

la vía E45, además de pequeños poblados como San Luis (Fig. 1c). El indicio morfológico más evidente del comienzo de la erosión, identificado a través de imágenes satelitales desde septiembre del año 2019, fue la presencia de una depresión situada entre las lavas basálticas que formaban la cascada y depósitos de avalanchas de escombros del Complejo Volcánico El Reventador (Fig. 3 y Fig. 5a). El 2 de febrero del 2020 la trayectoria del río Coca hacia la cascada fue interrumpida por el colapso de la depresión. Una incisión mayor a 80 m de profundidad formó gargantas susceptibles a deslizamientos debido a la naturaleza poco consolidada de los depósitos de avalancha de escombros (Fig. 5a y b). La erosión que continúa en la actualidad ha ocasionado cambios geomorfológicos notables, los cuales ameritan contribución técnica con relevancia en diferentes ámbitos a nivel nacional e internacional.

El Reventador tiene interés volcanológico y geomorfológico, representado por sus características morfológicas más importantes y visibles. Es una gran estructura cuaternaria, con una base de 16 a 20 km. Considerando las características mencionadas, aptas para el aprendizaje y comprensión de diversos fenómenos volcánicos, El Reventador tiene un valor didáctico dominante, complementado con el científico.

BIBLIOGRAFÍA

- Almeida, M., Gaunt, H. E., & Ramon, P. (2019). Ecuador's El Reventador Volcano Continually Remakes Itself. *Eos*, 100. <https://doi.org/10.1029/2019E0117105>
- Alvarado A, Audin L, Nocquet JM, Jaillard E, Mothes P, Jarrín P, Segovia M, Rolandone F, Cisneros D (2016) Partitioning of oblique convergence in the Northern Andes subduction zone: Migration history and the present-day boundary of the North Andean Sliver in Ecuador. *Tectonics* 35:1048–1065. doi: 10.1002/2016TC004117
- Arnold, D. W. D., Biggs, J., Dietterich, H. R., Vallejo Vargas, S., Wadge, G., & Mothes, P. (2019). Lava flow morphology at an erupting andesitic stratovolcano: A satellite perspective on El Reventador, Ecuador. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 372, 34-47. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2019.01.009>
- Aspden, J., Litherland, M., 1992. The geology and Mesozoic collisional history of the Cordillera Real, Ecuador. *Tectonophysics*, 205; 187-204.
- Baize S, Audin L, Winter T, Alvarado A, Pilatasig Moreno L, Taipei M, Reyes P, Kauffmann P, Yepes H (2015) Paleoseismology and tectonic geomorphology of the Pallatanga fault (Central Ecuador), a major structure of the South-American crust. *Geomorphology* 237:14–28. doi: 10.1016/j.geomorph.2014.02.030
- Beauval C, Yepes H, Bakun W, Egred J, Alvarado A, Singaucha J (2010). Locations and magnitudes of historical earthquakes in the Sierra of Ecuador (1587-1996). *Geophys. J. Int.* 181, 1613-1633. doi: 10.1111/j.1365-246X.2010.04569.x
- Carrasco, V. A. (2022). Análisis del Proceso Erosivo Ocasionado por la Desaparición de la Cascada de San Rafael-Río Coca: Origen-Impactos. Informe 1. Proyecto “Diagnóstico del estado de vulnerabilidad de tres comunidades ribereñas de los ríos Coca y Napo frente a la erosión regresiva en la parte alta del río Coca”. Corporación Grupo Randi/Wildlife Conservation Society/Gordon and Betty Moore Foundation. Quito.
- Ecuador. Comité Nacional de Geodesia y Geofísica. (1931). La exploración al Reventador: Informe de la Comisión del Comité Nacional de Geodesia y Geofísica, compuesta por Gral. Paz y Miño, Jonás Guerrero y Cristobal Bonifaz. Imprenta Nacional. Quito. 59 p. / 25 p. repositorio.casadelacultura.gob.ec/handle/34000/1317
- Ego F, Sébrier M, Lavenu A, Yepes H, Egues A (1996) Quaternary state of stress in the Northern Andes and the restraining bend model for the Ecuadorian Andes. *Tectonophysics* 259:101–116. doi: 10.1016/0040-1951(95)00075-5

- Hall M, Ramón P, Mothes P, LePennec JL, García A, Samaniego P, Yepes H (2004) Volcanic eruptions with little warning: the case of Volcán Reventador's Surprise November 3, 2002 Eruption, Ecuador. *Revista geológica de Chile* 31: . doi: 10.4067/S0716-02082004000200010
- Hall ML, et al., (1991) Los terremotos del Ecuador del 5 de marzo de 1987. Deslizamientos y sus efectos sociales”. *Estudios de Geografía*, Volumen 9. Escuela Politécnica Nacional. Agencia de los Estados Unidos para el Desarrollo Internacional (USAID). Corporación Editora Nacional.
- Hall, M. (1977). El volcanismo en el Ecuador. IPGH, Sección Nacional del Ecuador. Quito, Ecuador. 120 pp.
- Hall, M. (1980). El Reventador, Ecuador: un Volcán activo de los Andes Septentrionales. *Revista Politécnica*, Vol. 5, No. 2, p. 123-136.
- Herrera F., Álvarez A., Asimbaya D., Romero C. (2020). VISIÓN GEOLÓGICA Y MORFOLÓGICA DEL PROCESO DE EROSIÓN REGRESIVA DEL RÍO COCA, NAPO-ECUADOR. Resumen 15° Encuentro Internacional de Ciencias de la Tierra. E-ICES 15-Argentina.
- INECEL, Instituto Ecuatoriano de Electrificación (1988). Estudio volcanológico de “El Reventador”. Quito Ecuador, 117 p.
- Naranjo MF, Ebmeier SK, Vallejo S, Ramón P, Mothes P, Biggs J, Herrera F (2016) Mapping and measuring lava volumes from 2002 to 2009 at El Reventador Volcano, Ecuador, from field measurements and satellite remote sensing. *Journal of Applied Volcanology* 5: doi: 10.1186/s13617-016-0048-z
- Naranjo MF. Estudio Petro-Geoquímico y Cronológico de los Flujos de lava emitidos por el volcán Reventador entre 2002 a 2009 (2013). Proyecto de titulación previo a la obtención del título de Ingeniera Geóloga. Facultad de Geología y Petróleos. Escuela Politécnica Nacional. Repositorio de la Escuela Politécnica Nacional. Repositorio digital: bibdigital.epn.edu.ec/bitstream/15000/6443/1/CD-4972.pdf
- Reyes, P., Procel, S., Sevilla, J., Cabero, A., Orozco, A., Córdova, J., Lima, F., Vasconez, F., (2021). Exceptionally uncommon overburden collapse behind a natural lava dam: Abandonment of the San-Rafael Waterfall at northeastern Ecuador, *Journal of South American Earth Sciences*, 2021, 103353, ISSN 0895-9811, doi.org/10.1016/j.jsames.2021.103353.
- Samaniego P, Eissen J-P, Le Pennec J-L, Robin C, Hall ML, Mothes P, Chavrit D, Cotten J (2008) Pre-eruptive physical conditions of El Reventador volcano (Ecuador) inferred from the petrology of the 2002 and 2004–05 eruptions. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 176:82–93. doi: 10.1016/j.jvolgeores.2008.03.004
- Schauenberg Paul. Le volcan El Reventador et la chute du Rio Coca (Cordillera Real de los Andes, Equateur) (1970). In: *Le Globe. Revue genevoise de géographie*, tome 110. pp. 83-105; doi: doi.org/10.3406/globe.1970.1042
- Simkin T, Siebert L. *Volcanoes of the World: A Regional Directory, Gazetteer, and Chronology of Volcanism During the Last 10,000 Years* (1994). Tucson, Ariz: Geoscience; p. 349.
- Soulas, J.-P., Egüez, A., Yepes, H. and Perez, V. H.: Tectónica activa y riesgo sísmico en los Andes Ecuatorianos y en el extremo Sur de Colombia, *Boletín Geológico Ecuatoriano*, 2(1), 3–11, 1991.
- Spikings R., Cochrane R., Villagomez D., Van der Lelij R., Vallejo C., Winkler W. and Beate B. 875 (2015) The geological history of northwestern South America: From Pangaea to the 876 early collision of the Caribbean Large Igneous Province (290-75 Ma). *Gondwana Res.* 877 27, 95–139. Available at: <http://dx.doi.org/10.1016/j.gr.2014.06.004>

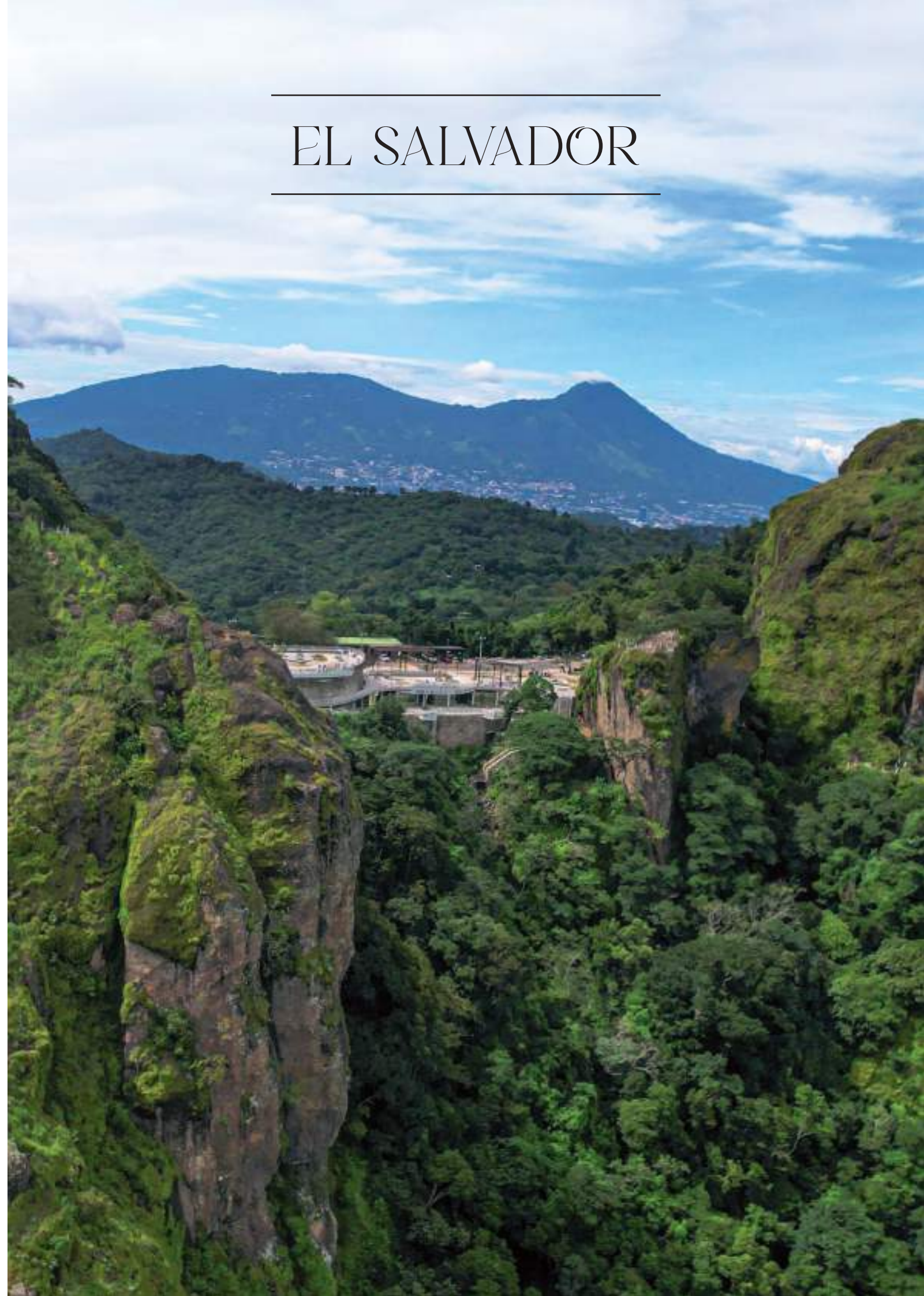
EL SALVADOR



Mapa: modificado de Carport.

- 1- La falla de Chirilagua
- 2- Laguna cratérica de Alegría
- 3- La boca eruptiva Los Pinos en el volcán el Boquerón
- 4- La Puerta del Diablo

Puerta del Diablo. Fotografía: Oficina de Comunicaciones ISTU (Instituto Salvadoreño de Turismo).





FALLA DE CHIRILAGUA

Un espectacular plano de falla

Walter Hernández¹, Carles Fernández² y Luis Mixco³

¹Escuela de Posgrado de Educación Continua, Universidad de El Salvador

²Geólogo consultor

³Ministerio de Ambiente y Recursos Naturales

En la cordillera volcánica costera de Jucuarán en el oriente de El Salvador, se localiza la falla activa de Chirilagua. Esa cordillera forma parte de la gran estructura regional Cuenca de Hundimiento Fonseca (“Pull-apart Fonseca”) que se ha construido debido a la acción de la falla regional que forma el límite entre el Antearco de América Central y la Placa del Caribe a través de la Zona de Falla de El Salvador (ZFES). Esta estructura de hundimiento incluye al volcán de Berlín y se proyecta hacia el oriente en el golfo de Fonseca, hasta la parte oriental del volcán Cosigüina en Nicaragua. La cordillera de Jucuarán ubicada en el sureste de El Salvador y contigua al océano Pacífico, está constituida por un complejo volcánico caracterizado por muchos volcanes de pequeño tamaño, de composición basáltica a andesítico-basálticos y de edad pleistocénica. En este sector también hay presencia de domos e ignimbritas poco estudiados y que pertenecen a la formación Cuscatlán del Pleistoceno.

Esos volcanes máficos se encuentran muy deformados por fallas normales con poca influencia de fallas de desgarres. El volcán Yayantique situado en la parte central de la Cuenca de Hundimiento Fonseca ha sido deformado por fallas extensionales con rumbo norte-sur, que generan escarpes de fallas con caras libres al este y oeste del cráter, como consecuencia, el cráter ha disminuido su altura inicial debido a la extensión este-oeste. Aquellos volcanes situados en la cordillera de Jucuarán también son afectados por fallas normales de dirección norte-sur, tal como el volcán Madrecacao, cuya ladera oriental ha sido cortada por la falla Chirilagua.

La estructura regional constituida por la Cuenca de Hundimiento Fonseca en la zona oriental de El Salvador, está comprendida desde el complejo volcánico de Berlín y se extiende hacia al oriente hasta el sector oriental del volcán Cosigüina en el oeste de Nicaragua. La forma de esa estructura recuerda la forma geométrica de un romboide que tiene aproximadamente 55 km de ancho y unos 115 km de largo y un área aproximada de 6.600 km² (Fig.1). Toda la estructura es susceptible a presentar sismicidad relacionada a fallas con estructuras visibles, así como también, con sismicidad de carácter difuso cuya correlación obedece a fallas aun no identificadas por estar sepultadas. No obstante, la génesis de dicha actividad sísmica se asocia al continuo movimiento lateral derecho de la ZFES que atraviesa y divide en dos el territorio salvadoreño junto con la dinámica del proceso de subducción de la placa de Cocos bajo la placa del Caribe. Por tanto, en el interior de la estructura de hundimiento esta sismi-

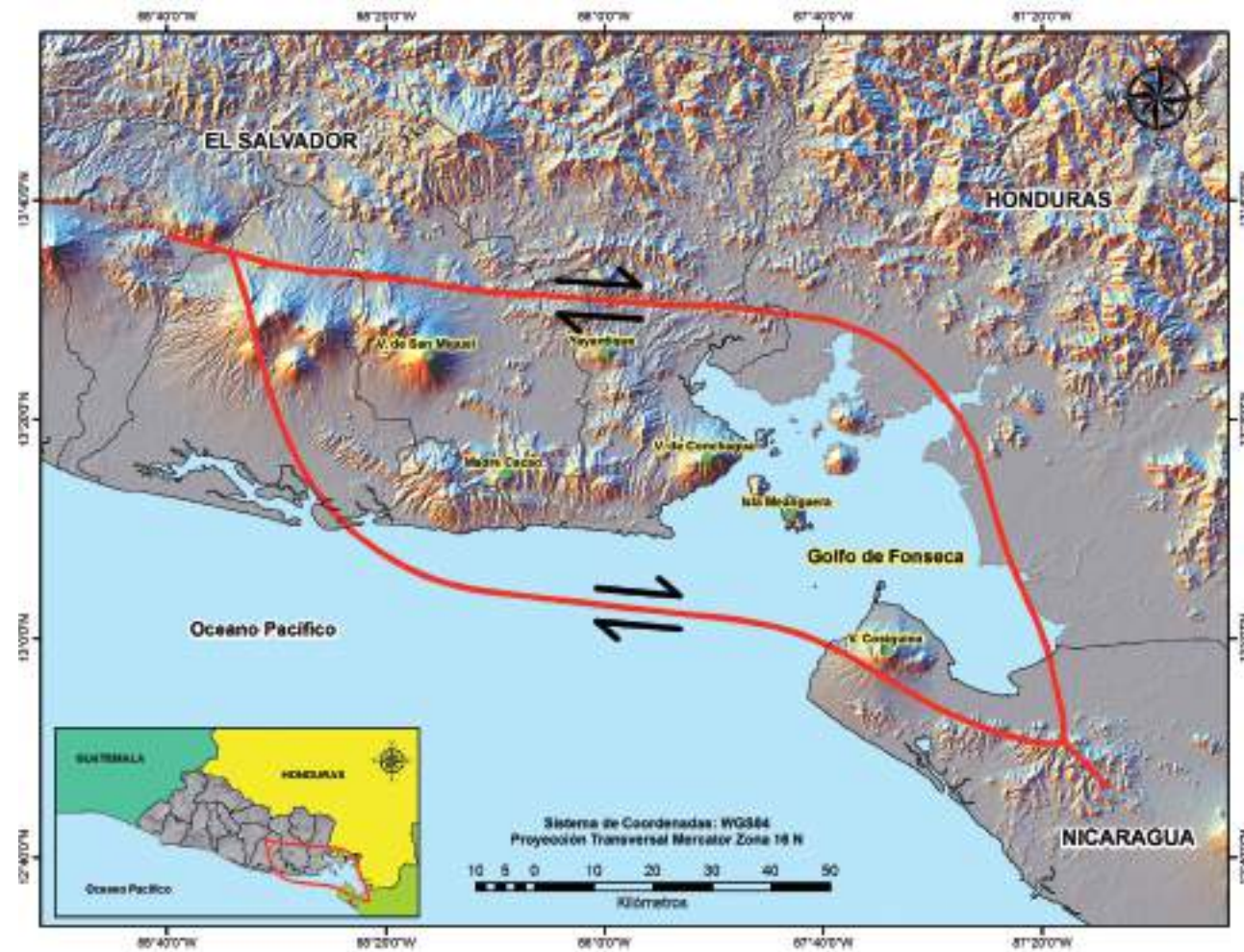


Figura 1. Representación esquemática de la Cuenca de Hundimiento Fonseca, que tiene la forma geométrica que recuerda un rombo, que está comprendida desde la caldera de Berlín hasta el volcán Cosigüina en Nicaragua. su relación con la Zona de Falla de El Salvador. Modificado de Alvarado *et al.* (2011).

ciudad responde a los mayormente a procesos de distensión a la que esta estructura de hundimiento regional es sometida (Fig.1).

La ZFES a través del arco volcánico claramente contribuye a la deformación de la zona oriental de El Salvador y del golfo de Fonseca, ya sea a través de un movimiento de lateral derecho a lo largo de una o más fallas menores de dirección oeste-noroeste o a través de fallas lateral izquierdo que producen fallas en estantería o de dominó a lo largo de fallas pequeñas de dirección nor-noreste. Los volcanes de la cordillera de Jucuarán y los del golfo de Fonseca, tienen características comunes, son máficos, de pequeña altura y de volumen pequeño. Tales características están muy bien representadas en el mapa morfológico de El Salvador. El volcanismo de esta cordillera está más controlado por la actividad tectónica de la Cuenca de Hundimiento de Fonseca, mientras que los volcanes más grandes (Berlín, Usulután, El Pacayal y San Miguel con 2.130 m de altitud) están más relacionados a la zona de subducción de la placa de Cocos bajo la del Caribe.

Esa gran cantidad de fallas en la Cuenca de Hundimiento Fonseca se ve reflejada con la ocurrencia de frecuentes enjambres sísmicos. Estos sismos se han manifestado desde que estas fallas aparecieron y en general suelen ser de bajas magnitudes y de pocas profundidades. Sin embargo, considerando los sismos solamente los registros desde 2011. Uno de los últimos enjambres ocurrió en la falla de Chirilagua y alrededor. Tal sismicidad está asociada a la actividad de movimiento lateral derecho de la ZFES que atraviesa El Salvador y a la subducción de la placa de Cocos bajo la placa del



Figura 2. Vista panorámica de la falla de Chirilagua en la ladera oriental del volcán Madrecacao. La carretera Litoral de El Delirio-Chirilagua-La Unión corre al pie de la falla con dirección N-S. Fotografía: Carles Fernández.

Caribe. Esta actividad sísmica no ha sido capaz de acabar con las construcciones de adobe en la ciudad de San Miguel y municipios cercanos, porque la deformación está muy repartida en esa región de la ZFES entre las numerosas fallas y también porque en esa región hay suelos que tienen bajo factor de amplificación sísmica, por tanto, no hay efecto de sitio, entonces, son zonas menos susceptibles de experimentar aceleraciones altas.

En este ambiente volcánico y tectónico muy particular se fue formando gradualmente la falla de Chirilagua, es muy expresiva en el relieve y ofrece un paisaje muy hermoso que contrasta con la planicie de acumulación de sedimentos al lado occidental y al sur de la falla. El enjambre sísmico más reciente que ha experimentado esta región ocurrió en mayo de 2018 y estuvo muy cerca de la falla de Chirilagua, donde se activaron varias fallas cercanas. En ese enjambre se registraron 285 sismos, siendo el más fuerte de una magnitud de 5,6 en la escala de Richter y una profundidad focal 5,1 kilómetros. Todos los demás fueron de menor magnitud.

La antigua calle de tierra que comunica Chirilagua con el Delirio y la ciudad de San Miguel, pasaba por la parte baja donde se encuentra el cantón San Pedro y de aquí se conectaba con Chirilagua. Probablemente por las continuas inundaciones que provocaba el río San Pedro en el municipio homónimo, se llevó a cabo la construcción de la nueva carretera que pasa por la parte más alta, al pie de esa loma alargada donde se encuentra la falla de Chirilagua (Fig.2). El tramo de la carretera El Delirio-Chirilagua-Intipucá-La Unión se construyó en el período de 1954 a 1959 por la empresa Layco S.A., Cañas Co., y Fonseca Co.

Los trabajos implicaban corte y remoción del material de talus que se había acumulado por gravedad contiguo al plano de falla, al que había protegido por cerca de 1,5 millones de años. El señor Valentín Quinteros, de 88 años edad, residente en Chirilagua y quien trabajó en ese proyecto de la construcción, indicó que los trabajos desestabilizaron la ladera y provocaron derrumbes (Fig.3A). El material caído dejó en exposición cuatro segmentos el material depositado por gravedad, quedando a la vista el escarpe de falla al nivel de la carretera en dos lugares y otro dos más pequeños quedaron en niveles

un poco más alto. Esas exposiciones del plano de falla fueron identificadas por primera vez, mientras se hacía un inventario de movimientos de laderas como consecuencia de una tormenta intensa en ese sector en junio de 2005. Posteriormente se hizo un estudio de detalle esa falla. Por más de sesenta años después de construida esa carretera, esos segmentos del plano de falla se encuentran muy bien conservados, situación poco común en un ambiente tropical (Figura 3B).



Figura 3. Escarpe de falla de Chirilagua. A) Vista panorámica del estado actual de los segmentos visibles del escarpe de falla siendo protegido por la vegetación. B) Escarpe visible de la falla de Chirilagua en 2007. Obsérvese el material de talus de color rojizo que cubrió y protegió la falla. Fotografía: A) Carles Fernández B) Walter Hernández.

La falla de Chirilagua de unos 9 km de longitud con plano de falla de hasta unos 160 m de rechazo vertical y escarpe visible de 28 m de alto, medidas obtenidas por Lidar (Fig.4). Tal deformación tectónica modifica grandemente al volcán Madrecacao y también el relieve topográfico. El rumbo de la falla es variable de 174-204°. La pendiente del escarpe de falla es cercano a los 80° SW. El escarpe de falla muy expresivo y bien preservado muestra ondulaciones (“corrugations”) irregulares con periodos de 20 m y con amplitudes de 1 a 1,25 m. El escarpe presenta lineaciones verticales que indican el movimiento original predominantemente vertical y las posteriores lineaciones de cabeceo (“Pitching”) de 30° S, indican el movimiento tardío con componente lateral derecho y componente vertical. En la parte deprimida de las ondulaciones se preserva el material de harina (“gouge”) formado por la trituración intensa en el plano de falla (Figs 4D y E).

En casi todo el oriente de El Salvador como en la cordillera Jucuarán y en el golfo de Fonseca, la mayoría de las fallas tienden a ser normales con orientación preferencial N-S (Fig.5). Esto es porque hay una extensión casi E-O por la acomodación de la deformación que experimenta la cuenca de hundimiento. Tal tipo de fallamiento incide en que los volcanes pierdan su altura inicial y se tornen más pequeños, tal como ocurre con los volcanes: Yayantique (616,3 m) y Madrecacao (749,5 m), y los volcanes que conforma la isla Meanguera (496,1 m). El primero se localiza en la parte central de la estructura romboide y cerca de la ZFES (Fig.5A). El segundo ha sido deformado al oriente por las fallas de Chirilagua e Intipucá (Fig.5B) y el tercero que corresponde a la isla situada en el golfo de Fonseca formada por al menos cuatro volcanes, donde se ha formado un graben con rumbo N-S (Fig.5C).

Este sitio, así como se encuentra ya puede ser empleado para mostrarse a turistas que viajan hacia la playa El Cuco. Será necesario que se capacite personal de la localidad para que pueda informar a los visitantes en su camino hacia la nueva zona con desarrollo turístico de Punta Mangos en la cordillera costera de Jucuarán. También ya se ha empezado a mostrar a los estudiantes de la reciente carrera de Ingeniería Geológica que inició a funcionar en el 2021. Investigadores geocientistas de la región podrán visitarlo para análisis de la tectónica. Este sitio actualmente está bastante invisibilizado por la vegetación arbórea y enhorabuena que así ha sucedido para su preservación.

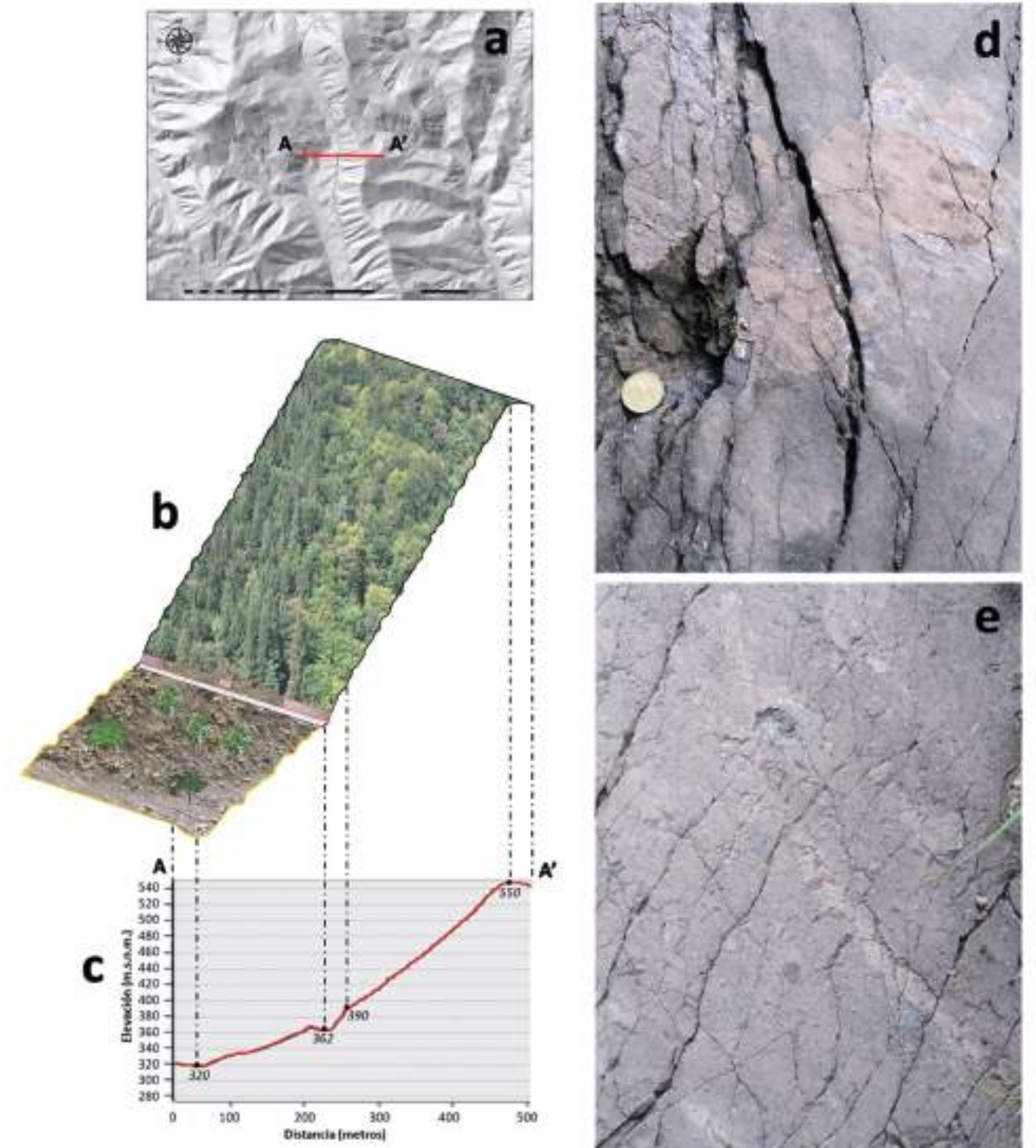


Figura 4. Esquema de la de falla de Chirilagua. a) Trazo del perfil A-A' en planta. b) Trazo del perfil vertical A-A'. c) Esquema de la representación de la superficie del plano y del escarpe de falla. d) Detalla del plano de falla mostrando estrías inclinadas hacia el sur y superficie de harina (“gouge”). e) Textura de la ignimbrita mostrando la matriz y parte gruesa de escoria, líticos y una franja delgada de harina (“gouge”). Figuras y fotografías: a,b,c: Luis Mixco; d,f: Rocío Romero.

El material acumulado por gravedad al pie del plano de falla separa e impide la continuidad visible entre las exposiciones del plano de falla. Una remoción de ese material aumentaría grandemente el área de dicha exposición y tal ampliación mejorará grandemente el plano de falla, que podría contar con paneles informativos sobre la importancia geológica y evolutiva del sitio.



Figura 5. Volcanes deformados por fallas normales en la Cuenca de Hundimiento Fonseca. A) Volcán Yayantique interceptado por fallas N-S a ambos lados del cráter. B) Ladera oriental del Volcán Madrecacao deformado por las fallas de Chirilagua e Intipucá. C) Isla Meanguera interceptada por un graben casi norte-sur. Imágenes: autores del artículo.

BIBLIOGRAFÍA

Alonso-Henar, J., Schereurs, G., Martínez-Díaz, J.J., Álvarez-Gómez, J.A. & Villamor, P. (2015). Neotectonic development of El Salvador Fault Zone and implication for deformation in Central America Volcanic Arc: Insights from 4-D analog modeling experiments. *Tectonics*, 34.

Alonso-Henar, J., Benito, B., Staller, A., Álvarez-Gómez, J.A., Martínez-Díaz, J.J., Canora, C. (2018) Large-magnitude crustal seismic sources in El Salvador and deterministic hazard scenarios. *Engineering Geology* 243, 70–83.

Alvarado, D., C. DeMets, C., Tikoff, B., Hernández, D., Wawrzyniec, T.F., Pullinger, C., Mattioli, G., Turner, H.L., Rodriguez, M. and Correa-Mora, F. (2011). Forearc motion and deformation between El Salvador and Nicaragua: GPS, seismic, structural, and paleomagnetic observations. *Lithosphere*, 3, 3-21.

Bosse, H.R, Lorenz, W., Merino, A., Minhm, A., Rode, K., Schmitd-Thomé, M., Webber, H.S. y Wiesemann, G. (1978). Mapa Geológico de la República de El Salvador, escala 1: 100.000. Misión Geológica Alemana. Hannover, República Federal de Alemania.

Gierloff-Emden, H.G. (1956) Sobre la morfología de El Salvador. Instituto Tropical de Investigaciones. Comunicaciones, 127-135. Año V. No.4. Universidad de El Salvador.

Martínez-Díaz, J.J., Alvarez-Gómez, J.A., Benito, B. & Hernández, D. (2004). Triggering of destructive earthquakes in El Salvador. *Geol. Soc. America*. 32 (1), 65-68.

Martínez-Díaz, J.J. Alvarez-Gomez, J. A., Staller S., Alonso-Henar J., Canora-Catalan C., Insua-Arevalo J. M., Tsige M., Herrero-Barbero P., Hernandez-Moreno C., Hernandez, W., Hernandez, D., Marroquin, G., Mixco, L. (2021), Active faults of El Salvador. *SAME. Journal of South American Earth Sciences* Volume 105, 103038

MARN. (2011). Enjambre sísmico en los municipios El Carmen y La Unión, Departamento de La Unión. Diciembre de 2011. Informe inédito. 44 p.

MARN. (2015). Enjambre sísmico en el municipio de Conchagua. Octubre 2015. Informe inédito. 14 p.

MARN. (2016). Actividad sísmica en la zona de La Unión. Octubre de 2015. Informe inédito. 31 p.

MARN. (2018). Enjambre sísmico en municipios de Chirilagua, del departamento de San Miguel, e Intupacá, del departamento de La Unión. Mayo de 2018. Informe inédito. 14 p.

MARN. (2018) Enjambre sísmico al suroeste de la ciudad de La Unión. Septiembre de 2018. Informe inédito. 13 p. Informe inédito.

MOP. (1954). Memoria de las labores realizadas por el Poder Ejecutivo en el Ramo de Obras Públicas. 304 p.

MOP. (1959). Memoria de labores del Ministerio de Obras Públicas. 239 p.



LAGUNA CRATÉRICA DE ALEGRÍA

Un cráter hermoso y activo en El Salvador

Walter Hernández¹, Carles Fernández², Daniel Palacios¹

¹Escuela de Posgrado de Educación Continua, Universidad de El Salvador

²Geólogo consultor

En la pequeña ciudad de Alegría, en el departamento de Usulután, se localiza un cono volcánico que se emplazó en la pared sureste de la caldera de Berlín. La laguna de Alegría deriva su nombre del municipio situado a 120 km al oriente de la capital de San Salvador. La laguna está muy próxima del casco urbano de Alegría a solo unos 20 minutos en vehículo sencillo (Fig.1). Este volcán se encuentra en el cinturón volcánico activo de El Salvador y alcanza en el punto más alto la elevación de 1.603 m, mientras que la laguna se localiza a 1.300 m de altitud. Dentro de la caldera de Berlín que acomodó al cono Tecapa, donde se encuentra la Laguna de Alegría, yace un bondadoso campo geotérmico que genera una potencia de 105 Mw, que abastece al sistema nacional de electrificación. Esta laguna por tener variaciones anuales del nivel de agua y su color, las rocas policromadas, la producción de azufre, además, el entorno paisajístico del cráter en cuyo fondo se encuentra la laguna; estos elementos naturales resultan en un atractivo turístico y motivo de estudio de geocientistas. Por estas razones, este sitio es considerado patrimonio geológico en El Salvador.

Por caldera se denomina a un gigantesco cráter que no se ha producido solamente por una erupción, sino por el colapso de un edificio de un estratovolcán. Para el caso del ancestral volcán Berlín, el cual, debido su voluminosa erupción de las ignimbritas Negra y Gris hace más de 100.000 años, se produjo un cambio drástico en la morfología cónica del volcán que pasó a tener una forma cónica truncada o achatadada (Fig.1). Posteriormente, se produjo un esfuerzo de transtensión debido a la Zona de Falla de El Salvador-ZFES. Esta falla regional divide a El salvador en dos partes, la porción norte atrás del arco (*back-arc*), mientras que la sur está compuesta por el arco volcánico hasta la fosa Mesoamericana, que se conoce como antearco (*fore-arc*). Ambas forman el Bloque Chortis. La Zona de Falla de El Salvador (ZFES) que corre con rumbo NO-SE se extiende hasta el occidente de la caldera de Amatitlán, Guatemala y hacia el oriente, atraviesa todo el territorio de Nicaragua hasta la península de Nicoya en Costa Rica. Toda esta estructura se conoce como el Antearco Centroamericano.

Hace unos 6 a 3 millones de años estaba en su pleno desarrollo el hundimiento, de carácter regional, de la parte norte de América Central, y que más tarde se transformaría en una falla transcurrente con un movimiento lateral derecho. La ZFES en la zona de Berlín induce esfuerzos transtensivos que han generado esfuerzos distensivos en la porción noroeste de la estructura caldérica, que generó el hundimiento de la porción alargada rumbo NO-SE de esa ladera, formando lo que se conoce como

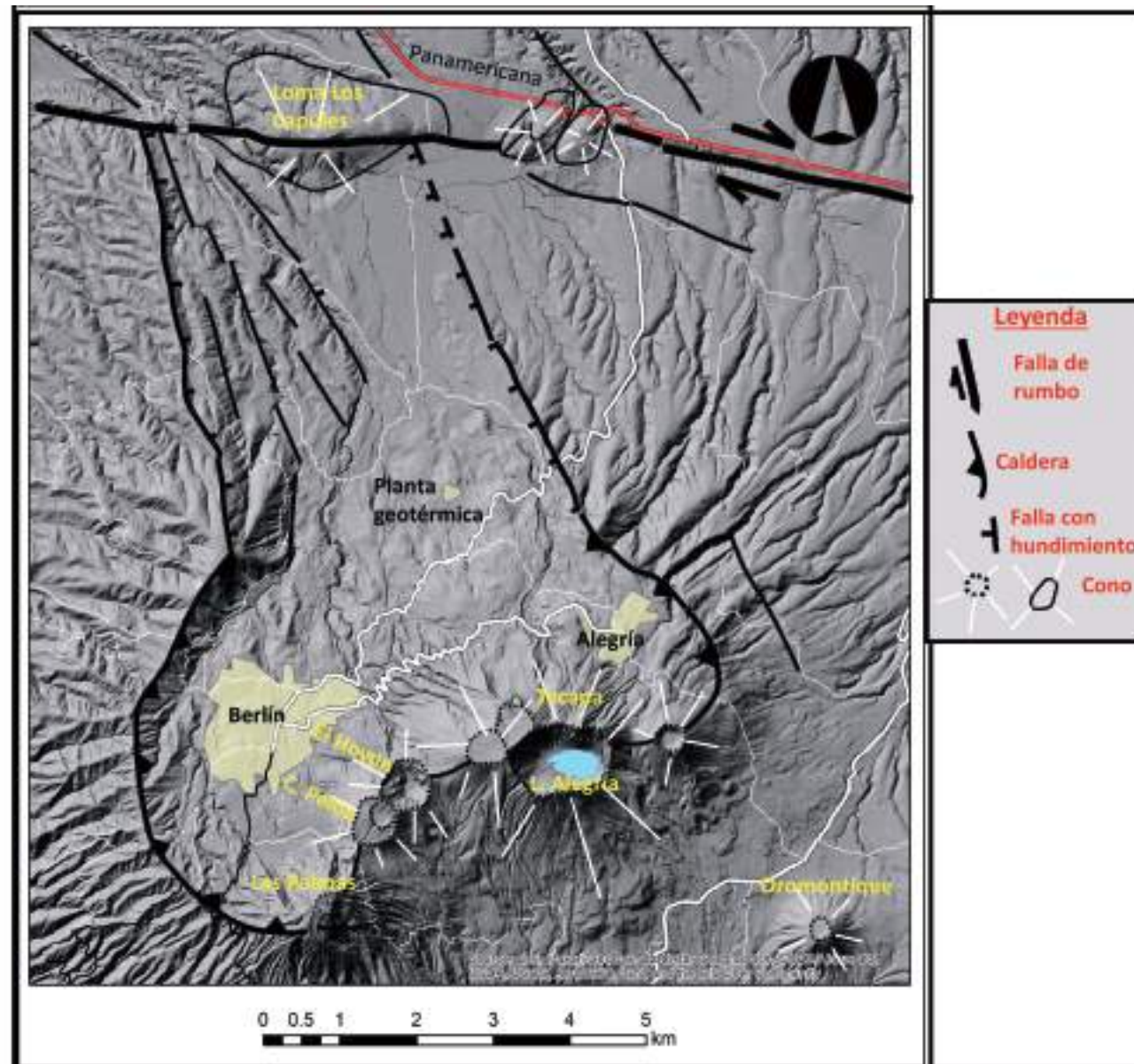


Figura 1. Caldera y graben de Berlín y los volcanes pos-caldéricos en el sector sur. La laguna de Alegría en el fondo del cráter del cono Tecapa. Hacia el norte, el graben de Berlín está limitado por la ZFES con movimiento dextral que corta y desplaza este-oeste el cono basáltico Loma Los Capules. Figura: Walter Hernández.

goben de Berlín. Esta estructura se extiende desde la parte baja en el sector del río Lempa hasta la cima de la caldera (parte truncada por el colapso de la porción somital del volcán) (Fig.1).

La cordillera del Bálsamo se ha considerado se extiende hasta la caldera La Carbonera, pero en realidad, se extiende hasta la parte occidental de la caldera de Berlín. Pues esta caldera también forma parte de esas estructuras como Jayaque, Panchimalco, Ilopango y La Carbonera, que constituyen remanentes de antiguos volcanes costeros. Cuando los esfuerzos dominantes eran extensivos dieron lugar a la formación del Graben Central, y con su desarrollo se afectó la estabilidad de esos volcanes pliocénicos, provocando el colapso y hundimiento de las partes septentrionales de estos. Ahora, lo que queda son sus porciones meridionales que han pasado a constituir la cordillera del Bálsamo. El cono de deyección del río Lempa estaba situado entre las laderas de los volcanes San Vicente y Berlín. Por eso, se incluye a la caldera de Berlín en esa cordillera.

El colapso del volcán ancestral de Berlín por su antigüedad (como Ilopango y La Carbonera), podría estar asociado a la misma causa del desarrollo de la depresión estructural que atraviesa el país con

rumbo casi de oeste a este. Esta fue una fase que terminaría hace unos 3 millones de años evolucionando hacia la actual fase, donde el movimiento predominante ya no era vertical, sino que pasó a convertirse en una falla transcurrente con movimiento lateral derecho

El volcán Tecapa, con una elevación de 1.605 m, se localiza en el municipio de Alegría, departamento de Usulután. Este volcán yace a 2 km al suroeste del municipio de Alegría y 4 km al noreste de la ciudad de Berlín. Hacia el sureste de la laguna se encuentran la ciudad de Santiago de María al pie del conito Oromontique (Fig.2). Este cono es el más grande y el único con laguna del grupo de volcanes emplazados a lo largo de la cresta sureste de la caldera de Berlín, tales como El Hoyón, cerro Las Palmas y el cerro Pelón (Fig.1). Estos volcancitos se edificaron posteriormente al colapso de la caldera y su edad de estos es considerada del Pleistoceno Superior. La erupción más reciente registrada de estos volcancitos corresponde a una oleada piroclástica de El Hoyón, cuyos depósitos datados por ^{14}C reportaron la edad de 700 años AP. La oleada piroclástica yace sobre las cenizas de Tierra Blanca Joven (TBJ) que se localizan aún en esa zona. La erupción TBJ recientemente fechada por ^{14}C en 540 D.C.



Figura 2. En primer plano se muestra el lado norte del cráter del cono Tecapa. Al fondo se observa la laguna de Alegría. Fotografía: Carles Fernández.

En el interior del cráter a 1.300 m de altitud, se localiza la laguna de Alegría de origen volcánico que es considerada como Área Natural Protegida. El nivel del agua tiene gran variabilidad y depende de la estación lluviosa y de la evaporación que experimenta la laguna. La estación lluviosa inicia en marzo y finaliza en noviembre, teniendo los picos máximos de precipitación en julio y septiembre. Sin embargo, la acumulación de agua de la laguna tiene un desfase en relación con las precipitaciones. La laguna empieza a aumentar su volumen de agua en los meses noviembre-diciembre y su mínima expresión está entre los meses abril-mayo (Fig.2). La profundidad máxima de la laguna es de 26 m cuando el espejo de agua es de 0,43 km² y profundidad media de 2 m. El clima en la laguna es agradable y fresco con promedios de 21°C y máximas de 27° en abril, y las mínimas de 15°C en el mes de enero. Durante los meses de abril a noviembre está totalmente nublado o mayormente nublado y las frecuentes brumas modifican y adornan el paisaje (Fig.3). La temperatura medida en las aguas de la Laguna se mantiene fluctuando en los valores 20 y 23,1°C que son considerados normales.

Sus aguas poseen un pH moderadamente ácido (2,0-3,2), elevado contenido de sulfatos y moderada concentración de iones cloruro, siendo la temperatura de las aguas similar a la temperatura ambiente. La coloración de las aguas en esta laguna es verde esmeralda la mayor parte del tiempo y se debe a la presencia de sublimados de azufre. Esta peculiar característica hace que la laguna sea visitada por la creencia de sus efectos medicinales de la piel. Debido a este ambiente ácido de las aguas, las rocas rápidamente adquieren coloración café, anaranjado hasta rojizo o la combinación de estos, dando un aspecto colorido en contraste con los colores claros por la formación de arcillas y depósitos de azufre. La laguna es frecuentemente visitada por el Observatorio de Amenazas y Recursos Naturales, para el monitoreo de las temperaturas del campo fumarólico las cuales experimentan poca variación de 94,7°C a 79,4°C.

En el entorno de la laguna a excepción de una escuelita rural, una caseta de guardaparques para el control de turistas y servicio de seguridad las 24 horas, no existe otra infraestructura. Por eso, el ambiente permanece natural. Esto ha permitido que turistas puedan pernoctar en casas rodantes. No se lleva del número de personas que visitan la laguna, pero los visitantes parecen ser menor a la capacidad del manejo de este sitio turístico. De acuerdo con el Ministerio de Turismo, la capacidad de manejo de este sitio turístico es de 315.000 personas anualmente. La laguna frecuentemente es visitada por estudiantes de diversos niveles de escolaridad hasta universitarios.

El volcán Tecapa presenta la zona de vida de “Bosque muy húmedo Subtropical a transición a húmedo”. Dentro de la propia laguna de Alegría, debido a su naturaleza sulfurosa, existe muy poca biodiversidad. Sin embargo, en el bosque la fauna está representada por una amplia comunidad de aves cuyos nombres populares son como el Tucán verde, Paloma perdiz cariblanca, Anambé mexicano, vencejo negro, Azulillo siete colores, Elanio tijereta y otros más. Entre los mamíferos se han avistado el venado cola blanca.

Figura 3. Detalle de Laguna de Alegría con aguas azufradas de color verdoso con depósitos claros de arcillas y azufre a su alrededor. Las frecuentes brumas en la parte alta del cráter hacen del ambiente algo especial. Fotografía: Daniel Palacios.



La Laguna de Alegría es un sector de una belleza geológica y paisajística única en El Salvador por sus diversos elementos de interés. Las fumarolas, la zona de alteración hidrotermal, las descargas naturales de manantiales de aguas frescas, el cono Loma Los Capules partido por la falla lateral o de rumbo ZFES, la historia del colapso del volcán de Berlín, etc. Y añadiendo a todo lo anterior, la presencia de un área de explotación geotérmica que genera energía limpia empleado recursos naturales renovables. Todo este contexto hace de la Laguna de Alegría un lugar con características para ser patrimonio geológico; por su interés científico, didáctico y turístico.

BIBLIOGRAFÍA

- Alonso-Henar, J., Schereurs, G., Martínez-Díaz, J.J., Álvarez-Gómez, J.A. & Villamor, P. (2015). Neotectonic development of El Salvador Fault Zone and implication for deformation in Central America Volcanic Arc: Insights from 4-D analog modeling experiments. *Tectonics*, 34.
- Bosse, H.R, Lorenz, W., Merino, A., Minhm, A., Rode, K., Schmitd-Thomé, M., Webber, H.S. y Wiesemann, G. (1978). Mapa Geológico de la República de El Salvador, escala 1: 100,000. Misión Geológica Alemana. República Federal de Alemania.
- Dull, R.A., Southon, J.R., Kutterolf, S., Anchukaitis, K.J., Freundt, A., Wahl, D.B., Sheets, P., Amaroli, P., Hernandez, W., Wiemann, M.C., Oppenheimer, C. (2019). Radiocarbon and geologic evidence reveal Ilopango volcano as source of the colossal ‘mystery’ eruption of 539/40 CE. *Quat. Sci. Rev.* 222. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2019.07.037>.
- Gierloff-Emden, H.G. (1956). Sobre la morfología de El Salvador. *Comunicaciones. Año V*, 4, 127-135. Inst. Tropical de Investigaciones. Universidad de El Salvador.
- Garnier, B, Tikoff, B., Flores, O., Jicha, B., DeMets, Ch., Cosenza-Murales, B., Hernandez, D., Marroquin, G., Mixco, L., and Hernandez, W. (2020). An integrated structural and GPS study of the Jalpatagua fault, southeastern Guatemala. *Geophere* v17, 25.
- Lessmann, K.W.H. (1986). La morfología litoral. Capítulo III. *Geografía de El Salvador*, 149-209. Dirección de Publicaciones, Ministerio de Cultura y Comunicaciones.
- Martínez-Díaz, J.J., Alvarez-Gómez, J.A., Benito, B. & Hernández, D. (2004). Triggering of destructive earthquakes in El Salvador. *Geol. Soc. America*, 32 (1), 65-68.
- Ministerio de Turismo-MITUR. (2019). Plan de manejo turístico de la Laguna de Alegría. 145 p.
- Ministerio de Turismo-MITUR. (2009). Plan maestro de ordenamiento territorial de áreas turísticas prioritarias de los municipios de Alegría y Berlín. 54 p.
- Montalvo, F. (2012) Monitoreo realizado el 3 y 14 de febrero, a la Laguna de Alegría, localizada en el cráter del volcán Tecapa, Municipio de Alegría, Departamento de Usulután. 7 p. (Informe interno).
- Raymond, J. (2002). The mysterious origin of the Berlín-Tecapa volcanic complex. *Geotérmica Salvadoreña*. 37 p.
- Seeger D. 1961. Influencia de la geología regional en la hidrogeología de El Salvador. *Anales del Servicio Geológico Nacional de El Salvador. Bol. N° 4*. Ministerio de Obras Públicas. 6-40 p.



LA BOCA ERUPTIVA LOS PINOS EN EL VOLCÁN EL BOQUERÓN

Una ventana al pasado

Walter Hernández¹, Jacqueline Rivera² y Mario Vásquez³

¹Facultad de Ciencias Agronómicas, Universidad de El Salvador

²Ministerio de Medio Ambiente y Recursos Naturales

³Facultad de Ciencias Agronómicas, Universidad de El Salvador

El Complejo Volcánico de San Salvador (CVSS) está formado por los remanentes del volcán ancestral de San Salvador (VSS) y el volcán Boquerón (VB) que se anidó en el interior de la caldera del VSS. En el flanco occidental de este complejo tuvo lugar la erupción de flanco a través de una falla de dirección N40W a lo largo de la cual, se formaron varios hornitos alineados por donde emergió lava andesítico- basáltica y cuya edad es desconocida. Los hornitos (*pit craters*) son pequeños montículos de lava con cráteres alargados que se les conoce como bocas eruptivas. Estas estructuras se localizan desde la cota 1465 m en el cantón San Juan Los Planes hasta la cota 660 m en el cantón Primavera (Fig.1). Una de estas bocas llamada Los Pinos, posee en su interior el registro de una historia volcánica de cerca de 2.500 años, en la que están expuestos entre las erupciones del volcán Boquerón, los depósitos de la última erupción explosiva de la caldera de Ilopango Tierra Blanca Joven (TBJ) en el año 540 dC.

Por mucho tiempo se había considerado que estas pequeñas estructuras estaban asociadas a la última erupción efusiva del volcán El Boquerón de 1917 sin embargo, imágenes obtenidas con dron muestran que la lava de 1917 pasó lateralmente a esos hornitos (Fig.2). La lava de 1917 presenta escasa vegetación herbácea, mientras que los materiales asociados a los hornitos presentan abundante vegetación arbustiva (Figs.2 y 3). La erupción andesítica que surgió a lo largo de una pequeña grieta en la ladera norte del volcán El Boquerón es del tipo AA en la erupción de flanco que tuvo lugar el 7 de junio de 1917, ocasionando muchos daños que causó muchos damnificados y pérdidas fatales en San Salvador y otros municipios aledaños al volcán. Al final de esta erupción, en el interior del cráter El Boquerón se formó un pequeño cráter de escorias conocido como Boqueroncito.

El cráter El Boquerón es el principal sitio turístico de este complejo volcánico, por estar situado contiguo al Area Metropolitana de San Salvador (AMSS) con una población de 1.550.910 habitantes y 1,2 millones de personas viviendo a unos 10 km del cráter. Contando con una calle pavimentada hasta el crater hace fácil acceso en vehículo 4x2 hasta este sitio turístico. Este lugar es visitado anualmente por unos 151.250 turistas al año. La boca eruptiva Los Pinos está muy cercana a El Boquerón (Fig.1) sin embargo, esta pequeña estructura no es conocida por la población, por eso, este sitio de interés

vulcanológico puede cobrar interés turístico y convertirse en un sitio de gran valor para la ruta turística del volcán. Por estas razones, este sitio se propone para ser sitio de patrimonio geológico en El Salvador. Las medidas que se reportan en este documento han sido estimadas a través del modelo de elevación de resolución espacial de 1 m, con fuente de datos Lidar.

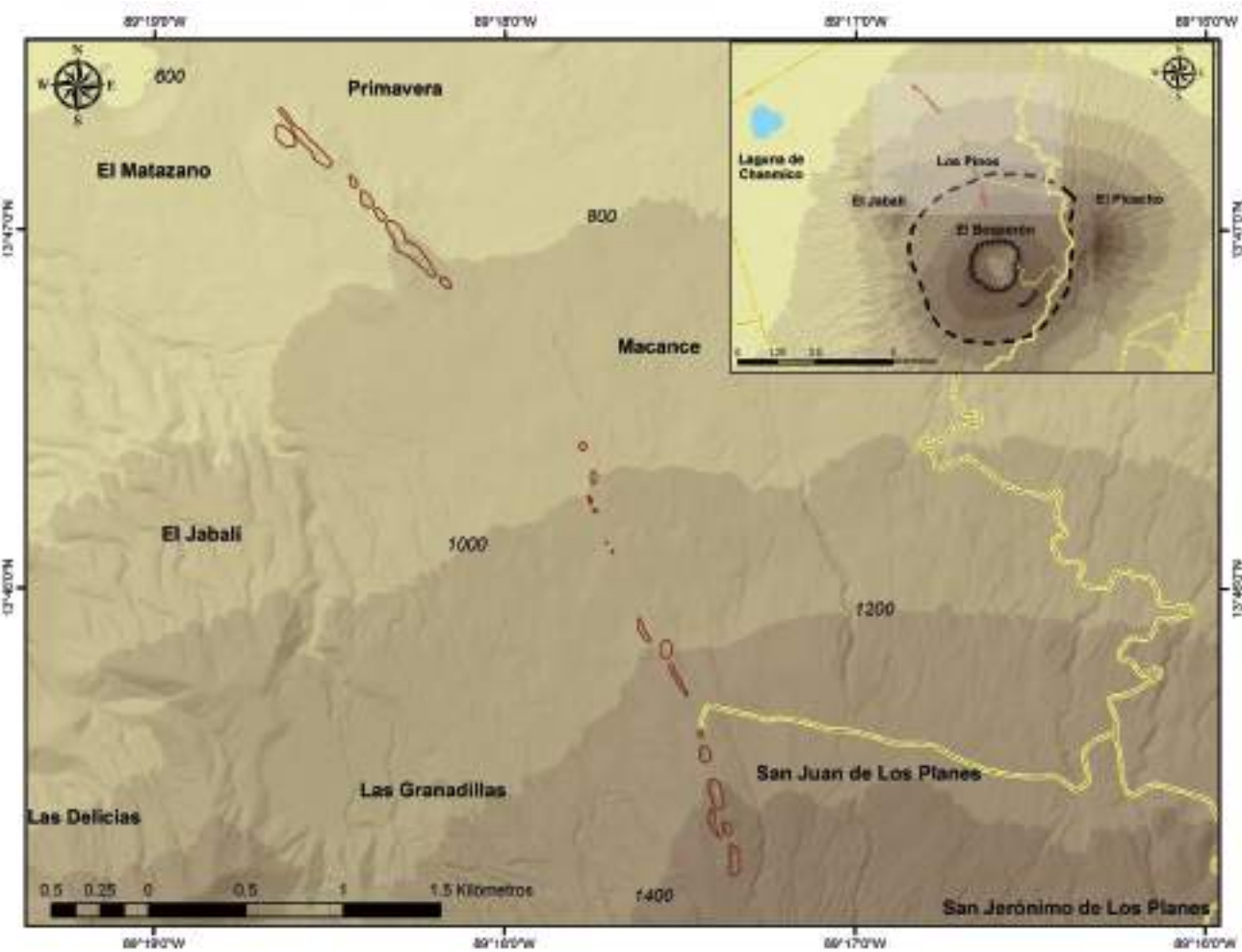


Figura 1. Sector de las bocas eruptivas en el Complejo Volcánico del Volcán San Salvador. La calle de tierra llega directamente hasta la boca eruptiva Los Pinos. El recuadro muestra el modelo digital de elevación con sombra cada 200 m y el cráter del volcán El Boquerón y las estructuras remanentes del volcán San Salvador y los cerros El Jabali y El Picacho. La sombra clara representa la extensión del mapa principal donde se observan.

El volcán El Boquerón está anidado dentro de la caldera del volcán de San Salvador y junto a 24 volcanes monogenéticos de tamaño pequeño constituyen el Complejo Volcánico San Salvador (CVSS). Este complejo volcánico está contiguo y al norte de la alargada cordillera del Bálsamo que está constituida por una serie de remanentes de antiguos volcanes costeros que alcanzaron grandes alturas en torno a los 3.000 m, y que ahora constituyen las porciones meridionales de calderas inactivas está dispuesta en forma paralela al cinturón volcánico salvadoreño activo. Posterior al colapso del volcán de San Salvador hace más de 75.000 años, se formó una caldera que constituye un gigantesco borde casi circular. Actualmente ese borde con diámetro de 6 x 5,5 km es observado por el cambio de pendiente en el contacto de las laderas del ancestral volcán San Salvador con 15 ° y las laderas de menor ángulo del volcán Boquerón con 7,5 °. El Boquerón se comenzó a edificar en el interior de la caldera a lo largo de muchas erupciones explosivas y efusivas. Las cenizas distales de la erupción Los Chocoyos de la caldera de Atitlán (Guatemala) con fechamiento de 75,2 ± 1,8 ka ²³⁸U/²³⁰Th obtenido a través del método de los zircones. Estas cenizas de amplia distribución en El

Salvador cayeron directamente sobre los escombros del volcán San Salvador, tal como se comprobó en el sondeo con recuperación de núcleo de perforación en el parque Bicentenario situado en la parte sureste al pie del volcán.

Una falla con dirección de N40W situada en la porción occidental del CVSS, sirvió de camino preferencial para el ascenso del magma que llegó hasta la superficie, dando origen de esta manera, a la fase efusiva con una erupción de flanco responsable de la formación de la serie de bocas eruptivas de una de las últimas erupciones del complejo volcánico. Este tipo de erupción es frecuente en un sistema volcánico maduro como el estrato volcán San Salvador con edad inferior a los 400 mil años una vez que este alcanzara su altura crítica. El estratovolcán El Boquerón es activo, y sin embargo, todavía no se le conoce su recurrencia, lo que se convierte en una tarea pendiente.

El cráter del volcán Boquerón tiene una elevación que varía entre 1.800-1.880 m, con diámetro mayor de 1645 y menor de 1495 m y con cota en el fondo de 1.340 m. La última erupción de este volcán ocurrió el 7 de junio de 1917, que inició con una fase efusiva que se originó a través de una grieta en la ladera norte del volcán, en la que produjo una lava andesítica del tipo AA que se extendió por 7,5 km de largo y cubrió un área de 15 km² (Fig.2). Antes de la erupción en su fondo yacía una laguna cratérica con el nivel de agua en la cota de 1.400 m. La laguna el 10 junio comenzó a experimentar ebullición y el 28 de junio se había secado. Posteriormente la erupción culminó con una fase explosiva en el cráter con una erupción estromboliana que formó el cono de escorias conocido como Boqueroncito con 35 m de altura. Hacia el noreste se observa el cerro más alto (1.960 m) conocido como El Picacho y al sureste el cerro El Jabalí (Fig.1) ambos constituyen los remanentes de las laderas del volcán San Salvador, que colapsara aproximadamente 76.000 años.

El hornito Los Pinos se localiza en la serie de pequeñas estructuras conocidas como bocas eruptivas entre los cantones San Juan Los Planes y primavera, jurisdicción de Quezaltepeque. Esta serie se localiza entre las cotas de 1.465 m y 660 m que conforman unas 30 micro-estructuras volcánicas a lo largo de 4,6 km (Fig.1). Estos hornitos de poca altura poseen cráteres alargados paralelos a la falla geológica por donde emergió la lava de edad desconocida. La boca eruptiva Los Pinos tiene una periferia irregular de forma elíptica con diámetro mayor de 91,5 m y el menor de 46,4 m y posee unos 37 m de alto sobre su base. Está localizada en el cantón San Juan Los Planes. El ingreso hacia su interior se realiza a través del borde topográficamente más bajo en la cota 1.354 m (Fig.2). A pesar de ser poco conocida, es la más visitada de toda la serie del CVSS, tanto por contener un extremo inferior



Figura 2. A) Vista general mostrando en primer plano la boca eruptiva Los Pinos y al fondo el cráter El Boquerón. La flecha muestra el flujo de lava de la erupción de 1917. B) Detalle de la boca eruptiva Los Pinos mostrando vegetación arbustiva y la lava de 1917 con vegetación herbácea. La flecha indica que la dirección de lava y esta no sale de esa boca. Fotografías: Oficina de Comunicaciones MARN (Ministerio de Medio Ambiente y Recursos Naturales).

que permite el acceso a su interior en forma de embudo y, además, porque la calle de tierra llega al pie de este hornito.

Una mirada desde del interior el cráter contempla una ornamentación arbórea desde donde ingresan los rayos del sol cerca del mediodía y luce un espectral y fascinante paisaje (Fig.3A). Las paredes interiores de esta pequeña estructura con pendientes menos pronunciadas poseen vegetación, donde algunas especies de aves y otros animales se albergan, evidenciando la presencia de vida que es facilitada por la entrada de luz solar y la caída de lluvias a través de la boca eruptiva. La caída libre desde el borde del cráter hasta su fondo es mayor que 100 m (Fig.3B). El espacio interior se formó inmediatamente al perder la presión el flujo del magma para poder salir del agujero, por efecto de retro drenaje, el magma bajó de nivel generando ese espacio amplio que dejó al descubierto las paredes para la observación del registro geológico, testigos de un pasado reciente. En estas paredes se observan al menos, cinco eventos volcánicos de los cuales, cuatro están asociados al volcán Boquerón y uno que corresponde a la caldera de Ilopango.



Figura 3. A) Boca eruptiva Los Pinos con vegetación arbustiva visto desde la parte inferior del hornito. B) Fondo llano de la boca eruptiva con sedimentos depositados y las laderas muestran gran variedad de vegetación tropical. Fotografías: Oficina de Comunicaciones MARN (Ministerio de Medio Ambiente y Recursos Naturales).

El fondo casi horizontal en el hornito muestra el material erosionado que se ha sedimentado después que la erupción cesara. Las paredes empinadas interiores evidencian en la parte basal la presencia de una lava, cuyo contacto con el material superior es difuso por la vegetación. Al parecer, hay otra lava masiva sobrepuesta y sobre esta yace un depósito de escoria. Estas escorias yacen subyacentes a los depósitos de la erupción Tierra Blanca Joven (TBJ) de la caldera de Ilopango ocurrida en 540 d.C. que está conformada por varias unidades (Fig.4A). TBJ tiene amplia cobertura en la parte externa en las laderas del complejo volcánico. Así mismo, TBJ subyace al depósito de la erupción freatomagmática Toba San Andrés originalmente de color gris oscuro, mientras que aquí muestra una coloración rojiza por el efecto térmico al estar en contacto directo bajo la brecha basal de una lava un poco más antigua que la lava de 1917 (Fig.4B). Este depósito está constituido predominantemente por oleadas piroclásticas y en menor presencia escorias. Este depósito en la parte externa del volcán cubre el sector superior del cráter y las laderas oeste y suroeste del mismo. La de edad de esta erupción es de 1031 ±29 BP, obtenido por el método de radiocarbono ¹⁴C.

La ruta puede realizarse desde la parte más baja donde se localiza el cráter de explosión Chanmico con área de 0,8 km², tiene en su interior una laguna con 50 m máximo de profundidad en la parte central. El nivel del agua corresponde al nivel freático que es bastante superficial en la zona. En la laguna hay actividad de pesca de forma artesanal y la mayor parte está rodeada por bosque a excepción de una pequeña porción que colinda con el poblado del cantón Chanmico (Fig.5A). El otro sitio



Figura 4. Paredes interiores del hornito. A) Base formada por un depósito de escorias subyacente al depósito TBJ de 540 dC. que subyace a la Toba San Andrés de 1031±29 AP esta a su vez bajo la brecha basal de una lava del Boquerón. B) Detalle de la Toba San Andrés de aspecto rojizo por quemadura de la lava sobreyacente. Fotografías: Walter Hernández.

en este sector corresponde a la amplia exposición de la colada de lava de color gris oscuro, tipo AA conformada por bloques brechosos que se forman durante su enfriamiento y desplazamiento lento de la lava (Fig.5B). Este depósito de lava se localiza en una zona de protección ambiental y se extiende hasta la cercanía del cono de escorias y lava El Playón de la erupción 1658.

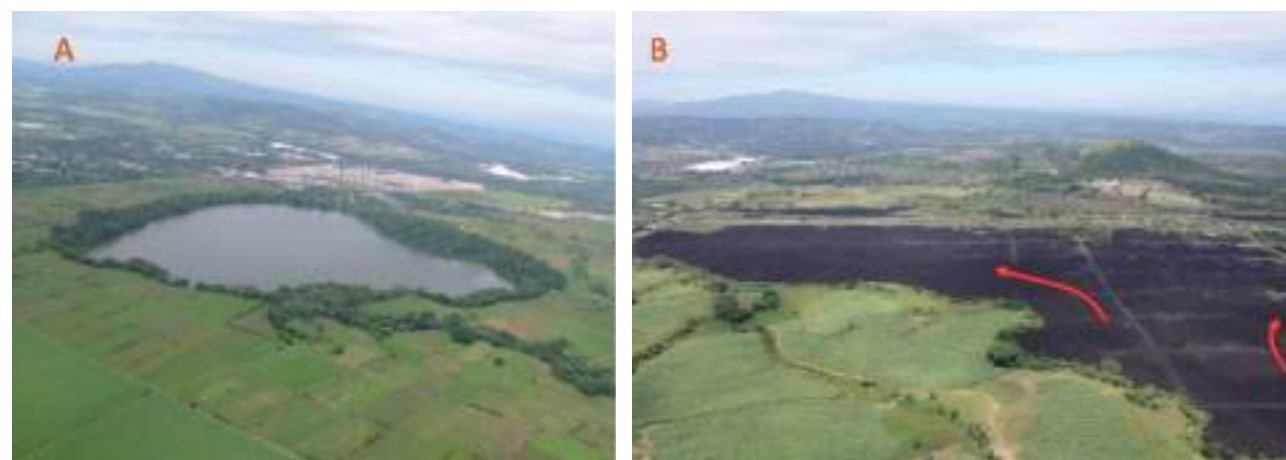


Figura 5. Sectores en occidental de la parte baja del Complejo Volcánico San Salvador. A) Vista aérea del cráter de explosión ocupando su interior la laguna de Chanmico. B) Parte más extendida de la colada de lava tipo AA de la erupción de 1917. Al fondo el cono de escoria El Playón de la erupción de 1658. Fotografías: Comunicaciones MARN.

El Parque Nacional El Boquerón es un destino turístico que forma parte de la oferta de turismo de volcanes del Cinturón de Fuego del Pacífico en El Salvador. Este parque tiene un alto potencial para el desarrollo de tipologías turísticas asociadas al turismo de volcanes como el geoturismo, turismo científico, turismo de café, turismo de aventura y ecoturismo. La laguna de Chanmico y la lava de 1917 se encuentran en la parte baja de este parque, mientras que la boca eruptiva Los Pinos en la parte intermedia y el cráter El Boquerón en la parte alta (Fig.1) cerrando así este circuito turístico. La boca eruptiva Los Pinos actualmente es un potencial recurso turístico que podrá generar flujos de visitantes, y mejorará este complejo volcánico como alternativa con alto potencial para convertirse en un atractivo turístico de la oferta de turismo de volcanes, si se planifica su desarrollo bajo un enfoque sostenible.

BIBLIOGRAFÍA

- Bosse, H.R, Lorenz, W., Merino, A., Minhm, A., Rode, K., Schmitd-Thomé, M., Webber, H.S. y Wiesemann, G. (1978). Mapa Geológico de la República de El Salvador, escala 1: 100.000. Misión Geológica Alemana.
- CORSATUR. (2022). Informe estadístico de turismo internacional. Corporación Salvadoreña del Turismo. 19 p.
- DIGESTYC. (2007) VI censo de población y V de vivienda de El Salvador 2007. En: Dirección General de Estadística y Senso. Ministerio de Economía. http://www.digestyc.gob.sv/BoletinIPC/ResultadosVICensodePoblación'yVdeVivienda_2007
- Fairbrothers, G.E. (1977). Magmatic trend at Boqueron volcano, El Salvador. Rutgers University, New Jersey. Master Thesis. 75 p.
- Ferrés, D., Delgado Granados, H., Hernández, W., Pullinger, C., Chávez, H., Castillo, C. R., y Cañas-Dinarte, C. (2011). Three thousand years of flank and central vent eruptions of the San Salvador volcanic complex (El Salvador) and their effects on El Cambio archeological site: a review based on tephrostratigraphy. Bulletin of Volcanology, 73, 833.
- Ferrés, D. (2014). Estratigrafía, geología y evaluación de peligros volcánicos del complejo volcánico de San Salvador (El Salvador). Tesis, Universidad Nacional Autónoma de México, 296 p.
- Hernández, W., Jicha, B. (2019) Múltiple colapso sectorial del volcán San Salvador. Universidad Tecnológica de El Salvador. 59 p.
- Hernández, W. (2019). Informe Análisis geológico del sondeo con recuperación de núcleo de perforación del Parque Bicentenario, Antiguo Cuscatlán. Dirección General del Observatorio Ambiental, Ministerio de Medio Ambiente y Recursos Naturales. 17 p. (Informe interno, no publicado).
- Hernández, W., Jicha B., Mixco, L., Pullinger C., (2022). Actualización y propuesta estratigráfica de las erupciones volcánicas del Plioceno al Holoceno en El Salvador. En Memoria del XIV CGAC, 2022, San José, Costa Rica. 8 p.
- Lessmann, K.W.H. (1986). La morfología litoral. Capítulo III Geografía de El Salvador, 149-209. Dirección de Publicaciones, Ministerio de Cultura y Comunicaciones.
- MARN. (2016). Proyecto Obtención de imágenes LIDAR y fotogrametría para la producción de modelos de elevación digital y superficies ortográficas. El Salvador.
- Meyer-Abich, H. (1956). "Los volcanes activos de Guatemala y El Salvador. América Central. Anales del Servicio Geológico Nacional de El Salvador". Boletín N° 3. Ministerio de Obras Públicas, República de El Salvador. 102 p.

Ventura-Montenegro, C. (1995). Hidrología: El Recurso agua. Capítulo V. Tomo I en MINED, Historia Natural y Ecológica de El Salvador. 397 p.

Rose, W. I. (1987). Santa María, Guatemala; bimodal soda-rich calc-alkalic stratovolcano. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 33 (1-3), 109-129.

Sapper, K. (1925). Los volcanes de la América Central. Verlag Max Niemeyer.



LA PUERTA DEL DIABLO

Restos del viejo volcán Panchimalco

Walter Hernández¹

¹Escuela de Posgrado de Educación Continua, Universidad de El Salvador

A tan solo 11 km de San Salvador y subiendo desde una altura de 675 msnm, en la cordillera del Bálsamo se localiza el sitio La Puerta del Diablo, un terreno irregular a través de una serpenteante carretera pavimentada. Este lugar está conformado por dos gigantescos peñones con una altitud máxima de 1.134 m, que asemejan un portón gigantesco de donde se obtiene una vista panorámica de 360°. Desde este sitio se visualiza contrastantemente al sur la costa salvadoreña y el océano Pacífico, al oriente el volcán Chichontepeque o San Vicente, al noreste el lago Ilopango y al norte la ciudad de San Salvador. El Área Metropolitana de San Salvador (AMSS) que agrupa 14 municipios, con una población próxima a los dos millones de habitantes, es la que más se beneficia de tener muy cercanos el sitio La Puerta del Diablo y el parque Balboa, además del Mirador de Los Planes de Renderos (Fig.1). Estos sitios turísticos están distribuidos en un tramo aproximado de 2 km de distancia. El parque La Puerta del Diablo es bastante visitado, sin embargo, la población no conoce ni cómo y cuándo se formó, ni la importancia geológica que este representa. Cuando un volcán colapsa pasa a la nueva estructura conocida como caldera. La Puerta del Diablo es un lugar que ya fue reconocido como patrimonio geológico por la UNESCO en 2022, por tener una historia asociada, ser un lugar turístico y por tener una historia geológica asociada de cómo se ha formado.

Son cuatro los elementos destacados en este lugar: caldera Panchimalco, la Puerta del Diablo, Los Peñones como portales y la caldera Planes de Renderos.



Figura 1. Sección esquemática mostrando los volcanes Panchimalco y Planes de Renderos, ambos colapsados, y el complejo volcánico San Jacinto conformado por un cono y dos domos. Figura: Lexa *et al.* (2011).

La caldera Panchimalco se encuentra entre otras dos grandes calderas: Jayaque e Ilopango. Estas tres estructuras estuvieron formadas por volcanes muy grandes de los cuales solo quedan las porciones meridionales de cada uno (Fig.2). Hace unos 6 a 3 millones de años estaba en su pleno desarrollo el hundimiento de carácter regional, de toda la franja central del territorio salvadoreño y más tarde se transformaría a un movimiento lateral derecho. Tal episodio geológico cortó casi por la mitad esos tres estratovolcanes gigantes dejando sus porciones septentrionales en la parte hundida, donde yacen soterrados por los nuevos volcanes que poco a poco comenzaron a surgir posterior al hundimiento. Estos tres grandes volcanes tenían actividades volcánicas explosivas y efusivas muy voluminosas y continuas, debido a una constante y robusta alimentación magmática. Este abastecimiento magmático en grandes proporciones facilitaba el crecimiento de los volcanes hasta alcanzar grandes altitudes, posiblemente entre 3.000 m o aún más. Los relictos de esos volcanes conforman hoy en día lo que se conoce como la cordillera del Bálsamo, que alcanzan altitudes máximas de 1.445 m en la carretera de la Cumbre (desvío a Chiltiupán). La cordillera del Bálsamo finaliza donde se localiza la caldera La Carbonera al oriente de Ilopango, que fue el volcán que existió antes que se formara el volcán Chichontepeque.



Figura 2. Relieve del Modelo de elevación digital de la cordillera del Bálsamo mostrando la caldera de Panchimalco al centro y la de Jayaque al occidente, Ilopango y en el oriente se localiza una porción de La Carbonera. De estas tres estructuras volcánicas solamente la de Ilopango está completa y se encuentra activa desde hace 3 millones de años y en su interior yace el lago de Ilopango. La línea discontinua blanca muestra el borde meridional Jayaque y de Panchimalco. Figura: Walter Hernández.

A lo largo de esas crestas de esos relictos de volcanes yace una carretera pavimentada a donde se han establecido diversos restaurantes con miradores de los cuales, se puede contemplar los celajes durante la estación seca hacia el océano Pacífico o bien, desde esas cimas se puede contemplar con rumbo norte los paisajes hacia las partes hundidas y los contrastantes volcanes que conforman el cinturón de Fuego (Fig.2). Se desconoce cómo fue que estos soberbios volcanes colapsaron y podría ser un motivo de estudio para futuros volcanólogos y geólogos. Los pies de las laderas de esos volcanes entraban en contacto con las aguas del océano Pacífico, pues la planicie costera no se había formado todavía en ese periodo. Las descargas de los ríos Banderas, Jiboa y Lempa lo hacían directamente al mar al pie de los volcanes Jayaque-Extremo oriental de la cordillera de Apaneca, Ilopango-San Vicente y San Vicente-Berlín. Es importante señalar que las condiciones eruptivas de los volcanes han cambiado. Los volcanes activos en la actualidad presentan una actividad eruptiva más espaciada en el tiempo, es decir, tienen una actividad menos intensa y, por tanto, una tasa de crecimiento menor.

A 2 km al sur del Mirador situado en la cresta del borde caldérico Planes de Renderos, se observan los trazos de un rasgo topográfico que sobresale del terreno muy accidentado por ser bastante antiguo. Se trata de la cresta del borde caldérico de Panchimalco que presenta formas irregulares por estar bastante fracturado y erosionado. Ese rasgo morfológico no había sido antes observado sino hasta que fuera evidenciado y descrito como la ladera sur del estrato volcán Panchimalco. Allí se encuentra una discontinuidad topográfica entre dos peñones separados entre sí por 300 m (Fig.3). Por esa discontinuidad topográfica el poeta Raúl Contreras la llamó La Puerta del Diablo en 1951. La porción oriental donde se encuentra el poblado de Panchimalco se localiza en una parte baja y amplia, como resultado de la inversión del relieve, debido a un deslizamiento que ocurrió en ese sector que pudo ser de manera gradual. En consecuencia, los peñones quedaron en un alto topográfico.

El suelo de esa depresión o hendidura topográfica está formado por suelo café rojizo de espesor aproximado de 8 m. Esa hendidura se formó gradualmente por el desprendimiento de un megabloque previamente ya fracturado. El escenario para ese fenómeno por factores combinados en el tiempo geológico de frecuentes terremotos y lluvias extremas. Fue a esas lluvias extremas que Lardé y Larín se refirió como “diluvios” que ocurrieron entre los siglos XVIII, XIX y XX y en particular, enfatiza a la del 8 al 10 de octubre de 1762. Durante esa tormenta cuando el suelo se saturó, se debilitó, ya no pudo soportar el peso de ese bloque gigante y este se desprendió originando lo que ahora conocemos como deslave. Los bloques caen por vuelco al debilitarse el suelo, ruedan y se rompen en porciones menores por impactos y arrastran todo lo que encuentra en su camino. Ese deslave se desplazó ladera abajo e impactó las viviendas cercanas a Panchimalco. Ese enorme bloque que llamarón el “Chulo” en idioma náhuatl significa “Lugar del fugitivo o del desertor”.



Figura 3. Vista panorámica de la Puerta del Diablo formada por la depresión topográfica entre dos peñones, el de la izquierda corresponde al sur y el de la derecha al norte. Obsérvese la presencia de varias fracturas que separan en bloques menores en el sur y también los bloques menores cercanos al peñón norte. Imagen tomada desde la parte oriental. Fotografía: Comunicaciones ISTU..

En La Puerta del Diablo donde se localizan las cimas de los peñones forman las partes más altas de esa cresta topográfica que se formó cuando el volcán Panchimalco colapsó. El peñón sur está formado por bloques lávicos y bloques piroclásticos, angulares, caóticamente distribuidos y de variados

tamaños contenidos en una matriz endurecida. Frecuentemente esos bloques lávicos evidencian estructuras en rompecabezas que indican que provienen de los escombros formados cuando el volcán colapsó. Mientras que el Peñón norte parece corresponder a un megabloque que se deslizó y se partió en porciones menores y reposó sobre ese suelo bastante desarrollado (Fig.4). Ese volcán ha sido muy poco estudiado y se desconoce la causa que provocó el desplome de ese edificio volcánico.

Por tratarse de un volcán bastante antiguo, puede ser que su colapso esté asociado a la fase de la formación del hundimiento a lo largo del país que dio lugar a la Fosa Central, formando una fosa que atraviesa el país con rumbo casi de oeste al este. Esa fase terminaría aproximadamente hace unos 3 millones de años evolucionando a la fase actual, en la que el movimiento predominante ya no es vertical sino lateral y expresado por una falla con movimiento lateral derecho. Esta falla a lo largo del país es fuente de sismos poco profundos y por eso tienen mucha afectación. Esa falla está dividiendo el territorio salvadoreño en dos partes, donde la porción norte está directamente ligada a la placa del Caribe, mientras que la sur, es lo que se conoce como antearco y está limitada por la fosa Mesoamericana. Esa falla regional que divide a El Salvador en dos es denominada Zona de Falla de El Salvador y se extiende hasta Guatemala en Amatitlán donde se llama falla de Jalpatagua, mientras que en Nicaragua no tiene nombre.

El peñón norte de la Puerta del Diablo tiene la elevación de 1.134 m de altitud y el del sur está de 1.070 m. Esos enormes monumentos están formados por bloques de lavas angulares con material más finos que los aglutina y están bastante litificados. Esta propiedad de alta dureza hace muy apropiados a los peñones y por eso son bastante utilizados para quienes gustan realizar rapel. Estos monumentos naturales impresionan a cualquier visitante por sus grandes dimensiones, por las especies nativas en su florecencia, el clima fresco y las acariciantes brisas de verano. Es muy frecuente que por las tardes esos peñones que son excelente miradores pronto sean invadidos por densas neblinas. El impacto se torna aún mayor cuando la caminata a lo largo de decenas de gradas se alcanza la cima del mirador sur que es el más visitado (Fig.4).



Figura 4. Vista panorámica de la Puerta del Diablo compuesta por dos peñones que sirven como miradores, uno en la parte norte (a la izquierda) y otro en la sur (a la derecha). Al medio hay un pequeño peñón. En el extremo izquierdo superior se observa parte del lago de Ilopango. Foto tomada desde la parte occidental. Fotografía: Comunicaciones ISTU.

La caldera Planes de Renderos, se encuentra al norte y adyacente a la caldera de Panchimalco, posee un diámetro pequeño de 4 km que solamente está expuesto en la porción sur, donde se puede observar la ladera del antiguo estrato volcán Planes de Renderos de 297.000 a 264.000 años, por tanto, el colapso del volcán Planes de Renderos ocurrió después de 264.000 años. En esa cresta se encuentra El Mirador que es un lugar muy visitado por los turistas por su vista panorámica hacia la capital San Salvador, al cono San Marcos, a las cúpulas de San Jacinto y Soyapango (Fig.1) y al noreste el lago de Ilopango. La parte norte de la misma yace hundida en la depresión Central de El Salvador, invisibilizada por varios grandes depósitos volcánicos principalmente de la caldera adyacente de Ilopango. La última reactivación de esta caldera se manifestó con el emplazamiento sucesivo de tres erupciones distintas que formaron dos cúpulas dacíticas y finalizó con la erupción efusiva del cono andesítico de San Marcos, cuyo cráter está bien conservado. A este complejo de los tres volcanes se le conoce popularmente como Cerro San Jacinto.

El Mirador de Los planes de Renderos está separado a sólo 2 km de la Puerta del Diablo, entres estos sitios turísticos yace el parque Balboa. Se torna interesante que estos tres lugares pueden visitarse durante un mismo paseo debido a su cercanía. La Puerta del Diablo recientemente ha abierto al público después de los trabajos de construcción de infraestructura para restaurantes, y venta de suvenires y otros. Estando en las cimas de esos peñones invitan al visitante a disfrutar de momentos únicos para el descanso y también para la meditación, contemplación al tener una vista de altura tridimensional.

BIBLIOGRAFÍA

- Alonso-Henar, J., Schereurs, G., Martínez-Díaz, J.J., Álvarez-Gómez, J.A. & Villamor, P. (2015). Neotectonic development of El Salvador Fault Zone and implication for deformation in Central America Volcanic Arc: Insights from 4-D analog modeling experiments. *Tectonics*, 34, doi:10.1002/2014TC003723. P19.
- Bosse, H.R, Lorenz, W., Merino, A., Minhm, A., Rode, K., Schmitd-Thomé, M., Webber, H.S. y Wiesemann, G. (1978). Mapa Geológico de la República de El Salvador, escala 1: 100,000. Misión Geológica Alemana. Hannover, República Federal de Alemania.
- Hernández, W., y Jicha, B. (2019). Múltiple colapso sectorial del volcán de San Salvador, El Salvado, América Central. *Revista de la Universidad Tecnológica de El Salvador*. V.86. ISBN 878-99961-86-17-2. 1a edición. 74p.
- Hernández, W. (2022). La Puerta del Diablo inverted relief, in A. Hilario Orus et al. (eds) *The First 100 IUGS Geological Heritage Sites*. International Union of Geological Sciences (IUGS). Available at: https://iugs-geoheritage.org/videos-pdfs/iugs_first_100_book_v2.pdf.
- Jicha, B., and Hernández, W., (En imprenta). Effusive and explosive eruptive history of the Ilopango caldera complex, El Salvador. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*.
- Garnier, B, Tikoff, B., Flores, O., Jicha, B., DeMets, Ch., Cosenza-Murallas, B., Hernandez, D., Marroquin, G., Mixco, L., and Hernandez, W. (2020). An integrated structural and GPS study of the Jalpatagua fault, southeastern Guatemala. *Geophere*, 17. Doi.org/10.1130/GES02243.1 p25.
- Lardé y Larín, J. (2000). El Salvador: Inundaciones e incendios, erupciones y terremotos, 143-145. Dirección de Publicaciones e Impresos. Consejo Nacional para la Cultura y el Arte. CONCULTURA. San Salvador. Segunda edición.
- Lessmann, K.W.H. La morfología litoral (1986). Capítulo III. P149-209. Geografía de El Salvador. Dirección de Publicaciones, Ministerio de Cultura y Comunicaciones.
- Lexa, J., Sebesta, J., Chávez, A., Hernández, W. & Pécskay, Z., (2011). Geology and volcanic evolution in the southern part of San Salvador Metropolitan Area. *Journal Geosciences*, 56, Czech Republic., 105-140.
- Martínez-Díaz, J.J., Alvarez-Gómez, J.A., Benito, B. & Hernández, D. (2004). Triggering of destructive earthquakes in El Salvador. *Geol. Soc. America*. 32 (1), 65-68.

ESPAÑA



Mapa: modificado de derivative work Виктор_В and Tschubby.

- 1- Cap de Creus
- 2- Yacimiento paleontológico del Cuaternario Fonelas P-1
- 3- Yacimientos de pirita de Navajún y Ambasaguas
- 4- Tobas calcáreas de las Chorreras del río Cabriel
- 5- El campo volcánico de la erupción histórica de Timanfaya

Cala Cullerò (Cap de Creus). Fotografía: Jordi Carreras.





CAP DE CREUS

Donde el Mediterráneo baña el corazón de los Pirineos

Jordi Carreras¹, Ana de Paz², Elena Druguet³, Ponç Feliu⁴ y Nadia Herrero⁵

¹*Profesor jubilado de la Universidad Autònoma de Barcelona*

²*Institut Cartogàfic i Geològic de Catalunya*

³*Departament de Geologia, Universitat Autònoma de Barcelona*

⁴*Parc Natural de Cap de Creus*

⁵*Direcció General de Polítiques Ambientals i Medi Natural*

Según la mitología griega, Hércules formó los Pirineos apilando piedras para sepultar a su amada Pirene, las que le sobraron las lanzó al mar formando la península abrupta del Cap de Creus.

Situado en la punta más oriental de la península Ibérica y, a su vez, extremo mediterráneo del Pirineo axial, fue declarado Parque Natural de Cap de Creus en 1998 (Ley 4/1998, de 12 de marzo) por sus valores geológicos, tal como recoge su declaración: “*Se trata de un espacio natural de primer orden, dotado de una singular configuración geológica, con estructuras y afloramientos que forman un conjunto único a nivel mundial*”.

Con una superficie terrestre protegida de unas 10.800 ha y otras 3.000 ha marinas contiene diversos parajes de interés nacional, zonas de reservas naturales integrales y parciales, y seis espacios de interés geológico catalogados en el *Inventario de espacios de interés geológico de Catalunya*.

Hay vestigios de ocupación humana desde el Paleolítico y múltiples ejemplos de megalitismo neolítico. También hay restos íberos, griegos y romanos, y buena representación medieval tanto prerománica como románica y gótica.

Durante los siglos XVI y XVII se produce una gran expansión de cultivo de viña y olivo. Las áreas de cultivo se ganan al bosque formado bancales con muros de piedra seca en laderas abruptas. La llegada de la filoxera en 1879, que afecta a la viña, y la enfermedad de “la negra” y posteriormente la helada de 1959 que acaba con el cultivo del olivo, produce una profunda crisis agrícola. El consiguiente abandono del campo deja un paisaje característico recorrido por centenares de kilómetros de muros y construcciones de piedra seca. Esta técnica constructiva, que consiste en apilar piedras sin utilizar argamasa, fue incluida en la Lista Representativa del Patrimonio Cultural Inmaterial de la Humanidad en noviembre de 2018.

Desde el boom turístico que vivió España en los 60 y 70, la provincia de Girona (y muy especialmente el Cap de Creus) se ha consolidado como destino turístico, con más de 7 millones de visitantes anuales. Ofrece abundante oferta hotelera, cultural y natural (terrestre y marina).

Salvador Dalí (ilustre ampurdanés) definía el Cap de Creus como “el lugar épico dónde las montañas del Pirineo llegan al mar en un grandioso delirio geológico”. Esa geología delirante está presente en muchas de sus obras.

El aislamiento geográfico, las exigentes condiciones ambientales y climáticas (aridez, salinidad, poco suelo disponible, substrato muy rocoso, el viento de tramontana, temperatura, etc.) y la gran diversidad de hábitats y paisajes (matorral, bosques esclerófilos, pequeños cursos fluviales intermitentes, roquedos, acantilados litorales, charcas, núcleos de vegetación de ribera, prados y pastos, mosaico de cultivos de olivos y viñedos, etc.), configuran una gran singularidad ecológica. En especial destacan los endemismos vegetales como *Seseli farrenyi*, *Erodium foetidum*, sólo presentes aquí en todo el Planeta, así como otras especies de muy restringida distribución (*Armeria ruscinonensis*, *Limonium gerundensis*, *Reseda jacquini*, *Euphorbia dendroides*, etc.). También la fauna presenta especies estrictamente endémicas como el molusco bivalvo *Mastigophalus rangianus* o grupos faunísticos de gran valor ambiental como quirópteros, réptiles, anfibios, cetáceos o aves marines. Por otro lado, los ecosistemas submarinos presentan a su vez una gran diversidad, tanto los fondos de poca profundidad con coralígeno, fondos rocosos o praderas de posidonia, como paredes profundas donde corales y otra fauna submarina presentan un buen estado de conservación.

La península de Cap de Creus conforma la terminación oriental de la Zona Axial Pirenaica, constituida por materiales pertenecientes al basamento Varisco. Así pues, si bien se encuentra ubicada en la cordillera pirenaica, los registros litoestratigráfico, tectónico, metamórfico y magmático de las rocas que conforman esta península se deben contextualizar en el ciclo varisco.

Las magníficas condiciones de afloramiento permiten la observación de configuraciones geológicas excepcionales. Cap de Creus está constituido mayoritariamente por una secuencia de rocas metamórficas de grado variable derivadas de series de origen sedimentario de edades que van desde el Neoproterozoico al Cámbrico (580-540 Ma). Estas series incluyen intercalaciones de rocas ígneas básicas y ácidas. Todo el conjunto está afectado por la Orogenia Varisca, responsable de una tectónica polifásica, del metamorfismo y de la intrusión de granitoides y pegmatitas (280-310 Ma) (Fig.1). El interés de estas formaciones excede al aspecto regional, ya que ilustran procesos geológicos de ámbito conceptual fenomenológico.

Así mismo, el valor paisajístico de estos parajes es extraordinario. Las rocas y sus formas de erosión son protagonistas especialmente en la zona litoral, donde la cobertura vegetal es escasa (Fig.1).

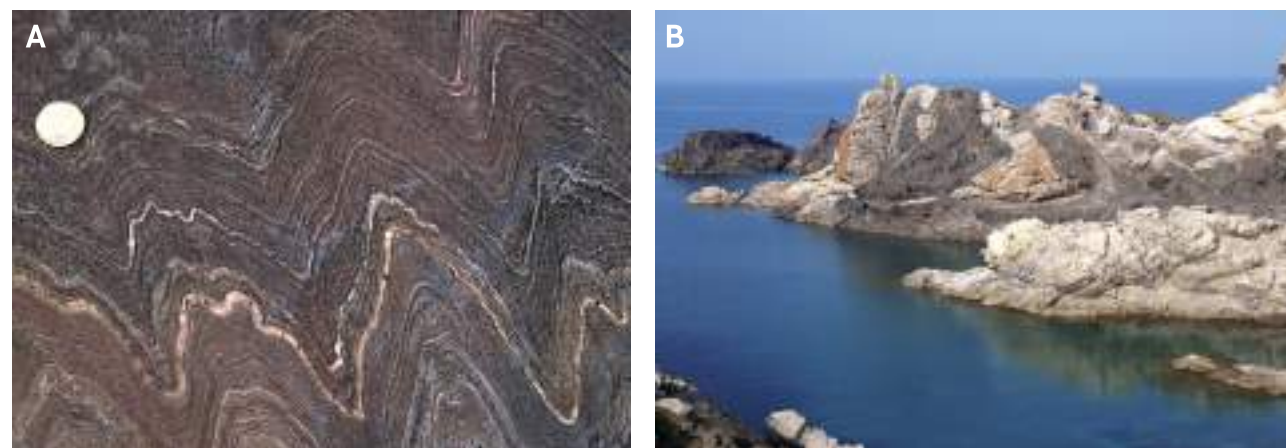


Figura 1. (A) Pliegues y crenulaciones en esquistos de alto grado metamórfico. Puig de Culip. (B) Intrusiones pegmatíticas y esquistos, Cala Culleró. Fotografías: (A) Jordi Carreras, (B) Elena Druguet.

En zonas interiores el patrimonio geológico se combina armónicamente con valores culturales como es la arquitectura de piedra seca que moldea las laderas de sierras y montañas.

Las rocas de Cap de Creus constituyen un recurso excepcional para la investigación de procesos geológicos profundos, valor que confiere a esta zona un gran interés para estudiantes e investigadores de todo el mundo. En particular, la cantidad y calidad de estructuras tectónicas presentes han posicionado Cap de Creus como una referencia de primer orden en el ámbito internacional. Son varios los modelos de estructuras de deformación dúctil que toman como referencia los ejemplos de esta zona (pliegues en vaina, bandas de cizalla, estructuras de emplazamiento magmático). Entre los múltiples ejemplos hay dos que destacan en particular: los pliegues (Fig.2) y las zonas de cizalla y sus



Figura 2. Pliegues disharmónicos complejos desarrollados en cuarcitas al oeste de Puig de Culip. Fotografía: J. Carreras y E. Druguet.



Figura 3. (A) Zona de cizalla senestral afectando granodioritas y un filón leucogranítico. Faro de Roses. (B) Zona de cizalla dextral afectando esquistos y cuerpos pegmatíticos. Sa Ferradura. Fotografías: (A) Jordi Carreras; (B) Elena Druguet.

estructuras asociadas (Figs.3 y 4). La posibilidad de observar zonas de cizalla y bandas miloníticas de dimensiones variables (milimétricas a hectométricas) en continuidad con las rocas menos deformadas convierte Cap de Creus en una localidad tipo y única para el estudio y modelización de estas estructuras (Fig.3).



Figura 4. Estructuras de *boudinage* en metapsamitas y pliegues de acomodación en los mármoles adyacentes. Clot de la Velloosa. Fotografía: E. Druguet.

Cap de Creus también ocupa una posición destacada en los campos de la petrogénesis y de la mineralogía. La variedad de tipos de rocas metamórficas y su distribución en grado metamórfico de sur a norte en una área relativamente reducida y accesible, así como la presencia de un extenso enjambre de diques de pegmatita y varios complejos migmatíticos, convierten a esta zona en una localidad de excelencia a nivel europeo para el estudio de las relaciones entre magmatismo, metamorfismo y tectónica.

Las formaciones rocosas de Cap de Creus, esculpidas por la tramontana y el mar, conforman un paisaje único de



Figura 5. Es Conill (El Conejo) de Tudela, uno de los múltiples y míticos ejemplos de formas de erosión en las pegmatitas del litoral norte. Fotografía: J. Carreras.

una belleza y majestuosidad imponentes. En el litoral norte, las pegmatitas de color claro contrastan con los esquistos oscuros (Fig.1). Entre las formas de erosión destacan las cavidades alveolares desarrolladas en los esquistos y los tafoni en los cuerpos de pegmatita, los cuales pueden adquirir formas verdaderamente curiosas (Fig.5). Un control estructural del relieve se manifiesta por la presencia de valles, canales y calas alineados paralelamente a las zonas de cizalla (Fig.6). De forma contrastada, en la península de Cap Norfeu, situada en el litoral sur y constituida mayoritariamente por calizas y dolomías marmóreas, predomina un modelado cárstico revelado por la gran abundancia de cuevas.



Figura 6. Fotografía aérea oblicua del extremo oriental de la península de Cap de Creus. Fotografía: Archivo Parc Natural de Cap de Creus.

BIBLIOGRAFÍA

- Carreras, J. (2001). Zooming on Northern Cap de Creus shear zones *Journal of Structural Geology* 23, 1457-1486.
- Carreras, J., Druguet, E. (2013). Illustrated field guide to the geology of Cap de Creus. Servei de Publicacions de la Universitat Autònoma de Barcelona, 123 p.
- Druguet, E. (2001). Development of high thermal gradients by coeval transpression and magmatism during the Variscan orogeny: insights from the Cap de Creus (Eastern Pyrenees). *Tectonophysics* 332, 275-293.
- Inventari d'Espais d'Interès Geològic de Catalunya (espacios 159 a 164): <https://catalegs.ide.cat/espais-interes-geologic>



YACIMIENTO PALEONTOLÓGICO DEL CUATERNARIO FONELAS P-1

Una estación paleontológica de campo y el apoyo al desarrollo rural a través del servicio público

Alfonso Arribas Herrera¹, Guiomar Garrido Álvarez² y José Antonio Garrido García¹

¹Estación paleontológica Valle del río Fardes, Instituto Geológico y Minero de España (IGME-CSIC) Ministerio de Ciencia e Innovación

²Universidad Internacional de La Rioja



Figura 1. Vista parcial del Valle del río Fardes (Hoya de Guadix, Cuenca de Guadix-Baza, Geoparque mundial de la UNESCO de Granada, España) desde una de las mesas de interpretación de la Ruta geológica de campo en la Estación paleontológica. Dicha ruta consta de un pórtico introductorio, seis mesas interpretativas, dos tótems relacionados con la magnetoestratigrafía (uno de ellos indica el límite Plio-Pleistoceno, con el inicio físico del Cuaternario), distintas cartelas sobre botánica y está señalizada por balizas a lo largo de 1 kilómetro de recorrido. Fotografía: Alfonso Arribas.

El yacimiento Fonelas P-1 (Fonelas, Cuenca de Guadix-Baza, provincia de Granada) es una localidad fosilífera datada en 2,0 millones de años de antigüedad (Cuaternario basal, Pleistoceno inferior) que contienen un abundante y diverso registro fósil sobre un ecosistema grandes mamíferos terrestres desconocido con anterioridad en el Viejo Mundo (Fig.1).

Las actuaciones sobre este yacimiento paleontológico (Geosite, yacimiento de relevancia internacional) muestran uno de los modelos posibles de protección de patrimonio geológico y de estudio y puesta en valor del patrimonio natural (geológico y biológico) de forma integral. Desde el inicio de su excavación e investigación (año 2001) existió un plan: realizar a la par su investigación integral (paleontología, estratigrafía y



Figura 2. Vistas del Centro paleontológico Fonelas P-1 (que geoconserva al Geosite en la Estación paleontológica Valle del río Fardes: EPVRF). A. Vista desde el sur del barranco con parte de los terrenos contenidos en la Estación paleontológica Valle del río Fardes, y la fachada principal del Centro paleontológico en el contexto del relleno sedimentario fluvial del Pleistoceno inferior en el sector occidental (Hoya de Guadix) de la Cuenca de Guadix-Baza. B. Vista parcial del interior del Centro con asociaciones fosilíferas in situ, parte de su museografía y un grupo de visitantes. Fotografía: Alfonso Arribas.



Figura 3. Asociación característica de fósiles de mamíferos en el yacimiento paleontológico Fonelas P-1. Destacan un cráneo del cérvido *Metacervoceros* otro del antílope *Gazellospira* y numerosos huesos del esqueleto postcraneal de herbívoros (incluyendo huesos de mamuts infantiles). La mayoría de los huesos están rotos o roídos por hiénidos (de la especie *Pachycrocuta brevirostris*). Fotografía: Alfonso Arribas.

datación (con bioestratigrafía y magnetoestratigrafía), la correcta gestión de las colecciones científicas, los trabajos en distintos ámbitos relacionados con su posicionamiento como patrimonio geológico, su paso a propiedad pública, su geoconservación y desarrollo como infraestructura de divulgación y docencia en campo (Fig.2), y la propuesta y aceptación de su contexto geológico regional como Geoparque Mundial de la UNESCO (Granada, desde el año 2020).

Fonelas P-1 es un yacimiento paleontológico cuya investigación se inicia con el siglo XXI. Tras los trabajos científicos desarrollados desde su descubrimiento (año 2000) el yacimiento destaca por muchos motivos, pero lo realmente importante es la suma de todos ellos: por su cronología, mal conocida desde la perspectiva paleobiológica en Europa hasta su descubrimiento, definida en 2,0 Ma por magneto y bioestratigrafía; por el excepcional estado de conservación de los huesos fosilizados; por su alta diversidad de especies y por la presencia de nuevas especies y subespecies de grandes mamíferos; por el modelo genético inferido para el yacimiento (cubil/comedero al aire libre, en una llanura fluvial seca, de hienas gigantes de rostro corto –*Pachycrocuta brevirostris*–) (Fig.3); por el mosaico paleobiogeográfico y ecológico que representa, pues en esta asociación de hace dos millones de años coexisten especies autóctonas de Europa con especies inmigrantes recién llegadas entonces tanto desde Asia como desde África; y, finalmente, por conservar registro de especies “lázaros” (supuestamente extintas en Europa en esa época), como es el caso de las tortugas terrestres gigantes mio-pliocénicas pertenecientes al género *Titanochelon*.

Un último matiz relevante es que este ecosistema español desaparecido (esta paleomastocenos) (Fig.4) es el más semejante, de entre los conocidos, a aquel en el que habitaron los primeros humanos en Eurasia: el registrado en el Cáucaso, en el yacimiento de Dmanisi (República de Georgia, también perteneciente a la zona de mamíferos MNQ18).

Todo lo anterior hace de Fonelas P-1 un yacimiento paleontológico singular dentro del Cuaternario del Viejo Mundo, lo que nos llevó, junto con el espectacular escenario paisajístico y geológico en que

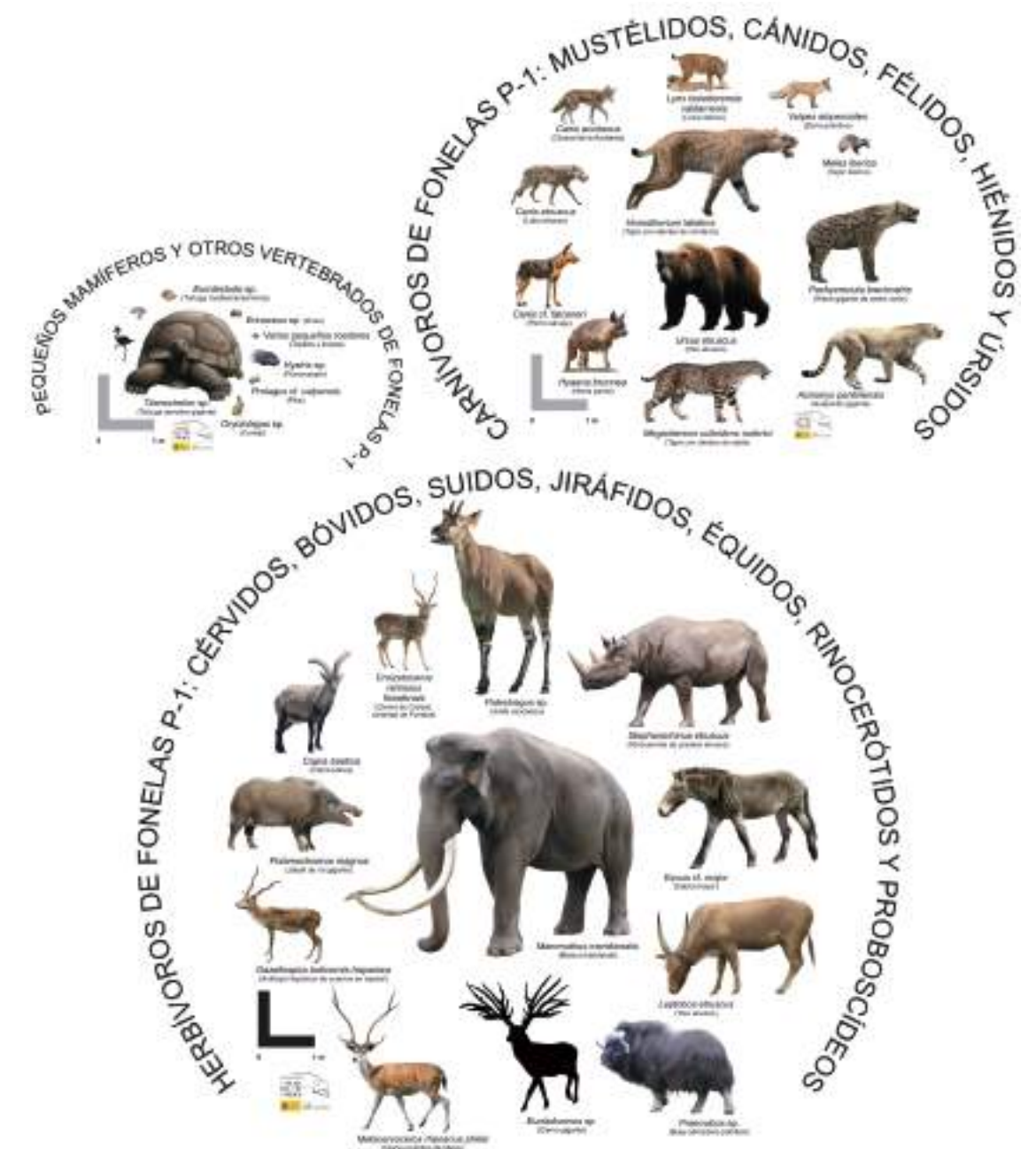


Figura 4. Conjunto de espectros de diversidad de los vertebrados identificados en Fonelas P-1. Figura: Alfonso Arribas y Guiomar Garrido.

se integra, a buscar la forma de que tuviese la máxima protección (del Estado) y a ponerlo en valor para el conocimiento, uso y disfrute por parte de la sociedad; comenzando por conservar el patrimonio paleontológico y estratigráfico (geológico) *in situ*, como recurso justo en el medio rural.

El proceso ha sido largo, más de lo que hubiésemos querido (básicamente ha sido voluntad de individuos no de administraciones, y tan sólo han trabajado en el conjunto de la actuación integral de forma continua a lo largo de los años un total de dos profesionales). Hemos contado con importantes apoyos a lo largo del tiempo, intermitentes pero muy relevantes desde el IGME, y siempre constantes desde el ámbito del territorio como desde: el Ayuntamiento de Fonelas, el Grupo de Desarrollo Rural Comarca de Guadix o la Diputación provincial de Granada.

El resultado es una superficie de 25 ha. que incluyen el Centro paleontológico Fonelas P-1 (yacimiento del mismo nombre protegido (geoconservación), monitorizado y musealizado en una superficie

de 1.020 m²), el pabellón de trabajo en campo y módulo de suministro eléctrico mediante energías renovables, el *Módulo divulgativo Historia de la Tierra y de la Vida y la Ruta geológica de campo EPVRF*, de 1 km de recorrido. La visita puede realizarse todo el año y es gratuita. Además, la parcela incluye poblaciones de especies botánicas endémicas en “peligro crítico de extinción” (*Clypeola eriocarpa* y *Limonium majus*) y 486 especies de fauna (inventario provisional), de las cuales 404 de invertebrados y 297 especies de plantas. En relación con el patrimonio cultural, la EPVRF contiene dólmenes prehistóricos.

El conjunto de actividades realizadas y de productos científico-técnicos obtenidos durante estos años ha permitido desarrollar esta fórmula de geoconservación y verificar su modelo de utilidad pública (Fig.5).

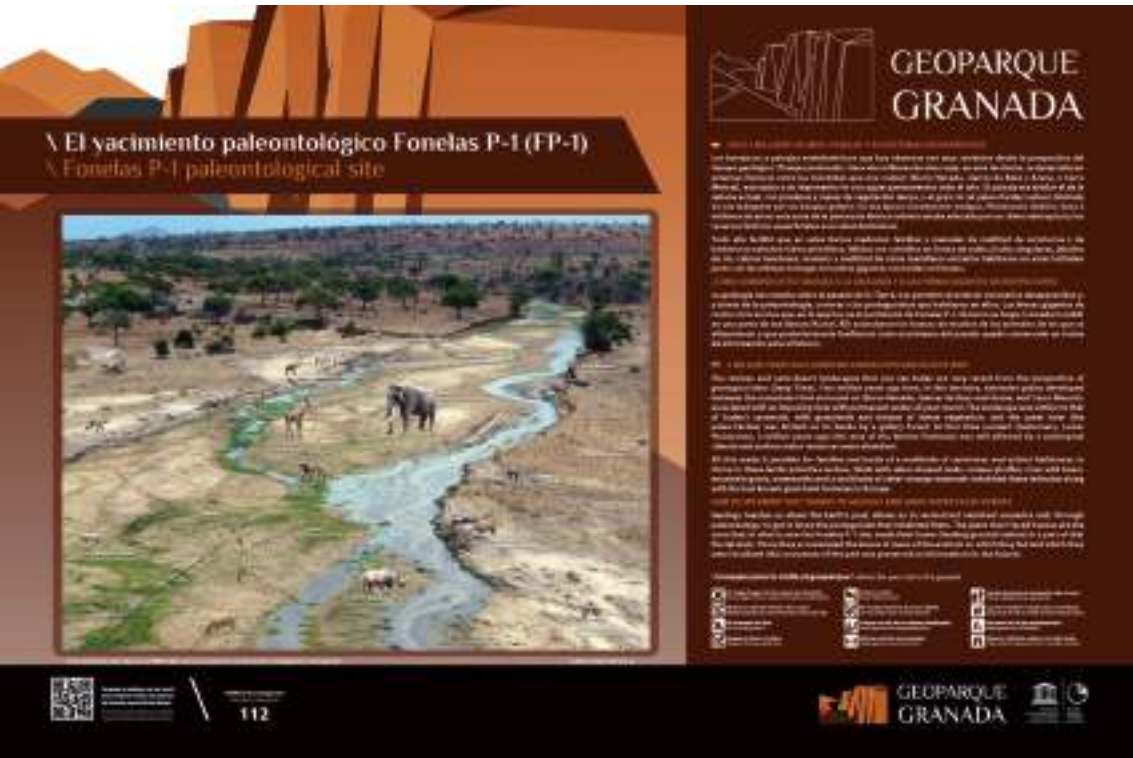


Figura 5. Panel informativo del Geoparque mundial de la UNESCO de Granada (Granada UGGp) sobre el yacimiento paleontológico Fonelas P-1. Se reconstruye el paisaje fluvial durante el Pleistoceno inferior (usando como modelo actual el río Tarangire, Tanzania) e introduce el ecosistema de entonces para los visitantes (en castellano e inglés). Una copia de este panel está situada en la plaza de la Iglesia del municipio de Fonelas y otra en la EPVRF, frente a la fachada principal del Centro en el camino de acceso a 200 metros al sur del mismo. Fotografía: Alfonso Arribas.

Este conjunto de trabajos y productos es lo que hace que hoy día, en el año 2024, Fonelas P-1 siendo patrimonio geológico sea Patrimonio del Estado y exista una estación científica de campo asociada al mismo, la EPVRF, dando servicio a la sociedad desde el mundo rural.

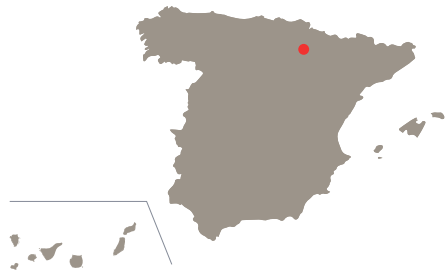
BIBLIOGRAFÍA

Arribas, A. y Garrido, G. (2013). La primera estación paleontológica de campo estatal en España el Centro Paleontológico Fonelas P-1 (Cuenca de Guadix, Granada). *Enseñanza de las Ciencias de la Tierra*, 21.3, 339-342. http://www.igme.es/epvrf/docs/Aepect_21-331_342.pdf.

Arribas, A., Garrido, G., Lorenzo, C. y Garrido, J.A. (2017). El valle del río Fardes y la Estación paleontológica de Fonelas: un laboratorio del Cuaternario. *Enseñanza de las Ciencias de la Tierra*, 25.1, 82-87. http://www.igme.es/epvrf/docs/2017_Aepect_25-1_Valle_del_rio_Fardes.pdf].

Instituto Geológico y Minero de España. Estación Paleontológica Valle del Río Fardes. <http://www.igme.es/epvrf/estacion>.

Instituto Geológico y Minero de España. Ruta geológica de campo EPVRF. <https://www.igme.es/epvrf/RutaGeologica>



YACIMIENTOS DE PIRITA DE NAVAJÚN Y AMBASAGUAS

Pirita: el mineral de forma perfecta

Ramón Jiménez¹

¹Instituto Geológico y Minero de España (IGME-CSIC)

La cuenca sedimentaria de Cameros se sitúa en el interior español y en ella se localizan una serie de yacimientos de pirita que son mundialmente conocidos por la belleza y perfección de sus cristales. Estas piritas aparecen formando estéticos ejemplares que están representados en las principales colecciones y museos del ámbito internacional, constituyendo un clásico de la mineralogía española.

Esta cuenca es una zona de alto interés geológico por diferentes aspectos: su sedimentología, tectónica, restos paleontológicos, así como el modelo genético de formación de la cuenca, constituyen elementos de interés que han sido objeto de estudio por múltiples investigadores. Se trata de una cuenca mesozoica, cuyas secuencias de depósito están comprendidas entre el Jurásico superior y el Cretácico inferior. Pero, además, una de las características más espectaculares de la geología de la cuenca es la presencia de numerosas mineralizaciones de pirita que han aportado miles de ejemplares al patrimonio mueble.

Las mineralizaciones de pirita aparecen exclusivamente en el sector oriental de la cuenca, dentro de las lutitas afectadas por metamorfismo hidrotermal de bajo grado. Este metamorfismo tuvo lugar en un rango de hace entre 108 y 86 millones de años, muy posterior al relleno de la cuenca, alcanzando los materiales una temperatura máxima de alrededor de 360°C.

Los materiales que contienen las mineralizaciones fueron depositados en dos ambientes sedimentarios diferentes: unos fueron depositados en llanuras deltaicas con frecuentes episodios lacustres, los cuales se caracterizan por la presencia de contenidos relativamente altos de materia orgánica y minerales de hierro. Por otro lado, otras mineralizaciones se sitúan en sedimentos depositados en sistemas fluviales de tipo meandriforme.

Son numerosos los yacimientos de pirita en la cuenca de Cameros, pero aquí se destacan dos de los que son más importantes por la belleza de sus cristales y por su presencia en colecciones y museos: el de Ambasaguas y el de Navajún. Ambos se sitúan en la Reserva de la Biosfera de la UNESCO de los Valles del Leza, Jubera, Cidacos, Alhama y Linares.

El yacimiento de Ambasaguas se localiza en el pueblo riojano de Ambas Aguas o Entrambas Aguas, perteneciente al municipio de Muro de Aguas. En esta localidad son varios los afloramientos

con piratas cristalizadas, destacando el llamado “Filón Patricia”, situado en la zona central del yacimiento (Fig.1).



Figura 1. Afloramiento del “Filón Patricia”. Minas de Ambasaguas. Fotografía: Ramón Jiménez.

Este yacimiento está siendo explotado desde 1996 por la empresa “Piratas de Ambasaguas S.L.” que comercializa ejemplares de colección y organiza visitas a los afloramientos previa reserva en su página web.

Los ejemplares de pirita de este yacimiento adquieren diversas morfologías, predominando el pentagonododecaedro (piritoedro), pero son comunes los cubos, octaedros y combinaciones entre ellos, además de los agregados en “piña” (Fig.2).

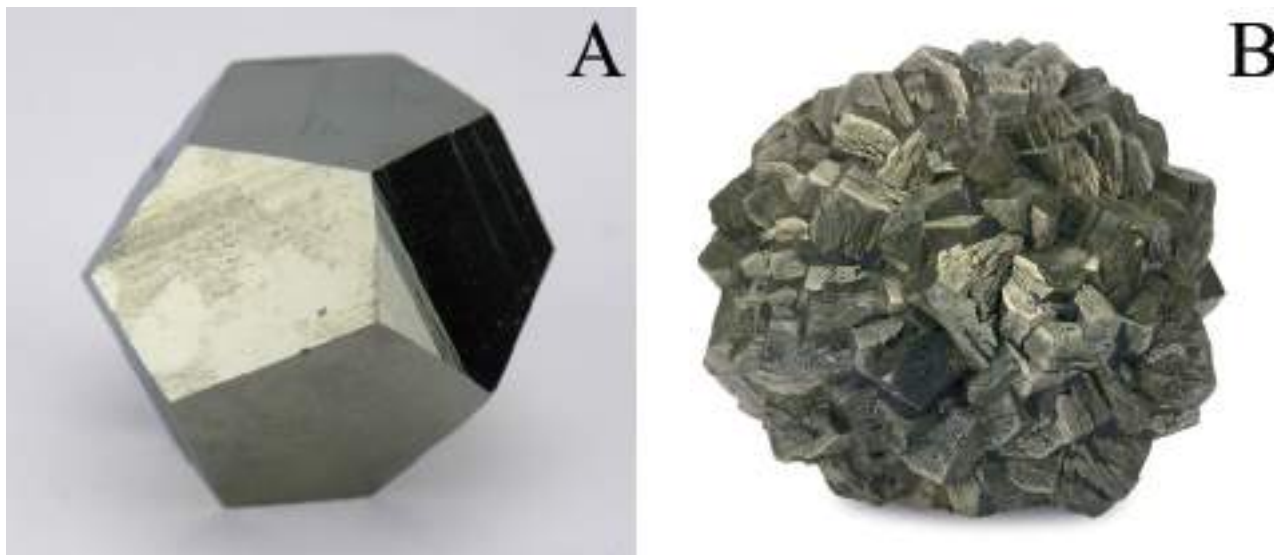


Figura 2. Piratas de Ambasaguas: A) Piritoedro (petagonododecaedro); B) Agregado en “piña”. Fotografía: Colección Museo Geominero.

Los ejemplares presentan un excelente brillo metálico y un tamaño que oscila entre los pocos milímetros de arista, hasta los 10 cm de diámetro en los agregados en “piña”.

El yacimiento de Navajún se localiza unos 2,5 km al NNE del pueblo del mismo nombre, en la falda meridional de La sierra de Alcarama, concretamente en el paraje de “Umbría de la Dehesa”, (figura 3).

Está siendo explotado desde 1970 por la empresa “Piratas de Navajún, S.L.” en la mina “Ampliación a Victoria”. Al igual que ocurriera con la mina de Ambasaguas, el aprovechamiento minero se basa en la comercialización de ejemplares de colección. “Piratas de Navajún” organiza visitas al yacimiento, que incluyen la recogida controlada de ejemplares.



Figura 3. Mina Ampliación a Victoria, Navajún. Fotografía: Ramón Jiménez.

Los cristales de pirita de Navajún se presentan principalmente con formas de cubo (figura 4), y de forma esporádica en niveles muy localizados como octaedro y combinaciones de ambos (cubo-octaedros).

La visita a los yacimientos dura dos horas, se realiza a pie y se explica cómo ha sido la explotación artesanal y cómo se formaron los minerales. Las vetas del mineral se encuentran a plena vista y en ellas es posible encontrar ejemplares que van desde el milímetro hasta los casi veinte centímetros de arista, con bordes afilados, descubriendo piezas de diferentes formas. Además, en el yacimiento también es posible observar icnitas (huellas) de dinosaurio que habitaban las zonas fluviales, lacustres y deltaicas en cuyos sedimentos se formarían las mineralizaciones de pirita. Por último, un museo muestra algunos grandes ejemplares encontrados en este yacimiento. Por todo ello, estos yacimientos de pirita no solo se consideran lugares de excepcional valor geológico, si no también excelentes ejemplos de utilización del patrimonio geológico con fines didácticos y turísticos.

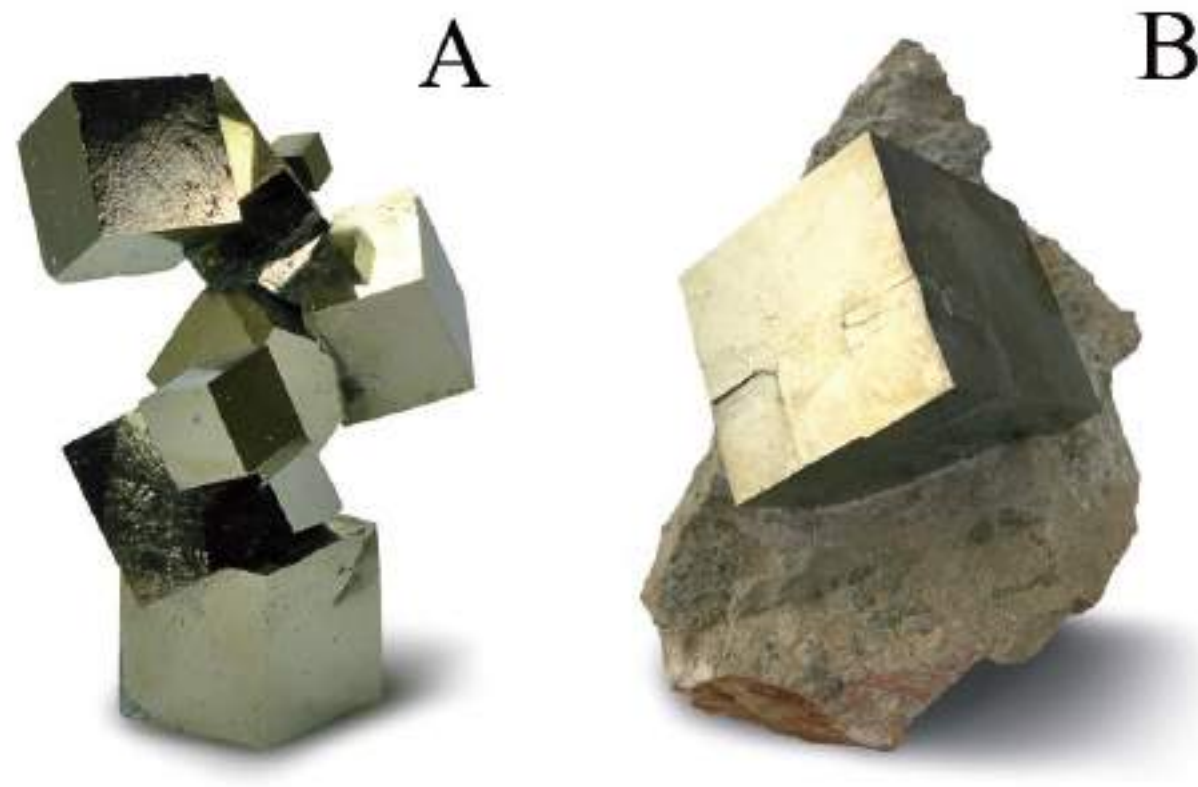


Figura 4. Piritas de Navajún: A) Agregado de cristales cúbicos; B) Cubo de pirita en matriz lutítica. Los ejemplares presentan un excelente brillo metálico y tamaño que oscila entre los pocos milímetros y 20 cm de arista, aunque lo más común es que no sobrepasen los 5 cm. Fotografías: Colección Museo Geominero.

BIBLIOGRAFÍA

- Alonso-Azcárate, J. (1997). *Evolución de los filosilicatos y génesis de los yacimientos de pirita en la cuenca de Cameros: su relación con las facies sedimentarias y el metamorfismo. Cretácico inferior. La Rioja-Soria*. Tesis Doctoral, Universidad Complutense de Madrid, 544 pp.
- Alonso-Azcárate, J. (2003). Las mineralizaciones de pirita de la cuenca de Cameros en su contexto geológico. *Boletín de la Sociedad Española de Mineralogía*, 26, 29-44.
- Alonso-Azcárate, J., Rodas, M., Bottrell, S.H. y Mas, J.R. (2002). Los yacimientos de pirita de la Cuenca de Cameros. *Zubía Monográfico*, 14, 173-190.
- García, G. y Alonso-Azcárate, J. (2003). Piritas de Ambasaguas. *Bocamina*, 12, 12-45.
- Mas, J.R., Alonso, A. y Guimerá, J. (1993). Evolución tectonosedimentaria de una cuenca extensional intraplaca: la cuenca finijurásica-eocretácica de Los Cameros (La Rioja-Soria). *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 6 (3-4), 129-144.
- Mata Campo, M. P. (1997). Caracterización y evolución mineralógica de la Cuenca mesozoica de Cameros (Soria - La Rioja). Tesis doctoral. Univ. de Zaragoza. 350 p.



CAMPO VOLCÁNICO DE LA ERUPCIÓN HISTÓRICA DE TIMANFAYA

Una erupción (1730-36) que dio lugar a un espectacular paisaje

Inés Galindo¹, Nieves Sánchez¹, Juana Vegas¹, Esther Martín-González² y Carmen Romero³

¹Instituto Geológico y Minero de España (IGME-CSIC)

²Museo de Ciencias Naturales de Tenerife

³Universidad de La Laguna

Este paisaje está caracterizado por la presencia de unos 200 centros de emisión y más de 25 conos volcánicos alineados a lo largo de una gran fisura eruptiva, y a un extenso campo de lavas de unos 180 km² que domina una cuarta parte de la superficie de la isla de Lanzarote (Fig.1). Este campo



Figura 1. Alineación de conos volcánicos de la fisura eruptiva principal de la erupción de 1730-36 de Timanfaya (Lanzarote, Islas Canarias, España). Fotografía: Inés Galindo-IGME, CSIC.



Figura 2. Mar de lava de Timanfaya. Fotografía: Inés Galindo-IGME, CSIC.

volcánico constituye uno de los mejores ejemplos a escala mundial de erupción basáltica fisural de gran volumen en un contexto de intraplaca oceánica.

La isla de Lanzarote es una de las más occidentales y antiguas del archipiélago canario. Su actividad volcánica histórica se limita a dos erupciones: una entre 1730-36 y otra en 1824. La primera de ellas, la erupción de Timanfaya tuvo una duración de casi seis años, durante los cuales se produjeron algunos periodos de inactividad volcánica. La erupción comenzó en una fractura inicial de dirección NO-SE de unos 5 km de longitud, activa solamente durante los primeros cinco meses, para luego trasladarse y concentrarse junto a la fractura principal de 16 km de longitud de dirección ENE-OSO, que agrupa a la mayor parte de edificios volcánicos. En la zona existe una amplia variedad de volcanes monogenéticos que engloba desde conos de *spatter*, de escorias, anillos de tobas, e incluso edificios colapsados con generación de depósitos de avalanchas de escombros. Las acumulaciones de tefra cubren actualmente una superficie ligeramente superior a los 25 km². Sin embargo, los registros históricos indican que las cenizas tuvieron una distribución mucho mayor, extendiéndose hasta 90 km tierra adentro en la cercana isla de Fuerteventura.

El “mar de lava” de Timanfaya (Fig.2), como se conoce en la terminología local, constituye un inmenso desierto de lava negra que se pierde en el horizonte desde el centro de la isla hasta alcanzar el mar hacia el oeste, rellenando antiguos valles y dejando islas de conos pleistocenos cuyas cimas sobresalen sobre de las lavas. En este extenso campo lávico es posible observar toda la gama de morfologías superficiales asociadas a las coladas basálticas de tipo *pahoehoe* y *aa*. Las primeras son las más extensas y en ellas es posible observar morfologías cordadas, en losas, digitadas, en tripas, tubos

volcánicos, terrazas y cascadas lávicas, etc. Las lavas *aa* se desarrollan preferentemente en áreas distales y en los sectores ubicados al norte y sur de la fisura eruptiva principal. Asociados a este tipo de lavas, son también frecuentes estructuras como canales de lava, bloques erráticos, estructuras de inyección, levées, bolas de acreción, diques de desbordamiento, *ridges* de presión, e incluso hornitos. Además, una buena parte de las superficies cubiertas por las lavas de 1730-36 muestran morfologías de transición entre las lavas *pahoehoe* y *aa* a medida que avanzan hacia el mar (Fig.3). Son también comunes las simas y tubos volcánicos, que incluyen una gran diversidad de morfologías volcánicas como glaseados, estrías, *runners* o estalagmitas y estalactitas de lava.

Los islotes de conos pleistocenos que quedan entre las lavas, así como los xenolitos mantélicos y de sedimentos del fondo oceánico de edad Miocena, que fueron transportados por el magma hacia la superficie, muestran una historia geológica diversa de cierta complejidad, que prolonga la historia geológica de la zona de Timanfaya hasta el Mioceno.



Figura 3. Lavas *pahoehoe*. Fotografía: Nieves Sánchez-IGME, CSIC.

Los efectos causados por el emplazamiento y acumulación de lapillis, cenizas y lavas fueron devastadores para la economía local y tuvieron enormes repercusiones tanto en el paisaje humano como en el natural a comienzos del siglo XVIII. Apenas cuatro meses después del inicio de la erupción había emigrado ilegalmente de la isla un 44% de la población, a pesar de los esfuerzos de las autoridades que prohibieron la salida de los habitantes de la misma, ante el temor de que se despoblase. Económicamente, los daños fueron considerables ya que se perdieron no sólo las cosechas de esos años, sino también una buena parte de los pastos y de la cabaña ganadera. Sin embargo, la pérdida

más irreparable fue la destrucción de gran parte de los sistemas de captación y almacenamiento de agua, que eran vitales en una isla árida y con escasa disponibilidad de agua subterránea. A lo largo de la erupción desaparecieron un total de 58 núcleos de población, de los cuales 35 fueron cubiertos por coladas de lava y 23 por acumulaciones de cenizas. Afortunadamente solo se tiene constancia documental de una víctima humana.

No obstante, los habitantes que permanecieron en la isla aprendieron a vivir con el nuevo paisaje volcánico, siendo un ejemplo de comunidad resiliente. Los agricultores desarrollaron una nueva técnica de cultivo basada en el aprovechamiento de las propiedades del lapilli, que evita la erosión, retiene la humedad atmosférica durante la noche e impide la evapotranspiración durante el día. Así, los campesinos excavaron hoyos, denominados gerias, hasta encontrar el suelo subyacente donde plantaron cepas de vid, frutales y otros productos. Para minimizar el efecto del viento, tan frecuente en la isla, en la parte superior de cada geria se construyeron muros de piedra de planta semicircular orientados según la dirección de los vientos dominantes. Fruto de este esfuerzo, encontramos uno los paisajes rurales de mayor espectacularidad y belleza, y valor cultural, etnográfico y agrícola de Canarias, el Paisaje Protegido de La Geria.

La conexión entre volcanismo, sociedad, tradición y cultura es modélica en la isla de Lanzarote, de modo que sus paisajes volcánicos se han convertido en un recurso excepcional para la promoción de la isla y su explotación turística (Fig.4). Ello ha impulsado la creación de los Centros de Arte, Cultura y Turismo promovidos por el Cabildo de Lanzarote, entre los que destaca el Centro de Arte, Cultura y



Figura 4. Una de las actividades turísticas en Timanfaya es el paseo en camellos entre los conos de la erupción. Fotografía: Inés Galindo-IGME, CSIC.

Turismo de las Montañas del Fuego, ubicado en el interior del Parque Nacional. Este espacio cuenta también con el Centro de Visitantes e Interpretación de Timanfaya, y una variada oferta de senderos guiados y autoguiados, como por ejemplo El Echadero de los Camellos. En la isla también hay otros centros turísticos privados, como la Fundación Cesar Manrique, ubicada en la casa del artista lanzaroteño Cesar Manrique, que se construyó en las coladas de la erupción de Timanfaya, aprovechando los huecos, grietas y oquedades de su interior y que constituye un punto de visita obligada.

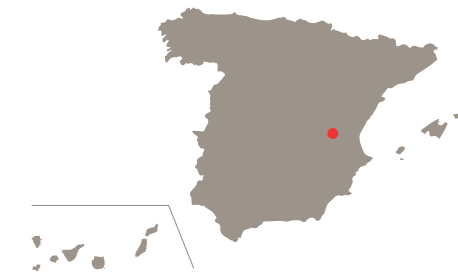
El lugar de interés geológico de Timanfaya tiene un valor de susceptibilidad a la degradación muy bajo ya que está protegido por diferentes tipos de figuras legales. Sin embargo, estudios recientes destacan la importancia de tomar medidas de gestión que aseguren la preservación de todos los elementos del geosite, ya que puntualmente existen áreas seriamente afectadas por el exceso de capacidad de carga que desencadena procesos erosivos y el expolio de minerales y estructuras lávicas, el senderismo incontrolado, la construcción de varias infraestructuras o la extracción de áridos. A pequeña escala, dado el carácter accidentado y caótico de las coladas de lava recientes, la capacidad de absorción de impactos de estos terrenos es alta en la medida en que pueden experimentar degradaciones ocasionalmente severas, imperceptibles para observadores no cualificados. Sin embargo, a gran escala, las huellas de la actividad humana se han incrementado notablemente en los últimos 25 años. Durante este período se han acelerado los procesos de erosión en los campos de lava, asociados a la práctica del senderismo y a la puesta en uso de todo el Área Protegida con fines turísticos. Los procesos de degradación más rápidos, severos e irreversibles afectan principalmente a las lavas *pahoehoe* proximales de coberturas finas, a los canales y tubos volcánicos, a los xenolitos de peridotita y a los campos de lapilli, por la tradicional explotación de áridos para los cultivos de enarenados.

El diseño de rutas geológicas es una de las líneas de trabajo que está desarrollando el Geoparque Mundial UNESCO de Lanzarote y Archipiélago Chinijo como parte del plan para el desarrollo de infraestructuras divulgativas de su patrimonio geológico para el público en general. La creación de las geo-rutas pretende dar salida a la creciente demanda de un tipo de turismo diferente al de sol y playa en Canarias, diversificando así la oferta turística mediante el geoturismo.

BIBLIOGRAFÍA

- Araña, V. y Carracedo, J.C. (1979). Los volcanes de las Islas Canarias, II. Lanzarote y Fuerteventura. Editorial Rueda, Madrid, 176 p.
- Carracedo, J.C., Rodríguez Badiola, E. & Soler, V. (1992). The 1730-1736 eruption of Lanzarote, Canary Islands: a long, high-magnitude basaltic fissure eruption. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 53, 239-250.
- Carracedo, J.C. (2014). The 1730-1736 Eruption of Lanzarote, Canary Islands. In: *Landscapes and Landforms of Spain*, 273-288. Springer Netherlands.
- Galindo, I., Vegas, J., Romero, C., Sánchez, N. y Martín-González, E. (2019). Fuego, agua y viento. Lugares de Interés Geológico del Geoparque Mundial Unesco de Lanzarote y Archipiélago Chinijo. Cabildo Insular de Lanzarote. 111 p. <https://www.geoparque Lanzarote.org/wp-content/uploads/2020/Libro-Geoparque-Lanzarote-fuego-agua-viento.pdf>.
- Galindo, I., Vegas, J., Romero, C., Llorente, M., Martín-González, E., Rubio, J.C., Díaz, G.A., Mangas, J., Mateo, E. & Sánchez, N. (2019). Geoheritage Inventory of the Lanzarote and Chinijo Islands UNESCO Global Geopark. En: E. Mateo, J. Martínez-Frías y J. Vegas (Eds.). *Lanzarote and Chinijo Islands Geopark: From Earth to Space. Geoheritage, Geoparks and Geotourism (Conservation and Management Series)* Springer, Cham., 31-45. https://doi.org/10.1007/978-3-030-13130-2_3.

- García-Cortés, A. (Coord.) (2008). Contextos geológicos españoles: una aproximación al patrimonio geológico español de relevancia internacional. Instituto Geológico y Minero de España. Madrid. 235 p.
- IGME (2005). Mapa geológico de España Escala 1:100.000. Hoja y Memoria nº 88. Isla de Lanzarote. 79 p.
- Romero, C. (1991). Las manifestaciones volcánicas históricas del Archipiélago Canario. Gobierno Autónomo. 2 tomos.
- Romero, C. (1997). Crónicas documentales sobre las erupciones de Lanzarote. Fundación César Manrique. Turcsa. Madrid.
- Romero, C. (2003). El relieve de Lanzarote. Cabildo de Lanzarote. Rubicón, 242 p.
- Romero, C., Vegas, V., Galindo, I. y Sánchez, N. (2016). Geo-rutas en coche por el patrimonio geológico del Geoparque de Lanzarote y Archipiélago Chinijo: Volcanes con historia. Cabildo Insular de Lanzarote, 17 p.
- Romero, C., Sánchez, N., Vegas, J. & Galindo, I. (2019a). Historic Volcanic Landforms Diversity on Lanzarote. En: E. Mateo, J. Martínez-Frías y J. Vegas (Eds.). Lanzarote and Chinijo Islands Geopark: From Earth to Space. Geoheritage, Geoparks and Geotourism (Conservation and Management Series) Springer, Cham. pp. 47-73. https://doi.org/10.1007/978-3-030-13130-2_4.
- Romero, C., Sánchez, N., Galindo, I., Martín-González, E. & Vegas, V. (2019b). Historical and prehistorical volcanic geoheritage in Canary Islands. AGU Fall Meeting 2019. <https://doi.org/10.1002/essoar.10503322.1>.
- Romero, C., Galindo, I., Sánchez, N., Martín-González, E. & Vegas, J. (2020). Syn-Eruptive lateral collapse of monogenetic volcanoes: The case of Mazo volcano from the Timanfaya eruption (Lanzarote, Canary Islands). En: K. Németh (Ed.). Volcanoes - Updates in Volcanology. <https://doi.org/10.5772/intechopen.93882>.
- Sánchez, N., Romero, C., Galindo, I., Vegas, V. & Martín-González, E. (2019). What we know about historical eruptions in Canary Islands and what we can learn. AGU Fall Meeting 2019, <https://doi.org/10.1002/essoar.10503319.1>.
- Sánchez, N., Romero, C., Vegas, J., Galindo & I. (2019). Geological and Geographical Setting of Lanzarote and Chinijo Islands UNESCO Global Geopark. En: E. Mateo, J. Martínez-Frías y J. Vegas (Eds.). Lanzarote and Chinijo Islands Geopark: From Earth to Space. Geoheritage, Geoparks and Geotourism (Conservation and Management Series) Springer, Cham. 19-29. https://doi.org/10.1007/978-3-030-13130-2_2.
- Vegas, J., Galindo, I., Romero, C., Sánchez y N., García-Cortés, A. (2015). ¿Es necesario un inventario de patrimonio geológico dentro de un Global Geosite? Una cuestión de tamaño y de uso en Timanfaya, Lanzarote. En: A. Hilario, M. Mendiá, M. Monge-Ganuzas, E. Fernández, J. Vegas y A. Belmonte (Eds.). Patrimonio geológico y geoparques, avances de un camino para todos. Serie Cuadernos de Museo Geominero, 18, 31-36.
- Vegas J., Galindo I., Romero, C., Sánchez, N., Díaz, G.A., Martín-González, E. & Mateo, E. (2019). Geoconservation and Geotourism in the Lanzarote and Chinijo Islands UNESCO Global Geopark. En: E. Mateo, J. Martínez-Frías y J. Vegas (Eds.). Lanzarote and Chinijo Islands Geopark: From Earth to Space. Geoheritage, Geoparks and Geotourism (Conservation and Management Series) Springer, Cham. 99-108. https://doi.org/10.1007/978-3-030-13130-2_7.



TOBAS CALCÁREAS DE LAS CHORRERAS DEL RÍO CABRIEL

Un paraíso de pozas y cascadas que continúa en construcción

Carolina Martínez Jaraiz¹

¹Instituto Geológico y Minero de España (IGME-CSIC)

El paraje natural conocido como las Chorreras del río Cabriel se encuentran en la zona este de la Península Ibérica. En concreto, en la provincia de Cuenca, entre los municipios de Villora y Enguñados, dentro del dominio geológico de la Cordillera Ibérica. El nombre “chorreras” es un sinónimo de cascada y hace referencia a las zonas por donde cae o “chorrea” agua (Fig.1).

Desde su nacimiento, el río Cabriel se alimenta de manantiales cuyas aguas atraviesan rocas carbonáticas (calizas y dolomías) del Mesozoico. En este largo camino subterráneo, las aguas se cargan de CO₂ y de bicarbonatos disueltos. Cuando salen del subsuelo y retornan a la superficie, tanto en el cauce como en manantiales, los procesos químicos se invierten y se produce la desgasificación del agua, favoreciendo la precipitación de la calcita. La pérdida de CO₂ ocurre desde el momento en que las aguas emanan del manantial, y esta es progresiva. Al producirse gran parte de la desgasificación y alcanzarse la saturación de la calcita es cuando precipita la toba. En medios fluviales, como en este lugar, la formación de tobas suele también estar condicionada por la presencia de ciertas bacterias y de vegetación acuática. Por tanto, las tobas son depósitos carbonatados continentales generados en condiciones acuáticas, con una cobertura vegetal asociada que definen un ecosistema mayoritariamente formado por briofitos, algas y cianobacterias. Esto es, se forman gracias a que el agua, rica en carbonato cálcico, se deposita sobre plantas o pequeños invertebrados, quedando fosilizados y conservando estos organismos como roca fósil. En las Chorreras además precipitan laminaciones de carbonato de tipo estromatolito, que están bioinducidas por cianobacterias.

En este lugar, a lo largo de miles de años, se han ido formado importantes depósitos de toba de gran extensión. En total son unos 1,5 kilómetros de tramo de río en la que en ambas márgenes se encuentran varias fases de desarrollo de un edificio tobáceo en rampa de unos 6.700 años de antigüedad, que actualmente continúa en formación (Fig.2). Esta gran rampa tobácea ha sido disectada por dicho río dando lugar a una serie de saltos de agua, cascadas, marmitas o pozas, cuevas laterales y gargantas muy singulares. Se trata de un excelente ejemplo de rampa de tobas del Cuaternario (Fig.3), con un alto valor científico porque tiene un registro fósil y actual de tobas de estromatolitos. Destaca una



Figura 1. Vista general de las Chorreras del Cabriel. Fotografía: Juana Vegas.

superficie escalonada de unos mil metros con estromatolitos aún funcionales parcialmente. Estos son únicos en la Península Ibérica por la variedad y abundancia de improntas de hojas, piñas, potencia de laminaciones (de hasta 4 m de potencia) (Fig.4), y por la amplia tipología de bandeados, que oscilan en grosor del orden milimétrico al centimétrico, incluyendo numerosas superficies de truncamiento por erosión.

En muy pocos lugares en el mundo la toba originada por la presencia de cianobacterias, que hacen que el carbonato precipite en forma de láminas, es tan extensa y espectacular como en las Chorreras. En detalle, se observan láminas de color crema con otras de color más oscuro. Lo más frecuente es que se formen dos por año, de esta forma, con cada par de láminas de la toba podríamos conocer su edad con bastante precisión. Se han planteado varias hipótesis para explicar los procesos de formación de las dos láminas al año. Se podría producir un cambio estacional en la asociación microbiana predominante. Por ejemplo, las láminas claras con precipitación de carbonato con pocas impurezas se producirían durante la época de lluvias y aguas altas, mientras que en los momentos de estío y con temperaturas más altas, las bacterias tapizan el nuevo sustrato y forman una capa de carbonato más oscura y porosa al favorecer la captación de impurezas.

También con las tobas podemos saber cómo era el clima en el pasado. Para conocer estos datos se usan los isótopos de dos elementos químicos, el oxígeno y el carbono presentes en cada lámina de carbonato. Los isótopos son los átomos de un mismo elemento, pero con una cantidad diferente de neutrones en el núcleo, lo que hace que tengan diferente masa. Según la proporción entre isóto-

pos pesados y ligeros a lo largo de las láminas podemos inferir la temperatura a la que precipitaron cada año. Por tanto, la presencia de formaciones tobáceas se considera como una respuesta sedimentaria y del ecosistema resultante a la dinámica hidrogeológica y climática, que está caracterizada por ambientes muy húmedos y templados, por lo que pueden ser utilizados como indicadores paleoclimáticos y cronológicos en el Cuaternario.

En las chorreras actuales se siguen formando estromatolitos y continúan viviendo las cianobacterias, que son las responsables del color turquesa de las pozas. Estas chorreras actuales se enclavan en el valle fluvial que está excavado en rocas del Jurásico y del Cretácico y sobre ellas, un depósito de conglomerados del Mioceno que forma el techo de la secuencia en el borde este del valle del río Cabriel. En ellas se pueden diferenciar tres tipos de formaciones tobáceas en función de su actividad:

- partes activas: situadas en el cauce fluvial. Son los sectores en las que se produce precipitación efectiva de carbonato cálcico en la actualidad. Cuentan con vegetación, cianobacterias y con presencia de agua.
- partes inactivas: sectores de la formación tobácea por las que no discurre agua de manera permanente ni estacional y que no están cubiertas de vegetación. Modificaciones en el sistema hidrológico/hidrogeológico y en las condiciones ambientales (precipitación, humedad, etc.) podrían hacer que se convierta en un sistema activo.
- formaciones fósiles: sectores inactivos incluidos en el registro geológico y desconectadas de la actual red fluvial y del nivel freático. Se relacionan con sistemas de aguas continentales pretéritos inactivos en la actualidad. Son relevantes desde el punto de vista geomorfológico, paleoecológico y paleoambiental. Son parte del registro geológico y su antigüedad supera los 100.000 años.

Se considera que el sector activo de la formación es una parte de un sistema natural más extenso, ya que refleja las diferentes fases evolutivas del hábitat a lo largo del Pleistoceno superior y el Holoceno. Por otro lado, el funcionamiento de los sectores activos e inac-

Figura 2. Esquema evolutivo de las chorreras del río Cabriel. Figuras: Gonzalo Lozano.

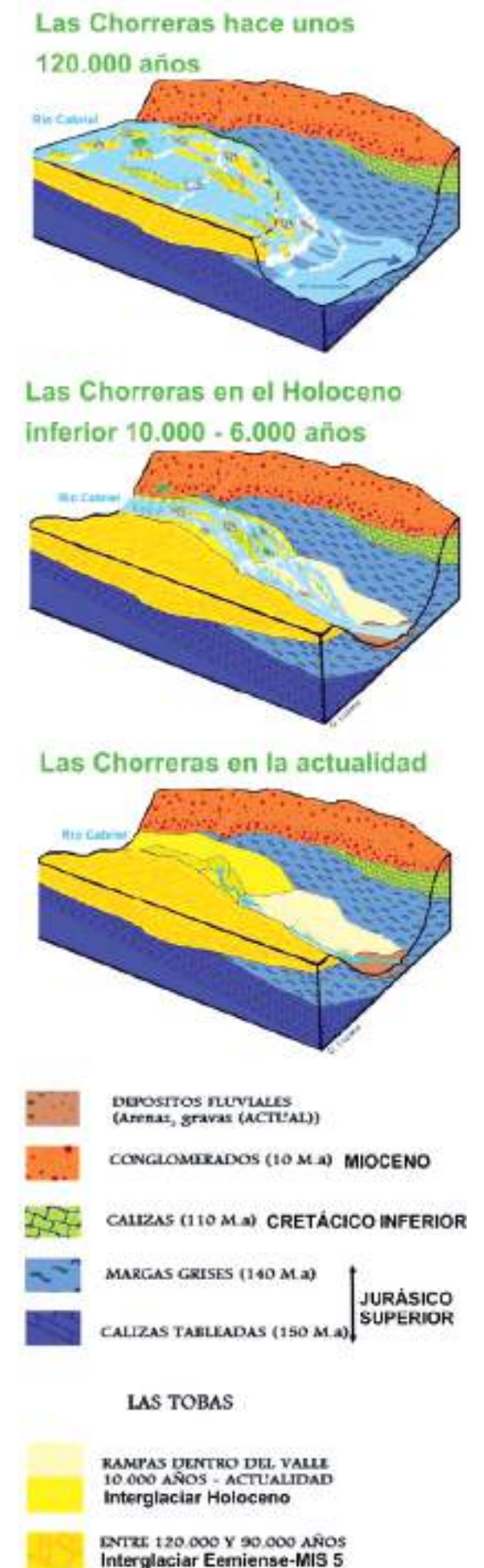




Figura 3. Vista de la rampa tobácea con personas transitando sobre ellas. Fotografía: Stipa&Azeral. Servicios Ambientales.

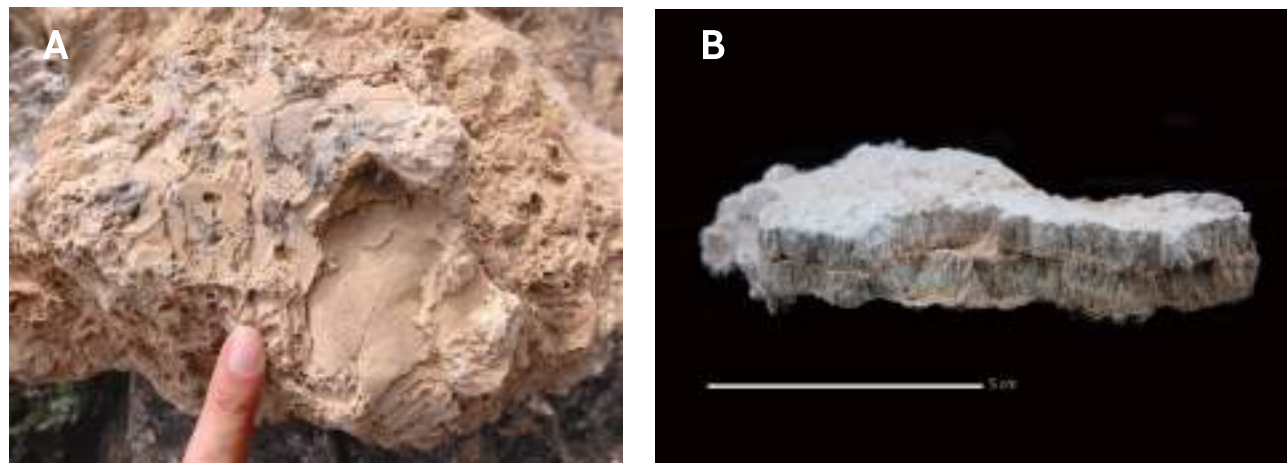


Figura 4. A. Detalle de toba con fósiles de hojas. B. Detalle de las laminaciones de cianobacterias. Fotografías: Juana Vegas.

tivos está estrechamente ligado, ya que la pervivencia de estos hábitats depende directamente del aporte de agua (en este caso, casi siempre, surgencias kársticas). El hábitat asociado a las formaciones tobáceas poseen un singular interés por la imbricación entre el componente geológico y biológico y forman sistemas naturales extremadamente frágiles de rápida respuesta a cambios climáticos y a los impactos antrópicos, por la fuerte dependencia que tienen de esta agua subterránea.

En el año 1914, Hidroeléctrica Española construyó aguas arriba de las Chorreras la presa y la central del Salto de Villora, modificando el caudal del río Cabriel en este punto y ralentizando el crecimiento

de la toba actual. La instalación de la presa también supuso el fin de las ‘maderadas’ y los ‘gancheros’ por Las Chorreras. El río Cabriel ha sido ruta maderera ininterrumpida hacia el Mediterráneo desde tiempos de los árabes hasta principios del siglo XX.

En las últimas décadas, las Chorreras se han convertido en un lugar de esparcimiento, amenazado por la gran afluencia de visitantes en época estival, fines de semana y por la actividad de barranquismo. Para conservar sus elementos geológicos y geomorfológicos fue declarada con la figura de protección de Monumento Natural por la comunidad autónoma de Castilla-La Mancha. También forma parte de la Reserva de la Biosfera de la UNESCO del Valle del Cabriel y debido a su alto interés científico está incluido en el Inventario Español de Lugares de Interés Geológico (IELIG) como “IB015.Tobas de las Chorreras de Enguídanos”.

BIBLIOGRAFÍA

- Carcavilla, L., Vegas, J. y Cabrera, A.M. (2019). Establecimiento de una tipología específica formaciones tobáceas. Serie “Metodologías para el seguimiento del estado de conservación de los tipos de hábitat”. Ministerio para la Transición Ecológica. Madrid. 20 pp.
- González Martín, J.A. y González Amuchastegui, M.J. (2014). Las Tobas en España. Sociedad Geológica Española. 418 p.
- Instituto Geológico y Minero de España. (2017). Caracterización de estromatolitos y tobas calcáreas del paraje de las Chorreras del Cabriel y propuesta para su conservación. IGME. Junta de Comunidades de Castilla-La Mancha.
- Instituto Geológico y Minero de España. Inventario Español de Lugares de Interés Geológico (IELIG). <https://info.igme.es/ielig/>.
- Martínez-Jaraiz C., Vasileva D. y Rodríguez-Estival J. (2022). Nuevo enfoque para la conservación de los sistemas tobáceos. Revista Querqus, 440.Ref: Q440-34
- Pedley, H.M. (2009). Tufas and travertines of the Mediterranean region: a testing ground for freshwater carbonate concepts and developments. Sedimentology 68, 143-154.

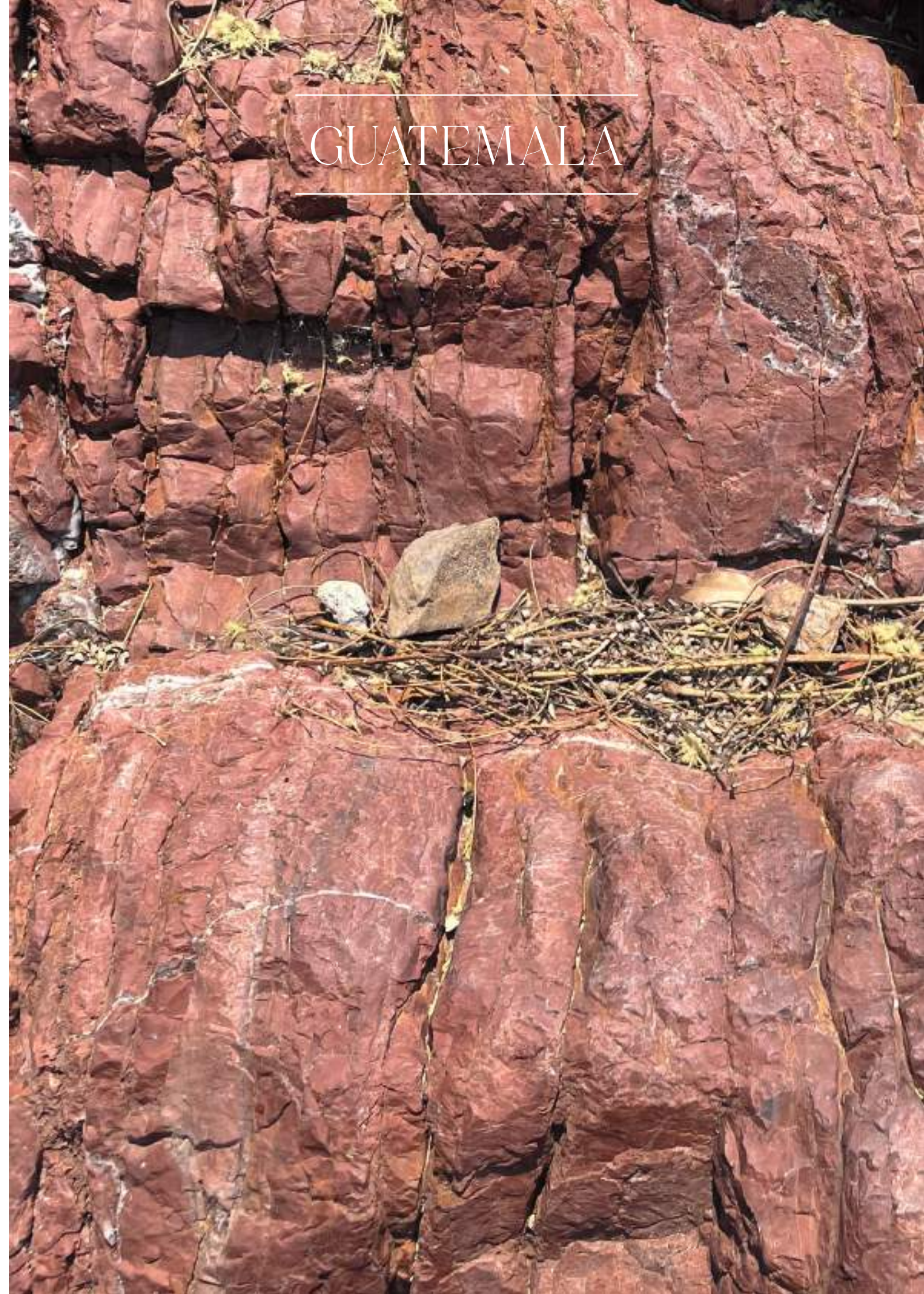
GUATEMALA

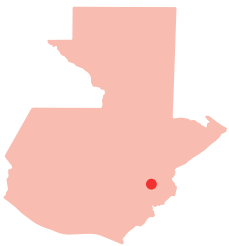


Mapa: modificado de Ikonact.

- 1- Yacimiento paleomstozoológico del Pleistoceno en Chivacabé
- 2- Secuencia ofiolítica y melanges de serpentinitas de la placa Caribe en Guatemala

Chert radiolárico. Fotografía: Jaime E. Requena.





YACIMIENTO PALEOMASTOZOLÓGICO DEL PLEISTOCENO EN CHIVACABÉ

Yacimiento de fósiles de mamíferos fundamental en el estudio paleontológico de las Américas

Luciano Julio Armando López Leon¹

¹Asociación Guatemalteca de Geociencias Ambientales (ASGA)

El Parque Prehistórico de Cazadores Recolectores TTZI' KAB' E' , se ubica en Chivacabé, departamento de Huehuetenango, al noroeste de Guatemala (Fig.1). Este parque es uno de los pocos yacimientos fósiles reportados en Guatemala, se encuentra inmerso en el accidentado relieve de los Altos Cuchumatanes, cubierto por secuencias estratigráficas consideradas de origen aluvial y coluvial de arenas finas a levemente arcillosas y paleosuelos intercalados con algunos guijarros ígneos y capas de suelo bien formadas, las cuales rellenan un valle considerablemente plano que está rodeado por zonas de pendientes con inclinaciones considerables (Fig.2).



Figura 1. Galera que protege el foso de fósiles y entrada principal del sitio paleontológico Chivacabé. Fotografía: Luciano Julio Armando López.



Figura 2. Secuencia estratigráfica que rellena el valle y sobreyace la unidad litológica que contiene las piezas fósiles. Fotografía: Luciano Julio Armando López.

El acceso al parque es posible por vía terrestre, partiendo desde Ciudad de Guatemala (capital del país), existen dos alternativas principales: la primera corresponde a la Ruta Nacional-5 (6 horas), y la segunda por la Carretera Panamericana CA-1 (5 horas).

El sitio fue descubierto de manera incipiente en septiembre de 1976 mientras los propietarios del terreno (familia Villatoro) cavaban un pozo para agua. Y, excavado por primera vez en 1977 por el Arqueólogo Dr. Herbert Alexander, quien lideró una campaña de excavación y rescate del registro, durante la cual se extrajeron las piezas fósiles que se encuentran resguardadas en el museo que se ubica sobre el mismo terreno, dentro del parque.

Posteriormente, en el año 1996, se realizó una campaña de revalorización por parte del Instituto de Antropología e Historia de Guatemala, contando con apoyo de personal mexicano designado por el Centro de Estudios Mexicanos y Centro Americanos. En esta campaña se ejecutaron trabajos de restauración y conservación de las piezas fosilíferas recuperadas en la primera excavación de 1977.

En base a dataciones realizadas utilizando radiocarbono, se ha definido que la megafauna de Chivacabé data entre 15.700 y 12.920 años (Pleistoceno tardío). Durante las campañas de rescate y extracción, no se lograron sacar todos los fósiles existentes en el yacimiento. Sólo se extrajeron algunos que se encuentran ubicados en el museo y otros que se pueden observar *in situ* dentro del foso que aún se encuentra abierto.

Es uno de los principales yacimientos paleomastozoológicos del país, con gran variedad de especies, junto a Estanzuela y Ciudad Real, siendo materiales retrabajados por procesos aluviales ligados a un historial tafonómico amplio y complejo.

Se divide en dos áreas:

- El museo donde se exhiben piezas fósiles *Cuvieronius hyodon*, *Odocoileus sp.*, *Glyptotherium sp.*, *Equus sp.* (Figs.3, 4 y 5).
- El foso en donde se encuentran fósiles *In situ* que no han sido extraídos ni determinados, pero se considera que corresponden a las mismas taxas del museo (Fig.6).



Figura 3. Piezas fósiles de ciervo (*Odocoileus sp.*), resguardadas en Chivacabé. Fotografía: Luciano Julio Armando López.



Figura 4. Piezas fósiles de armadillo gigante (*Glyptotherium* sp.), resguardadas en Chivacabé. Fotografía: Luciano Julio Armando López.



Figura 5. Piezas fósiles de caballo (*Equus* sp.), resguardadas en Chivacabé. Fotografía: Luciano Julio Armando López.

Este yacimiento de fósiles de mamíferos es fundamental en el estudio paleontológico de las Américas, ya que contiene registros de especies actualmente extintas que participaron en el Gran Intercambio Biótico Americano, proceso migratorio que fue posible debido a la unión de América del Norte con América del Sur a través del levantamiento del terreno debido a la configuración tectónica compleja que se domina la región, iniciando en el Paleógeno e intensificándose en el Neógeno debido al aumento de canales terrestres que favorecieron la movilidad faunística. Se considera que el Gran Intercambio Biótico Americano es un evento asimétrico ya que se ha evidenciado que más especies del norte migraron hacia el sur que viceversa.

Otro aspecto fundamental del yacimiento es que puede ser utilizado para proponer condiciones paleoambientales y biomas en el área de estudio durante el Pleistoceno tardío. Dicha información puede obtenerse a partir de las especies reportadas, como los mastodontes (*Cuvieronius hyodon*), cuya dentadura es un rasgo característico para identificarlos y determinarlos, ya que los molares presentan una morfología bien definida en la cual se diferencian las coronas dentales de la raíz, lo cual sugiere que la dieta de esta especie era principalmente materiales leñosos y frutos (Fig.6).



Figura 6. Fósiles in situ dentro del foso excavado en las misiones de extracción y rescate de especies fosilizadas. Fotografía: Luciano Julio Armando López.

En Guatemala, se han propuesto dos canales migratorios principales en base a los biomas asociados a las taxonomías reportadas, considerando la ubicación geográfica del yacimiento. El primer canal migratorio consiste en territorios con bosques de galerías abiertas con abundante humedad, bioma al que se asocia la existencia de *Cuvieronius*, *Glyptotherium*, *Neochoerus*, *Mixotoxodon* y *Eremotherium*. Y, el segundo bioma se caracteriza por estar conformado por llanuras abiertas y pastizales, en el cual se desarrollaron taxonomías como *Mammuthus*, *Euceratherium*, *Mazama* y *Equus*.

Se considera que las montañas del Mico, sierra de los Cuchumatanes y Las Minas, funcionaron como barrera geográfica durante el proceso migratorio, siendo una divisoria entre los dos canales propuestos. Por lo tanto, al ubicarse Chivacabé en la zona nor-occidental del país, coincide geográficamente con el canal migratorio de bosques de galerías abiertas, evidenciándose en las taxonomías correspondientes a dicho yacimiento.

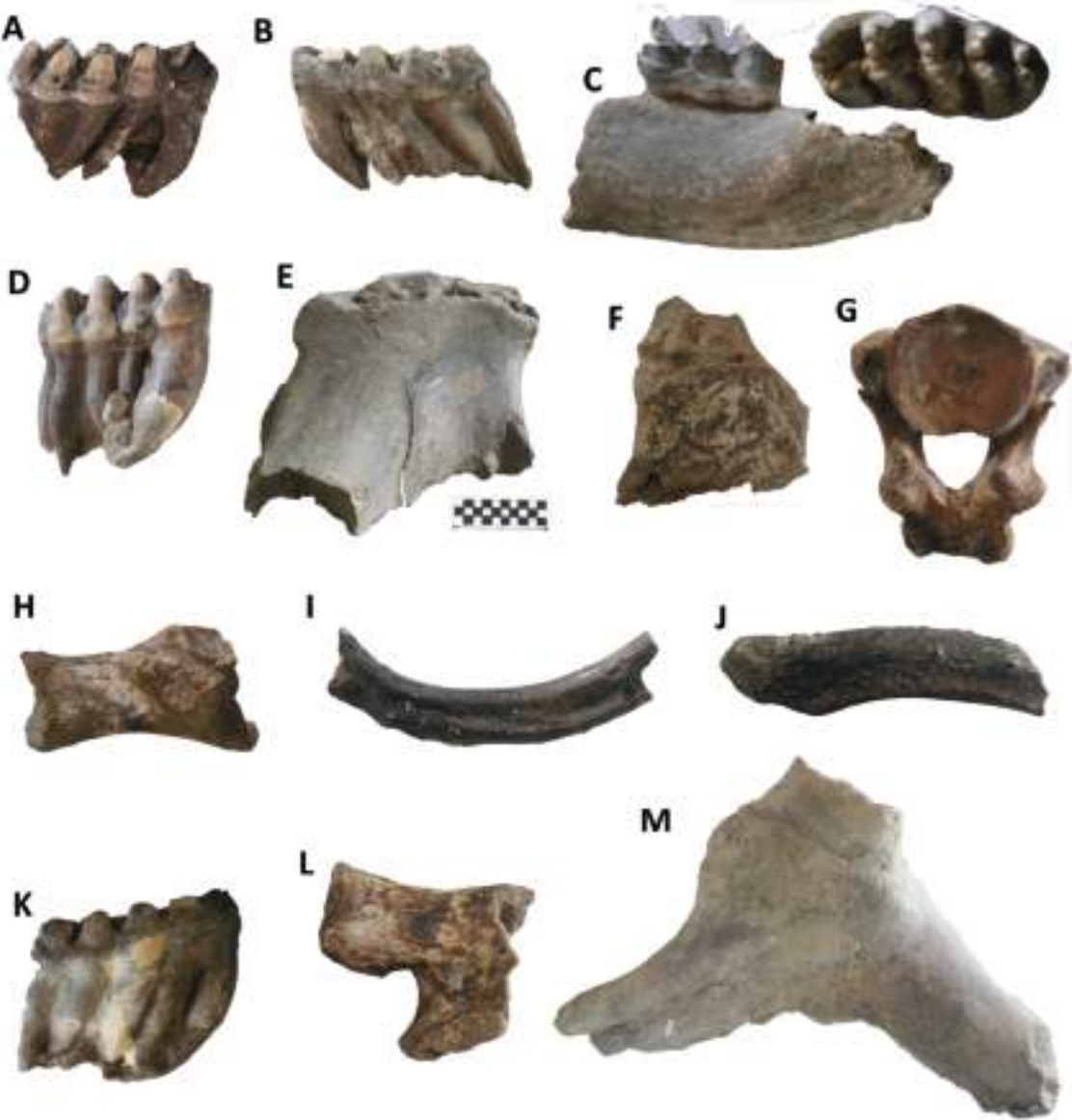


Figura 7. Piezas fósiles de mastodonte (*Cuvieronius hyodon*), resguardadas en Chivacabé. Fotografía: Luciano Julio Armando López.

En el yacimiento paleomastozoológico se han reportado las siguientes piezas fósiles:

Taxonomía	Pieza	Cantidad
<i>Cuvieronius hyodon</i>	Molares	5
	Fragmentos de hueso largo	3
	Fragmentos de costilla	2
	Fragmento de omoplate	1
	Fragmento de cadera	1
	Vértebra	1
<i>Odocoileus sp.</i>	Astas y base de asta	3
<i>Glyptotherium sp.</i>	Rosetones de caparazón	20
<i>Equus sp.</i>	Molares	8
	Hueso de pata	1

Nota: Cuantificación de piezas fósiles agrupadas por taxonomías.

Tabla 1. Piezas fósiles reportadas en Sitio Paleontológico Chivacabé.

Durante las excavaciones en el sitio, se encontraron algunos artefactos culturales como puntas Clovis, los cuales se han asociado tradicionalmente a los restos fósiles, sugiriendo que el sitio era un “destazadero”. Sin embargo, en el año 2009 se realizaron análisis por medio de radiocarbono para evaluar la posible asociación de los elementos culturales y restos fósiles, logrando determinar que no existe asociación temporal ni evidencias físicas que permitan afirmar dicha hipótesis.

A pesar que no existen marcas como hendiduras o cortes en las piezas fósiles, que sugieran un destaque del animal o alguna otra evidencia de influencia antrópica. Se considera importante la información paleoambiental que brindan las taxonomías o especies, puesto que, al ser datadas en el Pleistoceno tardío, indican las condiciones y procesos ambientales que ocurrieron previo al Holoceno, en donde ya existe registro de actividad antrópica y el ambiente jugó un rol fundamental.

En el yacimiento Chivacabé, se han desarrollado investigaciones directamente relacionadas al contenido fosilífero desde las perspectivas biológica y arqueológica. Sin embargo, debido a la extraordinaria exposición de la secuencia estratigráfica dentro del foso de aproximadamente 6 metros de profundidad, existe un alto potencial sedimentológico y estratigráfico para el estudio de facies sedimentarias y análisis de procedencias, a través de las cuales se obtendrían reconstrucciones paleoambientales que contribuirían a la comprensión del desarrollo sedimentológico de la cuenca, asociado a la evolución tectónica y regional.

El sitio se encuentra bajo la custodia del Ministerio de Cultura y Deportes, Departamento de Monumentos Prehispánicos y Coloniales. Y, puede ser visitado sin mayor dificultad debido a que se encuentra sobre una ruta accesible y asfaltada. La página web del sitio es: <https://mcd.gob.gt/la-cueva-del-mamut-en-huehuetenango/>.

BIBLIOGRAFÍA

Dávila, S., Stinnesbeck, S., Gonzáles, S., Lindauer, S., Escamilla, J., & Stinnesbeck, W. (2019). Guatemala´s Late Pleistocene (Rancholabrean) fauna: Revisión and Interpretation. *Quaternary Science Reviews*, 277-296.

Ericastilla, S. (2014). Proyecto paleontológico experimental de revalorización del sitio Chivacabé, Guatemala.

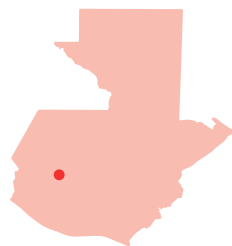
Hayden, B. y Cocks, J., (1978). El sitio del mastodonte de Villatoro. Department of Archaeology, Simon Frazer University.

Lopez, L. (2023). Paleontología en Guatemala: “Inventario del Registro Fósil de Mamíferos del Pleistoceno Resguardado en los Principales Museos de Guatemala”. Universidad de San Carlos de Guatemala.

Lucas S.G., Romero Jorge E., Vásquez Osmín J., & Alvarado Guillermo E., (2022). The fossil vertebrates of Guatemala. *Rev. Geol. Am. Cent.*, 1-32.

Mead, J., Baez, A., Swift, S., Lohse, J., & Paiz, L. (2012). Late Pleistocene mammals from Chivacabé, Huehuetenango, Guatemala. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 319-229.

Prensa Libre, Revista D. (2016). Prehistoria guatemalteca: Seres colosales en la Era del Hielo recorrieron el Itsmo hasta desaparecer, hace unos 10mil años. 24 de Enero de 2016. <https://www.prensalibre.com/revista-d/prehistoria-guatemalteca/>



SECUENCIA OFIOLITICA Y MELANGES DE SERPENTINITAS DE LA PLACA CARIBE EN GUATEMALA

Las Cabezas: testigo de la formación de corteza oceánica de la Placa Caribe

Jaime Requena¹

¹Asociación Guatemalteca de Geociencias Ambientales ASGA

La Zona de Sutura Motagua (ZSG) representa actualmente el margen noroeste de la Placa Caribe en Guatemala y contiene una parte del límite de placas Norteamérica-Caribe, constituida por extensos cinturones deformados producto de varios episodios compresionales iniciados durante el Cretácico, posteriormente afectados por tectónica tensional y desplazamiento lateral.

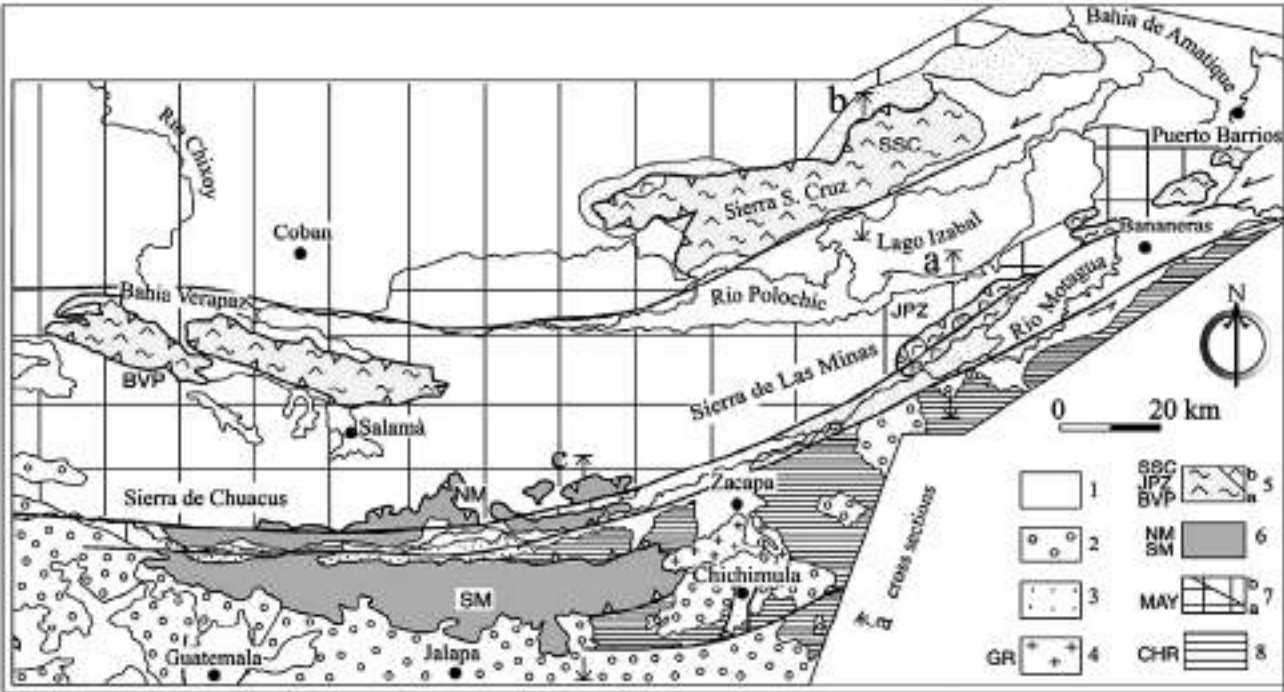


Figura 1. Mapa tectónico de la zona de sutura Motagua y localización de Unidades Ofiolíticas (leyenda explicada en el texto). Imagen: Tomado de Giunta et al. (2002).

Las rocas que componen la Placa Caribe han sido deformadas y emplazadas sobre las cortezas adyacentes, al norte y sur, formando así la Zona de Sutura de Guatemala. Varias “estructuras en flor” con inclinaciones opuestas han sido identificadas en esta región. El margen noroeste de la Placa Caribe incluye complejos ofiolíticos del Jurásico-Cretácico expuestos principalmente en la Zona de Falla Polochic (ZFP) y Zona de Falla Motagua (ZFM), que limitan la ZSG. Actualmente estos cinturones deformados están siendo afectados por cizallamiento lateral sinistral y los cinturones ofiolíticos los encontramos cabalgados sobre los basamentos del Bloque Maya y del Bloque Chortís, que se consideran fragmentos de las placas de Norteamérica y Caribe, respectivamente.

Se han identificado en Guatemala 5 grandes cuerpos ofiolíticos que denominaron: Baja Verapaz (BVP), Sierra Santa Cruz (SSC), Juan de Paz (JPZ), Motagua Norte (MN) y Motagua Sur (SM), cabalgados sobre el Bloque Maya (MAY) y Chortís (CHR) (Fig.1).

El sitio de nuestro interés está centrado en la unidad Motagua Sur (MS). Para llegar al Puente Las Cabezas desde la ciudad capital de Guatemala se toma la ruta al Atlántico y en el kilómetro 50 (Sanarate, El Progreso) se vira hacia el este, sobre la ruta que conduce al municipio de Jalapa. En el kilómetro 73, pasando el poblado de Sansare, se llega al Puente Las Cabezas (Fig.2). Muy cerca de ahí, se localiza la aldea Las Cabezas, cuyo nombre lo dedujeron los indígenas al observar las lavas en almohadilla en el río y en los cortes de carretera.

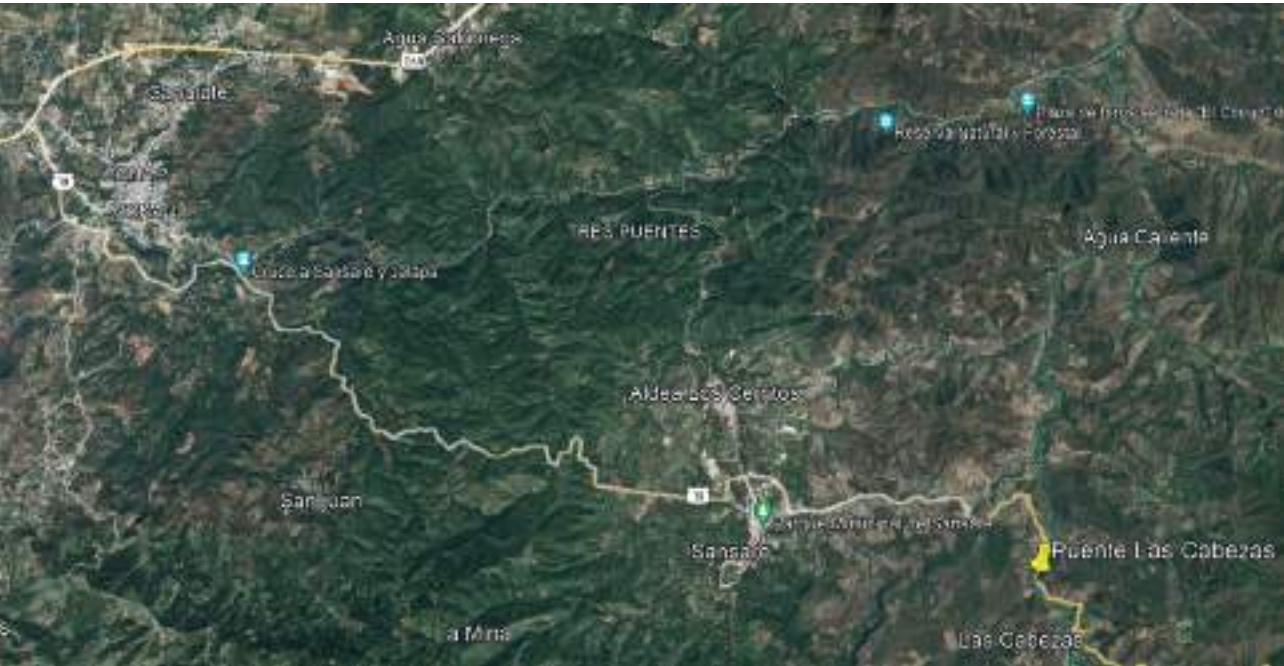


Figura 2. Localización del Puente Las Cabezas, partiendo del municipio de Sanarate (extremo NW de la Figura) recorriendo la ruta hacia Jalapa. Imagen: Google Earth.

La unidad Motagua Sur consiste en peridotitas del manto serpentinizadas y gabros foliados, seguidos por una secuencia gruesa de basaltos en almohadilla (*pillow lavas*) con afinidad con dorsales medio oceánicas, cherts con radiolarios, metasiltitas y metaarenitas intercaladas con lavas basálticas. El techo de la secuencia está representada por mármoles y metacalcarenitas alternadas con filitas (Cretácico Superior, Fm. Cerro La Virgen).

La unidad Motagua sur aflora al sur del Río Motagua y está limitada al norte por la Falla Cabañas. Varias escamas tectónicas se emplazan al sur sobre el basamento continental del Bloque Chortís, representado por el Grupo Las Ovejas y la Formación Filitas San Diego. La unidad Motagua Sur la sobreyacen discordantemente la Formación Subinal, rocas volcánicas calco alcalinas (Terciarias) y sedimentos aluviales (Fig.3).

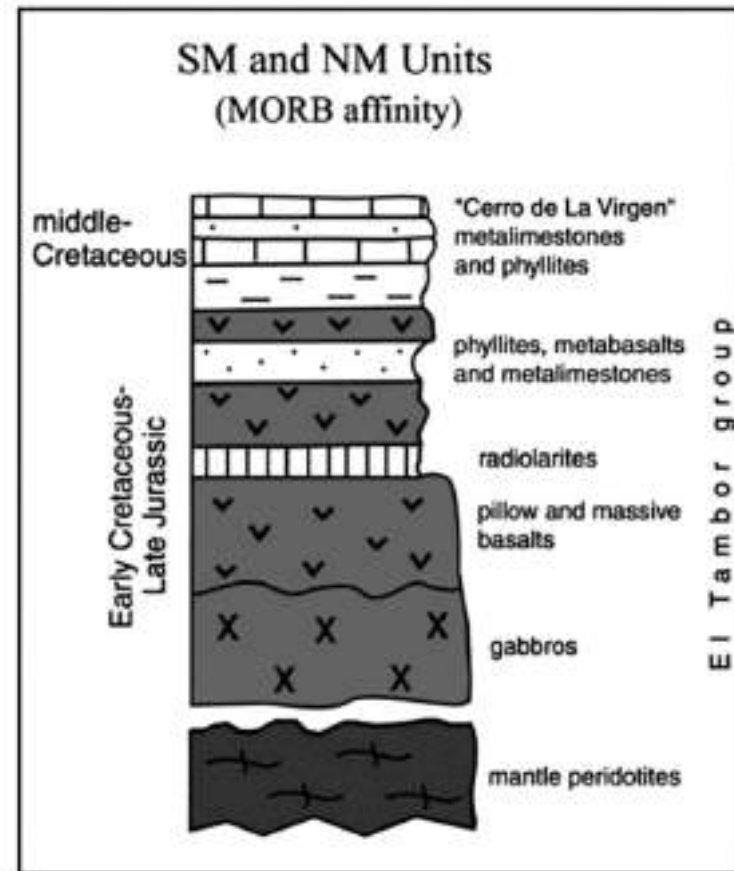


Figura 3. Sección esquemática de la ZSM y su relación con la unidad MS. Imagen: G. Dengo y G. Giunta (julio 1990).

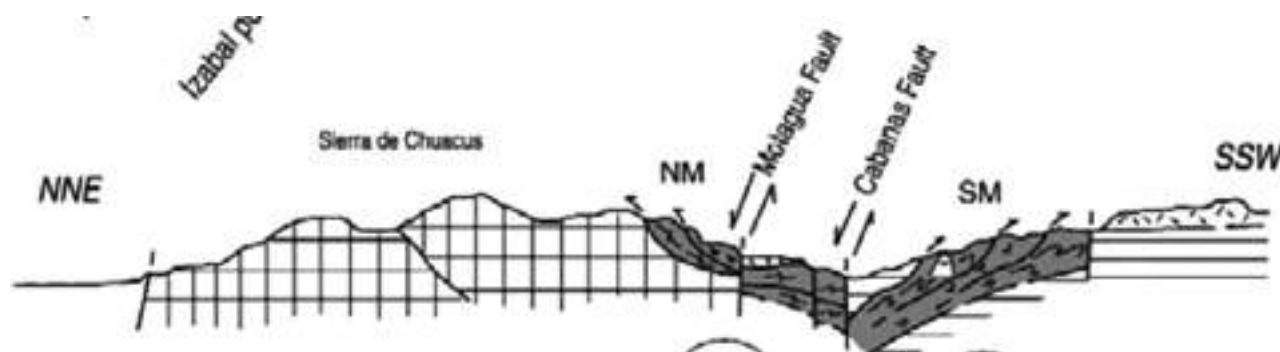


Figura 4. Reconstrucción de la columna estratigráfica de las Unidades MN y MS.

Clásicamente, la ZSG ha sido interpretada como el resultado de una única colisión progresiva entre (a) un arco de islas intra oceánico pegado al Bloque Chortis continental, y (b) un margen pasivo representado por el Bloque Maya, a lo largo de un sistema sinistral transpresivo en una cuenca oceánica proto-caribeña (Fig.5). Sin embargo, para este escenario geodinámico se han propuesto múltiples eventos tectónicos debido a las numerosas edades metamórficas encontradas y a los patrones Presión/Temperatura registrados en rocas de alta presión y baja temperatura a ambos lados de la zona de falla Motagua. Sus estudios sobre el melange de serpentinitas y los cuerpos metavolcánicos sugieren procesos subducción, acreción, colisión, obducción y exhumación. Este grupo de investigadores consideran a la ZSG como un increíble laboratorio natural de clase mundial (Figs. 6 y 7).

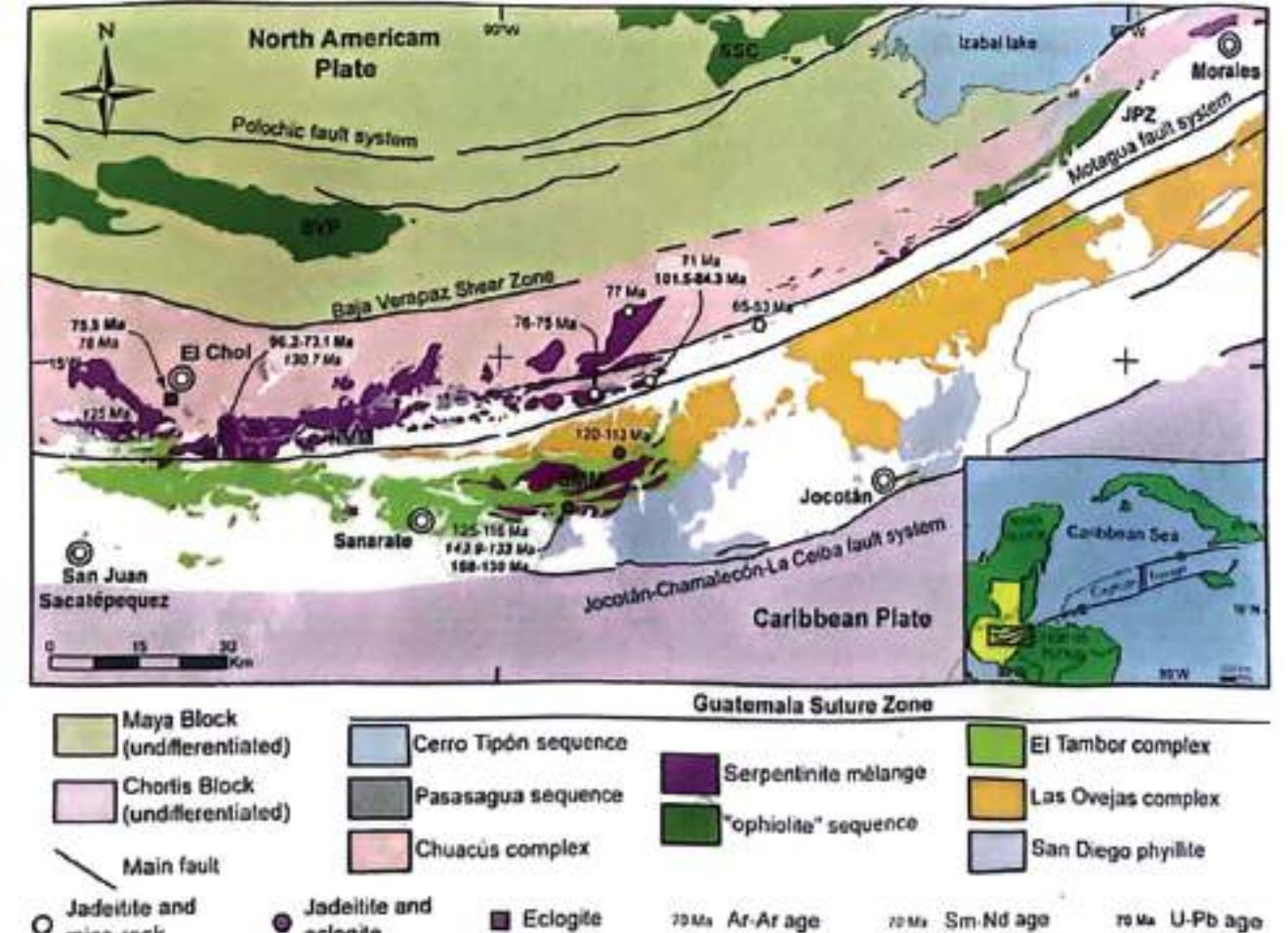


Figura 5. Mapa tectónico simplificado en la Zona de Sutura de Guatemala mostrando la distribución de unidades clave: melange de serpentinitas, ofiolitas y asociaciones de corteza oceánica. Tomado de Flores *et al.* (2012).



Figura 6. Afloramientos de lavas en almohadilla sobre el Río Grande, Puente Las Cabezas. Fotografías: autores del artículo.



Figura 7. Afloramientos de chert radioláricos (izquierda) y lavas estratiformes (derecha), sobre el Río Grande, Puente Las Cabezas. Fotografías: autores del artículo.

- Martens, U. et al. (2007). Field Trip Guide 1st Field Workshop of IGCP 546 "Subduction Zones of the Caribbean" High-Pressure Belts of Central Guatemala: The Motagua Suture and the Chuacús Complex.
- Miyajima, H. (2003). Blue omphacite in jadeitites from Guatemala and Japan. Annual Meeting, Geol. Soc. Amer., Abstracts with Programs, 35(6), 620 (CD-ROM 254-1). Harlow, G. E., Sisson, V. B., Avé Lallemant, H. G.,
- Sorensen, S. S. & Seitz, R. (2003). High-pressure, metasomatic rocks along the Motagua Fault Zone, Guatemala. *Ophioliti* 28, 115-120.
- Schwartz, D. P., Cluff, L.S. & Donnelly, T. W. (1979). Quaternary faulting along the Caribbean – North American plate boundary in Central America. *Tectonophysics*, 52, 431–445

BIBLIOGRAFÍA

- Espinosa, A. F. (ed.) (1976). The Guatemalan earthquake of February 4, 1976, a preliminary report. U.S. Geol. Surv. Profes. Paper 1002, 88.
- Flores, K., Harlow, G., Sisson, V., Marschall, H., Brunner, H. & Hai Shi, G. (2012). Field Trip Guide: The Guatemala Suture Zone. American Museum of Natural History; CUNOR-USAC.
- Giunta, G., Beccaluva L., Coltorti M., Cutrupia D., Dengo C., Harlow G. E., Mota B., Padoa E., Rosenfeld J., & Siena F. (2002). The Motagua Suture Zone in Guatemala. Field trip Guide Book, IGCP 433 Workshop and 2nd Italian-Latin American Geological meeting. *Ophioliti*, 27, 47-72
- Giunta, G., Beccaluva L., Coltorti M., Mortellaro D., Siena F., & Cutrupia D. (2002). The peri-Caribbean ophiolites: structure, tectono-magmatic significance and geodynamic implications. *Caribbean Journal of Earth Sciences*, 36, 1-20.
- Harlow, G. E. (1994). Jadeitites, albitites and related rocks from the Motagua Fault Zone, Guatemala. *Journal of Metamorphic Geology*, 12, 49-68.
- Harlow, G. E., Hemming, S. R., Avé Lallemant, H. G., Sisson, V. B. & Sorensen, S. S. (2004). Two high-pressure-low-temperature serpentinite-matrix mélange belts, Motagua fault zone, Guatemala: A record of Aptian and Maastrichtian collisions. *Geology*, 32, 17–20
- Harlow, G. E. & Sorensen, S. S. (2005). Jade (nephrite and jadeite) and serpentinite: Metasomatic connections. *International Geology Review*, 47, 113-146.
- Lawrence D. P. (1975). Petrology and Structural Geology of the Sanarate-El Progreso area, Guatemala. Ph D Thesis; State University of New York, Binghamton, NY; 255 pp.
- Lyon-Caen, H., Barrier, E., Lasserre, C., Franco, A., Arzu, I., Chiquin, L., Chiquin, M., Duquesnoy, T., Flores, O., Galicia, O., Luna, J., Molina, E., Porras, O., Requena, J., Robles, V., Romero, J., & Wolf, R. (2006). Kinematics of the North American-Caribbean-Cocos plates in Central America from new GPS measurements across the Polochic-Motagua fault system. *Geophysical Research Letters*, 33, L19309, doi:10.1029/2006GL027694

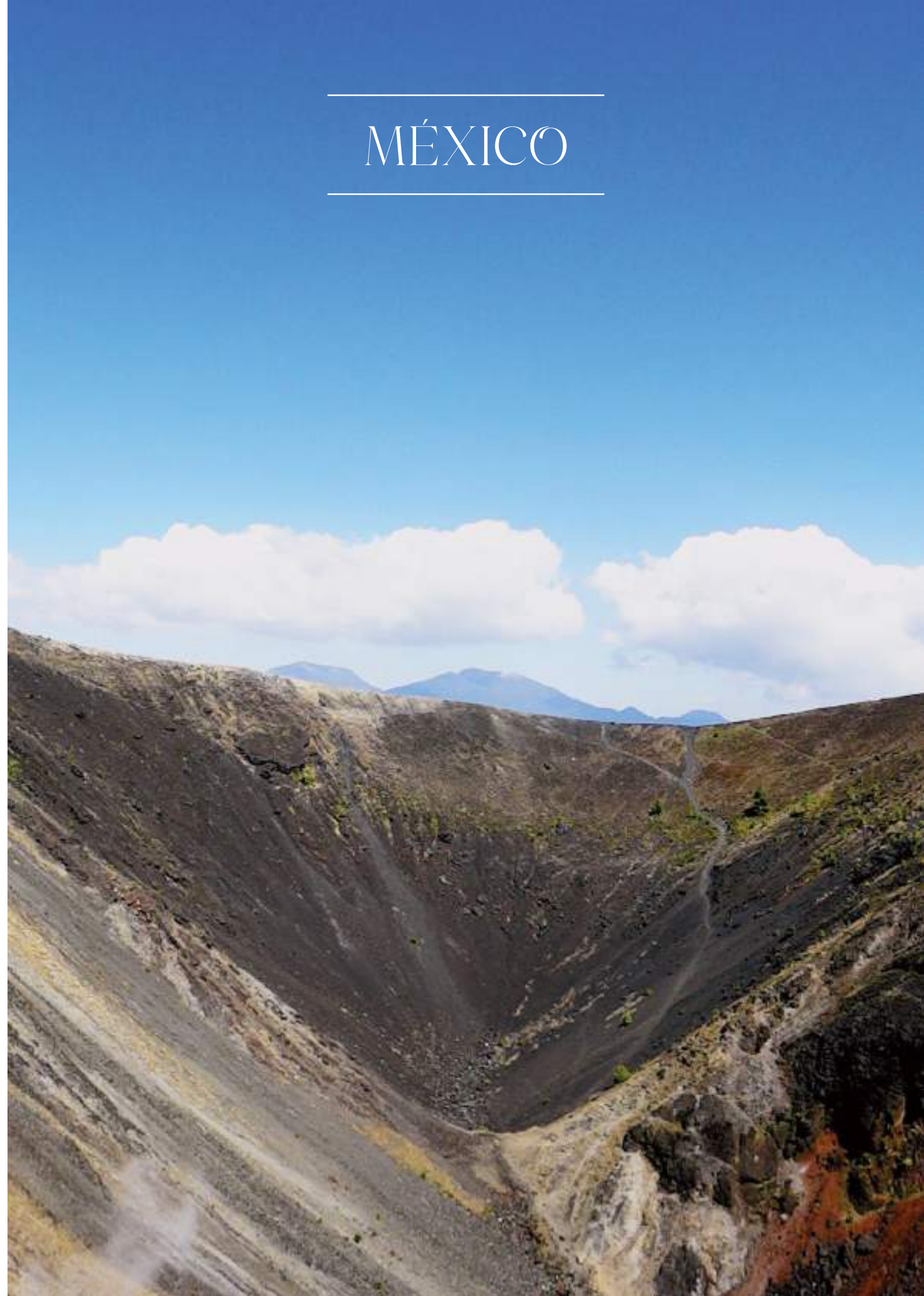
MÉXICO



Mapa: modificado de Addicted04.

- 1- Megacrystales de selenita de la mina de Naica
- 2- Manantiales del valle de Cuatro Ciénegas
- 3- Volcán Parícutin
- 4- Zona paleontológica de Rincón Colorado
- 5- Tsunamita del Chicxulub y el límite Cretácico-Paleógeno

Cráter del volcán Parícutin. Fotografía: Hermes Rochin (SGM)





MEGACRISTALES DE SELENITA DE LA MINA DE NAICA

El palacio de los cristales

Hermes Rochin García¹

¹*Servicio Geológico Mexicano*

La mina de Naica se localiza aproximadamente 112 km al sureste de la ciudad de Chihuahua, México y desde el inicio de su explotación en 1951, fue una de las minas más importantes de plomo y zinc en el país hasta el paro de sus actividades en 2015 (Fig.1). En ella se encuentra un sistema subterráneo de cavernas cuya formación ha sido asociada a la interacción de la roca y el flujo de agua subterránea a través de estructuras geológicas denominadas como falla Montaña y falla Naica.

La Sierra de Naica está formada de rocas sedimentarias, principalmente caliza con algunos horizontes de margas y lutita calcárea, la roca encajonante que alberga a la mineralización, corresponde a caliza de la Formación Aurora (Cretácico), plegada en una estructura anticlinal que es afectada por un sistema de fallas de rumbo noroeste-sureste. Las evidencias indican un origen hidrotermal del yacimiento mineral producto de la interacción de un cuerpo intrusivo con el sistema hidrogeológico



Figura 1. Pueblo de Naica visto desde la Sierra de Naica en donde se encuentra la planta de beneficio e imagen de la rampa San Francisco, acceso principal de la mina. Fotografías: Adriana Espino del Castillo del Castillo.

que generó salmueras con la capacidad de movilizar elementos como el plomo, el zinc, el cobre y la plata.

Desde el año de 1910, en la mina de Naica, se tiene conocimiento de la existencia de la Cueva de las Espadas, que se encuentra a unos 120 m de profundidad, con dimensiones de alrededor de 80 m de longitud y 15 m de altura, dentro de ella se encuentran grandes cristales de Selenita (variedad de cristales transparentes del yeso $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$), que llegan a alcanzar los dos metros de longitud. Sin embargo, el descubrimiento más sobresaliente sucedió a principios del año 2000, durante las actividades de extracción en los niveles inferiores de la mina, cercanas a los 290 m de profundidad, en donde se encontraron los emblemáticos cristales de selenita que, por su tamaño y naturaleza, adquirieron fama mundial.

Las cuevas naturales encontradas durante los trabajos de exploración y explotación a principios del año 2000 fueron denominadas como: Cueva de los Cristales, Ojo de la Reyna, Cueva de las Velas y Cueva del Tiburón (Fig.2). Lo más impresionante de estos hallazgos no fue solo el tamaño de los cristales, los cuales llegan a alcanzar dimensiones extraordinarias, sino que también maravillan por su grado de pureza, ya que es superior a los encontrados previamente en la Cueva de las Espadas.

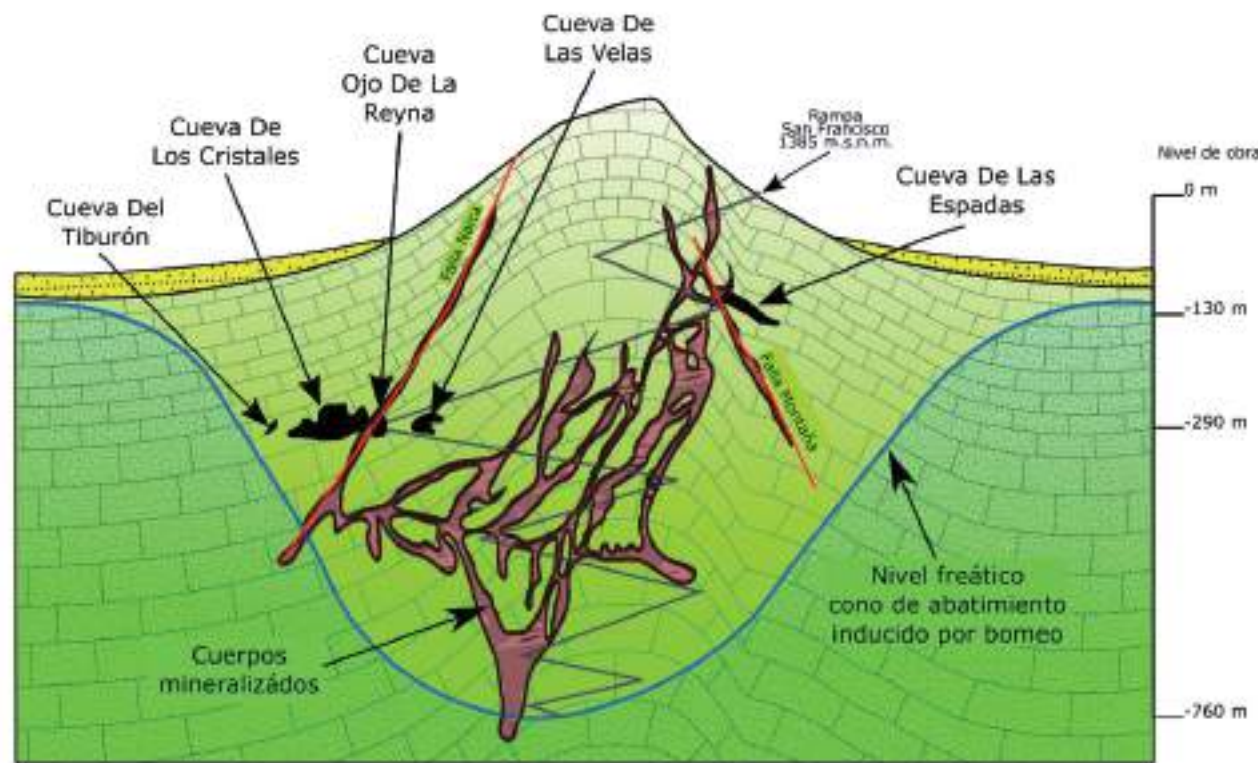


Figura 2. Esquema del yacimiento de Naica y la ubicación de las cuevas con megacristales de Selenita. Tomado y modificado de Forti y Sanna (2010).

La Cueva de los Cristales es la caverna de mayores dimensiones, con 30 m de diámetro y 20 m de altura, asimismo es la que más destaca al albergar cristales de Selenita que superan los 10 m de longitud, aunque estos no son los cristales de mayor tamaño del mundo, su longitud y cantidad, sí los convierte en los más grandes y abundantes. Las cavernas de Ojo de la Reyna y Cueva del Tiburón son las de menores dimensiones, pero se encuentran repletas de cristales transparentes de yeso que hacen posible el reconocimiento de sus etapas de crecimiento; en esta última caverna, los cristales tienen una disposición que asemejan los dientes de un tiburón, razón de su curioso nombre (Fig.3).



Figura 3. Megacristales de Selenita de la Cueva de los Cristales y Cueva Ojo de la Reyna, los más grandes alcanzan longitudes superiores a los 11 m y 1 metro de diámetro. Fotografías: Adriana Espino del Castillo y Pedro Westendarp Ortega.

Dentro de la Cueva de las Velas se encontraron espeleotemas pequeños, delgados y delicados, que no se habían descrito anteriormente, estas formas de yeso, se generaron por un fenómeno de capilaridad a partir de que el nivel freático fue abatido creando el ambiente propicio para su crecimiento.

Se han realizado diversos estudios multidisciplinarios en las últimas dos décadas para conocer los mecanismos de emplazamiento y las condiciones bajo las cuales se formaron los cristales. Dichos estudios han revelado el origen de las soluciones acuosas enriquecidas con sulfatos a partir de la removilización de sulfatos presentes en las formaciones rocosas que, al tener interacción con el agua meteórica en condiciones de temperatura superiores a los 58°C , produjeron una primera precipitación de anhidrita en el sistema. Posteriormente, al descender la temperatura se alcanzaron las condiciones ideales para el equilibrio entre la disolución de anhidrita y eventual precipitación de yeso, en un proceso lento pero estable, dando lugar al crecimiento de los megacristales. Si bien las condiciones geológicas y físico-químicas extraordinarias permitieron la formación de estas cuevas, hay evidencias de que la actividad de bacterias termófilas tuvo un papel relevante en la formación los cristales de selenita (Fig.4), donde su crecimiento, fue inducido a partir de las bio-pátinas de óxidos presentes en las paredes de las cuevas, logrando modificar el equilibrio químico favoreciendo la nucleación de los cristales de yeso.



Figura 4. Los cristales crecieron a partir de las paredes de óxidos los cuales están relacionados con la actividad de bacterias termófilas, las que se cree pudieron influir en la nucleación y crecimiento de las Selenitas. Fotografías: Adriana Espino del Castillo.

El sistema de cavernas de Naica ha permitido también el desarrollo de líneas de investigación relacionadas a las condiciones paleoambientales y microclimáticas en las que se originaron los cristales, así como la identificación de microorganismos extremófilos que habitan bajo esas condiciones de temperatura lo cual tiene su eventual extrapolación a la identificación de formas de vida en otros planetas.

Para que este sistema de cavernas pueda preservarse es necesario mantener las condiciones de calor y humedad, ya que, cuando la temperatura desciende, ocurre un proceso de condensación en el ambiente que produce la disolución de los cristales de selenita y el crecimiento de espeleotemas de calcita, lo cual representa un reto en su preservación (Fig.5). Con el cierre de las actividades mineras se restableció el entorno original propicio para la conservación y crecimiento de los cristales dentro de las cavernas, pero se imposibilitó en un futuro cercano el acceso a ellas.



Figura 5. Las condiciones de exposición propiciaron un cambio en las condiciones de temperatura y oxigenación que generaron la precipitación de carbonatos de calcio sobre los cristales de yeso y en los túneles de las obras mineras. Fotografías: Fabiola Ansara Olivera y Adriana Espino del Castillo.

BIBLIOGRAFÍA

Espino del Castillo, A., Beraldi-Campesi, H., Amador-Lemus, P., Beltrán, H. I. & Le Borgne, S. (2018). Bacterial diversity associated with mineral substrates and hot springs from caves and tunnels of the Naica Underground System (Chihuahua, Mexico). *International Journal of Speleology*, 47(2), 10.

Forti, P. & Sanna, L. (2010). The Naica Project-A multidisciplinary study of the largest gypsum crystals of the world. *Episodes*,33(1), 23-32.

García-Ruiz, J. M., Villasuso, R., Ayora, C., Canals, A. y Otálora, F. (2007). Formation of natural gypsum megacrystals in Naica, Mexico. *Geology*, 35(4), 327-330.

Gázquez, F., Calaforra, J. M., Forti, P. y Badino, G. (2016). The Caves of Naica: a decade of research. *Bol. Geol. Minero*,127 (1), 147-163.

Marín Herrera, B. R., Vogel González, F. y Echegoyén Guzmán, R. (2006). Las megaselenitas del distrito minero de Naica. Chihuahua, una ocurrencia mineralógica anómala: *Boletín de Mineralogía*, 17, 139-148.

Sanna, L., Forti, P. & Lauritzen, S. E. (2011). Preliminary U/Th dating and the evolution of gypsum crystals in Naica caves (Mexico). *Acta Carsologica*, 40(1).



MANANTIALES DEL VALLE DE CUATRO CIÉNEGAS

Agua, desierto y oasis de la vida

Adriana Valenzuela Ramírez¹
¹Servicio Geológico Mexicano

El valle de Cuatro Ciénegas es un Área Natural Protegida en la categoría de Área de Protección de Flora y Fauna Silvestres y Acuáticas; desde 1994, fue catalogado como Reserva de la Biosfera. Localizado en la parte central del denominado Desierto de Chihuahua, en el estado de Coahuila, Cuatro Ciénegas se encuentra en un valle aproximadamente a 740 metros sobre el nivel del mar, el que es limitado por las sierras de La Madera, al norte, La Fragua, al oeste, San Marcos, al sur, y La Purísima, al este, que alcanzan elevaciones de 2.500 m (Fig.1). Tiene una superficie aproximada de 150.000 ha, de las que 84.347 ha forman la poligonal del área natural protegida. Gran parte de su importancia se debe a que es uno de los pocos lugares donde actualmente coexisten los estromatolitos, característicos de la vida temprana de la Tierra, con una heterogénea comunidad de fauna. Es también uno de los sistemas acuáticos continentales con mayor diversidad y endemismos en México y el mundo. Este sitio es con una de las cuatro regiones en el mundo donde existen dunas de yeso, impresionantes formaciones sedimentarias que registran la dinámica del viento que originó estos depósitos. Los manantiales del valle de Cuatro



Figura 1. Imagen satelital con ubicación del valle de Cuatro Ciénegas, en el lado derecho, en color azul verdoso, uno de los mayores lagos; destacadas por su color blanco, en la parte inferior izquierda de la imagen las dunas de yeso. Fotografía: Google Earth (2021).



Figura 2. Poza azul, uno de los manantiales más grandes del humedal. Fotografía: Hermes Rochin (SGM)

Ciénegas se localizan en la parte central del estado de Coahuila, en el noreste de México, a escasos kilómetros de la ciudad de Monclova, en el municipio de Cuatro Ciénegas de Carranza y el acceso es por la carretera estatal número 30.

La región está constituida por montañas con estratos plegados, predominantemente de rocas mesozoicas del Cretácico y Jurásico, que sobreyacen a un basamento Paleozoico de sedimentos marinos del Pérmico y algunas rocas intrusivas del post-Pérmico. En el valle predominan los depósitos terrígenos del Cenozoico. El valle es salitroso y plano, tiene algunas co-



Figura 3. Dunas de yeso. Fotografía Hermes Rochin (SGM).

linas bajas y una importante área de dunas de yeso, modeladas por el efecto del viento y la erosión, las cuales son únicas en México al conformar un desierto color blanco con pozas de agua color turquesa (Figs. 2 y 3). El clima de la región, es muy seco semi-cálido, con una precipitación media anual de 219 mm, y una temperatura media anual de entre 18 a 22° C.

Cuatro Ciénegas es un oasis en medio del desierto, cuenta con un sistema de aguas subterráneas que emergen en superficie a través de doscientos manantiales que forman pequeños lagos (Fig.2), los que aportan agua a corrientes superficiales y forman humedales de diferentes tamaños. Algunos de los manantiales son termales de entre 30 a 35°C y sus aguas contienen gran cantidad de sales de calcio y magnesio, con sodio, potasio, sulfatos, carbonatos y cloruros. Estos manantiales son alimentados por la lluvia que se filtra de las sierras que rodean al valle, un factor interesante es que las aguas carecen de nutrimentos, particularmente de fósforo, sin embargo, contienen una cadena trófica análoga a la distintiva del Cámbrico temprano, donde estromatolitos y bacterias fotosintéticas (cianobacterias) son fuente de alimento de caracoles y peces herbívoros. En este ecosistema acuático, las bacterias y no las algas, parecen formar la base de la pirámide alimentaria. Es de suma importancia mencionarlas ya que fueron las cianobacterias las encargadas de sintetizar el dióxido de carbono en la atmósfera primitiva y convertirlo en oxígeno, proceso que tomo millones de años, pero permitió a la Tierra pasar de ser un planeta con alta concentración de gases y metales, que le daba un aspecto naranja, a ser uno con abundancia de oxígeno y con tono azul. Este humedal representa un laboratorio natural hidrogeológico donde se explica la historia de la Tierra y del origen de la vida.

Cuatro Ciénegas ha sido objeto de estudio de diversas investigaciones científicas, educativas, patrimoniales, e incluso ya existen documentales acerca del peculiar ecosistema que representa para México y el mundo. Desde el punto de vista geo-arqueológico, el agua perenne en la zona, se convirtió en un sitio estratégico para las civilizaciones nómadas, que se asentaron por largas temporadas y durante varios miles de años. En Cuatro Ciénegas se han localizado huellas de pisadas humanas correspondientes a los primeros pobladores del norte de México, y son de las pocas impresiones conservadas en el país; solamente en Sonora se encuentran huellas de la misma época. Éstas civilizaciones nómadas dejaron restos arqueológicos tales como pinturas rupestres, puntas de flecha, hachas de pedernal, metates, cestas, petates, huaraches, huellas humanas, entre muchos otros. En las paredes rocosas en cuevas alrededor del valle se encuentran también petroglifos, artefactos y restos humanos. El registro de la historia de los humanos en la zona abarca desde 5.000 años atrás, a los 500, considerando solo las civilizaciones nómadas, las representaciones más significativas son las pinturas rupestres y la tipología asociada a ellas, que se presentan en formas abstractas como rombos, líneas continuas y en zigzag, cruces, círculos y espirales, grabadas en las rocas de la región. De hecho, éstas pinturas están siendo consideradas por los arqueólogos, únicas en su estilo con una nueva clasificación (Fig.4). Asimismo, se pueden apreciar representaciones de carácter histórico, en las cuales se encuentran caballos, cruces y otros elementos que llegaron con la invasión colonial española.



Figura 4. Cuevas con pinturas rupestres, de gran relevancia para explicar las sociedades nómadas, sus ciclos de migración y de asentamiento. Fotografía: Mauricio Marat (INAH).

Los manantiales y las dunas de yeso son un sitio emblemático para el turismo de Coahuila, más el desarrollo de infraestructura turística se ha dado en el pueblo de Cuatro Ciénegas, que es una villa colonial incorporada en el 2012, a los pueblos mágicos de México, y que está rodeada por la Reserva de la Biosfera con el mismo nombre. Entre las actividades regionales se lleva a cabo la fiesta de la uva durante el mes de julio, donde se realiza la venta de vinos de las casas vinícolas más importantes de la región.

REFERENCIAS

Aldama, Á. A. (2007). Comportamiento hidrogeológico de los acuíferos Cuatro Ciénegas y El Hundido, Coahuila, México. Ingeniería hidráulica en México , 37-59.

Fuente, C. D. (2017). Documental “Cuatro Ciénegas”. Al rescate del pasado para salvar nuestro futuro. HOT wildlife, 94-96.

Instituto Mexicano de Tecnología del Agua. (2007). Comportamiento hidrogeológico de los acuíferos Cuatrociénegas y El Hundido, Coahuila, México. Ingeniería hidráulica en México, XXII(3), 37-59.

Instituto Nacional de Antropología e Historia. (2011). Instituto Nacional de Antropología e Historia. 26 de septiembre. www.inah.gob.mx

Instituto Nacional de Antropología e Historia. (2020). Cuatro Ciénegas, santuario rupestre del semidesierto coahuilense. Boletín #117.

Instituto Nacional de Antropología e Historia. (2021). Poponen la definición de un estilo propio para el arte rupestre de Cuatro Ciénegas, Coahuila . Boletín #48.

Ramírez, G. (2011). Marco geológico-estratigráfico del Valle de Cuatro Ciénegas, Coahuila, México. Linares: Universidad Autónoma de Nuevo León .

Secretaría de Turismo. (2014). Secretaría de Turismo. 18 de abril. www.sectur.gob.mx

Souza Valeria, E. A. (2004). Cuatro Ciénegas, un laboratorio natural de astrobiología. Red de Revistas Científicas de América Latina y el Caribe, España y Portugal , 4-12.

Vela, M. (2000). Determinación de la distribución vegetal en el Valle de Cuatrociénegas, Coahuila, México a través del análisis multitemporal de imágenes de satélite. Monterrey: Instituto Tecnológico y de Estudios Superiores de Monterrey.



VOLCÁN PARÍCUTIN

El volcán más joven de México

Luz Esmeralda Martínez Sánchez¹
¹Servicio Geológico Mexicano

La Faja Volcánica Trans-Mexicana (FVTM) es uno de los arcos volcánicos continentales más grandes del mundo y América del Norte. Tiene una orientación este-oeste y atraviesa la parte central de México. Con una extensión de más de 1.000 km contiene más de 8.000 volcanes de diversas composiciones, tipos y edades, de estos, cerca de 1.000 forman el Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato (CVMG). En el CVMG existieron dos erupciones históricas de los volcanes Jorullo (1759) y el Parícutin (1943), este último es uno de los volcanes más emblemáticos para las ciencias de la tierra y la historia reciente de México (Fig.1). El volcán Parícutin (en lengua purépecha es *Parhíkutini* “lugar al otro lado de la barranca”) es un cono de escoria que nació en un campo de maíz en las localidades de Parícutin y San Juan Viejo Parangaricutiro, en el estado de Michoacán, México, a 25 km de la ciudad de Uruapan.

Un cono de escoria es un pequeño volcán generado por la acumulación de materiales durante un solo evento eruptivo (monogénético) con erupciones estrombolianas o baja explosividad, con columnas eruptivas de cientos de metros y que contienen gran cantidad de fragmentos de magma solidificado de tamaño de arenas gruesas. Durante estas erupciones se acumulan una serie de productos piroclásticos como son ceniza, lapilli, bombas o bloques. Su estructura es en forma de colina cónica con pendientes suaves y en su cima presentan un cráter en forma de herradura. Por ser un volcán joven, el Parícutin es el mejor ejemplo estudiado de este tipo de estructuras volcánicas.

Este volcán es el único que cuenta, literalmente, con acta de nacimiento, su breve historia que comenzó el 20 de febrero de 1943 y duró 9 años, fue ampliamente documentada con ilustraciones, bosquejos, pinturas, fotografías, y observaciones vulcanológicas en el libro “Como nace y crece un volcán”, editado en 1950. El volcán Parícutin fue un laboratorio natural al que acudieron vulcanólogos de diversas partes del mundo para estudiarlo, generando así nuevas hipótesis relacionadas al vulcanismo y formación de magmas.

Desde que comenzó su actividad eruptiva hasta que se extinguió, el volcán presentó cambios en su actividad magmática y composición; estos cambios clasificaron su actividad en 4 periodos: 1) periodo Quitzocho, 2) periodo Sapichu, 3) periodo Taquí y 4) periodo final.



Figura 1. Mapa de localización del volcán Parícutin. Imagen: Mapa SGM (2021).

“El volcán reventó el sábado 20 de febrero como a las 3 y media de la tarde: ¡Qué gran sorpresa para mi pueblo y para el mundo entero! Desde esa hora que comenzaba a levantar el humito sencillo que poco a poco iba creciendo, un vapor extraño color gris y silencioso tirando con inclinación hacia el sureste.” (Celedonio-Gutiérrez, Anales del INAH, 1971).

PERIODO QUITZOCHO (20 de febrero – 18 de octubre de 1943)

Después de 45 días de actividad sísmica precursora, la erupción del volcán Parícutin inició con una columna eruptiva de aproximadamente 1 km, el 20 de febrero de 1943, en una parcela de maíz que pertenecía al campesino Dionisio Pulido, a quién José Revueltas lo describió como “la única persona en el mundo que podía jactarse de ser dueño de un volcán y, sin embargo, no era dueño de nada”.

Durante las posteriores tres semanas, la actividad eruptiva construyó un cono cinerítico que alcanzó una altura aproximada de 300 m, que es cerca del 75% de su altura final; esta actividad inicial fue de tipo estromboliana violenta y presentó variaciones en su composición de basáltica a andesítica, siendo mayormente basáltica para finales del mes de julio (Fig.2).

Durante estos meses de actividad, se generó un nuevo conducto volcánico efusivo denominado *Sapichu*, como consecuencia de ello, la actividad del conducto principal cesó dando fin a este primer periodo en el mes de octubre.



Figura 2. Fotografías de la erupción volcánica del volcán Parícutin: a la izquierda el comienzo de la erupción del 20 de febrero, superior derecha del día 25 de mayo e inferior derecha del 20 de junio. Fotografías: Mediateca del INAH.

Al nacimiento de este volcán se dieron cita personajes como el emblemático geólogo Ezequiel Ordoñez y Gerardo Murillo, mejor conocido como “el Dr. Atl”, quien instaló un estudio improvisado en las inmediaciones del Parícutin y realizó un catálogo ilustrado donde incluyó fotografías, pinturas, cerca de 120 dibujos y más de 30 ilustraciones (Fig.3).



Figura 3. Gerardo Murillo Coronado, pintor y escritor mexicano mejor conocido como “Dr. Atl” instalando su estudio improvisado para obtener un registro pictórico del volcán Parícutin. Fotografía: Mediateca del INAH.

PERIODO SAPICHU (18 de octubre de 1943 – 8 de enero de 1944)

El segundo periodo eruptivo denominado *Sapichu* (que en lengua purépecha significa “niño”) está relacionado con el conducto volcánico secundario del mismo nombre; este periodo tuvo una duración de dos meses y medio representado principalmente por una actividad efusiva y la abundancia de derrames de lava.

Durante este periodo las explosiones piroclásticas, que expulsan fragmentos de magma solidificado de tamaño variable que son transportados en un medio gaseoso, fueron más o menos violentas y se observaron principalmente rocas vesiculares y bombas volcánicas que contenían fragmentos de rocas graníticas preexistentes que permitieron definir las características del basamento del área. Posterior a este periodo, el edificio volcánico alcanzó los 350 m de altura y la actividad explosiva disminuyó.

PERIODO TAQUÍ (8 de enero de 1944 – 12 de enero de 1945)

Este periodo tuvo una duración de 18 meses y se caracteriza porque la actividad del conducto principal se reactivó generando dos nuevos conductos: *Taquí* (al oeste) y *Ahuán* (al sur), de los cuales se alternaban los derrames de lava con espesores de hasta 60 m que cubrieron un área aproximada de 17 km².

Las explosiones piroclásticas (interrumpidas y cíclicas) de composición principalmente andesítica son características de este periodo. El edificio volcánico no presentó mayores cambios, sin embargo, durante este periodo se emplazaron diversas estructuras verticales asociadas a magmas de alta temperatura que cortan unidades de roca formadas anteriormente, conocidas como diques, y *sills*, que son estructuras horizontales asociadas a magmas de alta temperatura que se emplazan paralelamente a las unidades de roca previamente formadas.

Las relaciones de depósito de los diques y sills, posteriormente ayudaron a determinar el proceso de asimilación magmática que mantuvo el Parícutin, este proceso hace referencia a los cambios de composición y temperatura o evolución que presentó el magma conforme ascendía a la superficie.

A fines de 1944, el volcán tenía más del 50% del material total que lo compone y la constitución del 90% de su cono principal.

PERIODO FINAL (enero de 1945 – marzo de 1952)

Desde enero de 1945 la actividad del volcán comenzó a disminuir presentando periodos de quietud de hasta tres meses, posteriormente, en el año de 1949 la actividad comenzó a ser completamente vulcaniana incrementando durante el año de 1951 para finalmente concluir el 4 de marzo de 1952.

El nacimiento del Parícutin cambió la vida de toda la sociedad, para algunos fue *una maravilla natural* la cual estaban realmente asombrados de conocer, sin embargo, las comunidades de Parícutin y San Juan Parangaricutiro consideraron que la geología fue despiadada con la población al dejarlos desprovistos de sus tierras de cultivo y hogares (Fig.4), teniendo que desplazarse a las áreas que ahora conforman las actuales comunidades de Caltzontzin y San Juan Nuevo, donde comenzaron una nueva vida.

Desde hace casi 50 años, el Parícutin se ha convertido en un sitio emblemático para el turismo del estado de Michoacán, el que es visitado por una gran cantidad de personas de México y el mundo

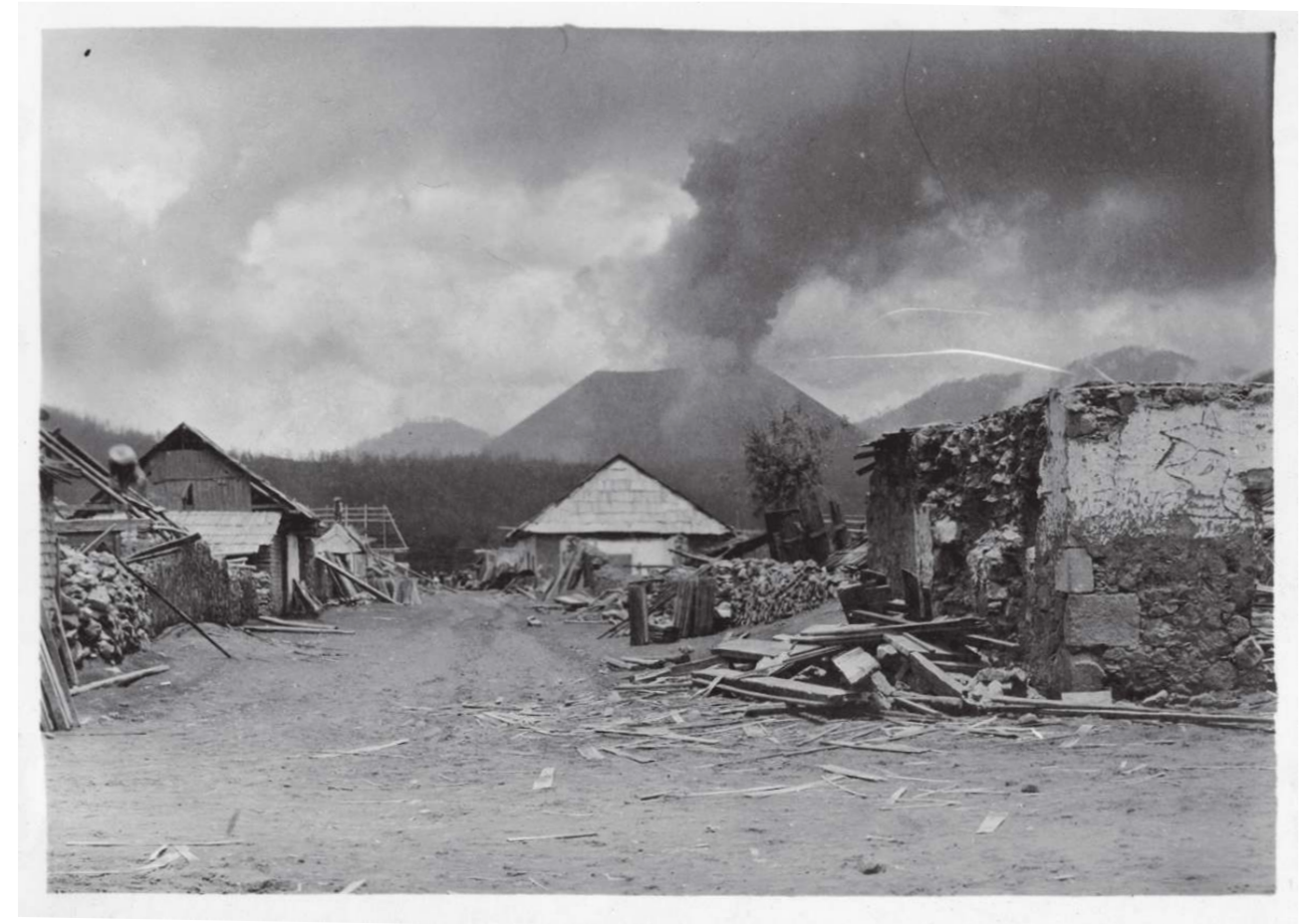


Figura 4. “Caserío junto al volcán Parícutin” esta fotografía es el reflejo de las comunidades evacuadas posterior al comienzo de la erupción. Fotografía: Mediateca del INAH.

año con año. La infraestructura turística se ha desarrollado principalmente en las comunidades de San Juan Nuevo y Angahuan dado que cuentan con rutas de fácil acceso por medio de automóvil o senderismo.

Para poder observar los derrames y flujos volcánicos, además del lugar más conocido del Parícutin que son las ruinas de la Iglesia de San Juan Parangaricutiro, se debe acceder por la comunidad de Angahuan a pie o con ayuda de un caballo que los pobladores rentan para apoyarse en su economía. Una opción para realizar este recorrido, con fines geológicos y turísticos, es la excursión que realiza la Universidad Michoacana de San Nicolás de Hidalgo en febrero de cada año para conmemorar el nacimiento del Parícutin, en la cual también se recorre parte Parque Nacional Pico de Tancítaro. Estas actividades son abiertas al público en general (www.paricutin.umich).

Las ruinas de la Iglesia de San Juan Parangaricutiro, no es el único sitio de importancia del Parícutin, de acuerdo con análisis geomorfológicos, culturales e históricos que se han realizado, el área cuenta con otros geomorfositos de importancia que los turistas pueden conocer en su recorrido a través de los aproximadamente 424 metros de altura del volcán, como lo son: los Hornitos, el cono Sapichu, los túneles de lava y el propio cráter del Parícutin (Fig.5).

En el aspecto social-cultural el Parícutin ha sido escenario de diversos eventos e incluso videos musicales, pero aún más significativo, es un área representativa de la sociedad purépecha que después del nacimiento del volcán comenzó a ser visible para el resto de la población. Actualmente, el Parícutin es uno de los volcanes más importantes de México al grado de tener su propio trabalenguas popular:



Figura 5. Sitios de interés geológico del volcán Parícutin: las ruinas de la Iglesia de San Juan Parangaricutiro, flujos de lava, Los Hornitos, cráter del volcán y vista general del volcán. Fotografía: Hermes Rochin (SGM).

*“Al volcán de Parangaricutirimicuar
lo quieren deseparangaricutirimicuarizar
el que lo deseparangaricutirimicuarizare
será un buen deseparangaricutirimicuarizador.”*

BIBLIOGRAFÍA

Atl, D. (1950). Como nace y crece un volcán. El Paricutin. Editorial Stylo.

Anales del Instituto Nacional de Antropología e Historia, Tomo V, 7ª Época, 1974-1975, “San Juan Parangaricutiro: Memorias de un campesino”.

Erlund, E. J., Cashman, K. V., Wallace, P. J., Pioli, L., Rosi, M., Johnson, E., & Granados, H. D. (2010). Compositional evolution of magma from Parícutin Volcano, Mexico: the tephra record. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 197, 1-4, 167-187.

Ferrari, L., López-Martínez, M., Aguirre-Díaz, G., y Carrasco-Núñez, G. (1999). Space-time patterns of Cenozoic arc volcanism in central Mexico: From the Sierra Madre Occidental to the Mexican Volcanic Belt. Geology, 27, 4, 303-306.

Foshag, W.F., González-Reyna, J., 1956, Birth and development of Parícutin volcano Mexico. Geological Survey Bulletin 965, 355-489.

www.paricutin.umich. Sitio web visitado en diciembre de 2020

Servicio Geológico Mexicano, Subgerencia de Investigación, Oficio SI/003/2020, Asunto: Autorización de uso y publicación de imágenes fotográficas, enviado a la Coordinación Nacional de Asuntos Jurídicos del Instituto Nacional de Antropología e Historia (INAH). 06/11/2020.



ZONA PALEONTOLÓGICA DE RINCÓN COLORADO

Ventana del Cretácico Tardío para conocer los paisajes, los dinosaurios y otros bichos

Felisa J. Aguilar Arellano¹ y Natalia Amezcua²

¹Instituto Nacional de Antropología e Historia (INAH)

²Servicio Geológico Mexicano (SGM)



Figura 1. Localización de la zona paleontológica de Rincón Colorado, en el noreste de México, estado de Coahuila. Imagen: Google Earth (2021).

En la región sureste de Coahuila, a 43 km de la ciudad de Saltillo, se encuentra Rincón Colorado, uno de los puntos de referencia que se ha estudiado para recuperar, registrar y generar información sobre los populares dinosaurios. Este sitio con restos petrificados fue descubierto de manera fortuita a finales de 1970, por un buscador de tesoros de la Revolución Mexicana; pero es hasta la década de 1990 cuando se realiza su exploración y estudio sistemático, que, por la gran cantidad de material en un área geográfica reducida, se le denominó “El Monumento Nacional de los Dinosaurios en México” (Fig. 2a).



Figura 2. En la zona paleontológica de Rincón Colorado, un elemento importante es su paisaje y su relieve terrestre. a) Foto del núcleo de la zona, el Cerro de la Virgen y que en su momento fue denominado el Monumento Nacional de los Dinosaurios. Fotografía: José Luis Gudiño Maussán- INAH. b) Vegetación característica del semidesierto, y los elementos del relieve que se observa: Cerro de la Virgen y la Testera. Fotografía: Felisa J. Aguilar Arellano- INAH.

En la frontera norte de México se ubica el estado de Coahuila, territorio que se caracteriza por una diversidad de paisajes, siendo uno de ellos el semidesierto, el que por sus condiciones permite apreciar los rasgos orográficos y geológicos sedimentarios de la región, para identificar cada capa depositada hace millones de años durante el Cretácico tardío las que por sus características pueden agruparse en diferentes formaciones geológicas.

A escala regional, el noreste de México, cuenta con un registro de eventos geológicos que permiten comprender la paleobiogeografía del Cretácico tardío, así como todo lo relacionado con el Interior Occidental de Norte América, debido a que las sucesiones sedimentarias de esta temporalidad que afloran en diferentes puntos. Su origen está asociado a procesos tectónicos y de subsidencia que generaron las cuencas de Parras y La Popa, las que fueron espacios propios para el acumulamiento de sedimentos erosionados, de miles de metros de espesor.

El continuo levantamiento de las tierras occidentales propició que se desarrollaron sistemas fluviales que también acarreaban sedimentos depositados en deltas a lo largo de la costa del mar interior occidental, sujetos a fases de regresión y transgresión marina. Las rocas producto de esos depósitos contienen abundantes fósiles de organismos que vivían en aquellos tiempos. Desde el punto de vista paleontológico y geológico en esta zona se tiene un registro completo, continuo, que comprende desde el Cretácico, Campaniano (alrededor de 72 millones de años) hasta el Paleógeno, Paleoceno.

En la Cuenca de Parras, una de las formaciones que aflora es la denominada Cerro del Pueblo, conformada por estratos de lutita gris a ocre, intercaladas con lutita arenosa calcárea de color verde grisáceo; limolita y arenisca (Fig. 1). En estas capas han quedado encapsulados tanto los restos de organismos que habitaron a finales del Cretácico tardío, como las evidencias de su presencia a manera de huellas y rastros. Entre los fósiles que se pueden recuperar están los característicos dinosaurios y otros vertebrados, así como ammonites, inoceramidos, gasterópodos y otros moluscos marinos. La formación contiene también otras evidencias sedimentológicas que permiten inferir los ecosistemas y ambientes de depósito.

De esta forma en un paisaje caracterizado por matorrales del semidesierto, junto con los animales típicos de este como el conejo del desierto, la liebre de California, el perrito de la pradera mexicano, el correcominos norteño, así como la serpiente de cascabel del Mojave y la culebra chirrionera. En el contexto paleontológico, se encuentra evidencia de flora y fauna que indica que existieron ambientes marinos, transicionales y terrestres de hace 72 millones de años. Es por este patrimonio, actual y pasado, debido a la gran cantidad y calidad de los fósiles de dinosaurios que se comenzaron a recuperar, que se propuso como un espacio de reserva para la investigación y desarrollo de actividades educativas, y se denominó zona paleontológica de Rincón Colorado.

En complemento a la riqueza geológica de Rincón Colorado se destaca el valor de su entorno inmediato y el horizonte panorámico del campo visual, donde rodeado de pequeñas lomas y cerros que forman parte de la Sierra Madre Oriental es posible visualizar parte de la sucesión de estratos del Grupo Difunta (Fig. 2b y 3).

El Instituto Nacional de Antropología e Historia (INAH), generó en el 2014, una propuesta integral que incluye la conservación y protección de los fósiles existentes, y recuperación del espacio educativo un área de casi nueve hectáreas. Desde esa fecha y hasta 2018, en diferentes etapas se equipó y desarrolló una infraestructura de alta calidad y funcionalidad para su adecuada presentación pública a las áreas visitables, que cuenta con instalaciones de servicios suficientes acordes con las necesidades de los usuarios y del personal que custodia la zona, respetando el paisaje, utilizando y recuperando sistemas constructivos locales (de tierra), así como el uso de energías verdes (celdas solares) para su operación (Fig. 2 a 4). La zona está bajo la tutela del INAH y en apego a su normatividad de zonas abiertas a la visita pública.



Figura 3. Al fondo se observan los Cerros El Pilote y la Bandera. A frente, ejemplo del cedulario que guía la visita en el sendero de "Ventanas Paleontológicas". Fotografía: Mauricio Marat-INAH.

El área de visita que contempla Rincón Colorado consiste de dos senderos de recorridos, un área lúdica y dos miradores (Fig.3 y 4). El primero de ellos, denominado "Ventanas paleontológicas", tiene por objetivo mostrar siete puntos donde los paleontólogos realizaron los descubrimientos de los restos de dinosaurios, en cinco muestran reproducciones de los huesos recuperados y hasta el momento solo identificados como hadrosaurios, una reproducción de huellas asignadas al icnotaxón *Magnoavipes*, y en otra los restos de la especie *Velafrons coahuilensis*. El cedulario cuenta con elementos accesibles para personas con discapacidad visual y motriz en las primeras cuatro cédulas, y en todas, la información que se presenta permite compartir con el visitante sobre el proceso que los especialistas en paleontología establecen para la construcción del conocimiento; la importancia del diario de campo, para el registro de la información; el valor de la evidencia, que indica la aportación al conocimiento paleontológico del hallazgo del que se habla en particular; las imágenes de contexto, fotografías que ilustren el tema abordado ya sea del mismo hallazgo o de otra excavación, y un recurso háptico, donde a través de un relieve táctil de una evidencia fósil seleccionada con la intención de involucrar los sentidos en el recorrido para mejorar la comunicación educativa sobre el tema a abordar (Fig. 4b).



Figura 4. Cada ventana paleontológica muestra, mediante reproducciones, una imagen de cómo los paleontólogos encontraron los restos, hasta el momento, solo se han identificado hadrosaurios, por lo que se presenta parte de la información que se conoce sobre la biología del grupo. Además, a través de un relieve táctil de algún elemento óseo se pretende involucrar a los sentidos en el recorrido para mejorar la comunicación educativa sobre el tema de la anatomía de los hadrosaurios. Fotografías: Mauricio Marat-INAH.

En el segundo sendero, llamado "El tiempo geológico", se da, a través de cápsulas, información desde el origen de la Tierra y presentando algunos de los momentos más importantes en la evolución de los organismos hasta la presencia del *Homo sapiens*. El recorrido está sobre rocas sedimentarias y fósiles, que permiten mostrar los diferentes procesos geológicos registrados en la zona como el movimiento del mar y de los límites de las paleocostas. En los miradores, que además sirven como puntos de descanso, permiten visualizar los cerros que rodean el área, por ejemplo, el Pilote, la Bandera y la Testera, haciendo un ejercicio para comprender los procesos geológicos y biológicos del pasado para llegar al presente (Fig. 5).

Los espacios lúdicos en esta zona de ambiente desértico son un medio para divulgar dichos conocimientos, así como para transmitir y clarificar conceptos complejos de paleontología en torno a Rincón Colorado, sus fósiles y sus rocas; también para facilitar experiencias para que los visitantes puedan construir de manera activa sus propios aprendizajes.



Figura 5. a) En los atardeceres es posible observar en las serranías tonalidades en color rojizo de las rocas sedimentarias, de ahí el nombre de Rincón Colorado. Fotografía: Leticia Alvarado Mendoza-INAH. b) Detalle de lo que puede observarse en cada uno de los elementos del relieve terrestre que rodean al núcleo de la zona paleontológica. Fotografía: Mauricio Marat-INAH).

La zona paleontológica de Rincón Colorado es una ventana en el tiempo, en donde dos especies han sido descritas, el hadrosaurio *Velafrons coahuilensis* y la cucaracha *Xonpepetla rinconensis*, dos habitantes de finales del Cretácico de esta zona, que, junto con otros fósiles que se descubran y estudien permitirán contar las historias del territorio hasta su conformación actual. Hoy en día la vida

rural permite su conservación, pero es necesario seguir inculcando la importancia de los recursos naturales, los tesoros que se tienen y que ese estilo de vida debe preservarse y compartirse. El desierto, encierra una diversidad de especies, microhábitats y usos tradicionales que deben rescatarse y perpetuarse (Fig.6).



Figura 6. La forma de presentar la historia de los hallazgos y de la geología de la región debe integrarse al paisaje, así la silueta elaborada con restos de ocotillo, nos evoca el tamaño y aspecto del *Velafrons coahuilensis* cuando tránsito por estas tierras durante el Campaniano-Maastrichtiano. Fotografía: Mauricio Marat-INAH.

Si bien el inicio de esta zona fue con un enfoque científico, ahora junto con su interés educativo, permite ser un atractivo turístico para la región. La visita es gratuita, de martes a domingo de 10 a 17 horas. Para llegar a ella debe llegar al poblado del mismo nombre, por la carretera libre Saltillo-Torreón, en el km 43, se toma el entronque, y a partir del centro del poblado se continúa por un camino de terracería por 3 km hasta donde se encuentra el acceso a la zona.

BIBLIOGRAFÍA

- Aguilar, F. J. (2012a). ¿Cómo proteger yacimientos paleontológicos?, lo (sic) experiencia del INAH en Coahuila. El Tlacuache: suplemento cultural de La Jornada Morelos, 529 (julio 29, 2012):1-2.
- Aguilar, F.J. (2012b). Rincón Colorado y su reconocimiento legal como la primera zona paleontológica en México. El Tlacuache: suplemento cultural de La Jornada Morelos, 546 (diciembre 2, 2012):1-2.
- Aguilar, F.J. (2017). La paleontología en México, del estudio del pasado a la sostenibilidad del futuro. Pp. 47-57, en: Futuro sostenible de la vida en el desierto, UNESCO y Gobierno del estado de Coahuila. México.

Cifuentes-Ruiz, P., Vršanský, P, Vega, F.J., Cevallos-Ferriz, S.R.S, González-Soriano, E. & Delgado de Jesús, C.R. (2006). Campanian terrestrial arthropods from the Cerro del Pueblo Formation, Difunta Group in northeastern Mexico. *Geologica Carpathica*, 57(5):347-354.

Eberth, D. A., C. R. Delgado de Jesús, J. F. Lerbekmo, D. B. Brinkman, R. A. Rodríguez de la Rosa & S. D. Sampson. (2004). Cerro del Pueblo FM. (Difunta Group, Upper Cretaceous), Parras Basin, southern Coahuila, Mexico: reference sections, age, and correlation. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 21(3):335-352

Gates, T. A., Sampson, S.D., Delgado de Jesús, C.R., Zanno, L.E., Eberth, D., Hernández-Rivera, R., Aguillón Martínez, M.C. & Kirkland, J.I. (2007). *Velafrons coahuilensis*, a new lambeosaurine hadrosaurid (Dinosauria: Ornithopoda) from the late Campanian Cerro del Pueblo Formation, Coahuila, Mexico. *Journal of Vertebrate Paleontology*, 27(4):917-930.

Gudiño Maussán, J. L., Aguilar, F.J. y Hernández-Rivera, R. (2018). Aplicación de fotogrametría digital para el registro de las huellas de dinosaurio de la Formación Cerro del Pueblo (Campaniano tardío), Coahuila, México. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 70(2):307-324.

Hernández Rivera, R. (1992). New dinosaur finds in the Cerro del Pueblo Formation (upper Cretaceous, Campanian) from Coahuila State, Mexico. *Journal of Vertebrate Paleontology*, 12(3, supplement):32A.

Hernández, R. (1994). Dinosaurios. Edición del Gobierno del Estado de Coahuila. SEPC. 68 pp.

Hernández, R., Aguillón-Martínez, M.C., Delgado, C.R. & Gómez, N.R. (1995). The Mexican Dinosaur National Monument. *Journal of Vertebrate Paleontology*, 15(3, supplement):34A.

Kirkland, J. I., Hernández-Rivera, R., Aguillón-Martínez, M.C., Delgado de Jesús, C.R., Gómez Nuñez, R. & Vallejo, I. (2000). The late Cretaceous Difunta Group of the Parras Basin, Coahuila, México, and its vertebrate fauna. *Universidad Autónoma del Estado de Hidalgo, Avances en Investigación*, 3:133–172.

Ramírez-Velasco, A. A., Hernández-Rivera, R. & Servin-Pichardo, R. (2014). The Hadrosaurian Record from Mexico. Pp. 340-360, in *Hadrosaurs* (D.A. Eberth and D. C. Evans, eds.). Indiana University Press, USA, 640 p.



TSUNAMITA DEL CHICXULUB Y EL LÍMITE CRETÁCICO-PALEÓGENO

La gran ola, el meteorito y el adiós de los dinosaurios

Natalia Amezcua¹ y Peter Schulte²

¹*Servicio Geológico Mexicano*

²*AFRY, Suiza*

México cuenta con diversos sitios que registran, en superficie y subsuelo, evidencia geológica del límite Cretácico-Paleógeno. Este límite geológico, de hace 65 millones de años, representa uno de los eventos más devastadores que terminó abruptamente con la era de los dinosaurios. En la Península de Yucatán se localiza la estructura del cráter de ~180 a 200 km de diámetro, resultado del impacto del meteorito de Chicxulub, de aproximadamente 10 km de diámetro, el que es propuesto como uno de los principales mecanismos de extinción masiva en la historia de la Tierra.

Del evento del límite Cretácico-Paleógeno (K-Pg) en México, se registran depósitos proximales al sitio del impacto, tales como sismos (sismita), colapso de la plataforma, tsunamis, flujos de sedimentos, así como depósitos de caída aérea eyectados por el impacto del meteorito, a una distancia de 700 a 1.000 km del centro del cráter en la península de Yucatán, en el sureste de la República Mexicana.

Uno de los efectos causados por el letal impacto del meteorito de Chicxulub, fue el evento de tsunami, que dejó evidencia en el registro geológico en forma de acumulación de depósitos de sedimentos de arenisca y limolita, que por sus características de composición y de depósito son conocidos como tsunamita. Depósitos sedimentarios relacionados a un tsunami contienen evidencia del mecanismo desencadenante, periodo del tsunami con el desplazamiento del oleaje, mezcla de componentes de zonas de aguas profundas y costeras, y periodo de cese del evento con los procesos de retroceso de oleaje y redepósitos de sedimentos.

Esta localidad de tsunamita del límite K-Pg, se ubica 40 km al noroeste de Monterrey, Nuevo Leon, en la denominada cuenca de La Popa, en la zona donde afloran unas estructuras geológicas de los diapiros salinos denominados El Papalote y El Gordo. El depósito de tsunamita se encuentra en un intervalo de sedimentos denominado Miembro Arenisca Delgado, el que forma parte de la Formación Potrerillos, del Grupo Difunta (Fig.1). El Miembro Arenisca Delgado, tiene aproximadamente de 15 a 20 metros de espesor y forma prominentes escarpes, distintivos en la cuenca de La Popa (Fig.1). Está intercalado entre limolita del Cretácico, Maastrichtiano Medio y lutita del Paleoceno Superior, de la Formación Potrerillos (Figs.2 y 3).



Figura 1. Imagen satelital de un sector de la Cuenca de la Popa. Al centro, al norte del camino destaca el Miembro Arenisca Delgado y se observan los diapiros El Papalote, al centro de la imagen y El Gordo, al sur, en la esquina inferior izquierda de la imagen. Quick Bird, SGM.

En el Miembro Arenisca Delgado, las capas sedimentarias del Maastrichtiano, se observan en contacto abrupto que indica un fenómeno catastrófico donde se presentan estructuras de corte por arrastre, retrabajamiento y redepósito de fragmentos de roca o sedimentos de la unidades inferiores o subyacentes, y que está compuesto por conglomerado, arenisca y limolita, que presentan estructuras deformación y licuefacción, y contienen tectitas o esférulas de eyecta, fósiles de zonas marinas profundas y someras, así como de organismos terrestres y restos de plantas, lo que demuestra el efecto del arrastre y transporte de estos depósitos por el tsunami. Estos depósitos se identifican en las unidades 1 y 2.

La unidad basal del evento o unidad 1, de aproximadamente 8 m de espesor, contiene un registro sedimentológico y fósil sobre el inicio del efecto del oleaje del tsunami que arrasó la región. En las rocas se observan estructuras de corte y canales producto de la erosión causada por el oleaje. Esta unidad es rica en fragmentos fósiles de organismos marinos y terrestres, fragmentos de roca y restos de esférulas producto de la eyecta del Chicxulub. Entre el material fósil encontrado en este intervalo hay infinidad de fragmentos de moluscos, bivalvos, braquiópodos e incluso dientes de tiburón, de plantas, y restos de dinosaurios o reptiles terrestres y mosaurios o reptiles marinos (Fig.4).

La unidad 2 contiene de 2 a 8 capas de arenisca conglomerática de grano grueso a fino, rica en esférulas de eyecta derivadas del impacto del meteorito y fragmentos de fósiles (de invertebrados y vertebrados). Esta tiene una mayor distribución en la cuenca donde se expone, al menos, a lo largo de 20 km. Las características de los sedimentos y composición sugieren su formación en varias etapas



Figura 2. Límite K-Pg y depósitos del tsunami. Fotopanorama del Miembro Arenisca Delgado, que destaca por su color ocre, es delimitado hacia la base limolita del Maastrichtiano Medio y en la cima por lutita y arenisca, color ocre, del Paleoceno Superior, todos ellos miembros de la Formación Potrerillos. Fotografía: Peter Schulte.



Figura 3. Capas de roca del Miembro Arenisca Delgado, en la parte central de la imagen. Este miembro consiste de arenisca de ambiente marino somero y contiene los depósitos de tsunamita del límite K-Pg. Fotografía: Peter Schulte.

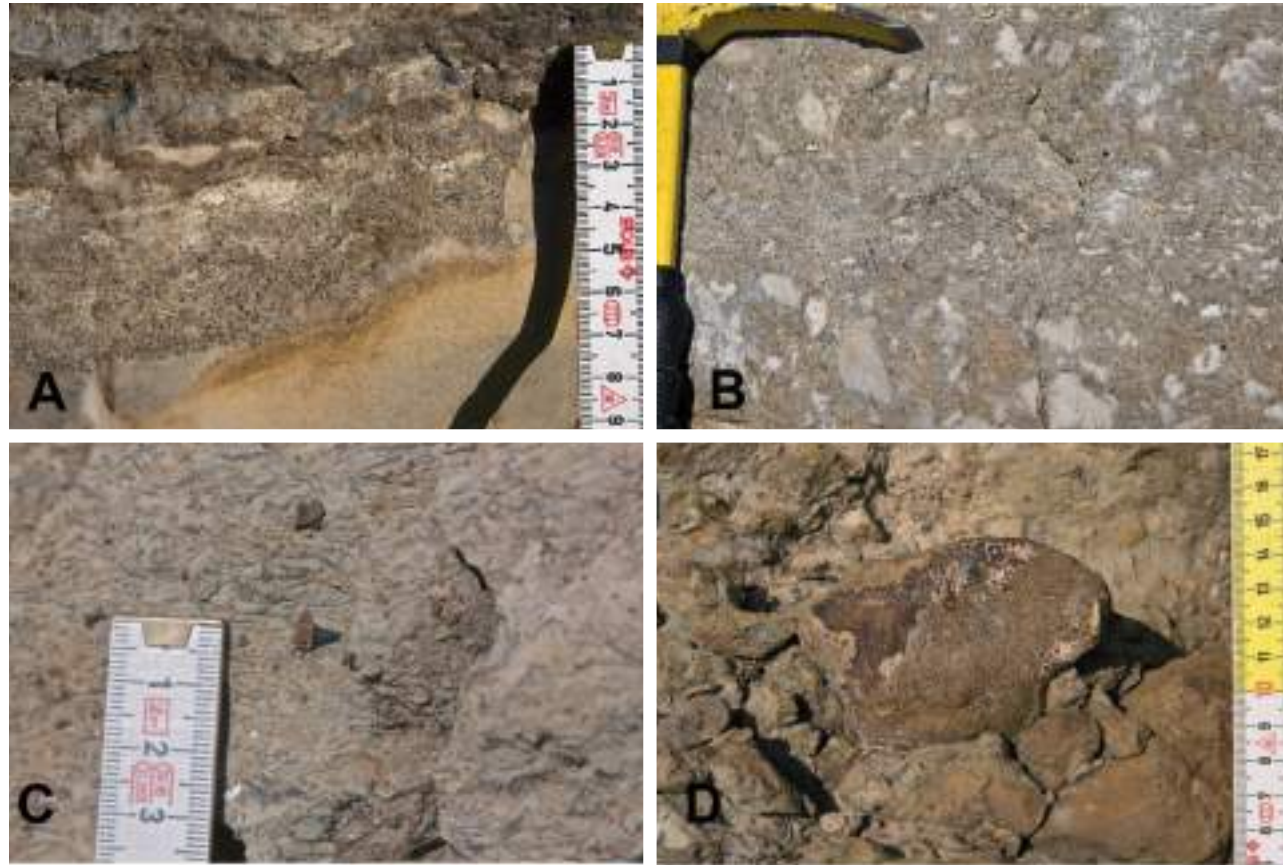


Figura 4. Depósitos del evento del Tsunami del impacto del Chicxulub. Unidad 1. A. Contacto abrupto y erosivo en la Arenisca Delgado, que es de grano fino, con arenisca rica en depósitos de eyecta, con esférulas de tamaño milimétrico, en color oscuro, mostrando cambios en el tamaño y composición de los sedimentos. B. Clastos de lutita gris en horizonte de arenisca conglomerática. C. Fragmentos fósiles de conchas, fragmentos de hueso y de un posible diente. D. Posible húmero de mosasaurio, que es un reptil marino. Fotografía: Peter Schulte.

en un periodo corto de tiempo. Sobre esta capa se depositaron areniscas con estructuras que indican el retorno a las condiciones de depósito previas al evento catastrófico del límite Cretácico-Paleógeno (Fig.5).



Figura 5. Depósitos del evento del Tsunami del impacto del Chicxulub. Detalle de los ciclos de depósito de la Unidad 2. Fotografía: Peter Schulte.

Las estructuras de deformación de sedimentos blandos en la cuenca de La Popa, sugieren que antes del depósito del tsunami, los terremotos, producto del impacto del meteorito, fueron los primeros en causar efectos y dejar registro en los sedimentos. Estos terremotos causados por el impacto del meteorito produjeron el colapso de la plataforma y el re-flujo de las olas del tsunami, causando erosión y depósito de material eyectado por el meteorito y el previamente depositado en la unidad 1. Posteriormente, las olas de retroceso del tsunami (*backwash*), pueden haber depositado sedimentos con estructuras de gradación múltiple, como las que se observan en la unidad 2.

El interés científico de los afloramientos en la cuenca de la Popa y específicamente en el Miembro Arenisca Delgado es trascendente ya que contiene en el registro geológico la primera observación de la presencia de diversos huesos y dientes de dinosaurios y mosasaurios junto con material de eyecta del impacto del meteorito del Chicxulub. Esto indica que los dinosaurios vivieron en el área durante el Maastrichtiano tardío y sugieren que las olas del tsunami no sólo erosionaron los depósitos en los ambientes de deltas y estuarios sino también arrasaron las llanuras costeras donde habitaban.

Las características sedimentológicas, paleontológicas y estratigráficas de esta secuencia del depósito del tsunami, y el contenido de esférulas, proveen el vínculo bien conocido en diversos sitios con sedimentos del límite Cretácico-Paleógeno, en zonas adyacentes de la región este de México y permite correlacionarlo con otros sitios del límite K-Pg del Golfo de México, centro y norte América, así como del Atlántico.

Esta zona de la cuenca de La Popa, además de aflorar los depósitos del tsunami y el límite K-Pg, tiene otros atractivos de interés geológico, estructural y paleontológicos, que gracias a sus exposiciones son excelentes sitios didácticos, con gran atractivo paisajística, en una región semidesértica del noreste mexicano. Entre ellos, adyacentes al Miembro de Arenisca Delgado, se encuentran las estructuras generadas por la expulsión de depósitos salinos que forman los diapiros El Papalote y El Gordo, impresionantes geoformas expuestas en superficie y que comúnmente se encuentran en el subsuelo del Golfo de México, formando mini cuencas importantes para la exploración de hidrocarburos.

BIBLIOGRAFÍA

- Lawton T.F., Shipley K.W., Aschoff J.L., Giles K-A. & Vega F.J. (2005). Basinward transport of Chicxulub ejecta by tsunami-induced backflow, La Popa basin, northeastern Mexico, and its implications for distribution of impact-related deposits flanking the Gulf of Mexico, *Geology*; February 2005; v. 33; no. 2; p. 81-84; doi: 10.1130/G21057.1;
- Schulte, P., Smit, J., Deutsch, A., Salge, T., Friese, A. & Beichel, K. (2011). Tsunami backwash deposits with Chicxulub impact ejecta and dinosaur remains from the Cretaceous-Palaeogene boundary in the La Popa Basin, Mexico, *Sedimentology*, 59, 3,737-765. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.2011.01274.x>
- Schulte, P., Alegret, I., Arenillas, I., Arz, J.A., Barton P.J., Bown, P.R., Bralower, T..J., Christeson G.L., Claeys, P., Cockell, C.S., Collins G.S., Deutsch A., Goldin T.J., Goto k., Grajales-Nishimura, J.M., Grieve R.A.F., Gulick,S.P.S., Johnson K.R., Kiessling W., Koeberl C., Kring D.A., Macleod K.G., Matsui K., Melosh J., Montanari A., Morgan J.V., Neal C.R., Nichols, D.J., Norris R.D., Pierazzo E., Ravizza G., Rebolledo-Vieyra M., Reimold W.U., Robin E., Salge T., Speijer R.P., Sweet A.R., Urrutia-Fucugauchi J., Vajda D., Whalen M.T & Willumsen P.I.S. (2010). The Chicxulub Asteroid Impact and Mass Extinction at the Cretaceous-Paleogene Boundary, *Science*, 05, Vol. 327, Issue 5970, 1214-1218, doi: 10.1126/science.1177265
- Shanmugam, G. (2006). The Tsunamite Problem. *Journal of Sedimentary Research*. 76, 718-730. 10.2110/jsr.2006.073.

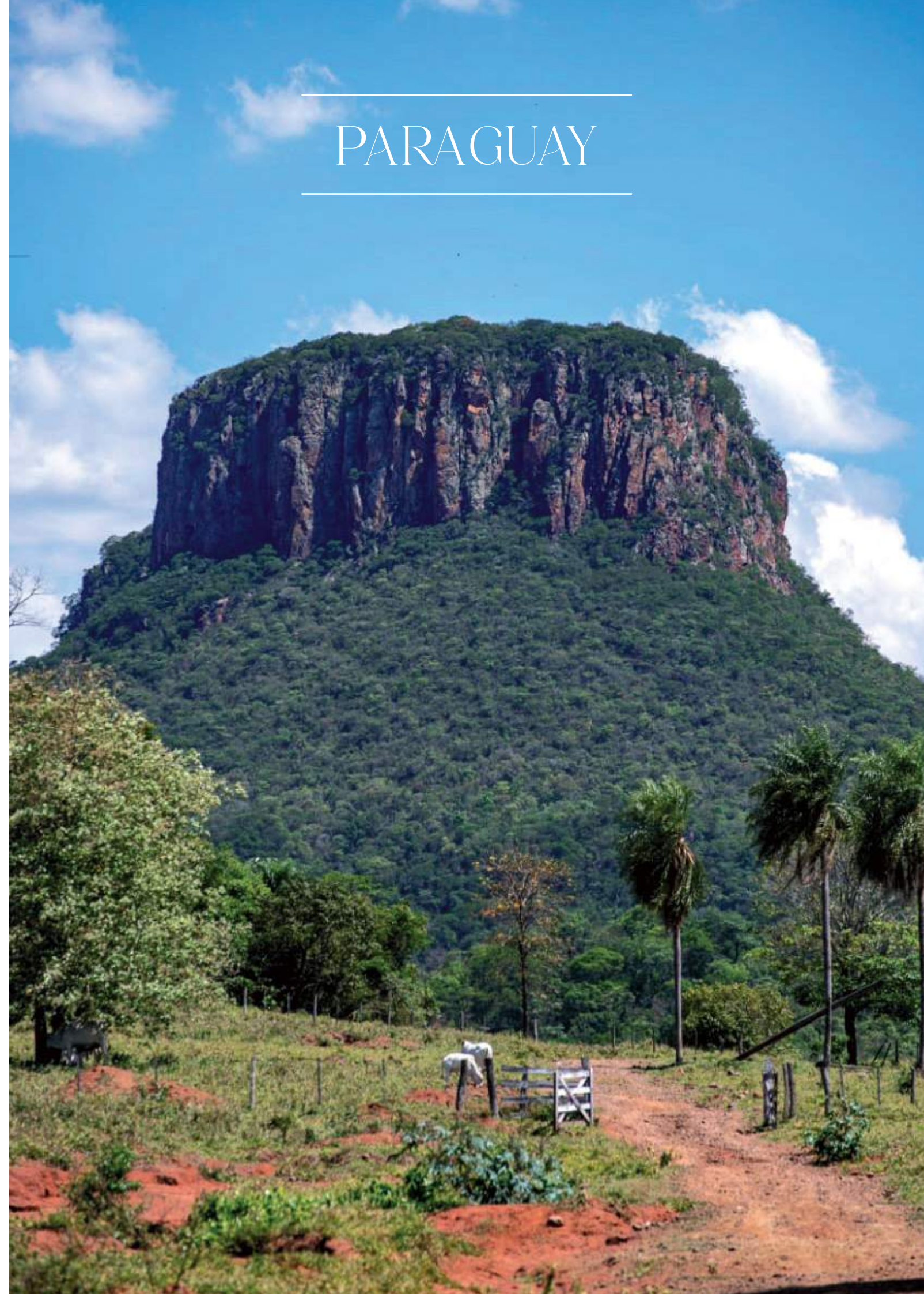
PARAGUAY



Mapa: modificado de Dr Brains.

- 1- Areniscas columnares del Cerro Koñ
- 2- Las cavernas de Vallemí
- 3- Cerro Acahay
- 4- Cerro Muralla y Cerro Memby

Cerro Ita Guazu.. Fotografía: Óscar Rivet.





ARENISCAS COLUMNARES DEL CERRO KOÏ

Una rareza geológica en Paraguay

Néstor Salinas¹

¹Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad Nacional de Asunción

Paraguay es un país sin costas al mar, ubicado en el centro del continente sudamericano, limitando al norte con Bolivia, al sureste con Argentina y al noroeste con Brasil. Presenta dos regiones principales divididas por el río homónimo: la Región Occidental o Chaco y la Región Oriental. La primera es una extensa planicie con pocas elevaciones y cuyo clima es mucho más seco y de poca precipitación comparado con la segunda región, que consiste en paisajes surcados por ondulaciones y elevaciones que provienen del Macizo Brasileño, cuyos suelos son más fértiles, lo que es aprovechado para la producción agrícola y ganadera del país.

El geositio está ubicado en la región oriental del país, en el distrito de Areguá, Departamento Central, muy cercana a la capital Asunción, a escasos 30 km. Se accede por Ruta Nacional N°2 que empalma con el ramal que une a dicho distrito. El lugar es denominado oficialmente como Monumentos Naturales de Cerro Koï y Choroï y fue declarada área protegida por Ley N° 179 del año 1993. Es administrada por un ente estatal, el Ministerio del Ambiente y Desarrollo Sostenible, y posee guardaparques permanentes que custodian, reciben y guían a los visitantes.

El *rift* de Asunción es una característica tectónica importante en la región oriental de Paraguay, con un ancho entre 25 y 40 km y 90 km de largo de dirección NE-SW. Esto ocurrió en la era Mesozoica, en el tiempo de la separación de Sudamérica y África (que unidos junto con otras masas continentales se lo conoce como Gondwana). El ambiente tectónico era uno de tipo distensivo, que se caracteriza por generar fallamientos del tipo vertical debido a los esfuerzos corticales tensionales, que también generaron magmatismos, principalmente alcalinos, que aprovecharon estas fracturas y debilidades y que afectaron a las rocas encajantes. Posteriormente esta actividad tectono-magmática cesó en el Cenozoico Inferior. Es por ello que al no tener continuidad temporal, se lo conoce como rift abortado.

El Cerro Koï representa afloramientos de areniscas con disyunciones columnares que fueron formadas debido a calentamiento y posterior contracción por enfriamiento de sedimentitas poco consolidadas de origen fluvial formados durante el Rift de Asunción, a causa de un contacto con intrusiones ígneas de nefelinitas en forma de diques de la Provincia Alcalina de Asunción en el Paleógeno. Este cuerpo ígneo por calentamiento, aporte de sílice acuosa y enfriamiento posterior, generó este fracturamiento en esta roca sedimentaria cementando los granos y formando columnas alargadas de



Figura 1. Vista del Cerro Koï en donde se aprecia la disyunción columnar de areniscas de más de 10 m de largo. Fotografía: Proyecto Geoparque Paraguay.

aspectos poligonales (principalmente pentagonales, hexagonales y trigonales, en ese orden) (Fig.1). Este proceso de empaquetamiento columnar ocurrió por el aumento de las tensiones internas en las areniscas debido al enfriamiento súbito y es responsable de la nucleación en polígonos, lo que lleva a la individualización de prismas, que están interconectados por un sistema de diaclasas en planos adyacentes sucesivos y perpendiculares hacia la fuente de calor del dique (Fig.2).

El lugar presenta un sendero señalizado con carteles (Figs.3 y 4) que indican paradas con términos en el idioma guaraní que representan la flora y fauna, mitos y leyendas y particularidades geológicas. Es de dificultad moderada y presenta las mejores características del cerro, ya que el sendero lo circunda con un recorrido aproximado de 1,2 km y una de las paradas posee una vista privilegiada del Lago Ypacaraí. Hace unos años a esta parte se han venido realizando recorridos guiados por estudiantes de distintos niveles educativos a varios sitios de interés geológico, y uno de los sitios infaltables es el Cerro Koï. Esto ha favorecido



Figura 2. El dique en el centro y perpendicular a esta la disposición de areniscas columnares. Fotografía: Proyecto Geoparque Paraguay.

la importancia del patrimonio geológico, la geoeducación y la geoconservación en el país. Destacar además de que el distrito de Areguá fue declarado Ciudad Creativa de la UNESCO en el año 2019, por su peculiar arte cerámico y por ser uno de los lugares más importantes de la cultura del país siendo un polo turístico de la región.

Hay pocos lugares en el mundo en donde se encuentran areniscas con características similares a las descritas aquí como ejemplo de procesos que ocurren en condiciones geológicas excepcionales (Fig.5). Además, las que se encuentran en Paraguay son las más abundantes y representativas, no hay otro ejemplo en todas las Américas. Por último, se ha realizado una evaluación preliminar del sitio para saber su valor cuantitativo, con miras a formar parte de uno de los geositos del Primer Proyecto de Geoparque en el Paraguay, y estas han presentado un alto valor científico siendo el criterio de representatividad, integridad y rareza uno de los más altos. No obstante, faltan estudios para definir su diversidad geológica y los riesgos de degradación.



Figura 3. Cartelería informativa al iniciar el recorrido en el Cerro Koï. Fotografía: Proyecto Geoparque Paraguay.



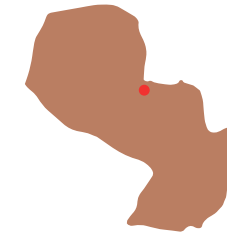
Figura 4. Vista de dron del Cerro Koï y los senderos. Fotografía: Proyecto Geoparque Paraguay.



Figura 5. *Kava Ita*, lo que en guaraní significa panal de abeja en roca. Se aprecia diferentes formas principalmente pentagonales, hexagonales y trigonales. Fotografía: Proyecto Geoparque Paraguay.

BIBLIOGRAFÍA

- Génez, M. L. (2014). Caracterización del ambiente de sedimentación de las areniscas columnares del Cerro Koï de Areguá, Paraguay oriental (Tesis), Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad Nacional de Asunción.
- López, D., Salinas, N., Celabe, R., Espínola, C., Ayala, H., Velazquez, C., ... & Rivela, J. (2021) Recorridos guiados por patrimonios geológicos para el ciclo escolar básico y el nivel medio en la educación paraguaya. In Memorias de las Jornadas Nacionales y Congreso Internacional en Enseñanza de la Biología, 3, No. Extraordinario, 39-41.
- López D. & Salinas, N. (2022) Proyecto de Geoparque “Ñande Yvytykuera” para el Programa Internacional de Geociencias y Geoparque de la UNESCO. In Memorias III Seminário Internacional de Pós-graduação em Desenvolvimento Rural Sustentável e IV Workshop Internacional Pesquisa e Resiliência Ambiental At: Marechal Cândido Rondon – PR, Brasil
- Salinas, N., López, D., Celabe, R., Ayala, H., Velázquez, C., & Espínola, C. (2021) Evaluación preliminar del valor científico de geositos propuestos para un proyecto de geoparque en Paraguay. III Jornadas Científicas de Geología del Paraguay. Asociación de Geólogos del Paraguay
- Secretaría del Ambiente, Secretaría Nacional de Turismo Municipalidad de Areguá (2014) Plan de Manejo de los Monumentos Naturales Cerro Koï y Chorori. periodo 2014-2019. Areguá, Paraguay.
- Velázquez, V. F., Fonseca Giannini, P. C., Mini, C. R., Martins Sallun, A. E., Hachiro, J., & de Barros Gomes, C. (2008). Columnar joints in the Patiño formation sandstones, eastern Paraguay: a dynamic interaction between dyke intrusion, quartz dissolution and cooling-induced fractures. Episodes, 31(3), 302.



CAVERNAS DE VALLEMÍ

Geomorfositos de origen kárstico en el noroeste del Paraguay Oriental

Christian Colman^{1,2} y Yennifer Sarubbi Jacks²

¹Centro de Investigación Esquel de Montaña y Estepa Patagónica. CONICET

²Facultad de Ciencias Exactas y Naturales. Universidad Nacional de Asunción

Yacimientos asociados a calizas y dolomías del Neoproterozoico se localizan en el noroeste del Paraguay Oriental, en los Distritos de San Lázaro, San Carlos del Apa, San Alfredo y Sargento José Feliz López del Departamento de Concepción. El área se encuentra limitada geográficamente al norte por el río Apa, límite natural con el Estado de Mato Grosso del sur de la República Federativa del Brasil, al oeste por el río Paraguay límite natural con el Paraguay Occidental, al sur por el río Ypané correspondiente al límite natural con el Departamento de San Pedro y al este limitada por el Departamento de Amambay.

La Santa Caverna forma parte de un gran sistema de cavernas de al menos 50 registradas, conformadas por geoformas kársticas y exokársticas, las cuales se desarrollaron dentro y sobre otras geoformas de mayores dimensiones denominados *inselbergs/bornhardts*. La unidad sedimentaria donde se localiza esta caverna está conformada por calizas y dolomías del Grupo Itapucumí del Ediacario con 635 millones de años de antigüedad, además de sucesiones de areniscas y limolitas de la Formación Vallemí, siguiendo con calizas oolíticas de colores grisáceos y dolomías de la Formación Camba Jhopo, finalizando con margas oscuras, pelitas y dolomías de la Formación Cerro Curuzú.

Paleoambientalmente la sedimentación de esta unidad se encuentra asociada a un sistema de influencia mareal superficial relacionado con una rampa carbonática en un ambiente lagunar, en cuyas rocas se identificó una asociación única de *Cloudina In situ*, *Corumbella* y *Trombolitos*, icnofósiles de invertebrados y estructuras sedimentarias de origen microbiano, lo que demuestra la diversidad y distribución asociadas a la paleoecología, indicando que *Corumbella* era común en la biozona *Cloudina* en Gondwana Occidental, un hito para la paleontología del continente sudamericano por proporcionar perspectivas importantes del Ediacario tardío.

Entre las formas kársticas desarrolladas en este sistema, están las formas verticales sumideros y dolinas, formas horizontales galerías y surgencias, además de las cavernas y sus geoformas asociadas, como estalactitas, estalagmitas, electitas y columnas (Figs.2, 3 y 4) y por último las formas exokársticas como los lapiaces. Se presentan con dimensiones muy variadas desde el metro de longitud en el caso de las estalactitas, estalagmitas y lapiaces y formas que no superan el centímetro de longitud como es el caso de las electitas.



Figura 1. El paisaje de *inselbergs/bornhardts* de la localidad de Tres Cerros, vista desde la cantera de la Industria Nacional del Cemento (INC). Fotografía: Proyecto PINV15-766 (FACEN-CONACYT).



Figura 2. El nombre “Santa Caverna” proviene de esta estalagmita que por su morfología asemeja a una mujer rezando. Fotografía: Óscar Rivet.

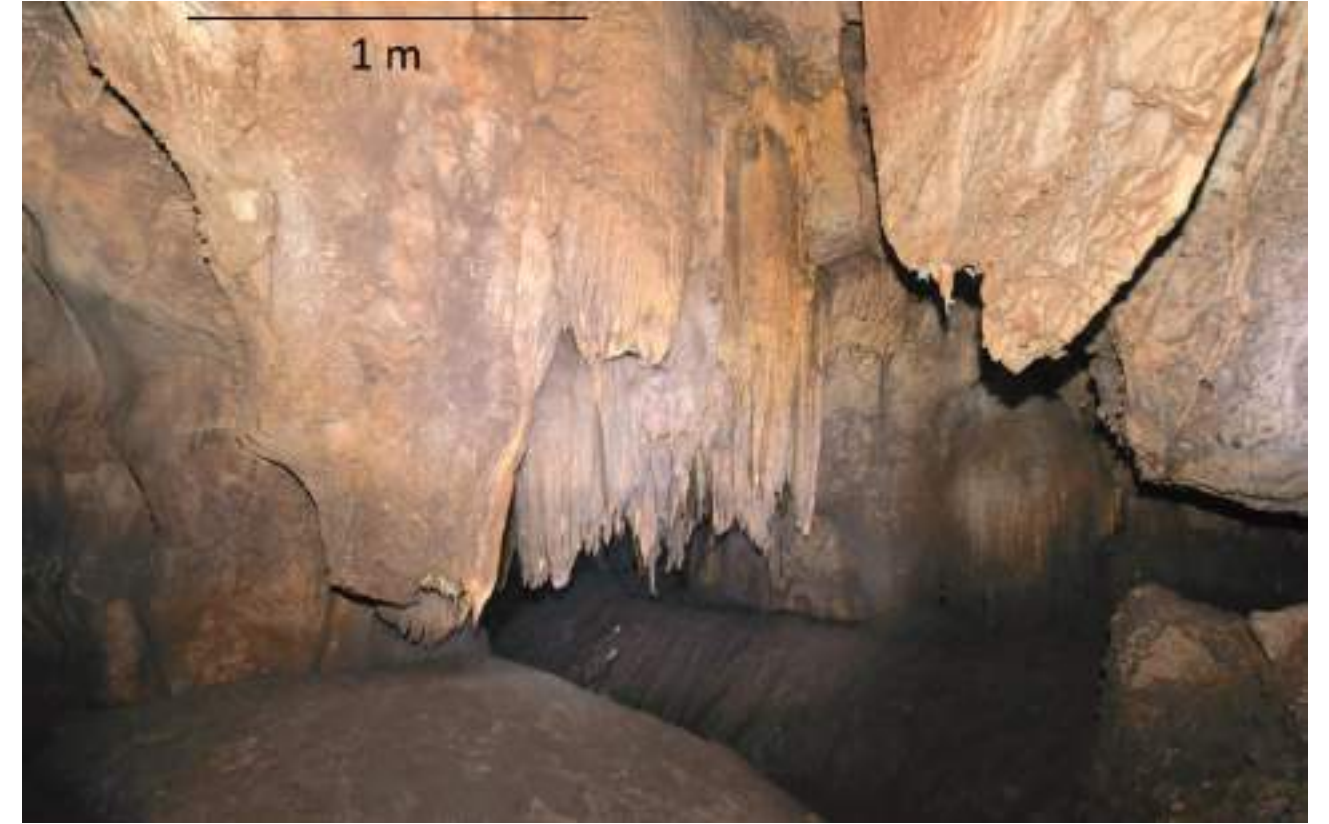


Figura 3. Espeleotemas kársticos (estalactitas) de variadas dimensiones dentro de la Santa Caverna. Fotografía: Proyecto PINV15-766 (FACEN-CONACYT).



Figura 4. Interior de la Santa Caverna, nótese las grandes dimensiones de las cavidades. Proyecto PINV15-766 (FACEN-CONACYT).

En el año 2012, a 30 metros de profundidad en la caverna Risso del Cerro Morado, se descubrió un fósil asignado a *Catonyx Ameghino* con aproximadamente 70% de los restos óseos preservados y un número importante de restos óseos de pequeños mamíferos del Pleistoceno tardío, correspondientes ambos a los primeros registros a nivel país de mamíferos fósiles en sistemas kársticos y el primer registro sobre micromamíferos fósiles del Cuaternario del Paraguay, especies que habitaban bosques *Oligoryzomys nigripes* y *Oecomys spp*, pastizales *Necomys lasiurus*, humedales *Holochilus chacarius* con afinidades a una fauna chaqueña *Graomys chacoensis* y fauna del bosque Atlántico *Akodon montensis*, significando un gran avance para la comprensión de las condiciones paleoambientales del Cuaternario.

En cuanto a los procesos modeladores del paisaje, incluyen agentes geomórficos superficiales y subsuperficiales, por un lado las formas mayores *inselbergs/bornhardts* que se generaron a partir de procesos de meteorización química subsuperficial y las formas exokársticas como los lapiaces, que se desarrollaron a partir de las condiciones paleoclimáticas, luego de que la exhumación a escalas regionales expusiera gran parte del frente de meteorización desarrollado en distintas litologías, pasando a formar parte del paisaje actual.

La geomorfología del área como gran parte del Paraguay oriental presenta una estrecha relación con las paleosuperficies de Gondwana occidental, siendo este paisaje representado como “superficies antiguas” y algunos depósitos cuaternarios menores. Las paleosuperficies evolucionan subsuperficialmente en dos estadios evolutivos, asociados a condiciones de estabilidad climática y tectónica “climas hiper-tropicales”, donde el primer estadio marca la edad más antigua de la paleosuperficie y para el Paraguay Oriental así como el sur del Brasil muy probablemente ocurrió durante el Jurásico Superior – Cretácico Medio, posterior al proceso de grabado y desarrollo de formas mayores (*inselbergs, bornhardts, nubbins* o *castle koppies*) y formas menores (*corestones, tors, tafoni*, entre otros), la exhumación del frente de meteorización ocurrió muy probablemente durante el Cretácico Superior-Paleógeno, este proceso marcó la segunda y más reciente edad de la superficie grabada (Fig. 1).



Figura 5. Interior de la cueva *Camba Jhopo*, tapizada en el techo y paredes por *tafoni* tipo *honeycomb* poco desarrollados. Proyecto PINV15-766 (FACEN-CONACYT).



Figura 6. Acantilado desarrollado en las calizas al sur del pueblo de Vallemí, donde la erosión ejercida por el río Paraguay generó una cueva lateralizada, llamada *Camba Jhopo*. Fotografía: Óscar Rivet.

En el año 2012, se promulgó de la Ley N° 4.577 “Que declara área silvestre protegida bajo categoría de Monumento Natural a varias áreas denominadas cavernas, localizadas en la zona de Vallemí, Departamento de Concepción”, que en su artículo N°1: declara Área Silvestre Protegida bajo la categoría de Monumento Natural a las cavernas situadas dentro de la propiedad del Estado (Industria Nacional del Cemento; 1) Caverna Camba Hopo, (Fig. 5 y 6) 2) Cerro Tres Cerros - Cavernas 14 de julio y Santa Caverna y 3) Cerro Morado, Caverna Ykua Pa’i, reglamentación que excluyó a la Caverna Risso, este último geosítio de gran interés debido a su potencial paleontológico.

Las cavernas de Vallemí conforman uno de los puntos turísticos más interesantes del Paraguay. Los visitantes son atraídos por el turismo de ecoaventura y por la belleza de sus ríos y arroyos que atraviesan lechos de rocas carbonáticas, condición que proporciona una cristalinidad única a sus aguas.

BIBLIOGRAFÍA

Iriondo, M. y Brunetto, E. (2016). Cuaternario de Brasil, Paraguay y Uruguay. Museo Provincial de Ciencias Naturales Florentino Ameghino. 493 p.

King, L. C. (1956). A geomorfologia do Brasil oriental. Revista Brasileira de Geografia, 2, 147-265.

Kröhling, D.; Brunetto, E.; Galina, G. y Zalazar, M. C. (2011). Palaeosurface analysis on the cretaceous basaltic plateau on the upper río uruguay basin (NE Argentina And Southern Brazil). Geociências, 30, 31-46.

Rabassa, J. y Ollier, C. D. (2014). Gondwana Landscapes in Southern South America: Argentina, Uruguay and Southern Brazil. Earth System Science. Springer. 498 p.

Torres, J.; Teta, P.; Filippi, V.; Owen, R. D. y Pardiñas, U. (2015). First fossil record of sigmodontine rodents (mammalia: cricetidae) for Paraguay: taxonomy and late pleistocene environments. Ameghiniana, 52, 574-581.

Twidale, C. R. (2002). The two-stage concept of landform and landscape development involving etching: origin, development and implications of an idea. Earth-Science Reviews 57(1-2), 37-74.

Warren, L.; Fairchild, T.; Gaucher, C.; Boggiani, P.; Poiré, D.; Anelli, L. y Inchausti, J. (2011). Corumbella and in situ Cloudina in association with thrombolites in the Ediacaran Itapucumi Group, Paraguay. Terra Nova, 23, 382-389.



CERRO ACAHAY

Un macizo alcalino anular

Yennifer Sarubbi Jacks¹ y Christian Colman^{2,1}

¹Facultad de Ciencias Exactas y Naturales. Universidad Nacional de Asunción

²Centro de Investigación Esquel de Montaña y Estepa Patagónica. CONICET

En la porción central del Paraguay Oriental, abarcando un área de aproximadamente 20 km² se destaca una morfología positiva con más de 450 metros sobre el valle circundante. Este cerro, denominado Acahay, está ubicado a 10 kilómetros de la ciudad del mismo nombre y aproximadamente a 100 kilómetros de la ciudad de Asunción, en el Departamento de Paraguarí. Está constituido por



Figura 1. Fotografía aérea tomada con un vehículo aéreo no tripulado con vista del borde suroeste del Cerro Acahay. Fotografía: Proyecto PINV15-766 (FACEN-CONACYT).

rocas ígneas alcalinas de 118 millones de años de edad que intruyen a areniscas del Grupo Caacupé de edad Ordovícico Superior. Son rocas principalmente intrusivas de afinidad gábrica dispuestas a lo largo de los bordes del cerro y gran parte de la porción central; en menor proporción aparecen variedades extrusivas en forma de diques que ocurren internamente. Esto permitió que se desarrollen rocas con variadas texturas y colores entre claros a oscuros que caracteriza a los afloramientos. En algunos casos se encuentran bloques redondeados originando geoformas menores que se asocian a estructuras de descamación por meteorización química subsuperficial, con un posterior e intenso periodo de erosión que ha expuesto en superficie un frente de meteorización controlado en el Cerro Acahay por sus características petrológicas, condición que luego del proceso de exhumación regional lo configuró como un positivo topográfico, proceso geomórfico que ha esculpido gran parte de la superficie del Paraguay oriental.

El Cerro Acahay (Fig. 1) forma parte de la Provincia Alcalina Central, relacionada a la evolución de las partes central y oriental de la gran estructura tectónica denominada Rift de Asunción, con un ancho de entre 25 a 40 kilómetros. Se sitúa dentro del graben de Asunción–Sapucaí–Villarrica, en la intersección de dos grandes fallas estructurales, el sistema de fallas escalonadas de Ypacaraí de dirección noroeste-sureste y la falla transversal de Acahay.



Figura 2. Afloramiento en el Cerro Acahay. Fotografía: Proyecto PINV15-766 (FACEN-CONACYT).

Este tipo de rocas son especiales pues su ocurrencia es reducida y se las relaciona a diferentes eventos tectónicos, manifestándose como cuerpos intrusivos en el borde occidental de la Cuenca del Paraná. El estudio de las características petrográficas y geoquímicas asociadas a las características tectónicas ayuda a comprender el comportamiento y mecanismo de separación del antiguo continente Gondwana. En Paraguay, el magmatismo alcalino se evidencia en seis provincias: Provincia Alto Paraguay del Triásico Medio, Provincia Río Apa del Cretácico Inferior, Provincia Amambay del Cretácico Inferior, Provincia Central del Cretácico Inferior, Provincia Misiones del Cretácico Inferior y la Provincia Asunción del Paleoceno.

Morfológicamente el Cerro Acahay presenta una estructura externa anular en forma de elevaciones disectadas con concordancia de cumbres, dentro de ella se localiza un positivo central con no más de 200 metros de elevación desde el valle interno (Figs.3 y 4). Se puede acceder a él a través de vías principales que conectan con senderos los cuales pueden ser recorridos a pie hasta la cima de uno de los bordes donde existen miradores naturales y el visitante puede apreciar el paisaje de todo el valle, las elevaciones cercanas y la exuberante naturaleza que lo rodea. La estructura externa anular le da una configuración particular que le otorga la panorámica singular que lo caracteriza, ofreciendo una belleza paisajística única también para los que lo observan desde miradores circundantes. Además, el valle interno alberga una comunidad cuyos pobladores se dedican principalmente al cultivo de plantas medicinales y yerba mate.



Figura 3. Vista del positivo desde el valle interno del Cerro Acahay. Fotografía: Proyecto PINV15-766 (FACEN-CONACYT).

Por lo mencionado, la relevancia tanto turística como científica de este sitio es importante puesto que se conocen pocos cuerpos alcalinos a nivel regional y debido a su particular configuración geomorfológica alberga una riqueza de recursos naturales que invita a los turistas que gustan de la naturaleza y el deporte de aventura ya que la subida a la cima es de mediana a alta dificultad. Estas características han atraído a gran número de turistas nacionales y extranjeros a lo largo de los años.

El Cerro Acahay fue declarado Área Silvestre Protegida del Sistema Nacional de Áreas Protegidas del Paraguay y bajo la categoría de Monumento Natural “Macizo Acahay” por Decreto N° 13.682 del 29 de mayo de 1992, abarcando unas 2.500 hectáreas, por la Ley N° 352/94 de Áreas Silvestres Protegidas bajo dominio nacional, departamental, municipal o privado.

En los últimos años, el municipio y la comunidad local han buscado impulsar al Cerro Acahay como una alternativa ecoturística buscando incluir al distrito en la red de destinos turísticos nacional (Fig. 5), remarcando su belleza paisajística, la diversidad de rocas, fauna, flora y cultivos medicinales, proyecto llevado en conjunto con la Secretaría Nacional de Turismo.



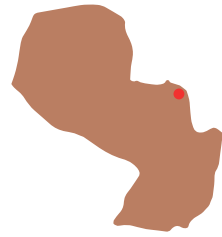
Figura 4. Vista hacia el positivo central desde el borde este del Cerro Acahay. Fotografía: Proyecto PINV15-766 (FACEN-CONACYT).



Figura 5. Vista del valle circundante desde el mirador del borde este del Cerro Acahay. Fotografía: Proyecto PINV15-766 (FACEN-CONACYT).

BIBLIOGRAFÍA

- Ayala, H. (2019). Estudio del Cerro Acahay como alternativa de turismo rural sostenible del departamento de Paraguari, Paraguay. Tesina de Grado. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales. Universidad Nacional de Asunción. 21 p. Inédito.
- Comin-Chiaramonti, P., De Barros Gomes, C., Piccirillo, M. E., Bellieni, G., Clerici Castillo, A. M., Demarchi, G., Gallo, P. y Velázquez, J. C. (1990). Petrologia do maciço alcalino do Acahay, Paraguai Oriental. *Revista Brasileira de Geociências*, 20(1-4), 133-152.
- Comin-Chiaramonti, P., De Min, A., Cundari, A., Girardi, V. A. V., Ernesto, M., Gomes, C. y Riccomini, C. (2013). Magmatism in Assuncion- Sapucaí-Villarica Graben (Eastern Paraguay) revised: petrological, geophysical, geochemical and geodynamical inferences. *Journal of Geological Research*, ID 590835, 22 p.
- De Barros Gomes, C., Comin-Chiaramonti, P. y Fernandez Velázquez, V. (2013). A synthesis on the alkaline magmatism of Eastern Paraguay. Uma síntese sobre o magmatismo alcalino do Paraguai Oriental. *Brazilian Journal of Geology*, 43(4), 745-761.



CERRO MURALLA Y CERRO MEMBY

Parte del paisaje de *inselbergs* del noreste del Paraguay Oriental

Christian Colman^{1,2} y Yennifer Sarubbi Jacks²

¹Centro de Investigación Esquel de Montaña y Estepa Patagónica. CONICET

²Facultad de Ciencias Exactas y Naturales. Universidad Nacional de Asunción

Al noreste del Paraguay Oriental se observa un paisaje de lomadas suaves, onduladas y de baja altura en el que destacan imponentes elevaciones con pendientes escarpadas de superficies planas llamadas *inselbergs*, que se distribuyen en un área de 10.000 km². Los más representativos son el Cerro Muralla, ubicado dentro del área del Parque Nacional Cerro Corá, en el Departamento de



Figura 1. Vista del Cerro Memby en dirección SW, el principal atractivo geoturístico del área, nótese la superficie plana y las laderas abruptas en los Inselbergs de distintas alturas. Fotografía: Óscar Rivet.



Figura 2. Vista del paisaje en dirección suroeste desde el mirador del Cerro Muralla, nótese las cimas planas, las laderas abruptas y la concordancia de cumbres de los Cerros Tuyá (a), Guaigui (b) y Guyra Kuambá (c), geofomas disectadas de la antigua superficie de planación. Fotografía: Proyecto PINV15-766 (FACEN-CONACYT).

Amambay, y el Cerro Memby, palabra en guaraní que significa hijo, ubicado en el Departamento de Concepción (Figs.1 y 2). Los *inselbergs* conforman una antigua y extensa superficie de planación del continente Gondwana, cuya reconstrucción implica retroceder en el tiempo geológico decenas de millones de años, a una época en la que las condiciones ambientales eran en extremo distintas a las del presente.

Para explicar el origen de estas geofomas necesitamos asociar varios procesos geomorfológicos a través del tiempo geológico, desde procesos antiguos como procesos de planación que nivelaron el paisaje a escalas regionales, procesos de meteorización química subsuperficial que permitieron el desarrollo de geofomas grabadas y asociadas actualmente a procesos de retroceso paralelo de la escarpa con el desarrollo de pedimentos. Los *inselbergs* se desarrollaron en areniscas de la Formación Misiones del Periodo Jurásico, unidad correlacionada a las areniscas del Botucatú en el Brasil. Son areniscas de origen eólico asociadas paleoclimáticamente a ambientes desérticos y geomorfológicamente a antiguas dunas. Sobre estas areniscas se encuentran las rocas efusivas basálticas toleíticas de la Meseta Basáltica Paranaense, estas lavas correspondientes a la Formación Alto Paraná forman parte de la Gran Provincia Ígnea Paraná-Etendeka-Angola.

Se ha propuesto un modelo morfogenético que explica la evolución del paisaje de *inselbergs* a través de procesos de planación regional, que afectaron a las areniscas de la Formación Misiones durante 13 millones de años en el Jurásico Superior alto, que posterior a la planación de su superficie fueron cubiertas por el derrame de los basaltos de la Formación Alto Paraná del Cretácico Inferior, lo que implica, al menos para este sector, una paleosuperficie con 145 millones de años de antigüedad, que quedó exhumada luego de la erosión de los basaltos (Figs.3, 4 y 5).

Los procesos de meteorización química subsuperficial asociada a climas hiper-tropicales en el Cretácico Superior - Paleógeno, modelaron el paisaje posterior al derrame de los basaltos y afectaron



Figura 3. Vista del paisaje desde la ciudad de Pedro Juan Caballero hacia Yby Yaú en dirección suroeste, nótese la concordancia de cumbres de los inselbergs y bornhardts, geoformas relictuales de la antigua superficie de planación. Fotografía: Proyecto PINV15-766 (FACEN-CONACYT).



Figura 4. Vista del paisaje en dirección este desde cercanías de la ciudad de Bella Vista Norte, nótese la concordancia de cumbres planas de los bornhardts. Fotografía: Proyecto PINV15-766 (FACEN-CONACYT).



Figura 5. Vista general en dirección oeste del paisaje de inselbergs, nótese la concordancia de cumbres de la paleosuperficie y la planicie actual. Fotografía: Proyecto PINV15-766 (FACEN-CONACYT).

además a las areniscas del Botucatú, que luego de una exhumación por erosión muy intensa quedó el frente de meteorización expuesto. Muchos de los *inselbergs* que actualmente se observan, están asociados probablemente a lineamientos tectónicos con direcciones preferenciales al noroeste, condición que otorgó la resistencia necesaria para la preservación de estas areniscas.

Los procesos geomórficos que fueron mencionados, permitieron la evolución del paisaje en el pasado geológico hacia las condiciones actualmente conocidas y que en asociación con procesos de retroceso paralelo de la escarpa por erosión fluvial intensa, facilitaron la migración de la escarpa de la meseta basáltica al este, dejando expuestos los cerros de areniscas, esto generó una inversión del relieve regional, exponiendo los meteorizados y erosionados relictos de las antiguas superficies planadas de Gondwana, con más de 200 metros de diferencia topográfica.

Además del valor escénico y científico del Cerro Memby (Fig.6), el Cerro Muralla y el paisaje de *inselbergs*, debemos resaltar el valor histórico y cultural, debido a que en el área del Parque Nacional Cerro Corá, el 1 de marzo del año 1870 se libró la última batalla de la Guerra de Paraguay contra la Triple Alianza (Brasil, Argentina y Uruguay), enfrentamiento bélico desarrollado entre los años 1864 y 1870. En este lugar las diezmadas tropas paraguayas se enfrentaron con las tropas brasileñas finalizando con el asesinato del Mariscal Francisco Solano López, quien fuera en ese entonces presidente de la República del Paraguay y comandante en jefe de las Fuerzas Armadas, personaje histórico considerado como un exponente de la libertad y el patriotismo paraguayo.

Por medio del Decreto del Poder Ejecutivo N° 20.698, se declaró Reserva para Parque Nacional al área ubicada en el Departamento de Amambay bajo la denominación de Parque Nacional “Cerro Corá” el 11 de febrero del 1976. Esta área fue ampliada por el Decreto N° 6.890 en el año 1990 y en el año 2005 se sancionó la Ley N° 2.714 por la cual se convierte en Área Silvestre Protegida bajo dominio público al área de Reserva para Parque Nacional Cerro Corá con 12.038 hectáreas de extensión total.

La protección de esta área fue fundamental para la conservación de una importante variedad de fauna y flora autóctonas que siguen siendo objeto de investigaciones y forman parte del Bosque Atlántico del Alto Paraná, una de las ecorregiones con mayor relevancia ecológica por sus particulares condiciones que permite albergar una inmensa cantidad de especies, muchas de ellas en peligro de extinción.

El Parque Nacional Cerro Corá recibe anualmente una gran cantidad de visitantes nacionales y extranjeros, entre estudiantes y turistas de todas las edades, convirtiéndolo en uno de los destinos más importantes para apreciar la naturaleza, cultura e historia del Paraguay.

BIBLIOGRAFÍA

- Harrington, H. J. (1956). Paraguay In: Handbook of South American Geology: Geological Society of America. 114 p.
- Marengo, H.G., Casanova, C., Buceta, G. (2011). La relación conflictiva entre las formaciones Botucatú y Serra Geral. Nuevos Hallazgos en Misiones. XVIII Congreso Geológico Argentino. El Cretácico en las cuencas sedimentarias argentinas. Simposio 15, 1022-1023.

- Marengo, H. G. y Net, L. I. (2004). Petrografía y diagénesis de las areniscas Mesozoicas de San Ignacio, Misiones. Significado Geológico. X Reunión Argentina de Sedimentología. Simposio Límite K/T de Argentina. Actas, 93-95.
- Marzoli, A., Melluso, L., Morra, V., Renne, P. R., Sgroso, I., D'Antonio, M., Duarte Morais, L., Morais, E. A. A. & Ricci, G. (1999). Geochronology and petrology of Cretaceous basaltic magmatism in the Kwanza basin (western Angola), and relationships with the Paraná-Etendeka continental flood basalt province. Journal of Geodynamics, 28, 341-356.
- Perea, D. Soto, M. Veroslavsky, G. Martínez, S. & Ubilla, M. (2009). A Late Jurassic fossil assemblage in Gondwana: Biostratigraphy and correlations of the Tacuarembó Formation, Parana Basin, Uruguay. Journal of South American Earth Sciences, 28: 168-179.
- Rabassa, J. & Ollier, C. D. (2014). Gondwana Landscapes in Southern South America: Argentina, Uruguay and Southern Brazil. Earth System Science. Springer. 498 p.
- Sarubbi, Y., Colman, C., Martínez, O., Souberlich, R. y Rabassa, J. (2019). Paleopaisaje como recurso geoturístico en el noreste del Paraguay Oriental. IX Congreso Uruguayo de Geología y V Simposio Latinoamericano y del Caribe sobre Geoparques. Actas, 1-5.
- Scherer, C. M. S. (2002). Eolian dunes of the Botucatú Formation (Cretaceous) in southernmost Brazil: morphology and origin. Sedimentary Geology, 137, 63-84.



Figura 6. Fotografía aérea tomada con un vehículo aéreo no tripulado en dirección suroeste del Cerro Memby. Fotografía: Óscar Rivet.

PERÚ



Mapa: Modificado de Urutseg.

- 1- Volcán Huaynaputina
- 2- Nevado Pariacaca
- 3- Pongo de Maenique
- 4- Terrazas marinas escalonadas en la bahía San Juan de Marcona
- 5- Cañón del Colca

Tramo del Qhapaq Ñan. Fotografía: Danitza Churata.





VOLCÁN HUAYNAPUTINA

Erupción del año 1600 D.C., la más grande de la época histórica en Perú y Sudamérica

J. Mariño¹, K. Cueva¹, C. Arias⁶, S. Japura¹, P. Sanchez¹, D. Ramos¹

¹Instituto Geológico Minero y Metalúrgico-INGEMMET

En la región suroeste de Perú se encuentra una parte de la Zona Volcánica de los Andes Centrales, donde se reconocen 10 volcanes activos. Uno de ellos es el volcán Huaynaputina, ubicado en la región Moquegua; referencia internacional, por la erupción del año 1600 d.C. (VHP-1600), considerada la más importante de la época histórica en los Andes. Las características geomorfológicas y estratigráficas de este volcán, sugieren que se formó en dos etapas: 1) Estratovolcán Huaynaputina (Pleistoceno Inferior a Medio); 2) volcán compuesto Huaynaputina (Pleistoceno tardío, Holoceno y época histórica. El primer edificio está conformado por flujos de lava horizontales a sub-horizontales y al menos cinco domos de lava andesítica. Los domos poseen entre 0,5 y 1,5 km de diámetro y están emplazados en el sector sur, entre los 3.800 y 4.200 metros de altitud. El segundo edificio, ubicado en el sector norte alcanza los 4.860 de altitud; está cortado por una escarpa de colapso en forma de herradura, de aproximadamente 2 km de diámetro, abierta al noreste, con paredes de pendiente > 30°, y su base alrededor de 2.300 m en el cauce del río Tambo, ubicado a 6 km al este. Se estima que el colapso de flanco, que dio origen a esta escarpa, ocurrió en el Pleistoceno Superior. En el sector sur, la base de esta escarpa está conformada por una secuencia de depósitos piroclásticos. Su pared noreste presenta domos de lava, que en conjunto alcanzan unos 250 m de ancho y 350 m de alto. Asociados a ella, a 6 y 8 km al este del volcán, se encuentran depósitos de avalancha de escombros. Asimismo, a 6 km al este del volcán Huaynaputina, en pampa Yamure, aflora un depósito de caída de lapilli pómez, de 1,5 m de espesor asociado a una erupción pliniana del Huaynaputina, datada en 9,7 Ka. Finalmente, cubriendo a estas secuencias, se encuentran depósitos de caída y depósitos de corriente de densidad piroclástica (PDCs) de la erupción del año 1600 d.C.

Se ha calculado un Índice de Explosividad volcánica 6 para la erupción de 1600 (VEI 6). Utilizando más de 670 puntos de control y nuevos métodos, se estimó que la erupción emplazó entre 13 y 14 km³ de depósitos de caída piroclástica, estimando una columna eruptiva de 33 km de altura sobre el cráter. Sobre esta erupción se señala un impacto en el planeta. Clasificaron la disminución de temperatura del hemisferio norte en el año 1601 (del orden de -1,5°), uno de los mayores enfriamientos generados por erupciones volcánicas en los últimos 2.000 años, junto a los producidos por erupciones de los volcanes Ilopango (Salvador; año 536), Samalas (Indonesia; 1258), Kuwae (New Hebrides; 1453) y Tambora (Indo-

nesia; 1815). Los efectos de la erupción del Huaynaputina, fueron devastadores en el sur peruano. Ocasionó la muerte y/o desaparición de 1.000 a 1.500 personas y sepultó entre 11 y 17 centros poblados.

Los depósitos emplazados y sus impactos de la erupción del VHP-1600, representan un patrimonio geológico y cultural importante, de alto valor científico por su impacto a escala global, regional y local, además de didáctico y turístico. A nivel de la región sur de Perú, la zona occidental de Bolivia y norte de Chile, sus efectos fueron importantes, generando un daño considerable a la infraestructura, agricultura, ganadería y economía en el recién fundado Virreinato del Perú. A nivel local, en un área de casi 1.000 km², su efecto fue devastador. El emplazamiento en gran volumen de depósitos piroclásticos, modificaron la geografía; las cenizas cubrieron parcialmente una superficie equivalente a unos 128.000 km² dentro de la isopaca 1 cm, afectando la producción agrícola en los valles. Estos depósitos, aún pueden apreciarse, configurando un paisaje desértico entre los 1.500 y 4.600 metros de altitud, representando un patrimonio natural relevante y atractivo geoturístico. Las investigaciones realizadas por el “Proyecto Huayruro”, sobre geología y geofísica, identificando pueblos con construcciones Incas y pre-Incas, andenes de las culturas Wari e Inca, y parte de la red vial del Qhapaq Ñan (Patrimonio Cultural de la Humanidad), permiten considerar a estos un patrimonio geológico-cultural. Además, su gran utilidad para promover la conciencia en la sociedad sobre el carácter destructivo de los fenómenos volcánicos e implementar acciones de mitigación del riesgo de desastres, además de ser un recurso turístico.

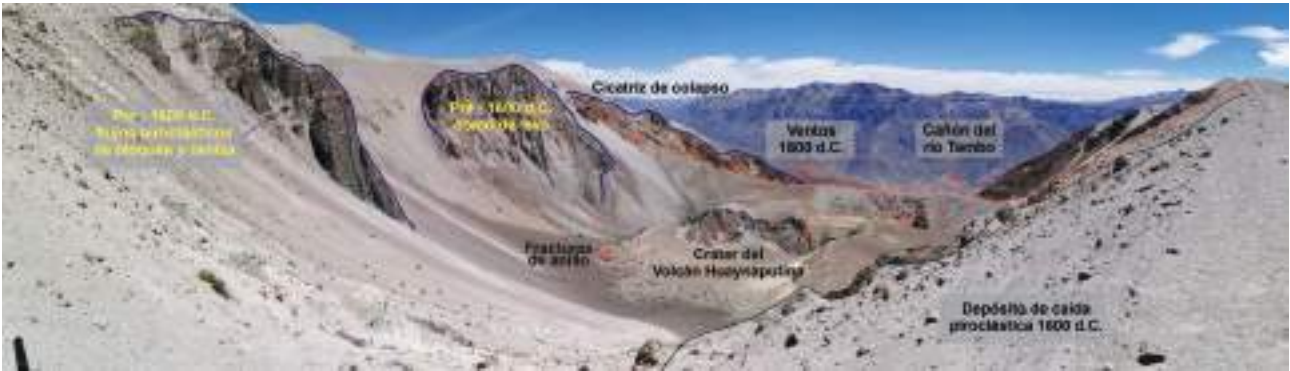


Figura 1. Escarpa de colapso en forma de herradura del volcán Huaynaputina. En su base los tres cráteres de la erupción del VHP-1600. Figura: J. Mariño.

Geológicamente, la erupción del VHP-1600, generó un cráter conformado por tres ventos en forma de embudo, de entre 0,20 y 0,35 km de diámetro (Fig.1); asimismo, tres ventos menores (entre 150 m x 200 m de diámetro) entre 2 y 4 km al sur del cráter (Fig.2). Estas estructuras bien conservadas, debido al clima árido de la región, representan un importante valor científico y didáctico como lugares ideales para la comprensión de los fenómenos volcánicos y también potenciales atractivos geoturísticos. Otros rasgos geomorfológicos muy bien expuestos generados por la erupción, que pueden constituirse en atractivos geoturísticos



Figura 2. Ventos de explosiones freatomagmáticas durante la erupción del VHP-1600. Figura: J. Mariño.



Figura 3. Cañón del río Tambo donde se observa terrazas conformadas por depósitos de flujos piroclásticos y lahares del año 1600 d.C.; en la parte superior el volcán Huaynaputina. Figura: J. Mariño.

son: el registro de terrazas formadas por PDCs, que represaron el río Tambo; las crónicas señalan que duró varios días. El posterior desembalse de la laguna formada, generó voluminosos lahares que llegaron hasta el Océano Pacífico, tras recorrer más de 150 km, dejando terrazas de varios metros de altura en ambas márgenes del río Tambo (Fig.3). Poseen un importante valor educativo, para mostrar a la sociedad las características de los peligros geológicos y sus impactos.



Figura 4. Paredes de viviendas cubiertas por depósitos de caída de la erupción del volcán Huaynaputina del año 1600 d.C. (Sector San Juan de Dios, Omate). Figura: J. Mariño.

Con la información obtenida del proyecto Huayruro, sobre los efectos de la gran erupción del VHP-1600, se pretende implementar un nuevo atractivo geoturístico en el departamento de Moquegua. El 2019 el Ingemmet realizó la excursión geoturística “Ruta del Huayruro” recorriendo varios de los lugares de interés geológico y cultural identificados (Fig.4).

BIBLIOGRAFÍA

Arias, C. (2021). Recursos geoturísticos generados a partir del impacto de la erupción del volcán Huaynaputina del año 1600 d.C. como patrimonio geológico. Tesis Ingeniero Geólogo, Universidad Nacional del Altiplano, Puno, 225 p. <http://repositorio.unap.edu.pe/handle/UNAP/15619>.

Adams, N., de Silva, S., Self, S., Salas, G., Schubring, S., Permenter, J., Arbesman, K. (2001). The physical volcanology of the 1600 eruption of Huaynaputina, Southern Peru. *Bull Volcanol* 62, 493–518.

Mariño, J., Cueva, K., Thouret, J., Arias, C., Finizola, A., Antoine, R., Delcher, E., Fauchard, C., Donnadieu, F., Labazuy, P., Japura S., Gusset, R., Sanchez, P., Ramos, D., Macedo, L., Lazarte, I., Thouret, L., Del Carpio, J., Jaime, F. & Saintenoy, T. (2021). Multidisciplinary Study of the Impacts of the 1600 CE Huaynaputina Eruption and a Project for Geosites and Geo-touristic Attractions. *Geoheritage*, 13(3): Article 64. <https://doi.org/10.1007/s12371-021-00577-5>.

Mariño, J. Arias, C., Cueva, K., Thouret, J.C., Finizol, A., Antoine, R. & Otros (2022). Paisajes del volcán Huaynaputina: patrimonio geológico y cultural. Guía geoturística. INGEMMET, Boletín Serie I: Patrimonio y Geoturismo, 15, 132 p. URI: <https://hdl.handle.net/20.500.12544/4156>

Navarro Oviedo, R. (1994). Antología del valle de Omate. Universidad National San Agustín.

Navarro Oviedo R., Jara, L.A., Thouret J.C., Siebe, C., Dávila, J. (2000). The AD 1600 eruption of Huaynaputina as described in early Spanish chronicles. *Bol Soc Geol Perú* 90, 121–132.

Prival, J-M., Thouret, J-C., Japura, S., Gurioli, L., Bonadonna, C., Mariño, J., Cueva, K. (2020). New insights into eruption source parameters of the 1600 CE Huaynaputina Plinian eruption, Peru. *Bull Volcanol.*, 82, 7.

Stoffel, M., Khodri, M., Corona, C., Guillet, S., Poulain, V., Bekki, S., Guiot, J., Luckman, B.H., Oppenheimer, C., Lebas, N., Beniston, M., Masson-Delmotte, V. (2015). Estimates of volcanic-induced cooling in the Northern Hemisphere over the past 1,500 years. *Nat Geosci* 8, 784–788.

Thouret, J-C., Davila, J., Eissen, J-P. (1999). Largest explosive eruption in historical times in the Andes at Huaynaputina volcano, A.D. 1600, southern Peru. *Geology*, 27(5), 435–438.

Thouret, J-C.; Juvigné, E.; Gourgaud, A., Boivin, P., Dávila, J. (2002). Reconstruction of the AD 1600 explosive eruption at Huaynaputina volcano, Peru, based on geologic evidence and spanish chronicles. *J. Volcanol. Geoth. Res.* 115, (3-4), 529-570.



NEVADO PARIACACA

Patrimonio geomorfológico, paleoclimático y cultural en la reserva paisajística Nor Yauyos Cochas

Ronald Concha¹, José Úbeda², Pool Vásquez¹, Bilberto Zavala¹ e Igor Astete¹

¹Instituto Geológico Minero y Metalúrgico – INGEMMET

²Universidad Complutense de Madrid. España

El Instituto Nacional de Investigación en Glaciares y Ecosistemas de Montaña (INAIGEM), señala que Perú tiene 20 cordilleras glaciadas, parte de las cordilleras Occidental y Oriental de los Andes. Hoffman considera que son parte del 99% de glaciares tropicales en el mundo ubicados en los Andes. Una de estas cordilleras, se encuentra en la Reserva Paisajística Nor Yauyos Cochas (RPNYC): la Cordillera Central, ubicada a ± 110 km al este de la ciudad de Lima, importante divisoria continental de las vertientes Pacífica (cuenca de los ríos Cañete y Mala) y Atlántica (cuenca del río Mantaro), zona central de Perú. Su área glaciaria se redujo en 74,76 km² (117,20 km² en 1962/1975-78, a 51,91 km², 2016). Alcanza una extensión de 108 km, destacando las montañas Sullcon, Ticlla, Corihuasi, Chuecon, Llongote, Antachaire, Tunshu, Uman, Vicuña, Pancacoto, Collquepuco, Huayllacanecha, entre otros. El nevado más importante: Pariacaca, es parte de un conjunto montañoso con 16 km de extensión, un ancho promedio de 4 km y una dirección NO-SE (Fig.1). Incluye

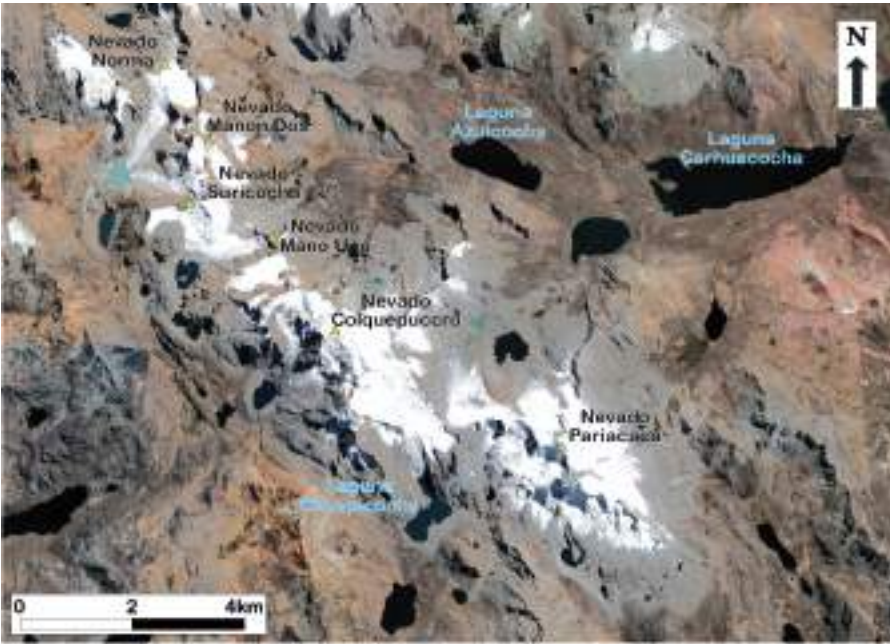


Figura 1. Imagen Google Earth (2019) del conjunto montañoso Pariacaca. Se distingue amplias áreas rocosas grises, expuestas por el retroceso glaciario y el cambio climático actual.

de sur a norte los nevados: Pariacaca (5.758 m), Collquepucro (5.658 m), Manon Uno (5.212 m), Manon Dos, Suricocha y Norma (5.508 m).

Geológicamente, el conjunto de macizos rocosos que lo conforman, está constituido en un gran porcentaje de granodioritas del batolito de la Costa, que se emplazó siguiendo la estructuración sedimentaria plegada mesozoica. En la vertiente oriental predominan calizas y margas de las formaciones Jumasha y Celendín, y en el lado occidental, alternan pliegues y sobreescurremientos en unidades del Cretácico inferior y superior (sinclinales y anticlinales apretados en secuencias clásticas y calcáreas del Goyllar, Carhuáz, Chulec, Pariatambo, Jumasha y Celendín). A su vez están cubiertas, en discordancia, por los volcánicos Millotingo del Oligoceno-Mioceno, con pliegues abiertos. Tapizan y cubren las unidades rocosas, morrenas y materiales glaciofluviales cuaternarios, en mayor proporción en el lado occidental y sur (vertientes de las lagunas Totoral, Suyoc y Chuspicocha – Pariachaca - Piticocha y otras), en la cuenca alta del río Cañete. Asimismo, al noreste, se encuentran amplias morrenas a inmediaciones de las lagunas, Azulcocha, Tembladera y Carhuacocho. A partir de la cartografía geomorfológica, para investigaciones paleoclimáticas realizada por Ingemmet, se reconocieron e interpretaron las geoformas originadas por la dinámica glaciaria (Fig.2).



Figura 2. (A): Laguna Chuspi, cabecera del valle Piticocha (vertiente occidental, nevado Pariacaca), al fondo un conjunto de morrenas de la Pequeña Edad de Hielo emplazadas hace ~0.5 ka y superpuestas sobre morrenas de hace ~11.5 ka; (B): Cima del nevado Pariacaca (Horn), con pendientes abruptas formadas por la erosión de varios circos glaciares; (C): Confluencia de dos lenguas glaciares, cerca del nevado Norma (extremo norte, cordillera Pariacaca), rodeada de rocas con pulimento glaciario. Fotografías: autores del artículo.

La dinámica de los glaciares durante el Pleistoceno y el Holoceno en los Andes, se origina en respuesta a las variaciones climáticas, con fluctuaciones glaciares a distintas escalas de tiempo e intensidad; siendo impresas a través de geoformas erosivas y sedimentarias sobre el relieve actual y constituyendo una información valiosa sobre la evolución del clima, su relación con las reservas de agua almacenada en las montañas y los peligros geológicos. Las investigaciones efectuadas entre los

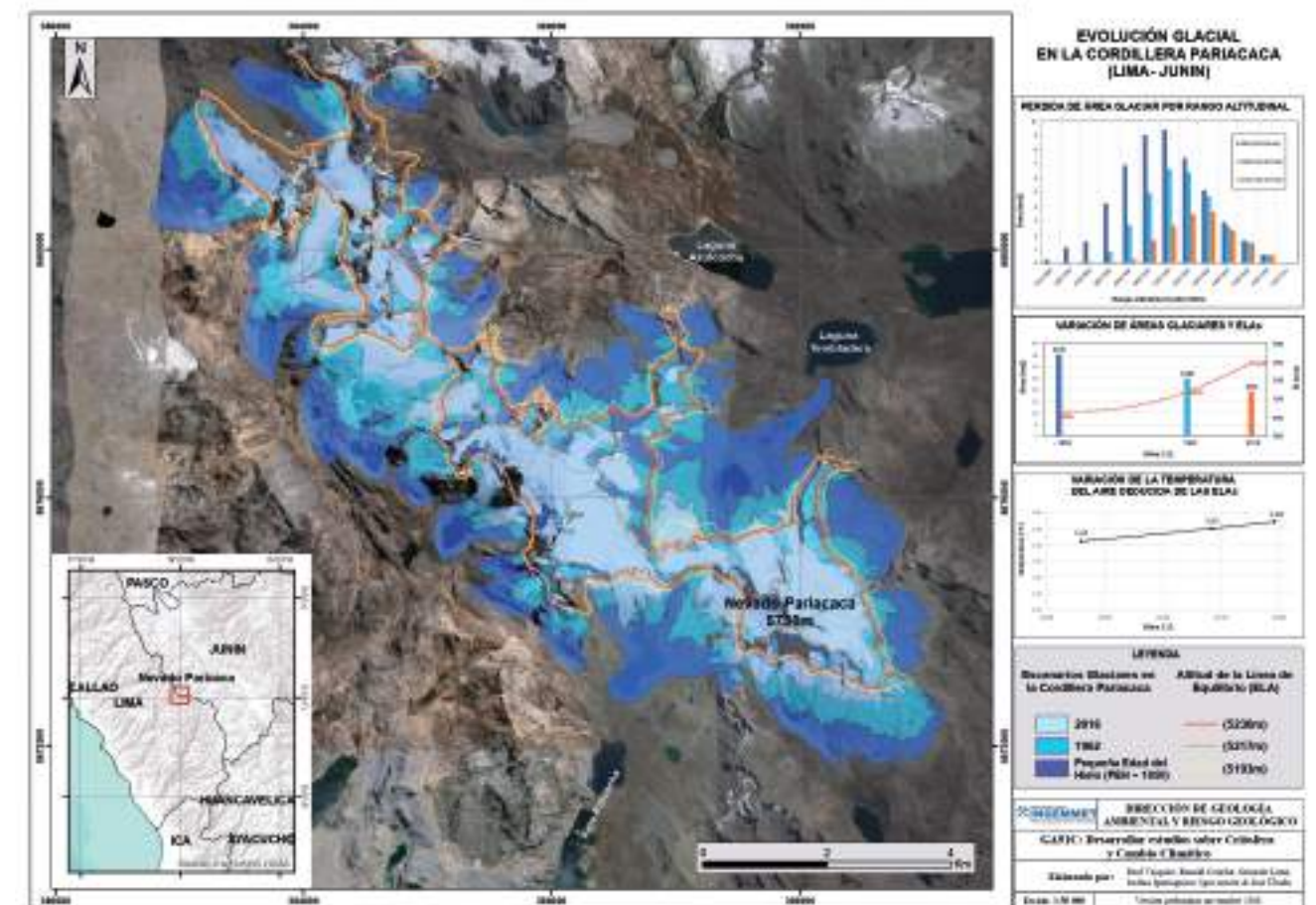


Figura 3: Evolución glacial en la cordillera Pariacaca desde la PEH. Figura: Ingemmet (2018).

años 2015-2018 por Ingemmet, sobre geomorfología glaciaria en la Cordillera Pariacaca (Lima-Junín), permiten comprender las formas del relieve y su relación con su historia climática (Fig.3), y han sido objeto de publicaciones en revistas. Actualmente se encuentra en elaboración un boletín geológico, además de un artículo científico sobre el registro geomorfológico del cambio climático.

Paralelamente en definir su geología y geomorfología, para determinar la cronología absoluta de ciclos glaciares en el Pariacaca, se extrajeron muestras de bloques morrénicos en distintas fases de avance glaciario en el valle Piticocha. Por un lado, del conjunto de morrenas más jóvenes a las más antiguas (Morrenas: M1, M2, M3 y M4) así como de lechos rocosos con pulimento glaciario que indican retroceso glaciario (Fig.4). Para datar estas edades se usaron dataciones cosmogénicas absolutas de Berilo 10 (^{10}Be ; rocas ricas en cuarzo) y Cloro 36 (^{36}Cl ; rocas sin cuarzo). Estudios con este método, fecharon eventos glaciares en varias montañas andinas, sirviendo de un importante marco de referencia para establecer correlaciones con la cordillera Pariacaca sobre cronología de fases de expansión glaciario. Los resultados muestran varios aspectos importantes: i) Parte baja Valle Piticocha: 12 edades “M4”, datan una fase de máxima expansión temprana de los glaciares, hace ~48-32 mil años (ka), previa y mayor que el LGM (Last Glacial Maximum) global (~26-19 ka), como en otras montañas del mundo; ii) Deglaciación posterior en la parte alta del valle: registrada en tres edades de lecho rocoso pulido (38-15 ka), revelan una pérdida de espesor y longitud del hielo glaciario; iii) Avances glaciares y Pequeña Edad de Hielo (PEH): Dos edades en las morrenas M2, sugieren avances hace ~11 ka, coherentes con el periodo frío denominado “Younger Dryan” (YD) y cuatro de morrenas M1, que represan la laguna más alta del valle Piticocha, fueron depositadas durante la PEH (~0,4ka); iv) Estas edades y otras obtenidas en la Cordillera Blanca (norte de Perú), se correlacionan muy bien con transgresiones de paleo-lagos del altiplano boliviano y eventos fríos del hemisferio norte; v) Queda pendiente datar la fase M3 y tener más edades M4 en morrenas internas de esa fase.

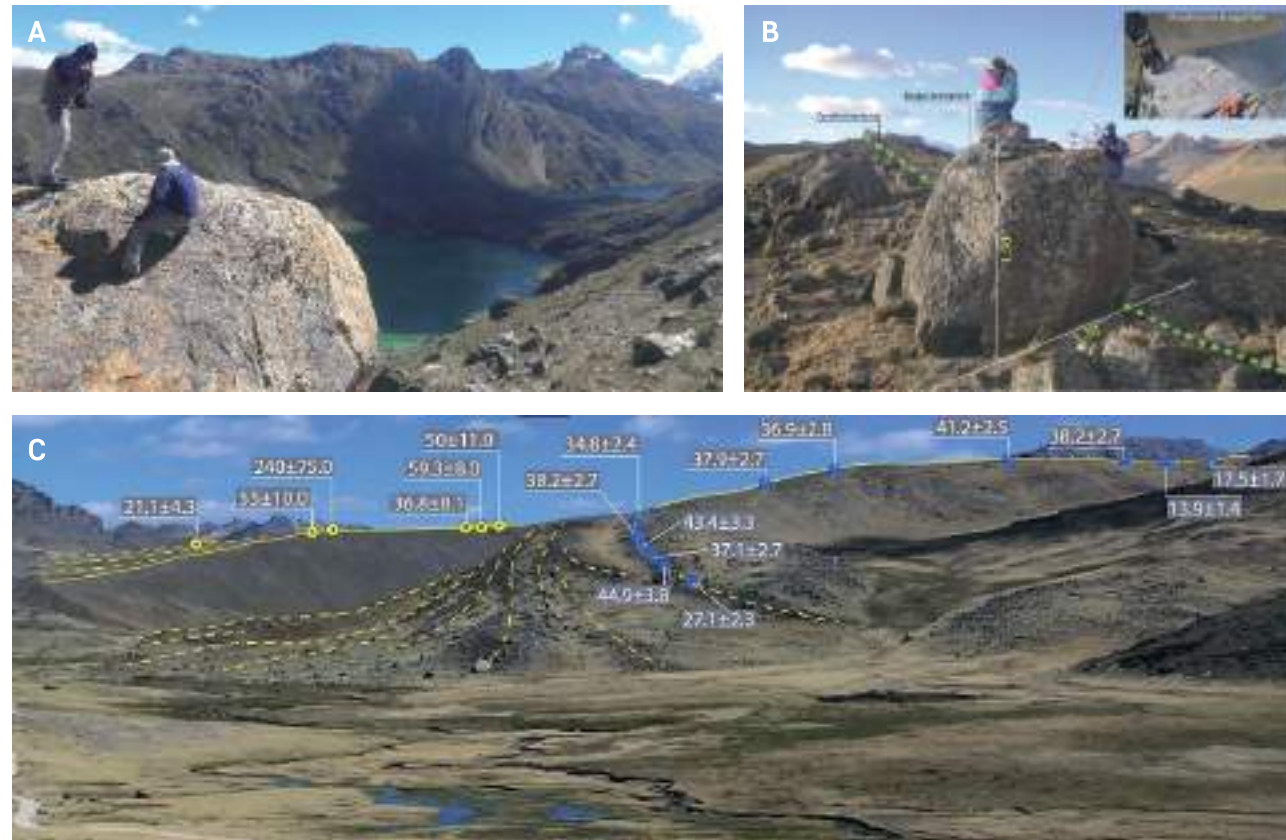


Figura 4. (A, B): Muestreo de bloques morrénicos en la cordillera Pariacaca; (C): Cordones morrénicos datados a la salida del valle de Piticocha. Figuras: autores del artículo.

El nevado Pariacaca constituye un patrimonio cultural. Investigaciones del Programa Qhapaq Ñan del Ministerio de Cultura, señalan sobre el Apu Pariacaca y el Alto Cañete, como paisaje cultural. Refieren su presencia como el camino Inca del Chinchaysuyo, parte del tramo Pachacamac-Jauja, importante vía que une un centro religioso y administrativo en la costa sur de Lima (Pachacamac), y un centro administrativo en la sierra de Junín (Jauja). Atraviesa uno de los “apus” nevados más importantes de todo el recorrido, el Pariacaca. Es un hito cultural que perdura con valor simbólico, génesis de vida en las poblaciones adyacentes que viven en cuencas de la región central del país (dos en la RPNYC). El Qhapaq Ñan, cruza la vertiente sur del Apu Pariacaca, hito de identificación y pertenencia cultural, figura central en la configuración de poblados como Tanta y Huachipampa, los más cercanos. Investigadores como Astuahumán, describen el “Santuario de Pariacaca”, y lo señala como Ruta de los Dioses refiriéndose a este tramo del Qhapaq Ñan. Menciona muchas referencias etnohistóricas; una de las cuales transcribe de Cieza de León que dice: “...miren el camino que va desde Lima a Xauxa por las sierras tan ásperas de Huarochirí y por la montaña nevada de Pariacaca...[Tupac Yupanqui] dio la vuelta al Cuzco por un camino que le hizo, que va a salir al valle de Xauxa, que recorre por la nevada sierra de Pariacaca, que no es poco de ver y notar su grandeza y cuán grandes escaleras tiene, y hoy día se ven por entre aquellas nieves, para poder pasar (1550). Señala además la existencia del adoratorio de Pariacaca, ubicado al terminar el ascenso del Qhapaq Ñan denominado “La Escalera o Escalerayoc”. En la actualidad, el Pariacaca es una entidad sagrada. Leyendas o cuentos se relacionan -de forma mítica- al establecimiento de la configuración espacial de los territorios altoandinos. El tramo del Qhapaq Ñan entre las apachetas de Ocsha y Portachuelo exhibe varios recintos culturales (Fig.5). Finalmente, los estudios recientes realizados por INGEMMET en la RPNYC revelan que el Pariacaca es un patrimonio geológico de valor científico internacional (geomorfológico-paleoclimático); mantiene una importancia cultural de valor nacional; se realizan frecuentemente actividades turísticas utilizando el tramo de Camino Inca, desde la ciudad de Jauja.



Figura 5. Algunos sitios arqueológicos asociados al tramo del Qhapaq Ñan entre Portachuelo y Ocsha, en la vertiente sur del Nevado Pariacaca. Se distingue: A) Apacheta Portachuelo; B) Rasgos morfológicos glaciales en la vertiente sur del Pariacaca, y un tramo del Qhapaq Ñan que bordea la laguna Mullucocha; C) Detalle de sector empedrado con escalones, del Qhapaq Ñan; D) Pinturas rupestres Cuchimachay en un abrigo rocoso intrusivo. Fotografías: autores del artículo.

Varias vías conectan desde la capital Lima y Huancayo, y nos acercan a apreciar este coloso andino en la Sierra central del país. Se integra a otros atractivos geoturísticos en esta reserva paisajística en varios distritos de las provincias de Yauyos y Jauja. Asimismo, su uso educativo para mostrar los efectos de cambio climático.

BIBLIOGRAFÍA

Licciardi, J. M., Schaefer, J. M., Taggart, J. R., & Lund, C. D. (2009). Holocene glacier fluctuations in the Peruvian Andes indicate northern climate linkages: Science, v. 325, 1677–1679.

Úbeda J., Vásquez E. Y Concha R. (2020). Cronologías glaciales de los Andes centrales occidentales de Perú estimadas por el proyecto Fondecyt, 144-2015.

Vásquez, E.; Luna, G.; Iparraguirre, J.; Úbeda, J.; Concha, R.; Pellitero, R. (2018). Ensayo de métodos para reconstruir el volumen de los glaciares, en 2016, 1962 y la Pequeña Edad del Hielo, en el valle Suiricocha, Cordillera Pariacaca, Perú.

Astuhuamán, C. (1999). Ensayo: El “Santuario de Pariacaca”. Revista Alma Mater, 17. Revista electrónica 1609-9036. UNMSM. Fondo Editorial. Disponible en <sisbib.unmsm.edu.pe > Publicaciones > Alma_Mater >. Consulta 27 de julio, 2020.

Zavala, B.; Astete, I. & Churata, D. (2022). Patrimonio geológico en la Reserva Paisajística Nor Yauyos Cochas. Ingemmet, Boletín, Serie I, Patrimonio y Geoturismo, 13, 216 p, 3 mapas. URI: <https://hdl.handle.net/20.500.12544/3926>



PONGO DE MAENIQUE

Sección estratigráfica de referencia nacional del Paleozoico, Mesozoico y Cenozoico en el río Urubamba: base para la exploración por hidrocarburos en la selva peruana

Bilberto Zavala¹ e Igor Astete¹

¹Instituto Geológico Minero y Metalúrgico – INGEMMET

El Pongo de Maenique constituye la característica morfológica de estrechamiento en el río Urubamba de aproximadamente 3,5 km. de longitud, con un ancho promedio de 50 m. Se ubica en la provincia La Convención, Departamento de Cusco, sureste del país. Este particular paisaje, se exhibe luego que el río atraviesa el contrafuerte andino o Faja Subandina, ingresando a la Llanura Amazónica, dos unidades morfoestructurales nacionales. Se accede desde Lima hacia Cusco vía aérea; luego por carretera, en un recorrido aproximado de 600 km hasta Ivochote, para finalmente descender vía fluvial por el río Urubamba hasta el pongo. Su importancia radica en su valor estratigráfico, único en el territorio peruano, y probablemente en Sudamérica, al exponer rocas sedimentarias de manera continua y muy bien expuestas. Esta sección tiene un gran valor científico para la comunidad geológica y en especial vinculada a la industria de hidrocarburos. El buzamiento casi vertical y continuo de estratos expuestos en el Pongo de Maenique, permite efectuar el reconocimiento geológico de una secuencia sedimentaria que expone el Paleozoico (Ordoviciano, Siluriano, Devoniano, Misisipiano, Pensilvaniano y Permiano), Mesozoico (Jurásico y Cretácico) y Cenozoico (Paleógeno). Esta secuencia es atravesada por los pozos exploratorios y de desarrollo del área cercana de Camisea, uno de los yacimientos de gas más grandes descubierto en Perú. Este geositio, se encuentra en el Santuario Nacional Megantoni, área natural protegida (ANP) creada en el 2004. En esta ANP se conservan los ecosistemas desarrollados en las montañas de Megantoni (bosques y fuentes de agua en los ríos Timpia y Ticumpinia), valores culturales y biológicos, así como el Pongo de Maenique (“Casa del Oso”, en lengua Matsiguenga, lugar sagrado para el pueblo Machiguenga, considerado una puerta entre el mundo andino y el amazónico), y además el principal atractivo turístico del Santuario Nacional de Megantoni. El paisaje fluvial muestra además unas 30 caídas de aguas o cascadas que se precipitan directamente al río unos 20 m de alto.

Las secuencias sedimentarias constituyen una sección de estratos del Paleozoico al Cenozoico, algunas de las cuales están ligadas a unidades generadoras de hidrocarburos acumulados en los yacimientos de gas y condensado descubiertos (yacimientos: Cashiriari, San Martín, Pagoreni, Kinteroni

CENOZOICO	NEÓGENO	PLIOCENO	Formación Timpia
		MIOCENO	Formación Chambira
	PALEÓGENO	OLIGOCENO	Formación Yahuarango
		EOCENO	
		PALEOCENO	
MESOZOICO	CRETÁCICO	MAESTRICHOVO	Fm. Vivian
		CAMPANIANO	Formación Chonta
		SANTOBIANO	
		CONCHIANO	
		TERTIARIO	
		CENOMANIANO	
	JURÁSICO	ALBIANO	Fm. Agua Caliente
		APTIANO	Fm. Maenique
	TRIÁSICO		Fm. Ene
			Grupo Copacabana
PALEOZOICO	PÉRMICO		Grupo Tarma
			Grupo Ambo
	CARBONÍFERO		
	DEVÓNICO		Grupo Cabanillas
	SILÚRICO		Formación Ananea
	ORDOVÍCICO SUPERIOR	Fm. San Gabán	Formación Sandía
	ORDOVÍCICO MEDIO		Grupo San José

Sección estratigráfica expuesta en el Pongo Mainique

y Urubamba), rocas reservorios y sello de diferentes edades y ambientes sedimentarios de las cuencas Ucayali y Madre de Dios. Se conoce por las publicaciones geológicas, que la sección estratigráfica del Pongo de Maenique ha sido objeto de estudio por diferentes empresas petroleras que realizaban exploración en la selva peruana, desde los años 1930 (International Petroleum Company, 1961; Petroperu (1977-1982); Petroperu -Shell (1981); Chevrón, entre otras). También se tiene tesis y publicaciones nacionales sobre diferentes aspectos geológicos en las unidades del Paleozoico, ligados a la exploración por hidrocarburos. La Carta Geológica Nacional, realizada por el INGEMMET, cuenta con una cartografía a escala 1:100 000 para este sector (hoja de Timpia), actualizada el 2021 a escala 1:50.000.

La estratigrafía del Pongo de Maenique refiere diferentes estratotipos del Paleozoico definidos en varios sectores de la cordillera Oriental del país: San Gabán, Ananea, Cabanillas, Copacabana (en el departamento de Puno, sureste del país); Ambo, Tarma y Ene (en la región central del país; departamentos de Huánuco, Junín y Pasco); unidades del Mesozoico y Cenozoico, definidas en localidades de la Faja Subandina y Llanura Amazónica del país. Un resumen de la sección expuesta en el pongo describe en conjunto; i) Unos 2500 metros de secuencias del Paleozoico (Formación San Gabán (Ordoviciano-Siluriano); Formación Ananea (Siluriano-Devoniano); Grupo Cabanillas (Devoniano); Grupo Ambo (Mississippiano); Grupo Tarma (Pensilvaniano); Grupo Copacabana (Permiano); Formación Ene (Permiano); Formación Noi (Permiano); Formación Shinai (Permiano); Entre 500-550 metros de estratos del Mesozoico de la Formación Maenique (Triásico; con nombres locales utilizados por los geólogos petroleros); Formaciones Aguas Calientes, Chonta y Vivian (Cretácico) y secuencias de la Formación Yahuarango (Paleógeno) en la parte final del pongo. Unidad siliciclástica de ambiente continental (aluvial y depósitos de canal). Consta de un 85% de lutitas/limolitas rojo ladrillo con carofitas y un 15% son areniscas rojo claro a naranja rojizo, ocasionalmente calcáreo, con matriz arcillosa. El contacto con la Formación Timpia, suprayacente, está definido por la primera aparición de un conglomerado polimíctico del tamaño de un guijarro (Fig.1).

Figura 1. Unidades geológicas que se encuentran expuestas en el Pongo de Maenique.

Por lo descrito, este geositio tiene un potencial de uso científico de relevancia internacional por su contenido estratigráfico, sedimentológico e hidrocarburífero. Asimismo, un potencial turístico el cual es ofertado como tours en el Santuario de Megantoni, desde la ciudad de Cusco.



Figura 2. Secuencias aflorantes en el Pongo de Maenique donde se observa la espectacularidad de los aspectos litológicos, geomorfológicos, y paisajísticos, que son aprovechados en actividades geoturísticas. Fotografías: Bilberto Zavala e Igor Astete.



Modificada del Boletín Geología del cuadrángulo de Timpia (hojas 25q1, 25q2, 25q3) - [Boletín L 27] - INGEMMET

BIBLIOGRAFÍA

De La Cruz, N., Zapata, A. y Larico, W. (1998). Geología de los cuadrángulos de Timpia, Calangato y Río Pro-
videncia 25-q, 25-r, 25-s. INGEMMET, Boletín, Serie A, Carta Geológica Nacional, 121, 224 p.

Mamani, Y., Jacay, J. y Ayala, F. (2021). Geología del cuadrángulo de Timpia (hojas 25q1, 25q2, 25q3). INGE-
MET, Boletín, Serie L: Actualización Carta Geológica Nacional (Escala 1:50 000), 27, 71 p. Pozo, E. (2015).
Estratigrafía de Secuencias en rocas carbonáticas Pérmicas en El Pongo de Maenique e Integrada al
subsuelo de la Sub Cuenca Camisea, Cusco – Perú. Revista del Instituto de Investigación, FIGMMG –
UNMSM, 39, 39-48 Enero-Junio 2017.

Quiñones, L. (1990). Estudio palinoestratigráfico del paleozoico del Pongo de Maenique, provincia La Con-
vención, Cusco. Tesis Ingeniero Geólogo, Universidad Nacional Mayor de San Marcos. 147 p.

Salas, G. y Valdivia, H. (2010). Reconocimiento geológico del Pongo de Maenique (Río Urubamba, Cusco,
Perú). XV Congreso Peruano de Geología, Cusco 2010 (23-26 setiembre 2010). 27 p.

SERNANP (2016). Plan Maestro del Santuario Nacional Megantoni 2016-2020). Servicio Nacional de Áreas
Naturales Protegidas. 53 p.

Zavala, B., Astete, I. y Churata, D. (2023). Aspectos geológicos y geoturísticos en el Pongo de Maenique, dis-
tritos Echarate y Megantoni, provincia La Convención, departamento Cusco. Informe Técnico; N° A7410,
Ingemmet, 2023, 24p. <https://hdl.handle.net/20.500.12544/4733>.



TERRAZAS MARINAS ESCALONADAS
EN LA BAHÍA SAN JUAN
DE MARCONA

El mayor levantamiento de la
costa peruana desde el Pleistoceno

Bilberto Zavala¹, Igor Astete¹ y Carlos Benavente¹

¹Instituto Geológico Minero y Metalúrgico – INGEMMET

La bahía San Juan de Marcona, ubicada en la zona litoral-costera en el sur de Perú, se encuentra a 265 km de la capital, en el extremo suroeste del departamento de Ica. Está extendida entre los cerros El Huevo y Tres Hermanas, separados uno del otro por unos 8 km. Ocupa parte de dos unidades morfoestructurales: la Cordillera de la costa y Planicie Costanera. Corresponde, además, al flanco sureste del segmento de subducción de la dorsal de Nasca (15.4°S), donde se tiene el mayor registro de elevación a lo largo de la Costa peruana. En este sector se encuentran expuestas una serie de terrazas de abrasión marina escalonadas y preservadas, que alcanzan hasta una altura de 492 m. (Cerro El Huevo) y 380 m (Cerro Tres Hermanas), al norte y suroeste de la localidad de Marcona, respectivamente (Fig.1).

Las terrazas marinas de Marcona, constituyen un referente internacional, famosas por las investigaciones realizadas. Saillard y otros investigadores el 2011, las señalan como uno de los más espectaculares ejemplos de secuencias de terrazas marinas en el mundo. El relieve en la zona es típico de una zona costera desértica, con playas angostas, amplias planicies, colinas y cerros elevados hacia el lado este que no superan los 1.000 metros. El clima en la zona es cálido, árido, con escasas precipitaciones. La temperatura durante el verano (enero-marzo) supera los 30°C; mientras que la mínima alcanza los 16°C (agosto).

Las primeras observaciones en las terrazas marinas de Marcona fueron hechas en 1946 por Broggi quien describe 10 terrazas escalonadas hasta una altura de 250 m en el cerro El Huevo, señalando desde entonces su importancia geodinámica. Otros estudios en 1956 y 1962, al igual que Broggi, atribuyen su origen a una serie de movimientos telúricos repetidos. En 1982 se realizan mediciones altimétricas y perfiles topográficos. Posteriormente investigadores nacionales y extranjeros (entre 1988 a 1993), utilizan varios métodos para obtener datos cronológicos. Ellos concluyen, para la región de San Juan de Marcona, con indicios de deformaciones bruscas y de fallamiento reciente, señalando que el levantamiento del área no se ha producido con una tasa constante. Sin embargo, el 2011, utilizando técnicas modernas de datación se obtienen importantes contribuciones, sobre el levantamiento de la



Figura 1. Bahía de San Juan y las terrazas marinas expuestas al pie de los cerros El Huevo y Tres Hermanas. Imagen: Google Earth.

Costa Peruana, señalando variaciones en los patrones de elevación locales y tasas de elevación que aumentan progresivamente desde al menos el Pleistoceno medio, variando de 0,44 a 0,87 m/Ka.

El paisaje y morfología que resalta la bahía de Marcona está diferenciado por hasta 20 niveles de terrazas marinas escalonadas y conservadas, expuestos a menos de 500 m en los cerros El Huevo (CEH), al norte de la ciudad de Marcona (adyacente a la zona de operaciones de la mina), y de Tres Hermanas (CTH) en el lado sur, contiguo a la ciudad (Fig.2). En los flancos de ambas elevaciones se definen desde el litoral costero, una secuencia escalonada de ocho terrazas (que se extienden a 200 m de altura), y siete terrazas principales (de hasta 175 m de altura), respectivamente. Entre ambos cerros o colinas destaca el nivel +105 m del CEH y el nivel +80 m del CTH, los cuales se extienden lateralmente conectándose alrededor de la bahía San Juan de Marcona. La particularidad geológica de las terrazas es el substrato rocoso sobre el que están desarrolladas. En el cerro El Huevo, se trata de monzogranitos y granodioritas (rocas intrusivas del Batolito de San Nicolás, Cordillera de la Costa) del Silúrico-Devónico (359-444 Millones de años, Ma). A su vez, por rocas metamórficas de tipo gneis y anfibolitas en el cerro Tres Hermanas, del Complejo Basal de la Costa (datados en 1424 ± 70 Ma; del Meso-Neoproterozoico).

Estas terrazas se habrían empezado a formar a finales del Plioceno (hace 2,6 Ma), exponiéndose como plataformas de abrasión ligeramente inclinadas hacia el mar, comúnmente con un desnivel de 10 a 20 metros entre los bordes interno y externo de las plataformas. Al suroeste del cerro El Huevo, el ancho de las terrazas principales varía de 150 a 500 m. como se muestra en la sección geológica de



Figura 2. Vistas panorámicas de las terrazas marinas en el cerro El Huevo (vista superior), en la ruta a la RNSF y el cerro Tres Hermanas (vista inferior), adyacente a la ciudad de Marcona. Fotografías: Bilberto Zavala e Igor Astete.

la figura 3, mientras que, al sureste del mismo cerro, como al oeste del cerro Tres Hermanas, algunas terrazas muy desarrolladas, miden hasta 3 km del borde interno al borde externo.

Basado en evidencias geomorfológicas y cronológicas las investigaciones realizadas argumentan para los últimos 125.000 años, que la velocidad máxima de levantamiento fue de 700 mm/1000 años. Asimismo, probablemente corresponda a la región de todo el subcontinente sudamericano que ha sido levantada con la más alta velocidad, desde el Plioceno y de manera aparentemente continua.

Los cerros donde están distribuidas las terrazas se encuentran muy cerca de la localidad de San Juan de Marcona (población cercana a los 16.000 habitantes). La población está dedicada a la minería, comercio y la pesca artesanal. Esta localidad cuenta con todos los servicios comerciales, hospedaje y restaurantes. Es un sector de afluencia turística por lo singular de su circuito de playas, ubicadas hacia el sur, así como lugar que accede a la Reserva Nacional San Fernando ubicada unos 32 km hacia el noroeste y adyacente a la Punta San Juan, parte de la Reserva Nacional islas, islotes y puntas guaneras.

Los aspectos de patrimonio geológico, que exponen las Terrazas marinas de Marcona, son de un valor científico internacional, y están descritas en el reciente estudio publicado

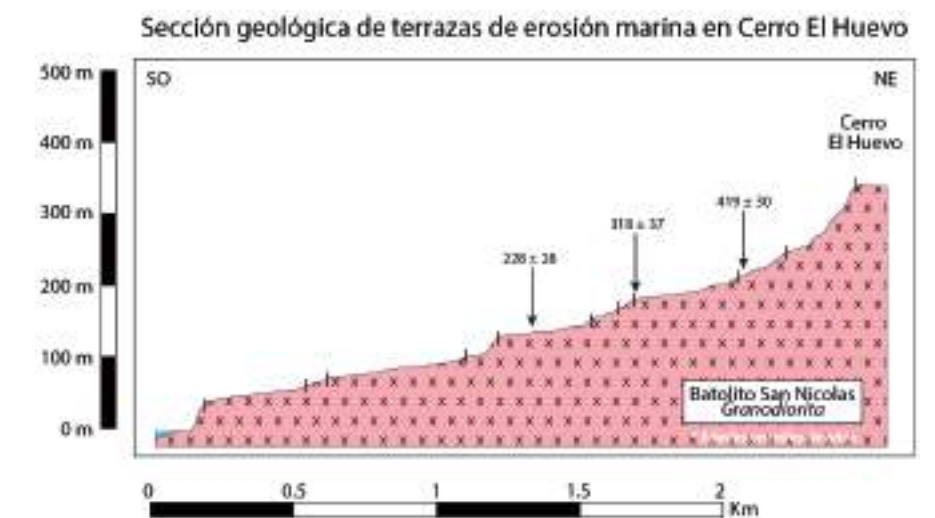


Figura 3. Sección geológica en las terrazas de abrasión marina ubicadas en el cerro El Huevo. Se muestra las edades (en miles de años) obtenidas con el método de Berilio 10 (^{10}Be). Figura: Elaborada con datos de Saillard *et al.* (2011).

por Ingemmet en la RNSF. Actualmente no existe ninguna protección del lugar, encontrándose dentro del catastro minero nacional, cuyo titular es la empresa minera Shougang Hierro Perú S.A.A. Marcona, única mina de Hierro productora en Perú, explotada desde la década de los años 50 (1953).



Figura 4. Vista al NO de la bahía de San Juan de Marcona; al fondo terrazas marinas escalonadas en la ladera del cerro El Huevo. Fotografía: autores Bilberto Zavala e Igor Astete.

BIBLIOGRAFÍA

Broggi, J.A. (1946). Las terrazas marinas de la bahía de San Juan en Ica. Boletín de la Sociedad Geológica del Perú 19, 21-33.

Hsu, J.T. (1988). Emerged Quaternary marine terraces of southern Peru: Sea level changes and continental margin tectonics over the subducting Nazca Ridge. Ph. D. thesis, Cornell University. 310 p.

Macharé, J. & Ortlieb, L. (1992). Plio-Quaternary vertical motions and the subduction of the Nazca Ridge, central coast of Peru. Tectonophysics, 205, 97-108.

Ortlieb, L. y Macharé, J. (1990). Geocronología y morfoestratigrafía de terrazas marinas del Pleistoceno superior: El caso de San Juan-Marcona, Perú. Boletín de la Sociedad Geológica del Perú, 81, 87-106.

Saillard, M., Hall, S.R.; Audin, L., Farber, D.L., Regard, V. & Hérail, G. (2011). Andean coastal uplift and active tectonics in southern Peru: 10 Be surface exposure dating of differentially uplifted marine terrace sequences (San Juan de Marcona, ~15.4°S). Geomorphology, 128, 178-190.

Zavala, B., Astete, I. y Churata, D. (2022). Patrimonio geológico en la Reserva nacional San Fernando-INGEMMET, Boletín, Serie I: Patrimonio y Geoturismo, 12, 160 p, 3 mapas. URI:<https://hdl.handle.net/20.500.12544/3778>



CAÑÓN DEL COLCA

Uno de los más profundos del planeta:
Cerca de 1800 Ma de historia geológica
expuesta en las rocas, fósiles, fuentes
termales, volcanes, fallas y paisajes

Bilberto Zavala¹, Igor Astete¹ y Carlos Benavente¹

¹Instituto Geológico Minero y Metalúrgico

En la región suroeste de Perú, a 100 km de Arequipa, segunda ciudad más importante del país, se encuentra el Cañón del Colca, un lugar de referencia internacional, conocido como uno de los más profundos del planeta. Ocupa parte de Cailloma y Castilla, dos de las 11 provincias del departamento de Arequipa, atractivo turístico nacional, segundo más visitado. Es manejado por la Autoridad Autónoma del Colca (AUTOCOLCA) y hoy dentro del geoparque mundial UNESCO “Colca y Volcanes de Andagua (GMU-CVA)”. Con cerca de 98 km de extensión, registra una importante historia geológica con facies metamórficas e intrusivas del Proterozoico (Complejo Basal de la Costa; 1.811 ± 39 Ma); secuencias volcánicas del Jurásico superior (174-163 Ma) y sedimentarias del Jurásico superior – Cretácico (157 a 66 Ma) en discordancia, cuerpos intrusivos del Cretáceo-superior-Paleógeno y una gran cobertura volcánica Eocena-Miocena (56-5 Ma), y Plio-Cuaternaria con presencia de estratovolcanes, vulcanismo fisural y conos monogenéticos (1-5 Ma), vulcanismo activo (volcán Sabancaya), tectónica activa, y restos de una gran avalancha volcánica en el volcán Hualca Hualca. Diferentes fallas activas, pliegues, aguas termales, troncos fosilizados, volcanes monogenéticos y campos de lavas, discordancias, etc., están consignados como geositios del GMU-CVA. Se sobrepone un conjunto de flora y fauna de diferentes pisos altitudinales, sobresaliendo el cóndor, ave emblemática andina, restos de culturas prehispánicas, construcciones coloniales y población que trabaja andenes agrícolas como costumbre de las culturas Collagua y Cabana, preincas.

El cañón del Colca cuenta con recursos mineros y geotermales, siendo objetos de explotación y exploración respectivamente. En general, el clima, debido a los diferentes pisos climáticos (1.250 a 5.200 de altitud) es variable: semiseco y frío, seco en otoño, invierno y primavera, con humedad relativa baja; lluvioso y semifrío, seco en otoño e invierno; del tipo polar característico de los nevados locales;

semiárido, seco en otoño, invierno y primavera, con baja humedad del aire entre los 2.000-3.000 mm con lluvias irregulares (parte inferior del cañón). Una época marcada de lluvias entre diciembre y abril con máximas temperaturas; pocas precipitaciones en gran parte del año y nulas entre junio y agosto (con menores temperaturas).



Figura 1. Imagen satelital que resalta la extensión del cañón del Colca y algunos aspectos relevantes de su geodiversidad. Figura: Modificado de Google Earth por los autores de la publicación.

Su primer reconocimiento data del siglo XIX (1831), por exploradores de la Sociedad Geográfica de New York. Posteriormente es sobrevolado en 1928 y 1930 por dos aviadores norteamericanos Robert Shippe y Georg R. Jhonson. Sin embargo, fue en 1955, cuando el geógrafo francés Gonzalo de Reparaz informa la existencia del gran cañón del Colca incluyéndolo en la primera guía oficial de Perú trabajada por encargo de la Unesco; el, coincide con los miembros de la Sociedad Geográfica de Nueva York, que el cañón del Colca tiene el doble de profundidad que el del Colorado en los Estados Unidos, por lo que sería considerado uno de los de mayor profundidad en el mundo. Estudios de la Carta Geológica Nacional en el Colca, fueron realizados en 1973 por el Servicio de Geología y Minería (hoy Ingemmet) y publicados posteriormente.

Diversos autores realizan importantes aportes sobre geomorfología, estratigrafía, tectónica, paleontología y geología histórica del cañón. Asimismo, el Colca, ha motivado el interés de muchos investigadores extranjeros en vulcanología, tectónica, así como las más recientes realizados en diferentes expediciones al cañón por investigadores polacos. En los últimos años publicaciones geoambientales, de geomorfología, geopatrimonio, vulcanología, neotectónica e hidrogeología en el Colca realizadas por Ingemmet, permiten conocer mejor el cañón del Colca.

El cañón del Colca se extiende entre Pinchollo y Andamayo, siguiendo un rumbo este-oeste (Fig.1). Desciende 1.800 m entre 2.950 y 1.150 m. Su profundidad varía entre 1.000 y más de 3.000 metros

(El Libro de Record Guinness señala 3.232 m). Pocos estudios han intentado resolver su origen. El concepto principal incluye la capacidad erosiva de un río, para excavar (incisión) la parte más baja de su valle profundizándolo. La formación del primitivo cañón debe haberse iniciado aproximadamente hace unos 10 millones de años, pero su forma actual correspondería probablemente al último millón de años, en el Pleistoceno tardío-Holoceno medio, estrechamente relacionado a la actividad volcánica de la región, y las edades de las “lavas colgadas” y mesetas lávicas que se encuentran en el cañón. Su morfología se ve influenciada por la actividad volcánica del Hualca Hualca, incluyendo la posterior avalancha de rocas por colapso en su flanco norte. Las lavas y la posterior avalancha formaron un dique natural de más de 15 km de base y 800 m de altura en promedio, represando al río Colca por cientos a miles de años, hasta su ruptura posterior originando la profundización actual del cañón.

Aguas arriba del dique el Colca presenta un valle de varios metros de profundidad y poco ancho, que localmente se angosta por sectores, mientras que, aguas abajo, el valle se profundiza transformándose en un abrupto cañón de grandes proporciones, con pendientes que bordean los 60° de inclinación, hasta acantilados verticales de cientos de metros de desnivel con perfectas disyunciones columnares. La margen derecha tiene una pendiente fuerte y continua desde la cima del nevado Bomboya hasta el fondo del cañón.



Figura 2. Cañón del Colca: A) Inicio, sector de Pinchollo que corta rocas volcánicas del Plio-Pleistoceno del volcán Hualca Hualca (RV-HH); B) Frente al valle de los volcanes de Andagua (flujos de lava del Pleistoceno-Holoceno vulcanismo Andagua: FL-VA) y predominio de secuencias sedimentarias del Jurásico-Cretácico (SS-JK). Fotografías: Bilberto Zavala

El cañón puede apreciarse desde su inicio en Pinchollo; varios miradores son accesibles por carretera siendo el principal el “Mirador del Cóndor”, con gran afluencia turística. Algunos paneles didácticos están siendo implementados paulatinamente en algunos geositos, que integran el cañón, para un público no-geólogo y entender su historia geológica. Desde Pinchollo se puede apreciar la escarpa en forma de herradura de la avalancha del Hualca Hualca, así como “hummocks” y lahares recientes en la ruta al géiser de Pinchollo.

Diferentes rutas de trekking y también por carretera acceden hasta el fondo del cañón. Estructuras columnares en las lavas, plegamientos en chevron, cascadas y cataratas, fuentes termales en el cauce del río, así como diferentes afloramientos de rocas del precámbrico, Jurásico, Cretácico y Cenozoico pueden verse. Más hacia el oeste del cañón, entre Cabanaconde-Huambo, la carretera cruza un sistema de fallas activas y se accede a una trinchera abierta para investigaciones neotectónicas, donde se ha determinado la recurrencia sísmica asociada a estas fallas. Discordancias, travertinos, cuerpos intrusivos, plegamientos, conos volcánicos monogenéticos y campos de lavas recientes, y algunos sectores con fósiles son apreciables (Figs.2, 3 y 4). Templos coloniales en áreas urbanas, recintos, andenerías, caminos prehispánicos, y una vegetación nativa son apreciables también en las rutas. Todo ello hace al cañón del Colca una zona de alta geodiversidad, de valor excepcional por diferentes aspectos de su geología.



Figura 3. Muestra de la geodiversidad expuesta en el cañón del Colca: A) Volcanismo monogenético; B) Pliegues en chevrón y cascadas del río Huambo; C) Catarata Huayruro; D) Aguas termales y sinters de Paclla en el fondo del cañón. Fotografía: Bilberto Zavala.



Figura 4. Falla activa El Trigal. Una muestra de la diversidad neotectónica en el cañón del Colca (Sistema de fallas El Trigal-Solarpampa), con escarpas de falla casi paralelas a la dirección del cañón. Fotografía: Bilberto Zavala.

BIBLIOGRAFÍA

- Bellido, E. y Narvaéz, S. (1960). Geología del cuadrángulo de Atico. Comisión Carta Geológica Nacional, 2, 59 p
- Benavente, C.; Delgado, G.; García, B.; Aguirre, E. & Audin, L. (2017). Neotectónica, evolución del relieve y peligro sísmico en La región Arequipa. Ingemmet. Boletín, Serie C: Geodinámica e Ingeniería Geológica, 64, 390 p. Caldas, J. (1993) - Geología de los cuadrángulos de Huambo.
- Caldas, J. (1993). Geología de los cuadrángulos de Huambo y Orcopampa. Ingemmet. Boletín, Serie A. 46: Carta Geológica Nacional, 62p.
- Cobbing, E.J.; Ozard, J.M. & Snelling, N.J., (1977) - Reconnaissance geochronology of the crystalline basement rocks of the coastal cordillera of Southern Peru. Bull. Geol. Soc. Am., 88(2): 241-246.
- Gałaś, A.; Paulo, A.; Gaidzik, K.; Zavala, B.; Kalicki, T.; Churata, D.; Gałaś, S. & Mariño, J. (2018) Geosites and Geotouristic Attractions Proposed for the Project Geopark Colca and Volcanoes of Andagua, Peru.
- Rivera, M.; Mariño, J.; Samaniego, P.; Delgado, R. & Manrique, N. (2016). Geología y evaluación de peligros del Complejo Volcánico Ampato-Sabancaya. INGEMMET, Boletín, Serie C: Geodinámica e Ingeniería Geológica, 61, 122 p.
- Romero, D. y Ticona, P., 2003. Memoria descriptiva de la revisión y actualización del cuadrángulo de Huambo (32-r). Escala 1:50,000. Informe Interno Ingemmet, 24p.
- Thouret, J.-C.; Wörner, G.; Gunnell, Y.; Singer, B.S., Zhang, X. & Souriot, T. (2007). Geochronologic and stratigraphic constraints on canyon incision and Miocene uplift of the Central Andes in Peru. Earth and Planetary Science Letters, 263(3-4): 151-166.
- Zavala, B., Churata, D. & Varela, F. (2019). Geodiversidad y patrimonio geológico en el valle del Colca. INGEMMET, Boletín, Serie I: Patrimonio y geoturismo, 9, 303 p., 3 mapas. <https://hdl.handle.net/20.500.12544/2114>



Mapa: modificado de Tschubby.

- 1- Corta da mina de Sao Domingos, Faixa Piritosa Ibérica.
- 2- Monumento Natural das pegadas de dinossauros da Serra de Aire
- 3- Caldeira do vulcão das Furnas, Ilha de São Miguel, Açores Açores.
- 4- Discordância Paleozoico/Mesozoico da Praia do Telheiro
- 5- Monumento Natural das Portas de Ródão

Sedimentos turbidíticos de idade carbonífera, Formação da Brejeira. Cabo Sardão, costa atlântica, Alentejo, Portugal. João Xavier Matos.



PORTUGAL



CORTA DA MINA DE SÃO DOMINGOS

Um jazigo da Faixa Piritosa Ibérica

João Xavier Matos¹ e Zélia Pereira¹

¹LNEG - Laboratório Nacional de Energia e Geologia.

A antiga mina de sulfuretos maciços de São Domingos localiza-se no concelho de Mértola, próximo da fronteira entre Portugal e Espanha. Atualmente encerrada e em fase de reabilitação ambiental, constitui um dos mais de 90 jazigos de origem vulcanogénica que compõem a Faixa Piritosa Ibérica (FPI), considerada uma das principais províncias metalogenéticas da Europa. Nesta região mineira partilhada pelo Alentejo português e pela Andaluzia espanhola, formaram-se no final do período Devónico e início do Carbonífero, concentrações económicas de sulfuretos maciços e em *stockwork* (redes de veios entrecruzados entre si) ricas em cobre, zinco, chumbo, ouro, prata e outros metais como estanho, cobalto e selénio. Os jazigos referidos encontram-se associados a rochas vulcânicas félsicas e a xistos negros do Complexo Vulcano-Sedimentar da FPI. Sob este complexo ocorre um substrato basal detrítico definido pelo Grupo Filito-Quartzítico de idade Givetiano a Estruniano. A pirite é o principal constituinte das mineralizações, sendo acompanhada por calcopirite, esfalerite, galena, arsenopirite, tetraedrite-tenantite e, por vezes, cassiterite e estanita. Estes jazigos encontram-se associados a sistemas hidrotermais marcados pela circulação de fluidos mineralizantes que atravessam as rochas encaixantes, que hospedam a mineralização. Os halos hidrotermais são representados nas zonas proximais por clorite e clorite + quartzo e, nas zonas distais, por clorite + sericite, sericite e paragonite. Datações de rochas vulcânicas por U/Pb e de rochas sedimentares por palinologia permitem indicar que a maioria dos jazigos da FPI se formou entre o Estruniano superior e o Tournaisiano inferior. Na região ocorrem ainda outras mineralizações representadas óxidos de ferro e manganês (estruturas de tipo filoniano e estratiforme) e filões de cobre, chumbo-bário e antimónio (Fig.1).

A mina de São Domingos constitui um ícone do património geológico-mineiro português pelas características do jazigo exposto na antiga corta, pela paisagem da área mineira e pela geodiversidade da região onde esta se insere, marcada pelo relevo suave e aplanado do Baixo Alentejo, entre os rios Guadiana e Chança. Trata-se de um território com densidade humana muito baixa e com uma ampla riqueza natural, valorizada pelo Parque Natural do Vale do Guadiana, onde se situam os geossítios únicos como exemplo a cascata do Pulo do Lobo, terraço da Corredoura, moinhos do rio Guadiana, Serra Alcaria Ruiva e corte geológico do Pomarão, onde se destacam, uma biodiversidade de espécies únicas, como exemplo o lince, a lontra, o javali, a raposa, o furão e o coelho, as águias real e de Bonelli, a abetarda, o bufo, a cegonha preta, o francelho, o sisão, o faisão e a perdiz e o peixe saramugo.

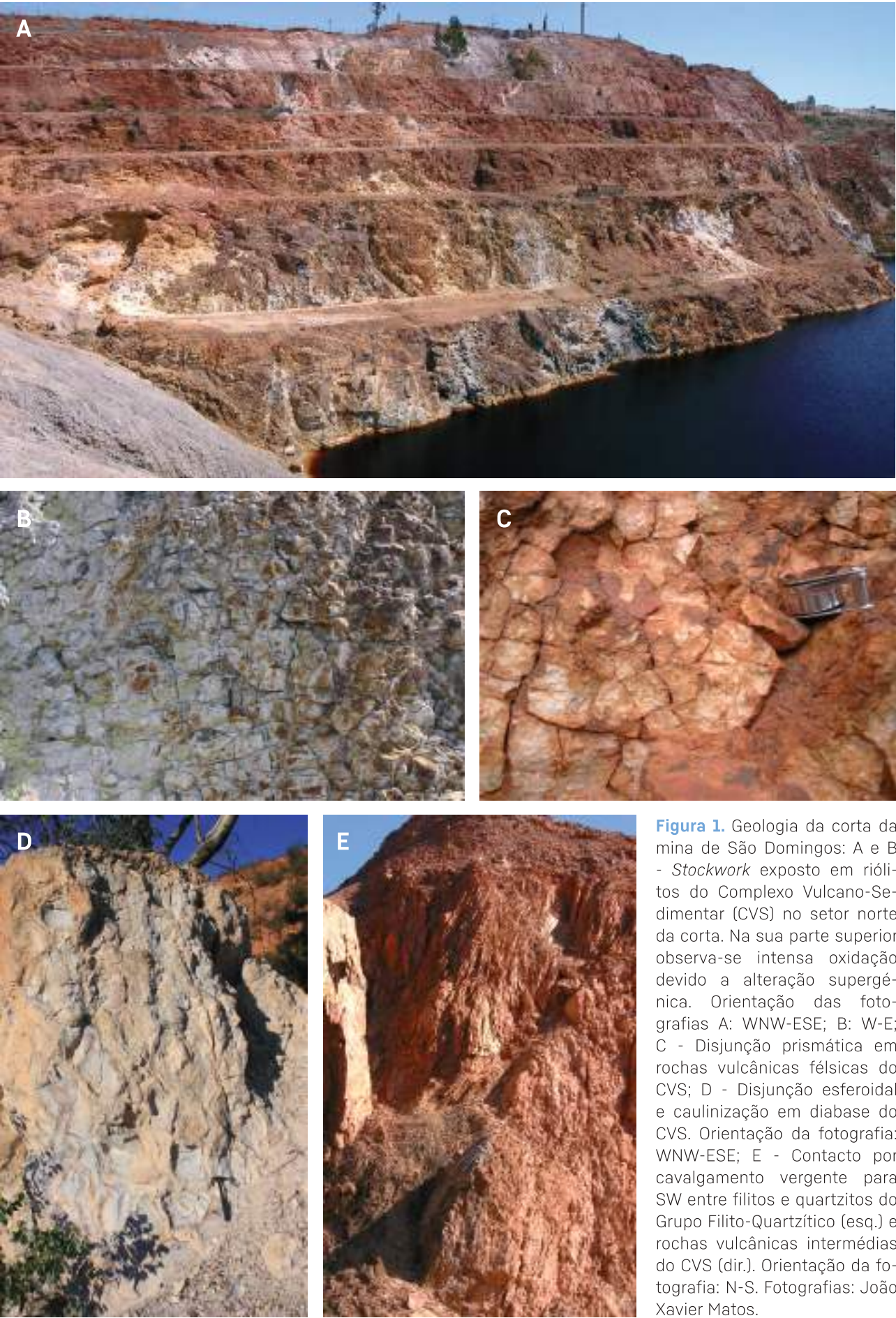


Figura 1. Geologia da corta da mina de São Domingos: A e B - Stockwork exposto em riólitos do Complexo Vulcano-Sedimentar (CVS) no setor norte da corta. Na sua parte superior observa-se intensa oxidação devido a alteração supergénica. Orientação das fotografias A: WNW-ESE; B: W-E; C - Disjunção prismática em rochas vulcânicas félsicas do CVS; D - Disjunção esférica e caulização em diabase do CVS. Orientação da fotografia: WNW-ESE; E - Contacto por cavalgamento vergente para SW entre filitos e quartzitos do Grupo Filito-Quartzítico (esq.) e rochas vulcânicas intermédias do CVS (dir.). Orientação da fotografia: N-S. Fotografias: João Xavier Matos.

A aldeia de São Domingos e as infraestruturas mineiras como o Poço nº 6, a central elétrica, as oficinas ferroviárias, os canais de drenagem, os campos de lixiviação de minério, a moagem, as barragens com água ácida e as fábricas de enxofre formam um conjunto diversificado e único de arqueologia mineira industrial, que se dispõe ao longo do antigo caminho-de-ferro (Fig.2). A mina de São Domingos é marcada por um longo período de atividade extrativa, primeiramente na época Romana e depois, na fase moderna, entre 1857 e 1966 sendo a mineração desenvolvida pela empresa inglesa Mason & Barry Limited. A exploração dos minérios ricos em cobre teve um enorme impacto social e económico no sul de Portugal. Salientam-se como inovadores a implantação de um complexo industrial de grande dimensão incluindo as fábricas de enxofre da Achada do Gamo, a construção da terceira ferrovia do país, do porto mineiro do Pomarão situado na margem esquerda do Guadiana, a



Figura 2. Património mineiro da mina de São Domingos: A - área industrial da Achada do Gamo: lagoa com águas extremamente ácidas (pH<1,3) situada junto às fábricas de enxofre, construídas na década de 30 do séc. XX; B - malacate nº 6 que assegurava a bombagem de água desde o piso -150 m; C - planalto com células de lixiviação situado a sul de Moitinha; D - moinhos britadores de minério de Moitinha; E - lagoa da Portela de São Bento com ocupação perversiva da urze endémica *Erica andevalensis*. Fotografias: João Xavier Matos.

primeira central elétrica do Alentejo e inúmeras infraestruturas de apoio social, saúde e educação. A gestão da área mineira foi caracterizada sempre por um elevado grau de autossuficiência, chegando a área urbana a ter mais de 6.000 residentes, 2.000 dos quais trabalhadores na mina. Hoje, a área encontra-se em fase de reabilitação destacando-se o seu uso geoturístico entre a mina e o Pomarão. A praia fluvial da Tapada Grande localizada na antiga barragem de águas limpas e os percursos pedonais marcam os trilhos dos viajantes.

O jazigo de São Domingos é formado por uma massa de sulfuretos maciços subvertical, aflorante segundo a direção E-W. O respetivo chapéu de ferro e os escoriais romanos a ele associados foram referenciados por prospetores em 1850. Os trabalhos mineiros efetuados pela Mason & Barry desenenvolveram-se em corta até 120 m de profundidade e em galerias até 420 m. A mineralização maciça era formada por pirite, acompanhada por calcopirite, esfalerite, galena, arsenopirite e sulfossais, apresentando teores médios de 1,25% Cu, 2-3% Zn e 45-48% S. O corpo de sulfuretos está associado a xistos negros de idade Famenniano e a rochas vulcânicas félsicas de composição rio-lítica do Complexo Vulcano-Sedimentar, encontrando-se o respetivo *stockwork* bem exposto num afloramento da corta mineira, classificado como geossítio.

São Domingos constitui assim um excelente caso de estudo para se observar a alteração de muro de um jazigo típico da FPI. Na corta da mina afloram ainda rochas básicas intrusivas deste Complexo e sedimentos do Grupo Filito-Quartzítico. As rochas vulcânicas apresentam uma alteração hidrotermal importante, bem como veios de sulfatos. O controle estrutural do jazigo é acentuado, sendo marcado por vários planos de cavalgamento com componente de cisalhamento esquerdo. Outros pontos de interesse são as antigas escombreyas (incluindo escoriais romanos) e a paisagem mineira marcada pela drenagem ácida de mina e ribeiras com águas de pH<3 em cujas margens se pode observar uma urze endémica (*Erica andelavensis*). Ao longo do antigo caminho-de-ferro mineiro é possível observar toda a área industrial, bem como o corte geológico da Anticlinal do Pomarão onde consta toda a sequência estratigráfica da FPI.

BIBLIOGRAFÍA

Almodóvar, G., Yesares, L., Sáez, R., Toscano, M., González, F.N., & Pons, J.M. (2019). Massive Sulfide Ores in the Iberian Pyrite Belt: Mineralogical and Textural Evolution. Minerals, 9, 653, 20 p.

Barriga, F., Carvalho, D. & Ribeiro, A. (1997a). Introduction to the Iberian Pyrite Belt. SEG Neves Field Conference. Guidebook Series, Vol.27. 1-20.

Brilha, J., Andrade, C., Azerêdo, A., Barriga, F.J.A.S., Cachão, M., Couto, H., Cunha, P.P., Crispim, J.A., Dantas, P., Duarte, L.V., Freitas, M.C., Granja, M.H., Henriques, M.H., Henriques, p., Lopes, L., Madeira, J., Matos, J.M.X., Noronha, F., Pais, J., Piçarra, J., Ramalho, M.M., Relvas, J.M.R.S., Ribeiro, A., Santos, A., Santos, V. & Terrinha, P. (2005). Definition of the Portuguese frameworks with international relevance as an input for the European geological heritage characterisation. Episodes, Vol. 28, 3, 177-186.

Custódio, J. (2013). Mina de S. Domingos. Território, História e Património Mineiro. Ed. Socius, Iseg Univ. Lisboa, 180 p.

Matos, J.X., Martins, A., Rego, M., Mateus, A., Pinto, A., Figueiras, J. & Silva, E. (2011). Roman slag mine wastes distribution in the portuguese sector of the Iberian Pyrite Belt. Actas V Cong. Int. Minería y Metalurgia Históricas SW Europeo, León, Libro Homenaje a Claude Domergue, Eds. J.M. Mata-Perelló, L.T. Iabat, M.N.F. Prieto, SEDPGYM Spain, 563-572.

Matos, J.X., Martins, L.P., Oliveira, J.T., Pereira, Z., Batista, M.J. e Quental, L. (2008). Rota da pirite no sector português da Faixa Piritosa Ibérica, desafios para um desenvolvimento sustentado do turismo geológico e mineiro. Projecto RUMYS, programa CYTED, Livro Rutas Minerales en Iberoamérica, Ed. Paul Carrion, Esc. Sup. Politécnica del Litoral, 136-155.

Matos, J.X., Pereira, Z., Batista, M.J. & De Oliveira (2012). The S. Domingos Mine site - Iberian Pyrite Belt. In, E. F. Silva, A. P. Reis, C. Patinha, E. Pereira, S. Rodrigues. (Eds). Multidisciplinary contribution for environmental characterization and improvement at the S. Domingos mining site. Field Trip Guidebook 9th Int. Symposium on Environmental Geochemistry, (Batista et al.). PLM-Plural.

Matos, J.X., Pereira, Z. & Oliveira, J.T. (2011). Iberian Pyrite Belt Geosites - valorisation of the geodiversity based in the Geological parks model. Abs, Book, Int. Cong. Geotourism, 189-192. Arouca Geopark

Matos, J.X., Pereira, Z., Oliveira, V. & Oliveira, J.T. (2006). The geological setting of the S. Domingos pyrite ore-body, Iberian Pyrite Belt. In: VII Congresso Nacional de Geologia, Mirão, J., Balbino, A. (Eds.). 1, 283-286.

Oliveira, J. e Silva, J. (1990). Carta Geológica de Portugal à escala 1:50000, Folha 46-D, Mértola. Serviços Geológicos de Portugal.

Oliveira, J.T. e Matos, J.X. (2004). O caminho de ferro da Mina de S. Domingos ao Pomarão: um percurso geo-educacional na Faixa Piritosa Ibérica. XXIV Encontro Prof. Geociências APGeólogos, Beja, 19 p.

Oliveira, J.T., Quesada, C., Pereira, Z., Matos, J.X., Solá, A.R., Rosa, D., Albardeiro, L., Díez-Montes, A., Morais, I., Inverno, C., Rosa, C. & Relvas, J. (2019). South Portuguese Terrane: A Continental Affinity Exotic Unit. Cap. 6, C. Quesada and J. T. Oliveira Eds., The Geology of Iberia: A Geodynamic Approach, Regional Geology Reviews, 173-206. https://doi.org/10.1007/978-3-030-10519-8_6.

Oliveira, J.T., Relvas, J., Pereira, Z., Matos, J.X., Rosa, C., Rosa, D., Munhá, J.M., Fernandes, P., Jorge, R. e Pinto, A. (2013). Cap. II.2.7. - Geologia da Zona Sul Portuguesa, com ênfase na estratigrafia e na vulcanologia física, geoquímica e mineralizações da Faixa Piritosa. Geologia de Portugal Vol. I - Geologia Pré-mezozóica de Portugal. Eds. Dias, Araújo, Terrinha e Kullberg, Escolar Editora, 673 - 767.

Pereira, Z., Mendes, M., Matos, J.X. & Rosa, C. (2018). The palynostratigraphy of the S. Domingos mine revisited - study of borehole SD10-02, north branch of Iberian Pyrite Belt (Portugal). Abs, X Cong. Nac. Geologia, Vulcânica II: 197-199.

Rego, M. (2004). Mina de S. Domingos 150 anos de História. Fotogramas da memória. CM Mértola, 85p.

Solá, A.R., Albardeiro, L., Salgueiro, R., Morais, I., Díez-Montes, A. & Matos, J.X. (2019). U-Pb ages of South Portuguese Volcano Sedimentary rocks: preliminary results of Regional Mapping programs of Geo-FPI project. Abs, XII Cong. Ibérico Geoquímica, Univ. Évora, 87-90.

Tornos, F. (2006). Environment of formation and styles of volcanogenic massive sulfides: the Iberian Pyrite Belt. Ore Geology Reviews, 28, 259-307. doi:10.1016/j.oregeorev. 2004.12.005.

Webb, J. (1958). Observations on the geology and origin of the San Domingos pyrite deposit. Portugal. Com. SGP, t. 42, 119-143.



MONUMENTO NATURAL DAS PEGADAS DE DINOSSAUROS DA SERRA DE AIRE

Um dos mais longos e bem preservados trilhos de saurópodes do Jurássico Médio

Susana Machado¹

¹LNEG - Laboratório Nacional de Energia e Geologia.

Há cerca de 175 milhões de anos, na passagem entre o Bajociano e o Batoniano (Jurássico Médio), na região do centro de Portugal existia um mar pouco profundo de águas transparentes e mornas, com recifes e lagoas litorais protegidas. A temperatura e humidade do ar eram semelhantes às das regiões tropicais atuais, permitindo que uma vegetação luxuriante se desenvolvesse e que os dinossauros tivessem as melhores condições para dominar o ecossistema. No mar os moluscos, os corais, as algas e muitos outros organismos proliferavam.

O Maciço Calcário Estremenho, situado no atual Parque Natural das Serras de Aire e de Candeeiros, era uma região onde, no Jurássico Médio, proliferavam aqueles animais de grande porte. A quantidade e variedade de dinossauros e as excelentes condições de impressão, soterramento e conservação, permitiram que chegassem até aos dias de hoje inúmeras marcas da sua atividade, em particular de registos de pegadas que podem ser encontradas em diversos locais daquele parque natural.

No Monumento Natural das Pegadas de Dinossauros da Serra de Aire encontra-se um conjunto excecional e raro a nível mundial de pegadas de dinossauros saurópodes. Além de serem um dos mais longos e bem preservados trilhos de saurópodes do Jurássico Médio, conhecidos em todo o mundo, estas pistas apresentam também características únicas. O seu muito bom estado de conservação, a quantidade e dimensão dos trilhos e as características relacionadas com a proporção da dimensão entre as marcas das mãos e dos pés, a impressão de garras dos dedos, entre outras características, fazem desta jazida um geossítio com relevância internacional. Trata-se de um local único para conhecer melhor a anatomia e o modo de vida dos dinossauros saurópodes que habitavam o centro de Portugal no Jurássico Médio.

O Monumento Natural das Pegadas de Dinossauros da Serra de Aire, também conhecido por Pedreira do Galinha, foi classificado como Monumento Natural em 1996 e constitui um dos únicos centros educativos portugueses de âmbito geológico e paleontológico preparado para receber visitantes (chegou a atingir os 55 mil visitantes/ano no final da década de 90). Nos anos de 2016 e 2017 o nú-

Monumento Natural das Pegadas de Dinossauros da Serra de Aire. Portugal

mero de visitantes foi de 15 a 20 mil visitantes/ano. Inclui um centro de interpretação, um pequeno auditório, visitas guiadas, um circuito com painéis informativos, um jardim jurássico e um modelo de saurópode em tamanho real. É a par das pegadas de dinossauros dos Lagosteiros, na Serra da Arrábida, a jazida de icnofósseis mais visitada e conhecida em Portugal. É também o único exemplo em Portugal em que houve uma intervenção real e efetiva por parte das autoridades do Estado a fim de proteger o património paleontológico do país.

Esta jazida localiza-se na zona leste da Serra de Aire e do Parque Natural das Serras de Aire e Candeeiros, no município de Bairro. Somente a 10 km a norte, situa-se o Santuário de Fátima, local de peregrinação de renome internacional.

A jazida paleontológica estende-se por uma única laje com cerca de 40.000m² que forma o chão de uma pedreira abandonada que explorava calcário para brita. Foi descoberta em meados da década de 90 por um grupo de jovens.

É constituída por pegadas de mãos e pés de dinossauros saurópodes do Jurássico Médio, muito bem preservadas em dois dos mais longos trilhos de saurópodes registados (sequências contínuas de 142 m e 147 m de comprimento). As pegadas, em geral, são profundas e apresentam um contorno bem definido, notando-se o rebordo formado pelo sedimento deslocado para a sua periferia pela pressão que o animal exerceu sobre o solo. A singularidade e as características distintivas das pegadas destes trilhos permitiram formalizá-las como um novo icnogénero e icnoespécie.

Existem pelo menos 20 pistas ou trilhos de mãos e pés de saurópodes, incluindo alguns que apresentam um excelente estado de preservação, e outros que são constituídos só por mãos. Os estudos realizados até ao momento revelam a presença de, pelo menos, três tipos de pistas de saurópode que diferem entre si tanto pela morfologia, dimensão e orientação das pegadas como pela presença de dedos com e sem garras. Mas são nas pistas 1 e 5, respetivamente com 147 m e 142 m de comprimento, onde se encontram algumas das características mais distintivas desta jazida. As pegadas dos pés são muito maiores em relação às das mãos. As impressões dos pés, mais compridas do que largas, têm 90 cm de comprimento por 60 cm de largura, e as das mãos, têm 38 cm de comprimento por 58 cm de largura, ou seja, a área da mão é sensivelmente metade da área do pé. Esta razão de 1:2, a chamada heteropodia, é única a nível mundial, sendo que o mais comum nas pistas de saurópodes conhecidas é as áreas dos pés serem cerca de três a seis vezes maiores do que as áreas das mãos. O seu estudo permite obter informação quanto ao modo de locomoção e comportamento destes quadrúpedes. Marcas dos pés com as dimensões referidas terão sido produzidas por saurópodes com cerca de 3 a 4 m de altura do solo à anca e cuja velocidade de deslocação variava entre os 4 e 5 km/h. A impressão das garras dos dedos é outra característica excecional deste geossítio já que são raras as descrições de marcas de dedos com garras de dinossauros na literatura. No Monumento Natural das Pegadas de Dinossauros da Serra de Aire diversas pegadas das pistas 1 e 5 apresentam grandes marcas daquele tipo. Estas marcas de dedos são relativamente alongadas (até 15 cm) e apresentam, nos casos mais bem preservados, uma terminação pontiaguda.

As questões relacionadas com a geoconservação deste Monumento Natural, nos seus vários aspetos, conservação, valorização e divulgação são geridas pelo Parque Natural das Serras de Aire e de Candeeiros, numa parceria com a ADSAICA – Associação de Desenvolvimento das Serras de Aire e Candeeiros, que integra todos os municípios que estão inseridos naquele parque natural. A monitorização realizada ao longo do tempo por esta entidade permitiu verificar a existência de meteorização e erosão, não se verificando grande aumento da fracturação. No entanto, a exposição da laje aos agentes erosivos ao longo do tempo levou a que, inevitavelmente, as pegadas fossem cada vez menos visíveis, sendo reconhecidamente necessária uma intervenção ao nível da conservação da integridade da laje e das pegadas.

Vários foram os projetos e candidaturas a financiamentos submetidos para a conservação, valorização e divulgação desta jazida de icnofósseis de relevância internacional, mas após o investimento

inicial por parte do estado português, ainda não foi possível implementar medidas de geoconservação que garantam a sobrevivência e divulgação adequada para as gerações futuras deste importante local.

BIBLIOGRAFIA

- Azerêdo, A.C., Ramalho, M.M., Santos, V.F. & Galopim de Carvalho, A.M. (1995). Calcários com pegadas de dinossáurios da Serra de Aire: microfácies e paleoambientes. *Gaia*, 11, 1–6.
- Manuppella, G., Telles Antunes, M., Costa almeida, C. A., Azerêdo, A. C., Barbosa, B., Cardoso, J. L., Crispim, J. A., Duarte, L. V., Henriques, M. H., Martins, L. T., Ramalho, M. M., Santos, V. F. e Terrinha, P. (2000). Notícia explicativa Carta Geológica de Portugal na escala de 1/50 000 – folha 27-A (Vila Nova de Ourém), Instituto Geológico e Mineiro, Lisboa.
- Santos, V.F. (2016). Dinosaur tracksites in the Middle Jurassic of Maciço Calcário Estremenho (west-central Portugal): A geoheritage to be enhanced', 103, pp. 55–58.
- Santos, V.F., Lockley, M.G., Meyer, C.A., Carvalho, J., Galopim de Carvalho, A.M. & Moratalla, J.J. (1994). A new sauropod tracksite from the Middle Jurassic of Portugal. *Gaia* 10, 5–13.
- Santos, V. F., Moratalla, J. J. & Royo-Torres, R. (2009). New sauropod trackways from the Middle Jurassic of Portugal. *Acta Palaeontologica Polonica* 54 (3), 409–422. <http://dx.doi.org/10.4202/app.2008.0049>
- Instituto da Conservação da Natureza e das Florestas <https://natural.pt/protected-areas/monumento-natural-pegadas-dinossaurios-ourem-torres-novas/geosites/jazida-de-dinossaurios-da-pedreira-do-galinha?locale=pt> (consultado em 7 julho2020)
- <https://portugal-em-pedra.blogspot.com/2018/04/pegadas-pedreira-do-galinha.html> (consultado em 7 de julho de 2020)
- <https://www.mediotejo.net/ourem-torres-novas-o-parque-jurassico-que-o-pais-esqueceu-viveu-melhor-ano-da-ultima-decada-c-video/> (consultado em 7 de julho de 2020)



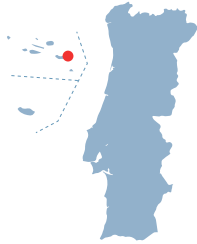
Figura 1. Aspeto parcial de um dos trilhos de sauropodes do Monumento Natural das Pegadas de Dinossauros da Serra de Aire. Fotografia: Daniel Pinheiro.



Figura 2. Vista geral da Pedreira do Galinha onde se situa o Monumento Natural das Pegadas de Dinossauros da Serra de Aire. Fotografia: Olímpio Martins.



Figura 3. Aspecto parcial de um dos trilhos de saurópodes do Monumento Natural das Pegadas de Dinossauros da Serra de Aire. Fotografia: Lia Mergulhão.



CALDEIRA DO VULCÃO DAS FURNAS, ILHA DE SÃO MIGUEL, AÇORES

Uma hidrópole diversificada num ambiente
vulcânico atlântico!

João Carlos Nunes^{1,2} e Paulo Garcia^{1,2}

¹Universidade dos Açores

²Açores Geoparque Mundial UNESCO

O arquipélago dos Açores, implantado na junção tripla das placas litosféricas euroasiática, norte-americana e núbica, é composto por 9 ilhas oceânicas vulcânicas e vários montes e cordilheiras vulcânicas submarinas. A ilha de São Miguel (com 745 km²), inclui quatro vulcões poligenéticos siliciosos com caldeira (Povoação, Furnas, Sete Cidades e Fogo) e duas áreas de vulcanismo fissural basáltico (os complexos vulcânicos do Nordeste e dos Picos) que constituem, respetivamente, a área mais antiga (~4 Ma) e a mais recente (~50 ka) da ilha.



Figura 1. Carta vulcanológica simplificada da ilha de S. Miguel. Imagem: Nunes (2004).

O vulcão das Furnas é um dos três vulcões centrais ativos da ilha de São Miguel e corresponde a um grande edifício vulcânico, cujo topo apresenta duas caldeiras de colapso encaixadas (Fig.2). A caldeira mais externa (e mais antiga), formada há cerca de 30.000 anos, estende-se desde as vertentes do Salto do Cavalo até à zona ao Castelo Branco e tem dimensões de 8 x 5,6 km. Alberga no seu interior uma caldeira mais recente, esta última bem expressa na zona das Pedras do Galego e Miradouro do Pico do Ferro.



Figura 2. Vista aérea da caldeira do vulcão das Furnas (perspetiva de sul para norte). Em primeiro plano, domo traquítico de 1630 A.D.; D- domos do Pico do Ferro; Ce- bordo da caldeira externa; Ci- bordo da caldeira interna. Fotografia: João Carlos Nunes.

Com uma história vulcânica complexa e estendendo-se por cerca de 800.000 anos, o Vulcão das Furnas caracteriza-se por erupções na sua maioria explosivas e de natureza siliciosa, daí os abundantes depósitos de pedra pomes presentes na região. A atividade vulcânica inclui por vezes a instalação de domos e escoadas lávicas muito espessas, como é o caso dos domos do Pico do Ferro, os quais definem um alinhamento vulcano-tectónico sensivelmente leste-oeste (Fig.3).

Após a descoberta e povoamento da ilha ocorreram duas erupções neste vulcão, a primeira na zona da Lagoa Seca-Pico do Gaspar, em meados do século XV e a última na zona da Chã do Chão-Pico da Areia, no ano de 1630. Ambas estas erupções foram marcadas por uma fase inicial explosiva, hidrovulcânica devido à presença da lagoa, com a formação de um anel pomítico, a que se seguiu uma fase efusiva, com a instalação de um domo traquítico. A erupção de 1630, a mais violenta e mortífera erupção vulcânica histórica ocorrida nos Açores (com 195 mortes), foi responsável por importante

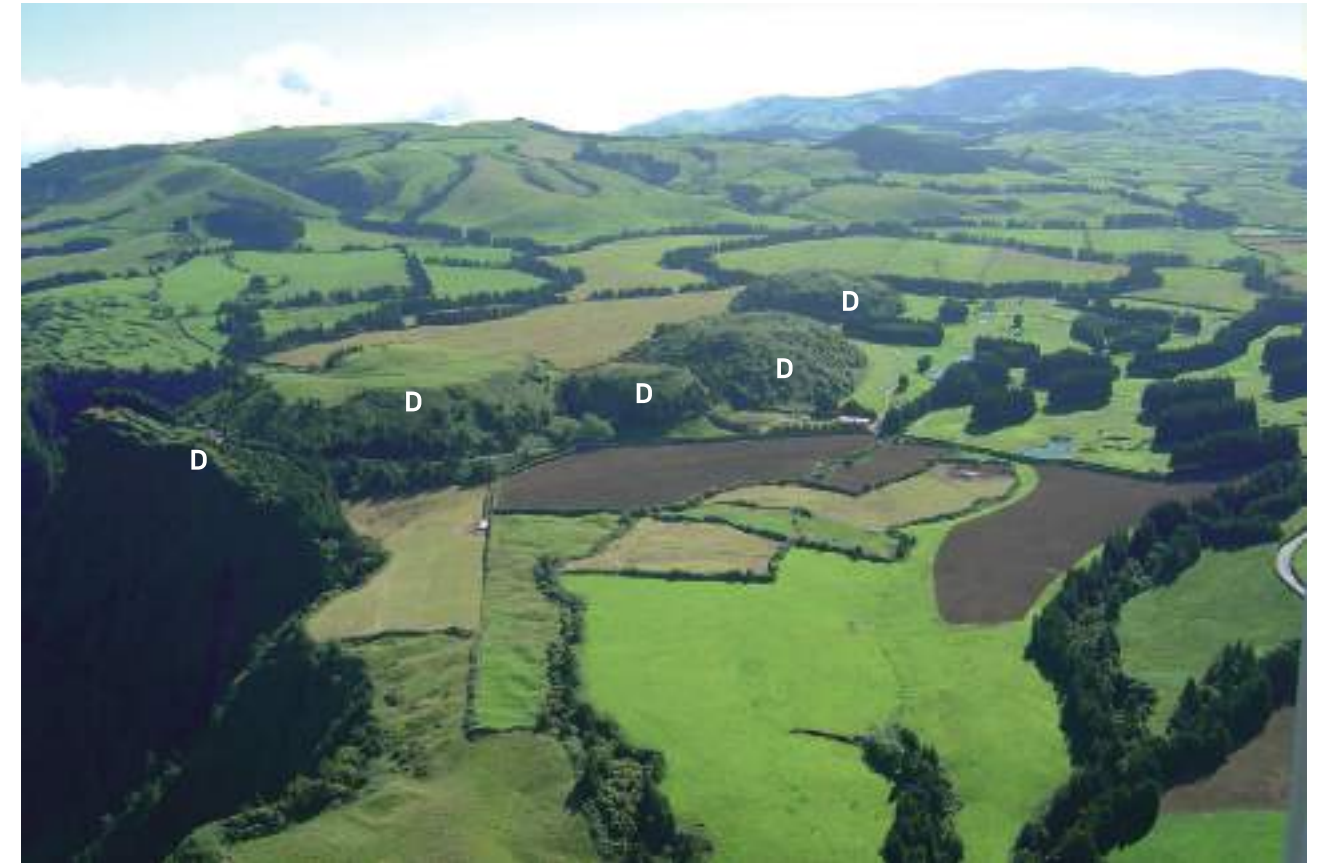


Figura 3. Alinhamento vulcano-tectónico dos domos traquíticos (D) do Pico do Ferro. Fotografia: João Carlos Nunes.

deslizamento no flanco sul do vulcão da Furnas, atualmente bem visível nas vertentes sobranceiras à Praia do Fogo, na Ribeira Quente (Fig.4).

A rica geodiversidade da região inclui cones de escórias, anéis pomíticos, campos fumarólicos, nascentes e lamas termais, águas minerais e gasocarbónicas e jazidas de carvão e de diatomitos. Os campos fumarólicos da Chã das Caldeiras (implantado em plena freguesia), da lagoa das Furnas e da Ribeira dos Tambores apresentam uma diversidade importante, incluindo fumarolas dos tipos *boiling waters*, *mud pools* e *steaming grounds* (Fig.5)

A caldeira do Vulcão das Furnas é o principal geossítio terrestre do Geoparque Açores – Geoparque Mundial da UNESCO,

Figura 4. Cicatriz (C) do deslizamento associado à erupção de 1630 A.D., sobranceiro à Praia do Fogo (Ribeira Quente), na costa sul da ilha de São Miguel. Fotografia: João Carlos Nunes.





Figura 5. Campo fumarólico da Chã das Caldeiras (Furnas). Fotografia: João Carlos Nunes.

de relevância internacional e onde, a par do seu valor científico, educativo, estético e económico, coabitam diversas manifestações culturais fortemente enraizadas na vivência das populações e que fazem parte integrante da oferta turística dos Açores (Figs.6 e 7).

“...Povoada de grandes Alagoas que estão parecendo mar, regada de muitas ribeiras frias e quentes...”: é nestes termos que o cronista do século XVI, Gaspar Frutuoso se refere à riqueza hidrológica da região das Furnas.

Testemunho eloquente da diversidade de águas presentes nesta zona da ilha de São Miguel são as cerca de 40 nascentes de águas minerais e de águas termais, esta últimas localizadas na sua maioria junto ao povoado das Furnas. São águas quentes, frias, tépidas, hipertermais, muito mineralizadas, pouco mineralizadas, gasocarbónicas, ferruginosas, silicatadas, bicarbonatadas, sulfúreas... Para além de quimismo variável, as nascentes de águas hipertermais e os campos fumarólicos das



Figura 6. Piscina termal do Parque Terra Nostra. Fotografia: João Carlos Nunes.

Furnas exibem raras, excêntricas, coloridas e cientificamente muito relevantes comunidades de microrganismos extremófilos, frequentemente sob a forma de biofilmes.

Tão notável conjunto de águas justifica as palavras escritas, em 1930, pelo médico francês Dr. Justin Besançon: “*Par ses richesses naturelles, comme par sa situation géographique exceptionnelle, Furnas mérite de constituer le bastion avancé des hydro-poles européennes*”. E cujas propriedades terapêuticas, muitas vezes conjugadas com as das lamas termais da Caldeira de Pero Botelho, justificaram a construção, em 1863, do balneário termal dos Banhos Novos, atualmente adaptado a uma infraestrutura hoteleira e SPA termal.

É a grande diversidade de tipos de águas presentes num contexto geográfico de reduzidas dimensões, que faz das Furnas a mais importante das hidrópoles europeias! Onde a presença de uma importante rede de drenagem superficial, com inúmeros cursos de água e a omnipresente Lagoa das Furnas, completam o cortejo de recursos hídricos desta região.

Pela sua expressão superficial, a bacia hidrográfica da Ribeira Quente e a Lagoa das Furnas representam os mais importantes elementos hidrológicos das Furnas. A lagoa, implantada a uma cota de 280 m e cuja bacia hidrográfica ocupa uma área de 12 km², tem uma profundidade máxima de 15 m e armazena um volume de água de cerca de 14 milhões de m³.

Pela pena do cronista seiscentista, Gaspar Frutuoso percebe-se a origem do nome desta freguesia, porque “...se alevantam grandes fumaças de umas bocas da terra como de fúrias infernais, a que comumente chamam Furnas...”.

Mais tarde, e com maior relevância sobretudo a partir do século XVII, as Furnas revelam-se como um polo termal e uma estância de veraneio por excelência, cativando e deslumbrando visitantes e turistas, nacionais e estrangeiros, simples viajantes ou cientistas e escritores famosos. Todos atraídos pelos magníficos cenários paisagísticos, pela diversidade e riqueza da vegetação, pelos jardins de plantas exóticas – com especial destaque para o Parque Terra Nostra – pela variedade de nascentes minerais e termais e suas propriedades medicinais e relaxantes e pelos campos fumarólicos e iguarias gastronómicas que propiciam, onde se destaca o famoso “cozido das Furnas”, um verdadeiro “geo-cozido” confeccionado durante 5 a 6 horas enterrado no solo geotérmico associado ao campo fumarólico da lagoa das Furnas (Fig.8).

A existência de um património imóvel classificado (como o Parque D. Beatriz do Canto e a Capela de Nossa Senhora das Vitórias), um relevante património cultural (incluindo moinhos da água, jardins botânicos e tradições religiosas e socioculturais) e o enquadramento paisagístico e geoambiental das Furnas, fazem deste geossítio um local magnífico e harmonioso, com dimensão natural, cultural e histórica.



Figura 7. Emergência da água termal “Poça da Dona Beija”, em 2010. Fotografia: João Carlos Nunes.



Figura 8. Campo fumarólico da lagoa das Furnas, onde é confeccionado o “cozido das Furnas”. Fotografia: Paulo Garcia.

As vivências ancestrais permanecem hoje bem atuantes e, nalguns casos, constituem verdadeiros ex-libris turísticos da ilha de São Miguel, e dos Açores, em especial aquelas na dependência das manifestações secundárias de vulcanismo. É o caso dos banhos termais no Parque Terra Nostra ou na Poça da Dona Beija, o cultivo do inhame e as provas de chás, de águas minerais (como a Água Azeda) e do milho doce cozido na água da Caldeira do Esguicho.

A riqueza da flora das Furnas reside, em grande parte, na presença de um elevado número de espécies exóticas que ornamentam as suas estradas, parques e jardins, onde se destacam pela sua beleza e pelo elevado número de variedades, as Cameleiras. Algumas destas espécies de flora exótica, como é o caso da Conteira, adaptaram-se de tal forma às condições edafoclimáticas dos Açores que se tornaram invasoras, ameaçando a flora nativa do arquipélago.

Contudo, em locais de mais difícil acesso ou de declives acentuados, ainda é possível observar pequenos núcleos de flora endémica, incluindo espécies como o Azevinho e o Louro e, nas margens da lagoa, há uma grande riqueza de musgos (briófitos).

A diversidade da avifauna é mais relevante na zona envolvente da Lagoa das Furnas (à semelhança do que acontece nas restantes zonas húmidas dos Açores) e nas zonas onde há maior abundância de vegetação e pontos de refúgio para as aves. A lagoa assume particular singularidade como ponto de passagem na rota das aves migratórias, das quais se destacam várias espécies de garças e patos bravos, e em toda a região é fácil observar espécies endémicas como o Milhafre, o Tentilhão e a Estrelinha.

Enquanto que na Lagoa das Furnas a fauna aquática inclui espécies introduzidas como a Carpa e a Perca, a zona envolvente à massa de água caracteriza-se por uma elevada riqueza em espécies de invertebrados, como moluscos e insetos.

O Morcego-dos-Açores, o único mamífero endémico do arquipélago encontra aqui nas Furnas um habitat natural!

BIBLIOGRAFIA

- Aguiar, P. (2009). Isto é o Que Acontece Quando se Adiciona a Vida à Panela! In: INOVA - Instituto de Inovação Tecnológica dos Açores (Ed.), Termalismo e Águas Engarrafadas. Perspectiva Pluridisciplinar. Livro de Actas do “Encontro Internacional de Termalismo e Turismo Termal & III Fórum Ibérico de Águas Engarrafadas e Termalismo”, 85-88.
- Cruz, J.V., Coutinho, R., Carvalho, M.R., Oskarsson, N. & Gislason, E.S. (1999). Chemistry of waters from Furnas volcano, São Miguel, Azores: fluxes of volcanic carbon dioxide and leached material. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 92, 151-167.
- DGEG. 2017. Geotermia. Energia Renovável em Portugal. Direção Geral de Energia e Geologia (Ed.), Lisboa. 54 p.
- França, Z., Cruz, J.V., Nunes J.C. e Forjaz, V.H. (2003). Geologia dos Açores: uma perspectiva actual. *Açoreana* 10 (1), 11-140.
- Freitas, A.R. (2017). Caracterização e Avaliação do Recurso Hidromineral das Quenturas, Vulcão das Furnas, Ilha de S. Miguel (Açores). Dissertação para obtenção do grau de mestre em Geologia Aplicada, Universidade de Lisboa. 140 p.
- Guest, J.E., J.M. Pacheco, P.D. Cole, A.M. Duncan, N. Wallenstein, G. Queiroz, J.L. Gaspar & T. Ferreira (2015). Volcanic Geology of São Miguel Island (Azores Archipelago): The volcanic history of Furnas Volcano, São Miguel, Azores. *Geological Society of London Memoirs*, 44, Chapter 9; 125-134.
- Nunes, J.C. (2004). Geologia. En: Forjaz, V.H. Atlas Básico dos Açores. Observatório Vulcanológico e Geotérmico dos Açores. Ponta Delgada, 60-62.
- Nunes, J.C., França, Z., Forjaz, V.H., Macedo, R. & Lima E.A. (2004). Poligenetic volcanoes of Azores archipelago (Portugal): size, nature, eruptive styles and related volcanic hazard. Poster - “32nd International Geological Congress – Abstracts (part 1)”. Agosto. Firenze. Itália; 336 p.
- Nunes, J.C., R.I. Tilling & G.E. Sigvaldason (Guest-Editors). (2006). Volcanic Geology of The Azores Islands. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, Special Issue. Elsevier, Netherlands. Volume 156, Issues 1-2, 1-186. 10.1016/j.volgeores.2006.03.007
- Nunes, J.C., Carvalho, J.M., Carvalho, M.R., Cruz, J.V., Freire, P. e Amaral, J.L. (2007). Aproveitamento e valorização de águas termais no Arquipélago dos Açores. In: H.I. Chaminé e J.M. Carvalho (Ed.) – O Valor Acrescentado das Ciências da Terra no Termalismo e no Engarrafamento da Água. II Fórum Ibérico de Águas Engarrafadas e Termalismo. Departamento de Engenharia Geotécnica/Laboratório de Cartografia e Geologia Aplicada (LABCARGA), Instituto Superior de Engenharia do Porto, 209-230.
- Nunes, J.C. e LIMA, E.A. (2012). Fajã Grande e Fajãzinha, Caldeirão, Vulcão dos Capelinhos, Montanha do Pico, Cordilheira Vulcânica Central, Caldeira e Furna do Enxofre, Algar do Carvão, Caldeira das Furnas, Arribas da Ponta do Castelo. In Porto Editora (Ed.) Património Geológico. Geossítios a visitar em Portugal / Geological Heritage. Geosites to visit in Portugal. Porto; 106-123.
- Nunes, J.C. (2014). The Azores Archipelago: Islands of Geodiversity. In: P. Erfurt-Cooper (Ed.) – Volcanic Tourist Destinations. Chapter 4. Springer, Ed.; 57-68.
- Nunes, J.C., Carvalho, J.M., Oliveira, e L.C. (2015). Águas Termais dos Açores: Passado, Presente e Futuro. *Balnea* 10; 279-288.



DISCORDÂNCIA PALEOZOICO/MESOZOICO DA PRAIA DO TELHEIRO

Arriba litoral sobre o Atlântico

José Tomás Oliveira¹ e Paulo Fernandes²

¹LNEG - Laboratório Nacional de Energia e Geologia.

²Universidade do Algarve

A costa portuguesa da região SW é marcada por inúmeras arribas litorais associadas à erosão das rochas do soco paleozoico da Zona Sul Portuguesa e, mais a sul, das litologias sedimentares da Bacia mesozoica do Algarve. A falésia da praia do Telheiro é não só um cenário paisagístico de grande beleza (Figs.1 e 2), pelas cores fortes em contraste com o azul do oceano, mas também um geossítio de grande valor geológico e científico, ao exibir uma discordância angular de referência para a estratigrafia da região SW da Península Ibérica.

Neste pequeno promontório da costa atlântica, situado cerca de 6 km a noroeste de Sagres e 1 km a norte do Cabo de São Vicente, Algarve, observam-se os afloramentos mais meridionais dos turbiditos do Grupo do Flysch do Baixo Alentejo, representados pela Formação da Brejeira, a unidade superior do Grupo, assim como a Formação de Arenitos de Silves. A Figura 2 expõe a importância deste património geológico, verdadeiro geossítio da Cadeia Varisca Europeia, mostrando a vista panorâmica da arriba com exposição orientada sensivelmente norte-sul, onde mostra as características geológicas mais marcantes deste geomonumento. Na Fig.3 observa-se de cima para baixo:

- 1 - A superfície aplanada onde se encontram preservadas cascalheiras correspondentes a uma praia levantada do Quaternário (nível dos 30 m), não visíveis na fotografia.
- 2 - A Formação de Arenitos de Silves, do Triássico Superior (240 a 205 Ma), datada por uma associação fóssilífera pobre, com ossos de tetrápodes (estegocéfalos), anfíbios (*Metaposaurus*) e bivalves (euesterídeos). A recente datação palinológica de uma camada de silto-argilitos posicionada na base da unidade forneceu pólenes que indicam a idade de Carniano inferior (ca. 235 Ma). A unidade é constituída por bancadas de arenito e siltito avermelhados, por vezes com intercalações pouco espessas de conglomerados. As bancadas areníticas apresentam-se maciças, com granoselecção positiva e com estratificação cruzada de larga escala. Os arenitos finos e os siltitos podem apresentar laminação cruzada associada a *ripples* de corrente. As



Figura 1. Erosão litoral na Costa Vicentina junto à Praia do Telheiro, orientação NNE-SSW. Fotografia: autores do artigo.



Figura 2. Exposição da discordância Carbonífero/Triássico Superior nas arribas da Costa Vicentina junto à Praia do Telheiro, orientação W-E. Fotografia: autores do artigo.

bancadas expostas no afloramento correspondem à parte inferior da unidade e têm espessura total da ordem dos 8 m. A tonalidade avermelhada dos sedimentos (indicando a presença de óxidos de ferro) e as estruturas sedimentares sugerem deposição na parte intermédia de leques aluviais desenvolvidos em região continental com clima árido.

- 3 - Discordância angular da Formação de Arenitos de de Silves sobre os turbiditos da Formação da Brejeira. Esta discordância abarca o período de tempo correspondente a 55 Ma, durante o qual se deu a elevação e erosão de parte significativa da Cadeia Orogénica Varisca, formada durante o final do Período Carbonífero; admitindo-se terem sido removidos pela erosão entre 3 a 5 Km da crosta continental.
- 4 - Formação de Brejeira, da Carbonífero Superior, com idade compreendida entre o Bashquiriano superior (320 Ma) e o Moscoviano superior (305 Ma), idade esta estabelecida com base em associações fossilíferas de amonoides (goniatites) e palinomorfos. É constituída por espessa (> 1.000 m) sucessão turbidítica formada por alternâncias de argilitos e grauvaques. Na arriba da praia, as bancadas de grauvaque têm espessuras de ordem centimétrica a decimétrica e aparecem em relevo devido à sua maior resistência à erosão. Observação cuidada destas bancadas mostra que no seu interior apresentam granoselecção, laminação paralela e cruzada (sequência de Bouma), na base figuras de carga, de arraste e turbilhonares (*flutes*), e no topo marcas de corrente. A unidade apresenta-se afetada pela Orogenia Varisca, caracterizada principalmente por dobras com clivagem tectónica associada, de que a dobra no centro da fotografia constitui excelente exemplo. Na fotografia são ainda visíveis pequenas falhas afetando as bancadas turbidíticas. Estas falhas desaparecem na discordância angular, provando que também elas se formaram durante a Orogenia Varisca.

- 5- Superfície atual da plataforma de abrasão marinha, predominantemente rochosa devido à forte ação erosiva do mar.

BIBLIOGRAFIA

- Brusatte, S. L., Butler, R. J., Mateus, O. & Steyer, J. S. (2015). A new species of Metoposaurus from the Late Triassic of Portugal and comments on the systematics and biogeography of metoposaurid temnospondyls. *Journal of Vertebrate Paleontology*, 35(3), e912988.
- Korn, D. (1997). The Palaeozoic Ammonoids of the South Portuguese Zone. *Memória 33*. Instituto Geológico e Mineiro, Lisboa, Portugal.
- Mateus, O., Butler, R. J., Brusatte, S. L., Whiteside, J. H., Steyer & J. S. (2014). The first phytosaur (Diapsida, Archosauriformes) from the Late Triassic of the Iberian Peninsula. *Journal of Vertebrate Paleontology*, 34(4), 970-975.
- Oliveira, J. T., Horn, M. & Paproth, E. (1979). Preliminary note on the stratigraphy of the Baixo Alentejo Flysch Group, Carboniferous of Portugal, and on the palaeogeographic development compared to corresponding units in Northwest Germany. *Comunicações dos Serviços Geológicos de Portugal*, vol.65: 151-168.
- Palain, C. (1976). Une série detritique terrigène. Les Grés de Silves: Trias et Lias Inferieur. *Memoria 25*. Serviços Geológicos de Portugal.
- Pereira, Z. (1999). Palinostratigrafia do Sector Sudoeste da Zona Sul Portuguesa, *Comunicações do Instituto Geológico e Mineiro*, 86: 25-58.
- Vilas-Boas, M., Paterson, N. W., Pereira, Z., Fernandes, P. & Civilli, S. (2021). Constraining the age of the first pulse of continental rifting associated with the breakup of Pangea in Southwest Iberia. EGU-1346.



Figura 3. Discordância Paleozoico/Mesozoico na Praia do Telheiro, orientação N-S. Fotografia: autores do artigo.



MONUMENTO NATURAL DAS PORTAS DE RÓDÃO

Majestoso pórtico aberto pelo rio
Tejo à evolução geológica do
interior centro de Portugal

Carlos Neto de Carvalho¹, Pedro Proença e Cunha² e António Antunes Martins³

¹Serviço de Geologia do Município de Idanha-a-Nova, Geopark Naturtejo Mundial da UNESCO; Instituto D. Luiz da Universidade de Lisboa; Associação de Estudos do Alto Tejo.

²Universidade de Coimbra; MARE - Centro de Ciências do Mar e do Ambiente / ARNET - Rede de Investigação Aquática; Departamento de Ciências da Terra - FCTUC

³Departamento de Geociências da Universidade de Évora, Instituto de Ciências da Terra.

No interior centro de Portugal é imprescindível visitar as majestosas Portas de Ródão. Trata-se de um Monumento Natural já formalmente protegido. Marco simbólico de uma paisagem situada na transição entre a Beira Baixa e o Alentejo, palco de rotinas e do sagrado na vivência das comunidades humanas que habitam a região, provavelmente, desde há ~460 mil anos (ka).

A área de Ródão possui relevantes valores patrimoniais que devem ser conservados e divulgados: geológicos, biológicos e culturais. A reconhecida relevância internacional tem sido suportada por diversas publicações científicas e de divulgação, desde os trabalhos de Ribeiro (1939). No património geológico existem diversificados valores, merecendo destaque os geomorfológicos, paleontológicos, estratigráficos e tectónicos. A região constitui uma das melhores áreas para se investigar e divulgar a evolução do rio Tejo (Fig.1).

As cheias do mais extenso da Península Ibérica já tiveram em Ródão invernias em que as águas atingiram 25 m acima do seu nível habitual. Nesta área, de montante para jusante, o Tejo acompanha a Serra de São Miguel para noroeste até atingir a Charneca de Ródão; aí faz um apertado cotovelo e cruza as duras cristas quartzíticas em duas gargantas (as “Portas de Ródão”). As cristas formam um magnífico sinclinal assimétrico (Fig.2). Na travessia das cristas, o Tejo apresenta mais de 250 m de incisão vertical e 45 m de largura mínima.

A sucessão do Ordovícico Inferior ao Silúrico Inferior (~485 a 435 Ma) apresenta evidências de paleobiodiversidade marinha e do contexto geodinâmico e paleoclimático da abertura do Oceano Rheic a altas paleolatitudes austrais (Fig.3). Esta sucessão e a do Grupo das Beiras (turbiditos de talude

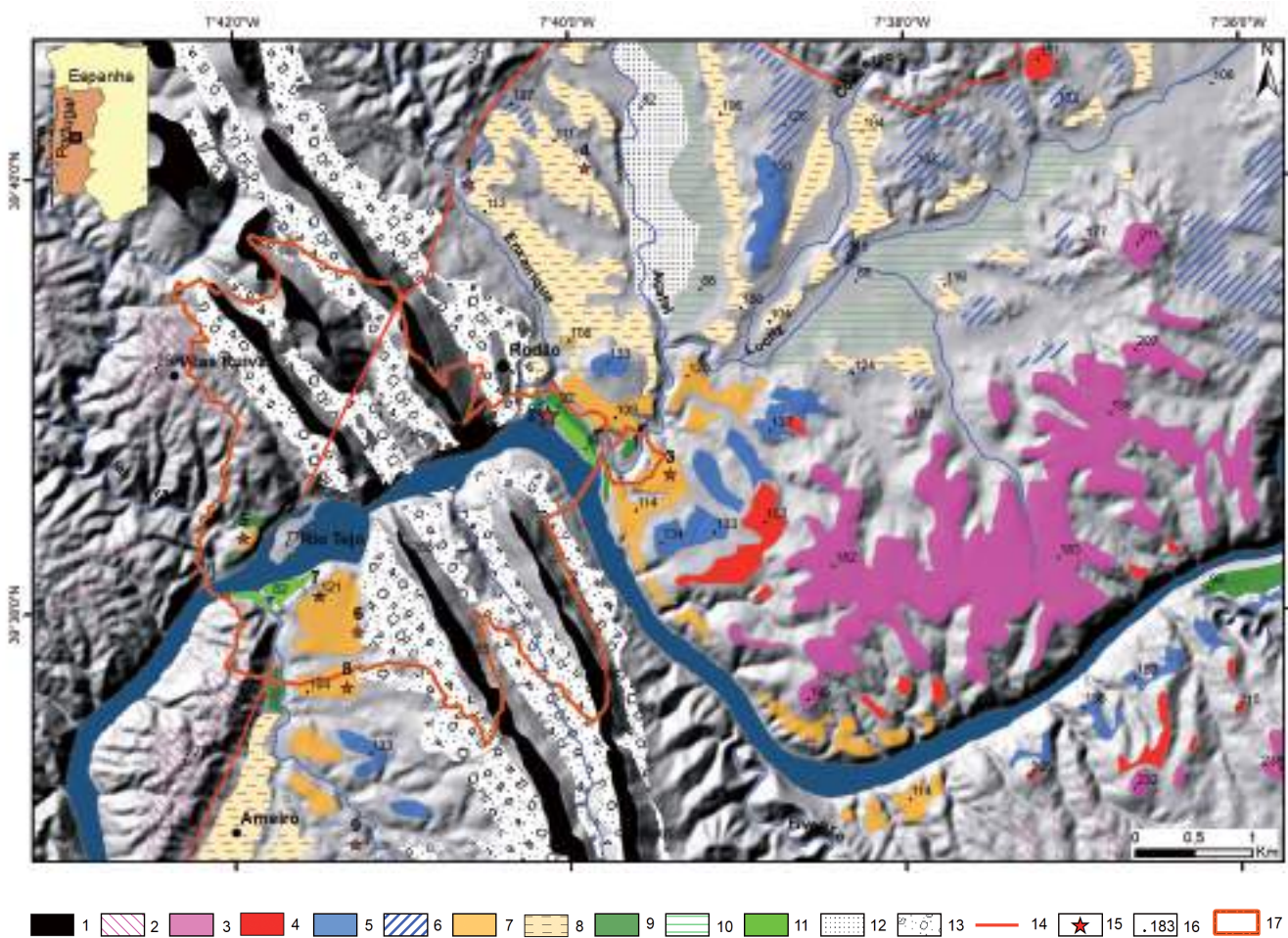


Figura 1. Mapa geomorfológico da área do Monumento Natural das Portas de Ródão. Legenda: 1- crista de quartzito ordovícico; 2- nível de erosão correlativo do terraço T1; 3- terraço T1; 4- terraço T2; 5- terraço T3; 6- nível de erosão correlativo do terraço T3; 7- terraço T4; 8- nível de erosão correlativo do terraço T4; 9- terraço T5; 10- nível de erosão correlativo do terraço T5; 11- terraço T6; 12- planície aluvial; 13- coluvião; 14- falha do Ponsul; 15- sítios arqueológicos principais; 16- altitude (m); 17 – limites da área protegida. Sítios arqueológicos de idade Paleolítico: 1- Cobrinhos; 2–Foz do Enxarrique; 3- Monte do Famaco; 4- Monte da Revelada e Alto da Revelada; 5- Vilas Ruivas; 6- Tapada do Montinho; 7- Pegos do Tejo; 8- Arneiro; 9- Azinhal. Figura: António Antunes Martins.

abissal datados de há ~600 a 540 Ma) sofreram intensa deformação progressiva durante a orogenia Varisca, formando-se o sinclinal de Ródão. De finais do Carbonífero a finais do Mesozoico arrasaram-se os relevos resultantes da orogenia Varisca, produzindo-se um aplanamento geral onde se destacaram cristas de resistência, de natureza quartzítica. A partir de meados do Eocénico formou-se a Bacia Cenozóica do Baixo Tejo, por compressão intraplaca induzida pela movimentação para NW da placa litosférica africana. A drenagem foi endorreica no período 48 – 24 Ma e depois exorreica (Atlântica) até há 9,7 Ma. No climax da compressão tectónica, começaram a definir-se as grandes escarpas tectónicas de que a falha inversa do Ponsul - Moraleja é um exemplo. A Fonte das Virtudes, com hidrotermalismo associado, está localizada nesta falha. A forte compartimentação tectónica e coevo levantamento da Cordilheira Central Portuguesa levou a que dos 9,7 aos 3,7 Ma a drenagem fosse endorreica. Contudo, um processo de transbordo da bacia cenozóica de Madrid gerou o ancestral rio Tejo Atlântico, que no intervalo ~3,7 a 1,8 Ma corria numa planície aluvial atingindo 20 km de largura e que ao atingir o litoral se abria num delta. As evidências do Tejo ancestral encontram-se nos retalhos planálticos da Formação de Falagueira (Cunha, 1996), que se estendem de Fratel a Montalvão e de Ponte de Sor à Chamusca, situados respetivamente a 350 e 200 m de altitude. Já no contexto de encaixe da rede hidrográfica, o registo geológico dos últimos 1,8 Ma permite conhecer a evolução tectónica, ambiental/paisagística, paleoclimática e das comunidades humanas primitivas.



Figura 2. Portas de Ródão, o elemento geológico mais significativo da área protegida como Monumento Natural nacional. Fotografia: Jesús Salazar Cabrera.

Mas porque no Ródão o Tejo atravessou para oeste um imponente relevo e não o fez noutra sítio? E como se explica que o Tejo tenha cortado os duros quartzitos, abrindo as imponentes Portas de Ródão?

Aos ~3,7 Ma, quando ocorreu o transbordo para oeste, da prévia endorreica bacia cenozóica de Madrid, a área de Ródão tinha espesso enchimento sedimentar, só se destacando localmente alguns pequenos relevos quartzíticos. Nas Portas de Ródão cruzam o Tejo três cavalgamentos e retrocavalgamentos paralelos e coevos da primeira fase da Orogenia Varisca, intersectados pela Falha do Ponsul. A exumação do compartimento abatido da Falha do Ponsul, uma das muitas falhas activas, revelou, por erosão diferencial, as depressões tectónicas do Arneiro e de Vila Velha de Ródão. Por outro lado, o mergulho para NNW do compartimento abatido pela falha inversa do Ponsul levou a que o Tejo ancestral corresse alto no sopé da escarpa de falha. O forte encaixe fluvial nos últimos ~1,8 Ma deve-se ao facto de num contexto de soerguimento da litosfera continental o nível do mar ter tido uma tendência de descida, apesar das oscilações glácio-eustáticas. Em áreas com substrato mais brande escavaram-se largas depressões com esca-



Figura 3. Molde interno da trilobite *Ectillaenus giganteus* apresentando o exosqueleto completo; Darriwiliano da Formação de Brejo Fundeiro. Comprimento máximo de 10 cm. Fotografia: Sofia Pereira.

darias de seis terraços fluviais, enquanto se geraram vales encaixados nos xistos/metagrauvaques, ou estreitas gargantas nas duras cristas quartzíticas que, foram progressivamente, exumadas das coberturas sedimentares.

No Monumento Natural das Portas de Ródão merecem especial destaque os sítios arqueológicos que documentam a chegada aqui das comunidades humanas primitivas (Raposo *et al.* 1993), provavelmente desde há ~460 ka. Sucedeu-se a chegada dos Neandertais há ~200 ka e o seu desaparecimento há 42 ka. Já no Último Período Glacial, coevo da extinção de grandes mamíferos, como o elefante *Palaeoloxodon antiquus*. Pela mesma altura, surgem as comunidades de humanos modernos, num conteúdo climático frio e seco.

A monumental forma de relevo que celebra a importância deste rio maior do espaço Ibérico, muito relevante como via, recurso, símbolo e espaço sagrado para as gentes que aqui têm vivido, sempre com um “coração maior do que as Portas”. As Portas de Ródão tornaram-se o símbolo de Vila Velha de Ródão (Neto de Carvalho 2020) e uma referência geoturística para o Geopark Naturtejo Mundial da UNESCO.

Aqui se desenvolveu um dos trabalhos pioneiros de inventariação do património geológico em Portugal (Cunha e Martins 2000). A evolução cultural do Homem no Ródão pode ser encontrada no Centro de Interpretação da Arte Rupestre do Tejo. Cinco percursos geoturísticos percorrem o Monumento Natural permitindo fazer uma leitura da paisagem nos programas educativos realizados e descobrir, nomeadamente, os testemunhos de uma das mais importantes explorações mineiras romanas da Península Ibérica, o “Conhal do Arneiro” (sintetizado em Cachão *et al.* 2020; Fig.4). A Foz do Enxarrique, um dos geossítios mais relevantes pelos testemunhos de alimentação e tecnologia preservados de uma das derradeiras comunidades de Neandertais, tem vindo a ser musealizado com o objectivo de se



Figura 4. O Conhal do Arneiro, uma grande mina de ouro explorada durante o período romano e que levou ao desmonte total do terraço T4 do rio Tejo depositado nesta estrutura do tipo *graben*. Fotografia: Sofia Pereira.

tornar uma aula prática para estudantes de arqueologia e uma atracção turística imperdível para quem quer conhecer as Portas de Ródão na sua dimensão do Tempo (Fig.5).



Figura 5. Valorização do geossítio da Foz do Enxarrique, de importância internacional, com painel panorâmico de interpretação da paisagem que daqui se tinha há cerca de 30 mil anos. O seu enquadramento numa estrutura de interpretação e usufruto mais complexa permite o desenvolvimento de actividade educativas e é um motivo maior de atracção (geo)turística na zona ribeirinha de Vila Velha de Ródão. Em baixo, emi-mandíbula direita de *Cervus elephus*, um entre 958 vestígios de fauna recuperados na Foz do Enxarrique. Fotografias: Carlos Neto de Carvalho e Silvério Figueiredo.

BIBLIOGRAFIA

- Antunes, M.T. e Cardoso, J.L. (1992) Quaternary elephants in Portugal: new data. *Ciências da Terra*, 11, 17-37.
- Cachão, M., Neto de Carvalho, C. e Carvalho, M.R. (2020) As riquezas do *Ager Olisiponensis*. Lisboa Romanal-Felicitas Iulia Olisipo, II: O território e a memória. Ed. Caleidoscópio, 42-70.
- Cunha, P.P. (1996) Unidades litostratigráficas do Terciário da Beira Baixa (Portugal). *Com. Inst. Geol. e Min.*, 82, 87-130.
- Cunha, P.P. (2019) Cenozoic Basins of Western Iberia: Mondego, Lower Tejo and Alvalade basins. In: C. Quesada and J.T. Oliveira (eds). *The Geology of Iberia: A Geodynamic Approach*. Springer, Vol. 4 – Cenozoic Basins, Chapter 4, 105-130.
- Cunha, P.P. e Martins, A.A. (2000) Património geológico e geomorfológico da área de Vila Velha de Ródão. *Estudos do Quaternário*, 3, 91-104.
- Cunha, P.P., Cura, S., Cunha Ribeiro, J.P., Figueiredo, S., Martins, A.A., Raposo, L., Pereira, T. e Almeida, N. (2017b) As indústrias do Paleolítico Inferior e Médio associadas ao Terraço T4 do Baixo Tejo (Portugal central): arquivos da mais antiga ocupação humana no oeste da Ibéria, com ca. 340 ka a 155 ka. *Journ. Lithic Stud.*, 4(3), 27-56.
- Cunha, P. P.; de Vicente, G. & Martín-González, F. (2019a) Chapter 5 - Cenozoic Sedimentation Along the Piedmonts of Thrust Related Basement Ranges and Strike-Slip Deformation Belts of the Iberian Variscan Massif. pp. 131-165. In: C. Quesada and J. T. Oliveira (eds). *The Geology of Iberia: A Geodynamic Approach*. Springer, Vol. 4 – Cenozoic Basins.
- Cunha, P.P., Martins, A.A., Buylaert, J.-P., Murray, A.S., Gouveia, M.P., Font, E., Pereira, T., Figueiredo, S., Ferreira, C., Bridgland, D.R., Yang, P., Stevaux, J.C. & Mota, R. (2019b) The lowermost river terrace at Foz do Enxarrique, Portugal: a palaeoenvironmental archive from c. 60-35 ka and its implications for the last Neanderthals in westernmost Iberia. *Quaternary*, 2(3).
- Gouveia, J. (2009) Monumento Natural das Portas de Ródão. *Açafa Online*, 2, 1-75.

- Gouveia, M.P., Cunha, P.P., Falguères, C., Voinchet, P., Martins, A., Bahain, J.-J. & Pereira, A. (2020) Electron spin resonance dating of the culminant allostratigraphic unit of the Mondego and Lower Tejo Cenozoic basins (W Iberia), which predates fluvial incision into the basin-fill sediments. *Global and Plan. Change*, 184, 103081.
- Martins, A., Cabral, J., Cunha, P.P., Stokes, M., Borges, J., Caldeira, B. & Martins, A.C. (2017) Tectonic and lithological controls on fluvial landscape development in central-eastern Portugal: insights from long profile tributary stream analyses. *Geomorphology*, 276, 144-163.
- Metodiev, D., Romão, J., Dias, R. e Ribeiro, A. (2009) Sinclinal de Vila Velha de Ródão (Zona Centro-Ibérica, Portugal): litostratigrafia, estrutura e modelo de evolução da tectónica Varisca. *Com. Geol.*, 96, 5-17.
- Neto de Carvalho, C. (2020) Geodiversidade e outros elementos identitários na heráldica autárquica do território do Geopark Naturtejo Mundial da UNESCO. *Açafa Online*, 13, 25-37.
- Pereira, T., Cunha, P.P., Martins, A., Nora, D., Paixão, E., Figueiredo, O., Raposo, L., Henriques, F., Caninas, J., Moura, D., Bridgland, D. (2019) Geoarchaeology of the Cobrinhos site (Vila Velha de Ródão, Portugal) – A record of the earliest Mousterian in western Iberia. *Jour. of Arch. Sc. Rep.*, 24, 640-654.
- Raposo, L., Salvador, M. e Pereira, J.P. (1993) O Acheulense no Vale do Tejo, em território português. *Arqueologia & História*, 10(3), 3-29.
- Ribeiro O. (1939) Observations géologiques et morphologiques dans les environs de Vila Velha de Ródão. *Rév. Géog. Phys. Géol. Dyn.*, 12(4), 491-493.
- www.naturtejo.com

Agradecimentos

Foi recebido da FCT financiamento atribuído ao MARE (BASE) (<https://doi.org/10.54499/UIDB/04292/2020>), ao MARE (Programático) (<https://doi.org/10.54499/UIDP/04292/2020>) e ao AR-NET (<https://doi.org/10.54499/LA/P/0069/2020>)

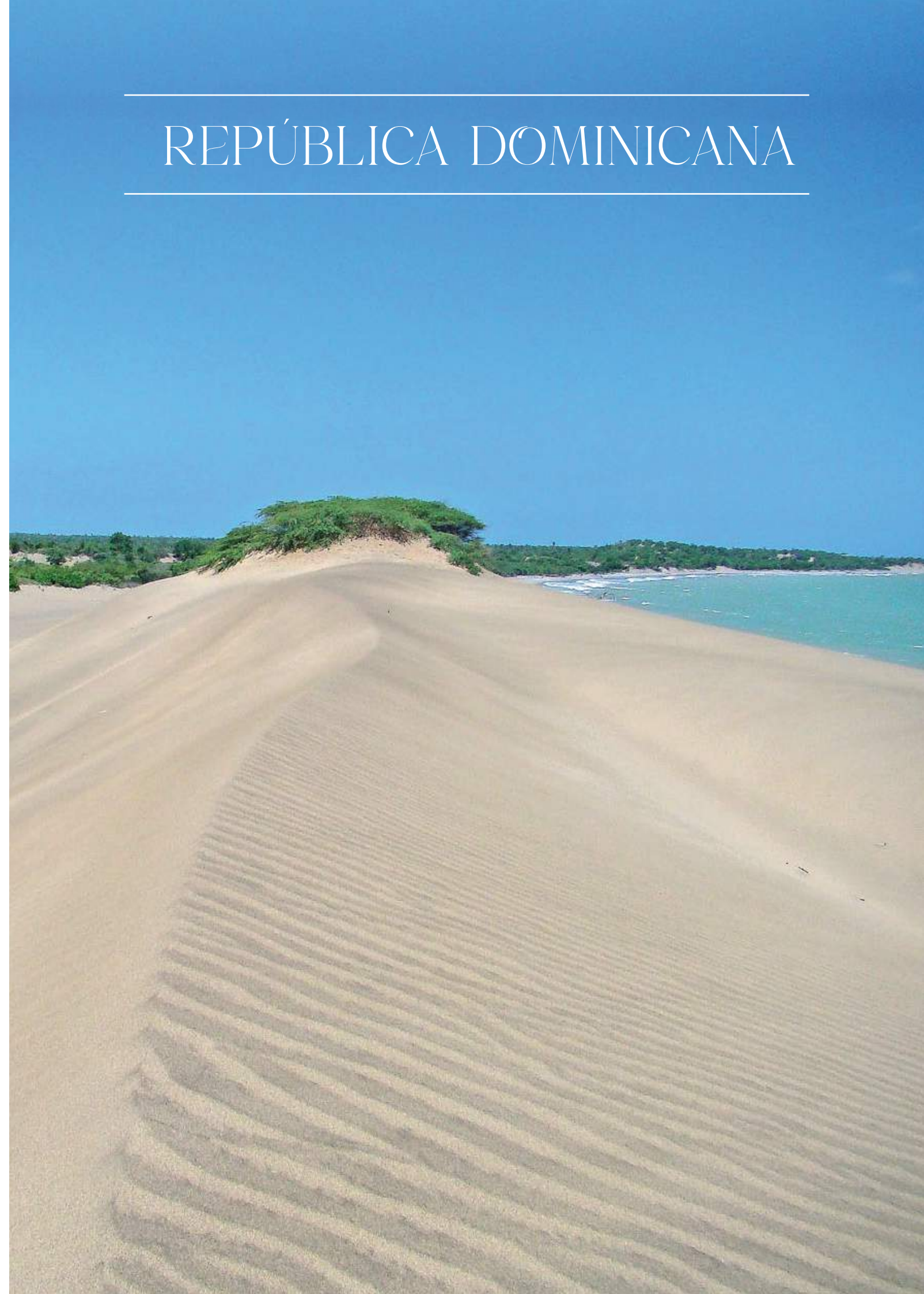
REPÚBLICA DOMINICANA

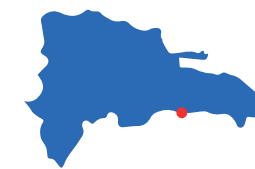


Mapa: modificado de Alexrk2.

- 1- Los Tres Ojos
- 2- Dunas de Baní
- 3- Arrecifes del Mirador Sur P3
- 4- El Morro de Monte Cristi
- 5- Cueva de Borbón o El Pomier

Dunas de Baní. Fotografía: Jessica López y Arnold Evangelista.





LOS TRES OJOS

Conjunto de cavernas más sobresaliente en formación kárstica y la conservación de ecosistemas

Jessica López¹ y Arnold Evangelista¹

¹Servicio Geológico Nacional Dominicana (SGN)

En el parque Mirador del Este, en Santo Domingo Este, se encuentran localizadas las cuevas de los Tres Ojos. Se trata de una caverna compuesta por un gran lago de agua dulce, descubierta en 1916, esta se dividió hace miles de años, producto de un fenómeno natural, dando lugar a cuatro hermosas y características cuevas, comunicadas entre sí.

El nombre deriva de la forma en ojo que se observa en los tres lagos interiores, mientras que hay un único lago que se aprecia desde fuera. Se cree que la cueva era frecuentada por antiguos aborígenes de La Española.

Los cuatro lagos principales son:

- Aguas Azufradas: Tiene cuatro metros de profundidad y se aprecia en su fondo un componente blanquecino que se pensó que era azufre, de ahí el nombre del lago, pero luego se descubrió que era calcio y otros minerales (Fig.1).
- La Nevera: Cuenta con 5,4 metros de profundidad; es el más frío de los tres, puesto que no le llega la luz solar. Su temperatura varía entre los 15 y 21 °C. (Fig.2).



Figura 1. Lago Azufre, Este es el primer lago que se ve a la entrada y aunque tiene el mismo tono azul y transparente que el resto de lagos, se pueden apreciar zonas blanquecinas en la superficie. Fotografía: Jessica López y Arnold Evangelista.



Figura 2. Ojo o Lago La Nevera, Es el segundo lago más grande y tal como su nombre indica es también el más frío. Fotografía: Jessica López y Arnold Evangelista.



Figura 3. Lago de las Damas, Es el segundo lago que nos encontramos y se caracteriza por su poca profundidad y por ser el más pequeño de todos. Fotografía: Jessica López y Arnold Evangelista.

unas cuevas con otras y te permitirá contemplar en las paredes los curiosos dibujos de los antiguos taínos.

Se trata de un paraje de gran belleza localizado en el Parque Mirador del Este, resultado de la meteorización química de las calizas arrecifales de la Fm. La Isabela, concretamente del nivel correspondiente a la Superficie Intermedia de la Llanura Costera del Caribe, coincidente con la terraza de +30 m. Su interés principal en base a su contenido es de tipo geomorfológico, con un interés subordinado de tipo hidrogeológico; por su utilización es de tipo turístico y, en menor medida, didáctico y científico, en tanto que su ámbito de influencia es local.

Posee una notable riqueza de formas kársticas, destacando una dolina de diámetro cercano a 50 m transformada en laguna. A ella puede accederse por un sistema de cuevas con abundantes estalactitas y estalagmitas, además de diversas lagunas subterráneas.

- Lago de las Damas: Con 2,5 metros de profundidad en la zona de mayor profundidad. Antiguamente se usaba como balneario para las mujeres y los niños. (Fig.3).
- Los Zaramagullones: El curioso nombre que recibe el lago se debe a unos patos autóctonos de la zona. Con 6,1 metros de profundidad, el bonito lago se encuentra rodeado de una exuberante vegetación, ya que se trata de la única cavidad que se encuentra al aire libre (fig.4).

El Parque Nacional de Los Tres Ojos además de ser un monumento geológico y natural, también cuenta con vestigios de los aborígenes de la Isla Hispaniola (República Dominicana), los Taínos, que dejaron evidencias del uso ceremonial y religioso que le daban a las cuevas. Para más información al respecto <https://www.visitarepublicadominicana.org/los-tres-ojos-santo-domingo>.

Se puede disfrutar de los lagos navegando en pequeños botes que el parque pone a disposición de los visitantes. El acceso a las cavernas es fácil para el público visitante, y se hace por medio de cómodas escaleras de descenso.

También se pueden realizar un recorrido por el interior de las cavernas, podrás ver que comunican



Figura 4. Lago Zaramangullones, en el Parque Nacional de los Tres ojos. Corresponde a un colapso de dolina sobre la Fm. Isabela, datado de hace 250.000 años. Fotografía: Jessica López y Arnold Evangelista.

Geológicamente la unidad está constituida fundamentalmente por calizas arrecifales correlacionables con los materiales similares que definieron como Fm. La Isabela en las proximidades de esta localidad.

Donde la exposición lo permite, se observa una cierta zonación en la composición de los corales constructores principales, similar a la observada en otras áreas de la República Dominicana. En la zona del núcleo de la construcción situada hacia tierra predominan las colonias masivas en domos de *Montastrea annularis* y especies de *Diploria*. La construcción se extiende tierra adentro con parches discontinuos de extensión lateral métrica a decamétrica. En la zona del núcleo, que corresponde a la zona de rompiente, el coral de ramas muy gruesas *Acropora palmata* aparece junto a colonias masivas de *Montastrea annularis*, *Siderastrea*, *Diploria* y *Porites*. Hacia el mar incrementan las proporciones de colonias de ramas finas de *A. prolifera* y *A. cervicornis*, que acaban siendo dominantes. A mayor profundidad pasan a dominar de nuevo las colonias masivas de *Montastrea*, *Diploria* y *Porites*.

Pese al abundante contenido faunístico que incluyen, su edad se basa exclusivamente en las dataciones efectuadas por, sobre varias muestras tomadas a +6-7 m de altura, de las que se deduce una edad de 121 ± 9 ka, lo que sitúa su depósito en el Estadío Isotópico Marino 5e (MIS 5e), que corresponde a un intervalo de edad de 117-128 ka. De acuerdo a lo anteriormente mencionado, el depósito de la Fm. La Isabela en esta zona de la Llanura Costera del Caribe se habría producido durante el Pleistoceno Medio-Superior.

BIBLIOGRAFÍA

Díaz de Neira, A. (2010). Mapa Geológico de la Hoja a E. 1:50.000 n° 6271-III (Santo Domingo) y Memoria correspondiente. Proyecto de Cartografía Geotemática de la República Dominicana. Programa SYSMIN, Proyecto (Llanura Costera Oriental), Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo.

Geister, J. (1982). Pleistocene reef terraces and coral environments at Santo Domingo and near Boca Chica, southern coast of the Dominican Republic. 9ª Conferencia Geológica del Caribe (Santo Domingo, 1980), 2, 689-703.

Lea, D.W., Martin, P.A., Pak, D.K. & Spero, H.J. (2002). Reconstruction a 350 kyhistory of sea-level using planktonic Mg/Ca and oxygen isotope records from a Cocos Ridge core. Quaternary Science Reviews, 283, 283–293.

Marcano, E. y Tavares, I. (1982). Formación La Isabela, Pleistoceno temprano. Publicaciones especiales Museo Nacional de Historia Natural, 3, Santo Domingo, 30 pp.

Schubert, C. y Cowart, J.B. (1982). Terrazas marinas del pleistoceno a lo largo de la costa suroriental de la Rep. Dominicana: cronología preliminar. 9ª Conferencia Geológica del Caribe (Santo Domingo, 1980), 2, 681-688.



DUNAS DE BANÍ

Sistema de dunas costeras más importante del caribe

Jessica López¹ y Arnold Evangelista¹

¹Servicio Geológico Nacional Dominicana (SGN)

El maravilloso paisaje de Las Dunas de Baní es un tesoro nacional de la República Dominicana, gracias a sus altas montañas de arena blanca fina y el sol tan cálido como en pocos lugares del país. Esta reserva científica que responde al nombre original de Monumento Natural Félix Servio Ducoudray, es considerada uno de los espacios naturales más hermosos de la isla (Fig.1).

El Monumento Natural Las Dunas de Las Calderas, fue creado mediante el Decreto No.233-96, incorporada al Sistema Nacional de Áreas Protegidas en la Ley General de Medio Ambiente y Recursos Naturales No.64-00. Sus límites fueron reducidos por la Ley Sectorial de Áreas Protegidas No.202-04. Actualmente posee una superficie de 20km². No dejes que te sigan contando y arma ese viaje pronto para que te dejes encantar de un atardecer en las dunas.

Las dunas de Baní se localizan en la península de Las Calderas, entre las poblaciones de Matanzas, Las Calderas y Las Salinas, en la provincia de Peravia, en la República Dominicana (Figs.2 y 3). El interés cultural traspaso los límites nacionales situándose como una de los lugares rupestres más importantes del mundo por su legado histórico, natural y prehistórico.



Figura 1. Vista del paisaje de las Dunas de Bani. Fotografía: Jessica López y Arnold Evangelista.



Figura 2. Vista del paisaje de las dunas hacia la bahía de las calderas. Fotografía: Jessica López y Arnold Evangelista.



Figura 2. Farallones. Fotografía: Jessica López y Arnold Evangelista.

Estas arenas son removidas por la acción del mar y el viento y generan las espectaculares dunas que hoy observamos en el área protegida. La altura de Las Dunas llega a alcanzar los 35 metros. Si eres amante de las aves es bueno que sepas que en esta área se reportan alrededor de 124 especies de aves, provenientes de 40 familias. Dentro de estas se pueden observar el Playerito Cabezón, Gaviotica, Bubí Pardo, Gavión, Gaviota Sombria, entre otras.

Como destino para el ecoturismo, las aventuras y la recreación, el Monumento Natural Las Dunas de Las Calderas, es la más grande y relevante del Caribe insular. Ofrece una gran belleza escénica. Las Dunas evitan la sedimentación de la bahía, protegen a las comunidades del entorno de vientos huracanados y albergan especies singulares adaptadas a estos ambientes secos y salinos. De ahí su importancia para las investigaciones científicas.

Esta área provee ambientes de relevancia para especies migratorias y costeras. El área protegida de Las Dunas, está formada por suelos calizos del Mioceno sobre los que se encuentran depósitos de calizas arrecifales del Pleistoceno. Las arenas de estas dunas se generaron por un fenómeno natural que inició en la época del Pleistoceno y están compuestas principalmente por cuarzo y feldespato provenientes de los sedimentos arrastrados por el Arroyo Bahía. Estos son producidos por la acción de corrientes del Mar Caribe y el viento, encargándose de acumular las arenas, formando así las espectaculares dunas que existe en el área protegida. Para mayor información <https://cnsur.com.do/2022/03/24/dunas-de-bani-un-desierto-en-la-republica-dominicana/>.

La Dunas de las Calderas en Baní ocupan gran parte de la península extendiéndose por 15 kilómetros en línea recta y la altura máxima que alcanza es de 35 metros. Desde la cima más alta de las dunas se aprecia en un lado, la hermosa Bahía de Las Salinas y al otro lado, la hermosa Playa Salinas, de agua muy salada, conocida por sus poderosas olas ideales para practicar windsurf.

Esta formación se localiza exclusivamente sobre el cordón litoral del extremo oriental de la hoja geológica Sabana Buey (6070-I), donde es el resultado de la deflación y retrabajamiento de aquel, por lo que aparece constituida por arenas en las que predominan los componentes bioclásticos, con una pequeña fracción de origen volcánico. El espesor del manto eólico oscila entre uno y dos metros. En las grandes dunas parabólicas el espesor total del depósito supera la decena de metros.

Presentan un desarrollo importante, aunque restringidas al sector suroccidental de la hoja, donde cubren un amplio cordón litoral generado por la deriva litoral dirigida de este a oeste. Los vientos dominantes que han propiciado dicha deriva han creado el extenso manto eólico y diversas dunas parabólicas cuyos brazos llegan a alcanzar un kilómetro de longitud, señalando aportes en sentido ESE-ONO.

Los atardeceres de este destino son uno de sus mayores atractivos, sin embargo, su mayor riqueza está en los minerales, flora y fauna que habitan allí. El área es de bosque seco subtropical, con una importante flora compuesta por especies nativas como melón espinoso, cactus, uva de playa, Saona cimarrona, cayucos, guayacán, guasábara, y otras. La fauna está compuesta por lagartos y reptiles como La Iguana de la Hispaniola y varias aves como la garza egretta, insectos y artrópodos.

Este monumento natural tiene algunas áreas llanas formadas por sedimentación de playa que reciben el nombre de “salados” y que, en algunos casos, son ocupados temporalmente por aguas marinas, como es el caso de El Salado del Muerto. En la zona también se encuentran manantiales de agua dulce bajo la arena que desaparecen en tiempos de sequía, un sendero de los caracoles, como también una reserva de fósiles prehistóricos y elementos de valor arqueológico como montículos de caracoles. Las Dunas de Baní se han convertido en los últimos años en un gran atractivo turístico, tanto para visitantes extranjeros como nacionales.

El monumento natural Las Dunas de Las Calderas se localiza a unos 115 kilómetros al oeste de Santo Domingo, entre el poblado Las Calderas y Punta Salinas (Fig.4). Tome la autopista 6 de Noviem-

bre hasta Baní y allí la carretera Máximo Gómez hacia la comunidad de Salinas. Al pasar las comunidades de Matanzas y Las Calderas, los letreros le indicarán la entrada al área protegida.



Figura 4. Este tesoro nacional es un lugar de impresionante vista gracias a sus altas montañas, las pilas de sal y por su arena blanca que hacen de este, lugar un hermoso. Fotografía: Jessica López y Arnold Evangelista.

BIBLIOGRAFÍA

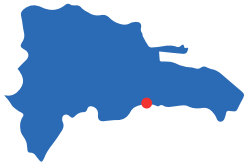
Diario Hispaniola (2020). Las Dunas de Baní: un desierto estilo “africano”, escondido en República Dominicana.

Hotels & Resorts, Catalonia (2020). <https://www.cataloniahotels.com/es/blog/dunas-de-bani-un-desierto-en-la-republica-dominicana/>

Ministerio de Medio Ambiente y Recursos Naturales (2020). La Biodiversidad en la República Dominicana, Programa EcoMar.

Pérez Valera, F. y Abad De Los Santos, M. (2010). Informe estratigráfico y sedimentológico. Programa SYSMIN II, Cartografía Geotemática de la República Dominicana. Consorcio IGME-BRGM-INYPSA. Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo.

SYSMIN II (2017). Memoria Geológica de Baní (6170-IV). Servicio Geológico Nacional.



ARRECIFES DEL
MIRADOR SUR

Antiguos arrecifes de coral
en un paleoacantilado

Jessica López¹ y Arnold Evangelista¹

¹Servicio Geológico Nacional Dominicana (SGN)

El parque Mirador Sur es el primer parque ecológico de la República Dominicana. No funciona únicamente como lugar de ocio para los amantes de la naturaleza y pulmón verde para la ciudad, sino que además, ayuda a conservar la variada flora autóctona de la región. Asimismo, su memoria se remonta a las cuevas del Farallón, habitadas por los asentamientos de las poblaciones indígenas.

El arrecife el Mirador Sur corresponde al nivel de la Fm. La Isabela que configura la Superficie Intermedia de la Llanura Costera del Caribe, constituyendo la terraza de +40 m (Fig.1). Las mejores observaciones pueden efectuarse a lo largo de la calle José Contreras, en el paleoacantilado que limita meridionalmente este conocido parque de Santo Domingo. Su contenido principal es de tipo sedimentológico, con un interés subordinado de tipo paleontológico y geomorfológico; por su utilización, posee interés científico y didáctico y su ámbito de utilización es nacional.



Figura 1: Farallón del parque Mirador Sur. Rocas Calizas arrecifales. Fotografía: Jessica López y Arnold Evangelista.

Una pequeña sección transversal a la construcción arrecifal puede observarse en los taludes de la avenida de Italia, donde afloran acumulaciones de corales masivos, destacando la presencia de Montastrea. En la calle José Contreras aparecen nuevas manifestaciones de Montastrea que alcanzan dimensiones de orden métrico.

En diversos puntos del recorrido se aprecian caídas de bloques, propiciadas por la inestabilidad del talud, que en algunos casos supera la decena de metros. Hacia el sector occidental de la calle se incrementan las formas kársticas macroscópicas, que se añaden al lapiaz desnudo que acompaña a los afloramientos de la Fm. La Isabela, siendo las más evidentes las cuevas, en las que se observan estalactitas. Este farallón de calizas formadas en el Pleistoceno, tiene un desarrollo aproximado de 6 kilómetros y está jalonado por multitud de cavernas y abrigos donde se encuentran las muestras de arte rupestre. Actualmente se contabilizan oficialmente como 11 las cuevas que se desarrollan en el farallón, aunque el número es mucho mayor si se incluyen todos los abrigos que jalonan la formación cárstica.

Un recorrido por el parque Mirador del Sur permite complementar algunos aspectos. En relación con las construcciones arrecifales, se observa en algunos puntos una morfología de cresta paralela al talud, coincidente con el armazón del arrecife. Por lo que respecta a la dinámica kárstica, son frecuentes las arcillas rojas generadas por procesos de descalcificación de las calizas de la Fm. La Isabela; de manera más concreta, la morfología endokárstica adquiere un notable desarrollo en la denominada Guácara Taína, espectacular sistema de cuevas de grandes dimensiones que alberga infinidad de estalactitas y estalagmitas de gran envergadura.

El farallón es una terraza de caliza coralina formada durante el Pleistoceno donde se suceden las cuevas y los abrigos durante todo su desarrollo (Fig.2). La vegetación corresponde al bosque tropical húmedo típico de esta parte de la isla y la fauna presente presenta especies introducidas asimiladas a la vida urbana y algunas interesantes muestras de la fauna endémica que sobreviven gracias a la protección que les brinda el área verde del parque Mirador Sur.



Figura 2. Farallones. Fotografía: Jessica López y Arnold Evangelista.

Gran parte de las cavernas del parque tienen ya un acceso mediante escalinatas que se preparó hace tiempo, pero que en la actualidad se sume en el abandono. También se colocaron letreros con el nombre de las cavernas más representativas, pero se encuentran en la misma situación que el resto de la infraestructura visitación al del farallón.

En diversos puntos del recorrido se aprecian caídas de bloques, propiciadas por la inestabilidad del talud, que en algunos casos supera la decena de metros. Hacia el sector occidental de la calle se incrementan las formas kársticas macroscópicas, que se añaden al lapiaz desnudo que acompaña a los afloramientos de la Fm. La Isabela, siendo las más evidentes las cuevas, en las que se observan estalactitas (Fig.4).



Figura 4. Abrigo y petroglifos, Situada después de la estación “10” del paseo de la Avenida Cayetano Germosén, antes de la calle que comunica la citada Avenida con la Avenida de La Salud, a pocos metros hacia el este de la cueva Caicoa I. Fotografía: Jessica López y Arnold Evangelista.

Un recorrido por el parque Mirador del Sur permite complementar algunos aspectos. En relación con las construcciones arrecifales, se observa en algunos puntos una morfología de cresta paralela al talud, coincidente con el armazón del arrecife. Por lo que respecta a la dinámica kárstica, son frecuentes las arcillas rojas generadas por procesos de descalcificación de las calizas de la Fm. La Isabela; de manera más concreta, la morfología endokárstica adquiere un notable desarrollo en la denominada Guácara Taína, espectacular sistema de cuevas de grandes dimensiones que alberga infinidad de estalactitas y estalagmitas de gran envergadura.

Los arrecifes del parque mirador sur pertenecen geológicamente a la Fm. La Isabela, se dispone con morfología escalonada entre la unidad anterior y el mar Caribe, enmarcándose en el Pleistoceno. Está integrada por calizas arrecifales depositadas con motivo de la migración de la línea de costa hacia el sur. Pleistoceno Medio-Superior.

Algunos de los puntos más importantes del Parque son la explanada de la avenida José Núñez de Cáceres, donde todos los fines de semana decenas de personas aprovechan para recrearse; también está el restaurante El lago Enriquillo; la Guácara Taína; el Parque infantil las Canquiñas; y el gimnasio al aire libre (Fig.5).

El Parque Mirador Sur tiene diferentes accesos de llegada, vías adyacentes: Avenida de la Salud, Avenida Italia, Avenida Anacaona, Avenida Luperón. El mismo tiene un área de 5 km cuadrados. El farallón del parque está ubicado en la Avenida Cayetano Germosen (Fig.6).



Figura 5. Avenida recreativa en el parque Mirador Sur. Fotografía: Jessica López y Arnold Evangelista.



Figura 6. Restaurante dentro del Parque Mirador Sur. Fotografía: Jessica López y Arnold Evangelista.

BIBLIOGRAFÍA

Belando, Adolfo López. El arte rupestre en la ciudad de Santo Domingo y su puesta en uso público como atractivo cultural. En Rupestre web, <http://www.rupestreweb.info/artesantodomingo.html>

Díaz de Neira, A. (2010). Mapa Geológico de la Hoja a E. 1:50.000 n° 6271-III (Santo Domingo) y Memoria correspondiente. Proyecto de Cartografía Geotemática de la República Dominicana. Programa SYSMIN, Proyecto (Llanura Costera Oriental), Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo.

SÍSMIN II. Cartografía Geotemática escala 1:50.000 SANTO DOMINGO (6271-III), república dominicana santo domingo, RD. Enero 2007-Diciembre 2010, Servicio Geológico Nacional.



MORRO DE MONTE CRISTI
Monumento natural costero emblema
de la provincia Tierra de los Moros

Jessica López¹ y Arnold Evangelista¹

¹Servicio Geológico Nacional Dominicana (SGN)

El Morro de Monte Cristi se encuentra ubicado al noroeste de La República Dominicana, adornando el escenario costero de Monte Cristi. Esta forma parte del Parque Nacional de Monte Cristi, uno de los principales parques nacionales del país que se extiende desde la frontera de Haití hasta Punta Rusia. Presenta abundante vegetación de bosque seco subtropical proporcionando un hábitat para muchas especies endémicas de plantas y animales.

El morro de Monte-cristi está constituido por la unidad geológica (El Morro) que a su vez está compuesta por dos facies principales: 1) El grueso de la unidad está constituido por una alternancia de margas y calcarenitas generalmente con predominio de las primeras, y 2) calizas detríticas en facies de abanico turbidítico, que se interdigitan con las facies anteriormente descritas en la parte alta de la serie, siendo esta interdigitación bien visible en la playa de El Morro (Fig.1).



Figura 1. Estructura del Morro de Montecristi con estratificaciones de Margas y calizas arenosas en facies turbidítica. Fotografía: Jessica López y Arnold Evangelista.

El Morro (Mioceno Superior-Plioceno Inferior) está compuesto por Margas y calizas arenosas en facies turbidítica. Tiene una potencia mínima aflorante dentro de la hoja geológica de Montecristi, donde ha sido definida, de unos 600 m, no siendo visible el techo en ningún punto. Esta unidad había sido incluida (junto con la Formación Las Lavas) en la “Serie de Gran Mangle” por, y había sido cartografiada como el Miembro Pocilguita de la Formación Las Lavas.

La unidad puede interpretarse como un sistema, progradante hacia el sur, de lóbulos y canales de talud de procedencia norte, que hacia el sur evoluciona hacia facies más margosas dentro del talud.

El Morro de Monte Cristi está constituido por una alternancia de margas y calcarenitas, generalmente con predominio de las primeras. Las calcarenitas se presentan en capas de potencia generalmente decimétrica, raramente superando los 40 cm, y presentan laminaciones fundamentalmente paralelas y gradación positiva por lo general de tamaño de grano arena media a fina, aunque la base de lagunas capas pueden ser de arena gruesa. El predominio de los bioclastos carbonatados es neto en la mayoría de los casos, si bien algunas capas pueden presentar más de un 30 % de granos de cuarzo, los cuales siempre presentan una elevada redondez y esfericidad. Algunas capas, con potencia próxima al metro son de rudstones arenosas con abundantes restos de corales, algas calcáreas y macroforaminíferos. Las margas, generalmente masivas o con laminación paralela presentan en ocasiones niveles de “slump”. Los foraminíferos planctónicos son muy abundantes, mientras que la macrofauna es generalmente escasa, aunque a veces se presentan en las margas lentejones con abundante fauna, principalmente de moluscos, siendo en algunos tramos muy abundantes los fósiles de pterópodos.

Las muestras micropaleontológicas tomadas dentro de esta hoja han proporcionado asociaciones de foraminíferos planctónicos indicativas por lo general de una edad indeterminada dentro el intervalo Mioceno superior-Plioceno Inferior, aunque muestra de esta unidad tomada en la hoja de Montecristi ha proporcionado entre otras las especies *Orbulina universa*, *Globigerinoides obliquus*, *Hastigerina pelagica*, *Globorotalia menardii*, *G. plesiotumida* y *G. margaritae*, asociación indicativa de una edad dentro el rango Messiniense (Mioceno superior terminal) a Plioceno Inferior. La primera aparición de la especie *Globorotalia margaritae* había sido utilizada como un indicador para la base del Plioceno, pero estudios recientes han demostrado que solo tiene carácter local, de todos modos, la presencia de esta especie en la muestra hace muy probable que esta se sitúe ya en el Plioceno Inferior, con lo parece razonable asignar a la unidad un rango Mioceno superior-Plioceno Inferior.

El interés de este punto es fundamentalmente científico y divulgativo, añadiéndosele el interés turístico del entorno realizado por su inclusión dentro del parque de El Morro (Figs.2 y 3). La existencia de un pequeño centro de acogida e interpretación del parque en el acceso a la playa podría utilizarse para la puesta en valor del LIG.

La ruta para llegar al morro desde Montecristi es: Gira a la derecha con dirección hacia la Av. San Fernando, (pasa por una cafetería) y algo más (a la derecha), luego de 4km gira a la derecha por un hotel y a 2 km se encuentra el Morro de Montecristi.



Figura 2: Paisaje donde se puede apreciar la estructura montañosa del Morro de Montecristi. Fotografía: Jessica López y Arnold Evangelista.



Figura 3: Parque Nacional el Morro. Fotografía: Jessica López y Arnold Evangelista.

BIBLIOGRAFÍA

Ardévol, LL. (2004). Informe Sedimentológico del Proyecto K de Cartografía Geotemática de la República Dominicana. Programa SYSMIN. Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo.

Benson, R.H. & Rakic El-Bied, K. (1996). The Bou Regreg Section, Morocco: proposed global boundary stratotype section and point of the Pliocene. Service Geologique de Maroc, Notes et Memoires, vol. 383, pp. 51-150.

Calais, E., Bethoux, N. & Mercier De Lepinay, B. (1992). From transcurrent faulting to frontal subduction: A seismotectonic study of the northern Caribbean Plate boundary from Cuba to Puerto Rico. Tectonics, vol. 11, pp. 114-123

Calais, E., Bethoux, N. & Mercier De Lepinay, B. (1992). From transcurrent faulting to frontal subduction: A seismotectonic study of the northern Caribbean Plate boundary from Cuba to Puerto Rico. Tectonics, vol. 11, pp. 114-123.

SYSMIN I, Proyecto “k”: cartografía geotemática escala 1:100.000 cuadrante 5875: Monte Cristi, República Dominicana, Santo Domingo, julio 2002 -octubre 2004, Servicio Geológico Nacional.

SYSMIN I, Proyecto “k”: cartografía geotemática escala 1:100.000 (5875-II) PEPILLO SALCEDO, República Dominicana, Santo Domingo, julio 2002 - octubre 2004, Servicio Geológico Nacional.

Zoeten, R. De, Draper, G. & Mann, P. (1991). Geologic map of the Northern Dominican Republic. In: MANN, P., DRAPER, G. y LEWIS, J.F. eds., Geologic and tectonic development of the North America-Caribbean Plate boundary in Hispaniola. Special Paper - Geological Society of America, 262.



CUEVA DE BORBÓN
O EL POMIER

El legado prehistórico más importante
de Las Antillas

Jessica López¹ y Arnold Evangelista¹

¹Servicio Geológico Nacional Dominicana (SGN)

En la República Dominicana existe una reserva antropológica única en el país, conjunto de cavernas de 55 cuevas divididas en salas, con nombres distintos, caracterizada por particularidades diferentes e historias. En las mismas, se pueden observar colecciones de arte rupestre creada por los indígenas taínos e ingerís que habitan la isla a la llegada de los españoles en 1492, con casi 2.000 años de antigüedad, lo que hace un lugar de gran importancia para el país.

La Reserva Antropológica Cuevas del Pomier, está localizada en la Sección Borbón, de la Provincia San Cristóbal, que constituye al legado prehistórico más importante de Las Antillas, se destaca con más de 6.000 pinturas prehistóricas y alrededor de 500 grabados rupestres, despertando así un gran interés por los expertos internacionales a comparar su importancia con la que tienen las pirámides egipcias para el Oriente Medio, o las Cuevas de Altamira y Lascaux para Europa, puesto que tan sólo en la Cueva Número Uno de esta Reserva hay 590 pictografías, que es una cantidad superior a todas las manifestaciones rupestres de las cuevas de las Antillas Menores.

Las cuevas del Pomier fueron declaradas como Monumento Nacional mediante la Ley No. 492 del 27 de octubre de 1969 (Fig.1). Quedaron igualmente protegidas bajo el Decreto 297-87, del 3 de junio de 1987, que declara todas las cuevas del País, con interés cultural y natural, como Patrimonio Natural de la Nación. Mediante el Decreto 295-93, del 2 de noviembre de 1993, fueron incorporadas al Sistema de Áreas Protegidas de la República bajo la autoridad de la Dirección Nacional de Parques, denominando el área como Reserva Antropológica Cuevas del Pomier, y estableciendo dos polígonos de protección que abarcaban trece cuevas. A su vez, estas figuras fueron ampliadas para extender la protección incluyendo las otras 37 cuevas descubiertas durante los trabajos de investigación realizados en los años 1994, 1995 y 1996 con los auspicios del Programa de las Naciones Unidas para el Desarrollo (1994) y la Fundación John D. & Catherine T. MacArthur de los Estados Unidos (1995-96). Esta ampliación, realizada al amparo del Decreto 233-96, incluyó parte del Río Nigua, colocándolo dentro de la Reserva para lograr salvarlo del despojo ocasionado por la extracción de agregados.

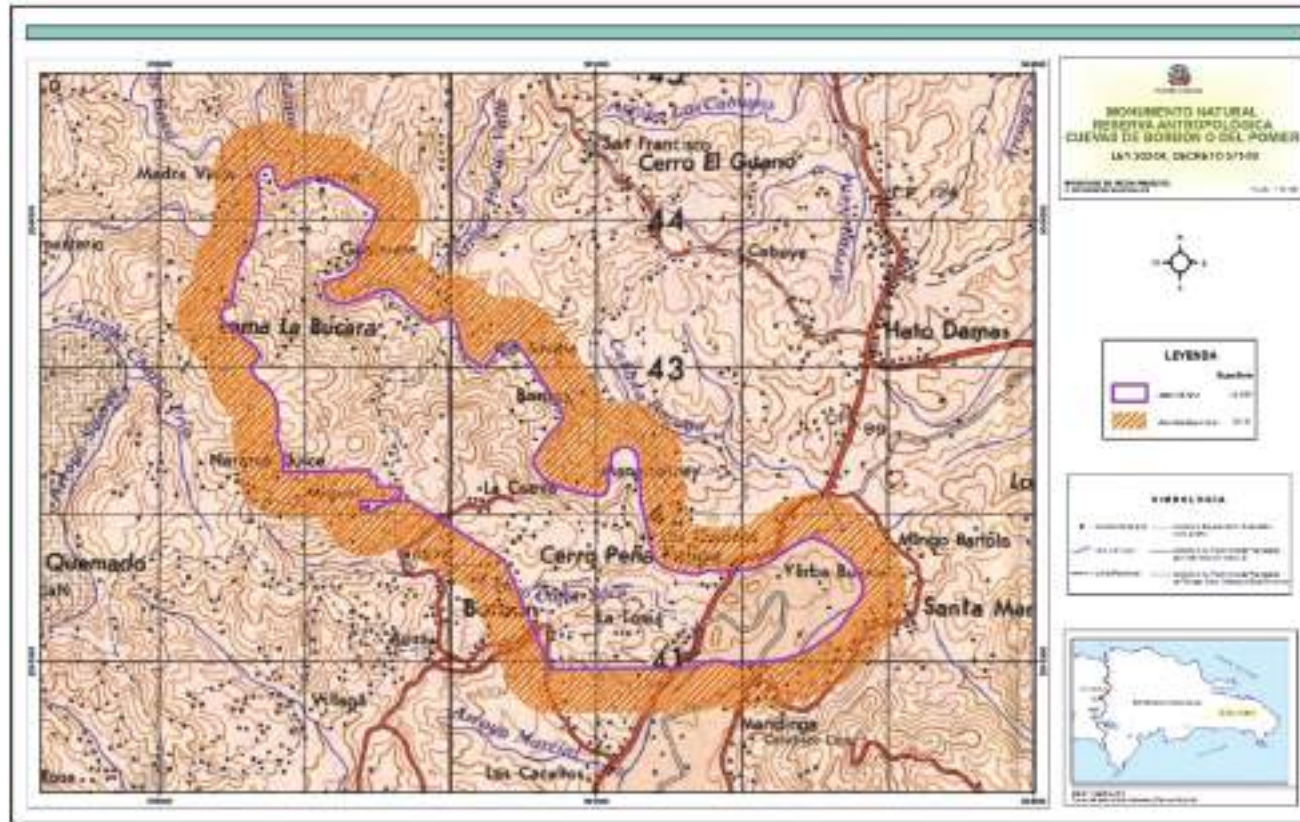


Figura 1. Mapa topográfico con las delimitaciones de la Reserva Antropológica Cuevas del Pomier. Fuente: MIMARENA (2004).

El interés cultural traspasó los límites nacionales situándose como una de los lugares rupestres más importantes del mundo por su legado histórico, natural y prehistórico. Es un conjunto de cavernas de la Formación Loma Rodríguez, caliza estratificada en parte margosa, de colores crema y rosado y facies de plataforma – Eoceno Medio Inferior. Geológicamente esta caliza estratificada de color crema rosáceo presenta ciertas tonalidades amarillentas; son rocas de resistencia media, compactas, de grano fino, en los planos de estratificación a veces se observa un material arcilloso carbonatado de color gris verdoso. Constituye la secuencia inferior del corte estratigráfico del afloramiento. En algunos intervalos se alterna con una caliza margosa, al parecer, estratificada.

Los fenómenos físicos geológicos presentes en las áreas donde aflora esta unidad se observan: el de interperismo: Se presenta muy extendido, como resultado de la meteorización, se forman los suelos finos de colores crema y rojizos y el cuarzo: su manifestación es extensa tanto superficial como subterránea.

La unidad fisiográfica más destacada en San Cristóbal corresponde a la Loma Los Anones que se desarrolla sobre una caliza estratificada, en parte margosa, de colores crema y rosada, facies de plataformas (Fm. Loma Rodríguez). (Memoria Geológica San Cristóbal 6172-II).

La Reserva Antropológica Cuevas del Pomier contiene pinturas prehistóricas y grabados rupestres considerados patrimonio mundial, constituyendo, por tanto, el área protegida prehistórica más importante de Las Antillas.

Además, estas cuatro salas cuentan con más de cuatro mil pictografías y petroglifos en su interior que otorgan a este lugar un valor arqueológico asombroso.

La “Reserva Antropológica Cuevas del Pomier”, constituye el legado prehistórico más importante de Las Antillas, con más de 6.000 pinturas prehistóricas y alrededor de 500 grabados rupestres, lo

que ha llevado a expertos internacionales a comparar su importancia para la región del Caribe con la que tienen las pirámides egipcias para el oriente Medio, o las Cuevas de Altamira y Lascaux para Europa, ya que tan sólo en la Cueva Número Uno de esta Reserva hay 590 pictografías, que es una cantidad superior a todas las manifestaciones rupestres de las cuevas de las Antillas Menores. Esta reserva puede visitarse gracias a sus interesantes cavernas con particularidades diferentes e historias. (Abreú Collado y Santos Grullón, 2013).

El nombre original de “Pommier” al sitio le fue impuesto por los primeros pobladores de origen francés, quienes notaron la abundancia de la fruta conocida como mamón (*Annona muricata*), y la compararon con la manzana (“pomme” en francés) por su color rojizo al madurar. Así, llamaron con el vocablo francés “Pommier” al lugar por la traducción de manzanar.

Para llegar a la Cueva desde Santo Domingo, se Toma Autopista 6 de Noviembre/Autopista del Sur hacia M-13 en San Cristóbal, Gira a la derecha con dirección a M-13, Continúa derecho y pasa Centro de Diagnóstico villa fundación, Gira a la izquierda en la farmacia y Gira a la derecha con dirección a Acceso Cuevas de Pomier, la misma se encuentra a la derecha.



Figura 2. Áreas verdes de la Cueva el Pomier. Fotografía: Jessica López y Arnold Evangelista.



Figura 2. Estalagmitas de la cueva el Pomier. Fotografía: Jessica López y Arnold Evangelista.



Figura 3. Entrada a una de las cuevas, visualización de las calizas color crema. Fotografía: Jessica López y Arnold Evangelista.



Figura 4. Pinturas prehistóricas y grabados rupestres considerados patrimonio mundial. Fotografía: Jessica López y Arnold Evangelista.

BIBLIOGRAFÍA

- Abreú Collado, D., Santos Grullón, I. (2013). Cuevas del Pomier. Capital prehistórica de las Antillas. En Rupes-
treweb, <http://www.rupestreweb.info/pomier.html>
- Bernard W. (1994). SYSMIN II. Memoria Geológica de San Cristóbal (6172-II). Servicio Geológico Nacional
(SGN).
- Cuevas del Pomier, San Cristóbal. Descubre las cuevas del Pomier, repletas de arte rupestre donde cono-
cerás muchas historias de San Cristóbal. [https://www.visitarepublicadominicana.org/cuevas-del-po-
mier-san-cristobal](https://www.visitarepublicadominicana.org/cuevas-del-po-
mier-san-cristobal)
- Servicio Geológico Nacional (SGN). (2017). Memoria Geológica de San Cristóbal (6172-II).

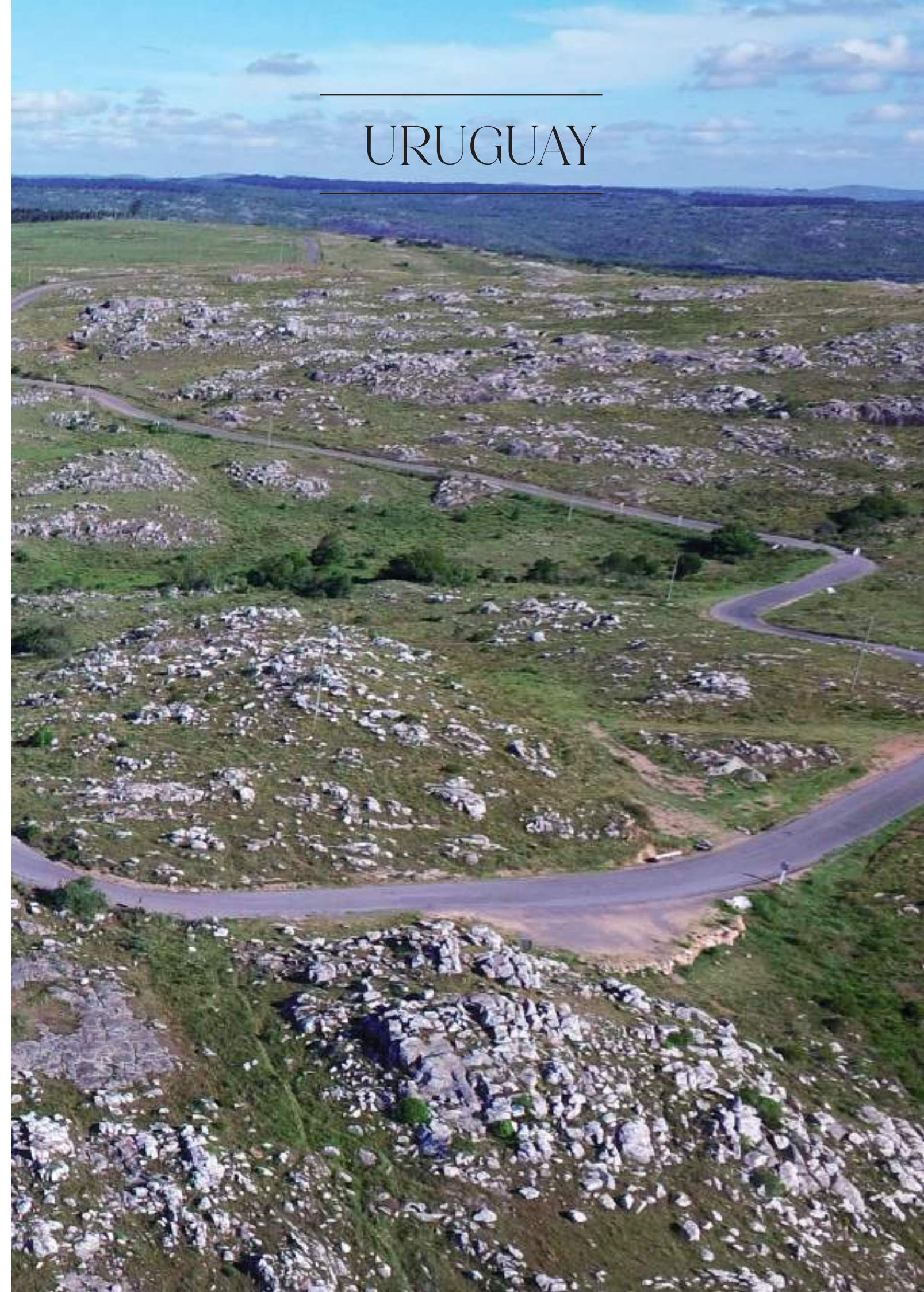
URUGUAY

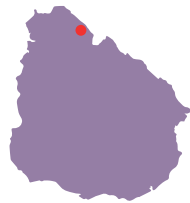


Mapa: modificado de GrandEscogriffe.

- 1- Distrito gemológico Los Catalanes
- 2- Las paleodunas de Cerro Conventos
- 3- Grutas del Palacio
- 4- La Piedra Alta
- 5- Las milonitas de Punta Ballena

Ruta panorámica al Salto del Penitente, departamento de Lavalleja. Fotografía: DINAMGE





DISTRITO GEMOLÓGICO LOS CATALANES

Los yacimientos de amatistas uruguayas de clase mundial

Javier Techera¹ y Mauricio Faraone¹

¹Dirección Nacional de Minería y Geología (DINAMIGE)

Desde el centro al noroeste de Uruguay se desarrolla una extensa altiplanicie, con una inclinación hacia el oeste, conformada por extensos derrames de lava de composición basáltica que le da el nombre al relieve de esta región del país. Dentro de estos derrames de basaltos es frecuente encontrar cavidades rellenas total o parcialmente por variedades de cuarzo macro y microcristalino, denominadas geodas. Entre las cuales se destacan las cavidades rellenas de amatistas ubicadas en los yacimientos de clase mundial del Distrito Gemológico Los Catalanes (DGLC). El distrito está ubicado en el departamento de Artigas, a unos 550 km al norte de la capital del país, Montevideo (Fig.1).

La existencia de ágatas y amatistas ya era conocida por la corona española, hacia 1750 en la entonces Banda Oriental del Virreinato del Río de la Plata. Hacia mediados del siglo XIX, inmigrantes alemanes realizan las primeras expor-



Figura 1

Figura 1. Ubicación del Distrito Gemológico Los Catalanes, noroeste de Uruguay. Figura: Javier Techera.

taciones de estas piedras semipreciosas extraídas de la cuenca del arroyo Catalán Grande. Durante mediados siglo XX se formaliza la actividad, comenzando la mecanización hacia 1970 y con las primeras labores en túneles a principios de los 90. En la década del 2000 se produce un “boom” en el sector, donde la producción y venta de amatistas se multiplicó por diez con respecto al promedio histórico.

A pesar de tratarse de yacimientos de clase mundial y de amatistas reconocidas por su calidad en todo el mundo, el conocimiento científico aún es relativamente escaso. Una mejora sustantiva del conocimiento se produce a partir del 2007, cuando el Área Geología de DINAMIGE (Servicio Geológico de Uruguay), implementa y ejecuta el proyecto Ágatas y Amatistas. Durante este proyecto se realizan la primera carta geológica, minera, exploratoria de detalle del DGLC, la identificación y caracterización de los niveles mineralizados, evaluación de yacimientos, entre otros.

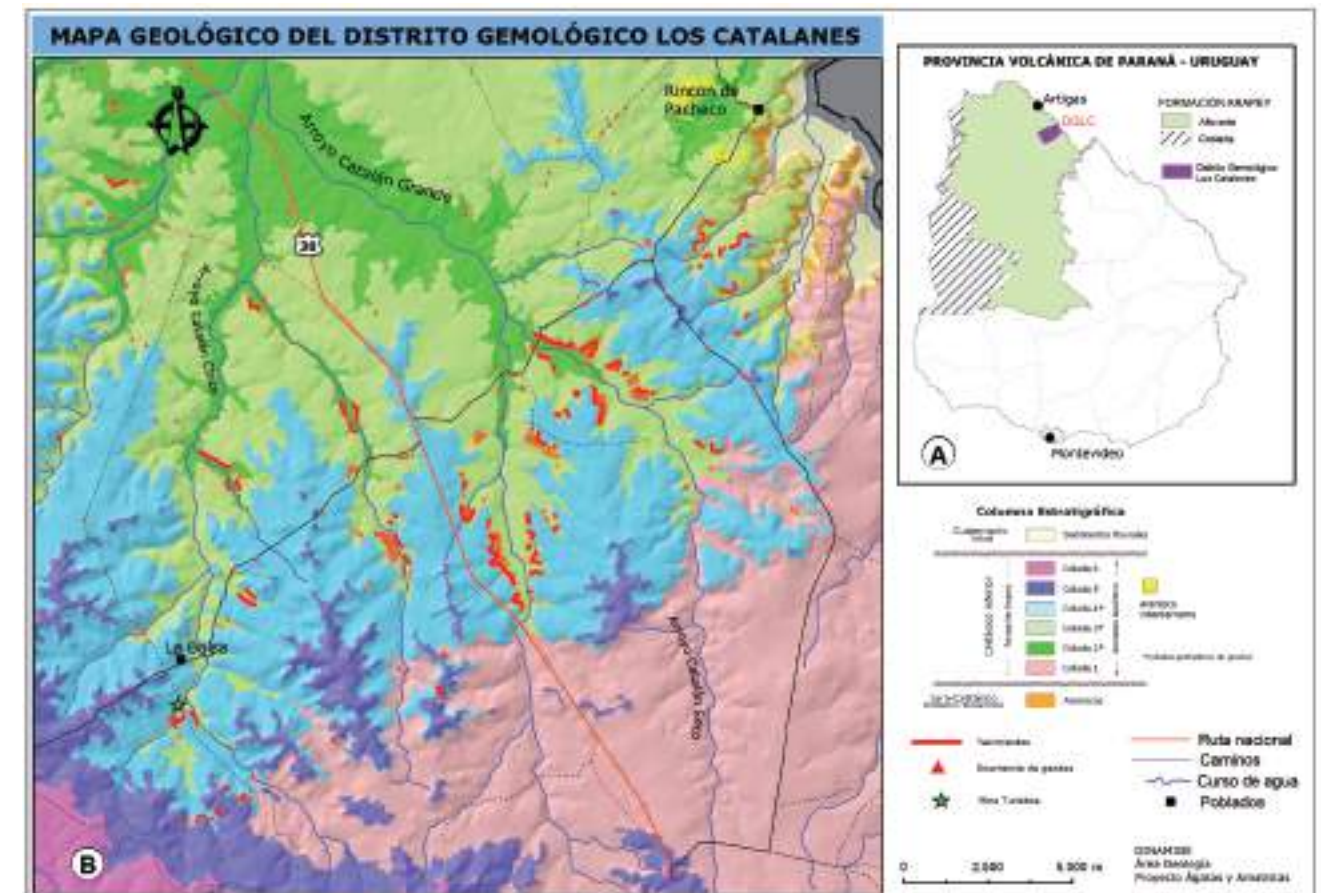
Hacia fines del Mesozoico, durante la era de los dinosaurios, se produce la fragmentación del supercontinente Gondwana, separando lo que hoy conocemos como Sudamérica y África y la apertura del océano Atlántico sur. Asociado a este evento tectónico extensivo se produce en gran parte del norte de Uruguay la salida de enormes volúmenes de magma que literalmente “inundaron” de lava la superficie preexistente. Este evento magmático efusivo tiene ciertas similitudes con lo que ocurre hoy en día en el archipiélago de Hawái, como la forma de emplazamiento y la composición química de la lava. Pero con la diferencia que el magmatismo mesozoico de Uruguay está asociado a la fragmentación de un continente, como ocurre en el Gran Valle del Rift en el este africano, y se desarrolla sobre corteza continental. El material efusivo se emplaza de forma pasiva sobre la plataforma Sudamericana y se extienden por un área cercana al millón de km², abarcando regiones de Argentina, Brasil, Paraguay y Uruguay. Así como una menor extensión, sobre parte de Namibia y Angola en África.

Este evento y sus productos se conocen en la literatura geológica como Provincia Ígnea de Paraná-Endeka y con un volumen estimado de 2 millones de km³ de lava representa una de las provincias de este tipo más grandes de la historia geológica de la Tierra. La edad de esta provincia volcánica es motivo de cierta controversia, pero las dataciones con métodos más precisos indican que por lo menos la mayor parte del vulcanismo (clímax magmático) ocurrió en un corto periodo de tiempo entre 134-135 Ma antes del presente.

Estas rocas efusivas basálticas son agrupadas como Formación Arapey en Uruguay y afloran en una superficie aproximada de 40.000 km², lo que la convierten en la unidad geológica de mayor extensión en el país. La extrusión de lava, a través de múltiples fisuras, se procesó en forma de pulsos, con periodos de calma efusiva, por lo que la pila volcánica final, que puede alcanzar en nuestro país más de 1 km de espesor y más de 25 pulsos, está conformada por la superposición de cuerpos de roca, groseramente tabulares, denominados derrames, flujos de lava o coladas (Fig.2A).

Si bien es muy frecuente la presencia de cavidades rellenas de minerales variedad de cuarzo (calcedonia, ágata, cuarzo cristal y amatista) conocida como geodas, en gran parte de la Formación Arapey, es en la región de la cuenca baja-media del arroyo Catalán Grande donde se localizan los mejores yacimientos. Esta región conocida como Distrito Gemológico Los Catalanes, está conformado por 6 derrames de lava superpuestas. Es en la parte superior de tres derrames “portadores” del distrito minero donde se ubican los yacimientos de amatista uruguayas de clase mundial (Fig.2B).

Los niveles mineralizados o “geódicos”, son de geometría groseramente tabular, horizontales, de espesor promedio de unos 2 metros. Las geodas rellenas con amatista presentan una distribución irregular dentro de la roca caja volcánica, con zonas ricas a manera de “bolsones” separados por basalto sin mineralización económica (Fig.3). Las geodas de amatistas son de tamaño muy variado desde algunos kilos o decenas de kilos hasta más de 10 toneladas. La mineralización interna puede ir desde cristales milimétricos a centimétricos, de color violeta pálido hasta amatista de violeta muy intenso, lo que impacta directamente en su valor de mercado.



No existe una teoría totalmente aceptada que explique adecuadamente la génesis de la mineralización de amatista, pero la teoría más moderna y con mayor investigación postulan que se trataría de yacimientos hidrotermales de baja temperatura. La formación de las geodas mineralizadas se procesaría en 2 etapas.

Durante la salida y emplazamiento de lava, se generan “burbujas” de gas (producto de la desgasificación del magma) que ascienden dentro de la lava líquida. Algunas burbujas son “atrapadas” al ir enfriándose la lava y pueden “juntarse” (por coalescencia) para formar grandes burbujas (cavidad vacía o “proto-geodas”).

Posteriormente se produciría la movilización de fluidos hidrotermales, posiblemente originados a partir del ascenso de aguas subterráneas calientes, que disuelven y transportan sílice. Percolación de este fluido dentro del derrame, a través de fracturas, este rellena total o parcial las cavidades. El producto final son la formación de geodas con minerales del grupo de la sílice: calcedonia y/o ágata y/o cuarzo y/o amatistas (variedades de mineral de cuarzo).

El origen del color violeta de la amatista no es bien conocido, pero algunas investigaciones apuntan a que impurezas en pequeñas cantidades, en especial hierro serían responsable de promover el color violeta. La forma más común, en los cristales amatistas de Uruguay, es la pirámide hexagonal y en algunas ocasiones también se puede observar la base de la pirámide, conformada por un prisma hexagonal (Fig.4).



Figura 4. Formas cristalinas comunes en los cristales de amatista del DGLC. Fotos de picos de amatista mostrando el desarrollo de la pseudo-pirámide hexagonal. Figuras y fotografías: Javier Techera.

La extracción de amatistas se realiza en yacimientos de roca basáltica sin o con poca alteración meteórica, tanto en labores minera a cielo abierto como “subterráneas” a partir de túneles horizontales.

Los productos obtenidos de cerca de 30 minas en el DGLC, son principalmente fragmentos de geodas en labores a cielo abierto y piezas enteras (geodas) en labores tanto a cielo abierto como en galerías. La producción de amatistas de Uruguay es variable dependiendo principalmente de la demanda externa. Para el periodo 2010-2020 el promedio anual fue mayor al millón de kg, con varios años que superaron los 1,5 millones de kg de amatistas.

Parte de las amatistas extraídas del DGLC, son procesadas en los talleres de “piedras” de la ciudad de Artigas, localizada unos 50 km al norte del distrito. Esta ciudad fue declarada, en el 2014, por el Poder Legislativo uruguayo como “Capital Nacional de las ágatas y amatistas” (Ley N° 19.238) y acredita, en el 2018, Ciudad Artesanal para las ágatas y amatistas, por el Consejo Mundial de Artesanía (MIEM 2018). Las amatistas uruguayas han sido exportadas a más de 50 países, con un promedio anual de 12 millones de dólares americanos (Fig.5).

DESTINOS DE LAS ÁGATAS Y AMATISTAS URUGUAYAS (1977 - 2019)

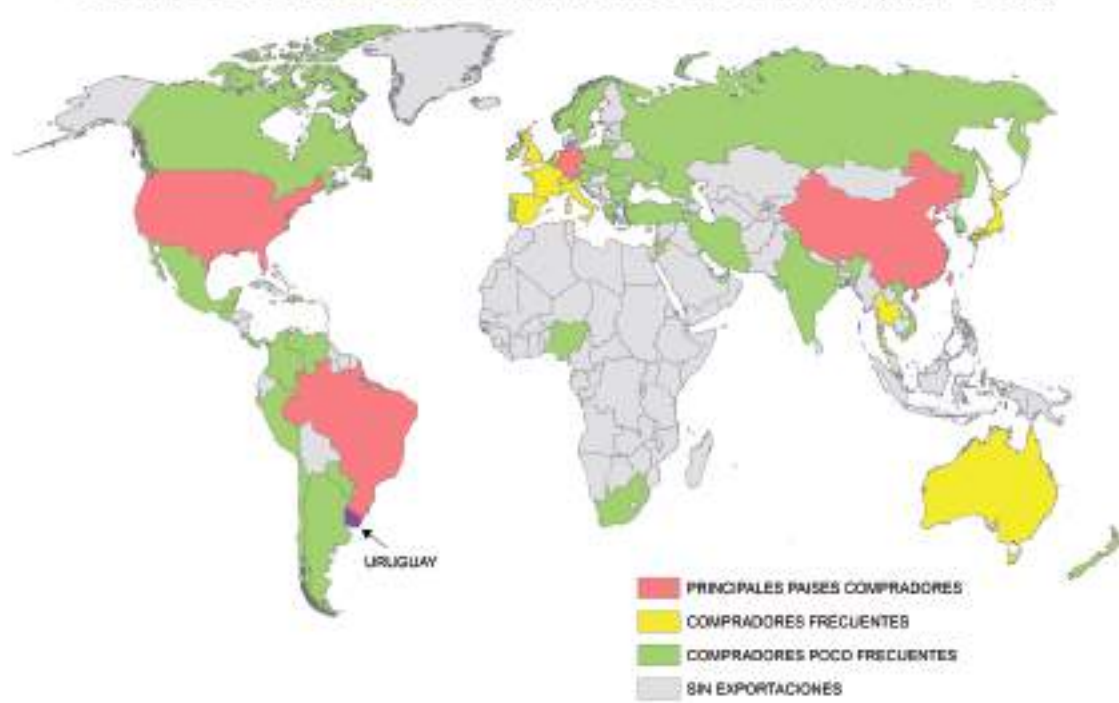


Figura 5. Destinos de las amatistas uruguayas. Figura: Javier Techera.

Existe un emprendimiento geoturístico, conocido como “Safari Minero”, que permite a las personas visitar una mina acondicionada para tal fin (ubicación en Figura 2B). Para acceder a la misma se deben recorrer unos 65 km, por Ruta 30, desde la ciudad de Artigas. El tour minero se realiza acompañado por un guía y se proporcionan los elementos de seguridad adecuados. Además de observar las geodas y la mineralización en la mina “in situ” es posible apreciar estas hermosas “piedras semipreciosas” y su mineralización interna en los talleres localizados en la ciudad de Artigas (Fig.6).



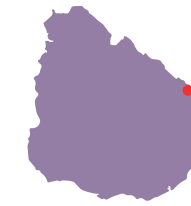


Lamina 2

Figura 6. Lámina 1: Mega-geodas de miles de kg aún en el yacimiento (M1) y en los talleres ya procesadas (M2). Geodas medianas de cientos de kilogramos aun en la mina (G1) y en el taller (G2). Lámina 2: Geodas y layas medianas a pequeñas en bruto y procesadas. Fotografías: Javier Techera y Mauricio Faraone.

BIBLIOGRAFÍA

- Bossi J. (1969). Recursos Minarles del Uruguay . Editorial Nuestra Tierra, Volumen 10, 68p.
- Goso, C. & Faraone, M. (2022). Deposits of amethysts of Los Catalanes Gemological District. Uruguay. In A. Hilario, A. Asrat, B. van Wik de Vries, D. Mogk, G. Lozano, J. Zhang, J. Brilha, J. Vegas, K. Lemon, L. Carcavilla & S. Finney (eds.). The First 100 IUGS Geological Heritage Sites, 210-211. IUGS.
- Hartmann L. (2008): Geodos de ametista formados por água quente no tempo dos dinossauros. Ed. Gráfica da UFRGS, Porto Alegre, 66 p.
- Hartmann L. & Techera J. (2010): Geologia dos geodos de ametista de Quaraí, Brasil, e Los Catalanes, Uruguai – Uma imersão no vulcanismo, hidrotermalismo e exploração mineral no grupo Serra Geral (Arapey). UFRGS, Porto Alegre, Brasil.
- MIEM (2018): <https://www.gub.uy/ministerio-industria-energia-mineria/comunicacion/noticias/artigas-fue-acreditada-ciudad-artesanal-para-agatas-amatistas-del-consejo>
- Parlamento del Uruguay-Ley N° 19.238 (2014): <https://legislativo.parlamento.gub.uy/temporales/leytemp2607445.htm>
- Safari Minero: <http://safariminero.com/>
- Techera, J. et al. (2007): Estudio geológico, yacimentológico y minero de las piedras semi-preciosas del norte uruguayo. Proyecto Ágatas y Amatistas - Fase I. DINAMIGE, División Geología. Montevideo, Uruguay.
- Techera J. (2011): Exploración detallada de los yacimientos de amatista en el Distrito Gemológico Los Catalanes. Proyecto Ágatas y Amatistas - Fase II. DINAMIGE, División Geología. Montevideo, Uruguay.



PALEODUNAS DE CERRO CONVENTOS

El paleodesierto de Cerro Conventos

Matías Soto¹ y Mauricio Faraone¹

¹Facultad de Ciencias-DINAMIGE

Geológicamente, el norte del territorio uruguayo preserva una cuenca rellena por rocas sedimentarias y volcánicas que fueron acumuladas desde el Devónico al Cretácico, entre 400 y 66 millones de años atrás. Se la denomina Cuenca Norte y representa la porción sur de la Cuenca Paraná, un gran ámbito de sedimentación intracratónico del SW del supercontinente Gondwana que ocupa más de un millón de km² en los actuales territorios de Brasil, Paraguay y Argentina.

A lo largo de su evolución geológica quedan preservados los registros rocosos de distintos ambientes sedimentarios que sucedieron en el tiempo: mares, glaciares, deltas, desiertos, ríos, así como también rocas producto del enfriamiento de enormes volúmenes de lavas que se derramaron a partir de grandes fracturas de la corteza terrestre. En ese contexto, la Cuenca Norte preserva notables ex-



Figura 1. Vista general e imagen satelital del afloramiento. Imagen: Google Earth.

posiciones naturales de rocas sedimentarias formadas por la acción del viento, de particular belleza, que se formaron bajo condiciones desérticas.

Hacia finales del período Pérmico (255 Ma), nuestro territorio fue sometido a un paulatino y agresivo proceso de continentalización, donde las áreas que habían sido cubiertas por los mares tan solo unos millones años atrás fueron escenario de acumulación de sistemas fluviales y depósitos eólicos bajo un clima árido y cálido. Dunas eólicas que representan este momento particular de la historia de la Tierra se encuentran excepcionalmente bien preservadas en el Cerro Conventos, en el departamento de Cerro Largo. Al sitio se accede desde Melo, la capital departamental, tomando la Ruta Nacional N° 26 hacia el W y luego un camino vecinal, en un recorrido total de 28 km.

Este cerro se corresponde con un bloque geológico fallado e inclinado, buzando 40° al SE. El afloramiento consiste en un campo de paleodunas perfectamente preservadas, compuestas por areniscas finas a medias, blanquecinas, bien seleccionadas, con granos redondeados de composición esencialmente cuarzosa y con estratificación cruzada (Figs. 1 y 2).



Figura 2. Estratificación cruzada tangencial. Fotografías: Matías Soto.



Figura 3. El basculamiento de los estratos es evidente. Fotografía: Matías Soto.

En el Cerro Conventos, los estratos muestran estratificación cruzada tangencial de gran porte y alto ángulo, los granos que componen las areniscas está despulidos o esmerilados por los frecuentes impactos entre ellos, así como se observa gradación inversa intra-lámina, típica de los procesos de transporte de sedimentos por la acción del viento. Todas estas evidencias indican claramente que se trata de dunas eólicas, esto es, que el agente de transporte fue el viento y no el agua.

Un afloramiento que indudablemente pertenece a la misma unidad que Cerro Conventos es el de Paso Pesiguero (vulgarmente denominado “Piedras Blancas”), situado 19 km hacia el este. Aunque con mucha menor extensión, allí también afloran areniscas eólicas basculadas (Figs.3 y 4). La única diferencia con Cerro Conventos es su color rojizo, (Fig.4), es decir que aquí no habrían operado procesos de decoloración.

Cabe señalar que la preservación de depósitos eólicos en el registro geológico no es un fenómeno frecuente. En Uruguay otros buenos ejemplos se observan en los departamentos de Tacuarembó y Rivera,



Figura 4. Izquierda: vista desde el pie del Cerro Conventos. Derecha: detalle de laminación *pin-stripe* y microfallas. Fotografías: Matías Soto.



Figura 5. Paso Pesiguero. Fotografía: Matías Soto.

correspondientes al paleodesierto de Botucatú, aunque hay dos diferencias claras respecto a Cerro Conventos: la edad, considerablemente más joven (150 a 130 Ma), y que la preservación fue posible mayormente debido a coladas de lava que cubrieron las dunas.

Desde el punto de vista litoestratigráfico, las paleodunas de Cerro Conventos y Paso Pesiguero han sido asignadas según distintos autores, a las formaciones Tacuarembó, Cuchilla del Ombú o Buena Vista. Dadas las relaciones concordantes con las areniscas rojizas típicas de la Formación Buena Vista, que afloran en los alrededores, es lógico incluirlas en esta última, tal como lo realizó Falconer en forma pionera. La Formación Buena Vista se divide en dos miembros: Miembro Colonia Orozco (inferior) y Miembro Cerro Conventos (superior), siendo la localidad tipo de este último geosítio que nos ocupa). Cabe mencionar que algunas propuestas subsumen a la Formación Buena Vista dentro de la Formación Yaguarí. La edad de la Formación Buena Vista no está bien acotada. Según la evidencia que se considere (dataciones en circones detríticos, paleomagnetismo, fósiles) oscilaría entre el Pérmico Tardío y el Triásico Temprano. Es decir, cabe la posibilidad de que el límite Pérmico-Triásico, marcado por la extinción masiva más importante de la historia de la Tierra, esté preservado en esta unidad.

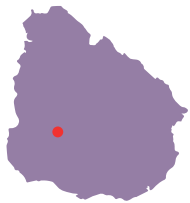
Como nota curiosa, se observan en el propio Cerro Conventos las instalaciones abandonadas de una planta embotelladora de agua mineral que no prosperó, parte de la historia del departamento de Cerro Largo.

BIBLIOGRAFÍA

de Santa Ana, H. y Veroslavsky, G. (2003). *La tectosecuencia volcanosedimentaria de la Cuenca Norte de Uruguay. Edad Jurásico-Cretácico Temprano*, pp. 51-74 de Veroslavsky G, Ubilla M & Martínez S (eds.): *Cuencas Sedimentarias de Uruguay: Geología, Paleontología y recursos naturales – Mesozoico*. DIRAC.

Falconer, J.D. (1931). *Memoria explicativa del mapa geológico de la región sedimentaria del Departamento de Cerro Largo (Formación Gondwana)*. Boletín del Instituto de Geología y Perforaciones, 12: 1-22.

Falconer, J.D. (1937). *La Formación Gondwana en el Nordeste del Uruguay con especial referencia a los terrenos eogondwánicos*. Instituto de Geología y Perforaciones, 23: 1-113.



GRUTAS DEL PALACIO

El geosítio epónimo del primer Geoparque de Uruguay

César Goso¹ y Mauricio Faraone²

¹Instituto de Ciencias Geológicas-Facultad de Ciencias, Universidad de la República (UdelaR)

²Dirección Nacional de Minería y Geología (DINAMIGE)

En el suroeste de Uruguay, en un paisaje de lomadas suavemente onduladas desarrolladas en un terreno de rocas cristalinas precámbricas cubiertas por sedimentos cretácicos, se destaca una peculiar escarpa formada por la erosión hídrica que da lugar a una caverna, la que está constituida por columnas y bóvedas de areniscas ferrificadas que se asemejan a una estructura edilicia, de allí el nombre del lugar: Grutas del Palacio. Este es el geosítio que da el nombre al primer Geoparque Mundial de la UNESCO de Uruguay (Figs.1 y2).



Figura 1. Vista aérea de las grutas, donde puede apreciarse la peculiar geoforma producto de la erosión diferencial. Fotografía: Facultad de Ciencias.



Figura 2. Modelo en 3D realizado mediante fotografías tomadas por un dron. Fotografía: Laboratorio de Paleobiología-Facultad de Ciencias.

A finales del Mesozoico, posteriormente al desarrollo del magmatismo basáltico que cubre gran parte del noroeste del país, se desarrolla la denominada Cuenca Litoral del Río Uruguay (con su continuación geográfica en la Mesopotamia argentina), la cual tuvo un origen y evolución diferente al de otras cuencas sedimentarias de Uruguay. En ella, se depositaron algún centenar de metros de paquetes de sedimentos cretácicos y cenozoicos, que han sido motivo de diversos estudios geológicos y paleontológicos. En éstos se encuentran las pistas para interpretar las condiciones ambientales del período Cretácico temprano (entre 145 y 100 millones de años antes del presente) y se explican muy bien los procesos sedimentarios superficiales desarrollados probablemente durante el Paleógeno (hace entre unos 66 y 33 millones de años), como también se encuentran importantes registros fosilíferos de la vida en nuestro territorio a finales de la era de los dinosaurios.

La cuenca sedimentaria del litoral del Río Uruguay abarca un área 25.000 kilómetros cuadrados, cubriendo parte de los departamentos de Salto, Paysandú, Río Negro, Soriano, Colonia, Flores y Durazno, en la región oeste y centro del país. Hace unos 70 millones de años, en esta región existía un paisaje de relieve pronunciado con corrientes fluviales con dirección al oeste-suroeste que favoreció la acumulación de arcillas, arenas y gravas que posteriormente, por procesos geológicos de consolidación dieron lugar a rocas sedimentarias, principalmente areniscas y conglomerados, que se las reconoce como Formación Mercedes. En esta unidad geológica, se han encontrado restos fósiles de huesos y huevos de dinosaurios herbívoros, específicamente saurópodos del grupo de los titanosaurios, los cuales solían hacer sus nidos a orillas de las corrientes de agua y que fueron muy abundantes en Sudamérica durante el Cretácico.

Las rocas sedimentarias de la Formación Mercedes, quizás hayan sido los que más modificaciones secundarias han sufrido del registro sedimentario de Uruguay. Estas sedimentitas fueron afectadas por procesos de ferrificación (por acumulación de hierro), calcretización (acumulación por precipitación de carbonatos) y silicificación (acumulación por precipitación de sílice) (Figs.2 y 3). A expensas de esta unidad geológica, se desarrollaron suelos arenosos ferralíticos (ricos en hierro) que se convirtieron en el hábitat de insectos tanto terrestres como voladores, tales como escarabajos y avispas. Estos paleosuelos serían profundos, típicos de climas cálidos y húmedos. Los nidos fósiles hallados en los mismos, han permitido estimar una edad aproximada para este geosuelo de unos 55 millones de años. Estos paleosuelos, al endurecerse, dieron lugar a corazas ferruginosas horizontales de espesor métrico. En algunos casos, estas corazas están sustentadas por estructuras columnares de altura métrica compuestas también por areniscas ferrificadas, que dan lugar a grutas de diferentes alturas, que no superan los 2,20 metros de altura.



Figura 3. Cateos para obtención de muestras de sedimentos para estudios sedimentológicos. Fotografía: César Goso.



Figura 4. Testigos de perforación obtenidos de los sedimentos y rocas sedimentarias de las grutas, exhibidos en el museo del sitio. Fotografía: Mauricio Faraone.

Algunos autores indican que esas columnas serían los espacios ocupados por raíces de vegetales superiores que fueron reemplazados y rellenados por materiales de la coraza ferralítica. Otros investigadores a partir de estudios geoquímicos plantearon condiciones climáticas con precipitaciones medias anuales de 1500 mm y temperaturas anuales medias de 18°C.

Si bien este tipo de estructuras geológicas producto de la erosión se observan en otras localidades del centro y oeste del país, el sitio denominado “Grutas del Palacio de los Indios”, es donde se preservan, de manera excepcional, las cavernas de mayor dimensión. Allí existen más de doscientas columnas completas y partes de ellas seccionadas con diámetros que varían entre 76 centímetros y un metro. Estas cavernas, se vienen formando probablemente desde hace pocos miles de años (4.000-6.000, aproximadamente). Algunas fisuras en la coraza superior (paleosuelo) permite la infiltración de las aguas de lluvias, y por erosión de los materiales circundantes a las estructuras columnares ferrificadas, que son más fácilmente erosionables, se generan las grandes bóvedas, quedando en pie las columnas sustentando a la coraza que se convierte en el techo de las mismas. Este trabajo de desgaste por parte del agua ha ido abriendo poco a poco las cavidades, transformándolas en bóvedas cada vez más grandes y pronunciadas. La erosión continúa, desprendiendo el techo de la gruta y produciendo la caída de las columnas, este proceso de erosión sigue profundizándose actualmente, haciendo aparecer nuevas columnas dando esa peculiar forma de galería.

Por esta comarca han habitado durante el Cuaternario (desde hace 2,6 millones de años) diferentes especies de mamíferos que conformaron la megafauna sudamericana, que fueron antecesores de alguno de los mamíferos actuales de Uruguay, como así lo demuestran los fósiles que han aparecido en esta región, estando algunos de ellos expuestos en el Museo Departamental (en la ciudad de Trinidad). Entre estos, se encuentra el gliptodonte, mamífero acorazado emparentado con los armadillos como el tatú y la mulita que viven en nuestro medio rural. Además, en el entorno de este sitio hay algunos restos arqueológicos de representantes de paleoindios en nuestro país. A su vez, se cree que la caverna fue utilizada por antiguos pueblos indígenas como refugio, de allí la leyenda en cuanto a su nombre: “Grutas del Palacio de los Indios”, solar prehistórico representando en el escudo del Departamento de Flores.

De algún tiempo a esta parte se han realizados distintas investigaciones y estudios en las grutas, por parte de especialistas nacionales y extranjeros, de diversas disciplinas tales como geología, es-

peleología, paleontología y arqueología. Uno de estos estudios, realizado en 2008, consistió en una perforación que atravesó a la unidad sedimentaria, alcanzando a las rocas cristalinas del basamento precámbrico a los 16,75 metros de profundidad. En la actualidad, un equipo de docentes y estudiantes de la Facultad de Ciencias de la Universidad de la República continúan investigando y aportando conocimiento sobre la formación de las grutas. Por ejemplo, se ha realizado el mapeo geológico de detalle del sitio (a escala 1:20.000), como también el mapa espeleológico de las cavernas y un relevamiento topográfico. Recientemente, se ha construido el modelo en 3D de las grutas.

Con fondos del Ministerio de Educación y Cultura y del gobierno local en 2010, se pudo invertir en una propuesta educativa de muy buen nivel que incluyó la construcción de la imagen institucional para lo cual se realizaron varias entrevistas a referentes locales, que quedaron en formato digital; una sala de exposiciones; un museo de geociencias con muestras de minerales y fósiles donados por la Facultad de Ciencias (UdelaR) y restos arqueológicos donados por vecinos del lugar; un sendero con réplicas a escala de los fósiles contenidos en la unidad geológica como ser insectos y dinosaurios, así como de mamíferos de la fauna actual que se encuentra en el entorno; un video promocional y cartelería interpretativa.

Desde el año 2013, el predio donde se encuentran las grutas integra el Sistema Nacional de Áreas Protegidas, habiendo ingresado bajo la categoría de “Monumento Natural”, siendo al presente el único bajo esta denominación en Uruguay. El mismo se encuentra en el denominado Rincón del Palacio, en el departamento de Flores, a unos 46 kilómetros de Trinidad, la capital departamental. Al mismo se accede por la antigua Ruta Nacional N° 3 en el kilómetro 245. Allí, se integran actividades de geoturismo y geoeducación, donde el visitante es recibido por guías turísticas capacitadas que les invitan a ver un video explicativo del sitio. Posteriormente, pasan a ver la muestra de minerales, rocas y fósiles del museo para comenzar el viaje a través del tiempo con hitos de la historia de la Tierra, en el sendero hacia las grutas. A la llegada a las grutas, las guías presentan información de las características físicas y biológicas del sitio, focalizando la interpretación y los cuidados al ambiente. El tiempo total de recorrido es de 50 minutos aproximadamente. Por más información: <http://www.geoparque.uy/>

Figura 5. Actividad educativa con escolares de centros educativos de la región. Fotografía: César Goso.

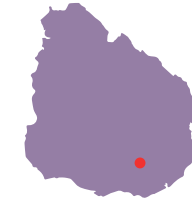




Figura 6. Grupo de participantes del IX Congreso Uruguayo de Geología y V Simposio Latinoamericano y del Caribe sobre Geoparques, celebrado en Flores en noviembre de 2019. Fotografía: Mauricio Faraone.

BIBLIOGRAFÍA

- Bellosi, E., Genise, J., González, M. & Verde, M. (2014). Paleosuperficies y paisajes lateríticos Eocenos en el Cratón del Río de la Plata. XIV Reunión Argentina de Sedimentología, 44-45.
- Goso, C. y Perea, D. (2004). El Cretácico post-basáltico y el Terciario inferior en la Cuenca Litoral del Río Uruguay: Geología y Paleontología. En Veroslavsky, G., Ubilla, M., Martínez, S. (eds.). Cuencas sedimentarias de Uruguay, Mesozoico. División Relaciones y Actividades Culturales de Facultad de Ciencias - Sociedad Uruguaya de Geología, Montevideo, 219, 143-171.
- Goso Aguilar, C. y Amorín, B. (2010). Geoparque Grutas del Palacio: una propuesta integral de gestión del patrimonio natural y cultural con fines turísticos para el desarrollo local. Revista de la Sociedad Uruguaya de Geología, 17, 32-34.
- Picchi, D., Goso Aguilar, C. y Caballero JP. (2018). Empleo de tres metodologías de inventario de geositos para la geoconservación. Caso de estudio: geosito Grutas del Palacio. Revista de la Sociedad Uruguaya de Geología, 21, 53-65.
- Turner, A., McGuire, C. Hobbs, K., Soto, M., Perea, D. & Moore, J. (2017). The sedimentology, paleoenvironment, and diagenesis of the Asencio Formation of Western Uruguay. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology (480): 45-52. doi.org//



LA PIEDRA ALTA

Una referencia al Cratón del Río de la Plata

Alejandra Pascale¹ y Anahí Curbelo¹

¹Dirección Nacional de Minería y Geología-Ministerio de Industria, Energía y Minería

En la región centro-sur del Uruguay se ubica el departamento de Florida, en cuya ciudad capital que lleva su mismo nombre, aflora un conjunto de rocas conocido como La Piedra Alta. Estos afloramientos forman parte de una serie de cerrilladas graníticas características del relieve uruguayo. El 25 de agosto de 1825, La Piedra Alta fue escenario de la Declaración de la Independencia de la Provincia Oriental (nombre que se le asignaba al territorio actual de la República Oriental del Uruguay) del Imperio del Brasil. Este evento histórico es considerado fecha patria y es la razón del nombre adjudicado a la formación geológica en cuestión, haciendo referencia a su declaración como “Altar de la Patria” en el año 1900, así como monumento histórico nacional.

La importancia geológica de este afloramiento radica en que en una pequeña superficie quedaron grabados los últimos estadios magmáticos de un evento tectónico de gran importancia regional ocurrido durante el Paleoproterozoico: el Ciclo Orogénico Transamazónico. Este evento tectónico, posiblemente involucró la acreción de pequeñas masas continentales para dar lugar a uno de los bloques corticales más antiguos y meridionales de América del Sur: el Cratón Río de la Plata. Este núcleo de corteza se localiza principalmente en Uruguay y Argentina, aunque su extensión geográfica es aún debatible ya que gran parte de su superficie está cubierta por sedimentos fanerozoicos y derrames de coladas basálticas cretácicas asociadas a la apertura del Océano Atlántico.

El Cratón Río de la Plata guarda los registros de numerosos procesos geológicos, tales como cierre de cuencas, magmatismo y metamorfismo, además de integrar a finales de la era precámbrica el margen occidental del supercontinente Gondwana. Por dicha razón ha sido objeto de numerosas investigaciones que intentan dilucidar su evolución y participación en la integración del supercontinente.

El Terreno Piedra Alta es la parte aflorante del Cratón Río de la Plata en Uruguay. Está formado por un conjunto de rocas metamórficas e ígneas con un rango de edades que va desde los 2200 hasta los 1780 millones de años. Durante los primeros 300 millones de años del ciclo orogénico se produjo la formación de rocas ígneas plutónicas y volcánicas, la deposición de sedimentos, la deformación y el metamorfismo del conjunto rocoso. De esta manera, se formó una gran diversidad de rocas metamórficas. También, hacia finales de esta etapa, un magmatismo las intruyó y dio lugar a un gran nú-

mero de granitos y gabros. Finalmente, hace 1780 millones de años, un proceso de distensión cortical generó discontinuidades en el basamento y permitió el ascenso de un magma básico para dar lugar a un haz de diques máficos que recorta gran parte del Terreno Piedra Alta.

El sitio geológico La Piedra Alta, se localiza entonces dentro del Terreno Piedra Alta e incluye rocas graníticas, granodioríticas y microdioritas de aproximadamente 2110 millones de años. Estas rocas, formadas en niveles profundos de la corteza terrestre, hoy están visibles en superficie debido a su asenso por movimientos tectónicos verticales y a procesos erosivos. Las rocas graníticas y granodioríticas tienen colores grisáceos – blanquecinos con cristales de tamaño grueso mientras que las microdioritas son de color negro, con cristales muy pequeños (Figura 1, imágenes superiores).

En el sitio La Piedra Alta, se puede observar mecanismos de mezcla de magmas con intrusiones mutuas. Esto significa que hay zonas donde el granito intruye a la granodiorita y en otras ocurre la relación inversa. Estas formas de contacto han permitido que los investigadores concluyan que los magmas formadores de los dos tipos de roca interactuaron entre sí a temperaturas similares.

Otras estructuras interesantes indican la actuación de fuerzas que deformaron al conjunto rocoso, tales como *boudines* (fragmentos de roca en forma de salchicha) o plegamientos en fragmentos de rocas máficas que están incluidas en las rocas graníticas y granodioritas (Figura 1, imágenes inferiores). La distribución errática y la variación en los ejes de deformación sugieren que las fuerzas actuaron desde diferentes direcciones.



Figura 1. Afloramiento La Piedra Alta. En las imágenes superiores se observa la granodiorita recortada por diques de microdiorita. En la imagen izquierda, el dique posee bordes sinuosos y relaciones de intrusión-retrointrusión. En la imagen derecha tiene bordes más netos e incorpora fragmentos de la granodiorita. En la imagen inferior izquierda se observa roca máfica plegada y a la derecha estructuras boudinadas. Fotografías: Alejandra Pascale y Anahí Curbelo.

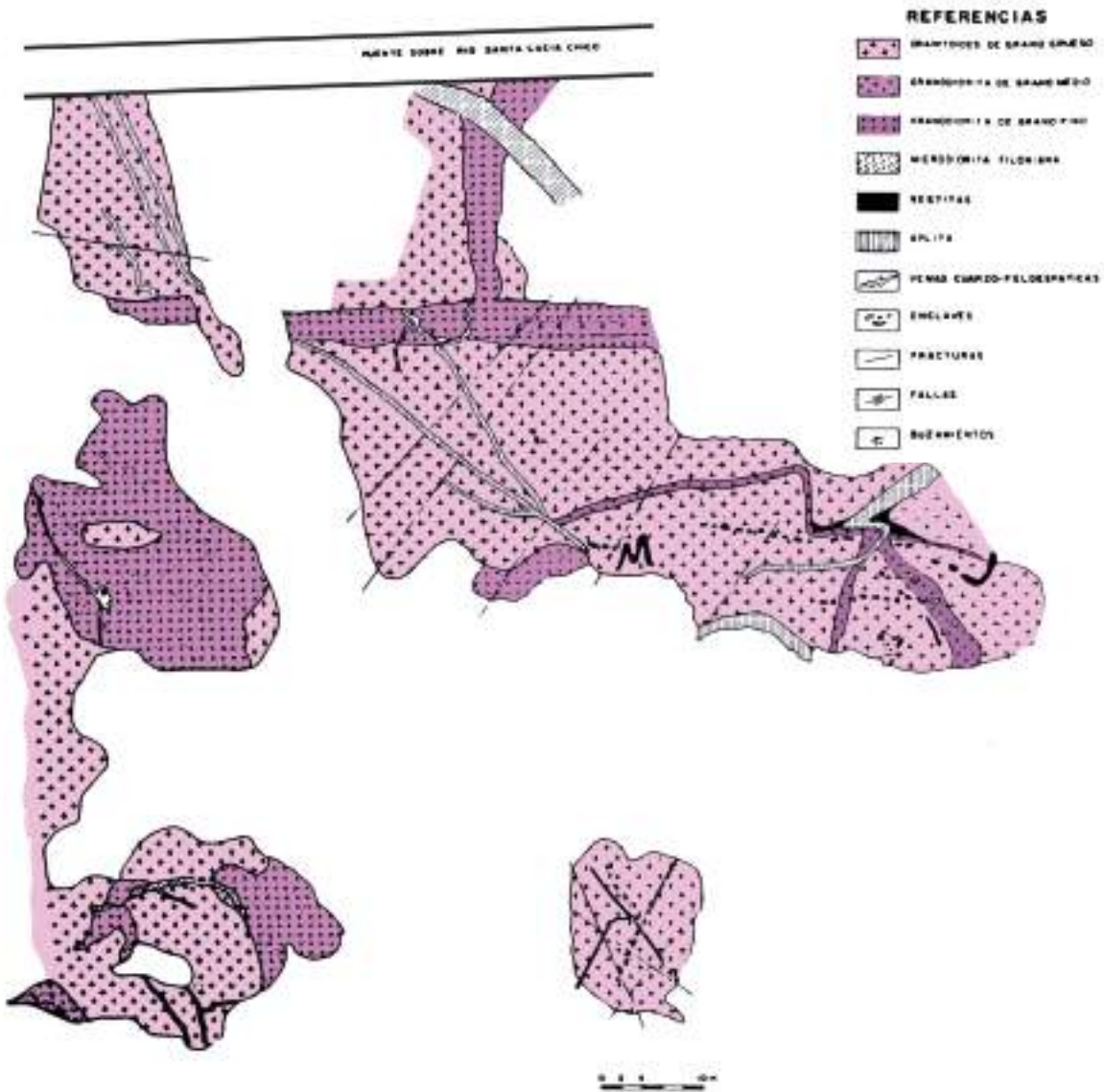


Figura 2. Mapa geológico del afloramiento de la Piedra Alta. Modificado de Chulepin *et al.* (1991).

Actualmente este espacio público está intervenido. Las primeras obras corresponden a la colocación de las bases del puente que da acceso a la ciudad de Florida sobre los afloramientos del Piedra Alta. Placas de bronce hacen memoria del hito histórico que le dio nombre y a su alrededor, junto al río Santa Lucía Chico, un hermoso parque llamado Prado de la Piedra Alta, expone armoniosamente la naturaleza originaria de la zona y las construcciones realizadas para su disfrute.

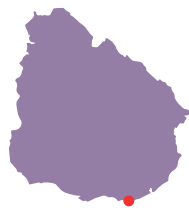
REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS/RECURSOS RECOMENDADOS

Basei M.A.S., Sánchez Bettucci, L., Peel, E., Preciozzi, F. (2016) LAICPMS U-Pb zircon ages from basement and metamorphic cover of Piedra Alta Terrane, Rio de la Plata Craton, Uruguay. Actas VIII Congreso Uruguayo de Geología, Montevideo.

Chulepin, H., Perez, A., Curbelo, M. (1991). The Piedra Alta outcrop; Symposium on Mafic Dykes and related magmatism"-Universidad de San Pablo - Brasil, 1991.

Preciozzi, F., Peel, E., Sánchez Bettucci, L., Basei, M.A.S., Aubet, N., Peçoits, E. El Terreno Piedra Alta: una unidad geotectónica paleoproterozoica juvenil en el Cratón del Río de la Plata (Uruguay).

<http://florida.gub.uy/noticias/se+inauguro+la+nueva+plaza+integradora+en+el+prado+piedra+alta>



MILONITAS DE PUNTA BALLENA

Pieza clave en la reconstrucción del Gondwana occidental

Mauricio Faraone¹

¹Dirección Nacional de Minería y Geología (DINAMIGE)

En la zona de sierras del este de Uruguay, se manifiestan las formas de relieve más elevadas de su territorio, con laderas fuertes de pendientes pronunciadas y con cimas que generalmente presentan afloramientos rocosos. Las sierras constituyen grupos de cerros alineados y unidos en sus bases. En este paisaje, resalta un rasgo geomorfológico de crestas rectilíneas, que por su alto relieve contrasta con su entorno: la Sierra Ballena (Fig.1).

A unos 115 kilómetros al este de la capital del país, Montevideo, en la costa del departamento de Maldonado, se encuentra la Punta Ballena, una punta rocosa que constituye el punto más meridional de este sistema serrano. En ella se encuentran afloramientos donde se pueden observar diversas estructuras tectónicas de interés, para interpretar la evolución del Ciclo Orogénico Brasileño, hace más de 560 millones de años.

A lo largo de su historia, la Tierra ha experimentado periodos de fragmentación y acreción de masas continentales dando lugar a diferentes supercontinentes. A comienzos del Neoproterozoico, existió un supercontinente llamado Rodinia. Hace unos 800 millones de años este comenzó a fragmentarse, dando lugar a unas 8 piezas, algunas de las cuales se volvieron a juntar para armar otro puzzle continental a finales de esta era: el supercontinente Gondwana (Fig.2).

La era Neoproterozoica (hace más de 540 millones de años antes del presente), es considerada por algunos investigadores por ser la de mayor formación de corteza continental en la historia de la Tierra. Esto se debe a los diversos procesos geológicos formadores de montañas, las denominadas orogénias, que ocurrieron como consecuencia de la acreción y colisión de diferentes fragmentos continentales. Una serie de eventos orogénicos neoproterozoicos importantes relacionados con la formación del supercontinente Gondwana, es la denominada orogenia Brasileña-Panafricana (hace entre 750-550 millones de años atrás). Estos eventos quedaron registrados en una serie de fallas geológicas, denominadas zonas de cizalla.

Las zonas de cizalla son fajas planas relativamente estrechas en la que se concentran altas de deformación, que generalmente contiene componentes de rotación que reflejan el desplazamiento lateral, uno respecto de los otros, de varios segmentos de la roca original. Estas zonas pueden per-



Figura 1. Vista general de la Punta Ballena, prolongación de la Sierra Ballena en el mar. Fotografía: Mauricio Faraone.

manecer activas por largos períodos de tiempo y el material en ellas puede ser transportado verticalmente hacia arriba o abajo en la corteza terrestre. Las zonas de cizallamiento a escala cortical juegan un papel importante en la evolución de los orógenos. Un cinturón orogénico, se puede definir como una región alargada, lineal o arqueada, de gran extensión, que ha sido construida por una tectónica compresiva, produciendo plegamiento y otras deformaciones, durante una orogénesis.

En el este del territorio uruguayo y sur de Brasil, existen rocas que registran la existencia de un antiguo cinturón orogénico de escala continental. Este es uno de los orógenos marginales del Cratón Río de la Plata, uno de los cinco núcleos antiguos de corteza continental, que actualmente conforman Sudamérica. Dicho cinturón orogénico es resultante de la colisión, entre el mencionado cratón sudamericano, y los cratones africanos de Congo y Kalahari, durante el ciclo orogénico Brasileño-Panafricano.

Uno de los principales exponentes en Uruguay de una serie de zonas de cizallamiento, producidas durante la evolución del ciclo orogénico Brasileño, es la Zona de Cizalla Sierra Ballena (ZCSB). La ZCSB es parte de un sistema de fallas transcurrentes de alta deformación que divide un cinturón orogénico neoproterozoico, en el continente sudamericano, en dos diferentes dominios. La relación entre los bloques a ambos lados de la ZCSB no ha sido suficientemente investigada, por lo que el significado geotectónico de la misma sigue siendo controvertido. Algunos investigadores han interpretado esta zona de cizalla y su prolongación en el sur de Brasil, como una falla intracontinental. Sin embargo, otros autores consideraron esta zona de cizalla como una sutura, es decir un límite entre antiguas placas tectónicas que colisionaron formando un orógeno o cadena montañosa. La pregunta, si la ZCSB representa un antiguo límite de terreno geológico, aún permanece abierta.

Gondwana



Figura 2. Bosquejo con la reconstrucción del supercontinente Gondwana, mostrando la posición tentativa de Uruguay y Sudáfrica y destacando (en rojo) la falla de Sierra Ballena (ZCSB). Modificado y simplificado de Schmitt et al., 2023. Autor: Federico Cernuschi.



Figura 3. Estudiantes de grado y posgrado en Geología, efectuando su práctica de campo en los afloramientos frente al mirador panorámico. Fotografía: S. Guerrero-DINAMIGE.

Como toda gran discontinuidad cortical, la historia parece ser prolongada, con numerosos eventos de reactivación. Se reconocen dos eventos de transpresión (tipo de deformación que combina un desplazamiento en paralelo y un acortamiento) principales, uno entre 658-600 Ma, y una reactivación entre 586 y 560 Ma. La nucleación de esta zona de cizalla sería de edad mayor a 590 Ma..

La Punta Ballena, una prolongación del continente en el mar, está compuesta por grandes exposiciones de milonitas. Estas son un tipo de roca metamórfica foliada, de cualquier composición, asociada generalmente a zonas de cizalla, la cual presenta una estructura característica producto de una deformación dúctil más intensa que el de las rocas adyacentes. La estructura está caracterizada por la presencia de una matriz de tamaño de grano fino con porfiroclastos (cristales de gran tamaño) inmersos en ella -ausentes en ultramilonitas, por su grano muy fino-. Estas rocas se formaron en profundidad en la corteza, a presiones y temperaturas muy elevadas, por lo cual tuvieron un comportamiento plástico. Por lo cual, los minerales que componían sus protolitos (las rocas de la cual se transformaron) fueron deformados, estirados y recrystalizados debido a la alta temperatura y presión.

En Punta Ballena podemos reconocer cuatro tipos de litologías principales de milonitas: milonitas graníticas, cuarzo milonitas, filonitas y pórfidos miloníticos. Las cuarzo milonitas y los pórfidos miloníticos, por su resistencia a la erosión determinan las crestas aflorantes de esta unidad geológica (ZCSB), de importante resalte geomorfológico (Fig.4).



Figura 4. Detalle de los distintos tipos litológicos de milonitas de la Zona de Cizalla Sierra Ballena. Fotografía: Mauricio Faraone.

Al ingresar hacia Punta Ballena, frente al mirador panorámico, podemos encontrar en el talud de la ruta afloramientos de las dos de las litologías mencionadas: las milonitas graníticas y los pórfidos miloníticos. Las milonitas graníticas presentan feldespatos que conforman grandes cristales (porfiroclastos) inmersos en una matriz fina, con desarrollo de cintas de cuarzos estirados.

Por otro lado, los pórfidos miloníticos son rocas de grano muy fino y color gris oscuro a negro cuando no están alteradas por la meteorización, de lo contrario presentan colores rojizos. En teoría estas últimas litologías se originan a partir de rocas ácidas (con alto contenido de sílice), que corresponderían a diques subvolcánicos que se inyectaron en las milonitas graníticas y luego fueron deformadas por el cizallamiento. Estas determinan, junto a las cuarzo milonitas, crestas con abundantes afloramientos de muy buena exposición en Punta Ballena.

Las milonitas cuarcíticas, como su nombre lo indica, están formadas esencialmente por cuarzo, mineral compuesto por sílice. Estas se formaron a partir de rocas graníticas, que debido a las altas presiones y temperaturas durante el evento de cizallamiento sufrieron una transformación de sus minerales. El feldespato, mineral común en los granitos, al transformarse a sericita (variedad microcristalina de la mica) libera sílice, fuente del cuarzo de este tipo de milonitas. Por su elevada resistencia a la erosión determinan crestas en el paisaje y cerros alargados (por ejemplo la Sierra de los Caracoles, la continuación de Sierra Ballena).

En la costa oeste, en el Club de los Balleneros, predominan las filonitas. Estas son un tipo de milonitas de grano muy fino, finamente bandeadas y ricas en filosilicatos (por ejemplo, mica). Existen evidencias de que estas conforman una transición desde milonitas graníticas, por lo que su génesis se debe a la progresiva descomposición del feldespato de la milonita granítica a filosilicatos durante deformación.

En estas rocas podemos observar distintas estructuras. La más conspicua es la foliación milonítica. Es una foliación típica de estas rocas, definida por un gran alargamiento orientado de los granos de cuarzo, que adquieren a menudo una forma de cintas y están embebidos en una matriz de granos pequeños habitualmente sin orientar. La foliación de todas estas milonitas muestra un rumbo 020°, predominantemente vertical (Fig.5).

Además de la foliación milonítica, asociados a zonas de cizallamiento podemos encontrar otras estructuras geológicas: los pliegues. Estos son ondulaciones en la roca producidas por fuerzas com-



Figura 5. Detalle de estructuras visibles en los afloramientos de Punta Ballena: foliación milonítica recortada por una falla. Fotografía: Mauricio Faraone.



Figura 6. Visitantes practicando rápel en la salientes rocosas de la costa, en la zona de Las Grutas. Fotografía: Mauricio Faraone.

presivas (empuje tectónico) que las curvan sin llegar a romperlas. Los pliegues se pueden clasificar de distintas maneras, según los elementos que tomemos en cuenta. Según su forma, estos se pueden clasificar como: sinformes, los que presentan su parte cóncava hacia arriba; o antiformes, aquellos con la parte cóncava hacia abajo. Muchas veces, estos pueden estar asociados.

En el extremo de la Punta Ballena, al final de la Ruta Panorámica, al descender a pie hacia la costa, podemos observar este tipo de estructuras. A gran escala, si vemos la punta rocosa desde lo lejos, podemos observar como la faja milonítica fue plegada, donde la continuidad entre los flancos de un pliegue sinforme o sinclinal y uno antiforme o anticlinal, forman la silueta de una ballena. Siendo la charnela (cresta) del pliegue el lomo del cetáceo (Fig.7).

El balneario Punta Ballena se encuentra integrado al desarrollo urbano y turístico de Punta del Este, el principal balneario del país, del cual dista apenas 18 kilómetros. Al oeste posee un pequeño puerto náutico, el Club de los Balleneros, y playas extensas de arena fina. Hacia el este, se encuentra la zona conocida como Las Grutas, con salientes rocosas que permiten practicar rápel y escalada, y playas de arena gruesa con vistas a Punta del Este y la isla Gorriti. Al norte se puede acceder al *Arboretum Lussich*, un arboreto de 190 hectáreas con una variedad de especies de árboles autóctonas y exóticas, donde además se encuentran algunos afloramientos de milonitas de Sierra Ballena (Fig.6).

En este balneario se encuentra la famosa casa-taller *Casapueblo*, diseñada por el artista plástico Carlos Páez Vilaró. Actualmente sus instalaciones cuentan con un museo, una galería de arte, una cafetería y un hotel. La ruta panorámica que conduce a Punta Ballena, se designó con su nombre en homenaje a este destacado artista uruguayo.

En la temporada invernal es posible el avistamiento de la ballena franca austral y otras especies de cetáceos, que le dan su nombre a este sitio.

BIBLIOGRAFÍA

Cernuschi, F. Artículo de divulgación para la Unión Vecinal de Punta Ballena y Laguna del Sauce y del Diario. Página web: <https://puntadelesteinternacional.com/patrimonio-geologico-natural-de-maldonado-la-falla-de-sierra-ballena-la-zona-de-cizalla-de-sierra-ballena/>

Gómez Rifas, C. (1995). A zona de cisalhamento sinistral de “Sierra Ballena” no Uruguai. Ph.D. Thesis. Instituto de Geociencias. Universidade de Sao Paulo. 244 p.

Faraone, M. (2024). Punta Ballena: Sitio de Patrimonio Geológico. Ambienita. <https://ambienita.uy/punta-ballena-sitio-de-patrimonio-geologico/>

Oyhantçabal, P., S. Siegesmund, K. Wemmer, & P. Layer. (2009). The Sierra Ballena Shear Zone in the southernmost Dom Feliciano Belt (Uruguay): Evolution, kinematics, and deformation conditions, International Journal of Earth Sciences.

Schmitt, R. D. S., Trouw, R. A., Da Silva, E. A., de Jesus, J. V. M., da Costa, L. F. M., & Passarelli, C. R. (2023). The Role of Crustal-Scale Shear Zones in SW Gondwana Consolidation – Transatlantic Correlation. Geological Society, London, Special Publications 531 (1): 149–87. <https://doi.org/10.1144/SP531-2022-278>.

Spoturno, J. J., Oyhantçabal, P. y Loureiro, J. (2012). Mapa geológico del Departamento de Maldonado escala 1/100.000, Cap. 2 Geología. Facultad de Ciencias (UdelaR)–Dirección Nacional de Minería y Geología (MIEM), Montevideo.

Figura 7. Vista general de la Punta Ballena desde la zona de Las Grutas. Nótese el relieve formado por las milonitas plegadas, que se asemeja al lomo de una ballena. Fotografía: Mauricio Faraone.

Anexo final

	DENOMINACIÓN DEL LUGAR	COORDENADAS GEOGRÁFICAS	COORDENADAS GOOGLE MAPS	EDAD (Ma: millones de años)	RELEVANCIA	INTERÉS GEOLÓGICO PRINCIPAL	VALOR DOMINANTE	VALOR SECUNDARIO
ARGENTINA	La Mejicana y El Cablecarril	29°00'41.5"S 67°46'32.1"W	-29.011532, -67.775570	Actualidad	Nacional	Minero	Turístico	Científico
	El Triásico de la cuenca de Ischigualasto-Talampaya	30°09'47.7"S 67°50'32.6"W	-30.163250, -67.842389	Triásico (250-200 Ma)	Patrimonio de la Humanidad (WH) IUGS Geological Heritage Site	Estratigrafía Paleontología Geomorfología	Científico	Turístico
	Los cerros Fitz Roy y Torre	49°17'35.1"S 73°05'52.5"W	-49.293083, -73.097917	Mioceno-Actualidad (16,3-0 Ma)	Patrimonio de la Humanidad (WH)	Petrología Geomorfología	Turístico	Científico
	Cerro Galán	25°59'01.7"S 66°55'54.6"W	-25.983800, -66.931827	Mioceno-Plioceno (6-2,1 Ma)	Internacional	Volcanología Geomorfología	Científico	Turístico
	Cataratas del Iguazú Cataratas do Iguaçu	25°41'43.3"S 54°26'12.3"W	-25.695360, -54.436736	Pleistoceno-Actualidad	Patrimonio de la Humanidad (WH) IUGS Geological Heritage Site	Geomorfología Estratigrafía Tectónica	Turístico	Científico
BRASIL	Arquipélago de Fernando de Noronha	3°51'10.1"S 32°25'15.2"W	-3.852811, -32.420891	Mioceno (12,3 Ma)	Internacional	Petrologia Geomorfologia	Científico, didático e turístico	Turístico
	Toca da Boa Vista	10°09'36.2"S 40°51'37.6"W	-10.160056, -40.860444	Plioceno-Actualidad (5-0 Ma)	Internacional	Geomorfologia	Científico	Didáctico-Turístico
	A cratera meteorítica de Araguainha-Ponte Branca	16°49'11.0"S 52°58'50.5"W	-16.819726, -52.980707	Permo-Triásico (251 Ma)	IUGS Geological Heritage Site	Geomorfologia Tectónica Petrologia Mineralogia	Científico, didático e turístico	Turístico/ Didáctico
	Pegadas fósseis do Vale dos Dinossauros	6°43'55.8"S 38°15'42.1"W	-6.732165, -38.261685	Jurásico (140 Ma)	Internacional	Paleontología	Turístico, científico	
	Conglomerados diamantíferos na Chapada Diamantina	12°27'30.2"S 41°28'20.1"W	-12.458389, -41.472250	Mesoproterozoi-co-Actualidad (1.000 - 0 Ma)	Internacional	Estratigrafia Geomorfologia	Científico	Turístico / Geominero
CHILE	Capilla de Mármol	46°39'31.12"S 72°37'39.06"W	-46.658644, -72.627517	Devónico Superior-Carbónífero Superior y Holoceno	Internacional	Geomorfología Petrología	Turístico	Científico
	Cráter del Volcán Villarrica	39°25'11.28"S 71°56'23.91"W	-39.4198, -71.939975	Pleistoceno Medio Holoceno (650.000-Actualidad)	Internacional	Volcanología Peligros Geológicos	Turístico	Científico
	Campo geotermal de El Tatio	22°20'10.25"S 68°0'49.28"W	-22.336181 -68.013689	Mioceno-Holoceno	IUGS Geological Heritage Site	Geotermia-Geobiología	Turístico	Científico
	Los Puquios del Salar de Llamara	21°16'6.86"S 69°37'04.09W	-21.268572 -69.617803	Pleistoceno-Holoceno	IUGS Geological Heritage Site	Hidrogeología Mineralogía	Científico	Turístico
	Torres y Cuernos del Paine	50°57'54.20" S 72°58'53.50" W	-50.965056 -72.981528	Cretácico, Mioceno Medio y Pleistoceno-Holoceno (105-73 Ma, 12,5 Ma y 2,5-0 Ma)	IUGS Geological Heritage Site	Geomorfología Tectónica	Turístico	Científico

	DENOMINACIÓN DEL LUGAR	COORDENADAS GEOGRÁFICAS	COORDENADAS GOOGLE MAPS	EDAD (Ma: millones de años)	RELEVANCIA	INTERÉS GEOLÓGICO PRINCIPAL	VALOR DOMINANTE	VALOR SECUNDARIO
COLOMBIA	Esferulitas de la Isla de Gorgonilla	2°56'17.8"N 78°12'49.7"W	2.938280, -78.213814	Cretácico-Paleógeno (66 Ma)	Internacional	Petrología Estratigrafía Geología planetaria	Científico	-
	Lagerstätte de reptiles marinos del Cretácico Inferior del sur de la provincia del Ricaurte Alto	5°37'48.0"N 73°33'00.0"W	5.630000, -73.550000	Cretácico (129-115 Ma)	Internacional	Paleontología	Científico	Didáctico
	Terrazas marinas de las ensenadas de Macuaca y Playa Brava	11°19'30.8"N 74°08'32.4"W	11.325222, -74.142333	Cuaternario (20.000-0 a)	Nacional	Sedimentología Tectónica	Científico	Didáctico
	Yacimiento paleontológico de La Venta	3°14'04.7"N 75°10'12.1"W	3.234639, -75.170028	Neógeno (13,5-11,8 Ma)	Internacional	Paleontología	Científico	Didáctico
	Volcán Nevado del Ruiz	4°53'34.0"N 75°19'08.4"W	4.892769, -75.319007	Cuaternario (1,8-0 Ma)	Internacional	Volcanología	Científico	Didáctico
	Cerro Chirripó	9°29'50.5"N 83°29'19.5"W	9.497361, -83.488750	Mioceno-Actualidad (10-0 Ma)	Internacional	Petrología Geomorfología	Científico	Turístico
	Valle de las Morrenas	9°29'28.0"N 83°29'14.5"W	9.491111, -83.487361	Pleistoceno-Actualidad (18.000-0 a)	Internacional	Geomorfología	Turístico	Científico
COSTA RICA	Lago del Chirripó	9°28'58.3"N 83°29'46.5"W	9.482861, -83.496250	Pleistoceno-Actualidad (18.000-0 a)	Internacional	Geomorfología, Sedimentología	Turístico	Didáctico
	Los Crestones	9°27'13.2"N 83°29'49.3"W	9.453678, -83.497039	Paleoceno-Plioceno (66-5 Ma)	Internacional	Geomorfología	Turístico	Científico
	Península de Santa Elena	10°53'43.0"N 85°49'46.5"W	10.895278, -85.829583	Cretácico (130-120 Ma)	Internacional	Petrología	Turístico	Científico
	Cañón del río Santa Cruz	22°43'24.6"N 83°08'09.2"W	22.723499, -83.135879	Jurásico-Actualidad (150-0 Ma)	Internacional	Geomorfología Paleontología Hidrogeología	Científico	Turístico
	Cueva de Paredones	22°50'31.4"N 82°37'48.1"W	22.842044, -82.630023	Mioceno-Actualidad (20-0 Ma)	Internacional	Paleontología Geomorfología	Científico	Didáctico
CUBA	Farallón de Blanquizal del Toro	19°53'04.2"N 77°28'01.1"W	19.884486, -77.466976	Plioceno-Actualidad (5,3-0 Ma)	Patrimonio de la Humanidad (WH)	Geología Geomorfología	Turístico	Didáctico
	Lomas de Yeso	22°22'15.3"N 78°49'45.0"W	22.370902, -78.829159	Cuaternario	Nacional	Geología Geomorfología	Turístico	Didáctico
	Localidades fósilíferas del Mogote de La Mina y de Hoyos de San Antonio	22°42'00.9"N 83°40'00.2"W	22.700242, -83.666714	Jurásico (160-155 Ma)	Internacional	Paleontología Geomorfología	Turístico	Turístico

	DENOMINACIÓN DEL LUGAR	COORDENADAS GEOGRÁFICAS	COORDENADAS GOOGLE MAPS	EDAD (Ma: millones de años)	RELEVANCIA	INTERÉS GEOLÓGICO PRINCIPAL	VALOR DOMINANTE	VALOR SECUNDARIO
ECUADOR	Yacimiento paleontológico de Quebra da Chalán	1°46'34.6"S 78°38'24.4"W	-1.776278, -78.640111	Pleistoceno-Holoceno	Regional	Paleontología Sedimentología	Científico	Turístico
	Coca-Codo Sinclair	0°07'06.5"S 77°26'39.0"W	-0.118472, -77.444167	Jurásico-Cretácico	Regional	Estratigrafía	Científico	Didáctico
	Complejo volcánico Cotacachi – Cuicocha	0°21'33.6"N 78°20'53.3"W	0.359333, -78.348139	Pleistoceno-Actualidad (170.000-0 a)	Internacional	Volcanología	Científico	Didáctico
	Bosque Petrificado de Puyango	3°53'52.8"S 80°05'13.5"W	--3.898000, -80.087083	Cretácico (122-100 Ma)	Internacional	Paleontología Sedimentología	Científico	Didáctico
	Complejo volcánico El Reventador	0°04'38.5"S 77°39'21.0"W	-0.077361, -77.655833	Holoceno (1.500-0 a)	Nacional	Volcanología	Didáctico	Científico
	Falla de Chirilagua	13°15'06.4"N 88°07'22.7"W	13.251778, -88.122972	Cuaternario (2,5-0 Ma)	Internacional	Geomorfología Tectónica Volcanología	Científico	Turístico
EL SALVADOR	Laguna cratérica de Alegría	13°29'34.5"N 88°29'37.2"W	13.492919, -88.493669	Plioceno-Actualidad (3-0 Ma)	Internacional	Geomorfología Volcanología Hidrogeología Geotermia	Turístico	Científico
	Boca eruptiva Los Pinos en el volcán El Boquerón	13°44'11.4"N 89°17'10.7"W	13.736508, -89.286318	Holoceno (2500-0 a)	Internacional	Geomorfología Estratigrafía Volcanología Tectónica	Científico	Turístico
	La Puerta del Diablo	13°37'25.2"N 89°11'25.2"W	13.623664, -89.190319	Plioceno-Actualidad (4-0 Ma)	Patrimonio de la Humanidad (WH)	Geomorfología, Estratigrafía Volcanología	Turístico	Científico
	Cap de Creus	42°19'10.9"N 3°19'19.7"E	42.319698, 3.322133	Neoproterozoico-Cámbrico (580-540 Ma) Carbonífero medio-Pérmico (280-330 Ma) Actualidad	Internacional	Tectónica Petrología Geomorfología	Científico	Turístico
ESPAÑA	Yacimiento paleontológico del Cuaternario Fonelas P1	37°24'46.6"N 3°12'09.7"W	37.412948, -3.202701	Plioeno (2 Ma)	Internacional	Paleontología	Turístico	Científico
	Yacimientos de pirla de Navajún y Ambasaguas	41°59'09.4"N 2°06'37.0"W	41.985955, -2.110278	Cretácico inferior (145-110 Ma)	Internacional	Mineralogía	Científico	Turístico
	Campo volcánico de la erupción histórica de Timanfaya	29°00'33.1"N 13°44'22.1"W	29.009194, -13.739472	1730-1736	Internacional	Volcanología Geomorfología Tectónica	Turístico	Científico
	Tobas calcáreas de las Chorreras del río Cabriel	39°42'35.4"N 1°37'00.4"W	39.709841, -1.616782	Pleistoceno (100.000 años)	Nacional	Estratigrafía Paleontología	Científico	Turístico

	DENOMINACIÓN DEL LUGAR	COORDENADAS GEOGRÁFICAS	COORDENADAS GOOGLE MAPS	EDAD (Ma: millones de años)	RELEVANCIA	INTERÉS GEOLÓGICO PRINCIPAL	VALOR DOMINANTE	VALOR SECUNDARIO
GUATEMALA	Yacimiento paleo-mastozoológico del Pleistoceno en Chivacabé	15°18'47.48"N 91°32'49.61"W	15.313190, -91.547113	Holoceno (15.700-12.920 a)	Nacional	Estratigrafía Paleontología	Paleontológico	Estratigráfico
	Secuencia ofiolítica y melanges de serpentinitas de la placa Caribe en Guatemala	14°44'03.2"N 90°04'44.0"W	14.734222, -90.078889	Jurásico-Cretácico	Nacional	Tectónica Petrología	Científico	Didáctico
MÉXICO	Megacristales de selenita de la mina de Naica	27°51'03.4"N 105°29'47.0"W	27.850956, -105.496400	Holoceno (191-57 ka)	Internacional	Mineralogía	Científico	Didáctico
	Manantiales del valle de Cuatro Ciénegas	26°59'32.6"N 102°04'11.4"W	26.992400, -102.069823	Holoceno	Internacional	Hidrogeología Geomorfología Geo-Arqueología	Científico	Turístico
	Volcán Parícutín	19°29'35.0"N 102°15'04.0"W	19.493510705760613, -102.25135786799113	Holoceno (77-0 a)	Internacional	Volcanología Geomorfología	Turístico	Científico
	Zona paleontológica de Rincón Colorado	25°30'59.1"N 101°19'30.6"W	25.516416, -101.325173	Cretácico (72 Ma)	Internacional	Paleontología Estratigrafía	Turístico	Científico
	Tsunamita del Chicxulub y el límite Cretácico-Paleoceno	26°02'45.1"N 100°43'12.9"W	26.045867, -100.720243	Cretácico (66 Ma)	Internacional	Estratigrafía Paleontología Geología planetaria	Científico	Didáctico
PARAGUAY	Areniscas columnares del Cerro Koi	25°19'28.5"S 57°23'48.8"W	-25.324575, -57.396875	Paleoceno (60 Ma)	Internacional	Tectónica Petrología Magmatismo	Científico	Turístico
	Cavernas de Vallemí	22°15'26.6"S 57°51'24.4"W	-22.257378, -57.856770	Ediacariano (635 Ma) y Cuaternario	Internacional	Paleontología Geomorfología	Científico	Turístico
	Cerro Acahay	25°53'03.0"S 57°10'24.3"W	-25.884174, -57.173408	Cretácico-Actualidad (130-0 Ma)	Internacional	Petrología Geomorfología	Científico	Turístico
	Cerro Muralla y Cerro Memby	22°39'43.0"S 55°58'59.3"W	-22.661955, -55.983139	Jurásico-Eoceno (160-50 Ma)	Internacional	Geomorfología Estratigrafía	Científico	Turístico
PERÚ	Volcán Huaynaputina	16°36'51.6"S 70°51'11.7"W	-16.614326, -70.853241	Pleistoceno-Actualidad	Internacional, local, World heritage, Geoparque UNESCO, etc	Tectónico, geomorfológicos, estratigráfico, paleontológico, etc.	Científico, turístico, didáctico	Científico, turístico, didáctico
	Nevado Pariacaca	11°59'30.0"S 75°59'30.3"W	-11.991667, -75.991753	Pleistoceno-Actualidad	Nacional, local, World heritage, Geoparque UNESCO, etc	Tectónico, geomorfológicos, estratigráfico, paleontológico, etc.	Científico, turístico, didáctico	Científico, turístico, didáctico
	Pongo de Maenique	12°13'50.7"S 72°49'12.4"W	-12.230759, -72.820107	Paleozoico-Actualidad	Nacional, local, World heritage, Geoparque UNESCO, etc	Tectónico, geomorfológicos, estratigráfico, paleontológico, etc.	Científico, turístico, didáctico	Científico, turístico, didáctico
	Terrazas marinas escalonadas en la bahía de San Juan de Marcona	15°20'26.2"S 75°08'54.0"W	-15.340618, -75.148335	Pleistoceno-Actualidad	Internacional IUGS Geological Heritage Site	Tectónico, geomorfológicos, estratigráfico, paleontológico, etc.	Científico, turístico, didáctico	Científico, turístico, didáctico
	Cañón del Colca	15°39'43.7"S 72°10'27.3"W	-15.662147, -72.174243	Paleozoico-Actualidad	Internacional IUGS Geological Heritage Site	Tectónico, geomorfológicos, estratigráfico, paleontológico, etc.	Científico, turístico, didáctico	Científico, turístico, didáctico

	DENOMINACIÓN DEL LUGAR	COORDENADAS GEOGRÁFICAS	COORDENADAS GOOGLE MAPS	EDAD (Ma: millones de años)	RELEVANCIA	INTERÉS GEOLÓGICO PRINCIPAL	VALOR DOMINANTE	VALOR SECUNDARIO
PORTUGAL	Corta da Mina de São Domingos	37°40'10.8"N 7°29'35.3"W	37.669653, -7.493128	Devónico (360 Ma)	Nacional	Metalogenia Estratigrafia Tectónica	Científico	Turístico
	Monumento Natural das Pegadas de Dinossauros da Serra de Aire	39°34'12.7"N 8°35'21.1"W	39.570181, -8.589192	Jurássico (175 Ma)	IUGS Geological Heritage Site	Paleontologia Estratigrafia	Científico	Turístico
	Caldeira do vulcão das Furnas, Ilha de São Miguel, Açores	37°46'21.9"N 25°18'14.7"W	37.772742, -25.304089	Quaternário (800 000 a)	Nacional Geoparque UNESCO	Hidrogeologia Vulcanologia	Turístico	Científico
	Discordância Paleozoico/ Mesozoico da Praia do Telheiro	37°03'02.7"N 8°58'48.0"W	37.050750, -8.980000	Carbonífero-Triássico (320 Ma)	IUGS Geological Heritage Site	Estratigrafia	Científico	Turístico
	Monumento Natural das Portas de Rodão	39°38'35.0"N 7°41'14.8"W	39.643050, -7.687444	Ordovícico - Presente (500-0 Ma)	Nacional Geoparque UNESCO	Geomorfologia Estratigrafia	Turístico	Científico
REPÚBLICA DOMINICANA	Los Tres Ojos	18°28'47.3"N 69°50'35.2"W	18.479812, -69.843107	Plioceno-Pleistoceno (3,5-2 Ma)	Internacional	Paleontología Hidrogeología	Turístico	Científico
	Dunas de Baní	18° 12.702'N 70° 31.947'W	18.207684, -70.545896	Pleistoceno-Actualidad (1.8 a 0,01 Ma)	Internacional	Sedimentología Mineralogía Paleontología	Turístico	Científico
	Arrecifes del Mirador Sur	18°26'59.8"N 69°56'18.6"W	18.449951, -69.938494	Pleistoceno (1,8 Ma)	Nacional	Sedimentología Paleontología Geomorfología	Científico	Turístico
	El Morro de Monte Cristi	19°53'35.1"N 71°39'24.8"W	19.893094, -71.656880	Oligoceno-Plioceno (34-5,3 Ma)	Internacional	Geomorfología Paleontología Mineralogía Estratigrafía	Científico	Turístico
URUGUAY	Cueva de Borbón o El Pomier	18°28'05.0"N 70°08'05.8"W	18.468059, -70.134974	Eoceno (47,8 a 34 Ma)	Internacional	Paleontología Tectónica	Científico	Turístico
	Distrito gemológico Los Catalanes	30°47'34.13"S 56°16'13.25"W	-30.792814, -56.270347	Cretácico (135 Ma)	IUGS Geological Heritage Site	Mineralogía Geomorfología Estratigrafía	Científico	Turístico
	Paleodunas de Cerro Conventos	32°13'17.40"S 54°17'40.14"O	-32.221500, -54.294483	Pérmico (255 Ma)	Internacional	Estratigrafía Sedimentología Hidrogeología	Científico	Didáctico
	Grutas del Palacio	33°16'47.9"S 57°08'34.7"W	-33.279972, -57.142972	Cretácico-Actualidad (70-0 Ma)	Geoparque UNESCO	Geomorfología Sedimentología	Científico	Didáctico
	La Piedra Alta	34°05'59.0"S 56°12'12.7"W	-34.099713, -56.203530	Paleoproterozoico (2110-1780 Ma)	Nacional	Petrología Tectónica	Científico	Turístico
	Milonitas de Punta Ballena	34°54'53.0"S 55°02'45.9"W	-34.914711, -55.046089	Neoproterozoico (650-560 Ma)	Internacional	Tectónica Petrología Geomorfología	Científico	Turístico

