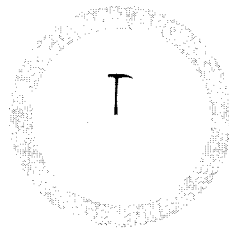




XVI CONGRESO GEOLÓGICO ARGENTINO

Auspiciado por:
ASOCIACIÓN GEOLÓGICA ARGENTINA

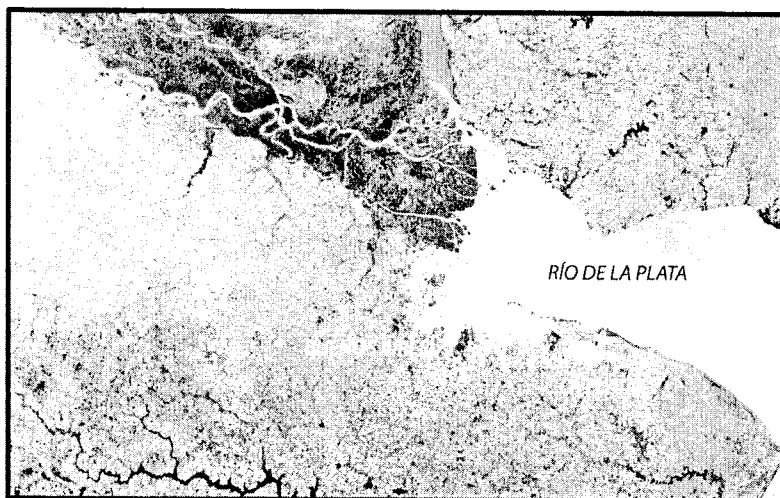


TOMO I

Geología Regional - Geología Estructural - Petrología Ígnea
Volcanología - Petrología Metamórfica

La Plata

2005



Portada: Imagen del Delta del Río de La Plata, tomada por la cámara del MMRS del Satélite Argentino de Aplicaciones Científicas (SAC-C) el 27 de abril de 2001.

Cedida por la Comisión Nacional de Actividades Espaciales

Queda hecho el depósito que previene la ley 11.723

ISBN 987-595-001-9

ISBN 987-595-001-7

Todos los derechos reservados.

Ninguna parte de esta obra puede ser reproducida o transmitida en cualquier forma o por cualquier medio electrónico o mecánico, incluyendo fotocopiado, grabación o cualquier otro sistema de archivo y recuperación de información, sin el previo permiso por escrito de los Autores.

COMITÉ EDITOR: EDUARDO LLAMBÍAS, RAÚL de BARRIO, PABLO GONZÁLEZ, PABLO LEAL

Diagramación e Impresión - Talleres Gráficos Servicop de Editorial Universitaria de La Plata

Actas del XVI Congreso Geológico Argentino: La Plata, 2005 / Gustavo G. Voldman... [et.al.]. - 1a ed. - La Plata: Universitaria de La Plata, 2005.

944p.; 28 x 20 cm.

ISBN 987-595-001-7

Geología Regional - Geología Estructural- Petrología Ígnea - Volcanología-
Petrología Metamórfica

CDD 551.



UN MAAR EN LAS CERCANÍAS DE RÍO GALLEGOS, SANTA CRUZ

M. J. Haller¹, K. Németh^{2,3,*} y C.M. Meister¹

¹ Universidad Nacional de la Patagonia San Juan Bosco y CENPAT-CONICET, Puerto Madryn, Argentina
E-Mail: haller@cenpat.edu.ar - meister@cenpat.edu.ar

² Geological Institute of Hungary, Department of Mapping, Stefánia 14, Budapest, Hungary

³ Eötvös University, Department of Regional Geology, Stefánia 14, Budapest, Hungary
E-Mail: peperit@freemail.hu

• *dirección actual:* Institute of Natural Resources, Dept. Soil and Earth Sciences, Massey University, Palmerston North, New Zealand

Palabras claves: Vulcanismo. Maar. Pali Aike. Cenozoico. Patagonia

INTRODUCCIÓN Y MARCO GEOLÓGICO

El Campo Volcánico de Pali Aike (CVPA) está ubicado en la Patagonia austral y Chile y representa la ocurrencia más austral de las lavas de *plateau* patagónicas de retroarco cenozoicas. Su actividad (Plioceno al Reciente) comenzó con la efusión de coladas de lava tabulares, seguidas por el crecimiento de numerosos centros volcánicos esencialmente monogenéticos (anillos tobáceos, maares, conos de escoria y de aglutinados). Los productos emitidos consisten principalmente de basalto primitivo y basanitas, con cantidades subordinadas de basaltos olivínicos (Corbella, 1999b). Las lavas y los piroclastos del CVPA son portadores de xenolitos ultramáficos con granates y espinelos (Skewes, 1978; Skewes y Stern, 1979; D'Orazio et al., 2000) similares a los encontrados en otras localidades de la Patagonia (Gorring y Kay, 2000). La geoquímica de elementos incompatibles, así como las relaciones isotópicas de Sr y Nd, muestran valores típicos de los basaltos de intraplaca, independientemente de que estas rocas afloren a sólo 200 km al este de la cordillera de los Andes (D'Orazio et al., 2000, D'Orazio et al., 2001). Los demás rasgos geoquímicos confirman la ausencia de componentes vinculados con la subducción, a pesar de la proximidad del campo volcánico a un margen de placa destructivo (Stern et al. 1990; Corbella, 1999b; D'Orazio et al. 2000). Para la evolución geodinámica de este extremo meridional de Sudamérica se ha considerado la convergencia de las placas de Nazca y Antártica bajo la placa Sudamericana y movimientos transcurrentes a lo largo del límite entre las placas de Scotia y Sudamericana. Sobre la base de datos estructurales y geoquímicos, varios autores sugirieron un modelo geodinámico que supone el flujo astenosférico proveniente de debajo de la losa (*sub-slab*) a través de ventanas astenosféricas y que alimentaron los campos volcánicos de Patagonia (Ramos y Kay 1992, D'Orazio et al., 2000; de Ignacio et al., 2001; D'Orazio et al., 2001; Gorring y Kay 2001; Gorring et al., 2003).

El Campo Volcánico de Pali Aike cubre un área de aproximadamente 4.500 km² y consiste de una total de 468 volcanes monogenéticos de escaso volumen (D'Orazio et al. 2000; Mazzarini y D'Orazio, 2003). D'Orazio et al. (2000) agrupan las rocas volcánicas en tres unidades estratigráficas: la unidad U1, más antigua y formada por flujos lávicos tipo *plateau*; unidad U2 de edad intermedia, constituida por conos volcánicos erosionados, anillos tobáceos, maares y flujos lávicos asociados y, la unidad U3 más joven, formada por conos de escoria bien conservados y sus flujos de lava asociados. El análisis de imágenes satelitales permitió establecer que las unidades U1, U2, y U3 ocupan un 83%, 15% y 2% respectivamente de la superficie del CVPA (D'Orazio et al. 2000).

La columna volcánica del CVPA comienza con potentes unidades de lavas tabulares con algunos conos de escoria muy erosionados (Corbella 1999a, D'Orazio, et al. 2000). El espesor máximo de 120 metros se alcanza en el sector noroeste del campo. Se han identificado más de 450 centros eruptivos desarrollados sobre la unidad volcánica basal U1.

Estos centros volcánicos son conos de escoria, anillos tobáceos y maares con distintos grados de erosión, generalmente asociados con flujos lávicos tipo *aa* y *pahohoe* de varios kilómetros de exten-

sión. Una media centena de dataciones K-Ar y $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$ disponibles permiten establecer un rango temporal entre 3,78 y 0,17 Ma para el CVPA. La alineación de los centros efusivos ha sido observada por diferentes autores, quienes propusieron un fuerte control estructural en la distribución de los volcanes. Tanto la alineación de los conos como la elongación de la base de los mismos muestra una tendencia predominante ENE-OSE y una tendencia subordinada N-S (Mazzarini y D'Orazio 2003; Corbella, 2004). Los basaltos del CVPA se apoyan sobre la potente secuencia sedimentaria silicoclástica de la Cuenca Austral y sobre los depósitos glaciogénicos de edad plioceno superior-cuaternaria. Estos sedimentos representan el relleno del *rift* de la Patagonia Austral, el más meridional de un conjunto de *rifts* continentales de rumbo NW-SE que se desarrollaron en este extremo austral de Sudamérica desde el Triásico tardío, debido a la tectónica extensional vinculada a la fractura del Gondwana.

En esta contribución se brinda una breve descripción de una sección expuesta recientemente por las obras de construcción de un nuevo tramo de la ruta nacional N° 3, que demuestran la existencia de un delgado anillo tobáceo alrededor de una depresión poco profunda. Ello permite a los autores interpretarlo como un maar de un ambiente de "rocas blandas".

La citada sección probablemente se verá próximamente obliterada, como resultado de la meteorización y edafización. Se hará también hincapié en el probable mecanismo de erupción de un volcán somero y relativamente pequeño de este tipo en el CVPA, y el potencial peligro de este tipo de erupciones en la comarca.

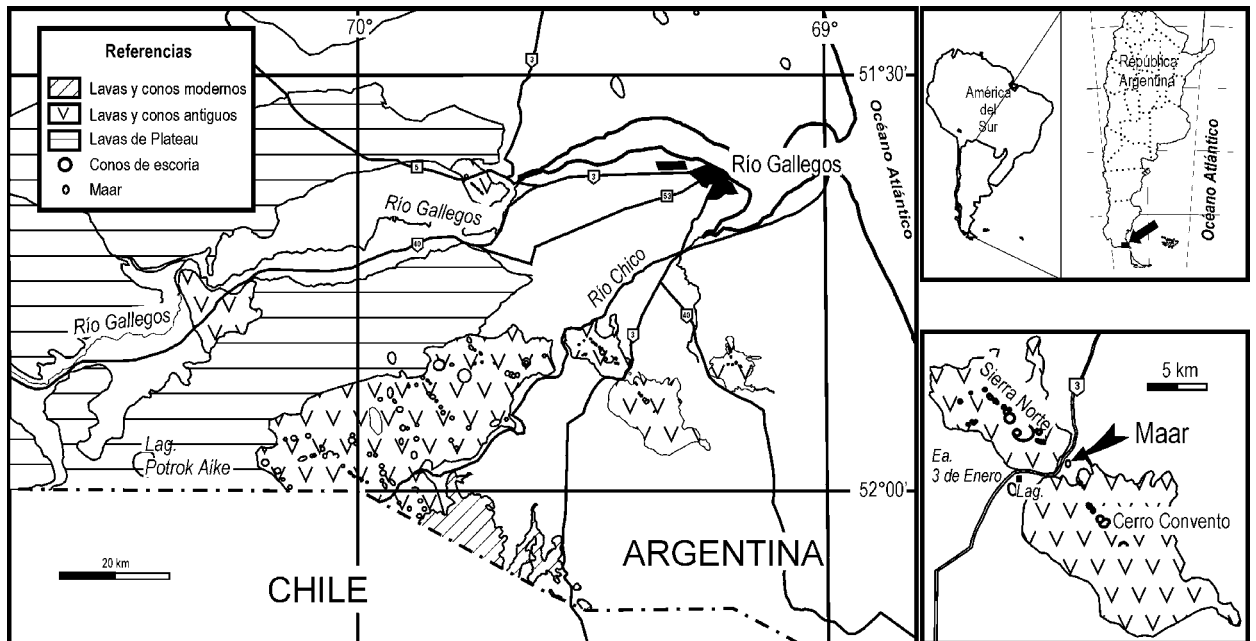


Figura 1. Ubicación del área de estudio

SUCESIÓN PIROCLÁSTICA

Una sucesión de tefra aflora sobre la margen occidental de una pequeña depresión ubicada sobre la ruta nacional N° 3, a 34 km al SSO de Río Gallegos, en las cercanías de la estancia 3 de Enero (Fig. 1). La depresión tiene un diámetro aproximado de 350 metros, de forma subcircular y está rodeada por una loma de poca altura que ocupa principalmente la margen occidental y nororiental de la depresión. Sobre el borde noreste, una lomada suave forma un collar anular de aproximadamente 30 m de altura sobre el nivel de la laguna que ocupa la depresión. Sobre la margen oeste, este rasgo anular tienen menos altura relativa y está aportillada en el sector suroeste. En este mismo sector aflora un flujo de lava erosionado que forma una terraza estructural, extendiéndose la geofoma anular unos 10-15 m por sobre la misma. El aportillamiento en el sector suroccidental permite una suave continuidad con otra depresión, que sin embargo carece de geofoma anular. Esta depresión menor se conecta a su vez con

un cono de escorias situado hacia el sureste, formando una cadena. De un modo similar, hacia el noroeste se puede trazar una cadena de conos de escoria y depresiones de 15 km de longitud. Si bien en las imágenes satelitales y fotos aéreas se observa una alineación obvia de conos y depresiones, no hay afloramientos que demuestren un origen de maar/anillos tobáceos para las depresiones identificadas.

Los trabajos de pavimentación de la ruta nacional N° 3 produjeron un corte a través de la margen occidental de la depresión. A causa de ese corte quedó expuesta una unidad de tefra de 200 m de longitud y 2 a 4 m de espesor. Esta unidad de tefra se acomoda sobre el relieve preexistente y su disposición es aproximadamente paralela a la cubierta de suelos con pasturas actualmente existente. Su actitud es subhorizontal a suavemente alabeada siguiendo la morfología, sin muestras de una erosión evidente, lo que indicaría una edad relativamente joven.

Se han podido identificar dos litofacies diferentes en la unidad de tefra: L1 es una ceniza fina de color gris, matriz soportada, con laminación entrecruzada y en ocasiones duniforme: L2 es un lapilli de grano grueso, predominantemente clasto soportada, rica en bombas y bloques líticos accidentales. La Figura 2 ilustra las características de estas unidades.

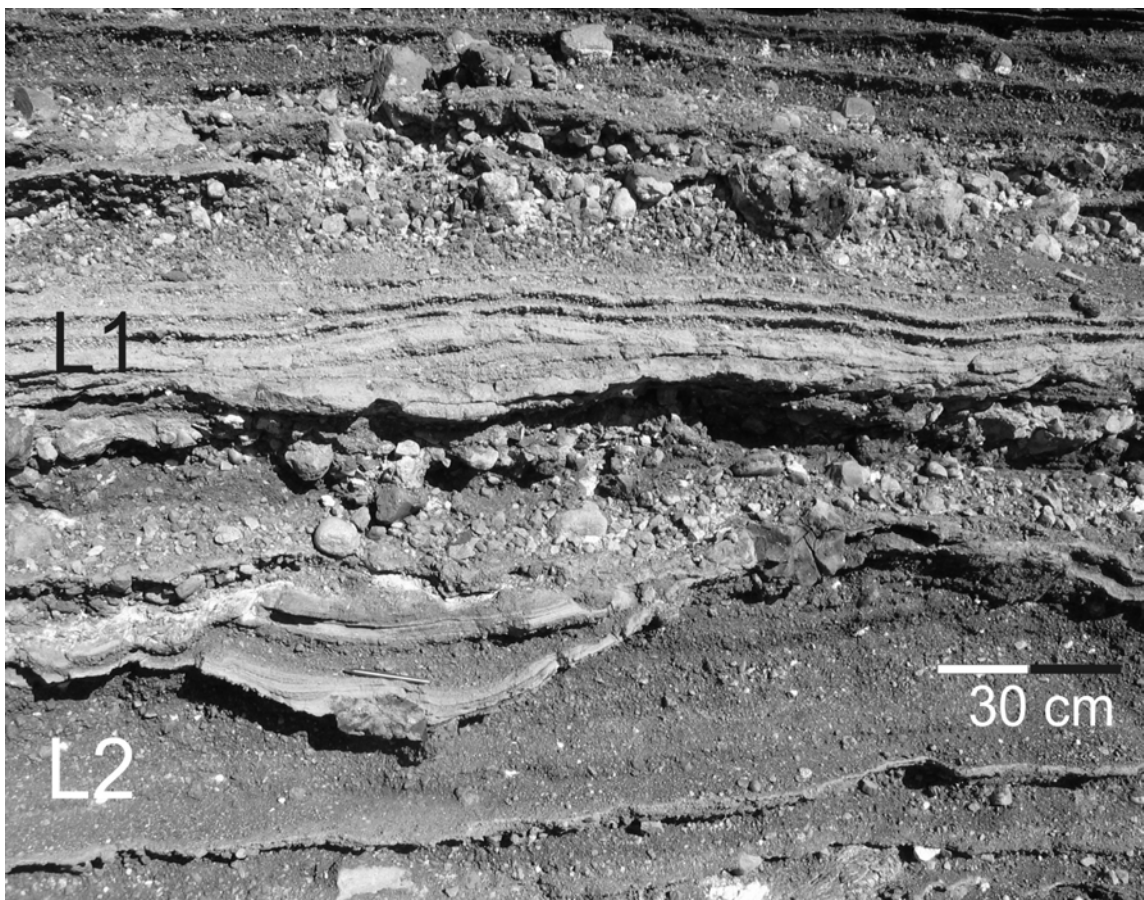


Figura 2: características de las litofacies L1 y L2 en el anillo de tobas del maar de la Ea. 3 de Enero.

Visto en detalle, la litofacies L1 es una sucesión de capas de ceniza fina y ceniza portadora de lapilli. Forma pares de capas de ceniza fina con laminación entrecruzada y ceniza mal seleccionada intercalada con horizontes de ceniza gruesa a lapilli fino. Los pares de capas individuales tienen espesores milimétricos a centimétricos y una gran continuidad lateral; sin embargo, sus superficies son onduladas. Algunos bancos de ceniza muy fina tienden a formar adherencias choníticas (*plastering*) alrededor de fragmentos líticos mayores.



Las capas de ceniza fina son ricas en granos de cuarzo, láminas de muscovita, así como en fragmentos líticos de rocas basaltoides. Los niveles de tefra de grano grueso son en general más ricos en fragmentos juveniles de lapilli vítreo de color gris a negro, elongados y angulosos y moderadamente vesiculares, así como en trizas vítreas. Ocasionalmente se observan en estos horizontes fragmentos volcánicos densos de grano grueso, cristalino, de tamaño de clasto variable y rasgos morfológicos diferentes a los clastos juveniles. Se reconocen asimismo corrientes de densidad piroclásticas, con típicas estructuras de flujo.

No se ha identificado lapilli acrecionario en la litofacies L1, sin embargo es común el apelmazamiento y/o adhesión chonítica alrededor de fragmentos mayores. Los fragmentos juveniles son frescos y carecen de efectos hidrotermales como mineralización o cambios de color.

Es común observar estructuras de impacto o sacos de bombas (*bedding sags*) por debajo de los bancos de lapilli a brecha tobácea de la litofacies L2. La presencia de estratificación entrecruzada y estructuras antiduna en las capas de tefra finamente laminadas denotan una dirección de transporte de partículas perpendicular al frente del afloramiento. De una manera similar, las estructuras antiduna indican una dirección de transporte similar para las corrientes de densidad piroclásticas. No se observan cambios de facies laterales o verticales en lo que hace a textura, composición o tamaño de grano de las capas de L1. Las capas de la litofacies L1 forman bancos de espesor variable, de decímetros de espesor, intercalados con bancos de la litofacies L2.

La litofacies L2 consiste en capas de lapilli ricas en líticos accidentales y/o bombas y bloques, de espesor variable. Las capas individuales tienen espesores del orden de los decímetros, que pueden formar bancos de hasta un metro de espesor. Los planos de estratificación son ondulados, sin embargo tienen continuidad lateral a la escala del afloramiento. Las capas de L2 son en general clasto-soportados con una gran proporción de espacios vacíos entre los fragmentos irregulares.

Estas capas son ricas en clastos provenientes de los depósitos glaciogénicos y también en fragmentos líticos de flujos lávicos más antiguos. Se han reconocido asimismo fragmentos líticos de rocas volcánicas silíceas, asignables al volcanismo jurásico situado a mayor profundidad. Los niveles de tefra de grano fino se adelgazan lateralmente, formando a menudo adherencias choníticas sobre los clastos de mayor tamaño. Las capas de la litofacies L2 son ricas en lapilli juvenil con forma de coliflor. Estos clastos tienen comúnmente bordes vítreos negros, de espesores de milímetros a centímetros. Las bombas mayores forman sacos de impacto sobre la superficie de las capas de grano fino de L1. La profundidad de estas depresiones por impacto varía de centímetros a decímetros y muestran rasgos de deformación plástica. Las bombas juveniles de mayor tamaño muestran una superficie exterior con lapilli fino adherido a la superficie de las mismas. Este efecto en la superficie es común en las unidades de tefra de L2 expuestas en la sección descrita.

En la litofacies L2 se observan bombas tipo corteza de pan comúnmente achatadas en la dirección de la estratificación. Las estimaciones de campo indican que el volumen total de fragmentos líticos accidentales alcanza más del 50% en la tefra de la unidad L2.

MECANISMO DE ERUPCIÓN Y RIESGO VOLCÁNICO

La sucesión piroclástica descrita en las proximidades de Río Gallegos muestra evidencias de haber sido originada en una erupción freatomagmática, como ser: bombas de tipo coliflor, estructuras de impacto, capas de alta energía con estratificación entrecruzada y duniforme, clastos juveniles blocosos sobre-enfriados y trizas vítreas (Sohn, 1996).

El hecho de que la columna de tres metros de tefra esté ubicado a 30 m de altura sobre una laguna circular que tiene su línea de costa a sólo 220 m al este del afloramiento, indica que la columna expuesta constituye un depósito de borde de un volcán. Los indicadores de transporte en la columna de tefra sugieren asimismo una dirección de transporte uniforme, con origen en la depresión parcialmente ocupada por una laguna.



La elevada proporción volumétrica en la tefra de fragmentos líticos accidentales, de naturaleza volcánica y no volcánica, sugiere que la erupción de tipo explosivo produjo la expulsión de un significativo volumen de bancos pre-volcánicos y puede haber causado la subsidencia del fondo del cráter de un volcán freatomagmático, produciendo la formación de un maar (Lorenz, 1986).

La abundancia de clastos líticos accidentales de bancos glaciogénicos y fluviales pertenecientes a las unidades pre-volcánicas sugiere que el origen de las explosiones freatomagmáticas estuvo cerca de la superficie (Lorenz, 1986).

El importante volumen de estos clastos líticos accidentales así como de facies minerales provenientes de esas unidades, como la muscovita, indica que la explosión freatomagmática tuvo lugar en una sucesión de sedimentos poco consolidados, conocido comúnmente como un ambiente de "rocas blandas" (Lorenz, 2003).

La explosión freatomagmática produjo una depresión plana y somera, ubicada al este del perfil descripto. La distribución irregular de las capas de las litofacies L1 y L2 sugiere que durante la erupción ocurrieron acontecimientos individuales de interacción magma/agua en proporciones variables. Las capas L1 son más características de una interacción magma/agua de alta energía en un cráter mas bien abierto, produciendo pulsos de flujos de relación fluidos/sólidos muy alta (*surges*) basales (alternancia de tefra fina y gruesa), que fue transportado radialmente desde el cráter. La ausencia de lapilli acrecionario en la tefra expuesta indica que la distancia de transporte de aproximadamente 150 m no fue suficiente para enfriar la nube eruptiva como para permitir la condensación de agua (Schumacher y Schmincke, 1995).

En contraste con las capas L1, los niveles de L2 representan fases eruptivas durante las cuales las explosiones despejaban el cráter, expulsando el material que ocupaba el conducto (Aranda-Gomez et al., 1992). Como resultado de estas fases se producía la depositación de lapilli rico en líticos accidentales, bombas y bloques en bancos de hasta algunos metros de espesor.

La composición de la brecha explosiva inicial depende fundamentalmente de la consolidación de la roca de caja y del nivel de saturación en agua. Puede variar desde brechas ricas en trozos de barro plásticamente deformados (Martin y Németh, 2004), hasta fragmentos rocosos angulosos (Aranda-Gomez y Luhr, 1996).

Los bancos de grano grueso, con líticos accidentales, representan períodos durante los cuales el cráter se obstruye temporalmente por fragmentos líticos de unidades del sustrato volcánico.

Los violentos cambios verticales de textura y composición entre las capas de tefra indican que el cráter se obstruía de una manera muy rápida y con una periodicidad irregular. Durante estos períodos, una nueva interacción magma/agua expulsaba los fragmentos líticos acumulados.

Este tipo de sucesión efusiva irregular se corresponde muy bien con un aparato volcánico desarrollado en un ambiente de rocas no consolidadas (ambiente de "rocas blandas"). En este tipo de sucesiones efusivas son comunes la migración del cráter, el colapso de las paredes del conducto volcánico y también la obstrucción temporal de los cráteres, lo que ha sido descripto en numerosas localidades (Sohn y Park, 2005).

La presencia de bombas tipo corteza de pan en las capas de lapilli grueso de la litofacies L2 en coherente con una explosión de un fundido a través de un cráter parcialmente obstruido en el cual había escasa agua subterránea durante la erupción (Büchel y Lorenz, 1993).

La **Figura 3** muestra las edades radimétricas disponibles menores a 1 Ma en la comarca de Río Gallegos y la ubicación del maar aquí descripto. Si bien los datos no son concluyentes, no puede considerarse extinguida la actividad volcánica y esta circunstancia debe ser tenida en cuenta en la preparación de futuros mapas de riesgo geológico.

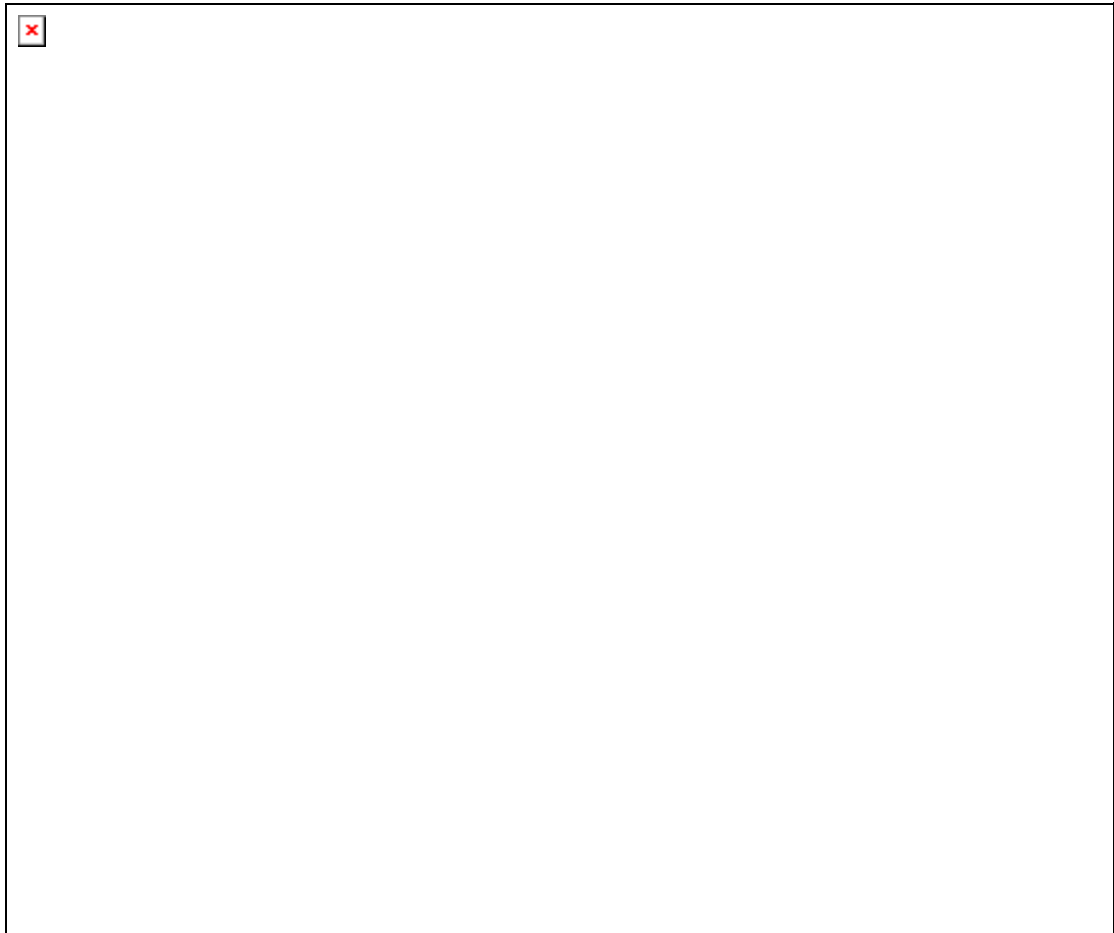


Figura 3: Distribución de las edades radimétricas disponibles menores a 1 Ma y ubicación del maar de la Ea. 3 de Enero

CONCLUSIONES

- Se ha reconocido un afloramiento de 200 m de longitud de un anillo tobáceo en el Campo Volcánico de Pali Aike en las cercanías de Río Gallegos, formado por una erupción tipo maar.
- La composición de los bancos piroclásticos indica que el maar se desarrolló en un ambiente de rocas blandas y que sus erupciones expulsaron un volumen significativo de sedimentos inconsolidados.
- Se propone un mecanismo de erupción que alterna episodios de energía eruptiva diferentes, relacionados a la obstrucción temporal del cráter.
- Los rasgos que denotan erupciones de alta energía deberán ser tenidas en cuenta al hacer la evaluación de riesgo geológico en la región.

AGRADECIMIENTOS

Al Programa de Cooperación Científica Bilateral Argentina-Hungría SECYT-TÉT (HU/PA03-UVII/006; ARG 2004-2/3); Beca post-doctoral Magyary Zoltán y la Fundación para la Ciencia Húngara OTKA



(F043346). Las pertinentes observaciones al manuscrito original del árbitro Dr. M. Arnosio contribuyeron a mejorar la calidad de este trabajo.

Referencias

- Aranda-Gomez, J. J., Luhr, J. F. y Pier, J. G. 1992. The La-Breña-El-Jaguey-Maar Complex, Durango, Mexico .1. Geological Evolution. - *Bulletin of Volcanology*, 54: 393-404.
- Aranda-Gomez, J. J. y Luhr, J. F. 1996. Origin of the Joya Honda maar, San Luis Potosi, Mexico. - *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 74: 1-18.
- Büchel, G. y Lorenz, V. 1993. Syn-and post-eruptive mechanism of the Alaskan Ukinrek maars in 1977. - In: Negendank, J. F. W., Zolitschka, B. (Eds.): *Paleolimnology of European Maar Lakes: 15-60*, Berlin, Heidelberg (Springer-Verlag).
- Chough, S. K. y Sohn, Y. K. 1990. Depositional mechanics and sequences of base surges, Songaksan tuff ring, Cheju Island, Korea. - *Sedimentology*, 37: 1115-1135.
- Corbella, H. 1999a. Daticiones radimétricas en Pali Aike, PAtagonia Austral. - XIV Congreso Geológico Argentino, Actas, II: 265-268.
- Corbella, H. 1999b. Quimismo de las volcanitas de Pali Aike, Patagonia Austral. - XIV Congreso Geológico Argentino, Actas, II: 269-272.
- de Ignacio, C., Lopez, I., Oyarzun, R. y Marquez, A. 2001. The northern Patagonia Somuncura plateau basalts: a product of slab-induced, shallow asthenospheric upwelling? - *Terra Nova*, 13: 117-121.
- Dickinson, W. R. y Snyder, W. S. 1979. Geometry of subducted slabs related to the San Andreas transform. - *Journal of Geology*, 87: 609-627.
- D'Orazio, M., Agostini, S., Mazzarini, F., Innocenti, F., Manetti, P., Haller, M. J. y Lahsen, A. 2000. The Pali Aike Volcanic Field, Patagonia: slab-window magmatism near the tip of South America. - *Tectonophysics*, 321: 407-427.
- D'Orazio, M., Agostini, S., Innocenti, F., Haller, M. J., Manetti, P. y Mazzarini, F. 2001. Slab window-related magmatism from southernmost South America: the Late Miocene mafic volcanics from the Estancia Glencross area (similar to 52 degrees S, Argentina-Chile). - *Lithos*, 57: 67-89.
- Furlong, K. P., Chapman, D. S. y Alfred, P. W. 1982. Thermal modeling of the geometry of subduction with implications for the tectonics of the overriding plate. - *Journal of Geophysical Research*, 87: 1786-1802.
- Gorring, M., Singer, B., Gowers, J. y Kay, S. M. 2003. Plio-Pleistocene basalts from the Meseta del Lago Buenos Aires, Argentina: evidence for asthenosphere-lithosphere interactions during slab window magmatism. - *Chemical Geology*, 193: 215-235.
- Gorring, M. L. y Kay, S. M. 2000. Carbonatite metasomatized peridotite xenoliths from southern Patagonia: implications for lithospheric processes and Neogene plateau magmatism. - *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 140: 55-72.
- Gorring, M. L. y Kay, S. M. 2001. Mantle processes and sources of neogene slab window magmas from southern Patagonia, Argentina. - *Journal of Petrology*, 42: 1067-1094.
- Heiken, G. H. 1971. Tuff rings: examples from the Fort Rock-Christmas Lake Valley Basin, South-Central Oregon. - *Journal of Geophysical Research*, 76: 5615-5626.
- Hole, M. J., Rogers, G., Saunders, A. D. y Storey, M. 1991. The relationship between alkalic volcanism and slab-window formation. - *Geology*, 19: 657-660.
- Hole, M. J., Saunders, A. D., Rogers, G. y Sykes, M. A. 1995. The relationship between alkaline magmatism, lithospheric extension and slab window formation along continental destructive plate margins. - In: Smellie, J. L. (Eds.): *Volcanism associated with extension at consuming plate margins: 265-285*, (The Geological Society).
- Lorenz, V. 1985. Maars and diatremes of phreatomagmatic origin: a review. - *Transactions of the Geological Society of South Africa*, 88: 459-470.
- Lorenz, V. 1986. On the growth of maars and diatremes and its relevance to the formation of tuff rings. - *Bulletin of Volcanology*, 48: 265-274.
- Lorenz, V. 2000. Formation of the root zones of maar-diatreme volcanoes. - *Terra Nostra*, 2000/6: 279-284.
- Lorenz, V. 2002. Hard rock and soft rock environments of explosive phreatomagmatic monogenetic volcanism. - In: Ulrych, J., Cajz, V., Adamovic, J. y Bosak, P. (Eds.) *Hibsch 2002 Symposium, Tepla near Trebenice, Usti nad Labem, Marianske Lazne (Czech Republic)*, Czech Geological Survey, Prague, Excursion Guide and Abstracts, 89.
- Lorenz, V. 2003. Maar-diatreme volcanoes, their formation, and their setting in hard-rock or soft-rock environments. - *Geolines - Journal of the Geological Institute of AS Czech Republic*, 15: 72-83.
- Martin, U. y Németh, K. 2004. Mio/Pliocene phreatomagmatic volcanism in the western Pannonian Basin.: 198 pp., Budapest (Geological Institute of Hungary).



- Mazzarini, F. y D'Orazio, M. 2003. Spatial distribution of cones and satellite-detected lineaments in the Pali Aike Volcanic Field (southernmost Patagonia): insights into the tectonic setting of a Neogene rift system. - *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 125: 291-305.
- Müller, G. y Veyl, G. 1956. The birth of Nilahue, a new maar type volcano at Rininahue, Chile. - *Congreso Geológico Internacional, Sección I - Vulcanología del Cenozoico*: 375-396
- Ramos, Victor A. and Suzanne Mahlburh Kay. 1992. Southern Patagonia plateau basalts and deformation: backarc testimony of ridge collisions. *Tectonophysics*. 250. 1-22.
- Schumacher, R. y Schmincke, H.-U. 1995. Models for the origin of accretionary lapilli. - *Bulletin of Volcanology*, 56: 626-639.
- Self, S., Kienle, J. y Huot, J.-P. 1980. Ukinrek Maars, Alaska, II. Deposits and formation of the 1977 Crater. - *Journal of Geophysical Research*, 7: 39-65.
- Skewes, M. H. 1978. Geología, petrología, quimismo y origen de los volcanes del área de Pali-Aike, Magallanes, Chile. *Anales del Instituto de la Patagonia* 9:95-106. Punta Arenas.
- Skewes, M. A. y Stern, C. R., 1979. Petrology and geochemistry of alkali basalt and ultramafic inclusions from Pali-Aike volcanic field in southern Chile and origin of Patagonian Plateau lavas. *Journal of Volcanology & Geothermal Research* 6:3-25.
- Sohn, Y. K. y Chough, S. K. 1989. Depositional Processes of the Suwolbong Tuff Ring, Cheju Island (Korea). - *Sedimentology*, 36: 837-855.
- Sohn, Y. K. 1996. Hydrovolcanic processes forming basaltic tuff rings and cones on Cheju Island, Korea. - *Geological Society of America Bulletin*, 108: 1199-1211.
- Sohn, Y. K. y Park, K. H. 2005. Composite tuff ring/cone complexes in Jeju Island, Korea: possible consequences of substrate collapse and vent migration. - *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, in press.
- Stern, C. R., Frey, F. A., Futa, K., Zartman, R. E., Peng, Z. y Kyser, T. K. 1990. Trace-element and Sr, Nd, Pb and O isotopic composition of Pliocene and Quaternary alkali basalt of the Patagonian Plateau lavas of southernmost South America. - *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 104: 294-308
- Toksöz, M. N. y Bird, P. 1977. Formation and evolution of marginal basins and continental plateaus. - In: Talwani, M. y Pitman III, W. C. (Eds.): *Island arcs, deep sea trenches, and back-arc basins*, Maurice Ewing Series: 379-393.
- Vespermann, D. y Schmincke, H.-U. 2000. Scoria cones and tuff rings. - In: Sigurdsson, H., Houghton, B. F., McNutt, S. R., Rymer, H. y Stix, J. (Eds.): *Encyclopedia of Volcanoes*: 683-694, San Diego (Academic Press).
- Walker, G. P. L. 1993. Basaltic-volcano systems. - In: Prichard, H. M., Alabaster, T., Harris, N.B.W. y Nearly, C.R. (Eds.): *Magmatic Processes and Plate Tectonics*: 3-38.
- White, J. D. L. y McClintock, M. K. 2001. Immense vent complex marks flood-basalt eruption in a wet, failed rift: Coombs Hills, Antarctica. - *Geology*, 29: 935-938.