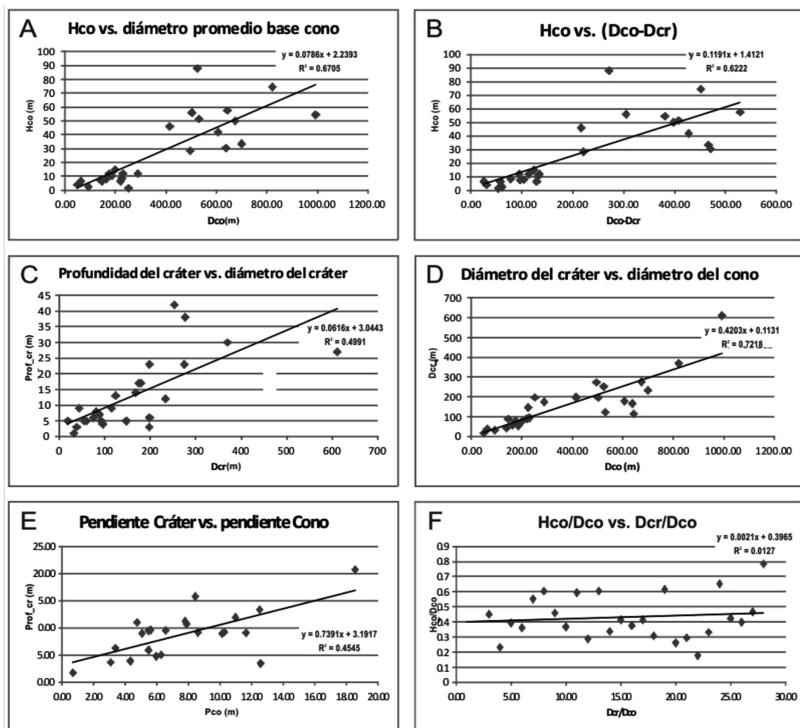


Fig. 8: Relaciones paramétricas de los conos de escoria del CVBC.

Parámetros dimensionales

Desde los trabajos pioneros de Porter (1972) en morfometría de conos volcánicos, se utilizan como indicadores de las características morfológicas los siguientes parámetros dimensionales: pendiente del cono (P_{co}), pendiente del cráter (P_{cr}), diámetro de la base del cono (D_{co}), diámetro del cráter (D_{cr}) y las razones altura del cono/diámetro del cono (H_{co}/D_{co}) y diámetro del cráter/diámetro del cono (D_{cr}/D_{co}).

Las relaciones altura/diámetro basal de los conos de escoria del CVBC muestran una correlación positiva (Fig. 8A). De un modo similar, la altura de los conos crece conjuntamente a la diferencia entre el diámetro basal del cono y el diámetros del cráter (Fig. 8B). Debe señalarse aquí, que la ecuación se aparta de la obtenida por Porter (1972), para los conos recientes de Mauna Kea en Hawaii, que muestran una relación $H_{co} = 0,18D_{co}$, mientras que en el CVBC, la relación es $H_{co} = 0.08 D_{co}$. También, la profundidad del cráter y el diámetro del cráter aumentan coincidentemente (Fig. 8C). Otra relación paramétrica que tiene correlación positiva es entre el diámetro del cráter

y el diámetro basal del cono (Fig. 8D). La relación establecida por Porter (1972) es $D_{cr} = 0,40D_{co}$, mientras que para el CVBC es $D_{cr} = 1,73D_{co}$. Estas disimilitudes paramétricas con los estudios previos podrían deberse a la diferencia del material que compone los conos. En Mauna Kea, los conos están formados por piroclastos estratificados de 1 a 10 cm de diámetro, con bombas volcánicas de 20 a 50 cm de largo dispersas en forma ubicua. En el CVBC no quedan remanentes de una cubierta piroclástica, aunque pueda haber existido en el pasado y haya sido removida por la erosión, los edificios están formados por escorias aglutinadas. Por otro lado, también hay una marcada diferencia de edades, mientras que los conos de Mauna Kea son recientes, los edificios del CVBC tienen un mínimo de 0,30 y un máximo de 1.08 Ma.

Las pendientes del cono (P_{co}) y del cráter (P_{cr}) son aproximaciones al ángulo de reposo de las partículas que componen los conos de escoria y varían entre 2° para un cono de más de 1 Ma de antigüedad y 21° para conos más jóvenes. En el 75% de los casos, la pendiente (interior) del cráter es mayor que la pendiente (exterior) del cono. Ello podría explicarse porque los piroclastos que se depositan en el interior del cráter han tenido una trayectoria balística menor y por ello están a mayor temperatura cuando impactan y en consecuencia, sueldan más firmemente con las paredes del cráter, con respecto a las partículas que tienen un trayectoria mayor e impactan en la pared exterior del cono piroclástico. Ambas pendientes muestran asimismo una correlación positiva (Fig. 8E). Finalmente, la Fig. 8F muestra la pobre correlación positiva existente entre la razón altura del cono/diámetro basal del cono y diámetro del cráter/diámetro basal del cono.

Parámetros morfométricos y edad

Las razones altura del cono/diámetro basal del cono y diámetro del cráter/diámetro basal del cono y los valores de las pendientes, son utilizadas como indicadoras de grados de erosión (Wood, 1980b; Hasenaka y Carmichael, 1985) y en consecuencia, utilizadas para establecer edades relativas dentro de un mismo campo volcánico. Los conos más antiguos están más erosionados y tienen relaciones H_{co}/D_{co} más bajas que los edificios volcánicos más jóvenes. Del mismo modo, el cociente D_{cr}/D_{co} es menor para los conos volcánicos más degradados que para los conos más recientes. Las pendientes de las laderas de los conos más jóvenes son mayores que las pendientes de los conos más antiguos.

Dos de los cuatro parámetros o relaciones paramétricas consideradas muestran una buena correlación negativa con la edad, con un coeficiente de determinación $R^2 > 6.1$. El gráfico pendiente del cráter (P_{cr}) en función de la edad muestra una correlación negativa (Fig. 9A), con un coeficiente de determinación $R^2 = 0,53$. Asimismo, la pendiente del cono también tiene una correlación negativa con la edad, con un coeficiente de correlación $R^2 = 0,61$ (Fig. 9B). Los valores de degradación de la pendiente obtenidos para el cráter y el cono, respectivamente $8,3^\circ$ cada 1Ma y $9,7^\circ$ cada 1 Ma, son comparables. Sin embargo, duplican las tasas de erosión obtenidas para conos erosionados de 2,3 – 3,8 Ma de la altiplanicie del lago Balaton en Hungría (Kereszturi y Németh, 2012). Ello puede deberse tanto a la diferencia del material que compone

los conos, como al hecho que los aparatos eruptivos de Hungría están en un estado de erosión más avanzado, de tal manera que sólo quedan remanentes incompletos de los edificios volcánicos. Por su parte, la evolución del cociente diámetro del cráter/diámetro del cono con respecto a la edad, (Fig. 9C) también muestra una relación indeterminada, aparentemente positiva, con un coeficiente de correlación muy bajo: $R^2 = 0,05$. Finalmente, el gráfico profundidad del cráter/altura del cono con respecto a la edad (Fig. 9D), muestra una clara relación negativa, con un coeficiente $R^2 = 0,61$.

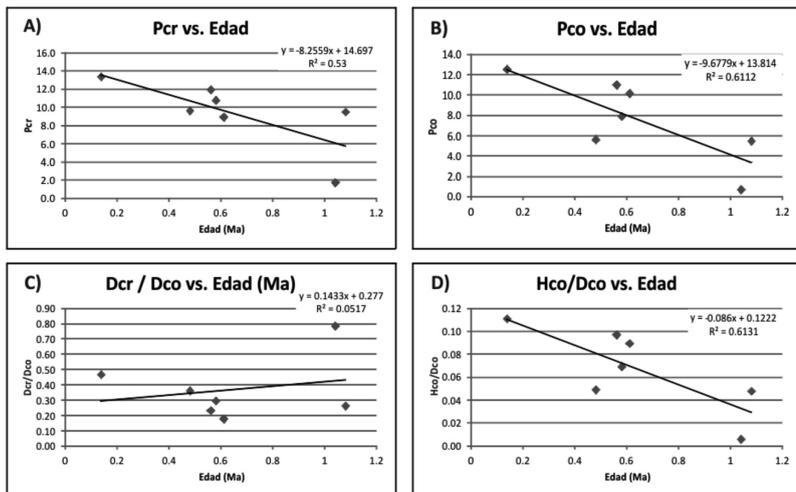


Fig. 9: Variaciones de los parámetros morfométricos con la edad. A) Pendiente del cráter vs. edad; $P_{cr} = -8,3 * 1 \text{ Ma}$. B) Pendiente del cono vs. edad; $P_{co} = -9,7 * 1 \text{ Ma}$. C) Diámetro de cráter/diámetro basal del cono vs. edad; $D_{cr}/D_{co} = 0,14 * 1 \text{ Ma}$. D) Altura del cono/diámetro basal del cono vs. edad; $H_{co}/D_{co} = -0,09 * 1 \text{ Ma}$.

Conclusiones

- El Campo Volcánico del Basalto Cráter (CVBC) tiene 26 conos eruptivos en un área de 700 km². Todos los edificios volcánicos están constituidos por conos de escoria aglutinada.
- Un cono de escorias promedio del CVBC tiene una altura de 28 m, un diámetro basal de 396 m, un diámetro de cráter de 159 m y un volumen medio de $4,3 * 10^6 \text{ m}^3$.
- La pendiente promedio de los faldeos de los conos volcánicos es de 7,4° y la pendiente promedio de los cráteres es de 12,7°
- Los faldeos de los conos volcánicos se degradan a razón de 9° cada millón de años.

Agradecimientos

Este proyecto se llevó cabo en el marco del PI “Estudio comparativo de estructuras de conductos y cráteres, historia erosiva y evolución del paisaje en campos volcánicos monogenéticos intracontinentales de Patagonia” financiado por el CIUNPAT, UNPSJB.

Las observaciones de un evaluador anónimo de Contribuciones Científicas de GAEA, Sociedad Argentina de Estudios Geográficos, permitieron mejorar el artículo para su versión final.

Referencias

- Bonali F. L.; Corazzato, C.; Tibaldi, A. (2009). “Identifying rift zones on volcanoes: an example from La Réunion Island, Indian Ocean”, *Bulletin Volcanology* DOI 10.1007/s00445-010-0416-1.
- Carracedo, J. C.; Aulinas, M. (2012). “Factors controlling the morphology of monogenetic basaltic volcanoes: The Holocene volcanism of Gran Canaria (Canary Islands, Spain)”, *Geomorphology* 136, 31-44.
- 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, J.; Romero, C.; Coello, E.; Guillén, C.; Sánchez, N.; García-Cacho, L.; García, A. (2008). “Morphological and statistical characterisation of recent mafic volcanism on Tenerife (Canary Islands, Spain)”, *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 173, 185-195.
- Favalli, M.; Innocenti, F.; Pareschi, M. T.; Pasquare, G.; Mazzarini, F.; Branca, S.; Cavarra, L.; Tibaldi, A. (2005). “The DEM of Mt. Etna: geomorphological and structural implications”, *Geodinamica Acta* 12, 279-290.
- Fornaciai, A.; Behncke, B.; Favalli, M.; Neri, M.; Tarquini, S.; Boschi, E. (2010). “Detecting short-term evolution of Etnean scoria cones: a LIDAR-based approach”, *Bulletin Volcanology* 72, 1209-1222. DOI 10.1007/s00445-010-0394-3.
- Hasenaka, T.; Carmichael, I. S. E. (1985). “The cinder cones of Michoacán-Guanajuato, central Mexico: their age, volume and distribution, and magma discharge rate”, *Journal Volcanology and Geothermal Research* 25, 105-124.
- Hooper, D. M.; Sheridan, M. F. (1998). “Computer-simulation models of scoria cone degradation”, *Journal Volcanology and Geothermal Research* 83, 241-267.
- Inbar, M.; Risso, C. (2001). “A morphological and morphometric analysis of higt cinder cone volcanic field -Payún Matrú, south-central Andes-Argentina”, *Zeitschrift für Geomorphologie*, 45, no. 3, 321-344.
- Karátson, D. (1996). “Rates and factors of stratovolcano degradation in a continental climate: a complex morphometric analysis for ninteen Neogen/Quaternary crater remnants in the Carpathians”, *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 73, 65-78.

- 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.
- Massaferro, G. I.; Haller, M. J.; D'Orazio, M.; Alric, V. I. (2006). "Sub-recent volcanism in Northern Patagonia: A tectonomagmatic approach", *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 155: 227-243.
- Minera Argentina. (2011). "Proyecto Navidad. Informe de Impacto Ambiental. Etapa de Exploración. Actualización". <http://organismos.chubut.gov.ar/ambiente/files/2011/05/IIA-Etapa-Exploraci%C3%B3n-Proyecto-Navidad-Act-A%C3%B1os-2011-y-2012-FINAL.pdf>
- Pécskay, Z.; Haller, M. J.; Németh, K. (2007). "Preliminary K/Ar Geochronology of the Crater Basalt Volcanic Field (CBVF), Northern Patagonia", *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 62, no. 1, 25-29.
- 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.
- Rodríguez-González, A.; Fernández-Turiel, J. L.; Pérez-Torrado, F. J.; Paris, R.; Gimeno, D.; Carracedo, J. C.; Aulinas, M. (2012). "Factors controlling the morphology of monogenetic basaltic volcanoes: The Holocene volcanism of Gran Canaria (Canary Islands, Spain)", *Geomorphology* 136, 31-44.
- Scheidegger, A. E. (2002). "Morphometric analysis and its relation to tectonics in Macaronesia", *Geomorphology* 46, 95-115.
- Wood, C. (1980a). "Morphometric analysis of cinder cone degradation", *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 8, 137-160.
- Wood, C. A. (1980b). "Morphometric evolution of cinder cones", *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 7, 387-413.