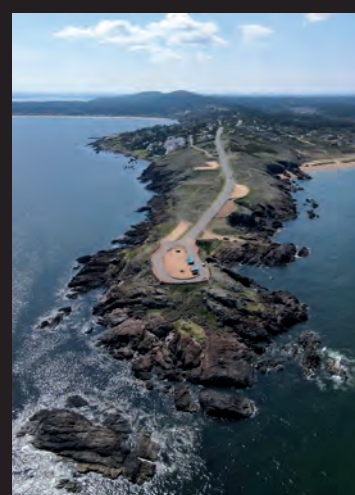
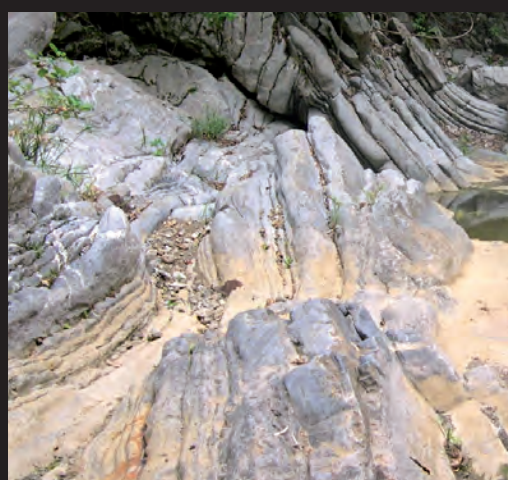
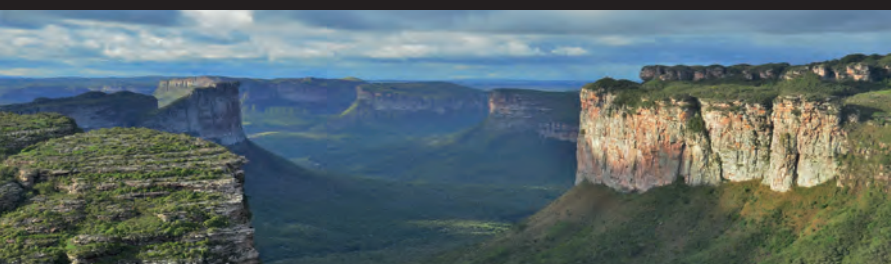




ASGMI. SITIOS DE INTERÉS GEOLÓGICO DE IBEROAMÉRICA

ASGMI SITIOS DE INTERÉS GEOLÓGICO DE IBEROAMÉRICA

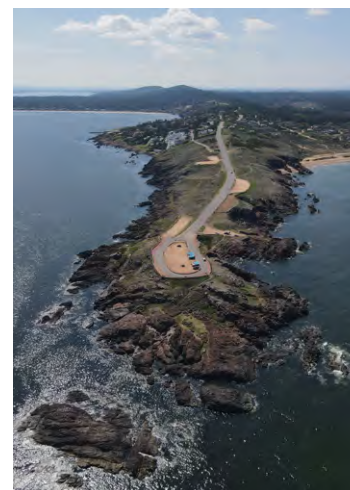


ASGMI.
SITIOS DE INTERÉS
GEOLÓGICO DE
IBEROAMÉRICA



ASGMI
Asociación de Servicios
de Geología y Minería
Iberoamericanos

ASGMI. SITIOS DE INTERÉS GEOLÓGICO DE IBEROAMÉRICA



ASGMI. Sitios de interés geológico de Iberoamérica.

L. Carcavilla, M. Faraone, F. Miranda y M. Vargas (Eds.) 2024.

La Asociación de Servicios de Geología y Minería Iberoamericanos (ASGMI) tiene como misión principal contribuir al desarrollo socio-económico de los pueblos mediante la cooperación horizontal entre sus miembros, tanto bilateral como multilateral, y el fortalecimiento institucional de los Servicios de Geología y Minería asociados.

ISBN: 978-84-09-68251-5

Maquetación e Impresión: Rabalan Comercial, S.L.

BIENVENIDA

La Asociación de Servicios de Geología y Minería Iberoamericanos (ASGMI) se enorgullece de presentar esta obra dedicada a los Sitios de Interés Geológico de Iberoamérica. Un trabajo realizado gracias al empeño del Grupo de Expertos en Patrimonio Geológico y, que refuerza, uno de los principales compromisos de la ASGMI consistente en la promoción del conocimiento geocientífico como base para el desarrollo sostenible de las comunidades.

Desde su creación en 2012, la ASGMI ha tenido como misión fundamental fortalecer la cooperación entre los servicios geológicos miembros. Esta cooperación busca afrontar desafíos globales tales como el cambio climático, la gestión de los recursos naturales y la prevención de desastres geológicos, todo ello en un contexto de respeto a la diversidad natural y cultural de nuestra región. Nuestra visión se alinea con la creciente sensibilidad social hacia la preservación del medio ambiente y la gestión responsable de los recursos minerales, hídricos y energéticos.

En este sentido, la “Declaración de Huasca de Ocampo”, firmada por los miembros de ASGMI en la XXIX Asamblea General Ordinaria celebrada en 2024, resalta el valor de la geodiversidad y el patrimonio geológico como elementos fundamentales para el desarrollo económico y social de las comunidades. La puesta en valor de estos recursos, tal y como se refleja en la presente obra, es clave para la promoción de iniciativas como los Geoparques y el turismo geológico, y para fomentar una mayor conciencia sobre la importancia de preservar nuestro patrimonio geológico, como testimonio invaluable de la historia de nuestro planeta y recurso estratégico para las generaciones futuras.

Desde la Secretaría de la ASGMI, agradecemos a quienes, desde los distintos servicios geológicos, han contribuido a esta valiosa iniciativa, cuyo impacto perdurará como una referencia para la protección y el disfrute del patrimonio geológico en Iberoamérica.

Gracia Olivenza Jiménez
Secretaría General de la ASGMI

PRÓLOGO

Reflejar la riqueza del patrimonio geológico de Iberoamérica no es una tarea fácil. La amplia extensión, la diversidad de ámbitos geográficos y geológicos y los diferentes criterios para hacer una selección representativa de la región hacen que sea una tarea compleja que los autores han resuelto con éxito. Desde la Asociación de Servicios de Geología y Minería Iberoamericanos -ASGMI-, a través de su Grupo de Expertos en Patrimonio Geológico, hemos decidido mostrar una selección, de las muchas que podrían hacerse, de un conjunto de sitios de interés geológico nacional y supranacional.

Reflejar el patrimonio geológico de un territorio es importante puesto que corresponde con los lugares y ejemplos más representativos, singulares y/o exclusivos del registro geológico. Por otra parte, el estudio de la geodiversidad y del patrimonio geológico figura entre las áreas de investigación más recientemente incorporadas al ámbito de la Geología. Surge como resultado de una nueva manera de entender el papel de la humanidad en su relación con la Tierra, en el que la sociedad considera un derecho, una necesidad y un deber proteger el medio ambiente y promover un desarrollo sostenible. Los elementos geológicos de singular interés no son una excepción, son una parte importante del patrimonio natural y poseen valor por sí mismos, por lo que deben ser conservados.

El patrimonio geológico es un bien común, es parte de la riqueza natural de nuestro planeta. La destrucción de este patrimonio es casi siempre irreversible y conlleva la pérdida de una parte de la memoria de la Tierra, dejando a las generaciones futuras sin la posibilidad del completo conocimiento de su evolución y de su historia. Por eso, la conservación del patrimonio geológico constituye una responsabilidad y una obligación de las administraciones públicas y de la sociedad en general. Es una herencia que recibimos y que debemos transmitir a las generaciones futuras para el mejor progreso social y científico.

Por otro lado, el patrimonio geológico puede, además, constituir un importante recurso para el desarrollo sostenible. Su divulgación se basa en el conocimiento científico y es un elemento básico para la promoción y desarrollo del geoturismo.

Esperamos que esta publicación cumpla el objetivo de mostrar la enorme riqueza geológica iberoamericana, en forma de sus lugares más sobresalientes para la ciencia geológica y el turismo.

Vicente Gabaldón
Presidente de Honor de ASGMI

“A la memoria de nuestro compañero Roberto Gutiérrez Domech, que participó con gran entusiasmo en la realización de este libro y dejó un gran legado en el estudio del patrimonio geológico de Cuba e Iberoamérica.”

LISTADO DE COORDINADORES NACIONALES DEL GRUPO DE EXPERTOS EN PATRIMONIO GEOLÓGICO DE ASGMI

ARGENTINA:

Fernando Miranda
Servicio Geológico Minero Argentino
(SEGEMAR)

BRASIL:

Carlos Schobbenhaus
Serviço Geológico do Brasil
(SGB/CPRM)

CHILE:

Manuel Arenas
Servicio Nacional de Geología y Minería
(SERNAGEOMIN)

COLOMBIA:

Marianela Vargas Anaya, Victoria Elena
Corredor Bohórquez y Marcela Gómez
Pérez
Servicio Geológico Colombiano (SGC)

COSTA RICA:

Ana Sofia Huapaya Rodriguez-Parra
Dirección de Geología y Minas de Costa Rica
(DGM)

CUBA:

Manuel Roberto Gutiérrez Domech
Instituto de Geología y Paleontología/
Servicio Geológico de Cuba (IGP)

ECUADOR:

Jhonatan Wladimir Enríquez Villarreal y
Angélica María Robles Carrillo
Instituto de Investigación Geológico y
Energético (IIGE)

EL SALVADOR:

Walter Hernández
Geólogo Consultor.

ESPAÑA:

Ana de Paz
Institut Cartogràfic i Geològic de Catalunya
(ICGC).
Luis Carcavilla
Instituto Geológico y Minero de España
(IGME, CSIC)

GUATEMALA:

Jaime E. Requena Fernández
Asociación Guatemalteca de Geociencias
Ambientales-ASGA.

MÉXICO:

Sofía del Pilar Mendoza Castillo
Servicio Geológico Mexicano (SGM)

PARAGUAY:

Yennifer Sarubbi Jacks
Facultad de Ciencias Exactas y Naturales.
Universidad Nacional de Asunción.

PERÚ:

Bilberto Zavala
Instituto Geológico Minero y Metalúrgico
(INGEMMET)

PORTUGAL:

Susana Machado y João Matos
Laboratório Nacional de Energia e Geologia
(LNEG)

REPÚBLICA DOMINICANA:

Jessica López y Arnold Evangelista. Servicio
Geológico Nacional Dominicana (SGN)

URUGUAY:

Mauricio Faraone. Área Geología, Dirección
Nacional de Minería y Geología (DINAMIGE),
Ministerio de Industria, Energía y Minería
(MIEM)



INTRODUCCIÓN INTRODUÇÃO

Figura 1. El paisaje desértico de Fonelas, en el sureste español, alberga algunos de los yacimientos paleontológicos de grandes vertebrados del Plioceno de mayor singularidad mundial. Fotografía: Luis Carcavilla.

Figura 2. Cerro Torre (3.128 m), enorme monolito de granito que constituye una de las más emblemáticas montañas de la Patagonia argentina. Fotografía: Luis Carcavilla.



INTRODUCCIÓN

La Tierra tiene una historia de 4.550 millones de años. Durante este enorme lapso de tiempo sucedieron gran cantidad de acontecimientos que modelaron el planeta y transformaron la vida que lo ocupa hasta el estado que conocemos hoy en día. Lejos de haber finalizado su evolución, la Tierra es un planeta vivo que sigue en constante cambio, como cada año lo demuestran los terremotos y erupciones volcánicas, entre muchos otros procesos. ¿Podemos saber cómo ha sido esta larga evolución? La respuesta es sí, porque esa historia está escrita en las rocas.

Estudiar el registro geológico permite reconstruir los sucesos que han tenido lugar a lo largo de millones de años de evolución. Así, la historia de nuestro planeta y de la vida en él se deduce a partir de lugares que han conservado en sus rocas un registro excepcional de los acontecimientos del pasado. Esos sitios que proporcionan esa valiosa información científica forman parte del patrimonio geológico, una riqueza que pertenece a nuestro patrimonio natural, y que reúne aquellos lugares que muestran de manera relevante el resultado de los procesos geológicos que actúan hoy en día o que lo hicieron en el pasado. Se trata, fundamentalmente, de series sedimentarias, yacimientos de fósiles o de minerales, rocas de muy diversos tipos y orígenes, estructuras tectónicas y formas notables del relieve. Varios de estos sitios reflejan acontecimientos o procesos geológicos de carácter global, por lo cual la información que proporcionan es de gran importancia para reconstruir la evolución del planeta de forma integral.



Figura 3. Cataratas de Iguazú, en la frontera entre Argentina y Brasil, uno de los ejemplos más ilustrativos del patrimonio geológico iberoamericano. Fotografía: Luis Carcavilla.

El conjunto de los países iberoamericanos alberga un impresionante patrimonio geológico. No en vano se distribuye en tres continentes y siete placas tectónicas (Norteamericana, Caribe, Cocos, Nazca, Sudamericana, Africana y Euroasiática). El registro geológico de estos países abarca un extenso período de tiempo, desde las rocas más antiguas encontradas en los cratones sudamericanos, que tienen 3.650 millones de años de antigüedad, hasta aquellas que se forman en la actualidad. La diversidad de contextos geodinámicos actuales a ambos lados del Atlántico incluye todo tipo de bordes de placas (convergentes, divergentes y transcurrentes). Si bien entre estos destaca el cinturón de fuego del Pacífico, una de las regiones sísmicas y volcánicas más activas del planeta y que en el tramo desde México hasta la Patagonia se extiende por unos 7.500 km, también se registran procesos activos al interior de las placas, lejos de los límites entre ellas.

La evolución de las masas continentales, con sucesivas separaciones y agrupaciones a lo largo de un incesante baile de millones de años, en los que colisionaron, se amalgamaron o se destruyeron a través de diversos ciclos orogénicos, tiene como resultado gran variedad de unidades tectónicas, que incluyen escudos, cadenas montañosas y cuencas sedimentarias. Por supuesto, las diferencias entre los contextos europeo y americano son muchas, pero también lo son entre sectores de Centroamérica, el Caribe y Sudamérica. La diversidad geológica es enorme. A pesar de ello, siempre es posible establecer un nexo que permita establecer una conexión entre ellos, aunque sea por el vínculo cultural que une a estos territorios.

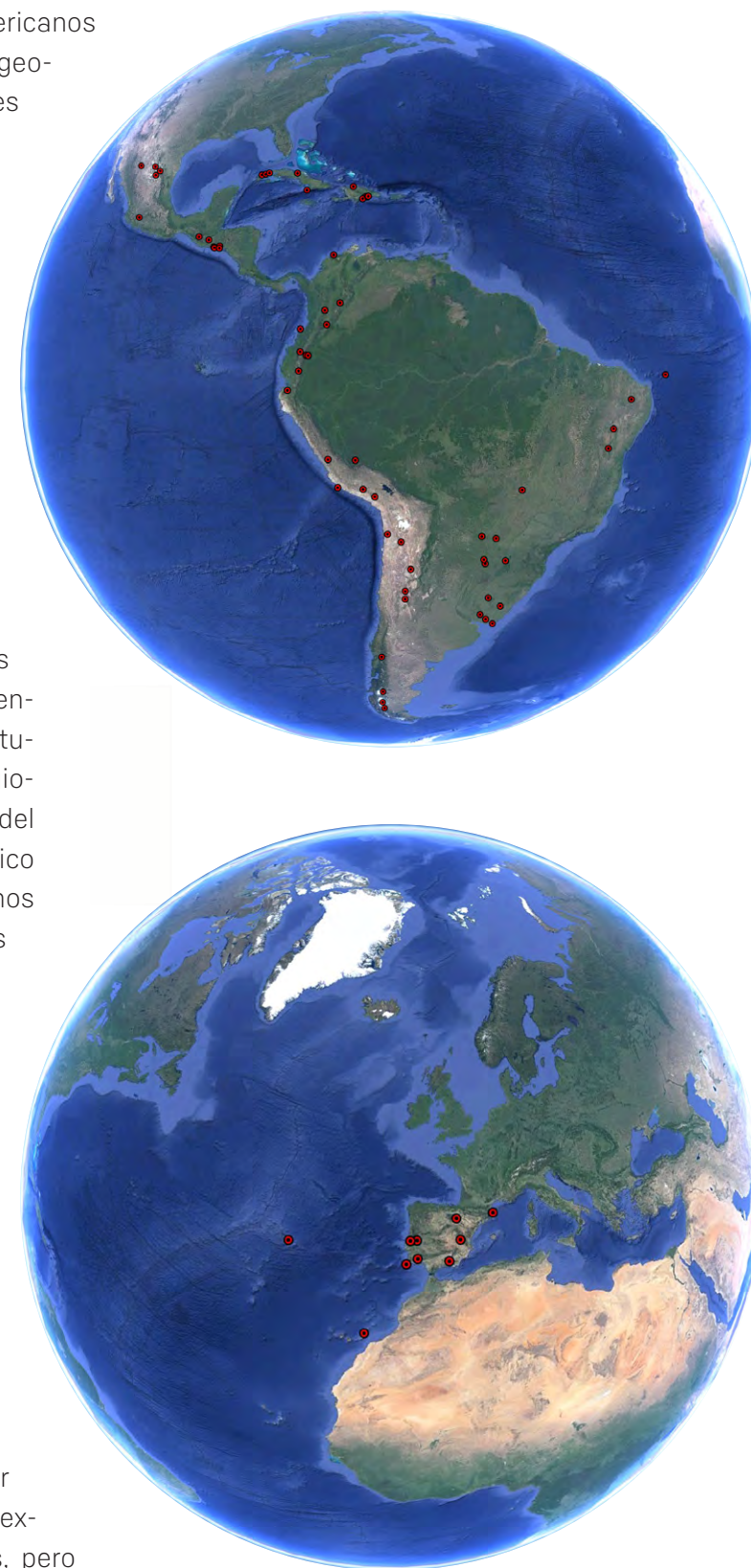


Figura 4. Sitios descritos en el libro. Imagen: Google Earth. (2024).

Conscientes de esta enorme geodiversidad y de la importancia de su conservación para las generaciones futuras, la Asociación de Servicios Geológicos y Mineros de Iberoamérica (ASGMI), a través de un grupo de expertos en la temática (GEPG), trabaja para poner en valor este vasto patrimonio geológico. En este sentido, uno de los primeros pasos es dar a conocer su relevancia.

Con este propósito, los servicios geológicos y mineros (o instituciones equivalentes) de 16 países iberoamericanos han confluído en este libro para presentar algunos de los sitios de interés geológico más destacados de sus territorios. Los sitios seleccionados son solo una muestra representativa de los muchos que podrían sucederse si se buscara mostrar de forma exhaustiva el patrimonio geológico de Iberoamérica. Nunca antes se había compilado información similar sobre esta temática. Confiamos en que esta publicación será motivadora para aquellos países iberoamericanos cuyos sitios no han sido reflejados aún, esperando que a futuro formen parte de esta iniciativa.

LOS SITIOS DE INTERÉS GEOLÓGICO

En total, en esta publicación se describen 73 sitios o lugares de interés geológico repartidos en el territorio continental e insular de 16 países. Cada capítulo de este libro está dedicado a un país, ordenados alfabéticamente. Se incluye un mapa que muestra la ubicación de los lugares de interés geológico que se describen en las páginas siguientes. A continuación, cada artículo brinda información acerca de la ubicación geográfica del sitio, destacando sus características geológicas principales y las de su entorno y, sobre todo, qué le hace especial y cómo aporta al patrimonio geológico de Iberoamérica. También se incluyen aspectos sobre medidas de protección legal y las opciones disponibles para su visita.

Los sitios incluidos en el libro abarcan todas las disciplinas geológicas (Fig.6). Además, muchos de ellos presentan también interés para el conocimiento de la geología como ciencia o aplicaciones muy diversas, como puede ser el estudio de la geología planetaria.



Figura 5. Paisaje volcánico de Timanfaya (Canarias, España), fruto de erupciones históricas entre 1730-36 y donde se localizaron más de 200 centros de emisión y más de 25 conos volcánicos alineados a lo largo de una gran fisura eruptiva. Fotografía: Luis Carcavilla.

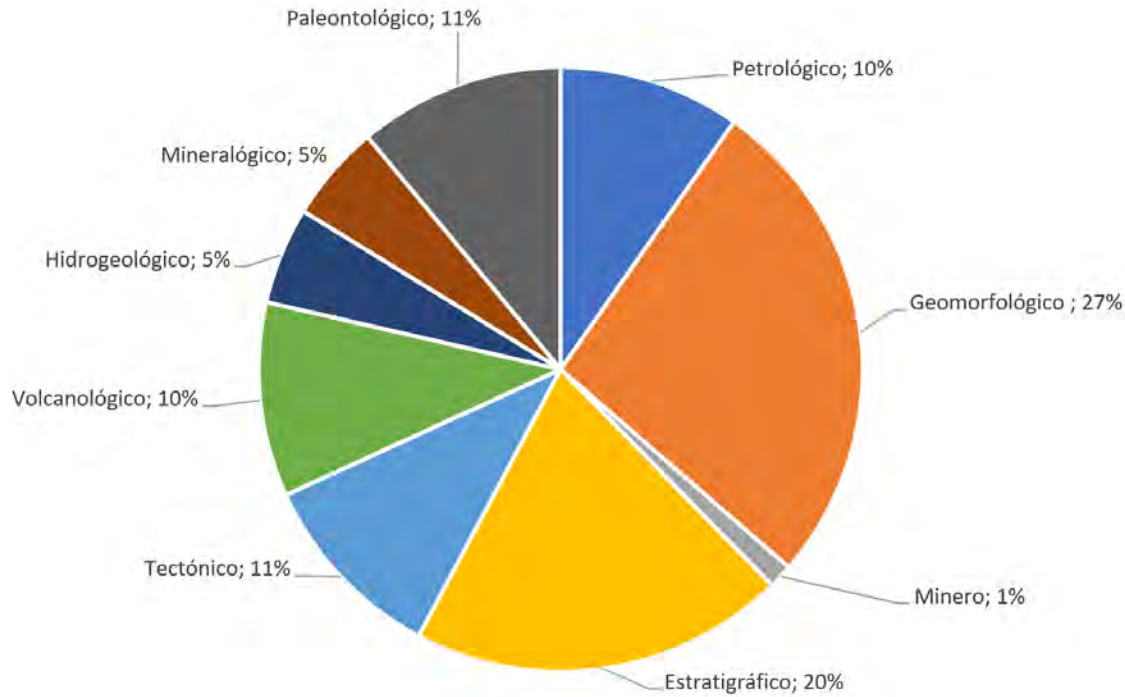


Figura 6. Tipologías de los sitios descritos en el libro, de acuerdo a la disciplina geológica.

Con respecto al intervalo cronoestratigráfico representado, la edad de estos sitios abarca desde hace más de 2.000 millones de años hasta la actualidad, cubriendo un gran intervalo de tiempo. Algunos de ellos reflejan procesos geológicos activos, como erupciones volcánicas, termalismo, fallas o glaciario, mientras que otros constituyen registros excepcionales de procesos y acontecimientos que tuvieron lugar en el pasado lejano. También se incluyen sitios icónicos, cuya espectacularidad y



Figura 7. Público asistiendo a un evento divulgativo para conocer el patrimonio geológico. Fotografía: Luis Carcavilla.



Figura 8. Kronosaurus Boyacencies, fósil de un enorme reptil marino del Cretácico conservado en el interior de Colombia y expuesto al público en un museo. Fotografía: Estefanía Salgado.

paisajes los convierten en destinos turísticos de primer orden, del mismo modo que otros poseen un fuerte significado cultural y forman parte de nuestras raíces, e incluso a nuestro propio origen como especie.

El patrimonio geológico, además de su valor científico, posee también un alto potencial turístico y educativo. De hecho, un 40% de los sitios descritos en este libro tiene como interés principal su aprovechamiento por parte de la población general, al margen de su contenido científico. Facilitar el acceso a estos lugares tiene un doble objetivo: dar a conocer el patrimonio geológico local, pero sobre todo, crear conciencia que permita asegurar su preservación para las generaciones futuras. Cabe señalar que algunos de los sitios indicados ya están incluidos en proyectos del tipo Geoparque Mundial de la UNESCO.

Este conjunto de sitios o lugares de interés geológico son útiles para conocer, estudiar y divulgar cuestiones vinculadas al origen y evolución de la Tierra, los procesos que la han modelado, los climas y paisajes del pasado y el presente, así como el origen y evolución de la vida. A este conjunto de lugares es necesario preservar y transmitir a las actuales y futuras generaciones, pues son la “memoria de la Tierra”.

En nombre de la ASGMI, los invitamos a sumergirse en este fascinante mundo tan remoto que se remonta miles de millones de años en el tiempo, pero tan cercano que está justo frente a nosotros o bajo nuestros pies en el territorio de Iberoamérica.



Figura 9. Karst de Viñales, en Cuba, donde al espectacular paisaje hay que sumar uno mayores sistemas cavernarios del Caribe. Fotografía: Luis Carcavilla.

Figura 10. Arenitos do antigo deserto de Botacatú, há cerca de 150 Ma. Fotografia: Maurício Faraone.



INTRODUÇÃO

A Terra tem uma história de 4550 milhões de anos. Durante este enorme lapso de tempo, ocorreram inúmeros acontecimentos que moldaram o planeta e transformaram a vida que o ocupa até ao momento atual. Longe de ter finalizado a sua evolução, a Terra é um planeta vivo que continua em constante mudança, como demonstram todos os anos a ocorrência de sismos e de erupções vulcânicas, entre muitos outros processos geológicos. Podemos saber como foi esta longa evolução? A resposta é sim, porque essa história encontra-se escrita nas rochas.

Estudar o registro geológico permite reconstruir os acontecimentos que ocorreram ao longo de milhões de anos de evolução. Assim, a história do nosso planeta e da vida que nele se desenvolve deduz-se a partir de lugares que conservaram nas suas rochas um registro excepcional dos acontecimentos do passado. Esses locais que fornecem essa valiosa informação científica fazem parte do património geológico, uma riqueza que pertence ao nosso património natural, e que reúne aqueles lugares que mostram de maneira relevante o resultado dos processos geológicos que atuam hoje em dia ou que atuaram no passado. Trata-se, fundamentalmente, de séries sedimentares, jazidas de fósseis ou de minerais, rochas de tipos e origens muito diversos, estruturas tectónicas e formas notáveis do relevo. Vários destes locais refletem acontecimentos ou processos geológicos de carácter global, pelo que a informação que fornecem é de grande importância para reconstruir a evolução do planeta de forma integral.



Figura 11. Portas de Ródão. Fotografia: Pedro Gonçalves.

O conjunto dos países ibero-americanos alberga um impressionante património geológico. Não é por acaso que se distribui por três continentes e sete placas tectónicas (Norte-Americana, Caribe, Cocos, Nazca, Sul-Americana, Africana e Eurasiática). O registo geológico destes países abrange um extenso período de tempo, desde as rochas mais antigas encontradas nos crátons sul-americanos, que têm cerca de 3650 milhões de anos de idade, até àquelas que se formam atualmente. A diversidade de contextos geodinâmicos atuais em ambos os lados do Atlântico inclui todo o tipo de fronteiras de placas como os convergentes, divergentes e transcorrentes. Embora entre estes se destaque o anel de fogo do Pacífico, uma das regiões sísmicas e vulcânicas mais ativas do planeta, o qual, na região entre o México e Patagônia, se estende por cerca de 7500 km. Ocorrem também processos ativos no interior das placas, longe dos limites entre elas.

A evolução das massas continentais, com sucessivas separações e agrupamentos ao longo de uma incessante dança de milhões de anos, nos quais se colidiram, se amalgamaram ou se destruíram através de diversos ciclos orogênicos, tem como resultado uma grande variedade de unidades tectónicas, que incluem escudos, cadeias montanhosas e bacias sedimentares. As diferenças entre os contextos geológicos europeu e americano são muitas, mas também o são entre setores da América Central, do Caribe e da América do Sul. A diversidade geológica é enorme! Apesar disso, é sempre possível estabelecer um elo que permita estabelecer uma conexão entre estes territórios, os quais partilham também um vínculo cultural que os une.

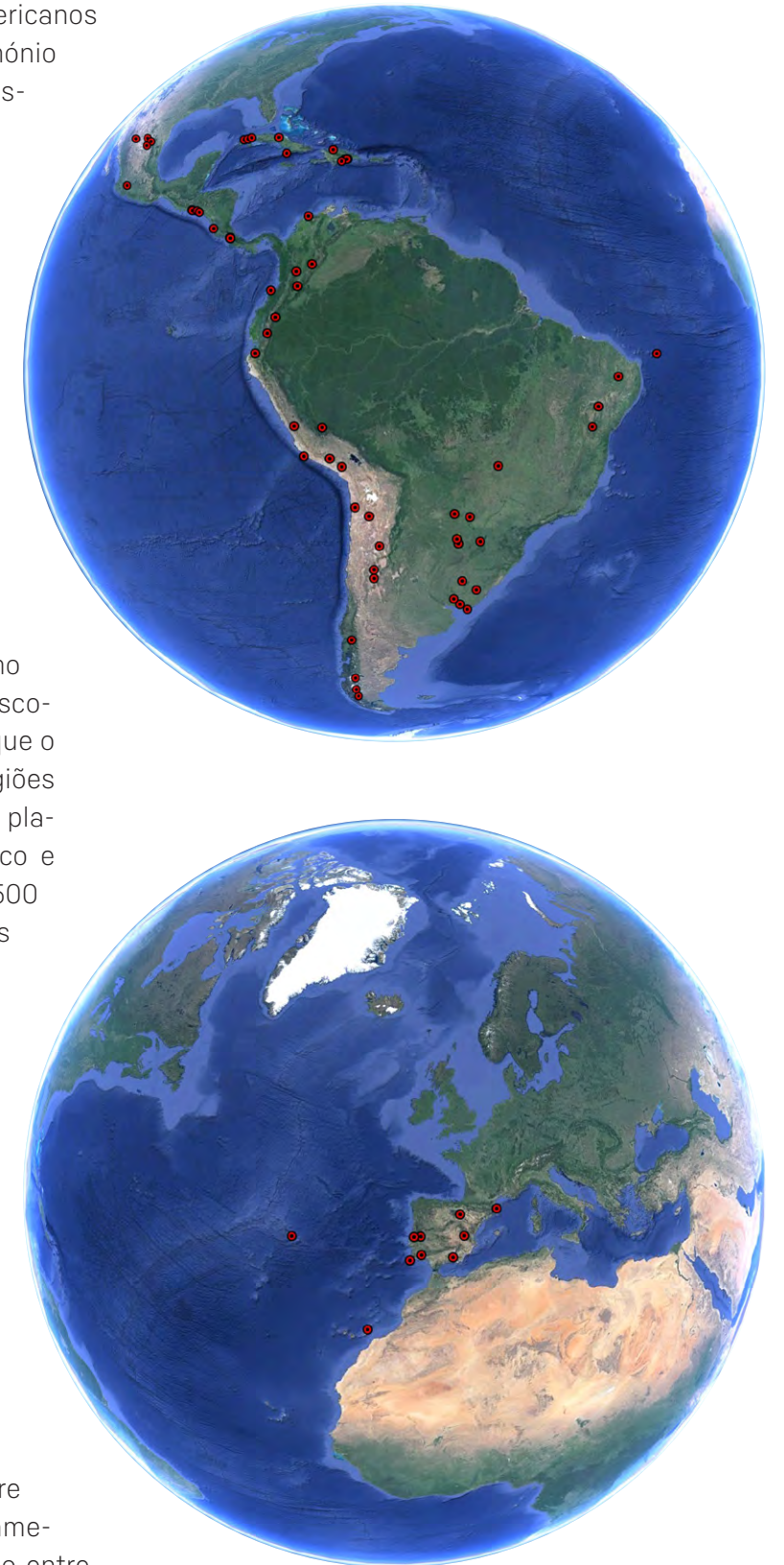


Figura 12. Locais descritos no livro. Imagem: Google Earth (2024).

Conscientes desta enorme geodiversidade e da importância da sua conservação para as gerações futuras, a Associação de Serviços de Geologia e Mineração Ibero-Americanos (ASGMI) trabalha para valorizar este vasto patrimônio geológico, através da ação de um grupo de especialistas nesta área temática (GEPG). Um dos primeiros objetivos para o conservar é dar a conhecer a sua relevância.

Com este propósito, os serviços geológicos e mineiros (ou instituições equivalentes) de 16 países ibero-americanos uniram-se neste livro para apresentar uma seleção representativa de alguns dos locais de interesse geológico mais destacados dos seus territórios. Os sítios selecionados são apenas uma amostra dos muitos que poderiam suceder-se caso houvesse a oportunidade de mostrar de forma exaustiva o patrimônio geológico da Ibero-América. Nunca antes se havia compilado informação similar sobre esta temática. Confiamos que esta publicação será motivadora para aqueles países ibero-americanos cujos locais ainda não foram refletidos, esperando que no futuro façam também parte desta iniciativa.

OS LOCAIS DE INTERESSE GEOLÓGICO

No total, descrevem-se nesta publicação 73 sítios ou lugares de interesse geológico distribuídos no território continental e insular de 16 países. Cada capítulo deste livro é dedicado a um país, sendo estes ordenados por ordem alfabética. Inclui-se um mapa territorial de cada país com a localização dos locais de interesse geológico que se descrevem nas páginas seguintes. A seguir, cada artigo fornece informação acerca da localização geográfica do sítio, destacando as suas características geológicas principais e as do seu enquadramento e, sobretudo, o que o torna especial e como contribui para o patrimônio geológico da Ibero-América. Também se incluem aspectos sobre medidas de proteção legal e as opções disponíveis para a sua visita.

Os lugares incluídos no livro abrangem todas as disciplinas geológicas. Além disso, muitos deles apresentam também interesse para o conhecimento da geologia como ciência ou aplicações muito diversas, como pode ser o estudo da geologia planetária desde há mais de 2000 milhões de anos até à atualidade, cobrindo um grande intervalo de tempo. Alguns deles refletem processos geológicos ati-



Figura 13. Toca da Barriguda, Brasil. Fotografia: Alexandre Lobo.

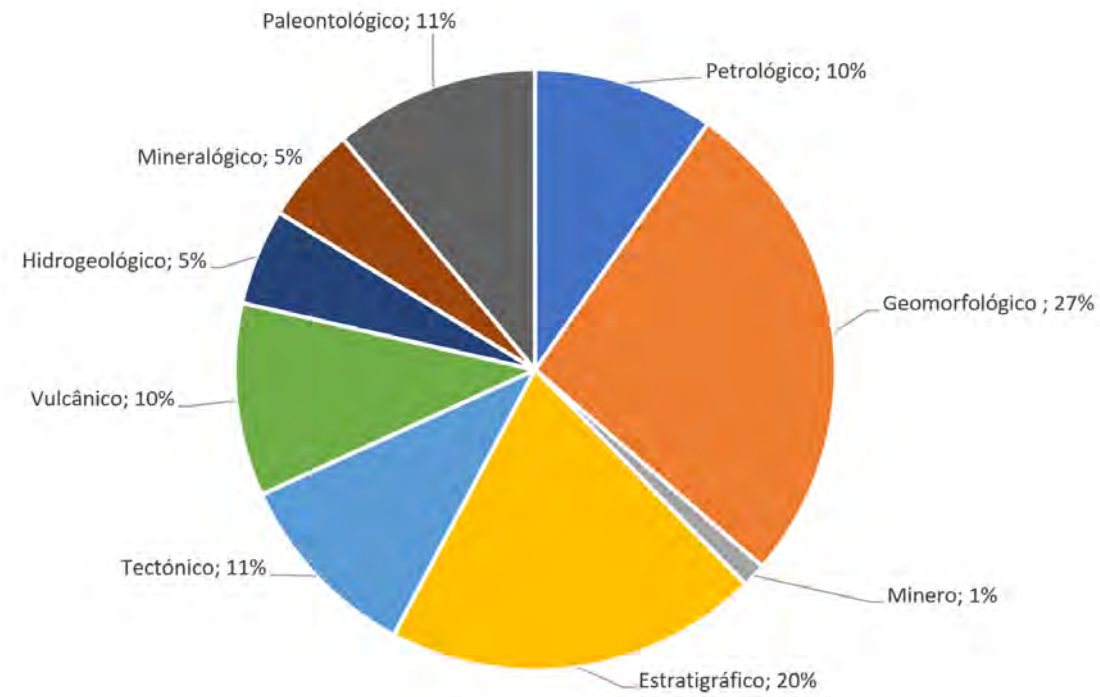


Figura 14. Tipologias dos sítios descritos no livro, de acordo com a sua categoria geológica.

vos, como erupções vulcânicas, termalismo, falhas ou a evolução de glaciares, enquanto outros constituem registros excepcionais de processos e acontecimentos que tiveram lugar no passado longínquo. Também se incluem locais iconicos, cuja espetacularidade e paisagens os convertem em destinos turísticos de primeira ordem, do mesmo modo que outros possuem um forte significado cultural e fazem parte das nossas raízes, e inclusive da nossa própria origem como espécie.



Figura 15. Viajante consultando um painel interpretativo de um sítio de interesse geológico. Cataratas de Iguaçu, Brasil. Fotografia: Luis Carcavilla.

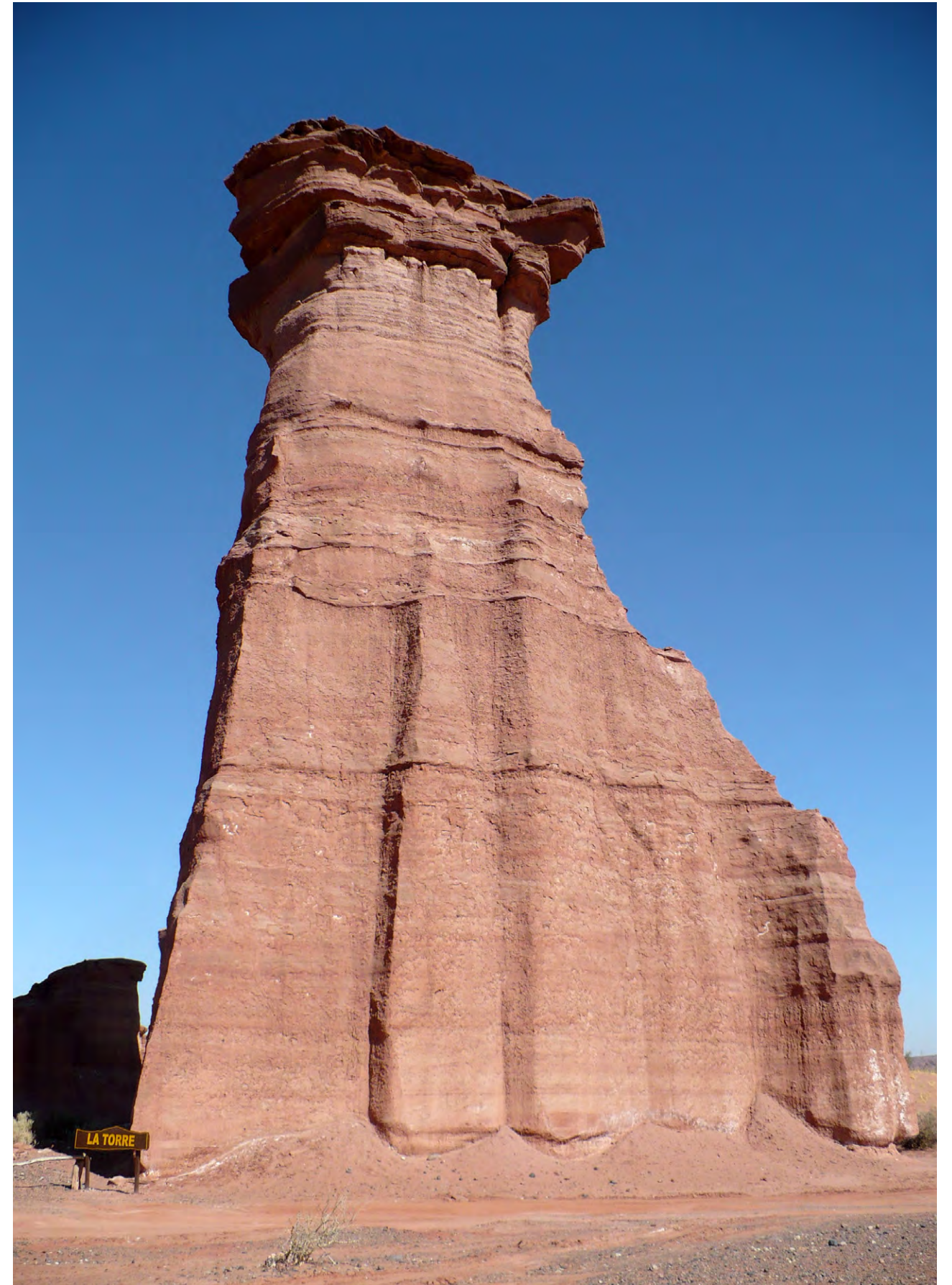


Figura 16. “A Torre”, geoforma resultante da erosão de arenitos. Parque Nacional Talampaya. Província de La Rioja, Argentina. Fotografia: Beatriz Sáenz.

O patrimônio geológico, além do seu valor científico, possui também um alto potencial turístico e educativo. De fato, 40% dos locais descritos neste livro tem como interesse principal o seu aproveitamento por parte da população em geral, à margem do seu conteúdo científico. Facilitar o acesso a estes lugares tem um duplo objetivo: dar a conhecer o patrimônio geológico local, mas sobretudo, criar uma consciência que permita assegurar a sua preservação para as gerações futuras. Cabe assinalar que alguns dos locais indicados já estão incluídos em projetos do tipo Geoparque Mundial da UNESCO.

Este conjunto de sítios ou lugares de interesse geológico são úteis para conhecer, estudar e divulgar questões vinculadas à origem e evolução da Terra, os processos que a moldaram, os climas e paisagens do passado e do presente, assim como a origem e evolução da vida. É necessário preservar e transmitir este conjunto de lugares às atuais e futuras gerações, pois são a “memória da Terra”. Em nome da ASGMI, convidamos-vos a mergulhar neste fascinante mundo tão remoto que abrange milhares de milhões de anos no tempo, mas tão próximo que está mesmo entre nós ou sob os nossos pés no território da Ibero-América.

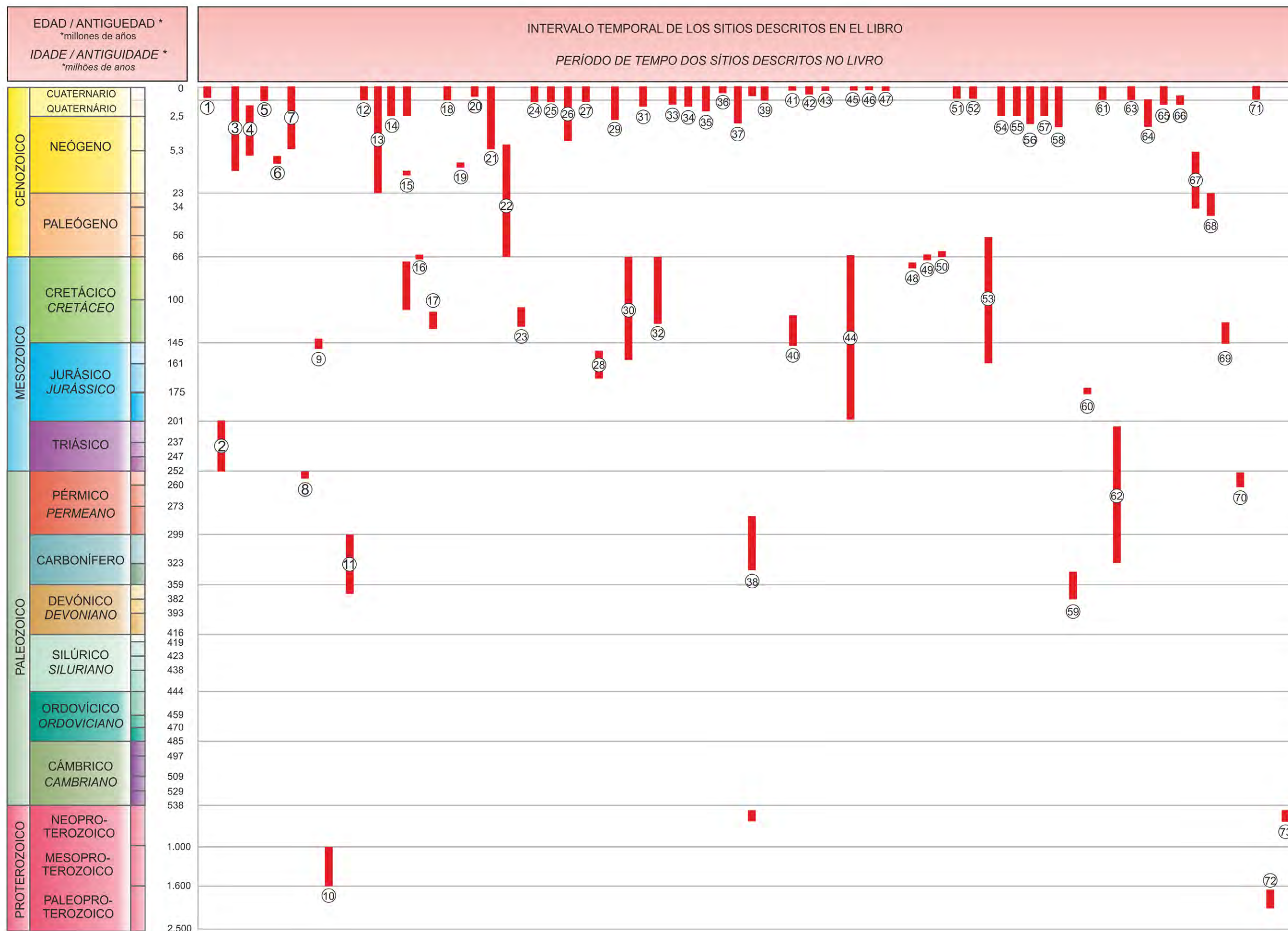


Figura 17. Discordância Paleózoico/Mesozoico na Praia do Telheiro, Portugal. Fotografia: Pedro Gonçalves-LNEG.

LISTADO DE SITIOS/LISTA DE SÍTIOS

ARGENTINA	
1. La Mejicana y el Cablecarri.....	39-43
2. El Triásico de la cuenca de Ischigualasto-Talampaya.....	44-50
3. Los cerros Fitz Roy y Torre.....	51-55
4. Cerro Galán	56-60
ARGENTINA / BRASIL	
5. Cataratas del Iguazú/ Cataratas do Iguaçú	61-67
BRASIL	
6. Arquipélago de Fernando de Noronha.....	71-74
7. Toca da Boa Vista	75-81
8. A cratera meteorítica de Araguinha-Ponte Branca	82-86
9. Pegadas fósseis do Vale dos Dinossauros	87-91
10. Conglomerados diamantíferos na Chapada Diamantina	92-99
CHILE	
11. Capilla de Mármol	103-106
12. Cráter del Volcán Villarrica	107-112
13. Campo geotermal de El Tatio	113-118
14. Los Puquios del Salar de Llamara	119-123
15. Torres y Cuernos del Paine	124-127
COLOMBIA	
16. Esferulitas de la Isla de Gorgonilla	131-135
17. <i>Lagerstätte</i> de reptiles marinos del Cretácico Inferior del sur de la provincia del Ricaurte Alto	136-142
18. Terrazas marinas de las ensenadas de Macuaca y Playa Brava	143-148
19. Yacimiento paleontológico de La Venta	149-154
20. Volcán Nevado del Ruiz.....	155-161
COSTA RICA	
21. Macizo del Chirripó	165-175
22. Los Crestones.....	176-181
23. Península de Santa Elena.....	182-185
CUBA	
24. Cañón del río Santa Cruz	189-194
25. Cueva de Paredones.....	195-199
26. Farallón de Blanquizal del Toro	200-204
27. Lomas de Yeso.....	205-209
28. Localidades fosilíferas del Mogote de La Mina y de Hoyos de San Antonio	210-213
ECUADOR	
29. Yacimiento paleontológico de Quebrada Chalán.....	217-222
30. Coca-Codo Sinclair	223-228
31. Complejo volcánico Cotacachi – Cuicocha.....	229-233
32. Bosque petrificado de Puyango	234-238
33. Complejo volcánico El Reventador.....	239-245
EL SALVADOR	
34. Falla de Chirilagua	249-254
35. Laguna cratérica de Alegría	255-259
36. Boca eruptiva Los Pinos en el volcán El Boquerón	260-266
37. La Puerta del Diablo	267-271

ESPAÑA	
38. Cap de Creus	275-279
39. Yacimiento paleontológico del Cuaternario Fonelas P1.....	280-284
40. Yacimientos de pirita de Navajún y Ambasaguas.....	285-288
41. Campo volcánico de la erupción histórica de Timanfaya.....	289-294
42. Tobas calcáreas de las Chorreras del río Cabriel.....	295-299
GUATEMALA	
43. Yacimiento paleomastozoológico del Pleistoceno en Chivacabé	303-309
44. Secuencia ofiolítica y melanges de serpentinitas de la placa Caribe en Guatemala.....	310-315
MÉXICO	
45. Megacristales de selenita de la mina de Naica	319-322
46. Manantiales del valle de Cuatro Ciénegas.....	323-326
47. Volcán Parícutín	327-333
48. Zona paleontológica de Rincón Colorado	334-340
49. Tsunamita del Chicxulub y el límite cretácico-Paleoceno	341-345
PARAGUAY	
50. Areniscas columnares del Cerro Koi	349-352
51. Cavernas de Vallemí	353-358
52. Cerro Acahay.....	359-363
53. Cerro Muralla y Cerro Memby	364-369
PERU	
54. Volcán Huaynaputina	373-376
55. Nevado Pariacaca	377-382
56. Pongo de Maenique.....	383-386
57. Terrazas marinas escalonadas en la bahía de San Juan de Marcona	387-390
58. Cañón del Colca	391-395
PORTUGAL	
59. Corta da Mina de São Domingos	399-403
60. Monumento Natural das Pegadas de Dinossauros da Serra de Aire.....	404-408
61. Caldeira do vulcão das Furnas, Ilha de São Miguel, Açores.....	409-415
62. Discordância Paleozoico/Mesozoico da Praia do Telheiro.....	416-419
63. Monumento Natural das Portas de Rodão.....	420-425
REPÚBLICA DOMINICANA	
64. Los Tres Ojos.....	429-432
65. Dunas de Bení	433-436
66. Arrecifes del Mirador Sur	437-440
67. Morro de Monte Cristi.....	441-444
68. Cueva de Borbón o El Pomier.....	445-449
URUGUAY	
69. Distrito gemológico Los Catalanes	453-458
70. Paleodunas de Cerro Conventos	459-462
71. Grutas del Palacio.....	463-468
72. La Piedra Alta.....	469-471
73. Milonitas de Punta Ballena.....	472-480



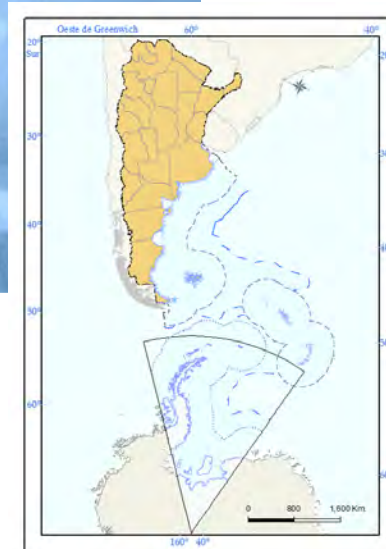
Basada en la tabla cronoestratigráfica internacional (2023/v09) de la Comisión Internacional de Estratigrafía de la Unión Internacional de Ciencias Geológicas (IUGS). La duración de los periodos de tiempo no está a escala para facilitar la legibilidad de la tabla.

Com base na tabela cronoestratigráfica internacional (2023/v09) da Comissão Internacional de Estratigrafia da União Internacional das Ciências Geológicas (IUGS) em versão Português Brasil, conforme IUGS 2023. A duração dos periodos de tempo não está à escala para facilitar a leitura da tabela.



Mapa: Argentina - Parte Continental Americana.
Modificado de NordNordWest.

- 1- La Mejicana y el cablecarril
- 2-El triásico de la cuenca de Ischigualasto-Talampaya
- 3-Los cerros Fitz Roy y Torre
- 4-Cerro Galán
- 5-Cataratas de Iguazú



Monditos graníticos de Cerro Torre, Torre Egger y Punta Herrón. Fotografía: Luis Carcavilla.





LA MEJICANA Y EL CABLECARRIL

Patrimonio testigo de la minería argentina de principios del siglo XX

Ramon Carrizo¹

¹Servicio Geológico Minero Argentino (SEGEMAR)

El nombre de “La Mejicana” refiere a un distrito minero de la provincia de La Rioja que se halla integrado por más de 20 vetas mineralizadas distribuidas en la ladera oriental de la sierra de Famatina, entre los 4.300 y 4.900 metros de altura sobre el nivel del mar. La denominación como mina “La Mejicana” se atribuye al minero Félix Amarello, quien oriundo de México se radicó en el pueblo de Chilecito a principios del siglo XIX y registró, allá por 1807, la principal mina del Famatina en honor a su patria.

Los minerales útiles o mena que integran las vetas de la Mejicana son esencialmente sulfuros de cobre-hierro, sulfosales de cobre y plata con oro libre o atrapado en los sulfuros. La posterior oxidación ha dado lugar a la formación de otros minerales de cobre que, de intensa coloración azul y



Figura 1. Vista hacia las nacientes del río Amarillo. El paisaje denota un gran contraste de colores entre las rocas mineralizadas, las circundantes y la cubierta detrítica. Sobre la ladera (derecha) de la montaña se esbozan parte de las instalaciones de la mina La Mejicana. Al fondo el cerro General Belgrano, de 6.250 m de altitud, punto más alto de los Nevados del Famatina. Fotografía: Enrique Miranda.

verde, recubren parcialmente a los originales. En toda el área resulta notable el contraste entre los colores claros de las rocas mineralizadas, los tonos oscuros de las rocas circundantes y la cubierta de materiales detríticos que tapizan las laderas montañosas (Fig. 1).

Pero más allá de la importancia de su mineralización, en la actualidad, el visitante asocia “La Mejicana” a toda la infraestructura que ha hecho famoso a este sitio. Se trata de un cablecarril de 34 kilómetros de longitud y 3.325 metros de desnivel entre sus extremos -el pueblo de Chilecito y la bocamina- utilizado para transportar el mineral extraído de la montaña. Esta construcción, para su época, constituyó en el país una de las grandes obras de ingeniería de los albores del siglo XX. Hoy en día, esta colosal estructura es testimonio de un pasado en el que la minería tuvo un papel protagónico entre las actividades productivas de la Argentina.



Figura 2. Mina La Mejicana. Última estación del cablecarril (4.600 metros) y antiguos campamentos mineros. Fotografía: Enrique Miranda.



Figura 3. Estación N° 1 en la localidad de Chilecito. Aspecto general de la zona de arribo y salida de las vagonetas. Fotografía: Enrique Miranda.

Si bien los primeros proyectos de establecer el cablecarril se originaron en el período 1871-1874, la idea comenzó a materializarse recién en 1901, año en el cual el Gobierno Nacional autorizó su construcción. El proyecto técnico fue aprobado en 1902, iniciándose las obras en 1903. Si bien un primer tramo se habilitó en el año 1904, la obra completa se entregó a la Administración del Ferrocarril en diciembre de 1905. El tendido del cable vincula al pueblo de Chilecito, desde las inmediaciones de

la antigua estación ferroviaria, con la mina La Mejicana (Fig. 2, 3 y 4), específicamente con la bocamina de la galería subterránea de extracción de mineral de una de sus vetas principales conocida como “veta Upulungos”.

A lo largo de su recorrido, el cablecarril cuenta con nueve estaciones que, numeradas desde Chilecito (N°1) hasta La Mejicana (N°9), realizaban diversas funciones y operaciones (Figs. 5 y 6). A su vez, un cablecarril auxiliar de un kilómetro de largo unía la estación N° 2 (en la cual se acumulaba el mineral proveniente de la mina) con el establecimiento metalúrgico de Santa Florentina ubicado a ocho kilómetros al oeste de Chilecito.



Figura 4. Vista desde la estación N° 1 hacia los Nevados del Famatina (al fondo) y detalle de las vagonetas de carga. Mientras que desde la mina éstas transportaban el mineral pendiente abajo, desde la estación N° 1 se enviaban hacia la mina alimentos, herramientas y correspondencia, entre otros. Fotografía: Enrique Miranda.



Figura 5. Tendido del cablecarril desde la boca de mina hacia la estación N° 8. Vista hacia el sudoeste. Fotografía: Enrique Miranda.



Figura 6. Vista panorámica de la estación N° 6. Fotografía: Enrique Miranda.

Desde el punto de vista funcional, los casi 34 kilómetros del cable se dividían en seis secciones, cada una de las cuales contaba con una máquina a vapor que accionaba una rueda en torno a la cual se deslizaba el cable motriz que generaba el movimiento continuo y simultáneo de ascenso y descenso en cada una de las secciones. Las vagonetas de carga se enganchaban en el cable motriz mediante un sistema de mordaza y se deslizaban sobre un cable superior fijo por medio de una rueda acanalada. El pasaje de las vagonetas de una sección a la siguiente se realizaba manualmente en las estaciones extremos de cada sección, a excepción de las N° 1 y N° 9, las cuales eran estaciones terminales.

Hacia fines del siglo XIX la inversión de capitales extranjeros, principalmente de origen inglés, generó un importante crecimiento de la actividad minera orientada principalmente a la explotación de minerales de cobre y oro. Estas explotaciones se mantuvieron durante el primer cuarto del siglo XX, período en el que en La Mejicana se sucedieron tres empresas: “The Famatina Development Corporation”, primera en utilizar el cablecarril construido entre 1903 y 1905; “The Famatina Mining Corporation” y finalmente, la “Corporación Minera Famatina” entre 1918 y 1923.

En el área de explotación, el trazado de los socavones (cuya longitud total supera los 10 kilómetros) la separación uniforme entre estos, la comunicación con labores verticales y el método de explotación, entre otros aspectos, revelan la aplicación de técnicas ingenieriles de avanzada para la época. Sin embargo, el desequilibrio entre producción, flete y tratamiento generó costos excesivos que, sumados a otros factores negativos como el agotamiento de los sectores productivos más ricos, la necesidad de profundizar el laboreo subterráneo, problemas de organización, financieros y de mercado, llevaron a que, para 1923, cesara totalmente la explotación minera en el área.

Resulta evidente que la capacidad de transporte del cable se había dimensionado en función de una expectativa de producción de mineral (al menos 6.000 toneladas por mes) que La Mejicana nunca

aportó. Es posible que en la época de la construcción se tuviera una idea exagerada sobre la riqueza de la mina o que se considerara la posibilidad de incrementar el mineral transportado con el aporte de otras minas de la región que, incentivadas de contar con este medio de transporte, podrían haber entrado en el circuito productivo.

Actualmente, es posible llegar al distrito minero a través de vehículos de doble tracción. Tomando Chilecito como punto de partida se llega al pueblo de Famatina por las rutas nacional 40 y provincial 11 pavimentadas (36 kilómetros hacia el norte), al paraje los Corrales por camino de tierra (17 kilómetros al oeste), y a La Mejicana por una huella minera (30 kilómetros) que sigue aproximadamente el cauce del río Amarillo. Hoy en día en el lugar aún es posible observar las instalaciones de los antiguos campamentos, las acumulaciones de minerales (escombreras), las bocaminas... y para aquellos que se animan a descender a pie desde La Mejicana hasta Chilecito siguiendo el tendido del cable carril les depara un paseo por sendas donde el tiempo se ha detenido... los cables tensos, oficinas intactas, las vagonetas listas... A lo largo de este trayecto de dificultad intermedia y fuerte exposición que, en general se realiza en dos días, las estaciones son mudo custodio de un sinnúmero de objetos de época, desde las grandes y complejas maquinarias hasta una antigua lámpara de aceite...

El cablecarril funcionó por última vez, en su totalidad, a principios de la década del setenta en una operación de mantenimiento realizada por Ferrocarriles Argentinos, aún dueño del cable en ese momento, propiedad que luego cedió a la provincia de La Rioja. A pesar de la prolongada inactividad, el estado de conservación de todas las instalaciones a lo largo de los 34 kilómetros de recorrido es relativamente bueno.

Por Decreto N° 999 del 25/10/1982 el cablecarril ha sido declarado Monumento Histórico Nacional. En la Estación N° 1 - Chilecito (Fotografía 3) se exhiben maquinarias, herramientas y elementos diversos utilizados en la época de funcionamiento del cable. Este museo lleva el nombre de “Dr. Santiago Bazán” en homenaje a quien fuera un prestigioso médico de Chilecito y gran conocedor de la minería del Famatina.

BIBLIOGRAFÍA

- Crovara, E. y Huniken, H. (2004). Historia de la Minería Argentina. Servicio Geológico Minero Argentino. Anales 40 (2): 157- 174. Buenos Aires.
- Hermitte, E. (1915). La geología y minería argentina en 1914. Tercer Censo Nacional de la República Argentina. Buenos Aires.
- Lannefors, N.A. y Wassman, S. (1926). Sobre las minas de cobre de Famatina y el establecimiento metalúrgico de Santa Florentina, provincia de La Rioja. Dirección General de Minería, Geología e Hidrología. Publicación 21. Buenos Aires.
- Marcos, O.R. (2008). Mina La Mejicana. El cablecarril: notable obra de ingeniería de los albores del siglo XX. En: Sitios de Interés Geológico de la República Argentina. CSIGA (Ed.) Instituto de Geología y Recursos Minerales. Servicio Geológico Minero Argentino, Anales 46, I: 114-124, Buenos Aires, 2008.
- Vitteau, P. (1910). Informe sobre el estado de la minería en los distritos de Famatina y Guandacol. Anales del Ministerio de Agricultura, Sección Geología, Mineralogía y Minería. Tomo 5 (1). Buenos Aires.



EL TRIÁSICO DE LA CUENCA DE ISCHIGUALASTO-TALAMPAYA

Una ventana hacia el origen de los dinosaurios y los mamíferos

Carlos Nelson Dal Molin¹

¹*Servicio Geológico Minero Argentino (SEGEMAR)*

El yacimiento geológico-paleontológico Ischigualasto-Talampaya comprende dos áreas naturales protegidas contiguas, Ischigualasto y Talampaya, que abarcan una superficie de más de 275.300 hectáreas en la región desértica del noreste de la provincia de San Juan y centro oeste de la provincia de La Rioja, respectivamente. Sus rocas albergan el conjunto de fósiles continentales triásicos más completo del mundo. Este comprende una amplia gama de reptiles mamiferoides, antepasados de mamíferos, así como de dinosaurios y plantas. Los afloramientos rocosos dibujan un particular paisaje con caprichosas formas esculpidas por la erosión y sus texturas resaltan llamativas estructuras internas originadas en aquellos ambientes en los cuales se desarrolló esa flora y fauna. Este inusual contenido fósil y el visible registro de antiguos ambientes, convierte al lugar en un importante sitio de interés paleontológico y geológico. El singular paisaje y sus extrañas formas nos remiten a pensar en relieves de otros mundos, lo que llevó a alguna mente imaginativa a ponerle nombres a las esculturas naturales y a denominar al parque de Ischigualasto como “Valle de la Luna”.

El Parque Nacional Talampaya está ubicado en una depresión rodeada por sierras, en una región caracterizada por un relieve donde alternan sierras y bolsones. El lugar exhibe un atrapante paisaje agreste en el que la acción de milenios de agua y viento dieron lugar a espectaculares cañones con paredes de hasta 145 metros de altura y labraron en la roca geoformas de sorprendente belleza (Figs. 1 y 2). Entre estos cañones se destaca el cañón de Talampaya, en el que además se pueden contemplar diversas muestras del patrimonio arqueológico dejado por los pueblos originarios, particularmente en los sectores Puerta de Talampaya y Los Cajones (petroglifos de la Puerta del Cañón). La llamada Ciudad Perdida es uno de los sitios de mayor atractivo turístico, por su belleza panorámica y las particulares geoformas allí presentes.

Por su parte, el Parque Provincial Ischigualasto se encuentra inmerso en una región árida ubicada a 1300 metros sobre el nivel del mar, en la que la erosión también labró formas singulares en areniscas de color rojo ladrillo salpicadas con bloques aislados de tonos verdosos y ocre. También llaman aquí



Figura 1. Parque Nacional Talampaya, paisaje general. Fotografía: Juan Manuel Culotta.



Figura 2. Parque Nacional Talampaya. El paisaje del Parque Nacional Talampaya exhibe acantilados que superan los 100 m de altura, obeliscos y columnas, además de cañones y gargantas labrados por los cauces esporádicos de los ríos. Fotografía: Adrián Sáenz.

la atención los acantilados de hasta 200 metros de altura, en los que fácilmente se divisan estratos y las detalladas estructuras internas resaltadas por la abrasión eólica (Fig. 3). Columnas gigantescas, delgados obeliscos, curiosas y caprichosas formas de roca, cañadones y gargantas por donde corren arroyos temporarios completan este espectacular paisaje.

En conjunto, las rocas expuestas en ambas áreas son el resultado del endurecimiento de antiguos sedimentos depositados durante el Triásico, primer período geológico de la Era Mesozóica, también llamada “Era de los Reptiles”. La denominación de Triásico proviene de Friedrich Von Alberti en 1834, quien reconoció “tres” formaciones rocosas diferentes (“Trías”) en el sur de Alemania. Durante este período, que se inició hace unos 251 millones de años, el oeste de la República Argentina y Chile central se vieron afectados por esfuerzos extensionales que reactivaron fallas muy antiguas (de la era paleozoica). Esto favoreció la apertura de una serie de cuencas sedimentarias conformadas por depresiones angostas, elongadas y subparalelas en sentido NO-SE. El período Triásico se extendió por unos 50 millones de años durante los cuales estas depresiones fueron rellenadas por sedimentos continentales que dieron origen a las rocas que hoy afloran en superficie. Usualmente se considera que este relleno está dividido en dos grandes unidades estratigráficas bien diferenciadas entre sí: por un lado el conjunto integrado por las Formaciones Talampaya y Tarjados, y por el otro, el Grupo Agua de la Peña, conformado por las Formaciones Chañares, Ischichuca, Ischigualasto y Los Colorados. El primero de los conjuntos fue originado en un ambiente de grandes ríos y abanicos aluviales que depositaban arenas, las que en ocasiones eran levantadas y redepositadas por los vientos formando dunas. Las rocas que conforman el Grupo Agua de la Peña se formaron en un antiguo entorno en el



Figura 3. Parque Provincial Ischigualasto, panorama general. Paisaje laberíntico labrado en bancos verdosos de antiguas planicies aluviales. A al fondo se encuentran las “Barrancas Coloradas”, paredones de hasta 200 metros de altura, cuyo color se debe a la oxidación del material que cementó antiguas arenas fluviales. Fotografía: Fernando Miranda.

que grandes ríos desembocaban en lagos formando deltas. El clima era cálido pero cíclico, en el que períodos de humedad que daban lugar a la formación de lagos, pantanos y zonas inundables, se alternaban con períodos semi-desérticos.

Aquel antiguo medio o paleoambiente de grandes ríos, lagos y deltas fue habitado por una rica fauna primitiva cuyos restos conforman un valioso yacimiento paleontológico. Entre los animales que vivieron allí se encontraba el *Lagosuchus talampayensis*, uno de los primeros arcosaurios que habitó la Tierra, hace 250 millones de años, en los inicios del Triásico. También se encontraron fósiles de tortugas con una antigüedad de 210 millones de años. El hallazgo de una larga serie de animales fósiles desconocidos para la paleontología está permitiendo completar algunos de los estudios más interesantes de la ciencia paleontológica: cómo y cuándo surgieron los primeros dinosaurios, y cómo evolucionaron los reptiles mamíferoides de cuyo tronco básico surgieron posteriormente los mamíferos. En la Formación Ischigualasto se encontraron los fósiles de los dinosaurios más antiguos y primitivos que se conocen, una muy importante diversidad de arcosaurios cocodriliformes y la última asociación importante de terápsidos cinodontes y dicinodontes.

Con posterioridad al relleno total de la cuenca se inició el alzamiento de la Cordillera de los Andes. Durante la Era Cenozoica, cuando los mamíferos ya dominaban la tierra, en la región del actual Parque Nacional Talampaya se depositaron miles de metros de arenas, limos y arcillas llevados por los ríos que descendían desde esta nueva cordillera. Estos depósitos son conocidos como Grupo San Nicolás. La formación de la Cordillera de los Andes elevó las rocas del área, exponiendo las sedimentitas triá-



Figura 4. Parque Nacional Talampaya. La acción erosiva de la lluvia, los fuertes vientos y la amplitud térmica, actúan sobre las areniscas, originando diversas formas que caracterizan al paisaje de la región. Algunas de las esculturas naturales reciben nombres particulares como “Los Monjes”. Fotografía: María José López.



Figura 5. Parque Nacional Talampaya. Las estructuras denominadas “Tubos de órgano” pueden observarse a lo largo del cañón del río Talampaya. Están originadas por la combinación de procesos hídricos y eólicos que esculpen formas acanaladas y redondeadas en las rocas. Fotografía: Beatriz Sáenz.



Figura 6. Parque Provincial Ischigualasto. Concreciones esferoidales de hasta 40 centímetros generadas dentro de los sedimentos de antiguos ríos. La erosión del viento eliminó gran parte del material fluvial que las contenía, pero no pudo remover estas resistentes esferas, dejándolas esparcidas en una superficie conocida como “La Cancha de Bochas”. Fotografía: Beatriz Sáenz.

son “tubos de órgano”, pináculos y pilares desarrollados en las areniscas. El origen de estas estructuras se debe a la existencia de fracturas verticales que separan a las rocas formando columnas y que permiten al agua filtrarse y exponerlas al viento. Los procesos hídricos y eólicos labran las rocas en esas formas redondeadas particulares, que pueden observarse a lo largo de cañón del río Talampaya.

El yacimiento geológico-paleontológico de Ischigualasto-Talampaya constituye una amplia área protegida por la Administración de Parques Nacionales desde 1997 (Talampaya) y por la Provincia de San Juan desde 1971 (Ischigualasto). Fue declarado Lugar Histórico Nacional, en la tipología de “Sitio arqueológico, paleontológico y ecológico” en el año 1995. En el año 2000 la UNESCO (Organización de las Naciones Unidas para la Educación, la Ciencia y la Cultura) declaró Sitio de Patrimonio Mundial, el área compuesta por el Parque Nacional Talampaya y el Parque Provincial Ischigualasto, denominándolos Parques Naturales Ischigualasto / Talampaya.



Figura 7. Parque Provincial Ischigualasto. Paisaje de suaves lomadas labradas sobre las rocas de la Formación Ischigualasto, conocido como “Valle Pintado”. Fotografía Fernando Miranda.



Figura 8. Parque Provincial Ischigualasto. Estructura conocida como “El Hongo”. Este tipo de estructuras se forma cuando un banco resistente se apoya sobre otro de material más blando. Los bancos inferiores se erosionan con mayor facilidad, dejando al banco duro como el “sombrero” del hongo. Fotografía: Beatriz Sáenz.

BIBLIOGRAFÍA

Alcober, O., Martínez, R. y Colombi, C. (2008). Parque provincial Natural Ischigualasto. Cuna de los dinosaurios. En: Sitios de Interés Geológico de la República Argentina. CSIGA (Ed.) Instituto de Geología y Recursos Minerales. Servicio Geológico Minero Argentino, Anales 46, I: 145-161, Buenos Aires, 2008.

Caselli, A.T. (2008). Talampaya. Viento, agua y tiempo diseñadores de una arquitectura deslumbrante. En: Sitios de Interés Geológico de la República Argentina. CSIGA (Ed.) Instituto de Geología y Recursos Minerales. Servicio Geológico Minero Argentino, Anales 46, I: 131-143, Buenos Aires, 2008.

Milana, J. y Alcober, O. (1995). Modelo tectosedimentario de la cuenca triásica de Ischigualasto (San Juan, Argentina). Revista de la Asociación Geológica Argentina 49: 217-235.

Seyfried, H., Worrier, G., Uhlig, D., Kohler, I. y C. Calvo (1999). Introducción a la geología y morfología de los andes en el norte de Chile. Chungara volumen 30, N° 1, 7-39. Universidad de Tarapacá. Arica – Chile.

Stipanivic, P. y Bonaparte, J. (1972). Cuenca triásica de Ischigualasto-Villa Unión (provincias de San Juan y La Rioja). En: A. Leanza (Ed.): Geología Regional Argentina, 507-536. Academia Nacional Ciencias, Córdoba.



LOS CERROS FITZ ROY Y TORRE

“Gritos de piedra”

Andrés Kosmal¹ y Fernando Miranda²

¹ Investigador independiente

² Servicio Geológico Minero Argentino

En los confines australes de Sudamérica la cordillera de los Andes comienza a perder altura a la vez que las montañas se hacen progresivamente más abruptas y verticales. La cantidad de nieve, hielo y glaciares va en aumento hasta que, más allá de las latitudes de los cuarenta bramadores, se extienden los campos de hielo en los Andes Patagónicos. En esta región, la expansión y reducción de los glaciares durante el Pleistoceno hasta el presente se ha conjugado con la naturaleza geológica de la cordillera, es decir su litología y su estructura, dando como resultado un paisaje auténticamente fabuloso de escarpadas montañas y glaciares. En ningún lugar esto es tan espectacular como en la vertiente oriental de la Cordillera Patagónica Austral, donde los macizos graníticos de los cerros San Lorenzo, Fitz Roy, Murallón y Torres del Paine, de norte a sur, representan el non plus ultra para escaladores y meca para los amantes del senderismo y la naturaleza de todo el mundo. Tal vez en pocos lugares de los Andes la geología se haya expresado de una manera más espectacular. Como bien señala el cineasta Werner Herzog (1991), estas montañas son formidables “gritos de piedra” (Figs. 1 y 2).



Figura 1. El levantamiento de las montañas y la acción erosiva de glaciares y ríos dieron origen a un paisaje conformado por cerros y agujas graníticas de increíble belleza. Fotografía: Andrés Kosmal.



Figura 2. Vista de los cerros Torre (izquierda) y Fitz Roy (derecha) desde la loma del Pliegue Tumbado. Fotografía: Andrés Kosmal.



Figura 3. El cerro Fitz Roy visto desde el Chaltén al amanecer. Fotografía: Adriana Balbi.

Desde el punto de vista de su geografía física, la Patagonia suroccidental puede dividirse en dos zonas claramente diferenciadas: la Cordillera Patagónica Austral en el oeste y la zona extraandina al este, conocida esta última como Estepa Patagónica. El macizo de los cerros Fitz Roy y Torre se encuentra en el flanco oriental de la Cordillera. Con altos registros de precipitaciones y a pocos kilómetros, a sus pies, la estepa se extiende hasta el océano Atlántico. La altura de las montañas varía entre los 2.000 y 3.000 metros sobre el nivel del mar en el eje principal de la cordillera y desciende a 1.500 metros inmediatamente hacia el este, entre valles dominados por el bosque Andino Patagónico



Figura 4. Valle del Torre. En primer plano el Glaciar Torre. En el centro de la fotografía, la torre más alta corresponde al cerro Torre. Fotografía: Adriana Balbi.

y las estribaciones más orientales de la cordillera. Finalmente, esta última comienza a desvanecerse en serranías hasta diluirse en mesetas y estepa. Asimismo, extensas masas heladas (tipo inlandsis) cubren la región en la zona occidental en el llamado Campo de Hielo Patagónico Sur, además de los numerosos glaciares de tipo alpino.

Ubicadas al pie del cerro Fitz Roy, la región del lago Viedma y la comarca del río de las Vueltas comenzaron a poblarse en los inicios del siglo XX. Sin embargo, y a pesar de la creación del Parque Nacional en 1937, la región permaneció escasamente poblada hasta el año 1985, año de fundación de la localidad de El Chaltén. Este poblado, situado en la zona norte del Parque Nacional y a unos 220 km de El Calafate, es la Capital Nacional del Trekking y punto de partida para la realización de excursiones de variada dificultad.

Dice la historia que el navegante y explorador español Antonio de Viedma, que en el año 1782 recorrió la región del lago que hoy lleva su nombre, fue el primer europeo en avistar «dos piedras como torres». Pero, tal vez sin quererlo, los primeros en considerar la naturaleza geológica del cerro Fitz Roy fueron los aonikenk, habitantes originales de estas tierras. Estos, mientras guiaban al ilustre explorador Francisco Pascasio Moreno en su expedición a las tierras australes en el año 1877, ante la vista lejana de las torres graníticas mencionaron su nombre: Chaltén, «la montaña humeante». Moreno, en su obra «Viaje a la Patagonia Austral», la describió como un volcán que, según los relatos de sus guías, «nunca arroja piedras, sino humo y cenizas». Sin embargo, el ilustre explorador jamás se acercó lo suficiente como para efectuar un análisis más profundo. Hoy en día se sabe que el Fitz Roy no es un volcán. Dado que los nativos también empleaban el vocablo Chaltén para referirse a otras montañas, Moreno bautizó a este imponente cerro como volcán Fitz Roy, en homenaje al capitán inglés Robert Fitz Roy quién, a bordo del H.M.S. Beagle, llevara como acompañante al afamado naturalista Charles Darwin. Con posterioridad a las observaciones de Moreno, otros investigadores señalaron la naturaleza no volcánica del cerro Fitz Roy. Entre ellos, el geólogo alemán Roberto Hauthal en 1904 y el geólogo italiano Egidio Feruglio en 1949. En el año 1952, el científico francés Luis Liboutry -integrante de la expedición francesa que el 2 de febrero de ese año realizara la primera ascensión al cerro Fitz Roy- confeccionó el primer mapa geológico de la zona. Desde entonces el conocimiento geológico del

área ha ido en constante avance, especialmente en lo que se refiere al ahora denominado Complejo Plutónico Fitz Roy.

A lo largo del tiempo geológico sucesivos episodios de sedimentación, rupturas continentales, vulcanismo, ingresiones marinas, formación de montañas (orogénesis), intrusiones magmáticas y en última instancia las grandes glaciaciones cuaternarias, son los capítulos que cuentan la historia geológica de la región.

A grandes rasgos la geología de la comarca del Cerro Fitz Roy corresponde a aquella de la Cordillera Patagónica Austral, característica de ambientes geotectónicos de márgenes de subducción. En ella se reconoce la presencia de extensas (cientos de km) masas rocosas de naturaleza intrusiva conocidas como batolitos, en este caso el denominada Batolito Patagónico, espina dorsal de esta cordillera. A lo largo del tiempo geológico, la formación de estos grandes batolitos se da por la amalgama de cuerpos intrusivos de dimensiones menores llamados plutones.

De edad cretácica a cenozoica, el Batolito Patagónico representa la actividad magmática vinculada a los procesos de subducción iniciada a fines del Jurásico, cuando el supercontinente de Gondwana comenzaba a fragmentarse y la Cordillera Patagónica comenzaba a insinuarse. En este contexto, el Complejo Plutónico Fitz Roy, ubicado en la margen norte del lago Viedma y a cuyo pie se extiende la localidad de El Chaltén, comprende a parte de las rocas intrusivas más jóvenes y forma parte de una serie de plutones de edad miocena localizados entre el arco volcánico y los basaltos extraandinos, a unos 80 km al este del Batolito Patagónico. Estos cuerpos intrusivos se alinean por más de 800 km en dirección norte-sur, siendo los más importantes los Cerros Fitz Roy y Torre, el Cerro San Lorenzo y las Torres del Paine.

El Complejo Plutónico Fitz Roy está formado tanto por los propios cerros Fitz Roy o Chaltén y Torre, como así también de la mayor parte de las «torres y agujas» que componen sus correspondientes cordones montañosos. En conjunto forman parte de un cuerpo rocoso bastante homogéneo y diferenciable de las rocas que lo rodean. Se lo encuentra dispuesto en una superficie de unos 45 kilómetros cuadrados y está constituido por rocas ígneas plutónicas (desde granitos hasta gabros y rocas ultramáficas) formadas a partir de la intrusión y enfriamiento de una gran masa de roca fundida (magma) en el interior de la corteza terrestre. Diferentes inyecciones de esta “roca líquida”, durante un periodo de 530.000 años, construyeron el plutón del Complejo Fitz Roy entre los 16,90 y 16,37 millones de años atrás. En este sentido, a pesar de su aspecto de eternos centinelas de la comarca, las rocas que componen a los cerros Fitz Roy y Torre son, en términos de tiempo geológico, relativamente jóvenes. Las rocas de caja, es decir, aquellas que rodeaban la cámara donde se acumulaba el magma, corresponden a rocas sedimentarias y volcánicas del Paleozoico y Mesozoico.

El lento enfriamiento del magma en el interior de la corteza terrestre favoreció el desarrollo de minerales de tamaño homogéneo y de grano fino a grueso. Así, en las rocas graníticas de los cerros Fitz Roy y Torre, se puede distinguir abundante cuarzo, feldespatos, anfíboles y biotita, entre sus minerales principales. En conjunto, éstos minerales otorgan a la roca una coloración blanquecina o grisácea clara, aunque en muchos sectores, por oxidación de algunos minerales expuestos a la intemperie, adquiere un tono más rojizo.

Originadas en lo profundo de la tierra, hoy estas moles graníticas acarician los 3.300 metros de altura sobre el nivel del mar como consecuencia de los diferentes pulsos compresivos que, con mayor o menor intensidad, ocasionó el choque de la placa oceánica (placa Antártica) contra la continental (placa Sudamericana) durante los últimos 65 millones de años. Para acomodarse a estos esfuerzos, las rocas se deformaron, plegaron y fracturaron. Todos estos mecanismos, en conjunto, posibilitaron el surgimiento y la estructuración de las montañas en la región. En forma simultánea al lento ascenso de la comarca, otros procesos intervenían desgastando y «barriando» a las rocas que rodeaban al cuerpo granítico (principalmente la acción erosiva de ríos y glaciares). De este modo, el duro Granito Fitz Roy,

empujado por las fuerzas que construyen montañas y desenterrado por la erosión, poco a poco se fue acercando hacia la superficie hasta alcanzar su posición actual, donde asoma en todo su esplendor. Ya en tiempos más recientes, durante el Pleistoceno, las glaciaciones fueron particularmente intensas en la región y la gran fuerza del hielo, a modo de cincel, esculpió las formas que hoy ostentan estos macizos graníticos (Fig. 5). La presencia en las rocas de planos de discontinuidad o diaclasas de orientación vertical ayudó a tallar uno de los relieves más abruptos que se conocen. La pared oeste del cerro Fitz Roy tiene un desarrollo casi vertical de 2.400 metros, lo que la convierte en una de las paredes de granito más imponentes del mundo.



Figura 5. Clásica panorámica del cordón del cerro Fitz Roy y glaciares desde el mirador de la Laguna De Los Tres. Fotografía: Andrés Kosmal.

BIBLIOGRAFÍA

- Giacosa, R., D. Fracchia, N. Heredia y F. Pereyra (2013). Hoja Geológica 4972-III y 4975-IV, El Chaltén, provincia de Santa Cruz. Instituto de Geología y Recursos Minerales. Servicio Geológico Minero Argentino. Boletín 399, 89p. Buenos Aires.
- Herzog, W. (Director). (1991). Cerro Torre: Schrei aus Stein (Grito de piedra), (Película). Sera Filmproduktion.
- Kosmal, A., y J. P. Spikermann. (2002). Caracterización del granito Fitz Roy, Provincia de Santa Cruz, Argentina, Rev. Mus. Argent. Cienc. Nat., 4(2), 145-157.
- Ramírez De Arellano, C., Putlitz, B. y Mantener, O. (2009). Magmatic history of the Fitz Roy plutonic complex, Chaltén, Patagonia, Argentina. 12° Congreso Geológico Chileno, S8-025:1-4, CD edition. Santiago de Chile.



CERRO GALÁN

Una mega-caldera en el noroeste argentino

Eduardo Molina¹ y Marina Corvalán¹

¹Servicio Geológico Minero Argentino (SEGEMAR)

La caldera volcánica del cerro Galán es la más grande y espectacular de Sudamérica. Se ubica en el noroeste argentino en el contexto geológico de la Puna, una altiplanicie sobreelevada a 3.700 metros sobre el nivel del mar cuya riqueza y variedad de rocas, estructuras volcánicas, yacimientos minerales, salares y humedales, le confieren importancia científica, turística y económica. Esta altiplanicie que hoy domina la fisiografía de los Andes de Perú, Bolivia y Argentina tuvo su desarrollo durante los tiempos más recientes de la formación de los Andes Centrales de América del Sur. La región se diferenció como un área con características geológicas propias en los últimos 15 millones de años. Allí, la intensa actividad ígnea, ampliamente distribuida en cadenas volcánicas, y los bloques montañosos elevados, favorecieron el desarrollo de numerosas cuencas cerradas y salares que hoy contienen una de las mayores reservas de litio del planeta.

La Puna posee la mayor concentración de depresiones volcánicas del país. Se trata de calderas de grandes dimensiones asociadas al hundimiento de un sector de la corteza terrestre en un voluminoso reservorio de magma. Durante este colapso, el magma es expulsado a la superficie a través de fracturas o zonas de debilidad de la corteza. En este proceso, la liberación de gases disueltos en el magma y su enfriamiento parcial produce una erupción que dispersa en la atmósfera grandes cantidades de material piroclástico, es decir, cristales individuales, fragmentos de cristales, roca y vidrio generados por rotura y disgregación producto de la erupción. Luego del evento eruptivo, el reservorio de magma se despresuriza en pocas horas, generando una cicatriz cuasicircular que delimita una depresión rellena con cientos o miles de metros cúbicos de depósitos piroclásticos. Esa depresión recibe el nombre de caldera de colapso y suele superar los 10 kilómetros de diámetro.

En pocas palabras esta sería la historia de la caldera del Cerro Galán, ubicada en el departamento de Antofagasta de la Sierra, provincia de Catamarca, y por cuyas dimensiones se la considera una de las mayores del mundo. La Caldera del Galán es una depresión volcánica de forma ovalada alargada en sentido N-S de 35 kilómetros de largo por 20 de ancho y alargada en sentido N-S. Escondida en el extraordinario paisaje de la Puna, la megacaldera fue recién descubierta en 1970 mediante observación en imágenes satelitales, ya que por sus dimensiones no se lograba apreciar desde la tierra (Fig. 1). El piso de la caldera está a 4.600 m y el pico central alcanza los 5.912 m de altitud.

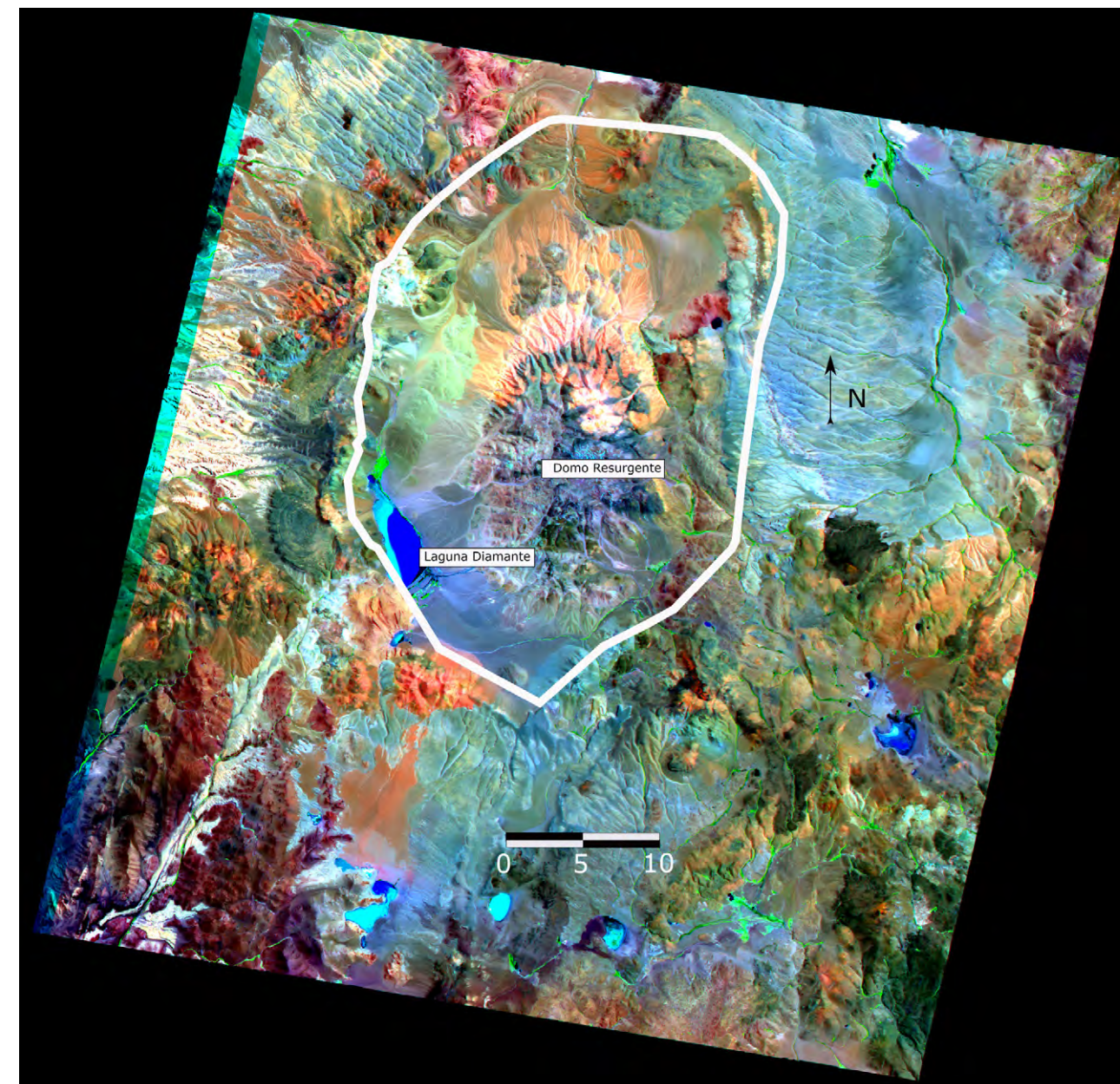


Figura 1. Imagen satelital de la caldera del Cerro Galán. El borde de la caldera se señala en trazo blanco. Imagen Aster falso color combinación RGB 531).

Como mencionáramos anteriormente, la formación de estas gigantescas calderas se asocia a la erupción de grandes volúmenes de material piroclástico. Para el caso de la caldera del Galán es posible distinguir nueve depósitos generados por este tipo de material, también llamados ignimbritas. Siete de estos depósitos ignimbriticos pertenecen al Grupo Toconquis y se acotan a una edad de entre 5,6 y 4,5 millones de años. A estos le sigue la llamada Ignimbrita Cueva Negra, de 3,7 millones de años de antigüedad y finalmente se destaca la denominada Ignimbrita Cerro Galán, la que engloba depósitos volcánicos piroclásticos producto del desplazamiento de una nube de gas caliente y partículas en suspensión que viajaron a gran velocidad por las laderas del volcán. Este último depósito se encuentra relacionado a un evento de colapso de la caldera que, con un volumen estimado de 630 km³, es el registro de una súper erupción ocurrida hace 2,1 millones de años. Al interior de la caldera se destaca una estructura con forma de cúpula o domo. Se trata de un domo resurgente central (Figs. 1, 2 y 3) integrado predominantemente por la Ignimbrita Cerro Galán y que surgió luego del colapso que dio origen a la caldera. Hoy en día y como un tímido recuerdo de toda aquella infernal puesta en



Figura 2. Panorama Caldera del Cerro Galán. A la izquierda la Laguna Pabellón (aguas marrones), al centro, el domo resurgente (Fotografía Lorenzo Bardelli).

escena, fumarolas inactivas y manantiales termales, como los de Aguas Calientes en el borde noreste y La Colcha (con aguas próximas al estado de ebullición) al sur, son parte de la actividad geotermal post-caldera.

Alojadas también en el interior de la caldera, las turquesas aguas de la Laguna Diamante invitan año tras año a flamencos, vicuñas, zorros colorados y pumas (Figs. 1, 3 y 4). La laguna alberga además una fauna microscópica casi extinta en el mundo, atribuida a las primeras formas de vida en la tierra: las arqueobacterias, organismos extremófilos que pueden vivir en condiciones extremas de tempe-



Figura 3. En primer plano, el sector sur de la Laguna Diamante, por detrás y en segundo plano, el domo resurgente. Fotografía: Agustín Ortiz.

ratura, salinidad y exposición solar. Estos organismos, durante su ciclo de vida forman estructuras calcáreas conocidas como estromatolitos, las cuales se preservan en estos oasis como un testigo de la vida más primitiva. Los estromatolitos, descubiertos allí recientemente, junto a la gran biodiversidad que hospeda este cuerpo de agua, convierten a esta y otras lagunas altoandinas en el sector argentino en áreas protegidas por la convención RAMSAR, tratado mundial para la acción y cooperación en pro de la conservación y el uso racional de humedales.



Figura 4. La laguna Diamante. Presencia de flamencos y vicuñas en el ámbito de la laguna. Fotografías: Lorenzo Bardelli y Agustín Ortiz.

Fuera de la caldera y ubicados al OSO del cerro Galán, llaman la atención pequeños conos volcánicos basálticos de color negro (Fig. 5), que forman parte del espectacular campo volcánico que rodea al poblado de Antofagasta de la Sierra, registro de la actividad volcánica del último millón de años.



Figura 5. Los volcanes Alumbraera (izquierda) y Antofagasta (derecha). Vista desde el pueblo de Antofagasta de la Sierra. Fotografía: Eduardo Molina.

Más allá de lo estrictamente geológico, el área encierra innumerables encantos. El turismo, tanto nacional como internacional, ocupa un rol central en la economía de los pueblos aledaños a la caldera. Sus pobladores prestan servicios en forma de hotelería, gastronomía y guías turísticos. Se realizan actividades de observación y apreciación del paisaje volcánico, lagunas, flora y fauna. Los lugareños conocen muy bien la zona y sus dificultades, por lo que es indispensable su acompañamiento durante las excursiones. Muchos de los habitantes de la región conservan formas ancestrales de trabajo basadas en la ganadería trashumante de ovejas y llamas, siguiendo hilos de agua y pequeñas vegas de pastos semitiernos para alimentar el ganado. La agricultura se lleva a cabo para el sustento de la ganadería y de la escasa población regional, y sólo donde el suministro de agua así lo permite.

La temporada estival es la mejor época para conocer esta región de altura, en los meses que van de noviembre a marzo. El clima riguroso y árido, con amplitudes térmicas diarias que superan los 30°C, tornan el invierno muy frío y ventoso, con temperaturas mínimas que promedian los -4°C y donde las nevadas pueden ocasionar la obstrucción de caminos.

Dadas las condiciones de altura en la que se encuentra el sitio, los visitantes acostumbran tener un periodo de adaptación y aclimatación en los poblados cercanos de Antofagasta de la Sierra, unos 42 km al este de la caldera, o El Peñón, aproximadamente 70 km al SO. A este último poblado, distante unos 490 km de la capital provincial San Fernando del Valle de Catamarca, se accede por ruta pavimentada. Desde allí y en dirección al NE, un camino no consolidado bordea la sierra de El Peñón y varias lagunas pobladas de flamencos, para luego acceder a la caldera por su borde sur.

BIBLIOGRAFÍA

Cas, R. A., Wright, H. M., Folkes, C. B., Lesti, C., Porreca, M., Giordano, G., & Viramonte, J. G. (2011). The flow dynamics of an extremely large volume pyroclastic flow, the 2.08-Ma Cerro Galán Ignimbrite, NW Argentina, and comparison with other flow types. *Bulletin of volcanology*, 73, 1583-1609.

Folkes, C., de Silva, S., Wright, H. y Cas, R. 2011. Geochemical homogeneity of a long-lived, large silicic system; evidence from the Cerro Galán caldera, NW Argentina. *Bulletin of Volcanology* 73(10): 1455-1486.

Guzmán, S., Grosse, P., Martí, J., Petrinovic, I.,Seggiaro, R. 2017. Calderas Cenozoicas Argentinas de la Zona Volcánica Central de los Andes - Procesos Eruptivos y Dinámica: Una Revisión. En: Muruaga, C.M. y Grosse, P. (Eds.). *Ciencias de la Tierra y Recursos Naturales del NOA. XX Congreso Geológico Argentino* (Tucumán), Relatorio 518-547. ISBN 978-987-42-6666-8.

Lesti, C., Porreca, M., Giordano, G., Mattei, M., Cas, R. A., Wright, H. M., Folkes, B. C. & Viramonte, J. (2011). High-temperature emplacement of the Cerro Galán and Toconquis Group ignimbrites (Puna plateau, NW Argentina) determined by TRM analyses. *Bulletin of volcanology*, 73, 1535-1565.

Petrinovic, I. A. 2015. Supervolcanes y supererupciones. *Centro de Investigaciones en Ciencias de la Tierra, UNC-Conicet. Volumen 24*, (143).

Sparks, S.R., Francis, P., Hamer, R., Pankhurst, R., O’ Callaghan, L., Thorpe, R.S., Page, R. 1985. Ignimbrites of the Cerro Galán caldera, NW Argentina. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 24: 205-224.



CATARATAS DEL IGUAZÚ

El “agua grande” de fama mundial

Fernando Miranda¹, Alberto Ardolino¹ y Eduardo Salamuni²

¹Servicio Geológico Minero Argentino (SEGEMAR)

²Departamento de Geología- Universidad Federal del Paraná

Las cataratas del río Iguazú, en el límite entre Argentina y Brasil, se encuentran entre los saltos de agua más importantes y espectaculares del mundo (Fig.1). No obstante, más que una singularidad, saltos, rápidos y cascadas constituyen una norma en el territorio de la provincia argentina de Misiones y el estado brasileño de Paraná influenciados por el curso del río Paraná.



Figura 1. Saltos del lado brasileño (izquierda) y del lado argentino (derecha). Fotografía: Eduardo Salamuni.

El “agua grande”, como surge de la traducción de “Iguazú” en idioma guaraní, está constituida por más de 275 saltos de agua que promedian los 75 metros de altura y cuyo conjunto compone el rasgo más imponente en el marco de dos parques nacionales, uno en Argentina y otro en Brasil, declarados por la UNESCO Patrimonio Natural de la Humanidad en 1984 y 1986, respectivamente. Los parques homónimos, Parque Nacional Iguazú/Iguaçu, se ubican en la región norte de la provincia de Misiones y en la porción suroeste del estado de Paraná. Entre los fundamentos de creación de estas grandes áreas protegidas, más allá de las propias cataratas, se encuentran la protección del entorno paisajístico, representado por la exuberante vegetación subtropical (ecorregión de la selva Paranaense y última gran reserva del Dominio de la Mata Atlántica), toda su biodiversidad y la mitigación de la fragilidad ambiental alrededor del río Iguazú, susceptible a procesos de erosión relacionados con el vuelco de bloques y deslizamientos de tierra.

Topográficamente, la región corresponde a una meseta alta cuya superficie es recorrida por numerosos cursos fluviales. En la conformación del terreno predominan las rocas volcánicas originadas a partir de coladas de lava que, desde sectores profundos de la corteza terrestre, ascendieron y fluyeron a través de fracturas que se extendían a lo largo de grandes alineaciones en la superficie. Al momento de los derrames lávicos, Sudamérica y África estaban unidas, por lo que estas rocas se reconocen también en el sector occidental del continente africano.

Estas lavas, predominantemente producto de una actividad fisural no explosiva, están constituidas principalmente por basalto y escasas efusiones dacíticas y andesíticas (Fig.2). Forman parte del vulcanismo de la cuenca de Paraná, inmediatamente anterior y sincrónico a la apertura sud atlántica, posicionándose entre el Jurásico superior y Cretácico inferior (145 a 120 Ma). Por su gran fluidez, las lavas se esparcieron sobre la superficie cubriendo extensas áreas (1.200.000 kilómetros cuadrados). Su sucesiva superposición permitió acumular espesores de hasta 1.500 metros, convirtiéndose así en el más voluminoso derrame de lavas basálticas registrado sobre la corteza continental del planeta (conjunto intercontinental conocido como provincia volcánica Paraná-Etendeka). En Brasil, forman el Grupo Serra Geral, parcialmente distribuido en los estados de Minas Gerais, São Paulo, Paraná, Santa Catarina y Rio Grande do Sul. También se observan en el este de Paraguay y norte de Uruguay, además de Argentina, donde también se los denomina como Serra Geral. La estructura primaria sobresaliente de las efusiones basálticas es su apilamiento tabular sucesivo definido individualmente. En el área de los parques, el espesor de los derrames se encuentra entre los 750 y 800 m.

En el Grupo Serra Geral, los principales tipos de estructuras tectónicas son los sistemas de fallas transcurrentes y de dirección aproximadamente N-S, NW-SE, NE-SW y E-W (mayormente controlados por lineamientos proterozoicos y paleozoicos del basamento cristalino) que han condicionado el emplazamiento y la evolución de las cataratas del Iguazú. Las estructuras más grandes tienen decenas de kilómetros de largo, son generalmente rectilíneas y muestran evidencia de un movimiento reciente desde el Cenozoico temprano hasta el Mioceno tardío que caracteriza los movimientos neotectónicos locales. A estas fallas se suman fracturas atectónicas de pequeña extensión y sin direcciones preferenciales, generadas por el enfriamiento de lavas, y que forman profundas disyunciones columnares.

Los eventos geológicos que formaron el marco estratigráfico local pueden explicar parte de las características morfoestructurales presentes en la región. Sin embargo, en el desarrollo de formas superficiales, no se puede ignorar el importante papel del clima durante el Cuaternario en la evolución del paisaje.

El último cambio climático en el área tuvo lugar en el Pleistoceno, hace unos 18.000 años, cuando de predominantemente seco y frío se pasó a un clima cálido y lluvioso. Esta alteración favoreció un importante cambio geomorfológico, ya que los ríos formados en esta nueva etapa comenzaron a disectar profundamente el relieve, creando una densa red de drenaje en la región. Hoy en día, la región está dominada por un clima templado lluvioso, sin estaciones secas definidas, con una precipita-



Figura 2. Vista general de una zona de las cataratas del Iguazú (sector argentino), entorno selvático y mantos basálticos. Fotografía: Juan Manuel Culotta.

ción media anual de 1700 mm y una humedad relativa de hasta 80%. Esta última es mantenida hoy por masas de aire que traen mucha humedad del Amazonas y que alimentan toda la cuenca hidrográfica del río Paraná, una de las más grandes de Sudamérica con 62.000 km cuadrados.

En Misiones, la meseta basáltica está profusamente erodada o disectada por los ríos, resultando un paisaje de sierras y cerros aislados conocidos como las Sierras Misioneras. En Foz do Iguaçu la morfología es caracterizada por pendientes colinosas convexas con baja disección y valles abiertos en “V”. El relieve presenta elevaciones variables entre 100 y 300 m, configurando compartimentos, diferenciados en cuanto a morfología. La tendencia actual es el redondeo de formas, donde se incrustan los restos de pedimentos y pediplanos, tanto rocosos como detríticos. Otro rasgo llamativo en el que el clima ha dejado su impronta son las “tierras o suelos colorados”. Este suelo, denominado de laterítico, es arenolimoso y arcilloso, es producto de la alteración química y de la degradación de las rocas basálticas que, a través del tiempo y bajo la influencia del clima tropical y húmedo, se han transformado en acumulaciones residuales (tierras lateríticas) de hasta 10 metros de espesor. Su color rojo intenso se debe al alto contenido en óxido de hierro e hidróxido de aluminio que en ellas se concentra.

Las cataratas del Iguazú resultan de la conjunción de factores geológicos y climáticos y constituyen la máxima expresión dentro del contexto de saltos rápidos y cascadas que caracterizan la región. Así, factores litológicos como el tipo de rocas, su disposición en mantos, la presencia de fallas y el clima cambiante en el Pleistoceno, entre otros, se han conjurado en tiempo y forma para brindar este majestuoso espectáculo.



Figura 3. Pasarela y recorrida para apreciar el salto de Santa María (sector brasileño). Fotografía: Eduardo Salamuni.

El río Iguazú nace en el límite oriental de Curitiba con los municipios vecinos, a una altitud cercana a los 850 m sobre el nivel del mar y recorre 1.320 kilómetros hacia el oeste, continente adentro, hasta encontrarse con el río Paraná. Es el río más caudaloso del estado de Paraná. Llega, en el tramo que limita el Parque Nacional de Iguazú brasileño, a una altitud de 205 m. Después de algunas decenas de metros desciende hasta los 170 m, momento en que el río, a través de las cataratas, revela su captura en una falla, probablemente normal y de dirección aproximadamente NW-SE, que ocurrió hace miles de años dando lugar al profundo cañón al noroeste de las cataratas.



Figura 4. Cañón del río Iguazú aguas abajo de las cataratas. Vista de N a S. al fondo la Garganta del Diablo. Fotografía: Eduardo Salamuni.

Las Cataratas del Iguazú se manifiestan en el conjunto de 275 saltos de agua que en promedio vierten 1.800.000 litros de agua por segundo hacia el angosto y profundo cañón del río Iguazú. La “Garganta del Diablo” (Figs.4 y 5), de gran expresión escénica, concentra saltos de más de 90 metros de altura y es la culminación del cañón que comienza en el río Paraná en el área de la “triple frontera”, a más de 18 kilómetros aguas abajo de las cataratas. El resto de los saltos se distribuye en un amplio semicírculo, a lo largo de un frente de casi 2.700 metros, donde la abundante cantidad de escollos, islas e islotes, dividen al río en numerosas caídas.



Figura 5. Garganta del Diablo. Fotografía: Fernando Miranda.



Figura 6. Erosión retrocedente y la formación de los típicos escalones de las Cataratas del Iguazú (sector argentino). Fotografía: Eduardo Salamuni.

BIBLIOGRAFÍA

Ardolino, A. y Miranda F. (2008). Las cataratas del Iguazú. El agua Grande. Sitios de Interés Geológico de la República Argentina. CSIGA (Ed.) Instituto de Geología y Recursos Minerales. Servicio Geológico Minero Argentino, Anales 46, I: 377-388.

IBAMA (2015). Plano de Manejo do Parque Nacional do Iguaçu (Processo: 02070.002434/2015-31).

Llambías, E.J. (2003). Geología de los cuerpos ígneos. Instituto Superior de Correlación Geológica. Serie Correlación Geológica N° 15. Asociación Geológica Argentina, Serie B - Didáctica y Complementaria N° 27. 182 p.

Piccirillo, E.M.; Melfi, A.J.; Comin-Chiaramanti, P.; Bellieni, G.; Ernesto, M.; Marques, L.S.; Nardy, A.J.R.; Pacca, I.G.; Roisenberg, A. & Stolfo, D. (1988) Continental flood volcanism from the Paraná Basin (Brazil). In: Macdougall, J.D. (ed.) Continental flood basalts, 195-238. Kluwer Acad. Publishers.

Pontelli, M.E.; Paisani, J.C. (2015). Geomorphological context of the Iguaçu Falls. Landscapes and landforms of Brazil, Chapter 31. Elsevier.

Salamuni, R.; Salamuni E.; Rocha, L.A.; Rocha, A.L. (1998). Parque Nacional do Iguaçu, PR –Cataratas de fama mundial. p. 313-321. In: Schobbenhaus, C.; Campos, D.A.; Queiroz, E.T.; Winge, M.; Berbert-Born, M. Sítios Geológicos e Paleontológicos do Brasil. DNPM/CPRM– SIGEP, Brasília. v. I.

Stevaux, J.C.; Latrubesse, E.M. (2010). Iguazu Falls: a history of differential fluvial incision. In: Migon, P. (Ed.) Geomorphological Landscapes of the World, 89-100. Springer Science.



Figura 7. Erosión retrocedente y la formación de los típicos escalones de las Cataratas del Iguazú (sector argentino). Fotografía: Eduardo Salamuni.

El origen del resalto responde a un proceso denominado erosión fluvial retrocedente (Figs. 6, 7 y 8), es decir, un desgaste producido en las rocas en el sentido opuesto a la corriente del río y con el consiguiente traslado de las cataratas en dirección a las cabeceras. Parte de este proceso de erosión es causado por la caída de bloques debido a disyunciones columnares a lo largo del cañón del río Iguazú. La erosión ascendente, desde el encuentro del río Iguazú con el río Paraná, provoca rápidos y otras coyunturas que alteran el perfil longitudinal del río, hasta la formación de los grandes escalones en la zona de las cataratas.

Esta dinámica erosiva muestra que inicialmente se produce una desagregación de los estratos superiores del basalto y sucesivamente de los inferiores hasta el retroceso total de aquella porción que se encuentra en proceso de erosión.

Este proceso se habría iniciado hace cientos de miles de años en el sector donde actualmente el río Iguazú desemboca en el río Paraná, proceso durante el cual el río Iguazú fue disectando las rocas y trasladando a las cataratas hasta su posición actual. El curso del alto Paraná, constituye un nivel de base local para la mayoría de los afluentes de la región, es decir, que la erosión fluvial tendería a rebajar el relieve de la meseta hasta ese nivel.



Figura 8. En el amplio semicírculo del sector sur los saltos alcanzan una altura media de 75 metros. Fotografía: Juan Manuel Culotta.



Mapa: modificado de Eric Gaba.

- 1- Arquipélago de Fernando de Noronha
- 2- Toca da Boa Vista
- 3- A cratera meteorítica de Araguainha-Ponte Branca
- 4- Pegadas fósseis do Vale dos Dinossauros
- 5- Conglomerados diamantíferos na Chapada Diamantina

Arquipélago de Fernando de Noronha. Fotografia: autores do artigo.





ARQUIPÉLAGO DE FERNANDO DE NORONHA

Ambiente paradisíaco, moldado por vulcões e águas cristalinas de belezas excepcionais, que tem cativado a atenção desde Charles Darwin

Wilson Wildner¹, Rogério Valença Ferreira¹ e Carlos Schobbenhaus¹

¹Serviço Geológico do Brasil - SGB/CPRM

Um dos mais importantes santuários de preservação da natureza do mundo está localizado no Oceano Atlântico Equatorial, a 545 km da cidade de Recife. O Arquipélago de Fernando de Noronha, gerado a partir da evolução de vulcanismo estabelecido sobre o assoalho oceânico, resultou em uma beleza cênica única, reconhecida internacionalmente pela transparência de suas águas, pela variedade de fauna e flora marinhas, pelo assoalho marinho de corais e pela história de ocupação do território, quase tão antiga quanto a do continente Sul-americano. O Arquipélago foi uma das primeiras terras localizadas no Mundo Novo, registrada em carta náutica do ano de 1500 e que em 16 de dezembro de 2001 foi considerado pela UNESCO como Sítio do Patrimônio Mundial Natural.



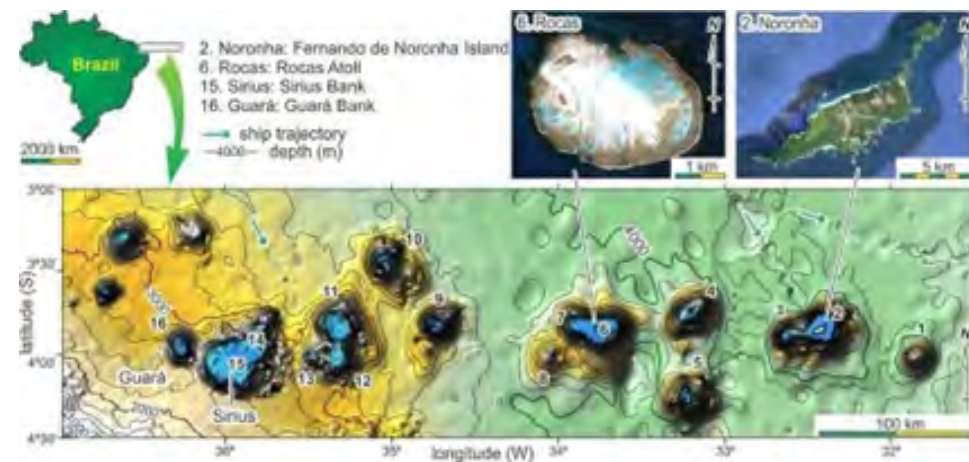
Figura 1. Vista da Ilha Rata em direção à ilha de Fernando de Noronha, onde se destaca o Morro do Pico e as ilhas Do Meio, Sela Gineta e Rasa, porções mais expressivas do vulcanismo do arquipélago. Fotografia: autores do artigo.

As ilhas são o topo emerso de uma cadeia de montanhas estruturada sobre o assoalho oceânico até a Dorsal Meso-oceânica, como produto de dois grandes episódios vulcânicos, onde as rochas mais antigas datam de 12,3 milhões de anos, e a intrusão de grandes maciços rochosos como o Morro do Pico e do Espinhaço, características do arquipélago e marco dos dutos do vulcanismo, encerram os episódios vulcânicos por volta de 1,7-Ma (Fig.1).

No período pós-vulcanismo seguiram-se ciclos erosivos que moldaram a parte superior das estruturas vulcânicas, cobrindo a plataforma insular de depósitos de areia e cascalho, que se seguiram a formação de extensos recifes que contornam as áreas emersas e a plataforma insular que margeia o Arquipélago. Os aspectos geológicos e geomorfológicos únicos, com destaque para a excepcional beleza da paisagem, associados aos atributos de conservação da biosfera, justificaram a proposta de criação de um geoparque, nos moldes preconizados pela UNESCO Global Geoparks.

As estruturas geológicas presentes são de fundamental importância para o entendimento da dinâmica de abertura e deriva dos continentes, envolvendo a formação das margens do continente, sua plataforma e na distribuição dos arquipélagos de ilhas ao longo da costa. Essas estruturas são feições únicas, proeminentes e transversais ao fundo do oceano, limitando segmentos de crosta que se ajustam por Zonas de Fraturas Oceânicas - ZFO's, onde Fernando de Noronha está posicionado sobre uma destas zonas.

A ZFO de Fernando de Noronha esta constituída por 16 grandes edifícios vulcânicos, quase circulares, com tamanhos de 10 a 30 km de diâmetro de base e topos plano, posicionados cerca de 50 a 100 m abaixo do nível do mar e formando montes marinhos com 3 a 4.000m de altura (Fig). Ocupam a margem oeste do Oceano Atlântico Equatorial, distribuídos ao longo de uma faixa de 490 km de comprimento e 110 km de largura. As maiores elevações constituem a ilha de Fernando de Noronha, com 4.400 m de



altura e o Atol das Rocas, sendo o terceiro maior sistema vulcânico brasileiro.

Figura 2. Mapa de localização e barimétrico da cadeia de Montes Submarinos. Notar as posições do Atol das Rocas e de F. de Noronha e elevações em relação ao assoalho marinho (Motoki & Motoki, 2012).

Dentre os 16 edifícios vulcânicos que compõem a ZFO, apenas o Arquipélago e o Atol das Rocas estão emersos. Este formado por 04 ilhas principais, sendo apenas uma habitada, contornada por conjunto de 16 ilhotas e rochedos que ocupam uma área total de 26 km², dos quais 17 km² são da ilha principal. O centro da ilha é o núcleo urbano da Vila dos Remédios, onde fica a administração da APA, a cargo do Instituto Chico Mendes de Conservação da Biodiversidade (ICMBio). A temperatura mantém uma média de 28°C com amplitude térmica de 4°C. O índice pluviométrico médio é de 1.300 mm, chegando a atingir 2.000 mm no período chuvoso. Os ventos alísios sopram a maior parte do ano, contribuindo com uma sensação térmica agradável.

A vegetação é predominantemente arbustiva e herbácea, considerada como berçário para a reprodução de aves marinhas, destacadamente a ilha Rata. O ecossistema marinho conta com grande variedade de peixes, além de diversos tipos de tubarões, arraias e tartarugas, destacam-se os golfinhos rotadores que podem ser observados em grande quantidade.

Os platôs e morros são constituídos predominantemente de rochas vulcânicas, onde se destacam as principais elevações perfurando platôs piroclásticos e de lavas, cujas declividades acentuadas formam picos monolíticos destacados dos platôs, a exemplo do morro do Pico, cartão postal da ilha e ponto culminante do arquipélago (Fig.3).



Figura 3. Na ilha principal é de se notar o Morro do Pico (fundo a direita) e as ilhas Sela Gineta e Rata ao fundo, o morro Dois Irmãos, constituído de derrames de lavas, as piscinas da Praia dos Porcos e a praia de Quixabá à direita. Fotografia: autores do artigo.

Nas praias predominam as areias bioclásticas, constituídas por carapaças de conchas e corais, localizadas exclusivamente na ilha principal, onde ocorrem 10 praias no Mar de Dentro e 04 praias no Mar de Fora. Dentre estas destaca-se a belíssima Praia do Sancho (Fig.4), eleita como uma das mais belas do planeta, constituída por uma faixa de areias bioclásticas brancas, ladeada por falésia com altitude em torno de 60 m, configurando uma pequena baía em forma de ferradura estruturada sobre derrames de lavas e níveis piroclásticos. No final da baía, onde os derrames alcançam o mar, formam-se piscinas de excepcional qualidade para mergulho, devido à limpidez das águas, a variedade de espécies marinhas e onde o mar e o céu se confundem.

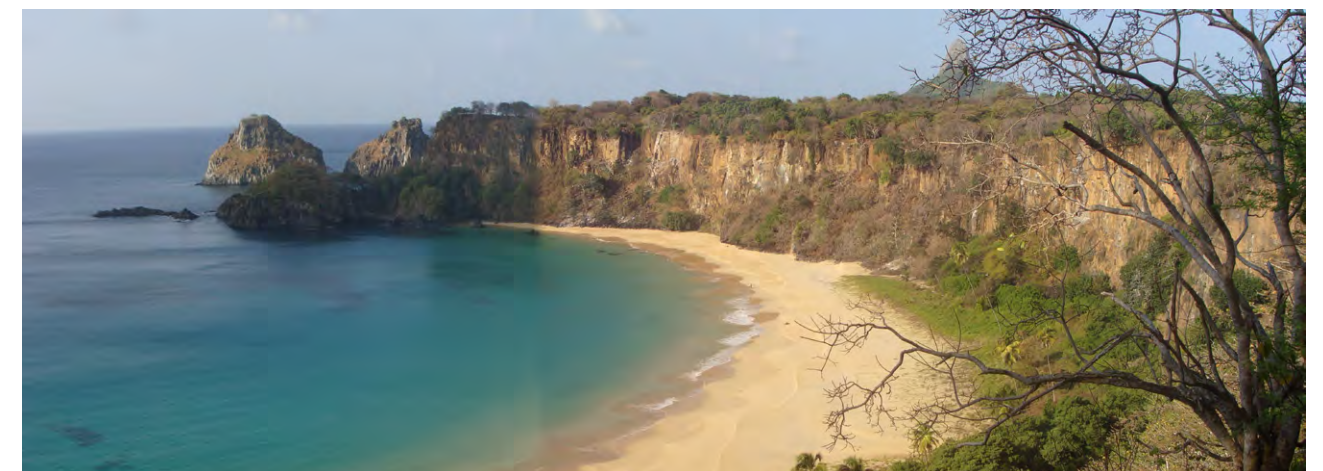


Figura 4. Praia do Sancho, eleita como uma das 10 praias mais bonitas do planeta. Fotografia: autores do artigo.

A origem geológica do Arquipélago tem sido relacionada a uma série de fatores, onde os mais importantes são: 1- Magmatismo ao longo de uma zona de fraturas abissais; 2- ao qual se associa um vulcanismo conectado a "hot spot"; 3- originado a partir da fusão de um manto hidratado.

Em linhas gerais, a estrutura geológica está constituída por rochas vulcânicas onde, da base para o topo, encontram-se: 1- a Formação Remédios- constituída por depósitos piroclásticos recortados

por rochas alcalinas subsaturadas, resultado de vulcanismo explosivo, que precederam as intrusões de corpos fonolíticos e traquíticos, dutos centrais de eventos plutono-vulcânicos datados entre 8 a 12 Ma; 2- a Formação Quixaba- depósitos piroclásticos e derrames de lavas melanocráticas, predominantemente ankaratríticas, que podem atingir até 180 m de espessura, exposta acima do nível do mar e datada entre 1,7 e 3,0 Ma; e 3- a Formação São José- com derrames de basanita, ankaratrito e lamprófiros camptoníticos, com destaque para a abundância de xenólitos de dunito, lherzolito e harzburgito (Fig. 5), provenientes do manto superior. Os xenólitos são constituídos quase que inteiramente de olivinas, orto e clino-piroxênios com formas angulosas a subarredondadas e diâmetro de até 35 cm. Em resumo, esse arquipélago vulcânico, com idades entre o Mioceno Médio e o Pleistoceno Inferior constitui-se de um substrato de rochas relacionadas a eventos vulcânicos explosivos, intrudidas por uma variedade de rochas alcalinas subsaturadas, que foram recobertas por derrames de lavas básico-ultrabásicas nefeliníticas (ankaratritos). Segundo, este vulcanismo caracteriza-se por ser fortemente alcalino sódico, subsaturado em sílica, com teores de SiO₂ entre 34,4% (melilita ankaratrito) a 60,8% (álcali traquito) com grande amplitude de diferenciação. Esta província magmática é tida como uma das mais alcalinas entre as ilhas vulcânicas oceânicas do mundo.



Figura 5. Depósitos piroclásticos e lamprófiros camptoníticos contendo xenólitos ultramáficos mantélicos, presentes entre as praias do Cachorro e Conceição. Fotografia: autores do artigo.

BIBLIOGRAFIA

- Almeida, F. F. M. de. (2002). Arquipélago de Fernando de Noronha. In: Schobbenhaus, C. *et al.* (Ed.) *Sítios Geológicos e Paleontológicos do Brasil*. Brasília: DNPM; CPRM; Comissão Brasileira de Sítios Geológicos e Paleobiológicos - SIGEP. 361-368.
- Almeida, F. F. M. de. (2006). Ilhas oceânicas brasileiras e suas relações com a tectônica atlântica. *Terra Didática*, 2 (1): 3-18. <<http://www.ige.unicamp.br/terraedidatica>>.
- Cordani, U.G.; Ulbrich, M.N.; Menor, E.A.; Lopes, R.P. (2003). Cenozoic alkaline volcanism of Fernando de Noronha island. In: *South American Symposium on Isotope Geology. Field Trip Guide*. Salvador: CBPM/IRD, p. 1-24.
- Motoki, A. & Motoki, K.F. (2012). Satellite gravimetry for the Fernando de Noronha Chain, Northeast Brazil, and its bearing on the volcanic seamount structure. *V Simp. Bras. Geof.*, Salvador.
- Rivalenti, G.; Mazzucchelli, M.; Girardi, V.A.V.; Vannucci, R.; Barbieri, M.A.; Zanetti, A.; Goldstein, S. L. (2000). Composition and processes of the mantle lithosphere in northeastern Brazil and Fernando de Noronha: evidence from mantle xenoliths. *Cont. Min. Petrol.*, Berlim, v. 138, 17 p.
- Ulbrich, M. N. C.; Maríngolo, V.; Ruberti, E. (1994). The geochemistry of alkaline volcanic-subvolcanic rocks of the Brazilian Fernando de Noronha Archipelago, Southern Atlantic Ocean. *Geochimica Brasiliensis*, Rio de Janeiro, v. 8, n. 1, p. 1-10, jan.
- Wildner, W. y Ferreira, R. V. (2012). Geoparque Fernando de Noronha (PE)-proposta. In: Schobbenhaus, C.; Silva, C. R. (Eds.). *Geoparques do Brasil: propostas*. Rio de Janeiro: CPRM. 317-360.



TOCA DA BOA VISTA

Labirintos hipogênicos da maior caverna da América do Sul

Augusto S. Auler¹

¹Instituto do Carste / Carste Ciência e Meio Ambiente

A Toca da Boa Vista e sua vizinha, a Toca da Barriguda, estão entre as cavernas mais estudadas e importantes do planeta. A Toca da Boa Vista é a maior caverna da América do Sul, localizando-se no município de Campo Formoso, próxima ao povoado de Laje dos Negros, ao norte do estado da Bahia. Muito embora as entradas fossem conhecidas há tempos pela população local, sua exploração se iniciou somente em 1987, a cargo do Grupo Bambuí de Pesquisas Espeleológicas, um clube amador de espeleologia sediado em Belo Horizonte, estado de Minas Gerais. Ao longo de dezenas de expedições a caverna atingiu, em 2021, 114 km de galerias mapeadas. A poucos quilômetros da Toca da Boa Vista, outra caverna, a Toca da Barriguda, possui 35 km de condutos mapeados (Fig. 1). Embora sejam duas cavernas distintas, elas possuem muitas características em comum, o que permite enquadrá-las como um único sítio geológico de cunho espeleológico. O clima no entorno das cavernas é semiárido, com precipitações anuais em torno de 490 mm. A temperatura média anual atinge 28°C. A vegetação compreende espécies arbóreas e arbustivas de pequeno e médio porte, resistentes ao clima seco, conhecida localmente como “caatinga”.



Figura 1. Mapas (planta baixa) da Toca da Boa Vista e Toca da Barriguda em sua correta posição relativa. E – Entradas. Cortesia do Grupo Bambuí de Pesquisas Espeleológicas.

ASGMI. SITIOS DE INTERÉS GEOLÓGICO DE IBEROAMÉRICA

As galerias da Toca da Boa Vista e da Toca da Barriguda se desenvolvem ao longo de cinco unidades geológicas inseridas em carbonatos dolomíticos da Formação Salitre, Grupo Una, de idade Proterozóica Superior. A configuração das galerias subterrâneas adquire um padrão labiríntico, com milhares de condutos se entrecruzando em orientações controladas por fraturas, falhas e eixos de dobra. O controle litológico também é marcante. Galerias inseridas nas unidades superiores, ricas em chert e lentes não carbonáticas, tendem a ser de menor porte e apresentarem uma seção retangular,



Figura 2. “Conduto Quadrado” na Toca da Boa Vista. É possível observar níveis de chert nas paredes e o teto horizontalizado controlado por camadas ricas em sílica. Fotografia: Luciana Alt e Vitor Moura.

com o teto controlado por horizontes de chert (Fig.2). Já as galerias desenvolvidas no nível inferior, mais puro, formam salas e condutos amplos, de formato irregular e menos ramificados, apresentando abundantes feições como cúpulas e projeções rocosas (Fig. 3). Tratam-se de cavernas muito complexas e de extensão total ainda não conhecida, já que novas galerias vem sendo continuamente descobertas à medida que as explorações prosseguem.

Figura 3. “Salão das Cúpulas”, notável pela profusão de cúpulas e projeções rocosas, na Toca da Barriguda. Fotografia: Luciana Alt e Vitor Moura. ▼



Figura 4. Galeria próxima à entrada na Toca da Barriguda. Fotografia: Daniel Menin.

A Toca da Boa Vista apresenta duas entradas principais. A entrada horizontal, no extremo leste da caverna, permite fácil acesso às galerias iniciais. A outra zona de entrada consiste em dois abismos próximos entre si, que exigem a utilização de cordas. As duas possibilidades de entrada na Toca da Boa Vista se concentram no setor leste da caverna. Para acessar os condutos mais longínquos é necessário percorrer vários quilômetros de galerias. Já a Toca da Barriguda apresenta apenas uma entrada, também em sua extremidade leste (Fig. 4). Muito embora tenham sido formadas por processos geológicos similares, ainda não foi encontrada uma conexão entre as galerias das duas cavernas. A menor distância entre elas é de apenas 700 m em linha reta entre as galerias mais próximas (Fig. 1). As cavernas são predominantemente secas, e apenas em poucos locais atinge-se o lençol freático. Não há gotejamento, mostrando que a caverna e seus abundantes depósitos químicos, sob forma de estalactites, estalagmites e várias outras formações, foram formados em um passado mais úmido (Fig. 5). A temperatura interna das cavernas atinge 29° C na Toca da Barriguda e nos setores mais profundos da Toca da Boa Vista. A temperatura, aliada à umidade relativa próxima à 100% e a ausência de água, representam os maiores elementos de dificuldade para se explorar os trechos mais distantes.

As cavernas foram formadas por processos peculiares, não relacionados a águas ácidas providas da superfície terrestre, como no caso de águas de chuvas e rios que reagem com CO₂ do solo e atmosfera. Estas enormes cavernas têm sua gênese relacionada a fontes de acidez geradas no interior da rocha. Existem atualmente duas correntes de interpretação sobre a gênese destas cavernas, que não são mutuamente exclusivas. As camadas de carbonato apresentam pirita, tanto disseminada quanto sob forma de lentes. O contato da pirita com a água subterrânea gera ácido sulfúrico, um poderoso agente de dissolução responsável por formar muitas das maiores cavernas do mundo. Outra possibilidade seriam fluidos de origem profunda, que adquiririam sua acidez (seja via ácido carbônico ou sulfúrico) em profundidade e, ao entrar em contato com os carbonatos, resultariam em poderosas frentes de acidez. Ambas possibilidades representam um tipo de mecanismo denominado “hipogê-



Figura 5. “Salão Caatinga” na Toca da Barriguda. Nota-se cúpulas ao teto e abundantes formações de estalactites e estalagmites. Fotografia: Alexandre Lobo.

nico” (ao contrário de epigênico que se refere a fontes superficiais de acidez). Como estas cavernas foram geradas em profundidade, originalmente não apresentavam entrada. Trata-se de processos de longo termo, ativos durante milhões de anos. O fluxo de água subterrânea que gerou as cavernas foi certamente lento, já que foram preservadas delicadas projeções rochosas, que teriam sido removidas no caso de fluxo mais energético. A evolução da paisagem e o soerguimento, fizeram com que estas cavernas gradativamente se aproximassem da superfície e, finalmente, houvesse a formação de entradas. A idade destas cavernas não pode ser estimada com precisão. Diversas datações através de métodos diversos, incluindo paleomagnetismo e urânio/tório, sugerem que muitos dos sedimentos nas cavernas possuem idade superior a 2 milhões de anos. No entanto, é possível que o início da formação da caverna tenha se dado a dezenas (ou centenas) de milhões de anos atrás, fruto de processos que não mais atuam na região. Durante o período mais recente de evolução, as cavernas foram elevadas acima do lençol freático, tornando-se secas, o que permitiu a formação de depósitos de calcita e aragonita sob forma de profusas concentrações de estalactites, estalagmites e várias outras formas.

A Toca da Boa Vista e sua vizinha, Toca da Barriguda, são verdadeiros museus naturais, preservando uma série de depósitos e feições que permitiram avanços científicos espetaculares sobre o paleoambiente que outrora existiu no nordeste semiárido brasileiro. A simples presença de importantes conjuntos de espeleotemas permite auferir que ocorreram no passado períodos mais chuvosos, essenciais para a formação destes depósitos. Estudos isotópicos e cronológicos em estalagmites destas cavernas permitiram desvendar o clima na região nos últimos 210 mil anos. As estalagmites se despositaram em curtos intervalos de tempo, de poucas centenas de anos. Estas fases coincidem precisamente com períodos em que houve o resfriamento do hemisfério norte devido à liberação de grandes flutilhas de icebergs no extremo norte do Oceano Atlântico. Esta injeção de icebergs (conhecidas como “Eventos Heinrich”) perturbou as correntes marítimas e deslocou para a região das cavernas uma faixa de umidade representada pela Zona de Convergência Intertropical. Estas curtas fases chuvosas permitiram a elevação do lençol freático (Figs. 6 e 7) e o estabelecimento de um ambiente



Figura 6. “Conduto dos Discos Voadores”, Toca da Boa Vista. As placas horizontais de calcita na porção mediana do salão (os “Discos Voadores”) e logo abaixo do espeleólogo demarcam o nível de um lago que existiu durante as fases úmidas do nordeste brasileiro. Fotografia: Alexandre Lobo.

Diversos fósseis da megafauna Pleistocênica foram encontrados nas cavernas, quase sempre articulados e completos. Estes animais de grande porte tinham como habitat um ambiente de florestas muito distinto do atual. Estes esqueletos fósseis foram sendo encontrados pelas equipes de espeleólogos ao longo dos anos, tendo sido, em boa parte, posteriormente coletados e estudados. Duas espécies, até então desconhecidas, de macacos de grande porte são conhecidas apenas através de esqueletos completos na Toca da Boa Vista. O *Cartelles coimbrafilhoi*, havia sido inicialmente identificado como *Protopithecus brasiliensis*, uma espécie anteriormente conhecida por um único úmero encontrado pelo naturalista dinamarquês Peter Lund no século 19 nas cavernas de Lagoa Santa, estado de Minas Gerais. No entanto, detalhados estudos posteriores permitiram concluir que se trata de um novo gênero e espécie, completamente novos para a ciência. Este também é o caso do outro macaco fóssil, o *Caipora bambuorum*, encontrado no mesmo local que o *Cartelles*. Estes macacos eram muito maiores do que qualquer macaco existente atualmente nas Américas, superando 25 kg de peso. Além dos macacos, esqueletos completos de espécies hoje extintas de preguiça e urso, além de felídeos e uma enorme quantidade de ossadas de morcegos foram também registrados nas cavernas. A vida na caverna atualmente restringe-se a algumas colônias de morcegos e algumas espécies de invertebrados. Destaque para uma nova espécie de traça, completamente adaptada à vida em ambiente subterrâneo.



Figura 7. “Conduto do Naufrágio” na Toca da Barriguda. As bases arredondadas das estalactites ao alto a esquerda demarcam níveis pretéritos do lençol freático. Fotografia: Daniel Menin.

Muito embora tanto a Toca da Boa Vista quanto a Toca da Barriguda apresentem alguns setores de grande beleza, não são cavernas adequadas para o turismo. A alta temperatura interna, a fragilidade de algumas formações e a própria dificuldade para se orientar neste gigantesco labirinto, faz com que o turismo não seja recomendado na maior parte de suas galerias e salões. No entanto, as cavernas representam um excelente exemplo de sistema hipogênico e tem servido regularmente como palco para cursos e excursões de cunho técnico-científico.

A Toca da Boa Vista e a Toca da Barriguda são cavernas notáveis, estando entre os sítios paleoambientais mais importantes (e mais estudados) do Brasil e do mundo. As cavernas apresentam bom estado de conservação, muito embora tenha sido alvo de impactos devido à visitação esporádica desordenada. As cavernas atualmente não estão inseridas em unidades de conservação.

BIBLIOGRAFIA

- Auler, A.S., Smart, P.L. (2003). The influence of bedrock-derived acidity in the development of surface and underground karst: evidence from the Precambrian carbonates of semi-arid Northeastern Brazil. *Earth Surface Processes and Landforms* 28: 157-168.
- Auler, A.S., Klimchouk, A., Bezerra, F.H.R., Cazarin, C.L., Ennes-Silva, R., Balsamo, F. (2017). Origin and evolution of Toca da Boa Vista and Toca da Barriguda cave system in North-eastern Brazil. In Klimchouk A, Palmer AN, De Waele J, Auler AS, Audra P (Eds). *Hypogene Karst Regions and Caves of the World*, 827-840. Springer..

- Auler, A.S., Piló, L.B., Smart, P.L., Wang, X., Hoffmann, D., Richards D.A., Edwards R.L., Neves, W.A., Cheng, H. (2006), U-series dating and taphonomy of Quaternary vertebrates from Brazilian caves. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology* 240:508-522,
- Cartelle, C., Hartwig, W.C. (1996). A new extinct primate among the Pleistocene megafauna of Bahia Brazil. *Proceedings of the National Academy of Sciences USA* 93:6405-6409.
- Cazarin, C.L., Bezerra, F.H.R., Borghi, L., Santos, R.V., Favoreto, J., Brod, J.A., Auler, A.S., Srivastava, N.K. (2019). The conduit-seal system of hypogene karst in Neoproterozoic carbonates in northeastern Brazil. *Marine and Petroleum Geology* 101: 90-107.
- Hartwig, W.C., Cartelle, C. (1996). A complete skeleton of the giant South American primate *Protopithecus*. *Nature* 381:307-311.
- Klimchouk, A., Auler, A.S., Bezerra, F.H.R., Cazarin, C.L., Balsamo, F., Dublyansky, Y. (2016). Hypogenic origin geologic controls and functional organization of a giant cave system in Precambrian carbonates Brazil. *Geomorphology* 253:385-405.
- Wang, X., Auler, A.S., Edwards, R.L., Cheng, H., Cristalli, P.S., Smart, P.L., Richards, D.A., Shen, C.C. (2004) Wet periods in northeastern Brazil over the past 210 ka linked to distant climate anomalies. *Nature* 432:740-743.



A CRATERA METEORÍTICA DE ARAGUAINHA-PONTE BRANCA

O maior astroblema da América do Sul

Alvaro Penteado Crósta¹ e Carlos Schobbenhaus²

¹Instituto de Geociências, Unicamp

²Serviço Geológico do Brasil - SGB/CPRM

O astroblema de Araguainha-Ponte Branca representa o maior e mais importante registro de impacto meteorítico da América do Sul. Localizada na região central do Brasil, ela tem cerca de 40 km de diâmetro e idade aproximada de 251 Ma. Em seu interior estão expostas, em um arranjo anelar/concêntrico, rochas que incluem metapelitos do embasamento cristalino de idade Neo-Proterozóica, e um corpo intrusivo granítico de idade Cambriana, circundados pela sequência lito-estratigráfica da Bacia do Paraná. Esta sequência inclui as unidades basais do Grupo Rio Ivaí (Siluriano), Grupo Paraná (Devoniano), Grupo Itararé (Carbonífero) e Grupo Passa Dois (Permiano). Impactitos (rochas especificamente formadas pelo impacto) ocorrem de forma abundante na porção central da estrutura, incluindo brechas de impacto de vários tipos e shatter cones. Essa cratera, também conhecida como “Domo de Araguainha” encontra-se relativamente bem preservada e de fácil acesso, com exibição na superfície de uma diversidade única de litologias, incluindo diversos tipos de impactitos, numa rara combinação de feições geológica e geomorfológicas, com a beleza natural do rio Araguaia.

Astroblema é um termo definido por Dietz (1961) para designar a cicatriz deixada na superfície da Terra por uma cratera de impacto meteorítico já modificada por processos geológicos subsequentes, principalmente a erosão. Os astroblemas têm dimensões de vários quilômetros de diâmetro, exibindo rochas intensamente modificadas por metamorfismo de impacto (ou de choque).

O astroblema de Araguainha-Ponte Branca (APB) está localizado na região central do Brasil, centrado nas coordenadas 16° 48' de latitude sul e 52° 59' de longitude oeste. Ele é dividido quase ao meio pelo rio Araguaia, que compõe a bacia Amazônica e marca a divisa entre os estados de Mato Grosso a oeste e Goiás a leste (Fig.1). O principal acesso ao astroblema APB é pela BR-364, até a cidade de Alto Araguaia e, em seguida, pela rodovia MT-100, em direção às cidades de Araguainha e Ponte Branca, ambas situadas no interior da cratera, na sua porção relativa ao estado do Mato Grosso.

A rodovia MT-100 intercepta a borda sul/sudoeste do APB nas coordenadas 16° 57'S e 53° 05'O, percorrendo a parte sul de seu interior por cerca de 15 km até a cidade de Araguainha. Desta cidade

percorre-se 28 km até chegar à cidade de Ponte Branca. Neste trajeto, a poucos quilômetros de Araguainha, a rodovia percorre o interior do núcleo soerguido do APB (“*central uplift*”, Fig.2). Esse trecho contém, do lado esquerdo da rodovia, morros destacados na topografia, correspondendo às maiores altitudes locais, constituindo-se em ponto privilegiado para implantação de mirante.

As rochas que afloram no núcleo soerguido da estrutura fazem parte do embasamento cristalino da Bacia do Paraná, notadamente metapelitos (filitos e metarenitos) do Grupo Cuiabá (Mesoproterozóico), e granito porfirítico relacionado à Província Granitóide Matogrossense (Cambriano, ca. 510 Ma). Também fazem parte do núcleo as sequências sedimentares clásticas do Grupo Rio Ivaí (Siluriano) e Paraná (Devoniano), todas elas intensamente deformados.

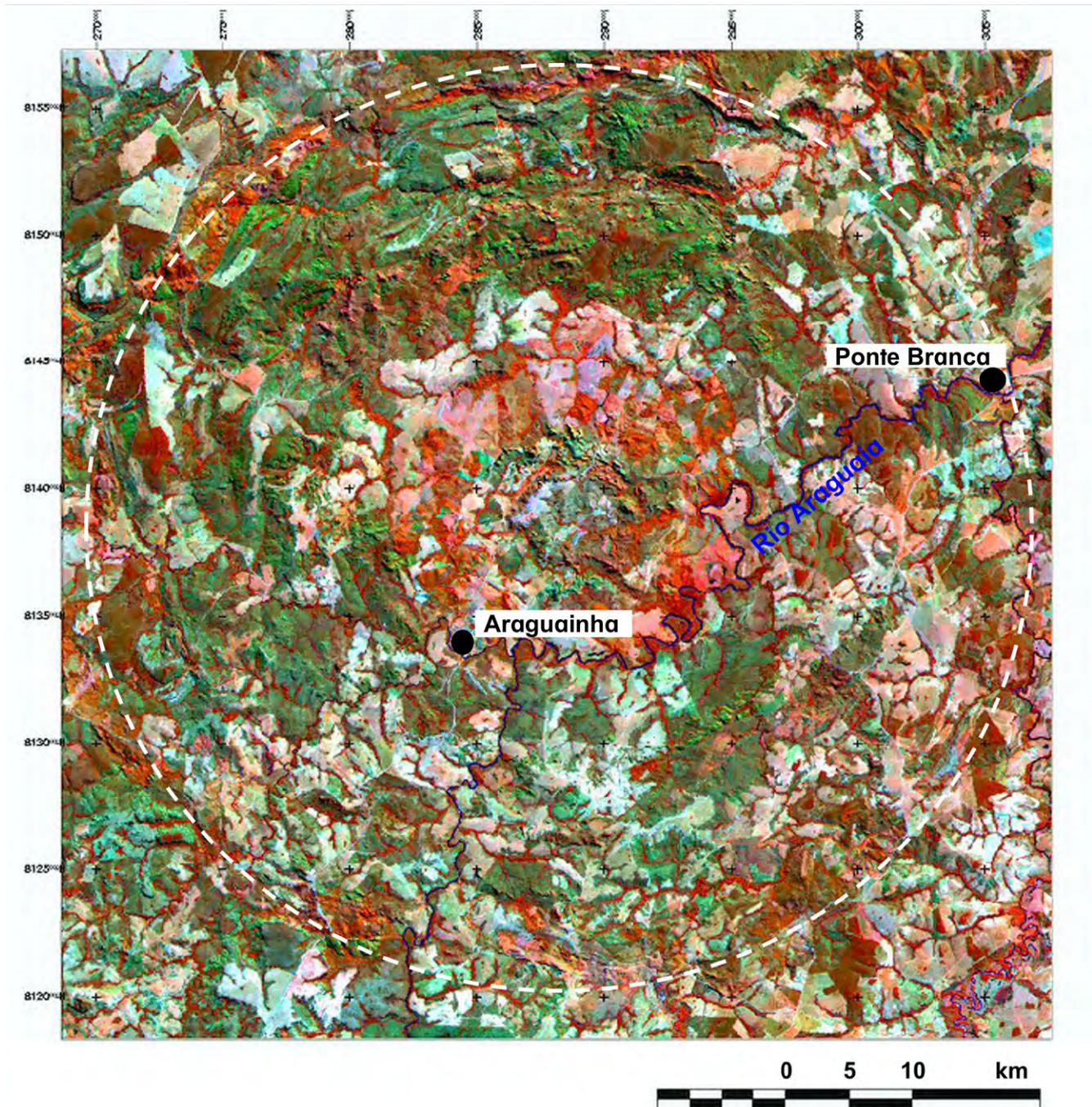


Figura 1. Domo de Araguainha numa composição colorida das bandas 4, 5 e 3 (infravermelha e falsa-cor) do satélite Landsat, sensor Thematic Mapper. A imagem cobre uma área de 40 por 40 km.



Figura 2. Núcleo central da cratera de Araguainha-Ponte Branca, com ~6 km de diâmetro. O núcleo contém exposições de sequências sedimentares clásticas da Bacia do Paraná e de seu embasamento cristalino (granito, filito, metarenito), bem como de vários tipos de impactitos. Todas as rochas desse local exibem deformação típica de choque meteorítico. Fotografia: Eduardo Hanazaki.

rio Araguaia, que corre aproximadamente paralelo à rodovia. Na porção equivalente ao núcleo soerguido o rio Araguaia exibe belíssimos cânions esculpidos em rochas sedimentares do Grupo Paraná, formações Furnas e Ponta Grossa, e, na parte mais externa do núcleo, da Fm. Tubarão. Esse conjunto de feições contribui para incrementar o atrativo geoturístico.

Alguns quilômetros após o núcleo central, a rodovia MT-100 se volta para leste, até a cidade de Ponte Branca, situada a 28 km de Araguainha, cuja localização coincide com a borda nordeste da cratera. A rodovia atravessa então o rio Araguaia em direção à cidade de Ribeirãozinho, situada a 49 km, deixando a cratera de Araguainha-Ponte Branca.

Os principais litotipos característicos da parte central, todos eles considerados como impactitos (rochas neo-formadas, ou deformadas por impacto), são a seguir elencados.



Figura 3. Shatter cones em filitos. Fotografia: autores do artigo.

Ao redor do núcleo soerguido encontram-se as sequências do Grupo Tubarão, com a Fm. Aquidauana, seguidas das rochas mais jovens, representadas pelas camadas de idade Permo-Triássica do Grupo Passa Dois, com as formações Irati e Corumbataí que formam o anel externo da borda da cratera.

A longo desse trecho da MT-100, em particular no núcleo soerguido, encontram-se as feições geológicas mais representativas do astroblema, com rochas afetadas pela deformação decorrente do impacto meteorítico. O acesso de visitantes a esses locais é fácil e as feições de interesse podem ser observadas desde os cortes laterais da rodovia até as encostas dos morros supracitados e também nos canyons do

- *Shatter cones* ou cones de estilhaçamento: Na cratera de Araguainha-Ponte Branca essas estruturas se formaram nos filitos encontrados em alguns locais circundantes ao granito, geralmente entre este e as unidades basais da Bacia do Paraná. Ocorrem na forma de agregados cônicos com faces estriadas, sendo que espécimes individuais chegam a 30 cm em seu eixo maior (Fig.3).
- Brechas monomíticas de impacto: São rochas menos deformadas por impacto, em geral arenitos que foram sofreram microfraturamento, cataclase e recristalização.



Figura 4. Brecha polimítica. Fotografia: autores do artigo.

- Brechas polimíticas: São agregados de fragmentos de rochas pré-existentes consolidados na forma de brecha, com matriz e fragmentos angulares, provenientes predominantemente das sequências supracrustais com contribuições subsidiárias de litotipos do embasamento cristalino e também de material fundido, estes últimos frequentemente de composição altamente silícica (Fig.4).
- Suevitos: Trata-se de uma rocha semelhante às brechas polimíticas, porém com maior quantidade de material fundido, chegando a 15-25% em volume.
- Granito parcialmente fundidos: Trata-se do granito porfirítico de composição alcalina e cor variando entre cinza e rosa, exibindo abundantes cristais de K-feldspato. Ao nível microscópico revela porções fundidas.
- Rocha fundida: Rocha composta por matriz granítica alcalina fina, com fragmentos derivados exclusivamente do granito.
- Diques e veios fundidos: Corpos tabulares de cor avermelhada e matriz afanítica, formando redes densas que cortam o granito. Os diques têm espessuras variando de poucos centímetros até decímetros e comprimento de alguns metros. Sua composição geoquímica e mineralógica é similar à composição do granito.
- Granito transicional: Representa uma transição entre o litotipo granítico original e o granito fundido, com feições de deformação típicas de pressões relativamente baixas, mas ainda assim acima do regime regular de pressão da crosta terrestre e dentro do domínio de pressões relacionado a choque meteorítico (>4-5 GPa).
- Feições microscópicas de deformação: praticamente todas as microfeições clássicas de deformação por choque são encontradas na cratera de APB. No granito mais deformado são comuns as feições planares de deformação (PDFs em quartzo, feldspato e zircão), feições em pena em quartzo, fraturas planares predominantemente em grãos de quartzo e kink bands em biotita. Nas brechas polimíticas tais feições são igualmente comuns.



Figura 5. Arenitos da Fm. Furnas deformados pelo impacto. Fotografia: autores do artigo.

Além dos litotipos clássicos relacionados a impacto meteorítico, a configuração estrutural da cratera de APB é especial. Os estratos sedimentares da Bacia do Paraná, tipicamente horizontais a sub-horizontais, podem ser vistos no interior da cratera com as mais diversas configurações, como dobras fechadas em escalas quilométricas e dobras em caixa de até centenas de metros (Fig.5). O acamamento desses estratos é frequentemente truncado por falhas tipo strike-slip e mergulhos variando de sub-vertical a vertical.

Em função da notável geodiversidade da cratera APB, bem como dos raros litotipos e estruturas em bom estado de conservação em

seu interior, o Serviço Geológico do Brasil (SGB/CPRM) incluiu-o em seu Projeto Geoparques do Brasil. O levantamento, descrição, inventário e quantificação dos geossítios do astroblema APB foram feitos por Thomé Filho et al. (2012).

BIBLIOGRAFIA

- Crósta A. P., Gaspar J. C., Candia M. A. F. (1981). Feições de metamorfismo de impacto no Domo de Araguinha. *Revista Brasileira de Geociências* 11:139-146.
- Crósta A. P., Reimold W. U., Vasconcelos M. A. R., Hauser N., Oliveira G. J. G., Maziviero M. V., Góes A. M. (2019*). Impact cratering: The South American record— Part I. *Chemie der Erde-Geochemistry* 79:61. <https://doi.org/10.1016/j.chemer.2018.06.001>.
- Dietz, R.S. (1961). Astroblemes, *Scientific American* 8, 9 pp.
- Engelhardt W. von, Matthai S. K., Walzebuck J. (1992). Araguinha impact crater, Brazil. 1. The interior part of the uplift. *Meteoritics* 27:442-457.
- Hauser, N., Reimold, W.U., Cavosie, A.J., Crósta, A.P., Schwarz, W.H., Tieloff, M., Souza, C.S.M., Pereira, L.A., Rodrigues, E.N., Brown, M. (2019). Linking shock textures revealed by BSE, CL, and EBSD with U-Pb data (LA-ICPMS and SIMS) from zircon from the Araguinha impact structure, Brazil. *Meteoritics and Planetary Science*, 1-26. doi: 10.1111/maps.13371
- Lana C., Souza Filho C. R., Marangoni Y. R., Yokoyama E., Trindade R. I. F., Tohver E., Reimold W.U. (2007). Insights into the morphology, geometry, and post-impact erosion of the Araguinha peak-ring structure, central Brazil. *Geological Society of America Bulletin* 119:1135- 1150.
- Machado R., Lana C., Stevens G., Filho C. R. S., Reimold W. U., McDonald I. (2009). Generation, mobilization and crystallization of impact-induced alkali-rich melts in granitic target rocks: Evidence from the Araguinha impact structure, central Brazil. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 73:7183-7201.
- Schobbenhaus, C., Silva, C.R. (2012). *Geoparques do Brasil: Propostas*. Rio de Janeiro, CPRM-Serviço Geológico do Brasil. 745 p.
- Thomé, J., Crósta, A.P., Schobbenhaus, C. (2012). Astroblema de Araguinha-Ponte Branca (GO/MT). In: Schobbenhaus, C. e Silva, C.R. (orgs.) *Geoparques do Brasil*. Capítulo 6, p. 151-182.
- Tohver E., Cawood C., Fletcher I. R., Jourdan F., Sherlock S., Rasmussen B., Trindade R. I. F., Yokoyama E., Souza Filho C. R., Marangoni Y. (2012). Geochronological constraints on the age of a Permian impact event: U-Pb and ⁴⁰Ar/³⁹Ar results for the 40 km Araguinha structure of central Brazil. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 86:214-227.



PEGADAS FÓSSEIS DO VALE DOS DINOSSAUROS

Um registro ímpar da vida no tempo dos dinossauros

Rafael Costa da Silva¹, Rogério Valença Ferreira² e Luis Manoel Paes Siqueira³

¹Museu de Ciências da Terra, Serviço Geológico do Brasil - SGB/CPRM

²Superintendência Regional do Recife, Serviço Geológico do Brasil - SGB/CPRM

³Agência Nacional de Mineração - ANM

A região de Sousa, Estado da Paraíba, nordeste do Brasil, é uma referência internacional por suas ocorrências de pegadas fósseis de dinossauros, conhecidas pelo menos desde o início do século XX e popularizadas a partir da década de 1970, quando passaram a ser intensamente estudadas. Atualmente, a região conta com um sítio aberto à visitação, o Geossítio Passagem das Pedras, que integra o Monumento Natural Vale dos Dinossauros (Fig.1). Criado por decreto estadual em dezembro de 2002, o monumento é atualmente administrado pela Superintendência de Administração do Meio Ambiente (SUDEMA), contando com 40 ha e contendo a principal trilha de pegadas de dinossauros da Bacia do Rio do Peixe. A infraestrutura do parque foi reformada e ampliada no ano de 2012, em convênio do Governo Estadual com a Petrobrás. Para uma região que apresenta médios índices de desenvolvimento

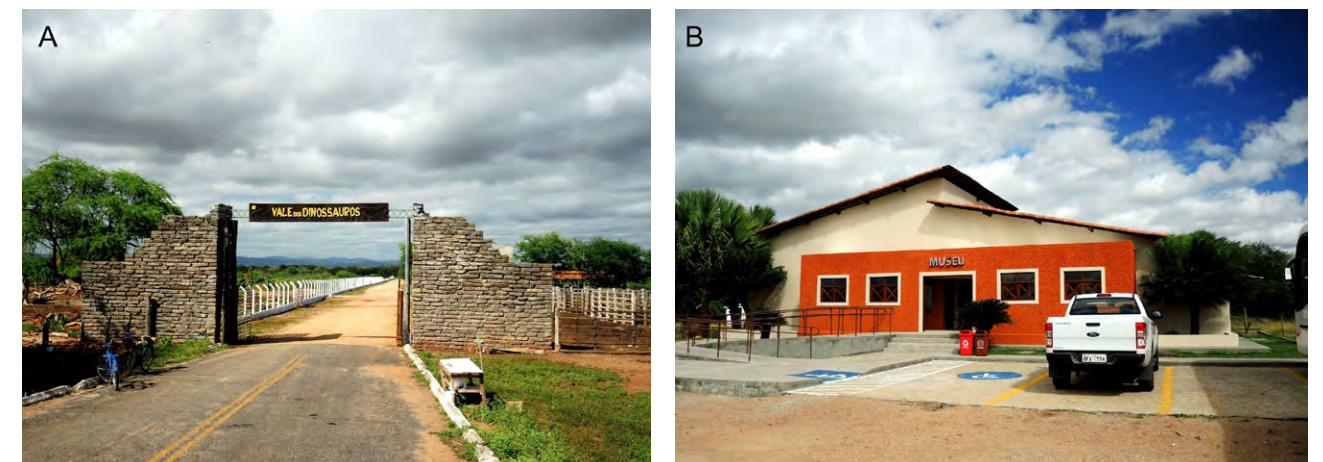


Figura 1. Pórtico de entrada e recepção do Monumento Natural Vale dos Dinossauros em Sousa, Paraíba, nordeste do Brasil. Fotografia: autores do artigo.

ASGMI. SITIOS DE INTERÉS GEOLÓGICO DE IBEROAMÉRICA

humano (variação de 0 a 1) e uma população relativamente numerosa e carente de recursos, a implantação de um projeto de gestão territorial para promover o desenvolvimento sustentável seria uma importante alternativa de geração de renda para os habitantes da região. Em 2017, o Serviço Geológico do Brasil – CPRM propôs a criação do Geoparque Rio do Peixe, dentro do Projeto Geoparques, reconhecendo sua importância para o geoturismo, geoconservação, fins educativos e pesquisas científicas.

A região de Sousa está situada na região semiárida do nordeste brasileiro, também conhecido como polígono das secas. O clima da área do geoparque é tropical semiárido, com baixos índices pluviométricos, atingindo uma média anual de 870 mm, concentrados entre janeiro e abril, sendo março o mês com maiores índices de precipitação (230 mm). A temperatura média anual é de 27 ° C. A vegetação natural predominante da região é do tipo caatinga hiperxerófila aberta, que perdem as folhas na estação seca, com espécies de pequeno e médio porte, e abundância de cactáceas. Também ocorrem áreas com floresta caducifólia e carnaubais, os últimos encontrados nas planícies de inundação dos cursos d'água. Em grande parte da área, a vegetação nativa foi substituída por culturas comerciais irrigadas e pastagens. A caatinga é um bioma singular, encontrado no semiárido nordestino, e extremamente vulnerável a impactos ambientais. A sua devastação paulatina tem provocado o aumento de áreas em processo de desertificação. Habitam a região do Geoparque Rio do Peixe inúmeras espécies de aves, a exemplo do canário da terra, asa branca, galo de campina, ararinhas, gavião, carcará e aves de arribação, que migram nos períodos de estiagem. Dos poucos mamíferos que ainda restam, se encontra o lobo guará, raposas, gatos do mato, roedores como o mocó e o preá. Inúmeros animais estão ameaçados de extinção, a exemplo dos tatus.

A área proposta para a criação do Geoparque Rio do Peixe atende aos critérios básicos estabelecidos pelos Geoparques Globais da UNESCO, já que além de apresentar uma extensão suficientemente grande, possuir uma variedade de sítios geológicos com grande relevância em termos geológicos e



Figura 2. Principal pista de dinossauros no Monumento Natural Vale dos Dinossauros identificada como *Sousaichnium pricei* (*Ornithopoda*). Fotografia: autores do artigo.



Figura 3. *Incnoespécie Moraesichnium barberenae*, atribuída a um dinossauro terópode. Fotografia: autores do artigo

paleontológicos, a existência de sítios arqueológicos, uma fauna e flora do bioma caatinga e aspectos antropológicos e culturais, a exemplo de pinturas rupestres encontradas na área, agregam ainda mais valor à proposta. O Monumento Natural Vale dos Dinossauros representa ainda um instrumento legal para a proteção de parte dos geossítios levantados.

As bacias sedimentares dessa região tiveram origem no preenchimento das depressões geradas a partir dos esforços tectônicos ao longo do tempo geológico, mas, sobretudo, quando do evento da separação dos continentes sul-americano e africano no final do Jurássico e início do Cretáceo, aproximadamente entre 150 e 100 milhões de anos atrás. É nesse contexto tão antigo quanto surpreendente que o Sistema de Bacias do Rio do Peixe está inserido. Nas suas estruturas e litologia pode-se verificar diversas etapas dos eventos da história da Terra, desde os seus primórdios até os mais recentes. O ambiente deposicional possui características predominantemente flúvio-lacustres continentais com idade de 140 milhões de anos. A Formação Sousa, que aflora no Vale dos Dinossauros, possui origem em um sistema fluvial meandrante de baixa energia, com depósitos representativos de inundações e lagos associados.

O geossítio Passagem das Pedras está localizado 3,5 km a noroeste da cidade de Sousa. O acesso é feito a partir da saída noroeste daquela cidade, pela rodovia PB-391. A entrada para o Monumento Natural Vale dos Dinossauros, onde está o geossítio, fica na margem esquerda da estrada. Este geossítio constitui-se de uma superfície rochosa com cerca de 2000 m², exposta pela ação erosiva do Rio do Peixe, de siltitos e argilitos da Formação Sousa. Foram reconhecidas pegadas de dinossauros ornitópodes (*Sousaichnium pricei* e *Staurichnium diogenis*), terópodes (*Moraesichnium barberenae*) e possivelmente de anquilossauros, além de pegadas de natação (Figs.2 a 5).

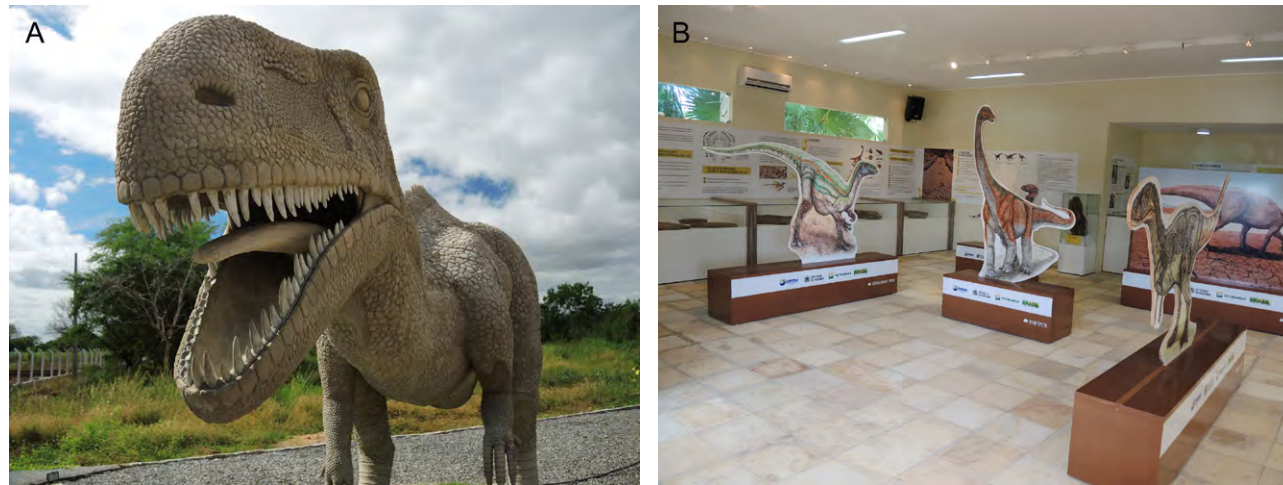


Figura 4. Reconstituição da aparência de um dinossauro terópode em vida (A) e museu com exposição de fósseis. (B) no Monumento Natural Vale dos Dinossauros. Fotografia: autores do artigo.

A região é agora um complexo turístico e oferece uma infra-estrutura como um museu, caminhos e passarelas para visitação ao geossítio, bem como pessoal treinado para o turismo ecológico e para a proteção do sítio paleontológico. O local conta, também, com um canal de alívio da vazão do Rio do Peixe, numa extensão de 621 metros, que permite a proteção das pegadas contra a ação erosiva e represamento d'água sobre o sítio paleontológico.

Figura 5. Estrutura de visitação com pegadas fósseis preservadas in situ no Monumento Natural Vale dos Dinossauros. Fotografia: autores do artigo. ▼



Durante a avaliação do potencial do sítio realizada durante o inventário da Proposta do Geoparque Rio do Peixe, constatou-se que o mesmo apresenta relevância internacional, com valor científico paleontológico e sedimentológico, uso potencial científico, educativo, turístico e econômico, alta fragilidade e alta necessidade de preservação.

BIBLIOGRAFIA

- Ferreira, R.V.; Silva, R.C.; Siqueira, L.M.P. (2017). Geoparque Rio do Peixe – PB. Projeto Geoparques, Serviço Geológico do Brasil – CPRM. 50 p.
- Leonardi, G. (1979). Nota Preliminar sobre Seis Pistas de Dinossauros Ornithischia da Bacia do Rio do Peixe (Cretáceo Interior) em Sousa, Paraíba, Brasil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 51(3): 501-516.
- Leonardi, G. (1984). Rastros de um mundo perdido. *Ciência Hoje (SBPC)*, Rio de Janeiro. 2(15):48-60.
- Leonardi, G. (1994). Annotated Atlas of South America Tetrapod Footprints (Devonian to Holocene) with an Appendix on Mexico and Central America. CPRM - Brasília, XXIV, Brazil. p.81-82.
- Leonardi, G. e Carvalho, I.S. (2007). Dinosaur Ichnocoenosis from Sousa and Uiraúna-Brejo das Freiras Basins, Northeast Brazil. In Carvalho et al., eds., *Paleontologia: Cenários de Vida*. Editora Interciência, 355-370.
- Leonardi, G. & Carvalho, I.S. (2021). *Dinosaur Tracks from Brazil: A Lost World of Gondwana*. Indiana University Press, Bloomington, Indiana, U.S.A., p. 446p.
- Leonardi, G.; Santos, M.F.C.F. (2004). New dinosaur tracksites from the Lower Cretaceous basin (Paraíba, Brasil): *Studi Tridentino di Scienze Naturali, Acta Geologica*, v. 81, p. 5-21.
- Santos, W.F.S. (2014). *Sítios Paleontológicos, Estratégias de Geoconservação e Geoturismo na Bacia de Sousa (Paraíba): Potencial da Área para se Tornar um Geoparque*. Tese (Doutorado em Ciências). Programa de Pós-Graduação em Geologia. Instituto de Geociências Universidade Federal do Rio de Janeiro. Rio de Janeiro, RJ.
- Santos, W.F.S.; Carvalho, I.S.; Brilha, J.B.; Leonardi, G. (2015). Inventory and Assessment of Palaeontological Sites in the Sousa Basin (Paraíba, Brazil): Preliminary Study to Evaluate the Potential of the Area to Become a Geopark. *Geoheritage*, v. 2015, p. 1-18.
- Santos, W.F.S.; Souza, I.C.; Brilha, J.B. & Leonardi, G. (2015). Inventory and Assessment of Palaeontological Sites in the Sousa Basin (Paraíba, Brazil): Preliminary Study to Evaluate the Potential of the Area to Become a Geopark. *Geoheritage*, v. 2015, 1-18.
- Siqueira, L.M.P.; Polck, M.A.R.; Hauch, A.C.G.; Silva, C.A.; Chaves, F.B.; Yamamoto, I.T.; Araujo, J.P.; Andrade, J.A.F.G.; Figueira, J.B.M.; Trindade, M.H.P.A.; Machado, R.R., Santucci, R.M. (2011). Sítios Paleontológicos das Bacias do Rio do Peixe: Georreferenciamento, Diagnóstico de Vulnerabilidade e Medidas de Proteção. *Anuário do Instituto de Geociências – UFRJ*, 34(1):09-21.



CONGLOMERADOS DIAMANTÍFEROS NA CHAPADA DIAMANTINA

Diamante e carbonado em leques aluviais mesoproterozoicos

*Ricardo Galeno Fraga de A. Pereira¹, Violeta de Souza Martins² y
Carlos Gleidson Campos da Purificação³*

¹Instituto de Geociências-IGeo da Universidade Federal da Bahia-UFBA

²Serviço Geológico do Brasil - SGB/CPRM

³Núcleo de Estudos Hidrogeológicos e do Meio Ambiente-NEHMA/UFBA

A Chapada Diamantina, situada na região central do Estado da Bahia, nordeste do Brasil, é uma região de serras e planaltos (Fig.1), protegidas por um conjunto de Unidades de Conservação, dentre as quais se destaca um Parque Nacional homônimo. No século XIX, com a descoberta de ouro, na cidade de Rio de Contas, e de diamantes, na cidade de Mucugê, a Chapada Diamantina ganha um papel de destaque na economia do Estado. A exploração desses bens minerais fomenta a chegada de garimpeiros, alavanca a criação de um conjunto de cidades pela região e lhe confere uma importância histórica.

O diamante é um mineral constituído de carbono que se cristaliza na forma cúbica sob condições de altas pressões e temperaturas (Fig.2), apresentando alta dureza, que o qualifica como eficiente abrasivo. Para além do Diamante, a região da Chapada Diamantina se notabilizou, entre 1840 e 1930, pela produção do carbonado, variedade de diamante, com ocorrências em aluviões, usado com fins industriais, empregado em obras de engenharia de grande porte, realizadas no final do século XIX e início do século XX, tais como o Canal do Panamá ou o metrô de Londres. Este ciclo econômico proporcionou um movimento social de grande importância histórica, longe dos centros tradicionais e decisórios da política, alavancando os coronéis do diamante a atípicos “Chefes de Estado”.

No contexto geológico da Chapada Diamantina, a descoberta de diamantes se deu em 1841, às margens do rio Mucugê, quando viajantes, vindos do Estado de Minas Gerais, faziam a travessia do sertão baiano e passando pela Serra do Sincorá perceberam as semelhanças com as lavras diamantinas naquele Estado. Em torno das atividades garimpeiras muitas cidades se desenvolveram, demarcando assim a região que passou a ser chamada de Chapada Diamantina. As cidades de Andaraí, Lençóis e Mucugê, inseridas, parcialmente, dentro dos limites do Parque Nacional - PARNA da Chapada Diamantina, tiveram sempre um maior protagonismo econômico na exploração e produção



Figura 1. Vista do alto do Morro do Pai Inácio, na região central da Chapada Diamantina, de onde se observa o vale escavado na charneira de um dobre anticlinal instalada nos arenitos da formação Tombador. Fotografia: Ricardo G. Fraga de A. Pereira.

de diamantes. Nessas cidades as lavras se deram, principalmente, nos aluviões dos rios Paraguaçu, Santo Antônio e São José.

Sob a perspectiva geológica, os arenitos e conglomerados diamantíferos, da formação Tombador, localmente metamorfizados em baixo grau, representam as rochas fontes dos depósitos recentes de diamantes, explorados pelo garimpo, em depósitos aluvionares. Os conglomerados que ocorrem

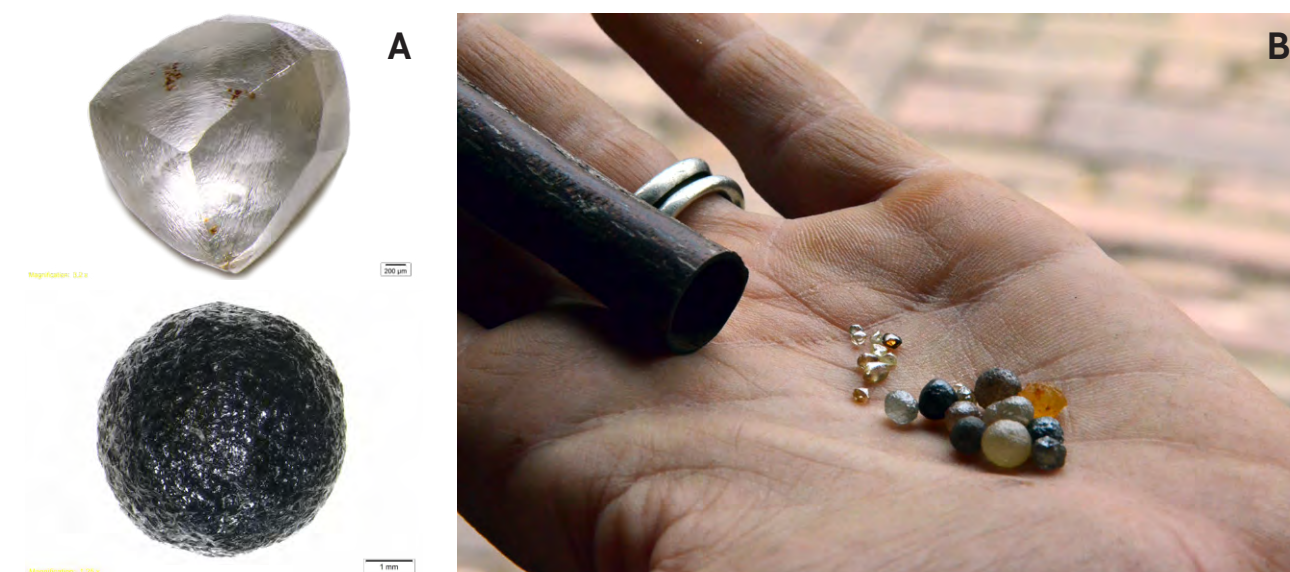
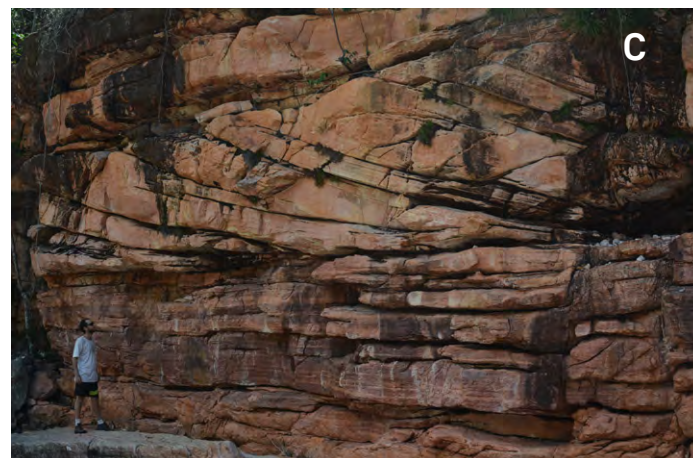
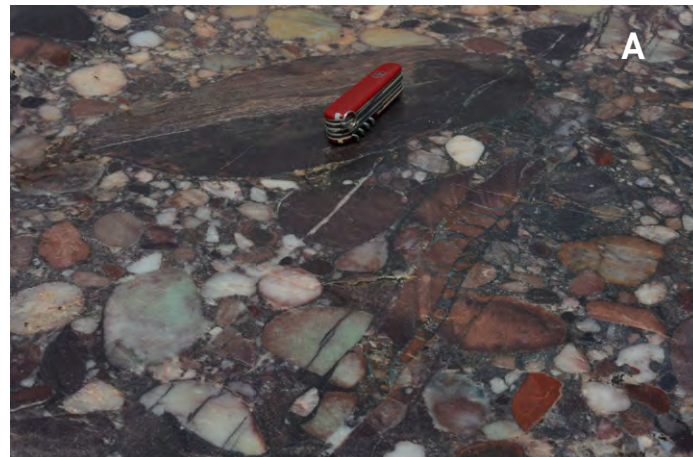


Figura 2. Diamantes e carbonados encontrados na Chapada Diamantina. Fotografias: (a) Silveira (2018); (b) Ricardo G. Fraga de A. Pereira.



próximos de Lençóis, Andaraí e de Mucugê apresentam-se com seixos de vários tipos e fontes. Na cidade de Lençóis, em um sítio denominado de Serrano, esses conglomerados, alterados e bastante friáveis, transformam-se em areias coloridas, utilizadas no artesanato local.

Sobre um conjunto de rochas arqueanas, no paleoproterozoico, há aproximadamente 1,7 bilhões de anos atrás, foi instalada uma extensa ruptura no interior do craton do São Francisco, formando uma bacia sedimentar que foi preenchida por sedimentos, sob condições desérticas, ambientes de transição e com presença de dunas e lagos temporários. A formação Tombador, constituída essencialmente de arenitos e conglomerados, representa a base do pacote rochoso do Grupo Chapada Diamantina foi depositada ao longo do mesoproterozoico. Segundo as definições de Neves & Leal (1968), também abrange as formações: Caboclo, intermediária e constituída de arenitos intercalados com argilas, e a Morro do Chapéu, unidade do topo, formada de arenitos mal selecionados, intercalados com conglomerados.

Na região da escarpa do Tombador, próximo da cidade de Jacobina, a formação Tombador apresenta espessura da ordem de 100 m e ocorre sobreposta ao embasamento cristalino, que apresenta idades paleoproterozoico-arqueanas. Já nas proximidades da cidade de Lençóis, no contexto da Serra do Sincorá, esta formação apresenta espessuras de cerca de 400 m e ocorre sobreposta ao Grupo Paraguaçu. Por sua vez, a formação Tombador está sotoposta ao Grupo Una com um contato de caráter discordante, caracterizando um hiato deposicional e processos de erosão iniciados no Neoproterozóico.

Figura 3. (a) Conglomerados no leito do rio Serrano, em Lençóis. (b) Aspecto dos arenitos fluviais, com marcas onduladas. (c) Conglomerados com estratificação cruzada de grande porte, indicativa de ambiente desértico. (d) Arenitos grossos com grânulos e grãos subangulosos, no leito do rio Cumbucas, em Mucugê. Fotografias: Ricardo G. Fraga de A. Pereira.

As primeiras referências sobre a formação Tombador remontam a Branner (1910). De acordo Pe-dreira & Rocha (2002), essa formação representa um paleodeserto, perfeitamente preservado e com idade superior a um bilhão de anos. Trabalhos efetuados nas últimas décadas reconheceram quatro associações de litofácies nesta formação, quais sejam: 1. Conglomerados no leito rio Serrano (Fig.3A), que correspondem a depósitos de leques aluviais, 2. Arenitos (Fig.3B), formados a partir de um sistema fluvial, 3. Arenito Estratificado (Fig.3C), formados em um ambiente desértico, e 4. Arenito de Granulação Grossa (Fig.3D), formado em ambientes de transição.

A evolução geomorfológica dos domínios de ocorrência da formação Tombador deu origem a sítios geológicos de rara beleza. Dentre esses sítios, destacam-se o morro do Pai Inácio; o Vale do Cercado (Fig.4), entalhado no eixo de uma dobra anticlinal de expressão regional, além do Monte Tabor (Fig.5) e da Cachoeira da Fumaça. Por outro lado, a ação antrópica, marcada pela extensiva atividade do garimpo de diamantes, fez aflorar os interessantes conglomerados no leito do geossítio Serrano, em Lençóis.

Na área da Chapada Diamantina, os estudos paleogeográficos e paleoambientais inferem que os diamantes estão relacionados às fontes secundárias do Meso ou Neoproterozoico, que funcionaram como paleoplácetes, na captação e deposição de diamantes. A presença de diamantes nos aluviões e coluviões recentes da Chapada Diamantina, está relacionada à erosão dos conglomerados diamantíferos da Formação Tombador e posterior deposição em ambientes fluviais atuais.

Segundo Barbosa et al., (2012b), a provável área fonte dos diamantes da Formação Tombador pode estar associada à ocorrência de três kimberlitos, que afloram ao longo de uma falha NW-SE, próximo ao município de Barra do Mendes, a noroeste do Estado. Essas intrusões, reconhecidas como o Campo Kimberlito Salvador (CKS), representadas na, estão encaixadas em metarenitos com níveis conglomeráticos pertencentes à formação em questão. Por outro lado, Silveira (2018), definiu que as populações de diamantes provenientes das regiões mais produtoras, tais como Andaraí e Lençóis, no



Figura 4. Vale do Cercado. Fotografia: Ricardo G. Fraga de A. Pereira.



Figura 5. Monte Tabor. Fotografia: Ricardo G. Fraga de A. Pereira.

lado leste da Chapada Diamantina, têm características muito distintas em relação àquelas encontradas no CKS.

Evidências baseadas nas idades do CKS sugerem que a fonte dos diamantes da formação Tombador poderia estar associada a corpos kimberlíticos de idades semelhantes, ainda não conhecidos, e intrudidos ao longo de toda área da Chapada Diamantina. Carvalho et al. (2016) realizou estudos dos aspectos mineralógicos realizados em diamantes e atestaram que houve a interação dos diamantes com minerais radioativos da Formação Tombador. Haggerty (2017) destaca ainda que os diamantes carbonados são típicos do Brasil e na República Centro-Africana, ocorrendo apenas nesses países. Segundo esse autor, passados quase dois séculos após a descoberta desses Diamantes, uma rocha hospedeira primária compatível com uma origem convencional, em altas temperaturas e pressões, ainda não foram identificadas.

Nessa área de ocorrências diamantíferas da formação Tombador, os inventários do patrimônio geológico realizado por Pereira (2010) e Pereira et al. (2017) descrevem um conjunto de cerca de 40 sítios de interesse geológico. O inventário, que foi realizado com o emprego do aplicativo GEOSSIT, elaborado pelo Serviço Geológico do Brasil – CPRM, atestou a relevância científica, didática e turística desse geopatrimônio. Cabe dizer que, atualmente, a atividade mineira não é mais viável economicamente nessa região, porém o legado da cultura garimpeira é responsável pela fundação das principais cidades ao longo das serras do Sincora e do Tombador. Ademais, nos dias de hoje, o patrimônio mineiro e as particularidades do relevo associado à extensa área de ocorrência e afloramentos da formação Tombador têm impulsionado a atividade turística em diversas cidades situadas ao longo dessas serras (Fig.7).

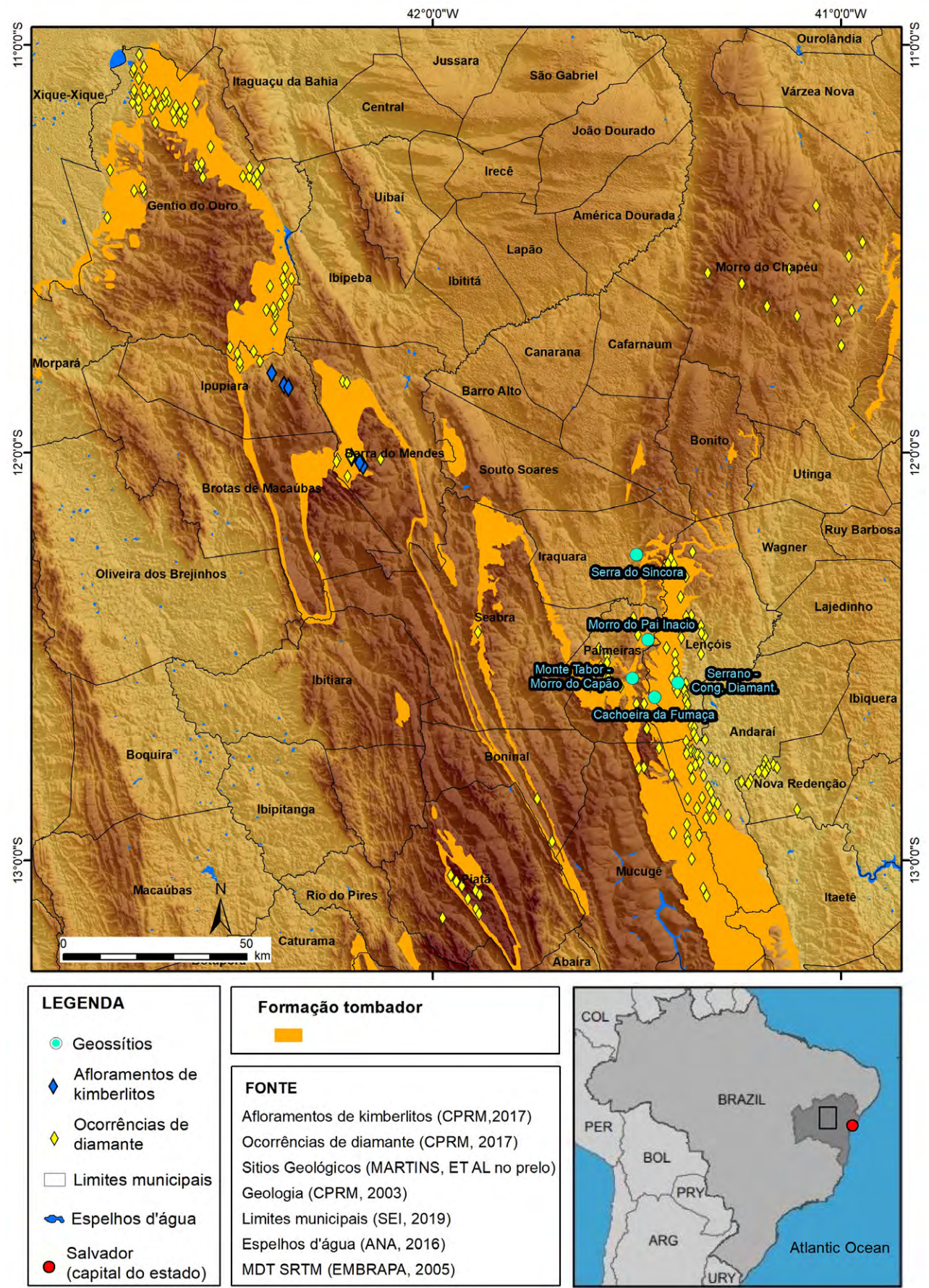


Figura 6. Mapa da área de ocorrência da formação Tombador, destacando as ocorrências de kimberlitos, além dos locais de ocorrência de diamantes e alguns dos principais geossítios inventariados na região, relacionados com essa formação. Figura: autores do artigo.



Figura 7: Vila de Xique Xique de Igatu, um distrito da cidade de Andaraí, no passado, um dos principais centros de produção de diamantes. Atualmente, o patrimônio mineiro do local representa um dos principais atrativos turísticos da Serra do Sincorá. Fotografia: Ricardo G. Fraga de A. Pereira.

BIBLIOGRAFIA

- Barbosa, J.S.F. et al. (2012). Geologia da Bahia: pesquisa e atualização. Salvador: CBPM. 2v. Série Publicações Especiais, 13.
- Branner J. C. (1910). The Tombador Escapment in the state of Bahia. Amer. Jour. Sci. New Haven, v.30, n.179, 335-343.
- Carvalho, L.D.V. De, Schenellrath, J., Medeiros, S. R. De, Vieira, F. F. (2016). Aspectos Mineralógicos dos Diamantes de Andaraí, Chapada Diamantina-BA, Simpósio de Minerais Industriais do Nordeste, 116-124, João Pessoa, Paraíba.
- Castro, M.R. (2003). Estratigrafia de sequências na Formação Tombador, Grupo Chapada Diamantina, Estado da Bahia. Tese (Doutorado) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo.
- Guimarães, J.T. (2005). Projeto Ibitiara-Rio de Contas: estado da Bahia. Salvador: CPRM. Escala 1:200.000. Programa Recursos Minerais do Brasil.
- Guimarães, J.T., Alkmin, F.F., Cruz, S.C.P. (2012B). Supergrupos Espinhaço e São Francisco. In: Barbosa, J.S.F. (Coord.) Geologia da Bahia: pesquisa e atualização. Salvador: CBPM. Série Publicações Especiais, 2.
- Haggerty, S. E. (2017). Carbonado Diamond: a Review of Properties and Origin. Gems and Gemology, July. DOI: 10.5741/GEMS.53.2.168
- Inda, H. A. V. y Barbosa, J. F. (1978). Texto Explicativo para o Mapa Geológico do Estado da Bahia, escala 1:1.000.000. SME/CPRM, Salvador/BA- Brasil.
- Brito Neves, B.B. y Leal, A.S. (1968). Elementos de estratigrafia do Médio São Francisco. In: Simpósio de Geologia do Nordeste, 4. Atas. Recife: SBG

- Pedreira, A. J. y Rocha, A. J. D. (2002). Serra do Tombador, Chapada Diamantina, BA- Registro de um deserto proterozoico. In: Schobbenhaus, C., Campos, D. A., Queiroz, E. T., Winge, M. & Berbert-Born, M.L.C. (Eds): Sítios geológicos e paleontológicos do Brasil. DNPM/CPRM/SIGEP, Brasília/DF- Brasil, 540 p.
- Pereira, R. G. F. de A. (2010). Geoconservação e desenvolvimento sustentável na Chapada Diamantina (Bahia, Brasil). Tese de doutoramento. Universidade do Minho, Braga/Portugal. Disponível em: <http://hdl.handle.net/1822/10879>, acessado em 30/Mar/2019.
- Pereira, R. G. F. De A., Rocha, A. J. D, Pedreira, A. J. (2017). Geoparque Serra do Sincorá, BA: proposta. Salvador: CPRM.
- Sampaio, T. (2002). O rio São Francisco e a Chapada Diamantina.Org. José Carlos B. de Santana. São Paulo/SP. Companhia das Letras.
- Silva, A. J. De C. L. P. Da (1994). O Supergrupo Espinhaço na Chapada Diamantina Centro-Oriental, Bahia: Sedimentologia, Estratigrafia e Tectônica. Tese de Doutorado- Universidade de São Paulo, Instituto de Geociências- São Paulo/SP- Brasil.
- Silveira, V. (2018). Projeto Diamantes do Brasil, 2018 SGB/CPRM.
- Teixeira, C., Silva Filho, R. A. Da y Vasconcellos. (1998). Mineração na Bahia: ciclos históricos e panorama atual. Sup. de Geol. E Rec. Min. 208 p.

Referências SIG da figura 4:

- Superintendência De Estudos Econômicos E Sociais Da Bahia SEI. (2019). Banco de dados. Arquivos vetoriais de Limites municipais em formato shapefile. Disponível em: https://www.sei.ba.gov.br/index.php?option=com_content&view=article&id=189&Itemid=187
- Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais – CPRM. (2017). Banco de dados. Arquivos vetoriais de Afloamentos de kimberlitos e Ocorrências de diamante em formato shapefile. Disponível em: <http://geosgb.cprm.gov.br/>
- Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais – CPRM. (2003). Banco de dados. Arquivos vetoriais de Unidades geológicas em formato shapefile. Disponível em: <http://geosgb.cprm.gov.br/>
- Agência Nacional de Águas – ANA. (2016). Banco de dados. Arquivos vetoriais de Massas d'Água (Espelhos d'Água) em formato shapefile. Disponível em: <https://metadados.ana.gov.br/geonetwork/srv/pt/main.home?uuid=7d054e5a-8cc9-403c-9f1a-085fd933610c>
- Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária – EMBRAPA. 2005. Banco de dados. Modelo Digital de Terreno – MDT, em formato matricial. Disponível em: <https://www.embrapa.br/busca-de-solucoes-tecnologicas/-/produto-servico/376/brasil-em-relevo>



Mapa: modificado de GrandEscogriffe.

- 1- Capilla de Mármol
- 2- Cráter del volcán Villarrica
- 3- Campo geotermal El Tatio
- 4- Los puquios del salar de Llamara
- 5- Torres y cuernos del Paine

Cuernos del Paine. Fotografía: Javier Fernández H.





CAPILLA DE MÁRMOL

Llamativas rocas metamórficas modeladas por las aguas de un lago glaciar en la Patagonia chilena

Manuel Arenas Abarca¹ y Gonzalo Hermosilla Pineda¹

¹Servicio Nacional de Geología y Minería. SERNAGEOMIN

Este geosítio se localiza en la región austral del país, en la Patagonia chilena, al este del Campo de Hielo Norte y del monte San Valentín (4.058 m) el cerro más alto de la cordillera Patagónica, y en las costas del lago binacional General Carrera-Buenos Aires, el segundo más grande de América del Sur. Se encuentra a unos 5 km al sureste de la localidad de Puerto Río Tranquilo y se puede acceder a este lugar navegando en lancha. Debido a la extraordinaria belleza de sus formaciones naturales



Figura 1. Las rocas de la Capilla de Mármol, de variado colorido, se reflejan en las aguas de color turquesa del lago General Carrera dando una vista de extraordinaria belleza natural. Fotografía: Paula Alarcón C. -Sernageomin.

ASGMI. SITIOS DE INTERÉS GEOLÓGICO DE IBEROAMÉRICA

y su entorno, en junio de 1994 fueron protegidas cerca de 50 ha bajo la figura legal de monumento nacional en la categoría de “Santuario de la Naturaleza”. Su mayor atractivo corresponde a las formas, cavidades y grutas labradas en una serie de islotes, bloques de roca y acantilados, siendo la principal y más llamativa la denominada Capilla de Mármol que, además, le otorga el nombre a este monumento natural (Fig.1).

Las rocas que forman este geosítio son del lapso Devónico Superior-Carbonífero Superior, es decir, de entre 350 y 300 millones de años, y forman parte del denominado Complejo Metamórfico Andino Oriental. Estas rocas se exponen entre la zona noroccidental del lago General Carrera-Buenos Aires (46° S) y el extremo norte del Campo de Hielo Sur (49° S). Este complejo está compuesto por rocas metamórficas, principalmente, esquistos y filitas de cuarzo-muscovita (90% aproximadamente) y en menor proporción mármol y esquistos calcáreos (9%) además de esquistos verdes (1%).

El mármol es precisamente la roca que se observa en el geosítio, aunque también es posible encontrar esquistos calcáreos. Estas rocas, que se presentan como lentes o bolsones, aparecen con bandas finas y plegadas que varían en color de blanco a gris claro, además de tonalidades azules y rosadas, características asociadas a variaciones mineralógicas y cristalinas dentro de las mismas. El contenido mineralógico del mármol y los esquistos calcáreos corresponde principalmente a calcita poligonal y, en menor medida, otros minerales como muscovita, plagioclasa y cuarzo. La presencia de wollastonita, un silicato cálcico (SiO_3Ca), indica que el mármol se formó por metamorfismo de contacto, probablemente asociado a la intrusión del Granito El León, hace cerca de 310 Ma, en el Carbonífero Superior.

Las rocas metamórficas se forman a partir de rocas preexistentes que fueron sometidas a presión y temperatura lo que provoca que los minerales originales se transformen en otros que son estables a esas nuevas condiciones. En el caso del Complejo Metamórfico Andino Oriental, las rocas originales corresponden a rocas sedimentarias, principalmente areniscas, lutitas, conglomerados y calizas además de, probablemente, rocas volcánicas depositadas bajo el agua. Las calizas que dieron origen al mármol se habrían depositado en un ambiente marino cálido. Se estima que estas rocas se habrían metamorfozadas a temperaturas entre 300°C y 400°C y presiones entre 3 kbar y 4,6 kbar, es decir, a profundidades entre 10 km y 15 km aproximadamente.

Si bien las rocas de este geosítio se formaron hace cientos de millones de años, las llamativas formas y cavernas labradas en ellas tienen un origen mucho más reciente. En este sector de la Patagonia ocurrieron al menos cuatro periodos glaciales en el último millón de años. Con extensiones variables, los glaciares avanzaron desde el Campo de Hielo Norte hacia Argentina, labrando y ocupando a su paso la depresión que alberga actualmente el lago General Carrera-Buenos Aires. Sobre la base de la profundidad de este lago y de marcas de avance del hielo en rocas de cerros circundantes, se ha estimado que, en el período glacial más antiguo, en el Pleistoceno Inferior, hace un millón de años, la lengua glacial pudo haber alcanzado un espesor de cerca de 1 km. El último gran retroceso de los hielos comenzó hace cerca de 15.000 años dejando a su paso la configuración actual del lago General Carrera-Buenos Aires. De este modo, se estima que desde hace unos 12.000 años, las aguas del lago han estado moldeando el mármol de este geosítio. Esto ocurre ya que el principal componente, tanto de los mármoles como de los esquistos calcáreos, es el carbonato de calcio (94% de la roca), mineral que es altamente soluble en agua. A este proceso de disolución de las rocas cálcicas se le conoce como karstificación, y es el que ha ido dando forma a los islotes, bloques, columnas, cavernas, fracturas y oquedades de este geosítio (Fig.2). Además de la Capilla de Mármol, este proceso ha esculpido otras formas que han sido bautizadas como Roca Elefante, Roca Cabeza de Perro y otros nombres estimulados por la imaginación.

Las llamativas formas de estas rocas marmóreas, su vistosa coloración y su destacado bandeamiento, son realzados aún más por los múltiples reflejos de la luz en las aguas turquesa del lago, lo



Figura 2. La disolución del mármol ha moldeado las rocas en las costas del lago a las que los lugareños han nombrado de acuerdo con el parecido que les han encontrado con formas conocidas. En el centro de esta fotografía, por ejemplo, se observa la roca Cabeza de Perro, que destaca como una cornisa sobre la superficie del lago. Fotografía: Paula Alarcón C.-Sernageomin.

que otorga a este geosítio una belleza inigualable y lo convierten en una maravilla de la naturaleza para disfrutar y cuidar.

Para visitar este extraordinario geosítio se puede acceder desde la ciudad de Coyhaique, capital de la región de Aysén, siguiendo la ruta 7, conocida como Carretera Austral, unos 220 km al sur donde se ubica la localidad de Puerto Río Tranquilo. En este lugar, de unos 550 habitantes, es posible encontrar alojamiento, restaurantes y gasolinera, además de otros servicios. Desde este lugar zarpan los botes y lanchas hacia el geosítio, la mayoría de ellos operados por agencias locales. También es posible acceder al geosítio en kayak o desde la localidad de Puerto Sánchez, ubicado en la ribera frente a Puerto Río Tranquilo, aunque el acceso a este lugar es más difícil. La visita se puede realizar en cualquier época del año, pero siempre dependiendo de las condiciones climáticas, ya que el lago suele tener bastante oleaje (el nombre local del lago es *Chelenko* que significa “aguas tormentosas”). De todas formas, se recomienda visitar la Capilla de Mármol en las temporadas de primavera u otoño, ya que en verano el nivel del agua del lago aumenta debido a los deshielos, lo que impide apreciar en su totalidad las cavernas (Fig.3).



Figura 3. Vista del lago General Carrera-Buenos Aires desde el interior de una de las cuevas generada por la disolución del mármol durante los últimos 12 mil años. Fotografía: Paula Alarcón C.-Sernageomin.

BIBLIOGRAFÍA

- BBC News Mundo. (2019). Cómo se formó la espectacular maravilla geológica de la Catedral de mármol de Chile. Disponible en <https://www.bbc.com/mundo/vert-tra-47821488> (Última visita 10-04-2024).
- Chile es Tuyo. (2022). Conoce las catedrales de mármol. Disponible en <https://chileestuyo.cl/catedrales-de-marmol-carretera-austral/> (Última visita 10-04-2024).
- Consejo de Monumentos Nacionales. (1994). Declara Santuario de la naturaleza la Capilla de Mármol, situada en la comuna de Río Ibáñez, Provincia del General Carrera, XI región de Aysén. Disponible en https://www.monumentos.gob.cl/sites/default/files/decretos/SN_00607_1994_D00281.PDF (Última visita 09-04-2024).
- De la Cruz, R.; Suárez, M. (2006). Geología del área Puerto Guadal – Puerto Sánchez, región Aysén del General Carlos Ibáñez del Campo. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica 95: 58 p., 1 mapa escala 1:100.000. Santiago.
- Hervé, F. (1993). Paleozoic metamorphic complexes in the Andes of Aysén, Southern Chile (West of Occidental). In Circum-Pacific and Circum-Atlantic Terrane Conference, No. 1, Proceedings, p. 64-65. Guanajuato, México.
- Hervé, F.; Aguirre, L.; Godoy, E.; Massone, H.; Morata, D.; Pankhurst, R.; Ramírez, E.; Sepúlveda, V.; Willner, A. (1998). Nuevos antecedentes acerca de la edad y las condiciones P-T de los complejos metamórficos en Aysén, Chile. In Congreso Latinoamericano de Geología, No. 10 y Congreso Nacional de Geología Económica, No. 6, Actas, Vol. 21, p. 134-137. Buenos Aires.
- Sociedad Geológica de Chile. Geositio Catedral de Mármol. Disponible en <https://geositios.cl/geositios/ficha/catedral-de-marmol/> (Último acceso 29 de noviembre de 2021).



CRÁTER DEL VOLCÁN VILLARRICA

Una ventana al interior de la Tierra en uno de los volcanes más activos y peligrosos de Sudamérica

Gabriela Pedreros Delgado¹ y Manuel Arenas Abarca¹

¹Servicio Nacional de Geología y Minería. SERNAGEOMIN

El volcán Villarrica, o Rukapillán (“casa del espíritu” en lengua mapuche) está ubicado en la denominada Zona Volcánica Sur, franja de volcanes activos de la cordillera de los Andes, entre las latitudes 33°S y 46°S aproximadamente, conocida por sus lagos, caudalosos ríos, sus extensos bosques de araucarias y *Nothofagus* y sus numerosos volcanes coronados por glaciares, características que lo



Figura 1. Vista hacia el este del volcán Villarrica y su entorno, o *Ruka pillañ*, donde destaca su característica forma cónica casi perfecta y su cubierta de glaciares y nieve. Fotografía: Sernageomin.

llevaron a ser declarado Parque Nacional en el año 1940. A los pies de este edificio volcánico existen varios centros poblados, entre los cuales destacan las ciudades de Villarrica, Coñaripe y Pucón, esta última ubicada a solo 16 km del cráter. Este volcán, y su permanente actividad eruptiva en un entorno natural privilegiado, nos otorgan una belleza escénica inigualable (Fig.1). A la distancia, y durante el día, se pueden ver columnas de gases ascendiendo desde el cráter, mientras que por las noches es notable el brillo de su incandescencia. Su cráter es el desafío de miles de turistas, deportistas y científicos que lo visitan cada año para contemplar y estudiar la mayor de sus particularidades: un lago de lava activo, una pequeña ventana para observar como el magma emerge desde las profundidades de la Tierra (Fig.2).

Localizado en el extremo occidental de la destacada cadena volcánica que alinea a los volcanes Villarrica, Quetupillán y Lanín en dirección noroeste - sureste, este estratovolcán es reconocible a la distancia debido a sus 2.847 de altitud, su forma cónica casi perfecta y los imponentes glaciares de montaña y glaciaretos que cubren tanto su cima como sus flancos. Estos se extienden en una superficie de cerca de 25 km² y equivaldrían a un volumen aproximado de 1 km³ de agua. En sus laderas se localizan unos 30 centros eruptivos adventicios, correspondientes a conos de piroclastos formados a partir de fisuras menores. El inicio de su actividad se remonta a unos 650.000 años, en el Pleistoceno Medio, aunque algunos estudios sostienen que podría ser más joven. El cono actual está situado en el borde noroccidental de una caldera elíptica, cuyos ejes mayores alcanzan los 6,5 km y 4,2 km y que representa un edificio ancestral mayor. A lo largo de su historia numerosas erupciones, efusivas y explosivas, han generado diferentes tipos de productos volcánicos, entre ellos flujos de lava, nubes ardientes de cenizas (flujos piroclásticos) y aluviones volcánicos (lahares). Estos últimos han impactado fuertemente a las localidades aledañas, siendo el caso de Coñaripe, en 1964, el más devastador con un saldo de 20 muertos. En el camino de ascenso al volcán se pueden observar las secuencias



Figura 2. Vista aérea del cráter del volcán Villarrica hacia el sur. Al fondo a la derecha destaca el volcán Mocho- Choshuenco y más al centro el volcán Puyehue. Fotografía: Observatorio volcanológico de Los Andes del Sur (OVDAS)-Sernageomin.



Figura 3. Vista aérea del cráter del volcán Villarrica el 25 de noviembre de 2022. En el centro se aprecia la lava fundida, correspondiente a la parte superior de la columna de magma proveniente de la cámara magmática. Fotografía: Gabriela Pedreros D. Observatorio volcanológico de Los Andes del Sur (OVDAS)-Sernageomin.

de cenizas y piroclastos caídos durante sus eventos mayores, como el que dio origen a la Ignimbrita Pucón hace ya 3.600 años, así como también reconocer coladas de lava y depósitos de lahares en los cauces de los ríos, los que reflejan la intensa actividad eruptiva de este volcán.

El cráter actual del volcán Villarrica, de aproximadamente 200 m de diámetro, aloja en su centro un lago de lava casi permanente, desde donde con regularidad se emiten columnas de gases a alta temperatura y, en momentos de mayor actividad, salpicaduras de lava, bombas y/o piroclastos (Figs.3 y 4). Es usual reconocer cambios en la profundidad y dinámica de este lago de lava activo, explosiones pequeñas y también la transformación del magma en roca al enfriarse, que luego, vuelve a fundirse otra vez. Los lagos de lava permanentes o casi permanentes solo se pueden apreciar en 7 volcanes alrededor del mundo, ubicados en la Antártida, África, océano Pacífico, América Central y América del Sur. En otros casos, se observan lagos de lava de manera esporádica, o por periodos, debido a erupciones en desarrollo o recientes. La presencia y permanencia de los lagos de lava representa un laboratorio natural único para el estudio de procesos volcánicos como la desgasificación, convección y enfriamiento magmático. Sin embargo, son un peligro latente para la población aledaña ya que puede desestabilizarse rápidamente y emitir flujos de lava rápidos a través de fisuras o desde el cráter.

El Villarrica es uno de los volcanes con mayor registro histórico de erupciones en Sudamérica, con 49 erupciones contabilizadas desde el año 1558, la mayoría de estas de composición basáltica a andesítico-basáltica. El último evento eruptivo ocurrió el tres de marzo del 2015 y, actualmente, este

centro volcánico se encuentra en el primer lugar del Ranking de Riesgo Específico de Volcanes Activos de Chile. Debido a su alta peligrosidad y su cercanía a centros poblados este volcán es monitoreado *in situ* con sensores sísmicos, geodésicos, de gases, de infrasonido y cámaras de vigilancia (ópticas y térmicas) además de imágenes satelitales ópticas, de radar y térmicas en tiempo real.

Para llegar a la cumbre del volcán Villarrica es necesario llegar a la ciudad de Pucón en la Región de La Araucanía. Desde ahí se debe acceder al Parque Nacional Villarrica, donde se puede acceder en vehículo hasta el centro de ski, el que está a unos 9 km de la entrada al Parque. La ascensión completa se alcanza entre 5 y 8 horas según la preparación física y experiencia de cada persona, contemplando un desnivel de 1.400 m aproximadamente, pendientes entre 25° y 30° y el paso por superficies de lavas recientes y glaciares con grietas profundas, lo que dificulta el acceso al cráter (Figs. 5 y 6). Se aconseja ascender este volcán entre septiembre y marzo dadas las condiciones climáticas extremas que predominan durante el otoño e invierno. De igual manera, es probable enfrentar lluvias, nieves y ráfagas de viento en el periodo sugerido dada la latitud y altitud de este geosítio. Además, se recomienda el uso de equipos adecuados de montaña, acompañado de máscaras de gases en el caso de que la desgaseificación del volcán sea intensa en la cima. Solo se puede asistir acompañado de guías de montaña o acreditado por la Federación de Andinismo de Chile, cuando la actividad del volcán es estable.

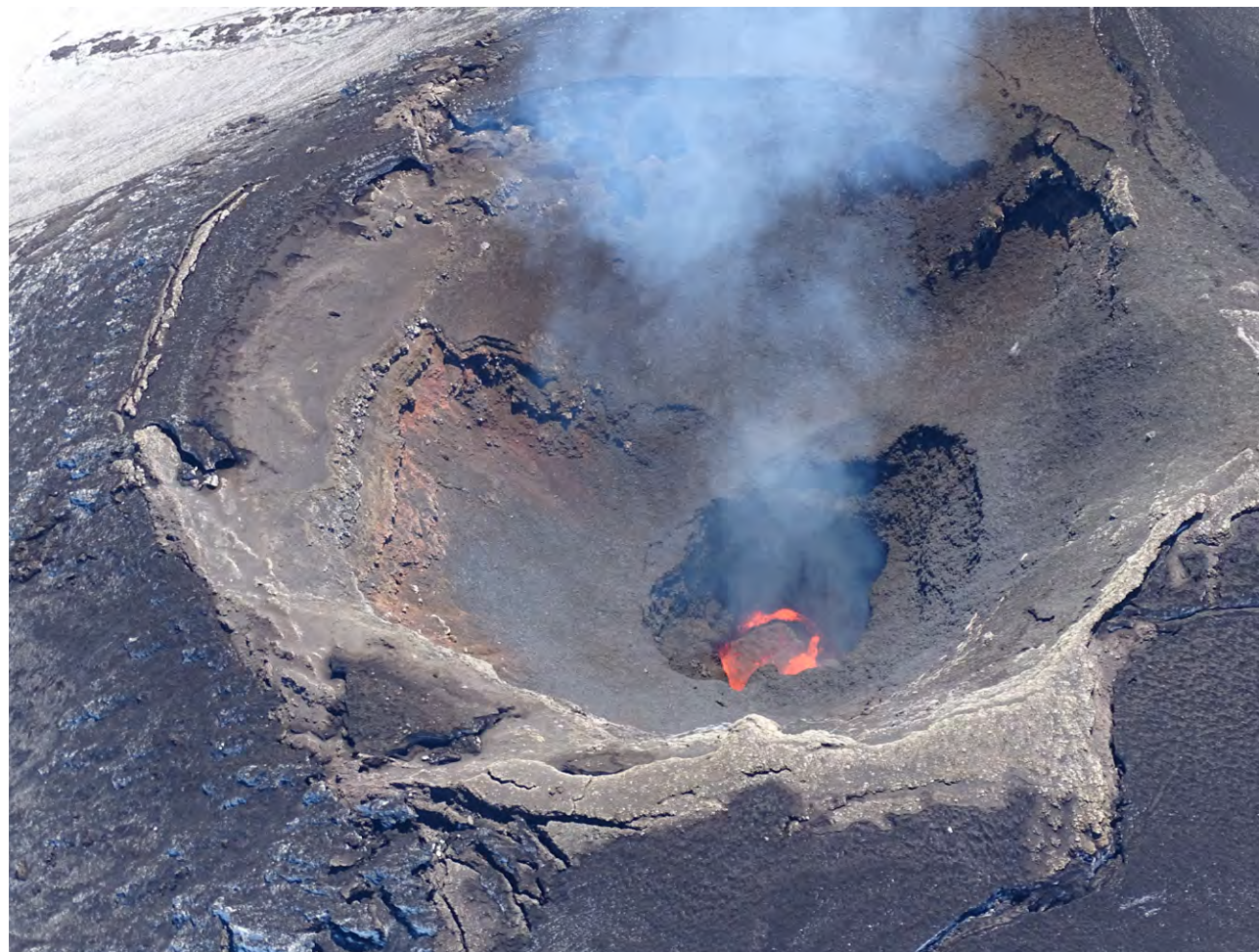


Figura 4. Vista aérea del cráter del volcán Villarrica el 26 de diciembre 2023 con su lago de lava activo y columna de desgaseificación. Fotografía: Observatorio volcanológico de Los Andes del Sur-Senageomin.



Figura 5. Vista del flanco sureste del volcán Villarrica donde destaca su cobertura glaciar. Fotografía: Gabriela Pedreros D. Observatorio volcanológico de Los Andes del Sur (OVDAS)-Sernageomin.



Figura 6. Vista hacia el norte de volcán Villarrica el 6 de diciembre de 2022. Destacan en primer plano algunas grietas glaciares, a la izquierda el lago Villarrica y a la derecha el volcán Llaima. Fotografía: Gabriela Pedreros D. Observatorio volcanológico de Los Andes del Sur (OVDAS)-Sernageomin.

BIBLIOGRAFÍA

- Dirección General de Aguas. (2022). Inventario Público de Glaciares, actualización 2022. Unidad de Glaciología y Nieves, Dirección General de Aguas, Ministerio de Obras Públicas.
- Campion, R., & Coppola, D. (2023). Classification of lava lakes based on their heat and SO₂ emission: implications for their formation and feeding processes. *Frontiers in Earth Science* 11: 1040199.
- Lev, E.; Ruprecht, P.; Oppenheimer, C.; Peters, N.; Patrick, M.; Hernández, P. & Marlow, J. (2019). A global synthesis of lava lake dynamics. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 381: 16-31.
- López-Escobar, L.; Cembrano, J. & Moreno, H. (1995). Geochemistry and tectonics of the Chilean Southern Andes basaltic Quaternary volcanism (37-46°S). *Revista Geológica de Chile* 22 (2): 219-234.
- Lara, L. (2004). Villarrica - Lanín chain: Tectonic constraints for volcanism in a transversal alignment. En: Lara, L. & Clavero, J. (Eds.). *Villarrica Volcano (39.5°S), Southern Andes, Chile*. Servicio Nacional de Geología y Minería, Boletín 61: 13-16
- Moreno, H. y Clavero, J. (2006). Geología del área del volcán Villarrica, Regiones de la Araucanía y de los Lagos. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica 98: 21p, 1 mapa escala 1:50.000. Santiago.
- Palma, J.; Calder, E.; Basualto, D.; Blake, S. & Rothery, D. (2008). Correlations between SO₂ flux, seismicity, and outgassing activity at the open vent of Villarrica volcano, Chile. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 113: B10.
- Rivera, A.; Zamora, R.; Uribe, J.; Wendt, A.; Oberreuter, J.; Cisternas, S.; Gimeno, F; Clavero, J. (2014). Recent changes in total ice volume on Volcán Villarrica, Southern Chile. *Natural Hazards* 75: 33-55.
- Sernageomin. (2023). Ranking de riesgo específico de volcanes activos de Chile. Servicio Nacional de Geología y Minería. https://rnvv.sernageomin.cl/wp-content/uploads/sites/2/2023/10/Ranking-2023_tabloide_20231012.pdf (Última visita 23-10-2023).
- Silva, C. (2008). Evolution and Dynamics of the 3.6 ka bp Pucón Eruption of Villarrica Volcano, Chile. Universidad de Chile, Departamento de Geología. Tesis para optar al grado de Doctor en Ciencias, mención Geología (Inédito): 253 p. Disponible en <https://repositorio.uchile.cl/handle/2250/103003>



CAMPO GEOTERMAL EL TATIO

El campo geotermal más grande y variado del hemisferio sur entrega pistas sobre el origen de la vida en la Tierra y otros planetas

Manuel Arenas Abarca¹ y Martín Lemus Hernández¹

¹Servicio Nacional de Geología y Minería. SERNAGEOMIN

Ubicado en el sector cordillerano de la desértica zona norte de Chile, a una altitud de 4.300 m y a 7 km de la frontera con Argentina, el campo geotérmico de El Tatio es considerado, tanto por sus características geológicas e hidrotermales, como por su historia y desarrollo, el campo geotermal más importante de Chile y Latinoamérica (Fig.1).

Es el tercer campo geotermal más grande del mundo, solo le superan en tamaño el Parque Nacional Yellowstone en Estados Unidos y el Valle de los Géiseres en Rusia. Además, es el campo geotermal más diverso del hemisferio sur, con más de un centenar de diferentes manifestaciones superficiales.

Figura 1. Los géiseres, o erupciones hidrotermales episódicas, característicos del sistema geotermal del Tatio, alcanzan su mayor expresión en las primeras horas de la mañana, espectáculo que se ve incrementado por la salida del sol. Fotografía: Carlos Herrera B.

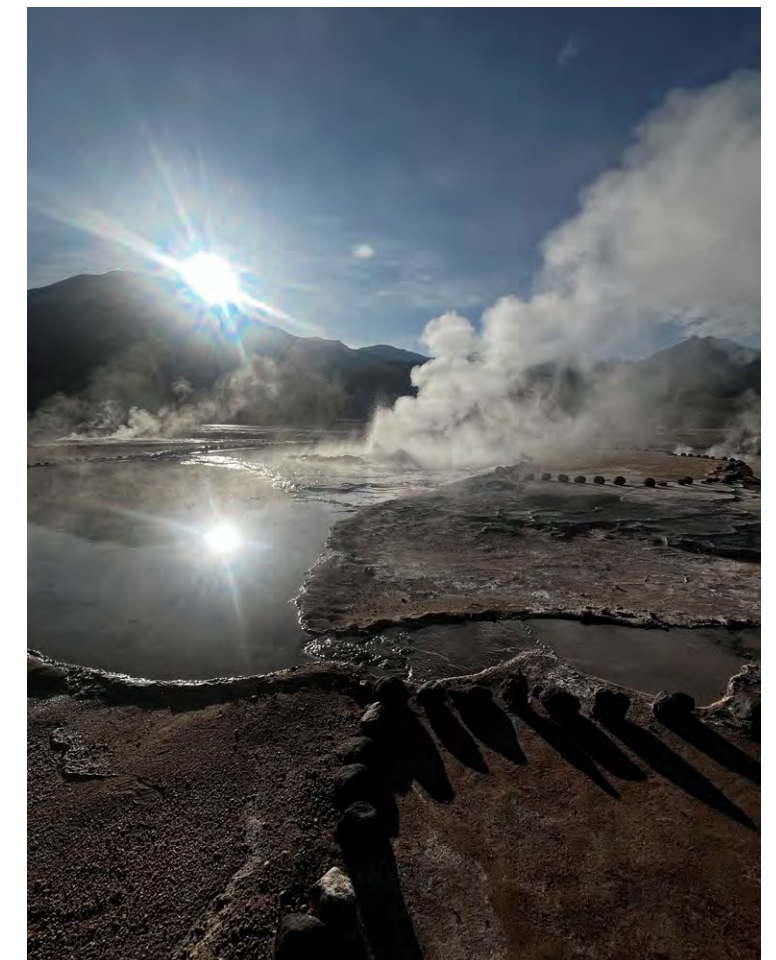




Figura 2. Sínter silíceo con forma de cono, generado por la precipitación constante de sílice a partir de una vertiente termal (poza caliente) saturada en este elemento químico. Fotografía: Felipe Fuentes C.



Figura 3. Detalle de una poza de barro hirviendo en el campo geotermal de El Tatio. Fotografía: Felipe Fuentes C.

Entre las manifestaciones hidrotermales se reconocen pozas de agua caliente, pozas de barro hirvientes, fumarolas, depósitos de sínter silíceo (domos, conos, terrazas) y vertientes termales (Figs.2 y 3). Sin embargo, son los géiseres los que más atraen la atención en este geosítio, tanto por su cantidad, el 8% de los reconocidos en el mundo se encuentran allí, como por su espectacularidad y belleza, que lo convierten en un atractivo turístico de clase mundial.

Un géiser, palabra derivada del islandés *geysir* que significa “erupción”, es una fuente termal que tiene una descarga intermitente de agua, vapor y gases a temperaturas cercana al punto de ebullición del agua pura a la altitud en que se encuentra éste, siendo a mayor la altitud menor la temperatura (Fig.4). Entre los grandes campos geotermales El Tatio es el que tiene la temperatura más baja de ebullición (87°C) ya que es uno de los de mayor altitud en el mundo (4.300 m).

La ocurrencia de géiseres es muy rara, hay menos de mil de ellos en el mundo, ya que dependen de condiciones muy especiales para su formación: disponibilidad de agua, una fuente de calor, una configuración geológica de subsuperficie que permita la acumulación del agua y una geometría adecuada de fracturas y cavidades que propicie la descarga intermitente.

El campo geotermal El Tatio, “el abuelo que llora” en lengua *kunza*, se localiza en un sector denominado Complejo Volcánico Altiplano-Puna, en una depresión estructural (graben) de cerca de 4 km de ancho y 6 km de largo. El borde oeste de este graben lo constituye la Serranía de Tucle-Loma Lucero, mientras que por el oriente está flanqueado por una serie de volcanes (estratovolcanes andesíticos) y domos de lava viscosa (domos riolíticos) que se alinean para conformar la cumbre de la cordillera de los Andes en estas latitudes (Fig.5).

Gracias al estudio de la geoquímica y de las estructuras geológicas asociadas a este campo, se sabe que el sistema geotermal se recarga con aguas superficiales provenientes del derretimiento de nieve a más de cinco mil de altitud y a unos 12-20 km al este-sureste de El Tatio. Las calderas volcáni-



Figura 4. Géiser en erupción en una poza caliente, con un domo de sínter silíceo asociado. Fotografía: Felipe Fuentes C.

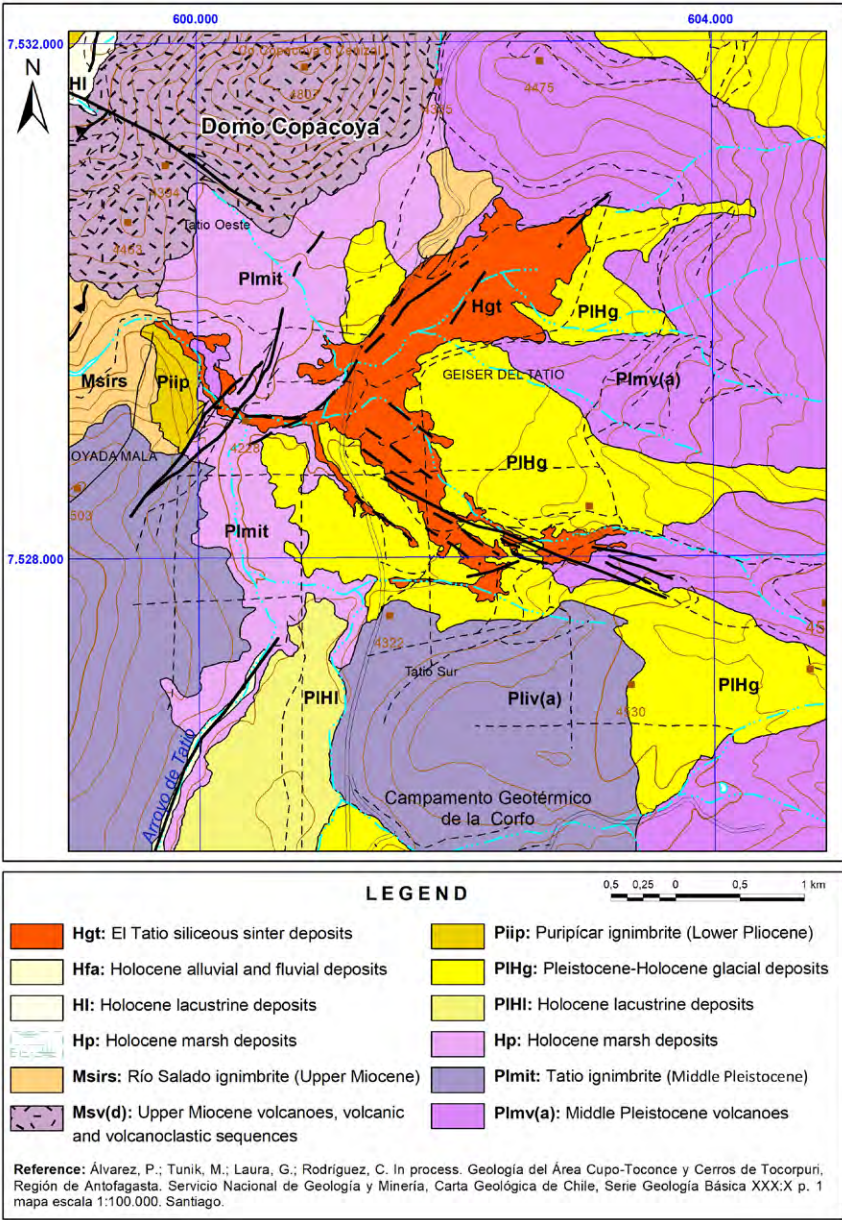


Figura 5. Mapa geológico simplificado del área del campo geotermal El Tatio.

depósitos de sínter silíceo permiten dar una mirada al pasado para tratar de descifrar el origen y la evolución de la vida (Fig.6). La extrema aridez, los fuertes vientos, la baja presión atmosférica (gran altitud), la alta radiación solar UV y las grandes variaciones diarias de temperatura ambiente, sumados a la baja temperatura de ebullición y alta concentración de elementos tóxicos de sus aguas, lo convierten en un ambiente único en el mundo que lo hace comparable no solo a las condiciones que experimentaban los primeros organismos que aparecieron en la Tierra, sino también a los que se pudieran encontrar en Marte.

El Tatio es una zona en que confluyen distintos intereses y valoraciones. El deseo de obtener energía geotérmica, cuyos primeros intentos se realizaron hace ya poco más de un siglo, y el turismo permanente y sostenido no han estado exentos de conflictos en su desarrollo ya que deben convivir con las comunidades originarias atacameñas y quechuas de la zona. En su cosmovisión, El Tatio es un sitio ceremonial sagrado, un lugar donde se reúnen energías internas con las que la tierra manifiesta la plenitud de la vida.

cas Pastos Grandes y Cerro Guacha, ubicadas al este, en territorio boliviano, proporcionan la fuente de calor para que las aguas que se infiltran en la subsuperficie vayan aumentando su temperatura hasta llegar a cerca de 280°C en profundidad y a 87°C en superficie. Estos fluidos continúan su viaje hasta quedar atrapados en un reservorio, a unos 500 m de profundidad, generado por estructuras geológicas y la presencia de ciertos tipos de rocas volcánicas muy permeables: la Ignimbrita Salado, del Mioceno Inferior, y la Ignimbrita Puripicar, del Plioceno Inferior. Finalmente, gracias a la existencia de estructuras de falla subverticales, estos fluidos ascienden para terminar su largo recorrido subterráneo en el sector de El Tatio, en un proceso que se viene repitiendo, aproximadamente, desde hace unos 11 millones de años.

Pero hay otro aspecto que le otorga gran importancia a este geositio: los estudios acerca de las colonias de organismos (cianobacterias) que se desarrollan en sus extensos

Para disfrutar en su máximo esplendor las maravillas de este geositio se debe estar dispuesto a enfrentar algunas situaciones que pueden ser incómodas. La hora de salida desde San Pedro de Atacama, distante 100 km al sureste de la ciudad de Calama, debe ser en la madrugada, 4:30 a 5:00 am, momento en que las temperaturas son bajísimas, pudiendo alcanzar los -20°C. El Tatio está distante unos 90 km al norte, recorrido que se hace por la carretera B-245 durante cerca de una hora y media. Al llegar se deben enfrentar las condiciones de gran altitud, los que pueden llegar a provocar malestares físicos como dolor de cabeza y mareos debido a la falta de oxígeno. Síntomas que pueden calmarse con facilidad siguiendo las prescripciones de los saberes ancestrales.

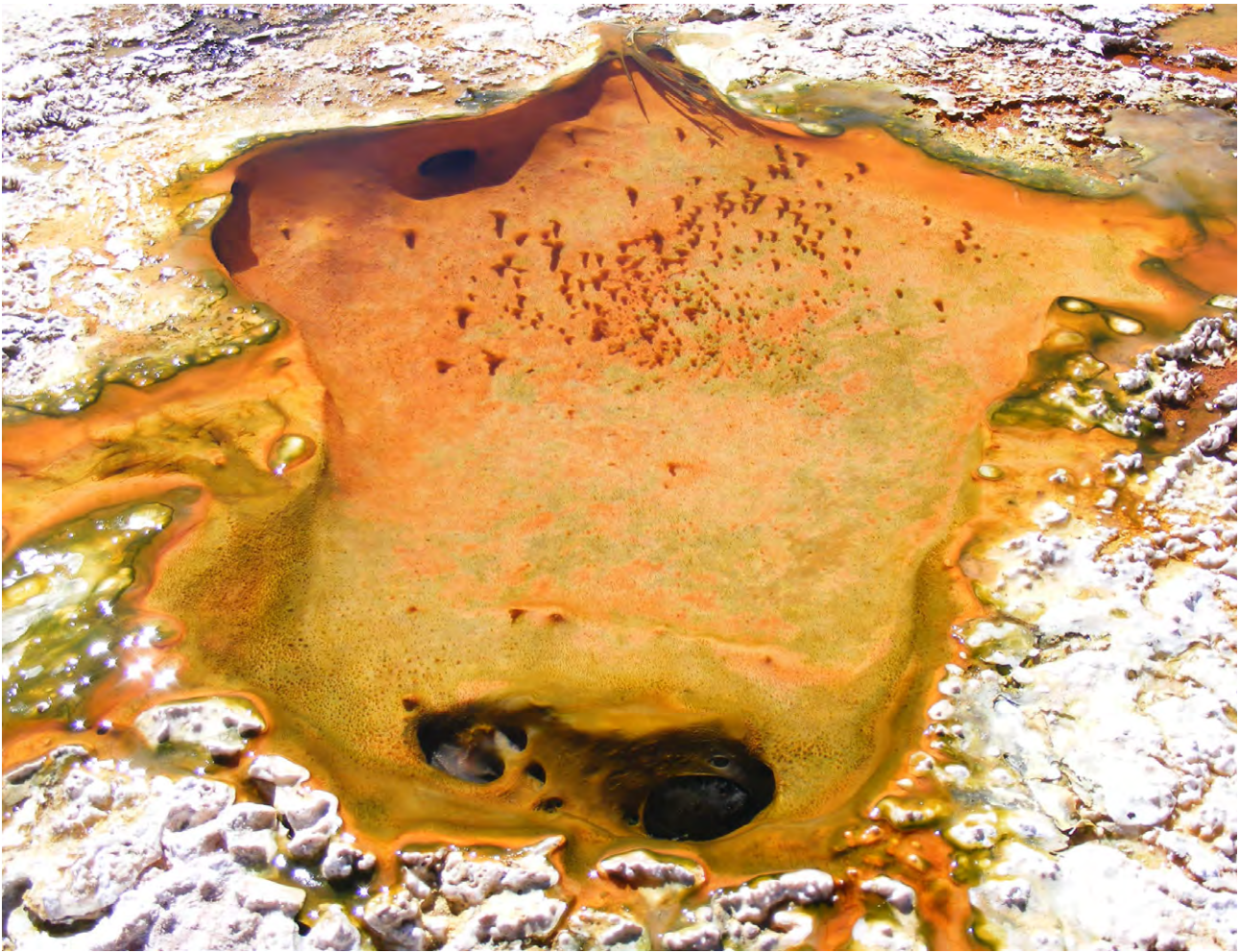


Figura 6. Colonias de bacterias termófilas asociadas a un depósito de sínter silíceo. Fotografía: Felipe Fuentes C.

BIBLIOGRAFÍA

- Fernández-Turiel, J.; García-Valles, M.; Gimeno, D.; Saavedra-Alonso, J. & Martínez-Manent, S. (2005). The hot spring and geyser sinters of El Tatio, Northern Chile. *Sedimentary Geology* 180: 125-14.
- Glenon, J. & Paff, R.M. (2003). The extraordinary thermal activity of El Tatio Geyser Field, Antofagasta Region, Chile. *The GOSA Transactions* 8: 31-78.
- Hurwitz, S. & Manga, M. (2017). The fascinating and complex dynamics of geyser eruptions. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 45: 31-59.
- International Union of Geological Sciences. 2022. The First 100 IUGS Geological Heritage Sites. IUGS. Spain. 300 p. Disponible en https://iugs-geoheritage.org/videos-pdfs/iugs_first_100_book_v2.pdf
- Munoz-Saez, C.; Manga, M. & Hurwitz, S. (2018). Hydrothermal discharge from the El Tatio basin, Atacama, Chile. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 361: 25-35.
- Phoenix, V.; Bennett, P.; Engel, A.; Tyler, S. & Ferris, F. (2006). Chilean high-altitude hot spring sinters: a model system for UV screening mechanism by early Precambrian cyano-bacteria. *Geobiology* 4: 15-28.
- Ruff, S. & Farmer, J. (2016). Silica deposits on Mars with features resembling hot spring biosignatures at El Tatio in Chile. *Nature Communications* 7: 13554. <https://doi.org/10.1038/ncomms13554>
- Wilmeth, D.; Myers, K.; Lalonde, S.; Mänd, K.; Konhauser, K.; Grandin, P. & Zuilen, M. (2021). Evaporative silicification in floating microbial mats: patterns of oxygen production and preservation potential in silica-undersaturated streams, El Tatio, Chile. *Geobiology* 20: 310-330. doi: 10.1111/gbi.12476



LOS PUQUIOS DEL SALAR DE LLAMARA

Un lugar en el desierto hiperárido de Atacama que nos da luces acerca de los primeros organismos que habitaron la Tierra

Andrés Quezada Jara¹, Manuel Arenas Abarca¹ y Felipe Fuentes Carrasco¹

¹Servicio Nacional de Geología y Minería. SERNAGEOMIN

En el núcleo hiperárido del desierto de Atacama, y al centro del salar de Llamara, se encuentran dos lagunas de aguas transparentes: los *puquios* en lengua quechua, cuyo color turquesa contrasta con el árido paisaje y las blancas sales que las rodean (Fig.1). En estas lagunas se presentan llama-



Figura 1. Vista al oeste del geosítio Puquios del salar de Llamara. Destacan sus lagunas entre las sales blanquecinas y el entorno desértico. Fotografía: Felipe Fuentes C.

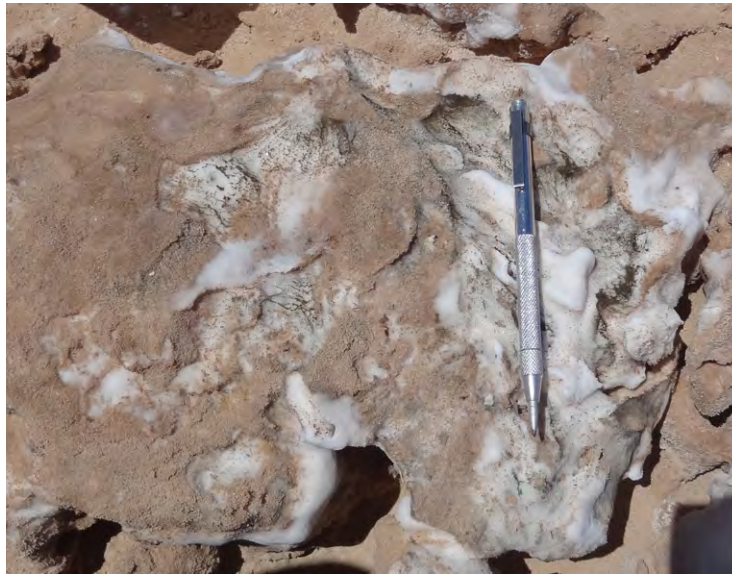


Figura 2. Detalle de una costra de halita en el salar de Llamara, parcialmente cubierta y mezclada con sedimentos finos de color pardo que enmascaran su color blanco característico. Además, presenta pántinas de coloración verde oscuro asociadas a comunidades de cianobacterias. Fotografía: Andrés Quezada J. Sernageomin.

El salar de Llamara se ubica en el margen oeste de la cuenca de la Pampa del Tamarugal, una depresión que se dispone como una franja norte-sur entre los relieves elevados de la cordillera de la Costa por el oeste, y la cordillera de los Andes por el este. Debido a esta particular configuración, y a los aportes del río Loa provenientes desde el sur, desde la época del Oligoceno, hace 25 millones de años aproximadamente, y hasta el presente, esta cuenca se ha ido rellendo con diversos materiales, cuyas características reflejan las condiciones ambientales en las que sedimentaron. Los depósitos evaporíticos que conforman el salar de Llamara corresponden a las etapas más recientes del relleno de la cuenca y tienen su origen en el ascenso de aguas subterráneas y su posterior evaporación. Estos procesos habrían comenzado hacia fines del Plioceno – principios del Pleistoceno, momento en que la pampa del Tamarugal habría pasado de ser una cuenca endorreica a una exorreica. Hace menos de 12.000 años, algunas zonas de la superficie del salar se habrían desestabilizado debido a la disolución de algunas capas salinas. Estos colapsos dieron origen a dolinas, nombre geológico que se les da a depresiones formadas por disolución, las que facilitaron que las aguas subterráneas alcanzasen la superficie y formaran los puquios.

La superficie salina de este salar está compuesta, principalmente, por halita (sal común) y yeso, minerales de coloraciones blanquecinas que precipitan como costras de distinto grosor (Fig.2). Consistentemente con esta mineralogía, el análisis químico de las salmueras de los puquios muestra un predominio de iones de cloro y sodio disueltos en esas aguas, además de una alta concentración de arsénico y boro.

Las comunidades microbianas que se desarrollan en estas aguas salinas corresponden a asociaciones de bacterias y algas que crecen en capas a medida que van atrapando sales y sedimentos desde el medio acuático. Entre los microorganismos se pueden encontrar cianobacterias (*Archae*), microalgas (diatomeas) y protistas, además de grupos nuevos que aún no han sido descritos, y que dan forma a los tapetes y domos observados en las lagunas (Figs.3 a 5). En particular, las cianobacterias corresponden a una de las formas de vida más resistentes en condiciones ambientales extremas como las que se dan en este geosito: alta salinidad, alta tasa de evaporación y radiación solar extrema, entre otras. Una de las características de las cianobacterias es que pueden generar oxígeno, reciclar nutrientes y capturar carbono y nitrógeno desde la atmósfera, razón por lo que su proliferación en las primeras etapas de la Tierra ayudó a la oxigenación del planeta.

vas y coloridas estructuras rocosas (domos y tapetes) que son generadas por microorganismos que se desarrollan en las condiciones extremas de sus aguas salinas. Esta biota microscópica es similar a la que hace 2.500 millones de años contribuyó a la oxigenación de la atmósfera primitiva, hecho que fue fundamental para la proliferación de la vida en la Tierra. Hoy en día, el estudio de estas comunidades microbianas es clave, tanto para entender el origen de la vida en la Tierra como para la exploración de vida en otros planetas. Para promover su conservación, el año 2013 este salar fue incorporado a la Reserva Nacional Pampa del Tamarugal y en 2022 fue incluido entre los 100 primeros geositos de importancia global de la IUGS.

El salar de Llamara se ubica en el margen oeste de la cuenca de la Pampa del Tamarugal, una depresión que se dispone como una franja norte-sur entre los relieves elevados de la cordillera de la Costa por el oeste, y la cordillera de los Andes por el este. Debido a esta particular configuración, y a los aportes del río Loa provenientes desde el sur, desde la época del Oligoceno, hace 25 millones de años aproximadamente, y hasta el presente, esta cuenca se ha ido rellendo con diversos materiales, cuyas características reflejan las condiciones ambientales en las que sedimentaron. Los depósitos evaporíticos que conforman el salar de Llamara corresponden a las etapas más recientes del relleno de la cuenca y tienen su origen en el ascenso de aguas subterráneas y su posterior evaporación. Estos procesos habrían comenzado hacia fines del Plioceno – principios del Pleistoceno, momento en que la pampa del Tamarugal habría pasado de ser una cuenca endorreica a una exorreica. Hace menos de 12.000 años, algunas zonas de la superficie del salar se habrían desestabilizado debido a la disolución de algunas capas salinas. Estos colapsos dieron origen a dolinas, nombre geológico que se les da a depresiones formadas por disolución, las que facilitaron que las aguas subterráneas alcanzasen la superficie y formaran los puquios.



Figura 3. Imagen de un estromatolito, o domo evaporítico. Estas estructuras son las que albergan comunidades de microorganismos. Fotografía: Felipe Fuentes C.

Para las comunidades ancestrales que transitaban por las pampas con el fin de intercambiar sus productos, el salar de Llamara fue un lugar de descanso, una rica fuente de leyendas y cuentos y, por sobre todo, un lugar misterioso conectado con el origen de la vida. Hoy en día, diferentes intereses conviven en este salar. Además del valor científico que posee, para las comunidades locales de Huatacondo, Tamentica y Quillagua, el salar de Llamara sigue siendo un lugar sagrado. Por otra parte, para la Sociedad Química y Minera de Chile (SQM), por ejemplo, sus aguas subterráneas son un elemento importante para el aprovechamiento industrial. Con el propósito de evitar que las extracciones que se realizan en el salar impacten negativamente en los niveles de agua de los puquios, se ha exigido a la industria implementar medidas de mitigación y adoptar otros compromisos ambientales, entre los que se incluyen un plan de monitoreo y un sistema de alerta temprana.



Figura 4. Aspecto del tapete microbiano desarrollado en uno de los puquios del salar de Llamara. A la distancia es posible apreciar el intenso color turquesa de sus aguas. Fotografía: Natalia Espinoza L. Sernageomin



Figura 5. Vista al oeste de una superficie de tapetes microbianos presentes en los puquios del salar. En la parte superior de la fotografía se distingue una franja de costra salina de color claro además del entorno hiperárido en que se insertan las lagunas. Fotografía: Felipe Fuentes C.

A este geositio se puede acceder por la ruta panamericana (5 norte), a 140 km al sur de la ciudad de Iquique y a unos 53 km al norte de la localidad de Quillagua. Luego, se debe continuar 9 km por un camino de ripio apto para todo tipo de vehículos. A quienes se aventuren a realizar este fascinante viaje les espera un centro de educación ambiental con 250 m de pasarelas, miradores e infografías acerca de los domos evaporíticos, los tapetes microbianos y la flora y fauna del salar de Llamara.

REFERENCIAS

- Finstad, K.; Pfeiffer, M.; McNicol, G.; Barnes, J.; Demergasso, C.; Chong, G. & Amundson, R. (2016). Rates and geochemical processes of soil and salt crust formation in Salars of the Atacama Desert, Chile. *Geoderma* 284: 57-72. <https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2016.08.020>
- International Union of Geological Sciences. (2022). The First 100 IUGS Geological Heritage Sites. IUGS. Spain. 300 p. Disponible en https://iugs-geoheritage.org/videos-pdfs/iugs_first_100_book_v2.pdf
- López, P.; Auqué, L.; Garcés, I. y Chong, G. (1999). Características geoquímicas y pautas de evolución de las salmueras superficiales del Salar de Llamara, Chile. *Revista geológica de Chile*, 26(1), 89-108. <https://dx.doi.org/10.4067/S0716-02081999000100005>
- López, L.; Cifuentes, J.; Fuentes, F.; Neira, H.; Cervetto, M.; Troncoso, R. y Feuker, P. (2017). Hidrogeología de la Cuenca de la Pampa del Tamarugal, Región de Tarapacá. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Hidrogeología 6: 186 p., 2 mapas a distintas escalas. Santiago. Disponible en <https://repositorio.sernageomin.cl/items/cd5ea2a8-7c04-41c0-919e-216312655a8e>
- Rasuk, M.C.; Contreras-Leiva, M.; Kurth, D. & Farías, M. (2020). Complete characterization of stratified ecosystems of the Salar de Llamara (Atacama Desert). En: *Microbial ecosystems in Central Andes extreme environments. Biofilms, microbial mats, microbialites and endoevaporites*. (Farías, M., editor) Springer Nature Switzerland AG: 153-164. <https://doi.org/10.1007/978-3-030-36192-1>
- Sociedad Química y Minera de Chile (SQM). (2010). Adenda III Estudio de Impacto Ambiental de Pampa Hermosa. Disponible en http://seia.sea.gob.cl/expediente/expedientesEvaluacion.php?modo=ficha&id_expediente=3083858.
- Vásquez, P.; Sepúlveda, F.A.; Quezada, A.; Aguilaf, S.; Franco, C. y Blanco, N. (2018). Cartas Guanillos del Norte y Salar de Llamara, regiones de Tarapacá y Antofagasta. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica 195-196: 93 p. 1 mapa escala 1:100.000, 1 CD con anexos. Santiago. Disponible en <https://repositorio.sernageomin.cl/items/a5b0087b-0e48-41d8-b817-ef8e8758d019>



TORRES Y CUERNOS DEL PAINE

Maravillas de la naturaleza originadas por magmas enfriados en profundidad y formas esculpidas por glaciares en superficie

Edwin González Abarca¹ y Manuel Arenas Abarca¹

¹Servicio Nacional de Geología y Minería. SERNAGEOMIN

La cordillera Paine es uno de los principales atractivos del Parque Nacional Torres del Paine, un sitio turístico de clase mundial ubicado a 150 km al norte de la ciudad de Puerto Natales, en la zona patagónica austral de Chile. Se conforma de varios y prominentes cerros, entre los que destacan el Paine Grande,



Figura 3. Vista panorámica del parque nacional Torres del Paine con el lago Nordenskjöld en primer plano. Fotografía: Javier Fernández H.

la cumbre más alta y que supera los tres mil metros de altitud, los Cuernos del Paine, que destacan en los profundos valles glaciares Bader y El Francés, y las Torres del Paine, compuesta por tres cumbres de unos 2.600 m de altura y que son las más representativas de este maravilloso paraje (Fig.1). Declarado Reserva de la Biosfera en 1978, el Parque Nacional Torres del Paine es parte de uno de los más ambiciosos proyectos de conservación en el mundo: la Ruta de los Parques de la Patagonia, que incorpora a 17 parques nacionales y a más de 60 comunidades, con 11,8 millones de ha protegidas desde la ciudad de Puerto Montt al Cabo de Hornos.

Además de las distintivas geoformas de las Torres y los Cuernos del Paine, destaca la contrastante coloración de estas montañas, con una prominente banda rocosa de color claro en medio de rocas oscuras y con bordes de contacto muy planos y definidos. Las de tonalidades oscuras corresponden a capas de rocas sedimentarias acumuladas durante el Cretácico y que registran la existencia de un mar profundo durante este período. Dichas rocas han sido asignadas a la Formación Punta Barrosa, del Cretácico Inferior a Superior, de aproximadamente 105 a 93 millones de años, y a la formación Cerro Toro, del Cretácico Superior, de cerca de 93 a 73 millones de años. Por su parte, la banda de rocas más claras son el resultado de la intrusión de, al menos, 3 cuerpos magmáticos. Principalmente graníticos, se extienden por cerca de 12 km, abarcando un área de cerca de 80 km² y con un espesor máximo de 2,5 km. Los magmas que generaron este complejo intrusivo aprovecharon una zona de debilidad en la corteza, la falla Río Nutrias, una estructura superficial, subhorizontal y del tipo inversa, para ascender por ella hace unos 12,5 millones de años, en el Mioceno Medio. El estudio de este complejo intrusivo entrega pistas únicas para entender la evolución de las cámaras magmáticas y de cómo los magmas ascienden por la corteza continental, lo que lo convierte en un geosito de relevancia global para investigar estos procesos de intrusión en zonas superficiales de la corteza terrestre.

El complejo intrusivo mioceno Torres del Paine se compone de tres unidades graníticas estratificadas (Granito Paine) y 4 unidades máficas (Complejo Máfico Paine) (Fig.2). Las capas intrusivas



Figura 1. Vista hacia el norte de los Cuernos del Paine donde destaca la contrastante coloración de sus rocas graníticas (color claro) y las rocas sedimentarias oscuras. Fotografía: Javier Fernández H.

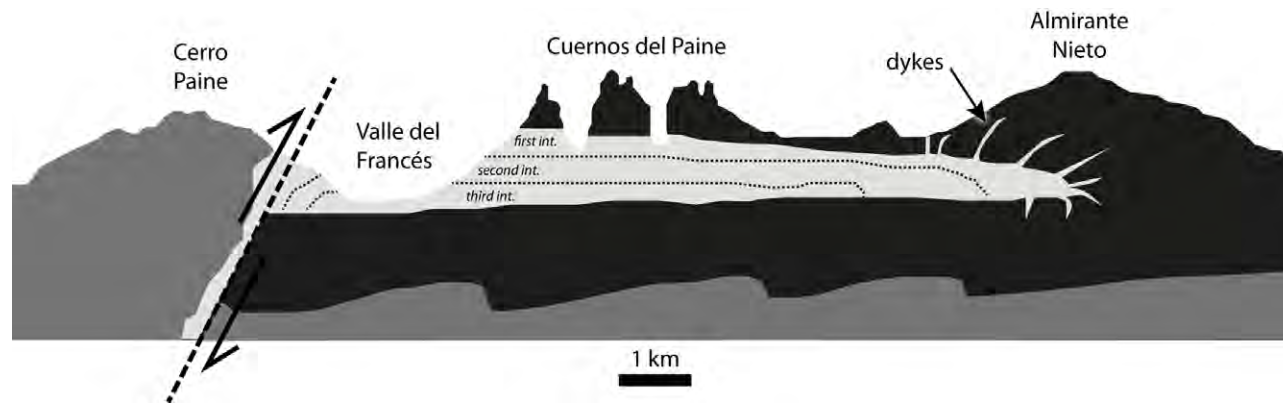


Figura 2. Corte esquemático de dirección O-E que muestra la relación especial entre el Complejo Intrusivo Torres del Paine (gris claro) y de las Formaciones Cerro Toro y Punta Barroso (negro y gris oscuro). El magma aprovechó la falla Río Nutrias (línea negra segmentada) para ascender por la corteza terrestre y formar el lacolito. Las flechas indican el movimiento relativo de los bloques de roca. Figura: Modificado de Skármeta y Castelli (1997), IUGS, (2022).

graníticas se ubican sobre las capas máficas y sus edades disminuyen de arriba hacia abajo, es decir, las capas intrusivas graníticas superiores son más antiguas que las inferiores. Al contrario, las capas intrusivas máficas aumentan su edad desde abajo hacia arriba, es decir, las capas inferiores son más antiguas que las superiores. Estudios detallados de las edades de las diferentes capas que componen este complejo ígneo revelan que la intrusión de las capas graníticas se produjo en un lapso entre 60.000 a 120.000 años.



Figura 4. Vista al sureste, desde el mirador Base Torres, de las columnas graníticas que dan nombre al parque nacional Torres del Paine. Fotografía: Javier Fernández H.

Tras decenas de millones de años enterradas, procesos de alzamiento tectónico fracturaron, deformaron y levantaron estas rocas a más de dos mil metros de altitud, quedando expuestas a los procesos de erosión. Durante el Pleistoceno, este conjunto de rocas fue intensamente afectado por la acción de los hielos glaciares que cubrieron la zona en esa época. Basado en la identificación de morrenas terminales, se han identificado al menos ocho etapas glaciares, las que modelaron, de acuerdo con las diferentes durezas y resistencias de las rocas, las inconfundibles y llamativas formas angulosas de los cuernos, circos y aristas de esta cordillera, configurando un paisaje de belleza sin igual (Figs. 3 y 4).

A ello se suma una variada fauna compuesta entre otros por ñandús, blanquillos, guanacos, cachañas, chingue, zorro colorado y pumas entre otras aves y mamíferos, además de 6 clases de reptiles, 3 de anfibios y 6 de peces. Por otro lado, su rica flora, con más de 274 especies de plantas, representan la estepa patagónica, el matorral preandino, el bosque magallánico y el desierto andino.

Al Parque Nacional Torres del Paine se puede llegar por 3 rutas diferentes: por un camino pavimentado de 250 kilómetros que une las ciudades de Punta Arenas y Puerto Natales para luego seguir por 150 km por la Ruta 9 Norte. Otro acceso es siguiendo por el camino Y -290, conocido como Lago Porteño, ruta de 80 kilómetros que comunica a Puerto Natales con el parque. Por último, otra vía de acceso importante la constituye el paso fronterizo Río Don Guillermo, ubicado en Villa Cerro Castillo, a 52 km de la portería Sarmiento.

BIBLIOGRAFÍA

- Cañón, A. (2000). Nuevos antecedentes en la estratigrafía de la cuenca de Magallanes. Anales Instituto de la Patagonia, Serie Ciencias Naturales (Chile). 28: 41-50.
- García, J. L., Hall, B. L., Kaplan, M. R., Vega, R. M., & Strelin, J. A. (2014). Glacial geomorphology of the Torres del Paine region (southern Patagonia): Implications for glaciation, deglaciation and paleolake history. *Geomorphology*, 204: 599-616.
- International Union of Geological Sciences. 2022. The First 100 IUGS Geological Heritage Sites. IUGS. Spain. 300 p. Disponible en https://iugs-geoheritage.org/videos-pdfs/iugs_first_100_book_v2.pdf
- Leuthold, J.; Müntener, O.; Baumgartner, L.; Putlitz, B.; Ovtcharova, M. & Schaltegger, U. (2012). Time resolved construction of a bimodal laccolith (Torres del Paine, Patagonia). *Earth and Planetary Science Letters*, 325-326: 85-92.
- Leuthold, J.; Müntener, O.; Baumgartner, L.; Putlitz, B. & Chiaradia, M. (2013). A detailed geochemical study of a shallow arc-related laccolith; the Torres del Paine Mafic Complex (Patagonia). *Journal of Petrology*, 54(2): 273-303.
- Michael, P. (1991). Intrusion of basaltic magma into a crystallizing granitic magma chamber: The Cordillera del Paine pluton in southern Chile. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 108(4): 396-418.
- Michel, J.; Baumgartner, L. & Putlitz, B. (2008). Incremental growth of the Patagonian Torres del Paine laccolith over 90 k.y. *Geology*, 36(6): 459-462.
- Skármeta, J & Castelli, J. (1997). Intrusión sintectónica del Granito de las Torres del Paine, Andes patagónicos de Chile. *Revista Geológica de Chile*, 24(1): 55-74.



Mapa: modificado de Milenioscuro.

- 1- Esferulitas de la isla Gorgonilla
- 2- *Lagerstätte* de reptiles marinos del cretácico inferior de la provincia del sur del Ricaurte Alto
- 3- Terrazas marinas de las ensenadas de Macuaca y Playa Brava
- 4- Yacimiento paleontológico de La Venta
- 5- Volcán Nevado del Ruiz

COLOMBIA

Fotografía: La Venta. Marcela Han. Servicio Geológico Colombiano.





ESFERULITAS DE LA ISLA GORGONILLA

Piezas clave de un enigma: el meteorito de Chicxulub y su relación con el fin de la era de los dinosaurios

Marianela Vargas Anaya¹ y Marcela Gómez Pérez¹

¹Servicio Geológico Colombiano (SGC)

La geodiversidad de Colombia contiene una de las piezas del rompecabezas que ha permitido a la comunidad científica nacional e internacional estudiar la intrincada historia que rodea el impacto del meteorito de Chicxulub, ocurrido hace aproximadamente 66 millones de años en la actual península de Yucatán, México, el cual pudo haber tenido una relación directa, indirecta o ninguna con una de las cinco mayores extinciones de la Tierra: la ocurrida en el límite de tiempo geológico Cretáceo-Paleógeno (K/Pg), que determinó el fin de la era de los dinosaurios, entre muchas otras especies animales y vegetales del planeta.

Esta pieza del rompecabezas se localiza en el Océano Pacífico colombiano a 35 km de la costa continental en la Isla de Gorgonilla, 500 m al suroccidente de la Isla Gorgona. Ambas islas conforman el 2,40% de la superficie terrestre del Parque Nacional Natural de Gorgona y en ellas

Figura 1. Esas rocas arrugadas guardan secretos del impacto del meteorito que cayó en la que hoy es la península de Yucatán, en México. Fotografía: Bermúdez *et al.* (2019A).



sobresalen, a lo largo de sus costas, rocas de tonalidades oscuras compuestas de minerales pesados como el hierro y el magnesio principalmente, de edades que abarcan del Cretácico tardío al Paleoceno temprano, cuyo origen es magmático. Es en las costas de la Isla Gorgonilla que se oculta un misterio para los geocientíficos de hoy y del mañana pero ¿En qué consisten estos misterios geológicos? ¿Qué interpretaciones se han generado a partir de ello? ¿Qué implicaciones tienen estos descubrimientos para la ciencia y la humanidad?

En el año 2014 un grupo de investigadores realizó un impactante descubrimiento en las rocas que afloran al suroccidente de la Isla de Gorgonilla, las cuales sólo es posible observar durante ciertos periodos de tiempo, debido a que su posición cercana a la costa las hace objeto de la caprichosa acción de las mareas. El descubrimiento consiste en una acumulación de esférulas excepcionalmente preservadas en los sedimentos, compuestas principalmente de vidrio de color negro, verde oliva

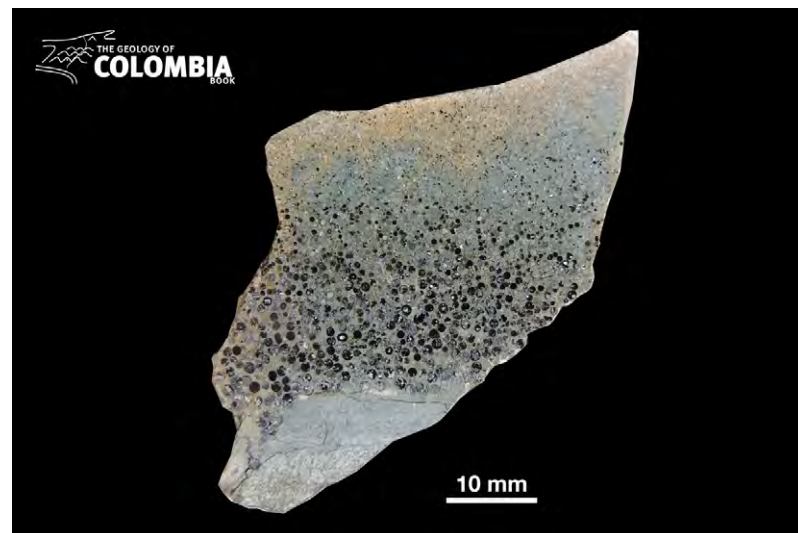


Figura 2. Las esferulitas de vidrio encontradas en la isla de Gorgonilla tienen en su interior burbujas de materiales como hierro, titanio y níquel, que serían trazas del meteorito que cayó hace 66 millones de años. Fotografía: Bermúdez *et al.* (2019A).



Figura 3. Las tectitas, esferulitas de vidrio encontradas en la isla Gorgonilla, tienen forma de minicanas, de lágrimas, de cacahuete y de huevo. Fotografía: Bermúdez *et al.* (2019A).

o translúcido-miel de hasta 1,1 mm de diámetro que asemejan a canicas a simple vista pero que, al observarlas bajo una lupa, presentan gran variedad de formas (redondas, ovaladas, en lágrima, en cacahuete o en campana (Figs.2 y 3). Estas diminutas esferas reciben el nombre de microtectitas y microcristitas y su origen suele asociarse a los impactos de meteoritos, pues son producto del enfriamiento y solidificación del material originado por el elevado calor y presión ocasionados por este tipo de sucesos cataclísmicos. Mientras que las primeras se componen de vidrio (no cristalino), las segundas presentan diminutos cristales.

Hasta la fecha existen por lo menos dos hipótesis acerca de la naturaleza de estas esferulitas. La primera de ellas apunta a que estas corresponden a un depósito primario, es decir un producto directamente derivado del material que salió expulsado a la atmósfera tras el impacto del meteorito de Chicxulub y que posteriormente cayó al agua, quedando en suspensión para luego acumularse en el fondo del lecho marino (Fig.4). Aunque se han identificado otros sitios similares a este en América del Norte, América Central y en el Caribe, algunos autores concuerdan en que el depósito de Gorgonilla, localizado aproximadamente a

2000-3000 km al suroccidente del área del impacto del meteorito, representaría el primer registro de material primario del impacto de Chicxulub en Colombia, el norte de Sur América y el Pacífico Oriental. Diversos análisis científicos realizados a este depósito han arrojado además que se trataría además de las esférulas más prístinas conocidas hasta la fecha que fueron producidas por el impacto del meteorito y que estarían asociadas al límite K/Pg.



Figura 4. Hace 66 millones de años un meteorito chocó contra la Tierra causando el cráter Chicxulub y expulsando millones de fragmentos de roca que cayeron como lluvia de gotas por todo el planeta. Fotografía: Bermúdez *et al.* (2019A).

Una segunda hipótesis más reciente sugiere que las esferulitas de Gorgonilla corresponden a un depósito retrabajado (no primario) del impacto del meteorito, producto de un evento turbidítico, es decir un evento de alta energía ocasionado por corrientes submarinas. Además, se ha demostrado que las características del depósito de Gorgonilla son comparables con depósitos retrabajados del impacto de Chicxulub en localidades como Beloc (Haití) y Demerara Rise (Atlántico norte), pero no con depósitos primarios como los del noreste de México y Texas.

Evidencia adicional hallada en Gorgonilla ha permitido determinar efectos posteriores al impacto de Chicxulub, como por ejemplo la ocurrencia de sacudidas sísmicas y de posibles réplicas lo suficientemente fuertes como para afectar localidades situadas a más de 2.000 km del lugar del impacto, así como evidencias de los cambios paleogeográficos locales como el surgimiento de masas de tierra por efecto de los movimientos sísmicos, las cuales fueron colonizadas por helechos y cuyas esporas fósiles (*Azolla*) demuestran que no sólo en las altas latitudes sino también en las bajas, los organismos se vieron afectados por el enfriamiento y la oscuridad derivados de la caída del meteorito (Fig.5).

Teniendo en cuenta la información científica derivada del análisis de las esferulitas de Gorgonilla y otros depósitos semejantes, es claro que aún no existe un consenso sobre la relación entre el impac-

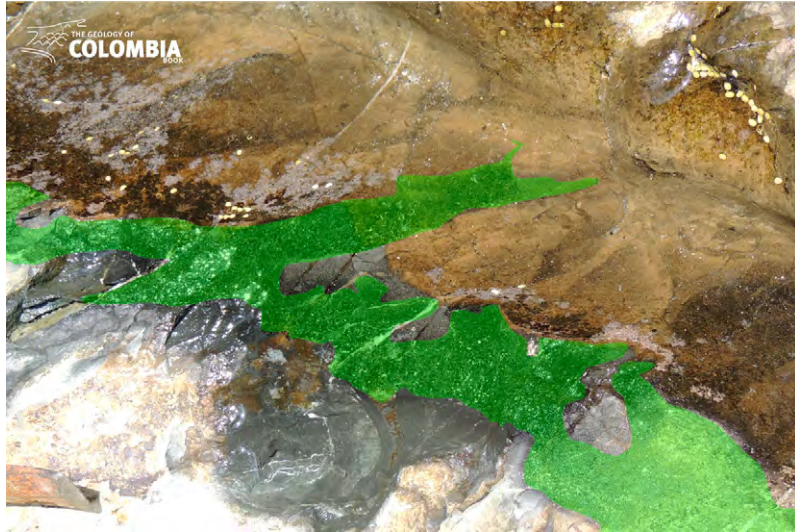


Figura 5. En esta ilustración la franja verde corresponde a la capa de esferulitas y tiene esa forma por varias razones, entre ellas demuestra que hubo sismos como resultado del impacto del meteorito. Fotografía: Bermúdez *et al.* (2019A).

Fauna y Flora de Malpelo conforman el Corredor Marino de Conservación del Pacífico Este Tropical, en conjunto con el Archipiélago de Galápagos (Ecuador), la Isla Coco (Costa Rica) y la Isla Coiba (Panamá). Esto representa una oportunidad para aunar esfuerzos en pro de la conservación tanto de los componentes bióticos (vivos), como de los abióticos (no vivos) del medio natural, en busca de que elementos geológicos de gran importancia como lo son las esferulitas Gorgonilla, sean considerados como una variable ambiental del territorio.



Figura 6. Según algunos autores Gorgonilla es el sitio donde las tectitas generadas por el impacto del meteorito que cayó en lo que hoy es la península de Yucatán están mejor preservadas. Fotografía: Bermúdez *et al.* (2019A).

to del meteorito de Chicxulub con el límite K-Pg. En caso de comprobarse que el depósito de Gorgonilla corresponde efectivamente a un depósito primario, este resultaría una pieza clave para comprender la enigmática relación entre los dos sucesos.

Por tanto, al ser un sitio con tan alto potencial para seguir desarrollando investigaciones geocientíficas, este requiere ser preservado en el tiempo. Su ubicación favorable dentro del Parque Nacional Gorgona (PNNG) ha hecho que el acceso a este lugar esté restringido sólo a investigadores (Fig.6). Adicional a esto, desde el 2004 el PNNG y el Santuario de

Por tanto, en las diminutas gotas de vidrio que reposan en la Isla de Gorgonilla, sigue existiendo la clave de un pasado que habla de la memoria de la Tierra y de nuestra memoria como seres humanos, al ser estas la ventana a un cataclismo que significó la extinción de especies dominantes en la Tierra como los dinosaurios, pero gracias al cual probablemente los seres humanos no hubiéramos surgido como especie millones de años más adelante.

BIBLIOGRAFÍA

- Bermúdez, H.D., Arenillas, I., Arz, J.A., Vajda, V., Renne, P.R., Gilabert, V. y Rodríguez, J.V. (2019a). The Cretaceous/Paleogene boundary deposits on Gorgonilla Island. En: Gómez, J. y Mateus-Zabala, D. (eds), The Geology of Colombia, Volume 3 Paleogene – Neogene. Servicio Geológico Colombiano, Publicaciones Geológicas Especiales 37, 1–19. <https://doi.org/10.32685/pub.esp.37.2019.01>
- Bermudez, H. D., Vajda, V., Vega, F. J., Arz, J. A., Arenillas, I., Bralower, T. J., Renne, P. R., Rodriguez, J. V., Zorrilla, M. X., & Gilabert, V. (2019b). Stratigraphy, Sedimentary Signatures, and Processes Associated with the Chicxulub Asteroid Impact in the Gorgonilla Island K/Pg Section. American Geophysical Union, Fall Meeting 2019.
- Bermudez, H. D., Arz, J. A., Renne, P. R., Arenillas, I., Gilabert, V., Rodriguez, J. V., Bolivar, L., & Bolivar, L. S. (2017). Evidence for Chicxulub Impact Seismicity At Gorgonilla Island K/Pg Section, Pacific of Colombia. October. <https://doi.org/10.1130/abs/2017am-299005>
- Bermúdez, H. D., García, J., Stinnesbeck, W., Keller, G., Rodríguez, J. V., Hanel, M., Hopp, J., Schwarz, W. H., Tieloff, M., Bolívar, L. & Vega, F. J. (2016). The Cretaceous-Palaeogene boundary at Gorgonilla Island, Colombia, South America. Terra Nova, 28(1), 83–90. <https://doi.org/10.1111/ter.12196>
- Comisión Colombiana del Océano. (n.d.). Corredor Marino de Conservación del Pacífico Este Tropical CMAR. Recuperado el 17/05/2021 de <https://cco.gov.co/cmar/101-areas/asuntos-marinos/104-cmar.html#:~:text=El%20Corredor%20Marino%20del%20Pac%C3%ADfico,costeros%20del%20Pac%C3%ADfico%20Este%20Tropical>.
- Mateo, P., Keller, G., Adatte, T., Bitchong, A. M., Spangenberg, J. E., Vennemann, T. & Hollis, C. J. (2020). Deposition and age of Chicxulub impact spherules on Gorgonilla Island, Colombia. Bulletin of the Geological Society of America, 132(1–2), 215–232. <https://doi.org/10.1130/B35287.1>
- Nichols, G. (2009). Sedimentology and Stratigraphy (2nd ed.). John Wiley & Sons Ltd.
- Renne, P. R., Arenillas, I., Arz, J. A., Vajda, V., Gilabert, V. & Bermúdez, H. D. (2018). Multi-proxy record of the Chicxulub impact at the Cretaceous- Paleogene boundary from Gorgonilla Island, Colombia. Geology, 46(6), 547–550. <https://doi.org/10.1130/G40224.1>
- Schulte, P., Alegret, L., 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., ... Willumsen, P. S. (2010). The Chicxulub Asteroid Impact and Mass Extinction at the Cretaceous-Paleogene Boundary. Science, 327(5970), 1214–1218. <https://doi.org/10.1126/science.1177265>
- Servicio Geológico Colombiano. (2018). Libro Geología de Colombia. Recuperado el 30 de junio de 2021 de <https://www2.sgc.gov.co/librogeologiacolombia/imagenes%20libro%20geologia/forms/thumbnails.aspx?rootfolder=/librogeologiacolombia/imagenes+libro+geologia/gorgonilla&folderctid=0x-012000117507cf3b7d4fd69d430dd918ea4113005e3a34ddd44db646a8d460d62d783e35&view=%7Bdd637a52-9e0e-4da0-9417-f36faed6d12b%7D>
- Parques Nacionales Naturales de Colombia. (n.d.). Parque Nacional Natural Gorgona. Recuperado el 14 de mayo de 2024 de <https://www.parquesnacionales.gov.co/nuestros-parques/pnn-gorgona/#1681744484031-17f0a02d-af8e>
- Vajda, V., Bermudez, H. D., Ocampo, A., Arenillas, I., Arz, J. A., Gilabert, V., Claeys, P. & Renne, P. (2018). Biotic Recovery Following the End-Cretaceous Asteroid Impact Recorded From Gorgonilla Island, Colombia. 50001. <https://doi.org/10.1130/abs/2018am-322027>



LAGERSTÄTTE DE REPTILES MARINOS DEL CRETÁCICO INFERIOR DEL SUR DE LA PROVINCIA DEL RICAURTE ALTO

El registro fósil más completo del mundo de reptiles marinos y fauna asociada del Cretácico Inferior

Marcela Gómez-Pérez¹, Leslie F. Noè² y Marianela Vargas-Anaya¹

¹Servicio Geológico Colombiano (SGC)

²Universidad de los Andes (Uniandes)

El yacimiento paleontológico del Ricaurte Alto ha sido reconocido por su importancia bioestratigráfica y su potencial para la generación de hidrocarburos desde la década de 1930. Fue en este contexto que se descubrieron los dos primeros reptiles marinos (plesiosaurios) y desde entonces se ha convertido en uno de los depósitos fosilíferos más excepcionales que ha sido estudiado por investigadores colombianos y extranjeros. Sin embargo, fue en las décadas los 1990 que el número de descubrimientos de fósiles e investigaciones científicas aumentó exponencialmente. Alrededor de 20 esqueletos de reptiles marinos de preservación exquisita son muestra de este yacimiento.

Estos fósiles son bastante completos y en su mayoría preservados articulados anatómicamente, entre los más abundantes están los pliosaurios, plesiosaurios, ictiosaurios y tortugas marinas. Es por esto que el Ricaurte Alto se considera una ventana excepcional a la vida de los reptiles marinos, la fauna y flora asociada, y del mar epicontinental del Cretácico Inferior ecuatorial.

El Ricaurte Alto está ubicado en el margen occidental de la Cordillera Oriental de Colombia, parte del Departamento de Boyacá. El área del yacimiento se encuentra en los municipios de Sáchica, Sutamarchán y Villa de Leyva. En esta región se preserva una de las secuencias más completas de sedimentos del Cretácico que incluyen areniscas de origen continental del Jurásico Tardío-Cretácico Temprano, junto con lodolitas calcáreas. Los sedimentos indican la presencia de una serie de mares epicontinentales, probablemente de hasta 200 m de profundidad de agua que inundaron el norte de Suramérica.



Figura 1. Paisaje semi-árido en el que se ubica el yacimiento paleontológico de reptiles marinos del Cretácico Inferior en la provincia del Alto Ricaurte. Fotografía: Grupo Museo Geológico e Investigaciones Asociadas, SGC.

La unidad geológica más rica en fósiles de esta región es la Formación Paja (Hauteriviano-Aptiano) y en particular el Miembro Arcillolitas Abigarradas (Fig.2). Este Miembro consiste predominantemente de lodolitas de color oscuro (ricas en materia orgánica), con frecuentes concreciones calcáreas, y areniscas finas, que al meteorizar toman variables tonos de rojos, amarillos, verdes y morados. Los depósitos indican un ambiente marino relativamente profundo. La preservación de fósiles y carbono orgánico indica un fondo agotado de oxígeno, lo cual permitió la excelente preservación de los fósiles de este yacimiento.

Los reptiles marinos que se han encontrado en este yacimiento pertenecen al Orden Sauropterygia, los cuales se conocen como plesiosaurios de cuello largo y pliosaurios de cuello corto. El primer género de plesiosaurio reportado fue *Alzadasaurus colombiensis*, luego reclasificado como *Callawayasaurus colombiensis*, del cual se han reportado tres especímenes. Entre los pliosaurios, esta uno de los fósiles más icónicos de Colombia el nuevo género



Figura 2. Afloramiento de las rocas asociadas a la Formación Paja sobre vía principal que conduce del municipio de Villa de Leyva a Tunja. Fotografía: Grupo Museo Geológico e Investigaciones Asociadas, SGC.



Figura 3. Museo El Fósil, donde se encuentra el *Monquirasaurus boyacensis* en su posición *in situ* sobre el cual se levantó el museo. Fotografía: Grupo Museo Geológico e Investigaciones Asociadas, SGC.



Monquirasaurus boyacensis, originalmente clasificado como *Kronosaurus boyacensis* (Fig.3). Otros tres pliosauro-morfos que han sido descritos son *Stenorhynchosaurus munozi*, *Acostasaurus pavachoquensis* y el *Sachicasaurus vitae* (Fig.4).

El Orden Ichthyopterygia, al cual pertenecen los ictiosaurios, son el grupo de reptiles marinos más abundante en Ricaurte Alto Lagerstätte. Se han reportado numerosos especímenes, de los cuales solo tres han sido estudiados y publicados hasta la fecha. Estos incluyendo los géneros *Kyhytysuka sachicarium* y *Muiscasaurus catheti*, nombrado por la población prehispánico del Música. El tercer grupo abundante es el Orden Testudines, o las tortugas marinas, de las cuales se ha descrito dos géne-

◀ **Figura 4.** *Sachicasaurus vitae*. Fósil de pliosauro hallado en la vereda Arrayán del municipio de Sáchica. Fotografía: Grupo Museo Geológico e Investigaciones Asociadas, SGC.

ros, *Desmatochelys padillai* y *Leivachelys cipadi*, y también registros de conservación excepcional de huevos dentro de hembras de tortugas.

La diversidad y disparidad de la fauna de reptiles marinos y las faunas asociadas, como varios peces, invertebrados marinos (especialmente amonitas), plantas terrestres, y un dinosaurio, hacen del Miembro Arcillolitas Abigarradas uno de los yacimientos del Cretácico Inferior más ricos del mundo. La Formación Paja ahora es reconocida como un *Lagerstätte* de importancia global y los ejemplares estudiados han sido fundamentales para comprender la historia evolutiva de estos grupos de organismos.

Los fósiles se exhiben en los museos de la región. Estos museos representan el primer acercamiento, tanto para el público especializado como para las familias y visitantes, a la riqueza paleontológica del Ricaurte Alto. Uno de ellos es el Museo Comunitario El Fósil, un museo local administrado por la comunidad, que se ha construido en el sitio del descubrimiento del *Monquirasaurus boyacensis*, un pliosauro de gran tamaño (aproximadamente 9 m de largo) que se ha convertido en un ícono importante para la población local, y un atractivo turístico importante para Colombia. Por otro lado, las amonitas, juegan un papel muy importante en la identidad cultural de esta región, ya que estos fósiles son muy abundantes en la región (Fig.5). Las amonitas siguen presentes y se incorporan a la economía local de formas diversas como en los símbolos, talladas en estructuras de madera, en restaurantes y hoteles, chocolates y joyas (Fig.6).



Figura 5. Amonitas de la colección del Museo El Fósil. Fotografía: Grupo Museo Geológico e Investigaciones Asociadas, SGC.

Además del patrimonio paleontológico, la región de Ricaurte Alto alberga elementos del patrimonio cultural, incluyendo sitios arqueológicos prehispánicos como por ejemplo pictogramas Muiscas, edificios de la época colonial, estructuras religiosas y centros científicos como el Instituto Humboldt. Esto denota cómo la geología (con la biodiversidad) ha configurado este territorio en sus múltiples dimensiones, proporcionando elementos en torno a los cuales se han venido forjando vínculos identitarios entre las personas y su territorio.



Hoy en día, el ciclismo de montaña, caminatas ecológicas y senderismo, hacen un amplio uso de la geología como telón de fondo de estas actividades turísticas. Dado que el turismo puede representar una presión para el patrimonio geológico del Ricaurte Alto, el Servicio Geológico Colombiano escogió este importante yacimiento como caso piloto para la declaratoria de una Zona de Protección Patrimonial Geológica y Paleontológica. Esta figura representa una herramienta de gestión que busca garantizar la sostenibilidad del área a largo plazo con fines de investigación, enseñanza, divulgación y disfrute que ofrece este patrimonio geológico.

Figura 6. Escultura de una amonita que es un símbolo geológico y paleontológico de la región. Ubicada de la carretera entre Villa de Leyva, Sutamarchán y Monquirá. Fotografía: Noè & Gómez-Pérez (2020).



Figura 7. Actividad de interpretación del yacimiento paleontológico del Ricaurte Alto con las comunidades locales. Fotografía: Grupo Museo Geológico e Investigaciones Asociadas, SGC.

BIBLIOGRAFÍA

- Álvarez-León, R., Orozco-Rey, R.H., Páramo-Fonseca, M.E. y Restrepo-Santamaría, D. (2013). Lista de los peces fósiles y actuales de Colombia: Nombres científicos válidos, distribución geográfica, diagnóstico de referencia & nombres comunes e indígenas. Eco Prints Diseño Gráfico y Audiovisual Ltda., 346 p. Bogotá.
- Ariza, A. (1963). Los dominicos y la Villa de Leiva. Cooperativa Nacional de Artes Gráficas. Bogotá, Colombia.
- Bürgli, H. (1956). Catálogo de las amonitas de Colombia, Parte I: Pulchellidae, Boletín Geológico 4(1), 1-119, Bogotá.
- Cadena, E.A. (2015). The first South American sandownid turtle from the Lower Cretaceous of Colombia. PeerJ 3, e1431, 1-24.
- Cadena, E.A. y Parham, J.F. (2015). Oldest known marine turtle? A new protostegid from the Lower Cretaceous of Colombia. PaleoBios 32, 1-42.
- Cadena, E.-A., Parra-Ruge, M.L., Parra-Ruge, J. de D. y Padilla-Bernal, S. (2018). A gravid fossil turtle from the Early Cretaceous reveals a different egg development strategy to that of extant marine turtles. Paleontology 13, 1-13.
- Carballido, J.L. Pol, D., Parra Ruge, M.L., Padilla Bernal, S., Paramo-Fonseca, M.E. y Etayo-Serna, F. (2015). A new Early Cretaceous brachiosaurid (Dinosauria, Neosauropoda) from northwestern Gondwana (Villa de Leiva, Colombia), Journal of Vertebrate Paleontology, e980505: 1-5.
- Carpenter, K. (1999). Revision of North American elasmosaurs from the Cretaceous of the Western Interior. Paludicola, 2(2): 148-173.
- Casas, L. F., Pineda, M., Andrade, M. y Pulgarín, Y. (2017). El Alto Ricaurte e Iguaque territorio de patrimonio natural y cultural, acciones para un manejo sostenible. Bogotá, D. C., Colombia: Fundación Erigaie, Fundación Natura.
- Cortés, D., Maxwell, E.E. & Larsson, H.C.E. (2021). Re-appearance of hypercarnivore ichthyosaurs in the Cretaceous with differentiated dentition: revision of '*Platypterygius*' *sachicarum* (Reptilia: Ichthyosauria, Ophthalmosauridae) from Colombia. Journal of Systematic Palaeontology: 1-34. doi:10.1080/14772019.2021.1989507.
- Etayo-Serna, F. (1968). El Sistema Cretáceo en la región de Villa de Leiva y zonas próximas. Geología Colombiana, (5): 5-74.
- Etayo-Serna F. (1979). Zonation of the Cretaceous of Central Colombia by Ammonites. Publicaciones Geológicas Especiales del INGEOMINAS, 1-188.
- Etayo-Serna, F., Montoya, D.M. y Terraza, M.R. (2015). Patrimonio geológico y paleontológico Villa de Leiva y zonas próximas: Un caso único. Servicio Geológico Colombiano, unpublished report, 42 pp. Bogotá.
- Gómez-Pérez, M. y Noè, L.F. (2017). Cranial anatomy of a new pliosaurid *Acostasaurus pavachoquensis* from the Lower Cretaceous of Colombia, South America. Palaeontographica, 310(1-2): 5-42.
- Hampe, O. (1992). Ein großwüchsiger Pliosauride (Reptilia: Plesiosauria) aus der Unterkreide (oberes Aptium) von Kolumbien. Courier Forschungsinstitut Senckenberg, 145: 1-25.
- Huertas, G. (1967). Sertum florulae fossilis Villae de Leivae. Caldasia, 10(46): 59-75.
- Huertas, G. (1970). Sertum florulae fossilis Villae de Leivae II. Caldasia, 10(50): 595-602.
- Huertas, G. (1976). Sertum florulae fossilis Villae de Leiva. Caldasia, 11(54): 17-23.
- Maxwell, E.E., Dick, D., Padilla, S. y Parra, M.L. (2016). A new ophthalmosaurid ichthyosaur from the Early Cretaceous of Colombia. Papers in Palaeontology 2(1), 59-70.
- Noè, L.F. y Gómez-Pérez, M. (2020). Plesiosaurs, palaeoenvironments, and the Paja Formation Lagerstätte of central Colombia: An overview. In: Gómez, J. & Pinilla Pachon, A.O. (editors), The Geology of Colombia,

Volume 2 Mesozoic. Servicio Geológico Colombiano, Publicaciones Geológicas Especiales 36, 43 pp Bogotá.

Noè, L.F. y Gómez-Pérez, M. (2022). Giant pliosaurids (Sauropterygia; Plesiosauria) from the Lower Cretaceous peri-Gondwanan seas of Colombia and Australia. *Cretaceous Research* 132(2022), 105122: 1-29.

Páramo-F., M.E. (1997). *Platypterigius sachicarum* (Reptilia, Ichthyosauria) nueva especie del Cretácico de Colombia. *Revista INGEOMINAS* 6, 1-12.

Páramo-Fonseca, M.E., Gómez-Pérez, M., Noè, L.F. & Etayo-Serna, F. (2016). *Stenorhynchosaurus munozi*, gen. et sp. nov. a new pliosaurid from the upper Barremian (Lower Cretaceous) of Villa de Leiva, Colombia, South America. *Revista de la Academia Colombiana de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales*, 40(154): 84–103. <http://dx.doi.org/10.18257/raccefyn.239>

Páramo-Fonseca, M.E., Benavides-Cabra, C.D. & Guitiérrez, I.E. (2018). A new large pliosaurid from the Barremian (Lower Cretaceous) of Sáchica, Boyacá, Colombia. *Earth Sciences Research Journal* 22(4), 223e238. <https://doi.org/10.15446/esrj.v22n4.69916>.

Páramo-Fonseca, M.E., Benavides Cabra, C.D. & Gutiérrez, I.E. (2019). A new specimen of *Stenorhynchosaurus munozi* Páramo-Fonseca *et al.*, 2016 (Plesiosauria, Pliosauridae), from the Barremian of Colombia: new morphological features and ontogenetic implications. *Journal of Vertebrate Paleontology* 39(4), 1e16.e1663426. <http://doi.org/10.1080/02724634.2019.1663426>.

Páramo-Fonseca, M. E., García-Guerrero, J., Benavides-Cabra, C. D., Padilla-Bernal, S. y Castañeda-Gómez, A. J. (2021). A benchmark specimen of *Muisecasaurus catheti* from the upper Aptian of Villa de Leiva, Colombia: New anatomical features and phylogenetic implications. *Cretaceous Research*, 119, 104685. <https://doi.org/10.1016/j.cretres.2020.104685>.

Patarroyo, P. (2020). Barremian deposits of Colombia: a special emphasis on marine successions. In: Gómez, J. & Pinilla-Pachon, A.O. (eds) *The Geology of Colombia vol. 2 Mesozoic*. Servicio Geológico Colombiano, Publicaciones Geológicas Especiales 36, pp 403-439, Bogota. <https://doi.org/10.32685/pub.esp-36-2019.12>

Schultze, H.P. & Stöhr, D. (1996). *Vinctifer* (Pisces, Aspidorhynchidae) aus der Unterkreide (oberes Aptium) von Kolumbien. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abhandlungen*, 199(3): 395–415.

Selden, P.A. y Nudds, J.R. (2012). *Evolution of fossil ecosystems*. Academic Press, 288 p. London.

Silva Celis, E. (1961). Pinturas rupestres precolombinas de Sáchica, Valle de Leiva. *Revista Colombiana de Antropología* 10: 9-36.

Welles, S.P. (1962). A new species of elasmosaur from the Aptian of Colombia and a review of the Cretaceous plesiosaurs. *University of California Publications in Geological Sciences* 44(1) 1-96.



TERRAZAS MARINAS DE LAS ENSENADAS DE MACUACA Y PLAYA BRAVA

Evidencias de cambios climáticos y tectónicos en las estribaciones de la Sierra Nevada de Santa Marta

Edna Mileidy Pinzón Rodríguez¹, Marianela Vargas Anaya¹ y Marcela Gómez Pérez¹

¹Servicio Geológico Colombiano (SGC)

Al norte de Colombia, sobre la costa Caribe, se encuentran dos ensenadas que hacen parte de una franja costera de frente montañoso compuesta por bahías y cabos dentro de lo que se conoce como el Parque Nacional Natural Tayrona. Estas riberas reciben el nombre de Macuaca y Playa Brava, y resaltan entre las playas del borde caribeño colombiano porque en ellas se desarrollan y preservan unas geoformas conocidas como terrazas marinas, unidades geomorfológicas a través de las cuales es posible evidenciar eventos climáticos que han incidido en cambios del nivel del mar durante los últimos 20.000 años, algo relevante a nivel regional y global dentro del escenario de cambio climático actual, así como procesos geológicos de orden tectónico relacionados con la evolución y levantamiento reciente del relieve adyacente a esta área correspondiente a la Sierra Nevada de Santa Marta (en adelante SNSM) (Fig.1).

La SNSM es un macizo montañoso con forma de pirámide ubicado al norte de Colombia sobre el margen sur del mar Caribe, caracterizado por ser un relieve abrupto que se eleva de 0 a 5.770 metros sobre el nivel del mar en tan solo 42 kilómetros en la horizontal medidos desde la línea de costa, razón por la que se le cataloga como la montaña litoral más alta del mundo. Geográficamente está localizada en la región del trópico, por lo que los ecosistemas y biomas que allí se desarrollan están determinados el clima en relación con la altura, es decir, definidos por lo que se conoce como pisos térmicos, franjas horizontales en las que las condiciones climáticas son relativamente homogéneas y que van variando en la vertical por cambios de temperatura, desde ambientes costeros al nivel del mar, a selvas húmedas en la región cálida (0-1.500 m), bosques subandinos en la zona templada y andinos en la franja de clima frío (1.500-3.000 m), hasta llegar a páramos (3.000-4.500 m) y finalmente glaciares en la cota de nieves perpetuas (por encima de 4.500 m) (Fig.2). En este sentido, la SNSM al



Figura 1. Terrazas marinas en la Ensenada de Macuaca, Parque Nacional Natural Tayrona. Fotografía: Programa GEO-INVEMAR del Instituto de Investigaciones Marinas y Costeras de Colombia.

ser la montaña con mayor contraste de relieve de la zona intertropical, es el único lugar en el mundo en el que coexisten en un mismo punto geográfico todos los pisos térmicos y los ecosistemas asociados a ellos, lo que la convierte en uno de los lugares más biodiversos del planeta, con 126 especies endémicas de flora, 44 de fauna y 49 de las 3.057 especies amenazadas en Colombia, razón por la cual fue declarada en 1979 como Reserva de la Biósfera por la UNESCO.



Figura 2. Avistamiento de los picos nevados Colón y Bolívar, cumbre de la Sierra Nevada de Santa Marta, desde la región costera del Parque Nacional Natural Tayrona, Colombia. Fotografía: Alejandro Piraquive Bermúdez.

Por su parte, el Parque Nacional Natural Tayrona corresponde a una franja costera en el piedemonte noroccidental de la SNSM, un área protegida de aproximadamente 15.000 hectáreas localizada justo en la interfaz entre montaña y océano, por lo que sus características geomorfológicas y ecológicas generales son determinadas por la proyección de las estribaciones de la montaña hacia el mar, configurando un litoral en el que se alternan cabos de acantilados rocosos y profundas bahías con ensenadas y playas.

Es en el contexto anteriormente descrito, donde se encuentran las ensenadas de Macuaca y Playa Brava, la primera de ellas dentro de la Bahía conocida como Chengue, y la segunda en la punta del cabo más pronunciado del sector conocido como punta Aguja, lugar en donde se desarrolla un islote con el mismo nombre. En general, a lo largo de la costa del Parque Tayrona, se encuentran acantilados compuestos de rocas metamórficas correspondientes a las unidades geológicas que componen la esquina noroccidental de la Sierra Nevada, intercalados con playas que adquieren una forma de “bolsillo”, sin embargo las ensenadas en cuestión exceptúan estas características dado que en ellas se encuentran rocas sedimentarias recientes, con edades entre 20.000 años a la actualidad, que descansan de manera discordante sobre las rocas metamórficas del macizo y exhiben formas escalonadas conocidas como terrazas marinas.

¿Pero entonces, qué es una terraza marina y por qué las de Macuaca y Playa Brava son relevantes?

Una terraza marina es una superficie horizontal o subhorizontal que en algún momento correspondió al suelo marino pero que se levantó y se encuentra actualmente elevada sobre o al nivel del mar, se le distingue por tener forma de meseta o plataforma plana por encima y con bordes laterales verticales. En conjunto cuando se observan varias terrazas en un lugar, estas se asemejan a una serie de escalones o a una especie de torta de varios niveles. La razón por la que una superficie de fondo oceánico puede elevarse de esta manera y quedar expuesta puede deberse a uno de dos fenómenos: el primero, a un cambio brusco de descenso del nivel del mar, o, el segundo, por factores tectónicos, es decir fuerzas internas terrestres que empujan toda el área del subsuelo rocoso hacia arriba y producen un levantamiento.

En el caso de la ensenada de Macuaca (Figs.3 y 4), existen dos niveles de terrazas emergidas, la primera corresponde a una plataforma ovalada al nivel del mar con una dimensión de 205 metros de largo por 20 metros de ancho, mientras que la segunda es una tarima con la misma forma, pero de menor tamaño que se levanta sobre la primera superficie a una altura de 1,8 m en el sector norte y 1,5



Figura 3. Terraza marina disectada por el mar en la Ensenada de Macuaca, Parque Nacional Natural Tayrona. Fotografía: Programa GEO-INVEMAR del Instituto de Investigaciones Marinas y Costeras de Colombia.

ASGMI. SITIOS DE INTERÉS GEOLÓGICO DE IBEROAMÉRICA

m en el sur, lo que indica que está inclinada o basculada. Entre tanto, en la ensenada Brava (Figs.5 y 6), se observan varios niveles escalonados de terrazas, el primero corresponde a una superficie plana al nivel del mar de alrededor de 129 m de longitud por 3 m de ancho, levantada aproximadamente 5 m con respecto al fondo marino actual, y sobre ésta se encuentra una segunda plataforma que mide 4 m de altura en el sector norte y 2,3 m en el sur, igualmente basculada como la del sector de Macuaca. Por encima de estos dos niveles se observan otros 3 escalones sobre el antiguo acantilado en la zona posterior de la ensenada, estos horizontes se encuentran erosionados y están intercalados con dunas antiguas a alturas por encima de los 5 m.

Ahora bien, teniendo en cuenta que el máximo nivel que ha alcanzado el mar Caribe fue de 0,9 m por encima del nivel actual hace 4.500 años, se puede deducir, que las terrazas marinas que en ambas localidades se encuentran emergidas por encima de un metro (1m) no llegaron a esta altura únicamente por el descenso del nivel del mar, sino que tuvo que haber otro factor que levantara la superficie marina hasta estos puntos, lo cual ha sido atribuido a un factor tectónico. Esta deducción es la que le otorga relevancia científica a las terrazas marinas de Macuaca y Playa Brava, dado que, por el sector en el que se encuentran, efectivamente están asociadas al proceso actual de exhumación que presenta la Sierra Nevada de Santa Marta, es decir, que son evidencia directa, tangible y visible del levantamiento que está presentando este relieve y que se calcula está transcurriendo a una tasa de elevación aproximada de 0,25 metros por milenio.

Por último, al frente de estas ensenadas, sobre el fondo marino actual, se ha observado mediante sondeos, que otra serie de escalones de terrazas, como las que se ven en superficie, pero que se encuentran sumergidas y se proyectan hacia el mar hasta profundidades de alrededor de 100 metros. Estos niveles de terrazas sumergidas se pueden asociar con eventos globales de deshielo de los últimos 20.000 años (edad que se le asigna a la terraza más antigua en la zona) por lo que se pueden



Figura 4. Terrazas marinas en la Ensenada de Macuaca con vista hacia las estribaciones de la Sierra Nevada de Santa Marta. Fotografía: Programa GEO-INVEMAR del Instituto de Investigaciones Marinas y Costeras de Colombia.



Figura 5. Niveles de terrazas marinas en la Ensenada Brava, Parque Nacional Natural Tayrona. Fotografía: Programa GEO-INVEMAR del Instituto de Investigaciones Marinas y Costeras de Colombia.

tomar como trazadores de cambios eustáticos (del nivel del mar) y a partir de ellos hacer inferencias de variaciones climáticas recientes para la región del Caribe, al igual que comparaciones frente al fenómeno actual de calentamiento global; así por ejemplo, la plataforma marina encontrada entre los 90 y 100 m de profundidad en playa Brava estaría marcando el nivel máximo al que retrocedió el mar en el Caribe Colombiano hace 19.000 años.

En conclusión, las terrazas marinas de las ensenadas de Macuaca y Playa Brava marcan eventos de cambio del nivel del mar durante los últimos 20.000 años, y aquellas que están emergidas por encima de un metro y que no se pueden correlacionar con ningún evento de cambio climático son evidencia directa de un proceso vigente de formación de relieve, correspondiente al levantamiento de la SNSM. Por eso se constituyen como localidades de valor patrimonial en Colombia desde el punto de vista geocientífico, por ser evidencia visible de fenómenos y procesos geológicos de relevancia global.



Figura 6. Niveles de terrazas marinas en la Ensenada Brava, Parque Nacional Natural Tayrona. Fotografía: Programa GEO-INVEMAR del Instituto de Investigaciones Marinas y Costeras de Colombia.

Finalmente, debido a su localización en las partes más distales de los cabos del Parque Nacional Natural Tayrona, este sitio puede ser visitado únicamente por vía marítima, o a pie por senderos locales desde los puntos de arribo de las Bahías de Concha y Chenche ubicadas dentro del parque, el cual es uno de los sitios de mayor atracción turística en Colombia, dada la exuberancia de sus paisajes, sus paradisíacas playas, además de la riqueza biológica, ecológica y cultural que lo caracteriza.

BIBLIOGRAFÍA

- Balaguera, L., Cantillo, J., Camargo, L., Gómez, A., Jiménez, M., Laverde, G., Molina, M., Montaña, M., Rodríguez, T., Muñoz, G., Uribe, I., y Villalba, P. (2005). Plan de manejo Parque Nacional Natural Sierra Nevada de Santa Marta. Unidad Administrativa Especial del Sistema de Parques Nacionales Naturales. Territorial Costa Atlántica, Santa Marta, Colombia.
- Díaz, J. M. (2000). Áreas coralinas de Colombia, (November), 22. Recuperado de http://www.invemar.org.co/documents/10182/14479/Areas_coralinas_de_Colombia.pdf/83c2c3e9-d1eb-42a5-bead-575951f23e28
- Fundación ProSierra Nevada de Santa Marta (12 de junio de 2021). La Sierra Nevada, más que una montaña. Recuperado de <http://www.prosierra.org/>
- Gómez Velásquez, J. F. (2012). Propuesta de estandarización de los levantamientos geomorfológicos en la zona costera del Caribe colombiano. INVEMAR - Instituto de Investigaciones Marinas y Costeras «José Benito Vives de Andreis».
- INGEOMINAS, ECOPETROL ICP, INVEMAR, (2008). Evolución Geohistórica de la Sierra Nevada de Santa Marta. Geomorfología de la zona costera y piedemonte occidental. 194 p, 5 anexos.
- Khan, N. S., Ashe, E., Horton, B. P., Dutton, A., Kopp, R. E., Brocard, G., Engelhart, S. E., Hill, D. F., Peltier, W. R., Vane, C. H. & Scatena, F. N. (2017). Drivers of Holocene sea-level change in the Caribbean. Quaternary Science Reviews, 155, 13–36. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2016.08.032>
- Parques Nacionales Naturales de Colombia. (2006). Plan de Manejo 2005-2009 - Parque Nacional Natural Tayrona. Recuperado de <https://www.parquesnacionales.gov.co/portal/wp-content/uploads/2013/06/Plan-de-manejo-1.pdf>
- Parques Nacionales Naturales de Colombia. (2006). (s.f.). Parque Nacional Natural Tayrona. Recuperado el 8 de junio de 2021 de <https://www.parquesnacionales.gov.co/portal/es/ecoturismo/region-caribe/parque-nacional-natural-tayrona/>
- Parques Nacionales Naturales de Colombia. (2006). (s.f.). Parque Nacional Natural Sierra Nevada de Santa Marta. Recuperado el 8 de junio de 2021 de <https://www.parquesnacionales.gov.co/portal/es/ecoturismo/region-caribe/parque-nacional-natural-sierra-nevada-de-santa-marta-2/>
- Parra, M., Echeverri, S., Patiño, A.M., Ramírez, J.C., Mora, A., Sobel, E.R., Almendral, A. & Pardo-Trujillo, A. (2020). Cenozoic evolution of the Sierra Nevada de Santa Marta, Colombia. En: Gómez, J. y Mateus-Zabala, D. (editores), The Geology of Colombia, Volume 3 Paleogene – Neogene. Servicio Geológico Colombiano, Publicaciones Geológicas Especiales 37, 259–297.
- Portillo, G. (2021). Pisos térmicos – climatología de la zona intertropical. 12 de junio. Recuperado de <https://www.meteorologiaenred.com/pisos-termicos.html>
- Ruiz, L. (2018). Análisis de terrazas marinas asociadas a cambios del nivel del mar en las ensenadas Brava y Macuaca, Parque Nacional Natural Tayrona (Tesis de pregrado). Universidad EAFIT, Medellín, Colombia.



YACIMIENTO PALEONTOLÓGICO DE LA VENTA

Vestigios de un antiguo bioma neotropical en el desierto de La Tatacoa

Catalina Suarez¹

¹Servicio Geológico Colombiano (SGC)

En el departamento del Huila, al sureste de Colombia, se ubica el bosque seco tropical conocido como desierto de La Tatacoa. Hace más de 11 millones de años, este lugar fue hogar de una de las faunas más diversas que haya existido en Sudamérica, por lo que representa uno de los sitios fosilíferos más importantes no sólo de Colombia sino del continente.

Colombia se ubica actualmente en la región neotropical de Sudamérica, en el extremo norte de este continente. La mayor parte del territorio se encuentra cubierto por vegetación, por lo que no se presentan tantos afloramientos de gran extensión, como ocurre en el sur del continente.

Esto hace que la exploración paleontológica se lleve a cabo en zonas muy restringidas, por lo que los yacimientos paleontológicos y, por consiguiente, la cantidad de fósiles encontrados sea menor que en países del Cono Sur sudamericano. Sin embargo, a pesar de ser escasos, algunos de estos yacimientos presentan una diversidad, riqueza y abundancia lo suficientemente importantes como para ser de gran relevancia internacional.

El Grupo Honda es una unidad geológica sedimentaria



Figura 1. Niveles de la Formación La Victoria, al sur del Cerro Gordo en el área de La Venta. Fotografía: Catalina Suárez.



Figura 2: Capas rojas de la Formación Villavieja (Grupo Honda) en el mirador de “El Cuzco”, frente al observatorio de Villavieja (principal municipio del área de La Venta). Fotografía: Catalina Suárez.



Figura 3. Capas rojas de la Formación Villavieja (Grupo Honda), al sureste del mirador de "El Cuzco". Fotografía: Catalina Suárez.

que aflora en varias localidades a lo largo del valle superior y medio del río Magdalena, el cual se ubica entre las cordilleras Central y Oriental de los Andes colombianos (Figs. 1, 2 y 3). Los mejores afloramientos, con las secciones expuestas más completas y los niveles fosilíferos más productivos de esta unidad, se encuentran en la zona conocida por los paleontólogos como "área de La Venta", ubicada en el desierto de La Tatacoa, en el Valle Superior del río Magdalena. Fue nombrada así por la quebrada La Venta que atraviesa el área donde se hallan los niveles fosilíferos de mayor abundancia.

Estas rocas y los restos de organismos que contienen fueron depositados durante el Mioceno medio (hace 13,5 a 11,8 millones de años), en un ambiente continental, principalmente fluvial. Las características de estas rocas muestran una serie de cambios en el medio de depositación que, junto con los fósiles, permiten realizar una serie de interpretaciones paleogeográficas y paleoclimáticas, como los cambios en el nivel de precipitaciones, la paleotopografía (interpretaciones sobre la formación de la Cordillera Oriental, que en aquel entonces apenas había comenzado a levantarse) y cambios en los cuerpos fluviales (influencia del río Orinoco en la zona y posterior desconexión, cambio de curso del Río Amazonas y formación del río Magdalena).

A nivel nacional, este yacimiento no sólo es de gran importancia paleontológica, sino también geológica, ya que en el área se encuentran las secciones más completas del Grupo Honda, incluso más que en la localidad de referencia donde fue descrita esta unidad geológica, ubicada en el municipio de Honda, Cundinamarca. Adicionalmente, las condiciones ambientales actuales en la zona permiten que sea uno de los pocos ejemplos en el país donde se pueden observar rocas expuestas y poco meteorizadas en un área extensa, factores que hacen de este un escenario perfecto para el desarrollo de una gran variedad de actividades científicas, educativas y divulgativas.

El desierto de La Tatacoa (o "área de La Venta") actualmente es un lugar relativamente árido durante la mayor parte del año, con una humedad relativa de 60-65%, una precipitación media anual de 1.000 mm, una temperatura promedio de 28°C y máxima de 42°C. Durante el Mioceno medio la temperatura en el área era similar a la actual. Sin embargo, la precipitación anual era mayor y los fósiles de plantas y animales reflejan que los periodos de sequía probablemente eran más cortos y menos marcados. La geología y los fósiles indican que la zona pudo tener un ambiente similar a una selva húmeda tropical (como el Darién o el Amazonas), con periodos de inundaciones.

Entre los yacimientos paleontológicos de Suramérica tropical, el de La Venta es uno de los que contiene el mayor número de especies conocidas, las cuales son en su mayoría vertebrados (peces, reptiles, anfibios, aves y mamíferos), pero también incluye algunos invertebrados (crustáceos) y plantas. A esta asociación fosilífera se le conoce como "fauna de La Venta" y es el mejor escenario para el estudio de los vertebrados del Mioceno en Colombia, lo que permite realizar una gran cantidad de estudios (paleoclimáticos, paleoecológicos, paleobiológicos, paleobiogeográficos, entre otros). Adicionalmente, los afloramientos del área de La Venta son aquellos donde se encuentra la mayor abundancia fosilífera, no sólo del Grupo Honda sino en general del registro del Mioceno en país (Figs. 4 y 5).



Figura 4. Dientes y fragmentos óseos fosilizados encontrados en la localidad de San Nicolás, del área de La Venta. Fotografía: Catalina Suárez.

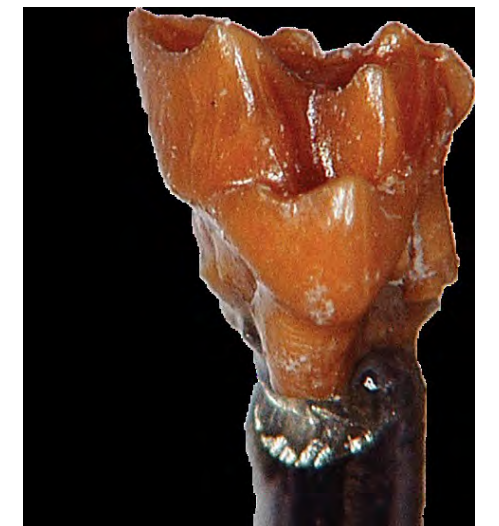


Figura 5. Molar fosilizado de marsupial colectado en rocas del Grupo Honda, en el área de La Venta. Fotografía: Catalina Suárez.

La asociación de vertebrados de La Venta es una referencia obligada para el estudio de varios linajes, especialmente de mamíferos. Los restos en los que se basa esta asociación permitieron proponer una (para entonces) nueva unidad de tiempo geológico, el Piso/Edad Laventense, datado entre 13,5 y 11,8 millones de años.

Además de la gran diversidad de la asociación fosilífera allí encontrada, se destacan algunos hallazgos importantes: (1) el conjunto de peces es muy similar al de las tierras bajas del Orinoco y Amazonas, y muestra que en el área corrían grandes ríos; (2) al menos 11 especies de monos, más que en ningún otro sitio en Suramérica, y más especies de murciélagos que en todos los demás sitios pre-Pleistoceno de Sudamérica combinados; (3) muchos de los mamíferos herbívoros representan grupos endémicos de Suramérica que se extinguieron sin dejar descendientes modernos (e.j., los notoungulados); (4) los representantes más antiguos de algunos grupos de mamíferos actuales (e.j., marsupiales como *Thylamys* y *Marmosa*); (5) el registro de la anaconda más antigua hasta ahora reportada (*Eunectes stirtoni*); entre otros.

Entre los yacimientos de vertebrados fósiles del país, el de La Venta es uno de los que presenta fósiles con mejor estado de preservación. Muchos de los fósiles hallados allí se encuentran bastante

completos y, adicionalmente, están presentes elementos sumamente difíciles de encontrar en otros yacimientos, como lo son los abundantes dientes milimétricos de peces y mamíferos, así como huevos de aves y anfibios que, aunque en este lugar son poco abundantes, representan tipos de fósiles que muy rara vez se preservan, debido a sus características anatómicas y fragilidad. Estos restos no sólo estuvieron sometidos a condiciones y procesos favorables durante su enterramiento y diagénesis, sino que, además, las características ambientales del actual desierto de La Tatacoa probablemente sean un factor que facilite su conservación.

Las actividades educativas que suelen llevarse a cabo en la zona no sólo están dirigidas a estudiantes de geociencias, sino también a la comunidad general, especialmente los niños. Tanto las rocas como los fósiles allí presentes permiten ilustrar un importante ejemplo que demuestra los cambios que sufre nuestro planeta, ya que la zona pasó de ser un bosque húmedo tropical, con una biodiversidad incluso mayor a la de los bosques actuales, a convertirse en un bosque seco con muy baja biodiversidad.

El yacimiento paleontológico del Mioceno medio de La Venta ha sido de gran importancia histórica en el país, ya que es uno de los más reconocidos a nivel nacional e internacional. A nivel local su importancia es aún mayor, ya que el turismo, una de las principales actividades económicas, está en gran parte orientado al conocimiento de este yacimiento y sus fósiles. La mayor parte de la comunidad tiene un fuerte sentido de pertenencia hacia el yacimiento y se encuentra comprometida en la protección de este patrimonio.

BIBLIOGRAFÍA

Anderson, V.J., Horton, B.K., Saylor, J.E., Mora, A., Tesón, E., Breecker, D.O., y Ketcham, R.A. (2016). Andean topographic growth and basement uplift in southern Colombia: Implications for the evolution of the Magdalena, Orinoco, and Amazon river systems: *Geosphere*, 12(4): 1235-1256. doi:10.1130/GES01294.1.

Croft, D. (2016). Horned armadillos and rafting monkeys: the fascinating fossil mammals of South America. Indiana University Press.

El-Saadawi WE, Ziada NA, El-Faramawi MW, Kamal El-Din MM, Loutfy MHA. (2017). The Cairo Petrified Forest Revisited. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 238: 34-42.

Goin, F. J. (1997). New clues for understanding Neogene marsupial radiations, 185–204. En R. F.

Kay, R. H. Madden, R. L. Cifelli, y J. Flynn (2015). *Vertebrate Paleontology in the Neotropics: The Miocene Fauna of La Venta, Colombia*. Smithsonian Institution Press.

Guerrero, J. (1997). Stratigraphy, sedimentary environments, and the Miocene uplift of the Colombian Andes. En: R.F Kay, R. H. Madden, R.L. Cifelli y J. Flynn (Eds.). *Vertebrate Paleontology in the Neotropics. The Miocene fauna of La Venta, Colombia*, 15-43. Smithsonian Institution Press.

Kay, R. F. y Madden, R. (1997). Paleogeography and Paleoecology. En: R.F Kay, R. H. Madden, R.L. Cifelli y J. Flynn (Eds.). *Vertebrate Paleontology in the Neotropics. The Miocene fauna of La Venta, Colombia*, 520-550. Smithsonian Institution Press.

Kay, R.F, Madden, R. H., Cifelli, R.L. y Flynn, J. (1997). *Vertebrate Paleontology in the Neotropics. The Miocene fauna of La Venta, Colombia*. Smithsonian Institution Press. 592 p.

Madden, R. H., Guerrero, J., Kay, R. F., Flynn, J. J., Swisher, C. C., & Walton, A. H. (1997). The Laventan age and stage. En R. F. Kay, R. H. Madden, R. L. Cifelli, & J. J. Flynn. *Vertebrate paleontology in the neotropics. The Miocene fauna of La Venta, Colombia*, 499-519. Smithsonian Institution Press.

Suarez, C. (2019). Estudios taxonómicos y paleobiológicos sobre los Metatheria (Mammalia) del Mioceno medio de La Venta, Colombia. La Plata, Argentina: Tesis doctoral, Universidad Nacional de La Plata.

Suárez, C., Moreno-Bernal, J. W., y Jimenez-Lara, K. (2017). Mioceno medio tardío: cuando sucedió la gran diversidad. En C. Jaramillo, & L. H. Oviedo, *Hace tiempo. Un viaje paleontológico ilustrado por Colombia*, 62-65. Instituto Alexander von Humboldt e Instituto Smithsonian de Investigaciones Tropicales.



VOLCÁN NEVADO DEL RUIZ

Un recorrido por su historia evolutiva y los eventos eruptivos que han modelado su zona de influencia

Edna Mileidy Pinzón Rodríguez¹, Manuel Eduardo Gómez Guerrero¹,
Marianela Vargas Anaya¹ y Marcela Gómez Pérez¹

¹Servicio Geológico Colombiano (SGC)

Colombia registra en su territorio un total de 27 volcanes alineados de sur a norte sobre el eje de la Cordillera Central, conjunto que corresponde a la Zona Norte del Cinturón Volcánico de los Andes según la caracterización de zonas volcánicas andinas definida por Gansser (1973). En esta zona se localiza el Complejo Volcánico Ruiz-Tolima, un grupo de ocho volcanes asociados entre sí genéticamente y enmarcados en un régimen tectónico activo por la convergencia de dos placas tectónicas en el margen continental suramericano. Entre ellos se encuentra el volcán Nevado del Ruiz, un rasgo geológico icónico, conocido como uno de los volcanes más activos de la región y el más septentrional de los Andes (Fig.1). Este volcán ha adquirido fama de ser peligroso a causa del carácter explosivo de sus erupciones entre las que se destaca la del 13 de noviembre de 1985, un evento recordado a nivel mundial por la generación de flujos de lodo volcánico (*lahares*) que arrasaron la población de Armero y que afectaron extensas zonas sobre las vertientes oriental, norte y occidental de la montaña, dejando una devastadora cifra de víctimas mortales, heridos y pérdidas materiales.

La región sobre la cual tienen incidencia directa los fenómenos volcánicos relacionados al Ruíz puede llegar a ser muy extensa. En el mencionado caso de Armero, ubicado a 90 km de distancia del centro eruptivo del volcán, los lahares alcanzaron regiones aún más allá de ese punto. Un sector en particular que permite apreciar en una distancia relativamente corta las manifestaciones de la actividad volcánica del Ruiz y evidenciar los distintos estadios de evolución geológica que han dado lugar a éste, es la vía que comunica a la población de Murillo (ubicada a 17 km del volcán hacia el oriente) con la parte alta del Nevado. Se trata de un recorrido de aproximadamente 30 km que rodea a este volcán por el flanco nororiental, sobre el que se encuentran miradores, afloramientos de roca, puntos de emanación de aguas termales conocidos como ´géiseres´, vestigios de diferentes flujos laháricos, geoformas volcánicas, entre otros, que corresponden a localidades con valor patrimonial de carácter geocientífico.



Figura 1. Volcán Nevado del Ruiz. Fotografía: Servicio Geológico Colombiano.

Pero ¿Por qué esta zona es tan relevante? Y ¿En qué se diferencia de otras regiones volcánicas del país y de la región andina?

El Complejo Volcánico del Ruiz comenzó a formarse hace 1,8 millones de años, cuando comienzan a aparecer las primeras manifestaciones volcánicas marcadas por emanaciones continuas de lava. De la acumulación progresiva de los materiales volcánicos producidos durante esa época se fueron formando varios conos volcánicos entre los que estaba el que se denominó “Ruiz antiguo” (Fig.2). Más adelante, hace 95.000 años, ocurrió una erupción explosiva tan fuerte que hizo colapsar todo el complejo y en su lugar quedó una enorme caldera; dentro de esta caldera hace 66.000 años volvieron a desarrollarse protuberancias por las que volvió a fluir material volcánico (Fig.3), una de ellas correspondiente al actual volcán Nevado del Ruiz, el cual ha venido evolucionando y presentando una constante actividad volcánica con episodios de erupciones explosivas, hasta convertirse hoy en día en un estratovolcán con una altitud de 5.321 m. En su cumbre actualmente se desarrolla un glaciar de



Figura 2. Ubicación del centro eruptivo del primer estadio de evolución del Ruiz (pre-Ruiz), parte alta de la cuenca del Río Gualí. Fotografía: Servicio Geológico Colombiano.

aproximadamente 8,37 km² de extensión, que ha venido retrocediendo a una tasa aproximada de 0,21 Km² por año, y cuya importancia radica en ser un elemento detonante para la generación de *lahares* por deshielo al momento de una erupción.



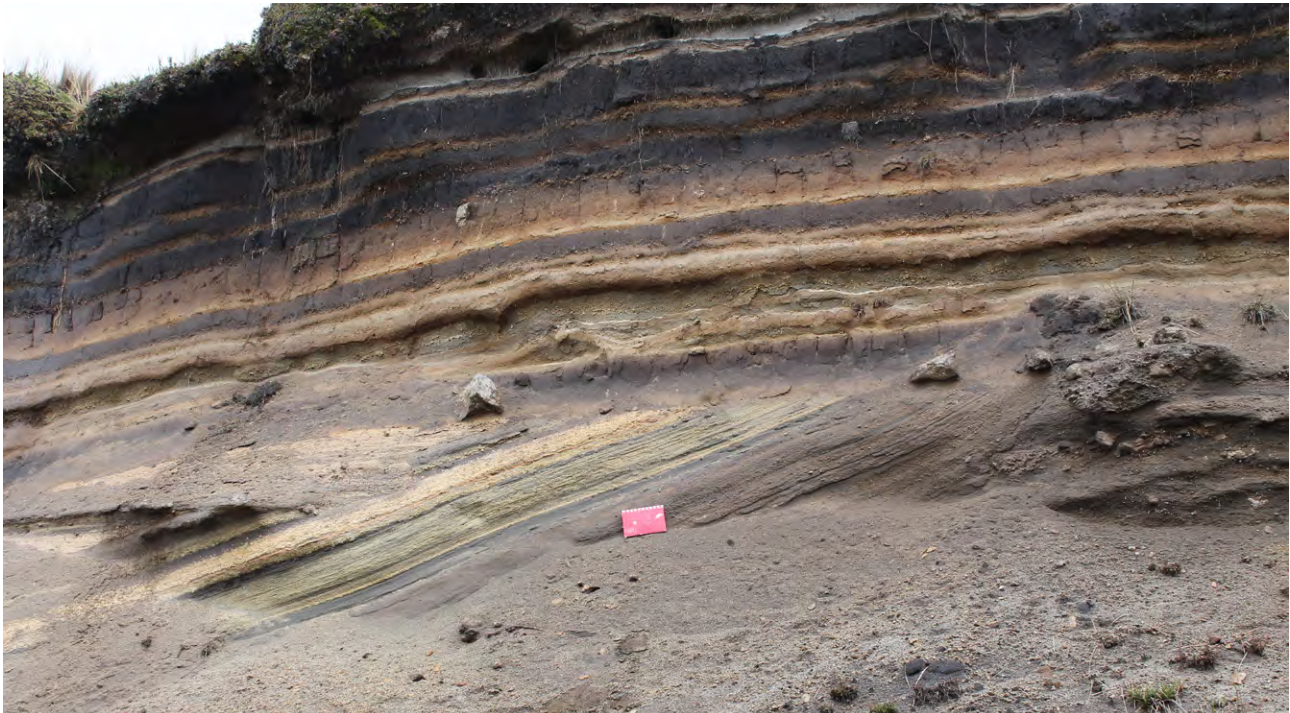
Figura 3. Unidades de depósitos correspondientes al segundo periodo eruptivo Ruiz, Vía Brisas-El Cisne, sector quebrada Nereidas. Fotografía: Servicio Geológico Colombiano.

El Ruiz se ha caracterizado por una intensa actividad volcánica, al punto de ser el volcán que mayor cantidad de gases de dióxido de carbono (CO₂) y dióxido de azufre (SO₂) emite a la atmósfera a nivel de Sudamérica, ocupando en el ranking mundial el quinto lugar que presenta esa dinámica, lo cual adquiere relevancia dentro del actual escenario de cambio climático. Otras evidencias de su actividad más reciente corresponden a registros de sismicidad cercana a la superficie y la abundante presencia de aguas termales en sectores aledaños. Esta última en particular, ha derivado en la creación de diferentes balnearios que incentivan una actividad turística en la región.

Entre los eventos eruptivos que han tenido lugar en esta fase, tres han quedado documentados por relatos históricos humanos, éstos son: el del 12 de marzo de 1595, el del 19 de febrero de 1845 y el más conocido, el del 13 de noviembre de 1985 (Figs.4 y 5). Este último evento es el que mejor se encuentra documentado y consistió en una serie de erupciones de grandes cantidades de piroclastos y gases que, en ocurrencia simultánea con lluvias torrenciales, causaron el deshielo de casi el 10% de la masa glaciar que recubría el cráter, lo que produjo enormes flujos de lodo volcánico de altas densidades que descendieron principalmente por las vertientes orientales del cono (cauces de los ríos Azufrado y Lagunillas), removiendo y arrastrando a su paso todo tipo de escombros. Estos flujos confluyeron en un mismo punto a 23 km de donde se ubicaba la población de Armero. Se estima que el flujo llegó a alcanzar los 40 m de altura en ese punto y para cuando arribó a Armero, este avanzaba a una velocidad promedio de 40 km/hora, ocasionando la destrucción de la población, y solo se detuvo al desbordarse de los cauces decenas de kilómetros más adelante. El área cubierta por los sedimentos fue de 3.387 hectáreas (33,87 km²) y se calcula que el volumen total del material transportado ronda los 80 millones de metros cúbicos (Fig.6). El segundo municipio de mayor afectación después

ASGMI. SITIOS DE INTERÉS GEOLÓGICO DE IBEROAMÉRICA

de Armero fue Chinchiná. Contando todas las áreas de afectación, este desastre natural dejó una cifra aproximada de 25.000 víctimas mortales, 5.000 heridos, cientos de familias sobrevivientes sin hogar y pérdidas materiales enormes. Este hecho sin precedentes locales fue catalogado como el segundo desastre de origen volcánico más grande ocurrido en el siglo XX, superado solo por la erupción del Monte Pelée en 1902, y el cuarto evento volcánico más mortífero desde el año 1500.



Fotografía 4. Depósitos de caídas piroclásticas de los volcanes Cerro Bravo y El Ruiz, vía Manizales-Murillo. Estos depósitos fueron generados durante el segundo periodo eruptivo del Ruiz. Fotografía: Servicio Geológico Colombiano.



Fotografía 5. Productos eruptivos del Ruiz de los últimos 500 años, vía Murillo, sector la Cabaña; lavas, depósitos del lahar de 1985, depósitos del lahar de 1845, depósitos de 1595 y depósitos de avalancha de escombros de 1995. Tomado de Martínez *et al.* (2014).

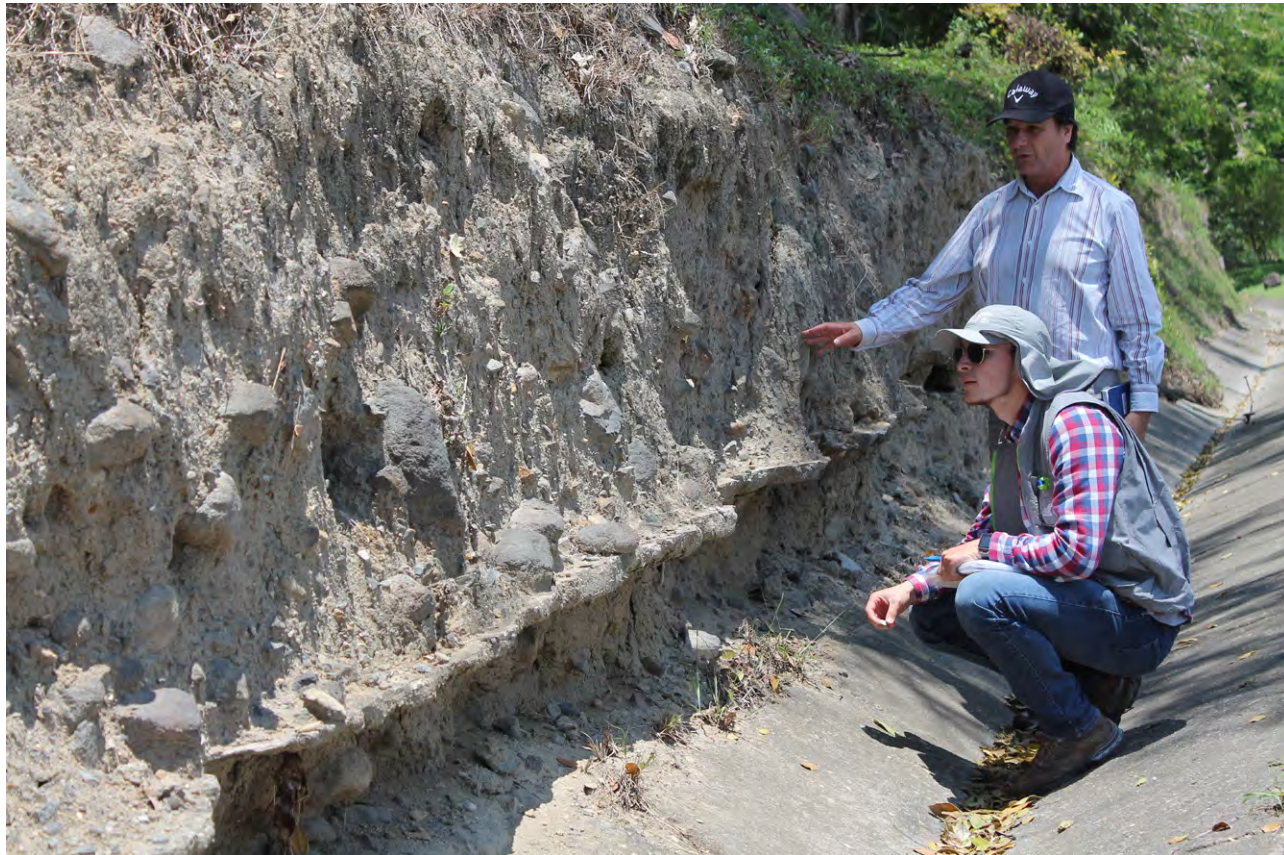


Figura 6. Vestigios dejados por el Lahar de 1985 en la parte alta de la cuenca del río Gualí. Fotografía: Servicio Geológico Colombiano.

Por la magnitud de lo sucedido, este hecho marcó un antes y un después en la forma de concebir y abordar los desastres naturales derivados de fenómenos volcánicos tanto para Colombia como para el mundo. En el caso colombiano, por ejemplo, fue imperativa la necesidad de formar y estructurar estrategias de gestión de riesgo, por lo cual se incentivó la creación del hoy denominado Sistema Nacional de Gestión del Riesgo de Desastres, así como la creación de los observatorios vulcanológicos de Colombia a cargo del Servicio Geológico Colombiano, cuya misión desde entonces, ha estado encaminada al monitoreo, investigación, evaluación y divulgación de conocimiento en relación con los volcanes activos en Colombia, convirtiéndose en un sistema pionero que incluso ha sido tomado como referente a nivel latinoamericano por países como Chile.

A nivel internacional también se encendieron las alertas sobre las devastadoras consecuencias a las que puede conducir un fenómeno natural, dejando como gran lección el imperativo de cumplir desde las geociencias una función social más allá de la ciencia *per se*, lo que impulsó a países como Estados Unidos y Japón, a generar y fortalecer dependencias y estrategias orientadas al estudio y la prevención del riesgo asociado a fenómenos naturales. Ejemplo de esto es la constitución del *Volcano Disaster Assistance Program* (VDAP) perteneciente al Servicio Geológico de los Estados Unidos (USGS por sus siglas en inglés), que surgió con el fin de generar un grupo de asistencia científica inmediata durante crisis volcánicas en países en vías de desarrollo.

Hoy en día el Ruiz es uno de los volcanes más monitoreados, si no el más estudiado de la región y se considera como un referente internacional, marcando un hito para el ejercicio científico y su divulgación desde la rama de la vulcanología y la gestión de riesgos naturales asociados a volcanes. Además, su alta producción de gases es una de las dinámicas que más llama la atención actual de



Fotografía 7. Afloramiento del *lahar* de 1985, con registro de elementos del Holoceno, en la intersección de la carretera Ibagué-Mariquita y Cambao-Bogotá. Fotografía: Servicio Geológico Colombiano.

investigadores y especialistas, no sólo por evidenciar un comportamiento inusual que suscita establecer su causa, sino que además ubica al volcán como un caso con potencial estratégico para el desarrollo de investigaciones que permitan medir y comparar fuentes naturales de emisión de gases de efecto invernadero con las que son de origen antrópico, y de esta forma poder establecer medidas de mitigación frente al calentamiento global.

Teniendo en cuenta lo anterior, la vía Murillo-Ruiz constituye un recorrido estratégico para dar a conocer este patrimonio de valor científico, histórico y cultural para Colombia (Fig.7). Quien lo recorra puede llevarse una idea muy completa de las distintas características del edificio volcánico, así como de los periodos de evolución que lo formaron, además de tener una noción de la magnitud que pueden alcanzar los desastres naturales asociados a volcanes, todo esto en aras de fomentar la apropiación y reconocimiento del territorio bajo los pilares del geoturismo, la geoeducación y la geoconservación.

El volcán Nevado del Ruiz hace parte del Parque Nacional Natural de los Nevados y para acceder a él se sugiere revisar el estado de alerta en que está el volcán en la fecha que se desee visitar. Esta consulta se puede realizar a través del Portal virtual del Servicio Geológico Colombiano revisando los boletines semanales de reporte de actividad para cada volcán. También se recomienda revisar la página de Parques Nacionales Naturales en donde se pueden consultar las condiciones de visita e indicaciones para el correcto registro e ingreso a la zona de alta montaña y donde es posible descargar información de interés como mapas ecoturísticos, entre otros.

BIBLIOGRAFÍA

- Aiuppa, A., Fischer, T. P., Plank, T. & Bani, P. (2019). CO2 flux emissions from the Earth's most actively degassing volcanoes, 2005–2015. *Scientific Reports*, 9(1), 5442. <https://doi.org/10.1038/s41598-019-41901-y>
- Ceballos-Hernández, J.A., Martínez-Tabares, L.M., Valencia-Ramírez, L.G., Pulgarín-Alzate, B.A., Correa-Tamayo, A.M. & Narváez-Marulanda, B.L. (2020). Geological evolution of the Nevado del Ruiz Volcanic Complex. En: Gómez, J. & Pinilla-Pachon, A.O. (eds.), *The Geology of Colombia, Volume 4 Quaternary*. Servicio Geológico Colombiano, Publicaciones Geológicas Especiales 38, p. 267–296. Bogotá. <https://doi.org/10.32685/pub.esp.38.2019.07>
- Gansser, A. (1973). Facts and theories on the Andes: twenty-sixth William Smith Lecture. *Journal of the Geological Society*, 129(2), 93-131.
- Instituto de Hidrología, Meteorología y Estudios Ambientales [IDEAM], (20 junio de 2021). *Volcán Nevado del Ruiz*. Recuperado de <http://www.ideam.gov.co/web/ecosistemas/volcan-nevado-ruiz>
- Martínez, L., Valencia, R., Ceballos, J., Narváez, M., Pulgarín, B., Correa, A., ... & Pardo, N. (2014). Geología y estratigrafía del complejo volcánico Nevado del Ruiz. Informe final, Bogotá-Manizales-Popayán. Servicio Geológico Colombiano, 94-381.
- Mojica, J., Colmenares, F., Villarroel, C., Macía, C. & Moreno, M. (1985). Características del flujo de lodo ocurrido el 13 de noviembre de 1985 en el valle de Armero (Tolima, Colombia): Historia y comentarios de los flujos de 1595 y 1845. *Geología Colombiana*, 14, 107-140.
- Monsalve B., M. L., Cortés J., G. P., Martínez T., L. M. (2019). Guía de excursión de campo. II Taller Regional para Geoparques Mundiales de la Unesco en América Latina y el Caribe 2019 al área del Geoparque Volcán del Ruiz, aspirante Unesco. Bogotá: Servicio Geológico Colombiano. <https://libros.sgc.gov.co/index.php/editorial/catalog/book/27>
- Parques Nacionales Naturales de Colombia (18 de junio de 2021). *Parque Nacional Natural los Nevados*. Recuperado de <https://www.parquesnacionales.gov.co/portal/es/ecoturismo/region-andina/parque-nacional-natural-los-nevados/>
- Pierson, T. C., Janda, R. J., Thouret, J. C. & Borrero, C. A. (1990). Perturbation and melting of snow and ice by the 13 November 1985 eruption of Nevado del Ruiz, Colombia, and consequent mobilization, flow and deposition of lahars. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 41(1-4), 17-66.
- Servicio Geológico Colombiano. (n.d.). Generalidades Volcán Nevado del Ruiz. Portal Servicio Geológico Colombiano. Recuperado el 18 de junio de 2021 de <https://www2.sgc.gov.co/sgc/volcanes/VolcanNevadoRuiz/Paginas/generalidades-volcan-nevado-ruiz.aspx>
- Servicio Geológico Colombiano (18 junio de 2021). *Observatorio Vulcanológico y Sismológico de Manizales*. Recuperado de <https://www2.sgc.gov.co/ProgramasDeInvestigacion/geoamenazas/Paginas/OVS-Manizales.aspx>
- Servicio Geológico Colombiano [SGC]. (2018). Proyecto Geoparque Volcánico el Ruiz, Plan de Manejo, componente geológico. Grupo Museo Geológico e Investigaciones Asociadas, Servicio Geológico Colombiano. Bogotá, 107 p.
- Servicio Geológico Colombiano [SGC]. (2020). Síntesis Patrimonio Geológico para capítulo B, dossier de aplicación de la iniciativa del Geoparque Volcán del Ruiz. Observatorio Vulcanológico y Sismológico de Manizales, Servicio Geológico Colombiano. Manizales. 69 p.
- Tavera Escobar, M. A., Estrada Sierra, N., Errázuriz Henao, C. y Hermelin, M. (2017). Georutas o itinerarios geológicos: un modelo de geoturismo en el Complejo Volcánico Glaciar Ruiz-Tolima, Cordillera Central de Colombia. *Cuadernos de Geografía: Revista Colombiana de Geografía*, 26(2), 219–240. <https://doi.org/10.15446/rcdg.v26n2.59277>

COSTA RICA



Mapa: modificado de Eric Gaba.

- 1- Macizo Chirripó
- 2- Los Crestones
- 3- Península de Santa Elena

Los Crestones. Fotografía: Sofía Huapaya.





MACIZO DEL CHIRRIPÓ

Geoforma de erosión glacial en el trópico actual

Ana Sofía Huapaya¹, Martín Rojas¹, Evelyn Rodríguez¹

¹Dirección de Geología y Minas (DGM)

El macizo del Chirripó comprende las montañas con mayor elevación en Costa Rica y se localiza en la parte central de la Cordillera de Talamanca, la que se ubica en el centro y al sureste del país. Políticamente, este macizo se sitúa en la zona limítrofe entre los cantones de Pérez Zeledón (provincia San José), Turrialba (provincia Cartago), Limón y Talamanca (provincia Limón). Además, se encuentra dentro del Parque Nacional Chirripó que a su vez forma parte del Área de Conservación La Amistad-Pacífico.

El Parque Nacional Chirripó (PNCH) fue creado por el gobierno de Costa Rica mediante la Ley N°5773 del 19 de agosto de 1975 y por el Decreto Ejecutivo N°13496 del 31 de marzo de 1982 y en el 2017 se presentó ante la UNESCO la candidatura a Geoparque Global UNESCO..

La cúspide está ubicada por encima de los 3.620 m de altitud y tiene una superficie total de 50.340 hectáreas (Fig. 1). Es accesible para visitantes dentro del PNCH se recorren diferentes senderos, algunos datan de los caminos indígenas, Bribris, Cabécares y Borucas, que tenían una red de comunicación entre la vertiente del Pacífico y la vertiente del Caribe. A la llegada de los españoles se abren varios caminos o picadas, la primera fue la Picada de Paso de Nivel en el año 1905 y finalmente se estableció en 1965 una carretera abierta a través del municipio de San Isidro del cantón de Pérez Zeledón, que actualmente es la ruta principal para ingresar a los sitios interiores del parque nacional. Por lo tanto, el senderismo es la actividad principal que se realiza en el lugar, en un terreno de alta demanda física y mental, debido a las características topográficas, climáticas y de distancia que debe enfrentar el viajero. La entrada principal del parque nacional está en la localidad de San Gerardo de Rivas, desde ahí hasta el albergue llamado Base Los Crestones hay una distancia de 14,5 km y el recorrido se hace mediante caminata que puede tomar entre seis a ocho horas a un paso sostenido.

El clima corresponde a un clima tropical húmedo dominado por los vientos alisios que provienen del noreste. Este junto a la migración latitudinal de la Zona de Convergencia Intertropical, los frentes fríos y los ciclones tropicales, lo que producen dos máximos de precipitación, uno en mayo y otro en

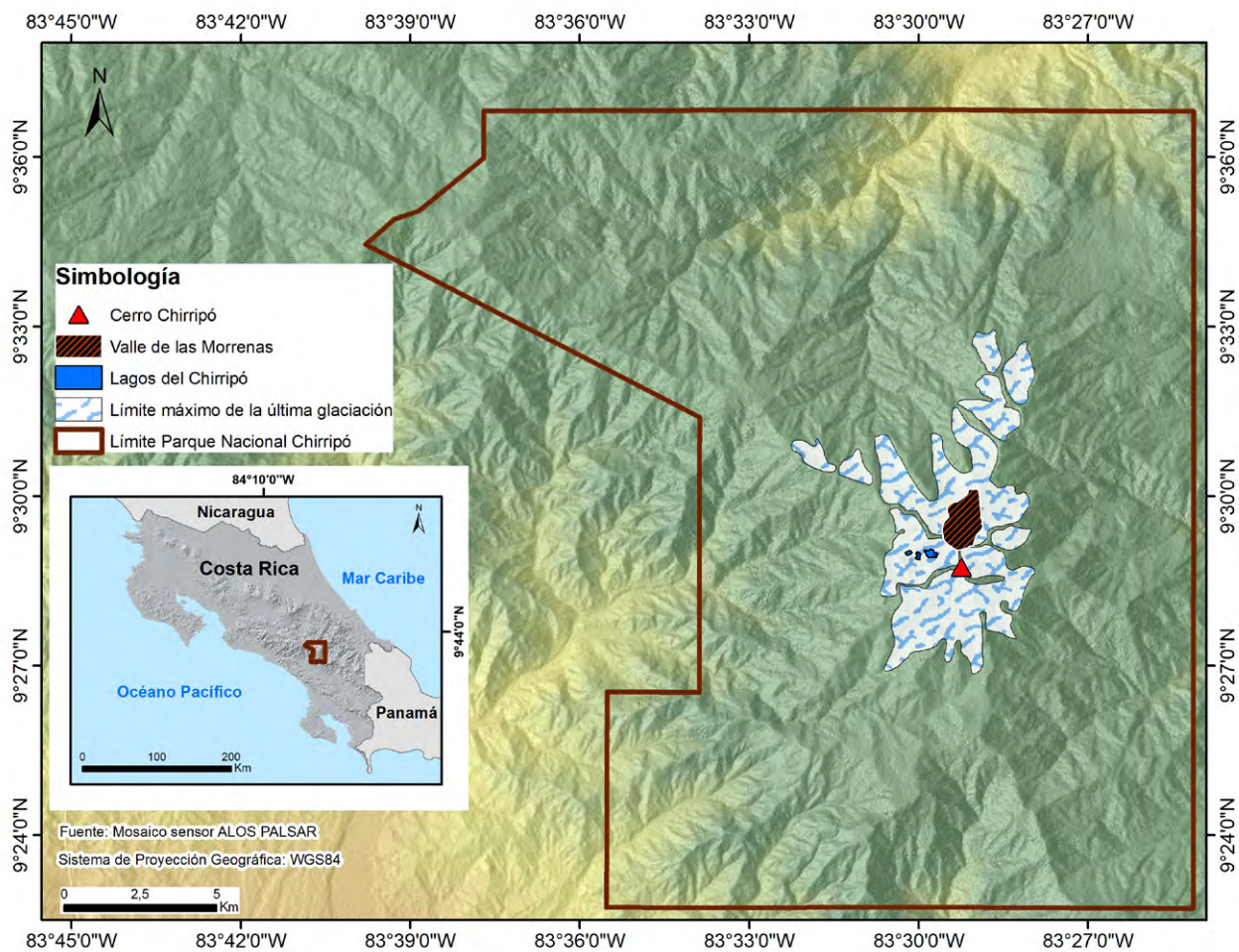


Figura 1. Ubicación del Cerro Chirripó, Valle de las Morrenas, Lago Chirripó y de los Crestones dentro del Parque Nacional Chirripó.

octubre (sobrepasa los 150 mm mensuales), que son interrumpidos por un mínimo relativo entre julio y agosto conocido como la Sequía de Medios de Verano. La estación seca se establece desde diciembre hasta abril con una temperatura media de 9,7°C.

El páramo del Chirripó ha sido considerado como sitio de importancia y representatividad de las unidades bióticas y del endemismo asociado con este ecosistema. La vegetación se compone principalmente de bosques de tierras altas y vegetación de páramo. El área de vida más destacada y considerado el más grande del país, es el páramo pluvial subalpino constituido de bosques premontanos (hasta 1.200 m s.n.m. en el sector de la vertiente del Pacífico y 1.500 m en el Caribe), y bosques montanos o de robles (1.500–3.300 m en la vertiente del Pacífico y 1.200–3.300 m en la vertiente del Caribe), con la existencia de helechos arborecentes, musgos, bromelias, palmas y orquídeas distribuidas en diferentes estratos del bosque. En el parque habitan especies endémicas de fauna como lo son el Jaguar (*Panthera onca*) y el Puma (*Felis concolor*). Otros animales que habitan el lugar son saínos,

pumas, conejos, coyotes, sapos, dantas, ardillas, ranas, jilgueros, colibríes, mosquitos, trepadores, reinitas escarcheras, quetzales y diversidad de insectos, reptiles y anfibios de pequeño tamaño. No hay peces en estos lagos de gran altitud.

Geomorfológicamente el macizo del Chirripó es la evidencia directa de un pasado más gélido en el trópico, donde la mayor parte del área estuvo cubierta por hielo, así lo demuestran estrías paralelas y sub-paralelas marcadas en las superficies de las rocas que se formaron por acción del movimiento del hielo y que se encuentran en la base del macizo. Igualmente se observan monolitos que fueron transportados por el hielo glaciario, cientos hasta decenas de cientos de metros (Fig.2). Por esta razón este lugar ha sido y es tema de investigación para determinar la dinámica glacial que sucedió sobre los 3.000 m y durante el último periodo glacial máximo de la historia conocida como la glaciación de Wisconsin correlacionable con los periodos Wurm II y III.

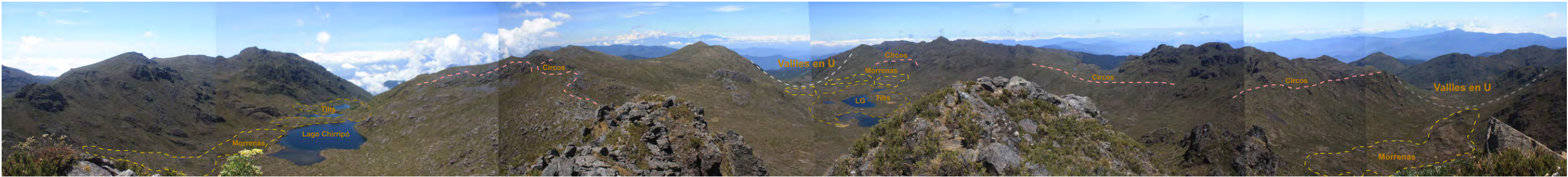


Figura 2. Evidencias actuales que atestiguan el movimiento de la masa del hielo glaciario: a) estrías y acanaladuras paralelas y subparalelas indicando la dirección del movimiento del hielo, b) Presencia de monolitos del stock del Chirripó que fueron arrastrados por la masa de hielo y estrías indicando el movimiento del glaciario, c) Efecto de la acción mecánica de las masas de hielo glaciario. Fotografía: S. Huapaya y M. Rojas.

Se reconocen cuatro generaciones de procesos geológicos y climáticos en esta región y que dieron lugar a la modelación morfológica actual; la primera corresponde a la época pre-glacial (levantamiento del arco volcánico) en el cual se formaron las divisorias y las direcciones de los valles. La segunda es en la época glacial, es la más importante, donde los glaciares formaron circos, cuernos o *horns*, aristas o *arête*, *nunataks*, valles en U, valles en V, lagos glaciales, morrenas y rocas aborregadas (Fig.3). La tercera generación sucedió inmediatamente después de la época glacial y estuvo influenciada por procesos solifluidales donde se formaron pequeñas terrazas escalonadas, así como derrubios formando glaciares rocosos. La cuarta generación es la de hoy, con procesos relacionados al clima reciente

Las geoformas glaciales más destacadas en el macizo del Chirripó son: el Cerro Chirripó (cuerno o *horn*), el Valle de las Morrenas y el Lago Chirripó (Fig.1).

Figura 3. Ilustración mostrando desde la cumbre del cerro Chirripó el modelado glaciario y/o formas erosivas que se dieron durante la última glaciación tales como a) circos, b) lagos, c) morrenas. Figura: modificada por M. Rojas.



CERRO CHIRRIPO (CUERNO O HORNS)

El Cerro Chirripó que en lengua cabécar significa “tierra de las aguas eternas”, considerado por muchos visitantes como un lugar lleno de misticismo, se ubica casi en el centro del PNCH y representa el principal atractivo de este. Comprende una superficie de 869 m² y representa el cerro más alto del territorio nacional cuya cima está a los 3.821 m s.n.m. y es considerada como una de las montañas más altas de América Central. En términos de prominencia topográfica representa el cerro n°38 y uno de los 1500 cerros más altos del mundo.

Desde su punto más alto y en todas las direcciones, es el único lugar del territorio costarricense donde se pueden observar paisajes que en ninguna otra parte del país es posible ver. Si el clima lo permite, desde su cumbre se puede observar el océano Pacífico al suroeste y el mar Caribe al noreste, así como gran parte del territorio de Costa Rica y territorio panameño. Desde su cima también se puede observar altiplanos, montañas escarpadas y de moderada pendiente, lagos glaciares, bosques de páramos y una idea general de la geomorfología y geología del área (Fig. 4).



Figura 4. a) Cima del Cerro Chirripó (3820), con vista hacia los circos, valles y lagos glaciares así como el paisaje general hacia la vertiente atlántica. Fotografía: SINAC-ACLA-P.



Figura 5. Fotografía mostrando el tipo de roca aflorante en la cima del Cerro Chirripó, constituido por una roca intrusiva denominada petrográfica y geoquímicamente como leucogabro cuarzoso. Fotografía: Martín Rojas.

Las rocas componentes son de origen ígneo producto del magmatismo y orogenia de la cordillera de Talamanca. Se trata de un *stock* o estructura geológica masiva de material magmático cuyo afloramiento en la superficie terrestre abarca extensiones mayores a 10 km² y menores a 100 km². Está compuesto de leucogabros cuarzosos, andesitas y basaltos con alteración potásica (varias generaciones de diques volcánicos post intrusivo) y mega-xenolitos de una unidad volcánica más antigua dentro de la misma unidad intrusiva (Fig. 5).

Las lavas contienen minerales principalmente plagioclasa, ortosa, cuarzo, clinopi-

roxeno, olivinos y por lo general abundantes cúmulos de anfíboles que podrían estar relacionado a procesos de fraccionamiento magmático por mezcla de magmas huéspedes. Las rocas plutónicas e hipoabisales del macizo del Chirripó, de acuerdo al método radiométrico ⁴⁰Ar/³⁹Ar datan entre 10,1 y 7,8 Ma (Mioceno Medio hasta Mioceno Inferior) y las rocas volcánicas (lavas y brechas) aún se mantienen con edades no determinadas isotópicamente. Otras dataciones con el método K/Ar indican edades de 7,81 ± 0,31 Ma, lo que podría sugerir en ambos casos que se trata de un intrusivo más joven.

El Cerro Chirripó es uno de los seis *stocks* que conforman la cordillera de Talamanca, rasgo geológico regional que mayor atención ha despertado en la comunidad científica desde el siglo XIX, otorgándole así un valor dominante de interés científico con énfasis en la petrología del macizo. En este contexto el cerro representa en la región el estratotipo, el más alto y mejor expuesto de los cuerpos que intruyen las rocas de la corteza y que se dieron posterior al intrusivo principal, evidenciando las diferentes fases magmáticas que se dieron durante la formación de la cordillera de Talamanca.

El valor científico con interés geomorfológico que destaca al Cerro Chirripó radica en ser testimonio, en América Central, de procesos activos antes, durante y después de la actividad glacial del Pleistoceno. Es la evidencia de la erosión glacial (deglaciación ~ 22.000 años), exhibiendo la forma de un cuerno o *horn*, pico angular y afilado que se formó por la erosión causada durante el movimiento del hielo en diferentes direcciones. Se sugiere que este cuerno no estuvo completamente cubierto por hielo ya que presenta fuertes pendientes a cada lado (Fig. 6).

El interés social radica en la historia y el legado cultural que lo acompaña. El Chirripó fue considerado como una montaña sagrada por los aborígenes precolombinos, aunque se cree que sólo a los chamanes y a los líderes tribales se les permitía llegar a la cumbre. Además, fue considerado como un lugar de castigo y sacrificio.

Para llegar al lugar se debe realizar desde el refugio base Crestones (3.400 m), una caminata de 6 km aproximadamente en un tiempo promedio de 1,5 horas. Durante la travesía se puede observar cinco diferentes ecosistemas caracterizados en gran medida por la altitud, como el bosque húmedo tropical de tierras bajas, bosque tropical húmedo premontano, bosque húmedo montano bajo, bosque húmedo montano y bosque húmedo subalpino, mejor conocido como páramo. Hacia la cima del Chirripó se tiene la oportunidad de ver de cerca el ecosistema de epífitas.

También figura la diversidad de vida silvestre animal como lo son, aves exóticas como el quetzal, el jilguero y la lechuza serranera y diferentes tipos de felinos. Una babosa azul y un caracol de género aún desconocido son los protagonistas en estos lugares, el descubrimiento de estos gasterópodos en el Cerro Chirripó tiene también enorme importancia a nivel científico, dado que son especies únicas en el mundo que reflejan la riqueza del ecosistema del páramo.



Figura 6. Vista del cerro Chirripó donde se observa un cuerno o “horn”, pico angular y afilado que se formó por la erosión causada durante el movimiento del hielo en diferentes direcciones. Fotografía: M. Rojas.

VALLE DE LAS MORRENAS

El Valle de las Morrenas es un valle en “U”, se encuentra a los 3.520 m, mide aproximadamente 4,6 km de largo y tiene una superficie de 1,6 km². Se ubica al noroeste del Cerro Chirripó, flanqueado al este por los picos igualmente prominentes del cerro Truncado (3.730 m) y el cerro Laguna (300 m) y al oeste por una larga cresta que conduce al cerro Urán (3.664 m).



Figura 7. Panorama del valle de las morrenas con sus lagos prístinos de origen glaciar. Fotografía: SINAC-ACLA-P.



Figura 8. Ejemplo de los depósitos de sedimentos glaciares (till) que conforman las morrenas de los valles glaciares. Fotografía: M. Rojas.

Es una secuencia de morrenas o colinas alargadas (frontales y laterales) y depósitos de *till*, así como de lagos glaciares formados en este extenso depósito de sedimentos. Comprende cuatro grandes lagos y seis lagos de menor tamaño. El lago principal es el lago Morrenas, con un área aproximada de 2,3 Ha y una profundidad máxima de 6 m. Es precisamente en estos lagos donde nacen las aguas del río Chirripó perteneciente a la vertiente atlántica de Costa Rica. La concentración de numerosos lagos en el Valle de las Morrenas no tiene su equivalencia en ningún país de la región comprendida entre América Central y Venezuela en América del Sur (Figs. 7 y 8).

Morfológicamente presenta una sección transversal de “U”, rasgo principal que permite diferenciar los canales por donde se emplazaron las lenguas glaciares, y que también es disectado por valles en forma de “V” producto de la actividad fluvial del Holoceno (Fig. 9).

De acuerdo a dataciones realizadas en sedimentos lacustres, utilizando el método cosmogénico ³⁶Cl y radiocarbono ¹⁴C, se sugiere que el macizo de Chirripó experimentó un importante avance glacial durante el Último Máximo Glacial con varias fases de retirada y estancamiento. Los sedimentos glaciales de las morrenas laterales distales muestran un patrón de receso de hielo que comienza entre los 18,3 ± 0,5 Ka y 16,9 ± 0,5 Ka (método ¹⁰Be) y tienden a rejuvenecer hacia la cabecera cerca de la cumbre del macizo del Chirripó. Las dataciones de polen y carbón vegetal, mediante el método ¹⁴C arrojaron una edad de 10.400 años para estos depósitos, que señalan un cambio climático y el fin de la última glaciación. Otros estudios determinan diferentes grupos de morrenas que marcan distintos episodios glaciares durante la última fase glacial. De acuerdo a dataciones radiocarbono ¹⁴C hechos en sedimentos lacustres, el glaciar más reciente del valle retrocedió rápidamente cerca del final de la cronozona Dryas Reciente o Joven Dryas hace unos 9.600 a 9.700 años. Otras morrenas marcan episodios glaciares más antiguos con retrocesos que se dieron desde hace 12.900 hasta 11.600 años, datados también con el método ¹⁴C.

Las morrenas se encuentran en forma de crestas lineales o ligeramente curvadas y normalmente perpendiculares a lo largo de las márgenes del valle. Forman extensas superficies de rocas pulimentada con estrías y acanaladuras producidas por el desplazamiento de masas de hielo sobre ellas, y depósitos laterales y frontales con megalitos angulosos de caras planas pulidas. La modelación glacial permite observar formas erosionables típicas como estrías, surcos lineales, protuberancias rocosas o pequeñas colinas rocosas alargadas, con una cara alisada por la abrasión glacial.

El Valle de las Morrenas representa un lugar de interés geológico con un valor didáctico ya que es fundamental para reconstruir los momentos de glaciación y desglaciación de la cordillera de Talamanca. Por otro lado, su valor turístico radica en su ubicación, ya que brinda vistas impresionantes de los lagos prístinos con formas de patnóster, es decir una serie de lagos glaciares conectados entre sí por un sistema de cauces.

Este lugar excepcional desde un punto de vista paisajístico junto con el valle de Los Conejos ubicado a 2,8 km al sur, fueron de los primeros destinos turísticos dentro de lo que ahora es el PNCH. Fue el lugar donde el Municipio de Pérez Zeledón habitó el primer camino hacia el Parque, en la década de los sesenta y se construyó los primeros refugios para visitantes, lo anterior representó que el valle se convirtiera inicialmente en un lugar visitados por nacionales. Actualmente es concurrido por turistas nacionales e internacionales.



Figura 9. Ilustración de la sección transversal del valle en “U”, un rasgo principal del valle glaciar, el cual está constituido de lagos, circos, morrenas y sedimentos glaciales. Fotografía: M. Rojas.

LAGO CHIRRIPO

Este lago se sitúa en el llamado Valle de Los Lagos, aproximadamente 1 km al suroeste del Cerro Chirripó y situado en la depresión glacial o circo glacial más alto de Costa Rica y de América Central, sobre una elevación de 3.545 m.

El Lago Chirripó conocido también como Laguna Grande de Chirripó, Lago San Juan y Pececito es producto de la erosión y la deposición glacial en el páramo del Chirripó, que posiblemente se dio después de la retirada de los glaciares. Forma parte de un conjunto de lagos prístinos, siendo este el de mayor tamaño y profundidad, de 74 km² de área y 22 metros de profundidad, destacándolo como el segundo más profundo en Costa Rica. El desagüe de estos lagos forman el río Chirripó Pacífico conocido también como río Diquís (del boruca Dí Crí que significa “agua grande”), afluente del río grande de Térraba y el cual representa el río más grande de Costa Rica. La temperatura del agua alcanza un promedio de 14°C en el Lago Chirripó y 14,2°C en todos los otros lagos (Figs.10 y 11).



Figura 10. a) Lago San Juan, representa el lago de mayor dimensión en los valles glaciares del Parque Nacional Chirripó. b) Vista desde otro ángulo de los lagos San Juan, Chirripó II o Damas y Chirripó III. Fotografía: Sofía Huapaya.



Figura 11. Vista cercana al Lago, mostrando el espejo de agua cuya temperatura promedio es de 14°C. Los sedimentos que conforman este lago son motivo de interés para estudios paleoambientales. Fotografía: SINAC-ACLA-P.

Colinda con otros lagos vecinos también de dimensiones mayores los cuales se conectan por arroyos durante la temporada de lluvias y están aislados detrás de las morrenas rocosas durante la estación seca, tales como el Chirripó II también llamado Lago Las Damas en honor a las dos primeras mujeres que escalaron el Chirripó en el año de 1960. El Lago Las Damas también importante por su tamaño, ocupa la base de un lecho rocoso detrás de una grada rocosa glacial, con dimensiones de 18,3 km² de área y 4 m de profundidad. El lago Chirripó III de 18,3 km² de superficie y ubicado sobre una elevación 3.475 m, es el que se sitúa a menor altura y tiene también una menor profundidad. En el valle se podrá observar otros lagos de menores dimensiones, todos estos separados por depósitos y sedimentos glaciales.

Algunos de estos lagos se encuentran llenos de acumulaciones o sedimentos recientes. En los meses secos de diciembre, enero y febrero, estos sitios se ven como áreas lodosas, pero en los meses lluviosos son pozos con profundidad moderada. Justamente estos depósitos crean el valor científico y didáctico del geositio ya que conservan evidencia importante para reconstruir cambios en la vegetación, incendios y clima en estas tierras altas tropicales, como lo han demostrado varios estudios realizados por investigadores internacionales. Como ejemplo tenemos los estudios de contenido de carbón en los sedimentos, extraídos del fondo del lago que revelaron que los incendios forestales también se dieron en el Cerro Chirripó hace unos 4.000 años, estos causados posiblemente por fenómenos naturales. El valor didáctico radica hacia los conceptos de riesgo, peligro y amenaza geológica.

En cuanto a las especies de plantas acuáticas, musgos y algas presentes en este lago, y en los lagos vecinos destacamos algunas como: *Lachemilla mandoniana*, *Isoetes tryoniana*, *Valeriana longifolia*, *Racomitrium crispulum*, *Campylopus sp.*, *Isoetes tryoniana*, *Ranunculus peruvianus*, entre otras muchas. Animales terrestres que habitan el lugar son saínos, ardillas, pumas, jaguares, dantas, conejos, coyotes, sapos, ranas y gran variedad de aves como, jilgueros, colibríes, mosqueritos, trepadores, reinitas escarcheras y el quetzal de color verde metálico, reptiles y anfibios pequeños (Fig. 12).

Para llegar al lugar se utiliza la misma ruta utilizada para la travesía hacia el Cerro Chirripó. Desde la base de los Crestones se realiza una caminata moderada de aproximadamente 5,3 km aproximadamente en un tiempo promedio de una hora.



Figura 12. Fotografía mostrando una Danta (*Tapirus bairdii*), especie animal más grande de centroamérica, disfrutando de las aguas gélida de los lagos que conforman el Valle de los Lagos. Fotografía: SINAC-ACLA-P.

BIBLIOGRAFÍA

Alfaro A., Denyer P., Alvarado G., Gazel E. y Chamorro C. (2018). Estratigrafía y petrografía de las rocas ígneas en la Cordillera de Talamanca, Costa Rica. *Revista Geológica de América Central*, 58, 7-36.

Alvarado, G.E., Barquero R., Taylor W., Mora M., Peraldo G., Salazar G. y Aguilar T. (2009): Geología de la hoja San Isidro. *Revista Geológica de América Central*, 40, 111-122.

Alvarado, G.E y Gans, P.B. (2012). Síntesis geocronológica del magmatismo, metamorfismo y Metalogenia de Costa Rica, América Central. *Revista Geológica de América Central*, 46, 7-122.

Barquero, J. *et al.* (1983). Geomorfología del piso alpino del Chirripó en la Cordillera de Talamanca, Costa Rica. *Revista Geográfica de América Central*, 17-18, 293 al 299.

Bergoeing JP. (1977). Modelado Glaciar en la Cordillera de Talamanca, Costa Rica. Instituto Geográfico Nacional. Informe Semestral. Julio -diciembre, 33-44.

Bergoeing JP. (1978). La fotografía aérea y su aplicación a la geomorfología de Costa Rica, Ministerio de Obras Públicas y Transporte, Instituto Geográfico Nacional.

Bergoeing J.P. (2006). El Cuaternario en Costa Rica, Proposición Cronológica. *Rev. Reflexiones* 85 (1-2), 207-226, 1021-1209. Escuela de Geografía, Universidad de Costa Rica.

Bergoeing J.P. (2008). La transgresión Flandense. *Revista Geográfica*, 144 (Julio-Diciembre), 229-239. Pan American Institute of Geography and History, OEA.

Campos D. y Quesada A. (2017). Impacto de los eventos hidrometeorológicos en Costa Rica, periodo 2000-2015. *Revista Geo UERJ*, 30, 440-465. <https://doi.org/10.12957/geouerj.2017.26116>.

Corrales-Suastegui, A., Fuentes-Franco, R., & Pavia, E.G. (2020). The mid-summer drought over Mexico and Central America in the 21st century. *International Journal of Climatology*, 40(3), 1703-1715.

Cunningham M.T., Stark C., Kaplan M., Schaefer J. (2019). Glacial limitation of tropical mountain height. *Earth Surface Dynamics*, 7, 147-169. Copernicus Publications on behalf of the European Geosciences Union. <http://doi.org/10.5194/esurf-7-147-2019>.

Chaverri A. (2008). Historia Natural del Parque Nacional Chirripó -Costa Rica. Editorial INBio, EUNA, Centro Científico Tropical.

De Boer J.Z., Drummond M.S., Bordelon M.J., Defant M.J., Bellon H. & Maury R.C. (1995). Cenozoic magmatic phases of the Costa Rican island arc (Cordillera de Talamanca). En: Mann P. (Ed.): *Geologic and Tectonic development of the Caribbean plate boundary in southern Central American*. Geological Society of America, 295.

Dengo G. (1962). Tectonic-Igneous Sequence in Costa Rica. En: Engel, A. E. J., James HL. & Leonard BF. (eds), *Petrologic Studies: A Volume to Honor A. F. Budington*, 133- 161. Geological Society of America.

Drummond M.S., Bordelon M., de Boer J.Z., Defant M.J., Bellon H. & Feigenson M.D. (1995). Igneous petrogenesis and tectonic setting of plutonic and volcanic rocks of the Cordillera de Talamanca, Costa Rica-Panama, Central American Arc. *American Journal of Science*, 295, 875-919.

Esquivel G., Mosquera G., Sánchez R., Quesada A., Birkel C., Crespo P., Célleri R., Windhorst D., Breuer L. & Boll J. (2019). Moisture transport and seasonal variations in the stable isotopic composition of rainfall in Central American and Andean Páramo during El Niño conditions (2015-2016). *Hydrol Process Vol.* 33(13), 1802–1817. <https://doi.org/10.1002/hyp.13438>

Haberyan, K.A., & Horn, S.P. (1999). A 10,000 year diatom record from a glacial lake in Costa Rica. *Mountain Research and Development*, 19, 63-70.

Hidalgo P., Bush Ch., Guerrier A., Kirn R. y Farley L. (Inédito): Estudio Termo-Barométrico de las Lavas y Plutones del Cerro Chirripó. Fase II.

Horn S.P. (1990). Timing of deglaciation in the Cordillera de Talamanca, Costa Rica. *Climate Research*, 1, 81-83. <https://doi.org/10.3354/cr001081>

Horn, S.P. (1993). Postglacial vegetation and fire history of the Chirripó páramo of Costa Rica. *Quaternary Research*, 40, 107-116.

Horn, S., Orvis, K., y Haberyan, K. (2005). Limnología de las lagunas glaciales en el páramo del Chirripó, Costa Rica. En M. Kappelle, & S. Horn (Eds.), *Páramos de Costa Rica*, 161-181). Editorial Instituto Nacional de Biodiversidad.

Horn, S.P., & Kappelle, M. (2009). Fire in páramo ecosystems in Central and South America. En M.A, Cochrane (Ed.). *Tropical fire ecology: Climate change, land use and ecosystem dynamics*, 505-539). Springer-Praxis.

Lachniet M. & Seltzer G. (2002): Late Quaternary glaciation of Costa Rica. *Geological Society of America Bulletin*, 114 (5), 547–558.

Lachniet M., Seltzer G. y Solís L. (2005a). Geología, geomorfología y depósitos los páramos de Costa Rica. En: Kappelle M., Horn S. (Eds). *Páramos de Costa Rica*. Instituto Nacional de Biodiversidad (INBio). 767 p.

League, B.L., & Horn, S.P. (2000). A 10,000 year record of páramo fires in Costa Rica. *Journal of Tropical Ecology*, 16, 747-752.

Lane, C.S., Horn, S.P., Mora, C.I., Orvis, K.H., & Finkelstein, D.B. (2011). Sedimentary stable carbon isotope evidence of Late Quaternary vegetation and climate change in highland Costa Rica. *Journal of Paleolimnology*, 45, 323-338.

Lane, C.S., & Horn, S.P. (2013). Terrestrially-derived n-alkane δ D evidence of shifting Holocene paleohydrology in highland Costa Rica. *Arctic, Antarctic, and Alpine Research*, 45(3), 342-349.

Li Y., Tieche T., Horn S., Li Ya., Chen R., Orvis K. (2019). Mapping Glacial Landform on the Chirripó Massif, Costa Rica, Based on Google Earth, a Digital Elevation Model, and Field Observations. *Revista Geológica de América Central*, 60, 109-121.

Orvis, K. & Horn, S. (2000). Quaternary glaciers and climate on Cerro Chirripó, Costa Rica. *Quaternary Research* 54, 24-37.

Pelfini M. & Bollati I. (2014). Landforms and geomorphosites ongoing changes: Concepts and implications for geoheritage promotion. *Quaestiones Geographicae*, March.

Potter, R., Li, Y., Horn, S. & Orvis K. (2019). Cosmogenic CL-36 surface exposure dating of late Quaternary glacial events in the Cordillera de Talamanca, Costa Rica. *Quat Res*92(1), 216-231 <https://doi.org/10.1017/qua.2018.133>

Protti R. (1996). Evidencias de desglaciación en el valle del General (Costa Rica) durante el Pleistoceno Tardío. *Revista Geológica de América Central*, 19/20, 75-85.

Quesada Román A. (2016). Peligros geomorfológicos: inundaciones y procesos de ladera en la cuenca alta del río General, Pérez Zeledón, Costa Rica. Tesis para optar por el grado de maestro en geografía. Ciudad Universitaria.

Quesada A. & Pérez D. (2020): Tropical Paleoglacial Geoheritage Inventory for Geotourism Management of Chirripó National Park, Costa Rica. *Geoheritage*, 12:58

Quesada Roman A. (2022). Pasado, presente y futuro del clima en el Parque Nacional Chirripó, Costa Rica, Universidad de Costa Rica.

Ross, Y. y Capelli, L. (2014). Costa Rica Parques Nacionales. Fronteras naturales. Producciones del Río Nevado. 280 p.

SINAC. (2019). SINAC Informa; boletín quinta edición. Julio-agosto. Sistema Nacional de Áreas de Conservación.

Wu, J. (2018). Lake sediment records of Holocene paleoclimate and environmental change in Costa Rica: evidence from sediment geochemistry, charcoal and insect fauna. Ph.D. Dissertation. University of Georgia.



LOS CRESTONES

Evidencia de la continentalización de la corteza oceánica como evolución del istmo centroamericano

Ana Sofía Huapaya¹, Martín Rojas¹ y Evelyn Rodríguez¹

¹Dirección de Geología y Minas (DGM)

La cordillera de Talamanca se localiza al sur de Costa Rica, entre el valle central y el oeste de Panamá, ocupa aproximadamente un tercio del área del país y divide el territorio nacional en dos vertientes, el Caribe y el Pacífico. Tectónicamente se ubica en la zona de convergencia de la placa Cocos que subduce bajo la placa Caribe y la microplaca Panamá, en una disposición aproximadamente paralela a la fosa Mesoamericana, al igual que el arco volcánico centroamericano que se extiende desde Guatemala hasta la región central de Costa Rica. Se caracteriza por no presentar evidencias de vulcanismo en forma de estratovolcanes, lo anterior podría estar asociado a la subducción de una corteza oceánica (dorsal del Cocos) engrosada y relativamente seca que produce una reducción en el espesor de la cuña mantélica. La parte central de la cordillera encierra las montañas más altas de origen plutónico, volcánico y sedimentario con geomorfologías características de la tectónica de un margen convergente y de una corteza continental joven. Además, de una morfología diversa del terreno entre accidentes topográficos prominentes, irregulares, moderados y altiplanos como resultado de los procesos geológicos.

El origen de Los Crestones se relaciona con el vulcanismo que empieza en el Paleoceno-Eoceno (~66–33,9 Ma) con la formación de pequeñas islas volcánicas, actividad que se intensificó durante el Mioceno (23 Ma) formando el arco volcánico insular que actualmente se conoce como el arco volcánico Centroamericano. En el Mioceno Medio–Superior y Plioceno (5,3 Ma) ocurrió el levantamiento, orogenia, plutonismo y vulcanismo de la cordillera de Talamanca.

Litológicamente se correlaciona con la Unidad Lohmann y se trata de basaltos, andesita basálticas y andesitas que se encuentran asociados a rocas sedimentarias en una secuencia estratificada (Fig.2).

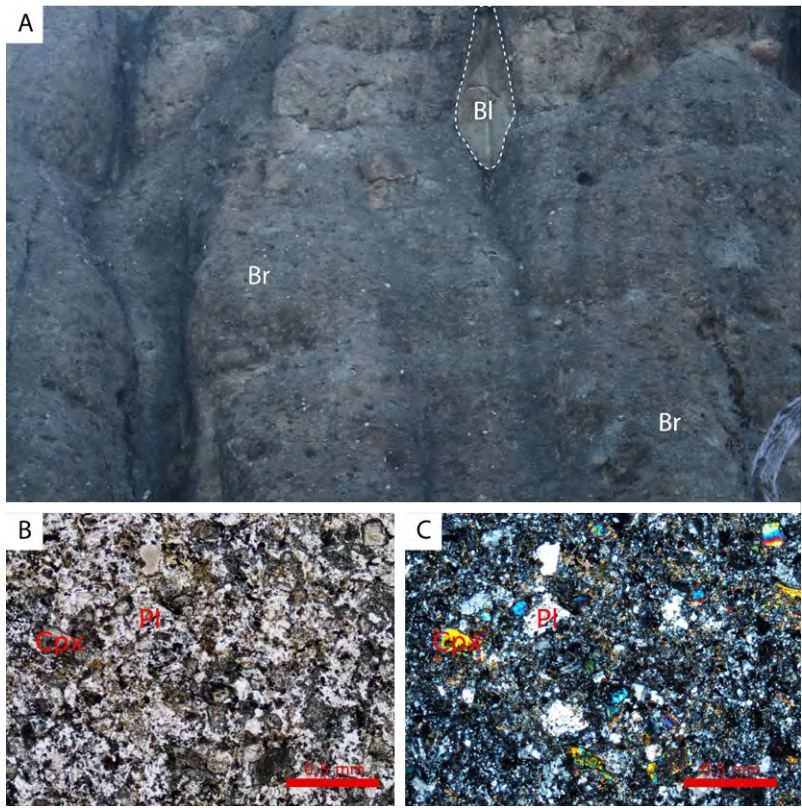


Figura 2. a) Imagen de la brecha volcánicoclástica observada en Los Crestones con bloques (BI) de roca inmersos en la matriz de la brecha (Br). b) Microfotografía a nicoles paralelos de la matriz de Los Crestones muestra remplazamiento por silicificación. c) Microfotografía a nicoles cruzados de la matriz de Los Crestones. Fotografías: Sofía Huapaya y Evelyn Rodríguez.

Una leyenda popular afirma que cerca de Los Crestones, las brújulas no funcionan por la existencia de un fuerte campo magnético; lo anterior se debe a que las rocas locales tienen un alto contenido de magnetita que causan que las brújulas apunten en otras direcciones.

El relieve está constituido por columnas o salientes conspicuos de roca semejando a crestas de gallos, como lo es la columna llamada la “Aguja” que tiene más de 30 metros de altura, producto de la erosión glaciaria (glaciación de Wisconsin como se conoce en América o Würm como se conoce en Europa Central, y cuyo climax se produjo hace unos 50.000 años), deslizamientos y lluvia.

Se supone que las columnas están separadas por grandes fracturas verticales resultantes de la liberación del esfuerzo (descompresión) cuando las rocas quedaron expuestas a la superficie, a raíz

Se ubica en el mayor sistema montañoso de Costa Rica y más prominente de América Central, dentro de la cordillera de Talamanca, a una altitud de 3.715 m y con una superficie de 26,2 km² (Fig.1).

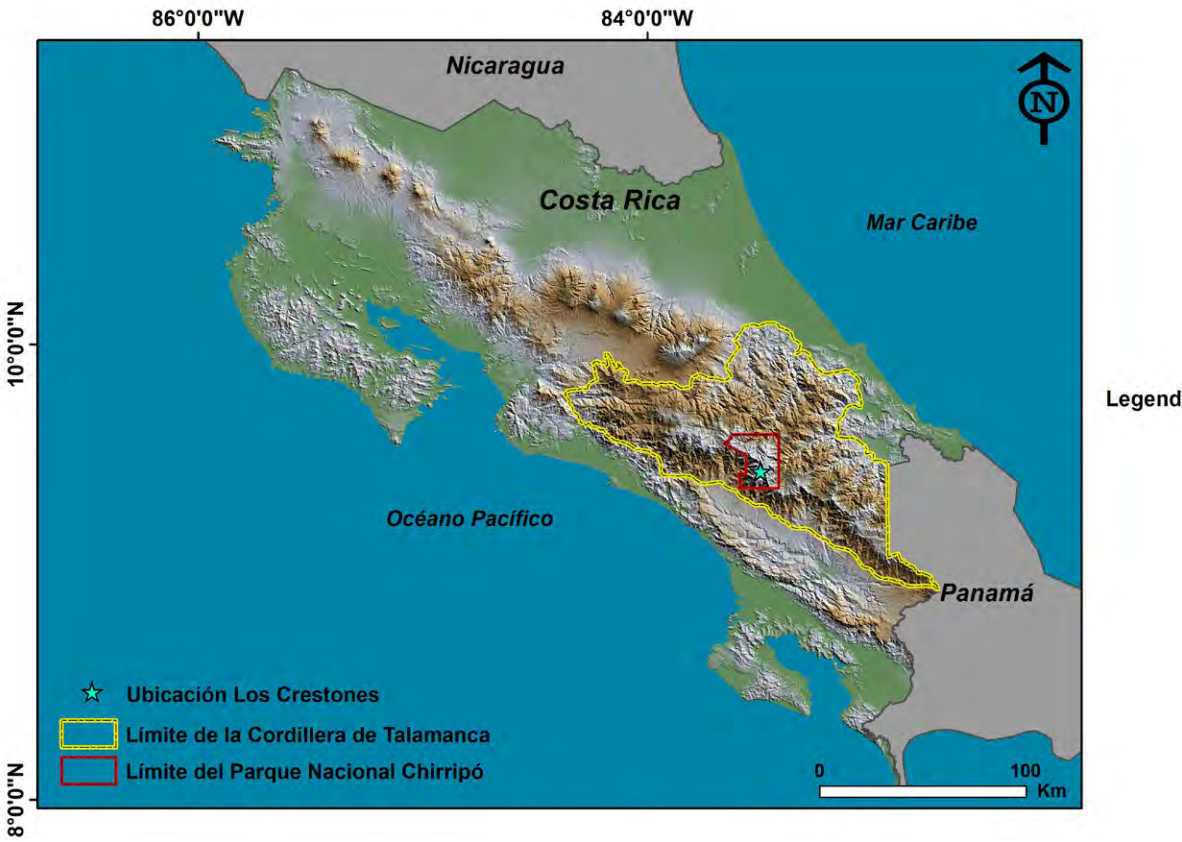


Figura 1. Ubicación de la Cordillera de Talamanca y límites del Parque Nacional Chirripó. Realización: M.Rojas.

del levantamiento de la cordillera de Talamanca a lo largo de millones de años. Además, este lugar es uno de los pocos casos en el mundo donde la acción hidrotermal intensiva fortalece las rocas en lugar de debilitarlas (Figs. 3 y 4).

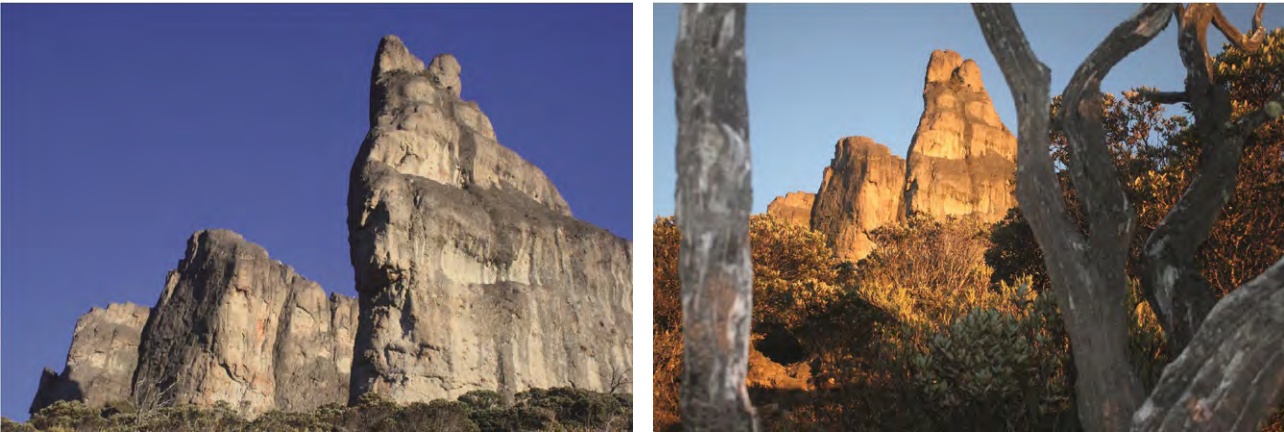


Figura 3. a) Ilustración mostrando a Los Crestones con formas de columnas salientes semejando a crestas de gallos. b) La imagen muestra el contraste de paisaje en colores y matices. Fotografías: Sofía Huapaya.



Figura 4. Vista de Los Crestones desde el cerro Terbi. Fotografía: Sofía Huapaya.

La importancia de este geosítio o lugar de interés geológico de relevancia nacional en Costa Rica radica en su valor científico excepcional de interés tectónico, petrográfico, mineralógico y estratigráfico siendo una localidad donde se evidencia la continentalización de la corteza oceánica como evolución del puente terrestre de América Central, probablemente como resultado de la subducción de la placa Cocos debajo de la placa Caribe y evidenciando características de una corteza continental en una meseta oceánica o “oceanic plateau”.



El valor social y turístico está en ser considerado un emblema nacional. Los Crestones se declaró como símbolo nacional mediante la Ley 8943, publicado en la Gaceta N.º 170, diario Oficial de Costa Rica, el 5 de setiembre del 2011, convirtiéndolo así en una localidad de referencia nacional. Por primera vez tal designación a un lugar geológico, para reconocerle el potencial aporte a la economía nacional, así como su valor científico, escénico y natural, pues reconoce las particularidades geomorfológicas, físicas, abióticas y bióticas del geosítio, que implican una gran riqueza natural para el desarrollo no solo de las comunidades vecinas, sino para la ciencia y el geoturismo responsable y planificado. Asimismo, representa la identidad de la nación en sus esfuerzos de conservación que se ha logrado como país. Esta designación faculta a las instituciones públicas de Costa Rica a promover este destino turístico como una “marca país”. Por otra parte, se le autoriza al Ministerio de Educación Pública incorporar en sus programas educativos la vinculación de este símbolo como eje transversal de la educación cívica, como medio transmisor de conocimientos, valores, costumbres, concientización cultural, moral y conductual del educando.

Paisajísticamente, contrastan con una rica diversidad de paisaje en colores y matices. Los paisajes varían de grises montañas a un verde de arbustos de páramo y pastizales amarillos (Fig. 3b). Desde este lugar se puede observar, si el clima lo permite, un gran paisaje que rodea la zona sur del país, particularmente la Isla del Caño, los cerros de la cordillera como el Cerro Chirripó, el cerro Ventisqueros, además la sabana de Los Leones, el valle de El General y una panorámica al océano Pacífico.

Figura 5. En la fotografía se puede observar la fauna y flora silvestre que habita en los alrededores de los crestones: a) Puma con color conocido como león de la montaña, b) *Chlorospingus pileatus*, c) *Amanita muscaria*, d) vegetación del páramo, que en la fotografía se muestra en congelamiento. Fotografías: cortesía de SINAC-ACLAP.

Por su posición geográfica, el clima es influenciado tanto por el clima del Pacífico como por el del Caribe. La temperatura promedio anual oscilan alrededor de los 20 °C en las partes bajas y hasta los 0°C en las partes altas. La estación seca de la región es la comprendida entre diciembre y abril, mientras que la temporada verde se ubica en los meses de mayo a noviembre presentando un promedio anual de 3000 mm³ de precipitación. Estas características definen las relaciones biogeográficas de la flora y fauna de lugar.

La vegetación forma parte del páramo del Chirripó que ha sido considerado como sitio de importancia y representatividad de las unidades bióticas y del endemismo. Se caracteriza por ser de poca altura, con hojas gruesas o coriáceas y con plantas adaptadas a los cambios bruscos de temperatura, estas se encuentran a la orilla de los senderos y destacan especies como *Valeriana Pulchella*, *Macleania Talamancensis*, *Chionolaena Lavandulifolia*, *Comarostaphylis Arbutoides* y *Comarostaphylis arbustoides* como planta hospedante de una especie de *Geometridae*, aún sin identificar. Con respecto a la fauna, en el lugar habitan especies endémicas de fauna como lo son el jaguar (*Panthera Onca*) y el puma (*Puma con color*). Otros animales que habitan el lugar son saínos, ardillas, pumas, jaguares, dantas, conejos, coyotes, sapos, ranas y gran variedad de aves como jilgueros, colibríes, mosqueritos, trepadores, reinitas escarcheras y el quetzal de color verde metálico, ave que se alimenta de un tipo de laurácea llamado *Ira o Aguacatillo*, gusanos, insectos, reptiles y de anfibios pequeños (Fig.5).

El acceso a Los Crestones se hace por el Parque Nacional Chirripó el cual tiene una red de senderos para uso público. Para llegar se realiza una caminata de aproximadamente 14,5 km desde la entrada al parque que se localiza en la localidad de San Gerardo de Rivas, hasta el albergue llamado Base Los Crestones. La caminata puede tardar de seis a ocho horas. Desde el albergue al lugar de interés geológico se realiza otra caminata en un tiempo promedio de una hora montaña arriba. Desde el albergue se pueden observar, si el clima lo permite, a Los Crestones que forman el brillante horizonte dentado hacia el este (Fig. 6).



Figura 6. En la figura se observa la práctica del senderismo a 3.721 m de altitud, es una actividad que se realiza en un terreno de alta demanda física y mental, debido a las características topográficas, climáticas y de distancia que debe enfrentar el viajero. Fotografía: Sofía Huapaya y SINAC-ACLAP.

BIBLIOGRAFÍA

- Alfaro, A. (2017). Caracterización petrográfica y geoquímica de las rocas ígneas en el sector Pacífico de la cordillera de Talamanca, Costa Rica (Tesis de licenciatura inédita). Universidad de Costa Rica.
- Alfaro A., Denyer P., Alvarado G., Gazel E. y Chamorro C. (2018). Estratigrafía y petrografía de las rocas ígneas en la Cordillera de Talamanca, Costa Rica. *Revista Geológica de América Central*, 58, 7-36.
- Alvarado G.E (2008). Los volcanes de Costa Rica: geología, historia, riqueza natural y su gente. EUNED. 388 p.
- Alvarado G.E y Gans P.B. (2012). Síntesis geocronológica del magmatismo, metamorfismo y Metalogenia de Costa Rica, *América Central*, 46, 7-122. *Revista Geológica de América Central*.
- Bergoeing J.P. (2007). Geomorfología de Costa Rica. *Rev. Reflexiones* 85 (1-2), 207-226. Escuela de Geografía, Universidad de Costa Rica.
- Carr M., Patino L.C. & Feigenson M.D. (2007). Petrology and geochemistry of lavas. En: Bundschuh, J. & Alvarado, G.E. (Eds.) *Central America: geology resources and hazards*. Ed. Taylor & Francis.
- Drummond M.S., Bordelon M., de Boer J.Z., Defant M.J., Bellon H. & Feigenson M.D. (1995). Igneous petrogenesis and tectonic setting of plutonic and volcanic rocks of the Cordillera de Talamanca, Costa Rica-Panama, Central American Arc. *American Journal of Science*, 295, 875 – 919.
- Kussmaul S. (2000). Estratigrafía de rocas ígneas, en Denyer P. & Kussmaul S. (Ed.): *Geología de Costa Rica*, 515. Tecnológico de Costa Rica.
- Lachniet, M., Seltzer, G. y Solís L. (2005a) Geología, geomorfología y depósitos los páramos de Costa Rica. En: Kappelle M., Horn S. (Eds) *Páramos de Costa Rica*. Instituto Nacional de Biodiversidad (INBio). 767 p.
- Quesada, A. & Pérez, D. (2020). Tropical Paleoglacial Geoheritage Inventory for Geotourism Management of Chirripó National Park, Costa Rica. *Geoheritage* 12:58 <https://doi.org/10.1007/s12371-020-00485-0>
- SINAC. (2019). SINAC Informa; boletín quinta edición. Julio-agosto, 2019. Sistema Nacional de Áreas de Conservación. Costa Rica.
- Ulloa, A. y Delgado, Ch. (2010). Características geoquímicas y mineralogía del flanco pacífico central de la cordillera de Talamanca: Implicaciones para la evolución de una corteza continental. Tesis para optar el grado de Licenciado en Geología. Universidad de Costa Rica. 177 p.
- Vogel T.A., Patino L.C., Alvarado G.E. & Ganns P.B. (2004). Silic ignimbrites within the Costa Rican volcanic front: evidence for the formation of continental crust. *Earth and Planetary Science Letters* 226, 149-159.
- Vogel T.A., Patino L.C., Eaton J., Valley J., Rose W., Alvarado G.E. & Viray E. (2006). Origin of silicic magmas along the Central American volcanic front: Genetic relationship of mafic melts. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 156, 217-228.
- Vogel T.A., Patino L.C., Alvarado G.E. & Rose W. (2007): Petrogenesis of ignimbrites. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 156, 591-618.



PENÍNSULA DE SANTA ELENA

Evidencia del manto litosférico

Ana Sofía Huapaya¹ y Evelyn Rodríguez¹

¹Dirección de Geología y Minas (DGM)

La Península de Santa Elena se ubica en el extremo noroeste de Costa Rica, en la provincia de Guanacaste e incluye las bahías de Cuajiniquil, Santa Elena, Playa Blanca, Potrero Grande, Nancite y Naranjo, así como Playas Coloradas, Respingue, y el Archipiélago de las Islas Murciélagos (Fig.1).

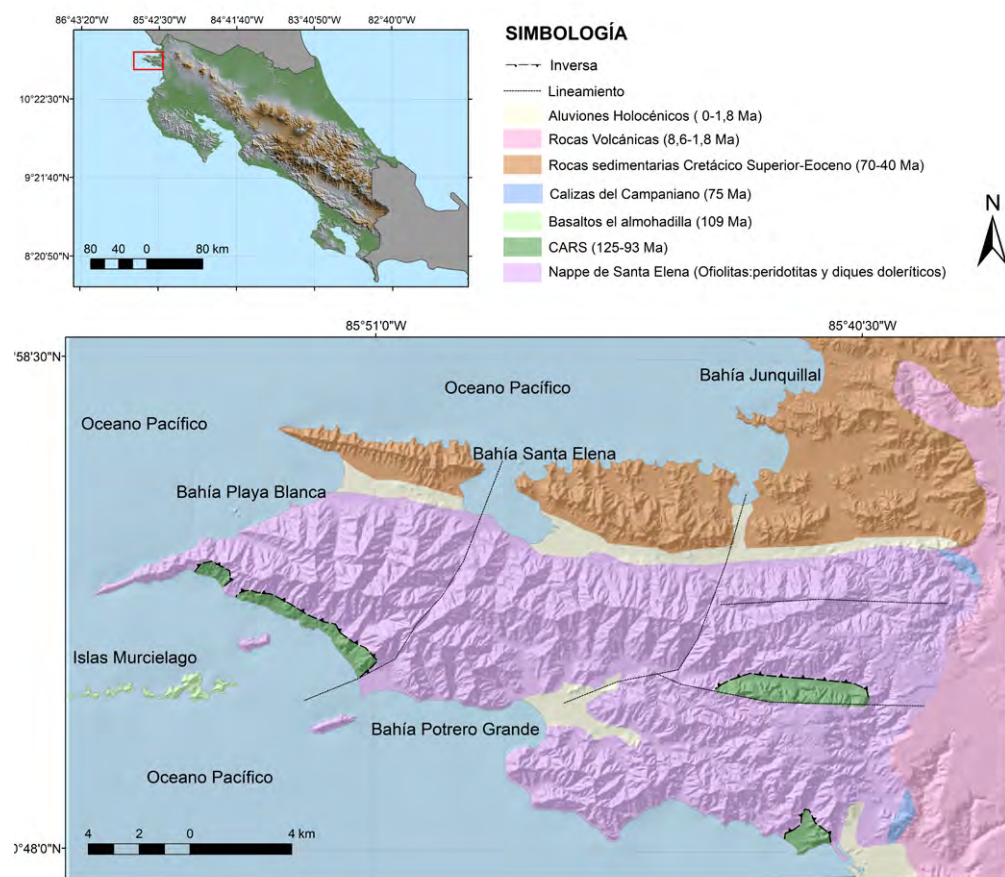


Figura 1. Mapa de ubicación y mapa geológico simplificado de la Península de Santa Elena en Guanacaste, Costa Rica. Modificado de Madrigal *et al.* 2015 en Denyer *et al.* 2019.

Forma parte del Área de Conservación Guanacaste (ACG) y se encuentra dentro de los sectores del ACG conocidos como Santa Elena, Murciélagos y parte del sector Santa Rosa. Posee un área aproximada de 220 km² y está situada frente a las costas del mar Pacífico cercana a la zona de subducción donde la placa Cocos se subduce por debajo de la placa Caribe.

El ACG ha sido catalogado por la UNESCO en el año 1999 como Sitio de Patrimonio de la Humanidad. En el año 2011 por decreto ejecutivo N° 36574-MINAET, se declaró de interés público las actividades tendientes a la investigación, conservación y divulgación de la península de Santa Elena.



Figura 2. Diques de doleritas (D) que intruyen las peridotitas (P) que representan las rocas más antiguo complejo oceánico de la región dejándolas como fragmentos aislados en la roca. Fotografía: Sofía Huapaya y Evelyn Rodríguez.

Geológicamente esta península es una región de importancia basado en las evidencias de la existencia de un basamento proveniente desde el manto terrestre aflorantes en superficie denominada como las ofiolitas de Santa Elena, y que representa el más antiguo complejo oceánico de la región con una edad de 130 Ma. Está conformada de asociaciones de rocas máficas y ultramáficas, en la que se han reconocido las peridotitas, diques de gabro pegmatítico (130 Ma) y diques doleríticos (120 Ma) que posiblemente intruyeron cuando la peridotita ya había enfriado (Figs.1 y 2). Además, secuencias extrusivas de lavas basálticas en almohadilla y flujos masivos cubiertos por sedimentos de aguas profundas. Los rasgos morfológicos que preservan las ofiolitas de Santa Elena son indicadores de un emplazamiento en una zona de extensión tectónica como una dorsal oceánica o una cuenca trasarco. La ausencia de cámaras o lentes magmáticos, así como corteza basáltica bien desarrollada sobre las peridotitas indican que el ambiente de formación fue con baja o escasa producción de magma lo que sugiere que se trató de una dorsal oceánica de tasa de separación lenta (Fig.3).

Otra peculiaridad de la geología es la presencia de terrenos autóctonos llamados Complejo de Acreción de Santa Rosa (CARS) y Brecha Tectónica. El CARS se trata del basamento autóctono, que se compone de rocas volcano-sedimentarias constituidas por basaltos masivos y en almohadilla, diques y sills de carácter alcalino, radiolaritas (Cenomaniano) y brechas polimícticas afectadas por metamorfismo de bajo grado, todas ellas tectonizadas y sobrecorridas en bloques cabalgantes por el *nappe* ultramáfico de Santa Elena (Cretácico Superior). La Brecha Tectónica se asocia con los esfuerzos compresivos de la región (Fig.4).



Figura 3. Lavas almohadillas de composición basáltica aflorantes en las inmediaciones del archipiélago de las islas Murciélagos. Fotografía: Sofía Huapaya.



Figura 4. Esquema modificado y simplificado del Nappe de ultramáfico de Santa Elena (Denyer et al. 2019).

El *nappe* en el Cretácico Superior generó un levantamiento regional que dio origen a un basculamiento con dirección norte y que continuó hasta el Oligoceno-Mioceno, lo que permitió que este forme parte del basamento ubicado en la región norte del país y donde se formaron zonas marinas poco profundas que propició la existencia de condiciones aptas para la formación de arrecifes denominados rudistas (Campaniano). Estos arrecifes provenientes del paleo mar Caribe y del mar de Thethys crearon una plataforma sedimentaria bien desarrollada. Subsiguientemente se dio una sedimentación a mayor profundidad y produjo la subsidencia de la cuenca o aumento en el nivel del mar, que permitió la depositación de sedimentos en el fondo marino y talud continental y que finalizaron en el Eoceno-Oligoceno (Fig.5).

Los afloramientos se observan distribuidos en la península en los sectores Murciélagos, Santa Rosa, bahía Santa Elena y muchos otros en las zonas litorales (playa 4x4, playa El Coco, playa Rajada) y en las islas proximales a las zonas costeras, (isla Despensa, isla Bolaños, isla Muñecos).

Las características geológicas que se preservan en la Península de Santa Elena tales como afloramientos de rocas del manto litosférico, los microfósiles de los extintos rudistas y los grandes espesores de sedimentos con evidentes rasgos de actividad tectónica como indicadores del inicio de

la culminación del cierre del istmo centroamericano, son los que le atribuyen un valor dominante de carácter científico de interés tectónico, petrológico y estratigráfico.

La legislación del Estado costarricense le otorga la mención de patrimonio geológico definiéndolo como patrimonio natural con valores culturales, estéticos, de paisaje, económicos y/o intrínsecos que es necesario preservar y transmitir a las futuras generaciones. Además, promueve a las instituciones y entidades académicas con competencia en la materia, colaborar con el Ministerio de Ambiente, Energía y Telecomunicaciones en el cumplimiento de la normativa tendiente a investigar, conservar y divulgar el valor de este patrimonio natural, científico e histórico y de los recursos geológicos que la componen.

La belleza de sus paisajes, la flora y fauna del bosque seco tropical que representa el más extenso en América Central, las exuberantes playas, islas y costas, le atribuye también un valor turístico con interés paisajístico que promueve la visitación de turistas.

Se estima que existen en el ACG aproximadamente 235.000 especies que es alrededor de un 65% de las especies que habitan en Costa Rica y 2,6% de la biodiversidad mundial. Su posición geográfica y características climáticas del bosque tropical seco favoreciendo las condiciones para que exista una amplia variedad de flora y fauna terrestre y una gran cantidad de especies marinas.

El ACG cuenta con 110 km de línea costa que incluye la Península de Santa Elena, se encuentran unas 24 playas, 12 de estas son arenosas y con altos niveles de anidación de tortugas marinas, principalmente Lora (*Lepidochelys olivacea*) y Negra (*Chelonia agassizii*), las otras playas, en su mayoría son de cantos pequeños o pueden presentar pequeñas zonas de arena dependiendo del tipo de corrientes que estén predominando según la época.

El ACG cuenta con senderos puestos de atención y recepción a turistas en los diferentes sectores, por lo que lo hace un lugar accesible para visitantes que deseen hacer actividades recreativas o investigativas. La península de Santa Elena como lugar de interés geológico puede ser visitado durante todo el año, no obstante, la mejor época para visitar la zona es la temporada seca e inicia a mediados de diciembre y se extiende hasta mediados de mayo. Las lluvias inician a mediados de mayo y finalizan a mediados de noviembre con precipitaciones que van de 1.500 a 2.000 mm. La temperatura promedio es de 24 °C y la altitud aproximada del bosque tropical seco es de 0 a 500 m s.n.m.

BIBLIOGRAFÍA

- Denyer, P. (2019). Perspectiva Geológica del Noreste de Costa Rica: Historia y evolución Cartográfica/ Percy Denyer Editor; autores textos y mapas Percy Denyer (y otros dieciséis) -Iedicion-San José, Costa Rica Editorial UCR. 347 p.
- Madrigal, P., Gazel, E., Denyer, P., Smith, I., Jicha, B., Flores, K.E., Coleman, D., Snoe, J. (2015). A melt-fo-cusing zone in the lithospheric mantle preserve in the Santa Elena ophiolite, Costa Rica. Lithof, 230, 189-205.
- Marín, S., Salas, I., Fernández, A., y Blanco, R. (1997). Los Recursos de Bahía Junquillal y Otras Áreas de Importancia Biológica para el ACG. Programa de Investigación, ACG. Vol 4. No.1. Rothschildia.
- Presidencia de la República (2011). Decreto N°36574. Declaran de interés público la conservación de Península de Santa Elena. Sistema Nacional de Legislación Vigente. San José, Costa Rica.
- SINAC. (2019). SINAC Informa; boletín quinta edición. Julio-agosto, 2019. Sistema Nacional de Áreas de Conservación. Costa Rica.

CUBA



Mapa: modificado de Urutseg.

- 1- Cañón del río Santa Cruz
- 2- Cueva de Paredones
- 3- Farallón de Blanquizal del Toro
- 4- Lomas de Yeso
- 5- Mogote de La Mina-Hoyos de San Antonio

Paisaje cársico tropical en el Parque Nacional de Viñales. Fotografía: Luis Carcavilla.





CAÑÓN DEL RÍO SANTA CRUZ

Uno de los sitios geológicos más interesantes del occidente de Cuba

*Manuel Roberto Gutiérrez Domech¹, Guillermo Jesús Pantaleón Vento¹,
Luis Ramón Bernal Rodríguez¹ y José Luis Corvea Porras²*

¹Instituto de Geología y Paleontología/Servicio Geológico de Cuba

²Empresa GANMA, Ministerio de Ciencia Tecnología y Medio Ambiente

La etapa de formación del relieve cubano, en el megabloque Cuba de la microplaca cubana, comienza en el Paleógeno, cuando se inician, como tendencia fundamental, movimientos verticales y disminuyen notablemente los horizontales, lo cual trae como consecuencia la modificación y el “reordenamiento” de las estructuras tectónicas alpinotípicas creadas durante la etapa orogénica del territorio.

En el territorio cubano se han diferenciado escalones morfoestructurales e hipsométricos para distinguir mesoformas del relieve montañoso. Se considera, desde el punto de vista geomorfológico, que en el país no hay montañas altas. Aquí se distinguen montañas medianas, que se encuentran entre los 1.500 y 2.000 m de altitud, las cuales están limitadas al extremo oriental de la isla de Cuba; montañas bajas, que están entre los 1.000 y 1.500 m de altitud, restringidas a la zona central del territorio; y montañas pequeñas de entre 500 y 1.000 m y premontañas, las que tienen de 330 a 500 m de altitud situadas mayoritariamente en la llamada cordillera de Guaniguanico, que es el mayor sistema orográfico del occidente cubano.

La cordillera de Guaniguanico se conforma como una morfoestructura con límites similares al que ocupa actualmente la zona centro-norte de las actuales provincias de Pinar del Río y Artemisa. Este grupo montañoso, formado por un sistema de *horts* y mantos de corrimientos, está dividido en dos partes bien diferenciadas: la sierra de los Órganos al oeste, y la sierra del Rosario, que ocupa la parte este de esta cordillera, la cual preserva su nombre aborigen. Estas dos sierras se encuentran divididas por una depresión tectónica que acoge la cuenca del río San Diego o Caiguanabo. El cañón del Santa Cruz es un sector del cauce medio del río del mismo nombre (Fig.1).

Esta corriente fluvial recibe sus primeros aportes hídricos de una zona cársica de captación, denominada Candelaria del Aguacate, pocas decenas de metros al sur del parte-aguas central de la mencionada sierra del Rosario. Brota, ya como corriente fluvial, de una cueva (exurgencia) en la zona de La Rosita y transcurre superficialmente sobre rocas carbonatadas y vulcanógeno-sedimentarias

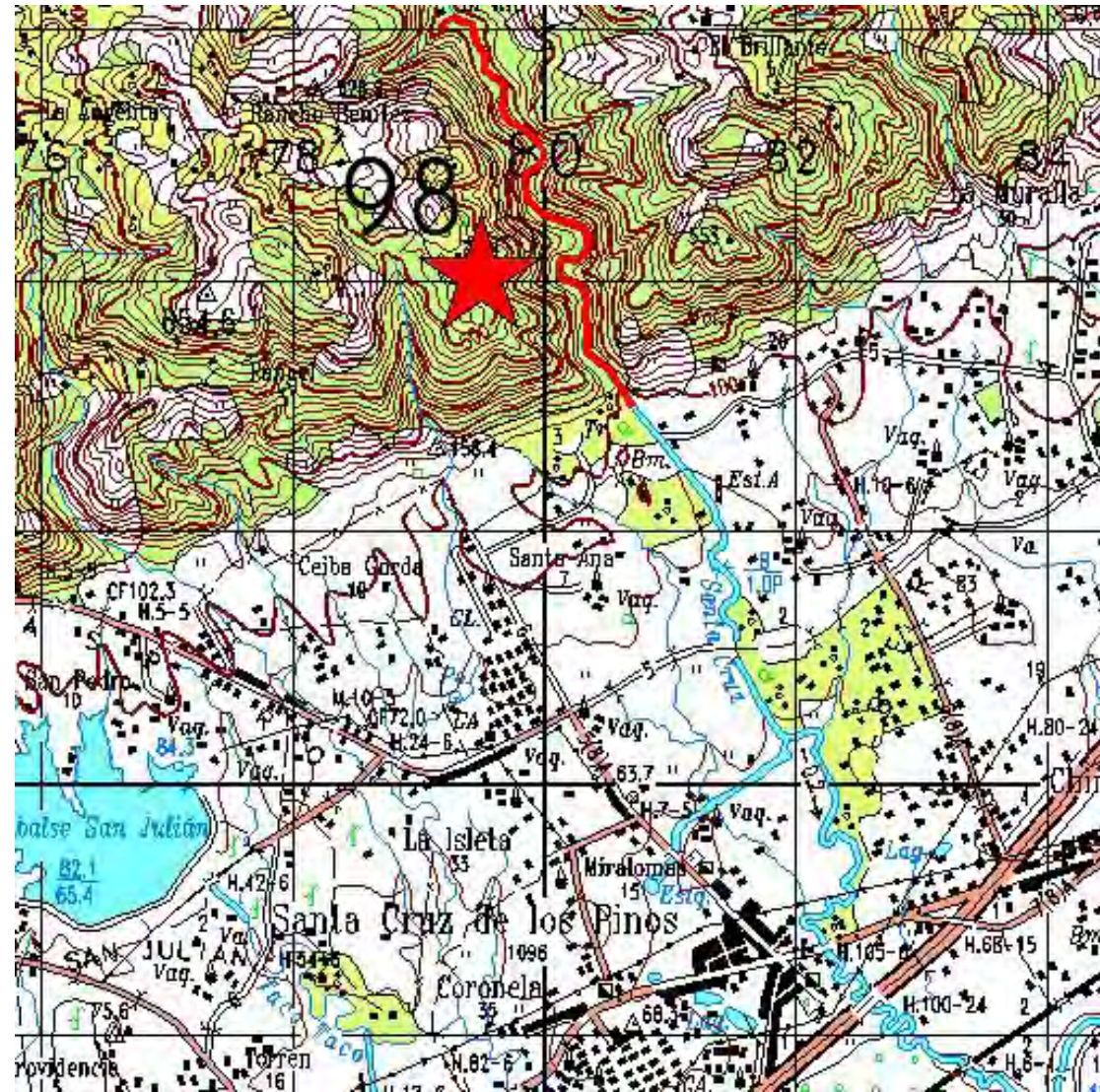


Figura 1. Mapa de localización del cañón de Santa Cruz.

unos 6 km, primero en dirección este, hasta alcanzar una zona de fallas que afectan a las formaciones geológicas carbonadas Artemisa y Cacarajícara. Posteriormente se dirige al sur hasta formar un cañón fluvio-cársico que corta las rocas de las formaciones referidas hasta llegar a la llanura de piedemonte y cruzar la carretera central, inmediatamente al este del poblado de Santa Cruz de los Pinos, ya en la denominada llanura cársica meridional, en su camino hacia la costa sur.

La formación Artemisa y sus miembros Sumidero y La Zarza está formada por calizas micríticas bien estratificadas en capas finas a medianas, calcilulitas, calcarenitas y algunas calciruditas, que en ocasiones presentan intercalaciones de silicitas con radiolarios y argilitas. En la base aparecen esporádicamente limolitas y areniscas de grano fino. La edad de la formación, todavía genera discusión, pero evidentemente la base corresponde al Jurásico Superior (probablemente Tithoniano) y la parte superior al Cretácico Inferior (Valanginiano).

El complejo de fauna fósil que presenta está compuesto por radiolarios como: *Dictyomitra* sp., *Lithocampe* sp., *Lithomitra* sp.; ammonites: *Corongoceras* sp., *Cubaspidoceras* sp., *Dickersonia* sp., *Mirosphinctes* sp., *Phylloceras* sp., *Virgatosphinctes* sp., *Protancyloceras hondense*, *Hildoglochiceras* sp., *Parodontoceras butti*, *P. antilleanum*, *Neochetoceras* ex. gr. *sterapsis*; crinoideos: *Saccocoma* sp.; coprolitos: *Favreina* sp.; Incertae-sedis: *Globochaete alpina*; *Nannoconus*: *Nannoconus* s.l.; calpionélidos:

Almajella cristobalensis, *Dobeniella bermudezi*, *Dobeniella cubensis*, *Calpionella alpina*, *Calpionellites darderi*, *Calpionellopsis oblonga*, *Tintinnopsella longa* y *Tintinnopsella carpathica*.

La Formación Cacarajícara está formada por megaturbiditas calcáreas o megacapas clástico-carbonatadas. Se caracteriza por una litología de tipo gradacional comenzando en su base por brechas que pasan a gradualmente a calcarenitas, las cuales conforman la parte principal de toda la sucesión clástica. Estas, a su vez, pasan a calcilutitas con las cuales culmina el corte de la formación. En su composición intervienen abundantes lito y bioclastos de facies someras y pelágicas, silicitas, así como aislados fragmentos de rocas terrígenas e ígneas y vidrio cloritizado. El cambio de la granulometría, desde la base a la parte superior de la unidad, es por lo general, gradual.

Esta unidad pertenece al grupo de unidades del límite Cretácico-Paleógeno en Cuba, y por acuerdo internacional a esta unidad se le asigna la edad Paleoceno (Daniano basal) como a todas las formadas como resultado del impacto del meteorito de Chicxulub en Yucatán.

En su contenido faunal, aparece mucha fauna cretácica donde se destacan: coprolitos: *Favreina* sp.; otros grupos como rudistas; algas; corales; moluscos; espinas de equinoideos; cadosínidos como: *Stomiosphaera sphaerica*, *Cadosina* sp.; Pitonélidos: *Pithonella ovalis*; calpionélidos: *Calpionellites darderi*, *Tintinnopsella longa*; foraminíferos: *Gansserina gansseri*, *Globotruncana arca*, *Globotruncana linneiana*, *Globotruncana ventricosa*, *Globotruncanella havanensis*, *Globotruncanella stuarti*, *Contusotruncana contusa*, *Rugoglobigerina rugosa*, *Trinitella scotti*, *Hedbergella* sp., *Ticinella* sp., *Rotalipora* sp., *Planomalina buxtorfi*, *Omphalocyclus macroporus*, *Orbitoides apiculata*, *Chubbina cardenasensis*, *Sulcoperculina dickersoni*, *S. globosa*, *S. angulata*, *Vaughanina cubensis*, *Sulcorbitoides pardo*, *Asterorbi* sp. y otros microfósiles.

Se considera por muchos este cañón como uno de los sitios geológicos más interesantes del occidente. Durante la temporada de sequía (noviembre a abril) el cauce completamente seco puede recorrerse varios kilómetros, pues las escasas lluvias son absorbidas debido a que el carácter eminentemente cársico del *talweg* determina la captación de las mismas. Sin embargo, existen zonas de circulación hidrológica superficial permanentes, como el área denominada Quita calzones, donde el cauce impermeabilizado por arrastres y por sedimentos no carbonatados de la propia Formación Cacarajícara conforma una piscina natural imposible de vadear. En el resto del río la circulación superficial solo es posible en épocas de lluvias o grandes eventos meteorológicos, pues los sumideros no evacúan toda el agua que las precipitaciones proporcionan.

El cañón, que llega a tener profundidades de más de 70 m en sus bordes (Fig.2), ha cortado en su desarrollo algunas cuevas preexistentes, las de los Tres Nombres, la Campana y de Las Jarras, entre otras, cuyas secciones casi transversales se observan en las abruptas márgenes.

Otra característica del cañón es la clara exposición,



Figura 2. El cañón alcanza, en algunos sectores, profundidad de más de 70 m. Fotografía: Proyecto de Patrimonio Geológico del IGP.



Figura 3. Plegamientos y fallas cañón de Santa Cruz. Fotografía: Proyecto de Patrimonio Geológico del IGP.

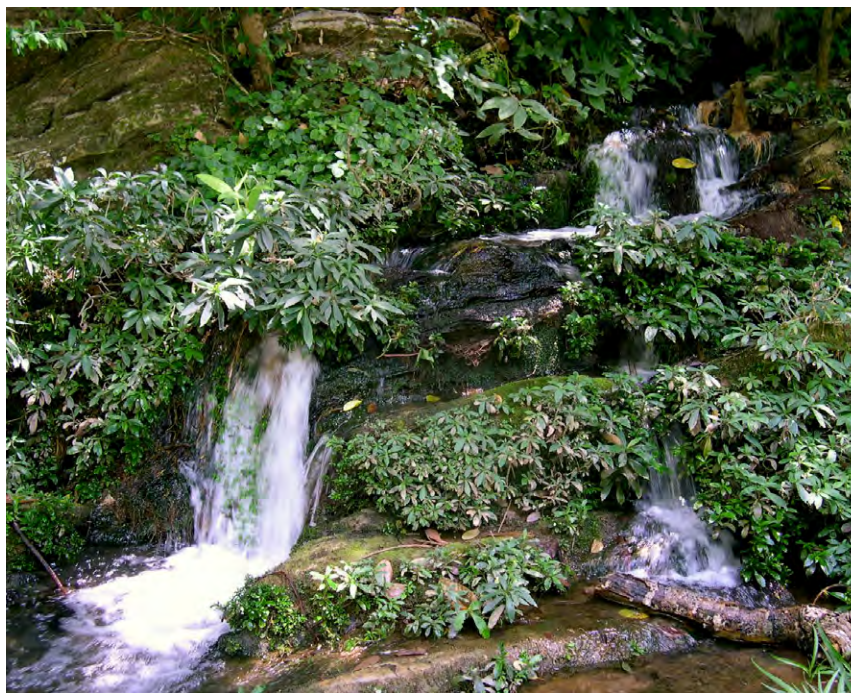


Figura 4. Vista general del manantial. Fotografía: Proyecto de Patrimonio Geológico del IGP.

a todo lo largo del mismo, de movimientos tectónicos disyuntivos y numerosos pliegues, algunos de gran complejidad, que se observan en los estratos de caliza (Fig.3).

En la margen occidental, a unas decenas de metros de la desembocadura, del río en la llanura meridional pinareña se encuentra un manantial cársico (Fig.4), de un gasto permanente superior a los 30 l/s, que otorga un valor adicional al cañón, pues su cuenca subterránea y su fuente de alimentación no tienen relación inmediata con las características hidrogeológicas del cañón fluvial.

Según la metodología de evaluación adoptada para los geositios cubanos, alcanza la categoría A con un diagnóstico de 92 puntos (Fig.5 y 6). Desde el punto de vista de su importancia el cañón tiene un interés internacional, pues como geositio donde pueden observarse capas reconocidas como del límite K/Pg, y estratos afectados por sobrecoimientos y fallas de manera muy evidente.

Las poblaciones más cercanas son San Cristóbal, una pequeña ciudad que es cabecera del municipio del mismo nombre y Santa Cruz de los Pinos, poblado más pequeño, sin un desarrollo turístico notable. Aunque ambas localidades se encuentran en la Carretera Central y muy próximas a la Autopista Nacional, no hay infraestructuras de visita. Existe un camino de unos 8 km de extensión hasta una cantera cercana de donde se extraen áridos para la construcción.



Figura 5. Sector de Quita calzones, único sector del cauce con agua todo el año. Fotografía: Proyecto de Patrimonio Geológico del IGP.



Figura 6. Algunas cuevas se observan a lo largo del cauce, aunque el río no las originó. Fotografía: Proyecto de Patrimonio Geológico del IGP.

BIBLIOGRAFÍA

Gutiérrez, R. et. al. (2009). Patrimonio Geológico de la provincia de Pinar del Río. Memorias III Convención de Ciencias de la Tierra. Cd-rom.

Gutiérrez Domech, R. (2010). Protecting the Cuban Geological Heritage. The Open Geology Journal, 4: 1-14

Gutiérrez Domech, M. R. y Pantaleón Vento, G. (2017). El geoturismo una alternativa real de desarrollo cultural, económico y sustentable para Cuba. Memorias de Geociencias. VII Convención de Ciencias de la Tierra, XII Congreso de Geología.

Herrera, N. (1961). Contribución a la Estratigrafía de la provincia de Pinar del Río, Rev. Soc. Cubana de Ing. LXI(1-2): 12-23.

Judoley, C.M. y Furrázola-Bermúdez, G. (1965). Estratigrafía y Fauna del Jurásico de Cuba. Pub. Esp. Instituto Cubano Rec. Min. 3:1-32.

Pszczolkowski, A. y otros. (1965). Texto explicativo al mapa geológico a escala 1:250 000 de la provincia de Pinar del Río.) Inst. de Geología y Paleontología, ACC. (Inédito).



CUEVA DE PAREDONES

Uno de los mayores yacimientos paleontológicos de Cuba

Manuel Roberto Gutiérrez Domech¹, Guillermo Jesús Pantaleón Vento¹,
Luis Ramón Bernal Rodríguez¹, Evelio José Balado Piedra²

¹Instituto de Geología y Paleontología/Servicio Geológico de Cubaa

²Empresa GANMA, Ministerio de Ciencia Tecnología y Medio Ambiente

El geositio cueva de Paredones se encuentra en la región físico geográfica tradicionalmente conocida como Llanura Cársica Meridional, de la Habana-Matanzas, (aunque la nueva División Político Administrativa la sitúa ahora en la llanura cársica de Artemisa), a unos 50 m de altitud y a 18 km del litoral meridional de Cuba (Fig.1).

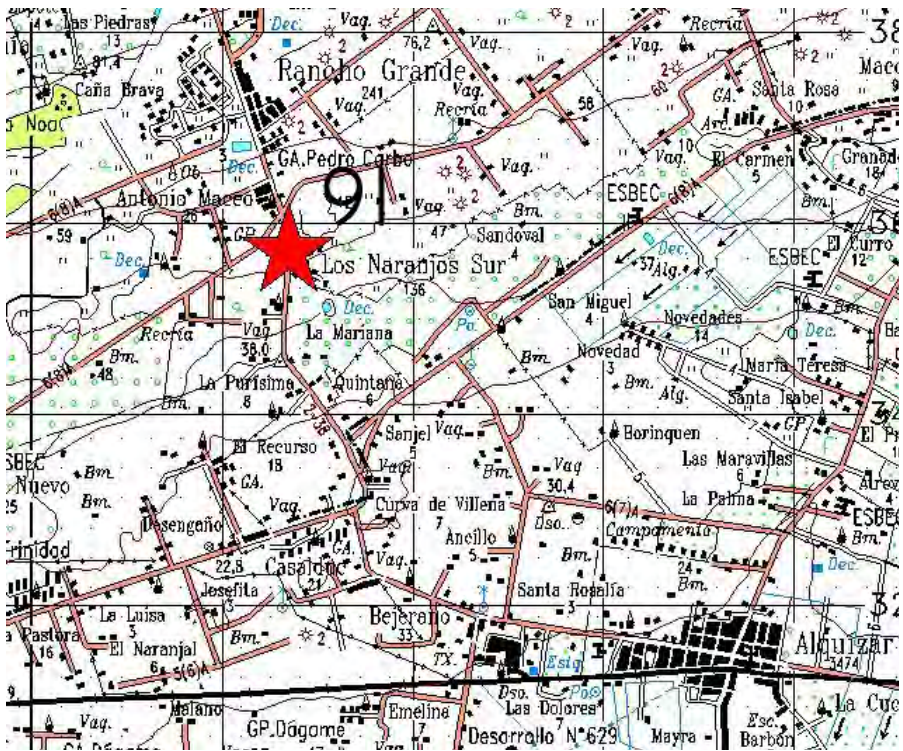


Figura 1. Localización de la cueva de Paredones.



Figura 2. Entrada a la cueva. Fotografía: Proyecto de Patrimonio Geológico del IGP.

La entrada de la cueva se encuentra en el fondo de una dolina de corrosión-desplome, en forma de embudo en parte de sus paredes (Fig.2), que se abre junto a la carretera Ceiba del Agua-Alquizar, al sur del reparto Antonio Maceo, municipio Caimito, en la provincia de Artemisa.

La caverna tiene una génesis freática y está compuesta por una sucesión bastante rectilínea de salones, de 580 m de longitud, lo que indica un claro control tectónico en su desarrollo. Está enclavada en rocas de la formación geológica denominada Güines, del Mioceno Inferior a Superior, compuesta por calizas biodetríticas de grano fino a medio fosilíferas, calizas biohémicas, calizas dolomíticas, dolomitas, calizas micríticas sacaroidales y lentes ocasionales de margas calcáreas y calcarenitas. Estas calizas presentan dolomitización secundaria. Son, por lo general, masivas, más raramente estratificadas con coloración blanca, amarillenta, crema o gris.

La formación geológica presenta abundancia de fósiles en todos sus afloramientos, y en esta localidad es frecuente encontrar macrofósiles marinos como moluscos bivalvos entre los que pueden destacarse *Aequipecten akanthos*, *A. thetidis*, *Apolymetis cubensis*, *Glyptoactis (Glyptoactis) dominica*, *Chione hendersoni*, *Divaricella proletaria*, *Florimetis efferta*, *Tucetona pectinata canalis*, *Lucina dominiguensis*, *Ostrea portoricoensis*, *Pteria inornata*, *Trigonocardia linguatigris* y otras especies; moluscos gasterópodos: como *Cerithium venustum*, *Cymia henecki*, *Diodora cayenensis*, *Orthaulax inornatus*, *O. aguadillensis*, *Terebralia dentilabris*, *Turritella altirata*, *T. croca*; equinoideos como: *Clypeaster antiillarum*, *Clypeaster cazañensis*, *Clypeaster palmeri*, *Clypeaster sanchezi*, *Clypeaster sandovali*, *Procasidulus jeannetti*, *Schizaster guirensis*, *Schizaster llagunoi*, *Schizaster salutis*, *Abertella habanensis* y microfósiles con numerosas especies de ostrácodos y foraminíferos donde predomina la asociación Soritidae-Miliolidae-Amphisteginidae. También se ha reportado el hallazgo de dientes del gigantesco tiburón *Carcharodon megalodon*.

Del lugar, desde el siglo XIX, se extrajo guano de murciélago, a través de un andamio colocado en una claraboya natural, aproximadamente a mitad del recorrido cavernario ya señalado. Para esta ope-

ración se emplearon esclavos negros, quienes tallaron las estalagmitas del salón donde se asienta el andamio, como ofrenda a sus dioses africanos.

En ese mismo salón se perforó un pozo con una profundidad cercana a los 20 m que debe, junto al guano extraído, haber aportado los primeros restos fósiles, que se perdieron para la ciencia. En la década de los 50 del siglo XX la Sociedad Espeleológica de Cuba, que desarrollaba un intenso trabajo en la investigación de las cuevas del país, conoció del lugar y fueron descubiertos en ella restos fósiles de la fauna que pobló el archipiélago cubano, lo cual constituye su patrimonio geológico realmente más importante. Oscar Arredondo, el más insigne y capacitado de los paleontólogos cubanos de la época, identificó, junto a sus colaboradores, por vez primera para la ciencia entre 1954 y 1975 *Pulsatrix arredondoi*, *Ornimegalonix minor*, *Antillovultur varonai*, *Burhinus sp.*, *Gymnoglaux sp.*, *Tyto alba spp.*, que son, todas, especies de aves extintas (aguilas, buhos, lechuzas, etc.) de tamaños muy superiores a los de sus congéneres actuales, como *Antillovultur*, mayor que el cóndor de los Andes, y *Ornimegalonix*, una lechuza de dimensiones notables y que constituyeron, seguramente, los predadores de la numerosa fauna de herbívoros cuaternarios. Esta espelunca ha aportado, así mismo, restos de *Ara tricolor* (o *cubensis*), el papagayo cubano extinguido en épocas históricas más recientes por los conquistadores llegados de la Península Ibérica.

También cueva de Paredones es la localidad tipo de, en su momento, especies que fueron nuevas para la ciencia como: *Solenodon arredondoi* (una de las dos especies de almiquí del Caribe, que aún subsiste en las serranías más remotas del oriente cubano), *Mesocapromys kraglievichi* (una especie de jutía), *Neomesocnus brevirostris* y *Habanocnus hofstetteri* (especies de perezosos).

Junto a estos restos han sido y continúan siendo hallados fragmentos óseos de los perezosos: *Megalocnus rodens* (el mayor de los vertebrados terrestres que han existido en Cuba), *Mesocnus torrei*, *Mesocnus browni*, los roedores *Capromys pleistocenicus*, y otros comunes, como *Capromys pilorides*; insectívoros como *Solenodon cubanus*; musarañas como *Nesophontes micrus*, *N. major* y otros representantes de nuestra fauna cuaternaria.



Figura 3. Sedimentos acumulados en un salón de la cueva. Fotografía: Proyecto de Patrimonio Geológico del IGP.



Figura 4. Uno de los salones principales de la cueva de Paredones. Fotografía: Proyecto de Patrimonio Geológico del IGP.



Figura 5. Lugar de acumulación de restos fósiles, en la galería principal. Fotografía: Proyecto de Patrimonio Geológico del IGP.

Por su ubicación en la llanura circundante, por las características de su entrada que se abre en el fondo de una dolina en forma de embudo, es evidente que la caverna recibía el aporte de las precipitaciones, numerosas durante los períodos glaciales, que arrastraban los cuerpos de los animales que poblaban el lugar, acumulando los restos en el fondo, de muy poca inclinación de la cueva (Fig.3). Perspectivamente, el sitio constituye un geosito indispensable para el estudio de la biodiversidad de Cuba durante el Pleistoceno y Holoceno temprano y todavía puede aportar mucho más sobre la vida cuaternaria (Fig.4 y 5).

A pesar de los resultados científicos alcanzados, la cueva fue exitosamente utilizada durante un tiempo para el cultivo de hongos comestibles, en detrimento de las condiciones apropiadas para la investigación. El intento del aumento de la producción de éstos provocó la alteración de las condiciones climatológicas y el fracaso de la plantación, por lo cual se abandonó el lugar.

Por su importancia científica se consideró conveniente proponer a la Comisión Nacional de Patrimonio la designación de este geosito como Monumento Nacional al Ministerio de Ciencia, Tecnología y Medio Ambiente, y su preservación para futuras investigaciones paleontológicas limitando el acceso al mismo solo para los investigadores acreditados y al gobierno local la señalización, protección y conservación del mismo. Su importancia ha sido reconocida al incluirse en el listado de los geositos que constituyen patrimonio geológico de la provincia de Artemisa. Con la nueva legislación aprobada con referencia al patrimonio cultural y natural del país, el lugar puede preservarse y manejarse más adecuadamente.

BIBLIOGRAFÍA

- Acevedo, Manuel y Gutiérrez, Roberto. (1974). Contribución al estudio de la estratigrafía del Cuaternario del Occidente de Cuba. *Voluntad Hidráulica*, Año XI, No. 29: 59-62.
- Acevedo González, M. J. y O. Arredondo de la Mata. (1982). Paleozoogeografía y geología del Cuaternario de Cuba. Características y distribución geográfica de los depósitos con restos de vertebrados. 9na. Jornada Científica del Instituto de Geología y Paleontología. *Resúmenes*, 59-70.
- Arredondo Antúnez, C. (1994). Distribución geográfica de los restos de mamíferos extinguidos (Edentata: Megalonychidae) del Terciario y Cuaternario de Cuba. 2do. Congreso Latinoamericano de Teriología, 162-163.
- Arredondo de la Mata, O. (1975). The great predatory birds of the Pleistocene of Cuba. En *Collected papers in avian paleontology honoring the 90th birthday of Alexander Wetmopre* (S.L. Olson, ed.) Smithsonian Contr. Paleobiol., 27: 169-187.
- Arredondo de la Mata, O., Acevedo González, M. y Gutiérrez Domech, R. (1986). Vertebrados cuaternarios de Cuba. Cuarta Jornada Científica del Grupo Martel, La Habana, *Resúmenes*, 18.
- Díaz Franco, S., Rojas, R., Jiménez, O., Iturralde, M., Gutiérrez, R. y Arredondo, Ó. (1995). Proyecto de elaboración del mapa de espeleoyacimientos paleontológicos de Cuba. *Resúmenes del Congreso Internacional LV Aniversario de la Sociedad Espeleológica de Cuba. Primera Reunión Iberoamericana*.
- Gutiérrez Domech, R. (1994). Vertebrados fósiles del Cuaternario de Cuba y su distribución en el territorio nacional. 2do. Congreso de Geología, Santiago de Cuba. *Resúmenes*, p- 67.
- Gutiérrez, R. et. al. (2010). Protecting tropical karst as part of the Cuban geological heritage. *Memorias de la 18th International Karstological School "Classical Karst"*. Slovenia.
- Gutiérrez Domech, M.R., Bernal, L., Barrientos, A., Llanes, A.I., López, N., Pantaleón, R.G., Balado, E., Corvea, J., Martínez, Y. y Zamora, M.J. (2012). Geositos de interés patrimonial en la provincia de Artemisa. Informe final Proyecto 6256. Centro de Documentación Instituto de Geología y Paleontología. (Inédito)
- Gutiérrez Domech, M. R., Balado Piedra, E.J., Delgado Carballo, I., Oliva Martín, A., Cardona Muñiz, C-L. y Domínguez Samalea, Y. (2018). Las cuevas de Paredones y del Túnel y la Caverna de Pío Domingo: principales yacimientos fosilíferos de vertebrados del Pleistoceno en Cuba Occidental. *GeoInformativa Núm. Esp.* 2018.



FARALLÓN DE BLANQUIZAL DEL TORO

El punto culminante de la meseta de Cabo Cruz

Manuel R. Gutiérrez Domech¹, Guillermo J. Pantaleón¹, Luis R. Bernal¹ y Jesús Triff¹.

¹Instituto de Geología y Paleontología/Servicio Geológico de Cuba

Este geositio se encuentra en la meseta de Cabo Cruz, que es el grupo orográfico que se encuentra más al sur de la isla de Cuba, muy cercano a Punta del Inglés, en el extremo meridional de la república cubana.

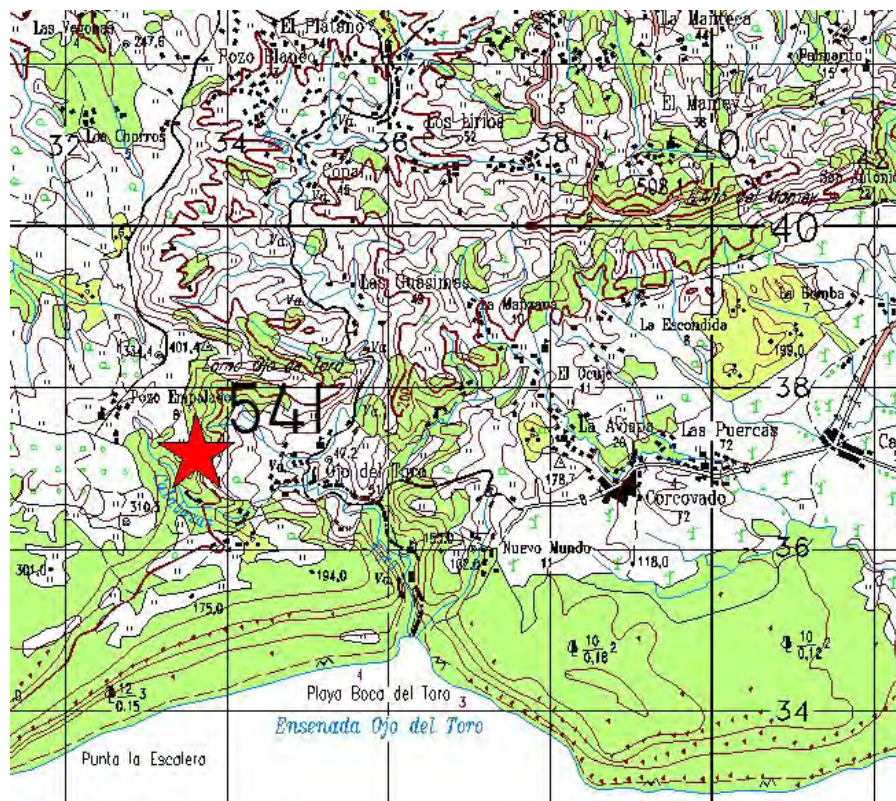


Figura 1. Localización del Farallón de Blanquizal del Toro en la costa suroccidental de la provincia Granma.

La meseta de Cabo Cruz está compuesta por un subsistema con decenas de niveles de terrazas marinas, similar al existente en el extremo occidental de la Isla de Cuba, en la Punta de Maisí, que ha sido reconocido como uno de los geositos más notables del mundo (IUGS geosites).

La meseta está formada en rocas carbonatadas del Neógeno y Cuaternario (formaciones Río Maya y Jaimanitas, entre otras), ordenadas en paquetes de rocas de cierta homogeneidad, pero que poseen numerosos sitios de interés geológico, arqueológico e histórico.

La costa acantilada y, de manera frecuente, sacudida por movimientos tectónicos, muestra extensos campos de lapiés de variadas dimensiones y formas, y grandes nichos de marea emergidos y sumergidos, que provocan con las tormentas tropicales la fracturación de los techos de dichas formas cársicas y su desplazamiento hacia la superficie de la terraza más baja, constituyendo lo que se ha llamado “huracanolitos”, es decir, grandes bloques, a veces, de hasta varias toneladas, sueltos en la superficie carsificada de las terrazas.

La Formación Río Maya está compuesta por calizas biohémicas algáceas, coralinas y micríticas muy duras de matriz micrítica, frecuentemente aporcelanadas, conteniendo corales en posición de crecimiento y fragmentarios, así como subordinadamente moldes y valvas de moluscos, todos recristalizados, siendo abundante el coral *Acropora prolifera*. Las calizas se encuentran frecuentemente dolomitizadas y el contenido de arcilla es muy variable. Contiene abundantes clastos de material terrígeno provenientes de las rocas de las zonas vecinas emergidas y su granulometría varía entre arenas y cantos. En ocasiones, existen intercalaciones de conglomerados polimícticos de granulometría variable y cemento calcáreo. El color es blanco, amarillento, rosado o grisáceo. La edad está señalada



Figura 2. Vista del oeste del Farallón de Blanquizal del Toro. Fotografía: Proyecto de Patrimonio Geológico del IGP.

como Plioceno Superior-Pleistoceno Inferior. Estas calizas se encuentran sobreyacidas por la Formación Jaimanitas, que predomina en las costas acantiladas de Cuba, con litología también de calizas, pero biodetríticas masivas, generalmente carsificadas, muy fosilíferas, conteniendo principalmente conchas bien preservadas, corales de especies actuales y, ocasionalmente, biohermos. Los bolsones cársicos a veces se encuentran rellenos por una fina mezcla carbonático- arcillosa ferruginosa de color rojo ladrillo. Pasan a biocalcarenitas de granulometría y estratificación variables o masivas. En mayor o menor cantidad contienen fragmentos de sedimentos terrígenos, incluyendo calizas preexistentes. Es frecuente encontrar variaciones litofaciales y biofaciales. En general, la cementación es variable y en su superficie presenta un casquete recristalizado de evaporita y caliche combinados de 1 a 2 m de espesor, por debajo del cual, en ocasiones, la roca aparece desintegrada, convertida en un material terroso. La coloración predominante es blancuzca, rosácea o amarillenta.

Este geosito merece una especial atención pues ocupa el punto más alto de la referida meseta de Cabo Cruz con 401 m de altitud y constituye un mirador en el borde oriental, evidentemente tectónico (Fig.2). El conjunto orográfico da nombre precisamente a la Región Meseta y Llanuras de Cabo Cruz, que es uno de los componentes de la regionalización físico-geográfica de Cuba, constituyendo su límite con un territorio colinoso que resulta el pie de monte de la Sierra Maestra Occidental. Todo dentro del Subdistrito Montañas de la Sierra Maestra Occidental, en la provincia de Granma. Este lugar tiene una relevancia internacional indiscutible pues constituye un ejemplo extraordinario de las fluctuaciones o movimientos glaciostáticos ocurridos en las zonas tropicales debido a las glaciaciones cuaternarias.

Presenta un interés geomorfológico general relacionado con el relieve, pero también un fuerte significado con referencia a la presencia de numerosas formas cársicas, que van desde extensos



Figura 3. Vista de la entrada del Hoyo de Morlotte, donde solo es posible acceder utilizando técnicas de cuerda. Fotografía: Proyecto de Patrimonio Geológico del IGP.



Figura 4. Borde del Hoyo de Morlotte, donde pueden avizorarse las dimensiones. Fotografía: Proyecto de Patrimonio Geológico del IGP.

campos de lapiés, que ocupan toda la agreste y árida región, numerosas cuevas, donde sobresale la furnia u hoyo de Morlotte (Figs.3 y 4), un verdadero *Blue Hole* emergido, con más de 70 m de profundidad y un diámetro mayor de 50 m, que solo fue descubierto gracias al vuelo de un avión que lo sobrevoló y al nombre del piloto que lo dio a conocer. A pesar de la ausencia de corrientes superficiales y a los agreste del terreno, en tiempos precolombinos, la zona fue asiento de una nutrida comunidad aborigen, como lo demuestran los numerosos residuarios y piezas arqueológicas allí encontradas, por lo cual presenta también un interés arqueológico.

Ya en el siglo XX, en ese municipio fue testigo del desembarco de la expedición del yate Granma, dirigida por Fidel Castro, que tuvo que atravesar ese desolado paraje en su camino hacia la Sierra Maestra y que sufrió en el cercano sector de Alegría del Pío una derrota que estuvo a punto de provocar el final de la intentona revolucionaria. En el río Ojo del Toro, que limita el farallón por el este y en otras partes de la meseta de Cabo Cruz, que debieron atravesar los expedicionarios en su camino hacia la Sierra Maestra, fueron asesinados varios de los integrantes de la expedición.

Las características geomorfológicas, así como la biodiversidad existente, ha hecho que la UNESCO declarara el sitio como Patrimonio de la Humanidad. El valor dominante, puede señalarse como científico y turístico que presenta interés desde el Plioceno (5,3 millones de años), hasta el presente.

El farallón de Blanquizal del Toro se alcanza siguiendo el terraplén a la localidad de Alegría del Pío y luego un sendero que conduce hasta el abrupto escarpe, como puede observarse en el mapa que se adjunta. Desde aquí se logra, como altura privilegiada, una visión de la serranía que constituye el mayor grupo orográfico del país, hacia el este, así como del cañón del río Ojo del Toro (Fig.5).



Figura 5. Magnífica vista de las terrazas de la meseta y del Mar Caribe desde el mirador de Blanquizal del Toro. Fotografía: Proyecto de Patrimonio Geológico del IGP.

BIBLIOGRAFÍA

Academia de Ciencias de Cuba (1988). Mapa Geológico de Cuba escala 1: 250 000. La Habana.

Acevedo González, M. (1983). Geografía física de Cuba. Editorial Pueblo y Educación. 411 pp.

Franco Alvarez, G.L. (1976). Texto explicativo del mapa geológico de la provincia de Oriente a escala 1:250 000. Centro de Información Instituto de Geología y Paleontología (inédito).

Golovkin, T., Sviridov, A. Lopez, L. y Sojo, R. (1977). Informe sobre los resultados de Levantamiento Geológico a escala 1: 100 000 realizado en la parte oeste de la Sierra Maestra durante los años 76-77 (2da etapa). Centro de Información Instituto de Geología y Paeontología.

Gutiérrez Domech, M.R., Pantaleón Vento, G., Bernal, L., Triff Oquendo, J., Heredia,C., Salazar, A., Reina, J.A., Guerra Santiesteban, D. y Palacios, E. (2019). Evaluación y diagnóstico de geositios de la provincia Granma para la protección y conservación del Patrimonio Geológico.

Gutiérrez Domech M.R., Barrientos A., Balado E., Flores L. y Furrázola G. (2007). Propuesta de Metodología A Emplear Para Las Acciones de Protección y Conservación del Patrimonio Geológico. VII Congreso De Geología (GEOLOGIA2007), Taller Conservación del Patrimonio y la Herencia Geológica Memorias en CD-Rom. La Habana, Cuba, 20-23 de marzo, GEO7-P14.

Gutiérrez Domech M.R. y Rivero Glean M. (1997). Minigeografía de Cuba. Editorial Científico-Técnica. 142 p.

Gutiérrez Domech M.R. y Rivero Glean, M. (1999). Regiones Naturales de la Isla de Cuba. Editorial Científico-Técnica, 145 p.

Gyarmati, P. (1976). Texto explicativo del mapa geológico de la provincia de Oriente a escala 1:250 000.

Taber, S. (1931). The structure of the Sierra Maestra near Santiago de Cuba. Journ Geol., 532-557.

Taber, S. (1934). Sierra Maestra of Cuba, part of the northern rim of the Bartlett Trough.Bull. Geol. Society of America, 45, 567-620.



LOMAS DE YESO

Paisaje cársico singular

Roberto Gutiérrez¹, Guillermo Panataleón¹, Luis Bernal¹ y Luis Candelaria²

¹Instituto de Geología y Paleontología/Servicio Geológico de Cuba

²Sociedad Espeleológica de Cuba

En la parte norte de la provincia central de la isla de Cuba se encuentran tres diapiros salinos que bordean por el norte el gran humedal septentrional de la provincia de Ciego de Ávila, siendo Punta Alegre es el más occidental de ellos. Está ubicado entre la ensenada Mamón, al W y la Bahía de Buena Vista (Nauyú), en cuyo lugar central se encuentra el estratotipo de la Formación Punta Alegre (Fig.1).

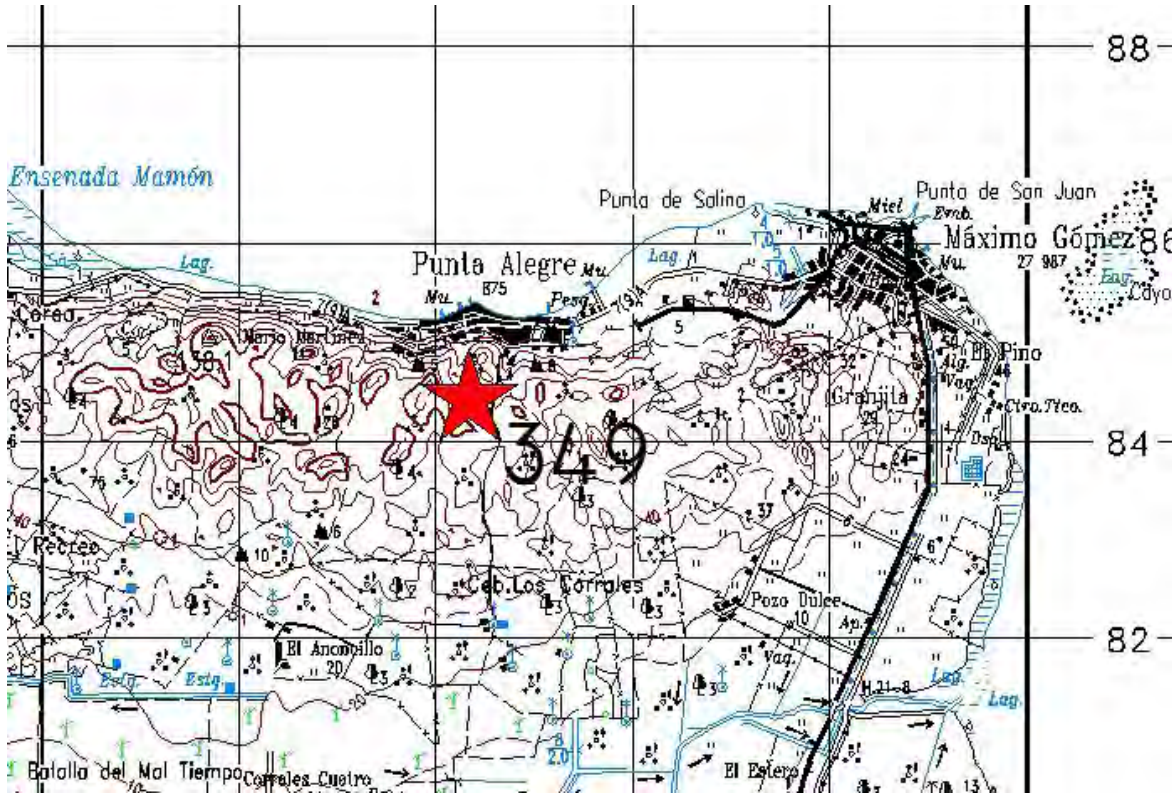


Figura 1. Localización de la Loma de Yeso.



Figura 2. Entrada de una cueva en Lomas de Yeso.

Este territorio está ocupado en su sector norte (35 km²) por elevaciones de escasa altitud (138 m) conocidas por Lomas de Yeso, donde se ha desarrollado un intenso paisaje cársico sobre brechas de yeso con clastos de calizas, pizarras, limolitas, areniscas y tufitas y, además, con estratos y bloques de caliza y dolomita. En el extremo oriental de estas alturas se encuentra en explotación la mayor mina de yeso del país que se procesa en una planta situada en la cercanía del poblado de Máximo Gómez, que ocupa el extremo oriental del territorio del municipio Chambas de la provincia Ciego de Avila.

Son características de este lugar, donde, lamentablemente, la disminución de la explotación agropecuaria ha generado el crecimiento de una vegetación secundaria de monte seco, la existencia de vegetación xerofítica y con todos los arbustos urticantes conocidos. Aparecen en esta región algunas formas cársicas poco conocidas o inexistentes en otras regiones del país, como cuevas de yeso (Fig.2), lapiés de diferentes tipo (*rillenkarren* y *rinenkarren*) en yeso (Fig.3 a 6), cerros de forma cupular y de torres, simila-



Figura 3. Epikarst en Lomas de Yeso.



Figura 4. Lapiés en Lomas de Yeso.

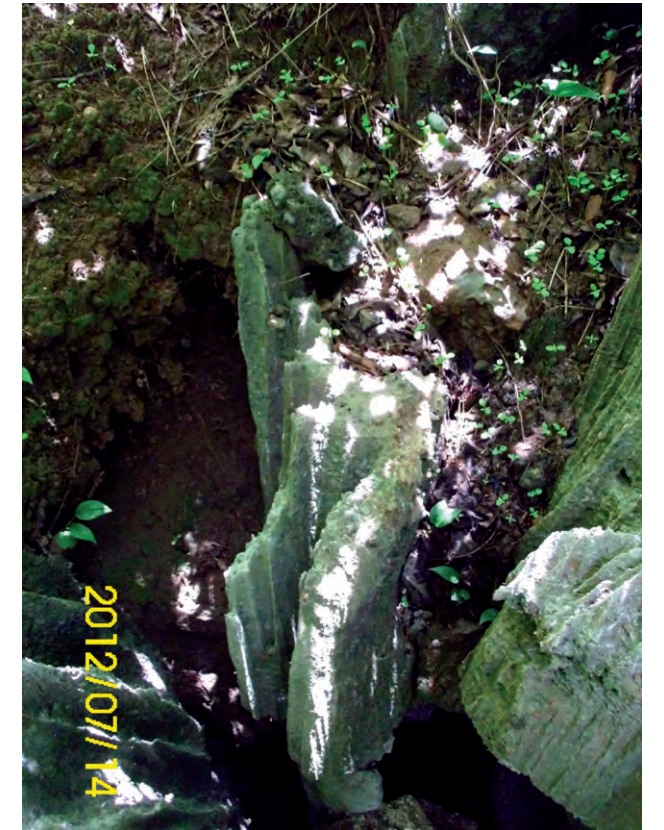


Figura 5. Lapiés en Lomas de Yeso.



Figura 6. Lapiés en Lomas de Yeso.

res a mogotes y otras formas donde la erosión diferencial ha contribuido con la corrosión cársica a la formación de cavidades (Figs.2 a 6), no cársicas, formadas por techos de bloques de dolomita y caliza dolomítica que, a manera de sombreros de hongos, se apoyan sobre pedestales o columnas también calcáreas de mayor resistencia que los de yeso.

Las poblaciones más cercanas son, precisamente, el pueblo de Punta Alegre y la ciudad de Chambas, a la cual se llega por carretera desde la capital provincial que es la ciudad de Ciego de Ávila y el poblado de Morón. Los polos turísticos de Cayo Coco y Cayo Guillermo están relativamente cercanos

Aquí fue descrito un estratotipo de la Formación Punta Alegre. Aunque no fue descrito con esta categoría, se corresponde con el intervalo de 14 a 1.208 m del pozo Collazo 1, perforado en el poblado de Punta Alegre, pero son frecuentes en todo este territorio afloramientos de las brechas de yeso con clastos de calizas, pizarras, limolitas, areniscas y tufitas. Grandes bloques de caliza y dolomita, que conforman las denominadas Lomas de Yeso, presentan un relieve agreste, en algunos sitios similar a los mogotes pinareños y con una superficie intensamente carsificada, tanto superficial como subterráneamente.

Está Formación Punta Alegre que aquí se caracteriza por la presencia de un bien desarrollado carso superficial y subterráneo ha sido señalada como presente en otro domo salino de la región la “isla”de Turiguanó, pero con menor desarrollo geomorfológico, y en San Adrián, Cuba occidental, donde no presenta carsificación.

La edad ha sido señalada, por su posición estratigráfica relativa, como Jurásico Superior, aunque la fauna de *Favreina sp.*, que son coprolitos y la flora de polen y esporas, no permiten una clara identificación.

La relevancia del lugar es nacional, con un interés geomorfológico y petrológico. Puede atribuírsele un valor científico dominante, pero desde el punto de vista turístico es muy atractivo. En las cercanías, a unos metros de la costa, en el mar se ha investigado un sitio arqueológico denominado Los Buchillones, con clara utilización del mar como una suerte de protección para la aldea aborigen que allí se encontraba la cual vivió en bohíos sobre el agua, conectados por senderos de madera o que demuestra un rápido ascenso del nivel del mar.

BIBLIOGRAFÍA

Academia de Ciencias de Cuba. (1988). Mapa Geológico de Cuba escala 1: 250 000.

Bandt, K. (1958). Geology of the Jatibonico area, Las Villas and Camagüey provinces, Cuba. Oficina Nac Rec Min. Ind. Bás.La Habana (Inédito).

Belmustakov et al. (1981). Informe del levantamiento geológico de las provincias Ciego de Ávila, Camagüey y Oeste de Las Tunas, escala 1:250 000. Instituto de Geología y Paleontología de la Academia de Ciencias de Cuba, (inédito). 430 p.

Escobar, E. (1994). Mineralización de metales básicos y preciosos, asociados al arco volcánico cretácico de la región Ciego de Ávila -Camagüey-Las Tunas. In: Congreso Cubano de Geología Y Geofísica, 2, 1994, Santiago de Cuba. Resúmenes.

Flores, G. & Auer, W. F. (1949c). Geology of the Northwestern Camaguey Province, Cuba. Bi - Weekly Report # 19. Centro Nac.Fondo Geol., Minist. Indust. Bas., La Habana (inédito).

Gutiérrez Domech, M.R. y M. Rivero Glean. (1999). Regiones Naturales de la Isla de Cuba. Editorial Científico-Técnica, 145 pp. La Habana.

Gutiérrez Domech, M.R., Bernal Rodríguez, L.R., Roque, D.F., Pantaleón Vento, G.J. y Córdova, A. (2012). Protección y conservación del patrimonio geológico de la provincia Ciego de Ávila.

Hatten C. W., et al. (1958). Geology of central Cuba, Eastern Las Villas and Western Camaguey provinces, Cuba. Cent. Nac. Fondo Geol., Minist. Indust. Bas., La Habana (inédito).

Iturralde- Vinent, M., A. Barrientos, Varela, P. (1978). Texto explicativo del mapa geológico a escala 1: 250 000 del territorio Ciego- Camagüey - Las Tunas. Brigada cubano- búlgara. Inst. Geol. Paleont. , Acad. Cienc. Cuba La Habana (inédito)

Iturralde-Vinent M. (1981). Texto explicativo del mapa geológico, a escala 1: 250 000, del territorio Ciego-Camagüey-Las Tunas. Brigada Cubano-Búlgara. Inst. Geol. Paleont., Acad.Cienc. Cuba, La Habana (Inédito).

Iturralde-Vinent, M. A. et al. (1981). Tectónica del arco volcánico cretácico. In Informe del levantamiento geológico de las provincias de Ciego de Avila, Camagüey y Oeste de Las Tunas. Academias de Ciencias de Cuba. Inédito.

Iturralde M. en: Belmustakov E. et al. (1981). Geología del territorio Ciego-Camagüey-Las Tunas. Resultados de las investigaciones y levantamiento geológico a escala 1:250 000. Inst. Geol. Paleont., Acad. Cienc. Cuba. (Inédito).

Iturralde-Vinent, M. A. (1996). Estratigrafía del arco volcánico cretácico en Cuba. Región Ciego-Camagüey-Las Tunas. In: Iturralde-Vinent M. A. Ed. Ofiolitas y arcos volcánicos de Cuba. Project 364, IUGC/UNESCO, International Correlation Programe, Ciudad de La Habana. P. 201-209.

Kozary M. T. y Brönnimann P. (1955b). Geological Memorandum MK - 4. Geology of the Ciego de Avila - Tamarindo área. Centro Nac.Fondo Geol., Minist. Indust. Bas., La Habana (inédito).

Lugo, R. et al. (1989). Informe de los trabajos de búsqueda en el sector de anomalías magnéticas Gaspar, Ciego de Avila. Empresa Geológica de Camagüey (E.G.C.), (inédito). Archivo de la EGC. 230 p.

Matthew, W.D. y Carlos de Paula Couto. (1959). The Cuban Edentates. Bllletin of the American Museum of Natural History. Vol. 117, Article 1, New York.

Pardo G., en Brönnimann P. y Pardo G. (1954). Annotations to the correlation chart and catalogue of formations (Las Villas province), Geol. Rept. 456. Oficina Nac.Recursos Min., Minist. Indust. Bas., La Habana. (Inédito).

Pardo G. en Truitt P. and Brönnimann P. (1956b). Geologic Memorandum PT.47. Pre - Tertiary Stratigraphy of Northern Las Villas Province and Northwestern Camaguey Province, Cuba. Oficina Nac. Rec.Min, Minist. Indust. Bas., La Habana. (Inédito).

Truitt P. en: Brönnimann P. y Pardo G. (1954). Annotations to the correlation chart and catalogue of formations (Las Villas province), Geol. Rept. 456. Oficina Nac.Recursos Min., Minist. Indust. Bas., La Habana. (Inédito).

Truitt, P. (1955). Geology of Punta Alegre-Cayo Coco-Turiguanó area, Oficina Nacional de Recursos Minerales, La Habana (inédito).



LOCALIDADES FOSILÍFERAS DEL MOGOTE DE LA MINA Y DE HOYOS DE SAN ANTONIO

Yacimientos paleontológicos más productivos de la Sierra de los Órganos

Manuel Roberto Gutiérrez Domech¹, Guillermo Jesús Pantaleón Vento¹,
Luis Ramón Bernal Rodríguez¹, Jose Luis Corvea Porras² y Manuel Vázquez Torres³

¹Instituto de Geología y Paleontología/Servicio Geológico de Cuba

²Empresa GANMA, Ministerio de Ciencia, Tecnología y Medio Ambiente
Empresa Geominera Pinar, Grupo Empresarial Geominal

Estos sitios de interés geológico son localidades colindantes, ambas en la región del valle de Viñales. El Mogote de La Mina (Fig.1), ubicado unos kilómetros al NNE del pueblo de Viñales, debe su nombre a que en el mismo fue explorada una mina, La Constancia, que fue propiedad de la compañía Canuba minas de manganeso LTD, cuando se obtuvo la concesión. Durante la época de la colonia, se fundió cobre allí, pero se desconoce la producción que se registró. Entre 1910 y 1920 se produjeron entre 35.000 y 80.000 t, con una ley de 15-18 % de Cu. El mineral extraído era cubanita formando un cuerpo sólido con piritas en las paredes.

Por su parte, Hoyos de San Antonio, también conocido como Las Cuchillas, es parte del polje de Viñales (Fig.2).



Figura 1. Pared del Mogote de La Mina. Fotografía: Proyecto de Patrimonio Geológico del IGP.



Figura 2. Hoyos de San Antonio. Fotografía: Proyecto de Patrimonio Geológico del IGP.

Ambos geositos, presentados ahora como uno por su proximidad y similitud (Fig.3), han sido localidades importantísimas para el estudio de la fauna de vertebrados e invertebrados del Jurásico que definen la historia geológica de Cuba. Son numerosos los holotipos de especies de ammonites,

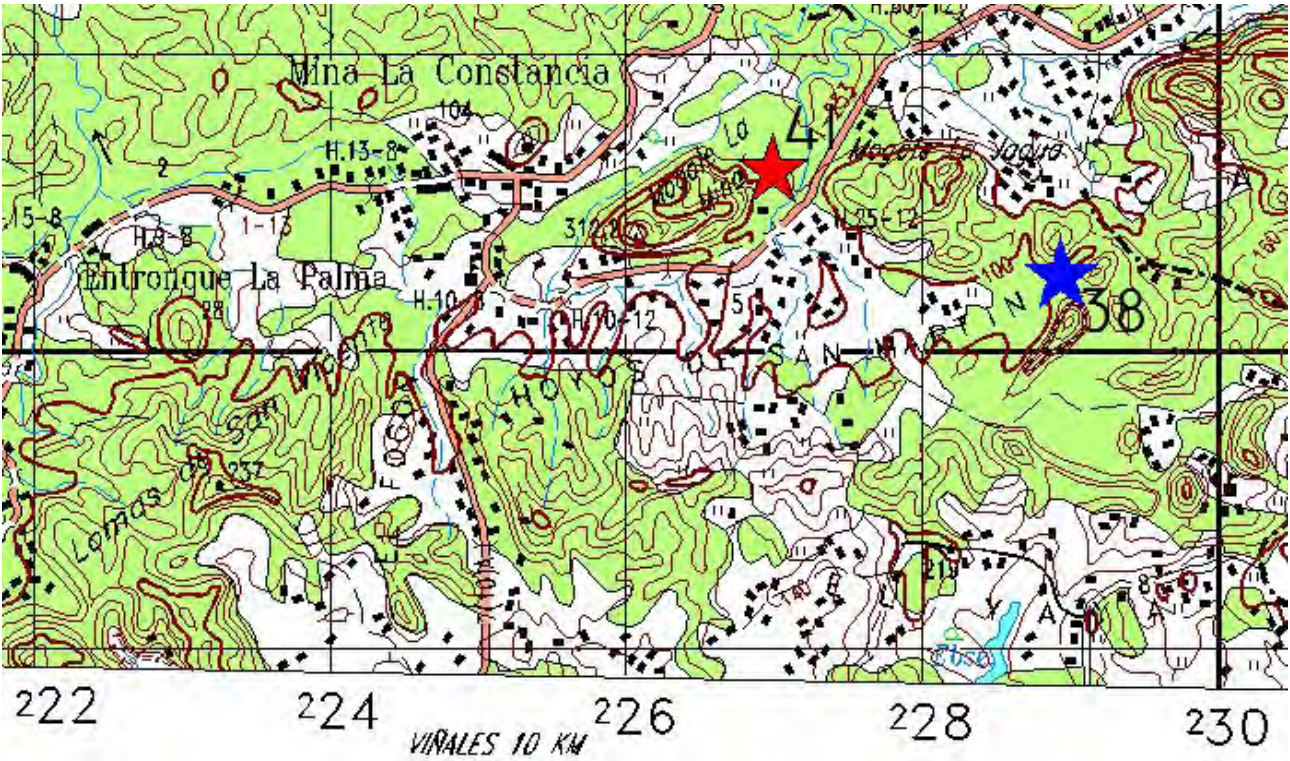


Figura 3. Localización de las localidades fosilíferas.

peces y reptiles colectados aquí, en los conocidos nódulos, denominados “quesos” por campesinos e investigadores, de la Formación Jagua.

El Mogote de la Mina, tiene su base en las rocas de la Formación Jagua (Jurásico Superior, Oxfordiano), que subyace a la Formación Guasasa (Jurásico Superior, Kimmeridgiano), que compone las escarpadas faldas de las elevaciones cársicas conocidas internacionalmente por mogotes. Esta unidad litoestratigráfica en su Miembro Jagua Vieja está formada por argilitas y calizas arcillosas, finamente estratificadas, oscuras, casi negras y en ocasiones gris azulosas, fuertemente bituminosas, las cuales presentan concreciones calcáreas que contienen fósiles, sobre todo ammonites, bien conservados.

La Formación Guasasa está constituida por calizas micríticas masivas, frecuentemente laminadas, algunas veces dolomitizadas y presentando colores desde gris hasta negro. Se presentan lentes de pedernales en la parte inferior del corte, mientras que en la superior aparecen intercalaciones de silicitas. En algunos cortes de la formación, aparece una brecha de origen sedimentario.

La parte inferior de la Formación Guasasa, es el Miembro San Vicente que está constituido por calizas grises claras hasta negras, con estratificación masiva o en capas gruesas, por lo general car-sificadas. En algunas partes se exponen total o parcialmente dolomitizadas. Pueden tener nódulos y lentes de pedernales oscuros. Entre la Formación Jagua (Miembro Pimienta) infrayacente y el Miembro San Vicente sobreyacente, existe una brecha calcárea sedimentaria que sirve de horizonte de separación. Las escarpadas paredes de la mayoría de los típicos mogotes de Viñales, están compuestos por las rocas del este miembro.

La fauna de la Formación Jagua se compone de ammonites como: *Cubaochetoceras sp.*, *Cubaspidoceras sp.*, *Discosphinctes spp.*, *Euaspidoceras spp.*, *Glochiceras sp.*, *Ochetoceras spp.*, *Mirosphinctes sp.*, *Perisphinctes spp.*, *Vinalesphinctes spp.*; así como Vertebrados terrestres tales como los pterosaur-



Figura. 4. Vista de Hoyo de San Antonio, desde el valle de Viñales, al sur. Fotografía: Proyecto de Patrimonio Geológico del IGP.

rios: *Nesodactylus hespericus* y *Cacibupterix caribensis* y vertebrados marinos como el plesiosaurio *Vinalesaurus caroli* y otros como el gigantesco pliosaurio *Gallardosaurus iturraldei*; ictiosaurios como restos de un oftalmosaurio, descubierto en esos parajes: También han sido encontrados cocodrilos oceánicos de género *Cricodaurus*, tortugas como: *Caribemys* y peces de los géneros *Lepidotes*, *Gyrodus* y *Aspidorhincus*. Así mismo se han identificados moluscos pelecípodos y microfósiles índices del piso Oxfordiano u Oxfordiense.

La Formación Jagua se encuentra más extendida en Hoyos de San Antonio, por eso el paisaje es menos cársico y agresivo.

La Formación Guasasa presenta fósiles microscópicos como foraminíferos, calpionélidos y tintinnidos, algunos restos mal conservados de ammonites, donde se han identificado *Durangites sp.*, *Corongoceras sp.*, *Romaniceras sp.*, *Mazapilites sp.*, *Parodontoceras sp.*, *Pseudolissoceras sp.*, *Salinites sp.*, *Torquatisphinctes sp.*, *Vinalesites* y moluscos gasterópodos.

Este geositio de categoría A, pues alcanza 96 puntos en la evaluación metodológica elaborada por autores cubanos, ha sido una localidad importantísima para la caracterización de las capas del Jurásico Superior (Oxfordiano Medio-Superior) y la recolección de fauna de ese piso. El geositio tiene importancia nacional, pero también internacional, pues resulta el mejor yacimiento fosilífero de fauna del Jurásico de Cuba. Tiene un interés paleontológico y estratigráfico y valor científico alto. Se encuentra dentro del aprobado Geoparque Viñales y puede emplearse ampliamente para el Geoturismo.

Es un yacimiento fosilífero que ha sido muy explotado por paleontólogos, profesores, geólogos profesionales nacionales y extranjeros y estudiantes, por lo cual resulta necesario prohibir la recolección de fósiles y chequear que no se realice dicha extracción.

BIBLIOGRAFÍA

- Abakumov, S., Stepanov, W. y A. Fernández. (1968). Estructura geológica y los yacimientos minerales en la región Viñales, Pinar del Río. Fondo Geológico. Emp. Cons. de la Minería, La Habana (inédito).
- Astajov, K., Solianik, V., Vasiliev, D., Fernández de Lara, S., et. al. (1975). Levantamiento geológico escala 1:50 000 de la parte noroeste de la provincia de Pinar del Río. Centro Nac. Fondo Geológico, MINBAS, La Habana (inédita).
- Furrazola Bermúdez, G., Gutiérrez-Domech, R. y Torres Silva, A.I., Pantaleón, G. (1998). Los ammonites y ap-tychus del Mesozoico de Cuba. Actualización. 1998, Memorias II del Congreso Geología y Minería 98, p. 291-294.
- Gutiérrez, R., et. al. (2009). Patrimonio Geológico de la provincia de Pinar del Río. Memorias III Convención de Ciencias de la Tierra. Cd-rom.
- Hatten, C.W. (1957). Geology of the central Sierra de los Órganos, Pinar del Río province, Cuba. Centro Nac. Fondo Geológico MINBAS, La Habana (inédito).
- Herrera, N. (1961). Contribución a la Estratigrafía de la provincia de Pinar del Río, Rev. Soc. Cubana de Ing. LXI (1-2): 12-23.
- Judoley, C.M. y G. Furrazola-Bermúdez. 1965. Estratigrafía y Fauna del Jurásico de Cuba. Pub. Esp. Instituto Cubano Rec. Min. 3:1-32, La Habana.
- Pszczolkowski, A. et al. (1965). Texto explicativo al mapa geológico a escala 1:250 000 de la provincia de Pinar del Río. (Inédito) Inst. de Geología y Paleontología, ACC.
- Vázquez, M., Martínez, A., Gutiérrez Domech, R., Rodríguez Fernández, R. y Castellanos, E.A. (2022). Geoparque Viñales, Guía Turística. Instituto de Geología y Paleontología-Instituto Geólogo Minero de España.

ECUADOR



Mapa: modificado de Urutseg.

- 1- Yacimiento paleontológico de Quebrada Chalán
- 2- Coca-Codo Sinclair
- 3- Complejo volcánico Cotacachi – Cuicocha
- 4- Bosque petrificado de Puyango
- 5- Complejo volcánico El Reventador

Volcán Reventador. Fotografía: Ammit. Depositphotos.





YACIMIENTO PALEONTOLÓGICO DE QUEBRADA CHALÁN

El principal yacimiento de megafauna pleistocénica de la Sierra del Ecuador

José Luis Román-Carrión¹ y Jhonatan Enríquez²

¹*Escuela Politécnica Nacional (MEPN)*

²*Instituto de Investigación Geológico y Energético (IIGE)*

Los Andes ecuatorianos son parte de la cordillera que limita con el lado occidental de América del Sur. Por lo general, se subdivide en cordilleras Occidental y Oriental (Real) separadas por una depresión tectónica (Depresión Interandina). La depresión tectónica (ubicada a una elevación media de 2.000-3.000 m) está llena de depósitos aluviales, fluviales, lacustres y volcánicos que se encuentran en algunos lugares con más de mil metros de espesor. La Depresión Interandina, ubicada entre dos cordilleras glaciares, fue el lugar de una impresionante actividad eólica. La parte superior de estos depósitos está comúnmente erosionada y cubierta de manera discordante por depósitos eólicos correspondientes a la Formación Cangahua. El sistema sedimentario se alimentó principalmente de la reelaboración de sedimentos piroclásticos, pero los componentes menores también podrían haber venido de los sedimentos fluvioglaciares. Muchas tobas, lapilli, y tobas-lapilli están intercaladas en la secuencia que se compone de arenas finas a medias.

Situado en la depresión interandina, el yacimiento paleontológico de Quebrada Chalán comprende principalmente dos localidades: las parroquias rurales de Punín y Licto, ubicadas a 12 y 18 km al sur de la ciudad de Riobamba respectivamente (Fig. 1). La Quebrada Chalán se encuentra situada a 2.953 m de altitud. Nace en las faldas del volcán extinto Tulabug del cual habría recibido gran aporte de material a lo largo de sus erupciones. Corre en dirección este-oeste y forma parte de la cuenca del río Chambo, afluente del río Pastaza, que a su vez desemboca en el río Marañón hacia el océano Atlántico.

La serie estratigráfica de Quebrada Chalán y del conjunto de quebradas que se encuentran en las faldas del volcán Tulabug, comprende tres unidades geológicas pertenecientes al Cuaternario. En concreto, consta de la Formación Cangahua (asignada al tercer interglacial del Pleistoceno); de las terrazas de deposición (asignadas al límite Pleistoceno-Holoceno), y de los depósitos glaciares asignados al Holoceno. La serie aparece sobre un basamento cuya edad aparentemente oscila entre el Cretácico Superior y el Terciario.

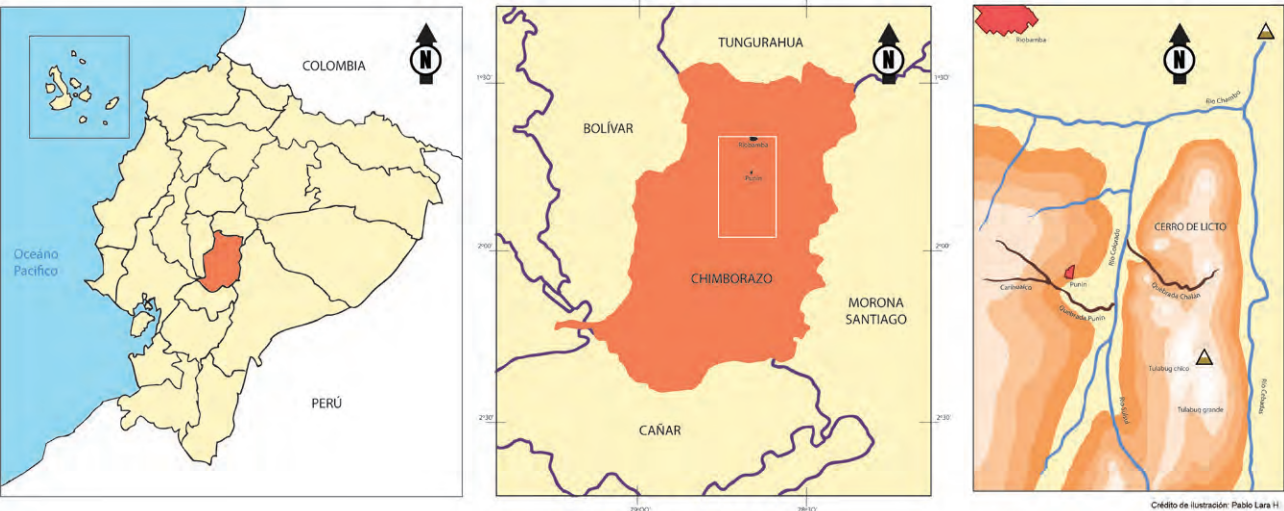


Figura 1. Ubicación de Quebrada Chalán. A la izquierda, situación de la provincia de Chimborazo en Ecuador, en el centro, el rectángulo indica el área de estudio que aparece ampliada a la derecha. Tomado de Román-Carrión (2013).

El yacimiento paleontológico de Quebrada Chalán guarda una historia bastante particular y es de relevancia regional por los procesos geológicos que sucedieron y pueden ser aquí descritos; los pobladores de sus alrededores ya conocían narraciones que mencionaban la existencia de “huesos de gigantes” en ella, pero fueron los cronistas de indias los primeros en registrar estas historias y leyendas, que hacían alusión a antiguas razas de gigantes que habrían poblado estos lugares en tiempos inmemoriales (Figs. 2 y 3).

Figura 2. Vista del volcán Chimborazo desde Quebrada Chalán. Fotografía: José Luis Román.



Figura 3. Imágenes al interior de la Quebrada mostrando escarpes erosionados, los yacimientos fosilíferos se encuentran en los estratos medios. Fotografía: José Luis Román.

El trabajo “Ueber fossile Säugthierknochen am Chimborasso” de Wagner publicado en 1860 fue el primer estudio detallado de los fósiles de vertebrados de Quebrada Chalán (Fig. 4), en este trabajo se describen varios grupos de mamíferos fósiles presentes en el pleistoceno. Wolf en 1892 realizó estudios geológicos de mayor detalle y más profundos en los yacimientos antes mencionados, cuyos resultados fueron publicados en una serie de obras entre las que se destaca su “Geografía y geología del Ecuador”. Durante sus viajes, Wolf, recogió algunos fósiles de vertebrados en Quebrada Chalán y los valles de Quito; este material llamó la atención de nuevos investigadores europeos, puesto que se trataba de grupos poco conocidos en los valles interandinos.

El trabajo geológico y paleontológico en Quebrada Chalán de Branco en 1883 dio como resultado las primeras descripciones detalladas de los ungulados de esta localidad, especialmente équidos, camélidos y cérvidos. En 1894, J. Proaño dio a conocer el primer mastodonte excavado en este yacimiento y que fuere llevado a la Universidad Central de Quito, lugar en el que aún se conservan dos húmeros completos en buen estado de fosilización.

Franz Spillmann, profesor de la Universidad Central del Ecuador, a inicios del siglo anterior, realizó varias publicaciones acerca de los vertebrados fósiles, de las tres localidades más importantes del territorio ecuatoriano: Quebrada Chalán, las tierras impregnadas de brea de la península de Santa Elena y valle de Quito, recogiendo una importante colección de material fósil que por muchos años estuvo depositada en el Gabinete de Ciencias Naturales de la misma universidad (Fig.4).



Figura 4. Primeras expediciones formales llevadas a cabo por diferentes científicos, entre ellos: W. Branco, Sullivan & Hellmann, Teodoro Wolf, Franz Spillmann, Walter Sauer, Robert Hoffstetter. Fotografía: Archivo de la Escuela Politécnica Nacional.

Más tarde, el paleontólogo francés Robert Hoffstetter organizó la colección de paleontología en la Escuela Politécnica Nacional en Quito. Realizó varias publicaciones acerca de los mamíferos pleistocénicos del Ecuador y su distribución estratigráfica. Su principal aporte fue su tesis doctoral “*Les Mammifères Pléistocènes de la République de L’Equateur*” de 1952, en la que realizó una descripción muy minuciosa de las especies presentes en Quebrada Chalán, además de descripciones anatómicas más detalladas y añadió nuevas especies y nuevos grupos a la lista propuesta por los autores antes mencionados.

Los yacimientos fosilíferos de la Quebrada Chalán son vestigios de la fauna que vivió en el tercer período interglacial pleistocénico y gracias a los depósitos sedimentarios de las diferentes cuencas, han podido conservarse en óptimas condiciones (Fig. 5); a pesar de que algunos huesos están rotos y dispersos por las presiones y corrimientos de la tierra, se ha logrado describir la mayoría de criaturas que allí habitaron, entre los fósiles descritos en Quebrada Chalán se encuentran: Gomphotheriidae *Stegomastodon waringi*, Equidae *Equus (Amerhippus) andium*, Equidae *Equus (Amerhippus) sp.*, Camelidae *Palaeolama reissi*, Leporidae *Sylvilagus brasiliensis*, Cricetidae *Sigmodon sp.*, Caviidae *Sp. Indet*, Mylodontidae *Glossotherium reissi*, Dasypodidae *Dasypus sp.*

La Quebrada Chalán es uno de los sitios con mayor concentración de megafauna pleistocénica en el Ecuador y por ende su interés dominante es paleontológico, que requiere ser conservado y aprovechado de manera responsable; por otro lado, este sitio sin duda alguna posee un gran valor científico y turístico.



Figura 5. Restos fósiles de fauna pleistocénica procedentes de excavaciones en Quebrada Chalán. Fotografías: José Luis Román.

BIBLIOGRAFÍA

Branco, W. (1883). Über Eine Fossile Saugethier-Fauna von Punin bei Riobamba in Ecuador. Nach den Sammlungen von W. Reiss und A. Stübel, bearbeitet von W. Branco, mit einer geologischen Einleitung von W. W. Reiss. Palaeontologische Abhandlungen. 160 p.

Coltorti, M., Ficarelli, G., Jahren, H., Moreno Espinosa, M., Rook, L., & Torre, D. (1998). The last occurrence of Pleistocene megafauna in the Ecuadorian Andes. Journal of South American Earth Sciences, 581-586.

Coltorti, M., & Ollier, C. D. (2000). Geomorphic and tectonic evolution of the Ecuadorian Andes. Geomorphology, 1-19.

Hoffstetter R. (1952). Les Mammifères Pléistocènes de la République de L' Equateur. Memoires de la Société Géologique de France. Nouvelle Série 66: 1-403.

Mancheno, G. (1952). Estudio geológico de Chalán. Tesis Escuela Politécnica Nacional. Quito. 43 p.

Proaño, J. (1894). Mastodonte del Chimborazo. Memorias del Liceo Chimborazo. 31 p.

Román-Carrión J. (2013). Puesta en valor y propuesta de Quebrada Chalán, provincia de Chimborazo, como el primer parque paleontológico del Ecuador. Trabajo fin de Máster en Paleontología. Universidad Complutense de Madrid. España.

Sauer W. (1965). Geología del Ecuador. Ministerio de Educación. 383 p.

Spillmann F. (1931). Die Säugetiere Ecuadors im Wandel der Zeit. Universidad Central, Ecuador. 107 p.

Wagner, A. (1860). Ueber fossile Säugthierknochen am Chimborasso. En: Sitzungsberichte der Konigl. Bayerischen Akademie der Wissenschaften zu München, 330-338.

Wolf, T. (1892). Geografía y geología del Ecuador. Tipografía F.A., Brockhaus. 672 págs.



COCA-CODO SINCLAIR

Una mirada al Jurásico–Cretácico de la cuenca oriente del Ecuador

Christian Wladimir Romero-Cóndor¹

¹Instituto de Investigación Geológico y Energético (IIGE)

El relieve que habitamos es el resultado de una continua y compleja interacción entre los fenómenos naturales y las rocas en la superficie terrestre. Cada ecosistema provee de diferentes recursos naturales a las comunidades que lo habitan. El conocimiento geológico sobre los recursos naturales permite el desarrollo económico, social y cultural de las sociedades. El estudio de la geodiversidad y del patrimonio geológico figura entre las áreas de investigación más recientemente incorporadas al ámbito de la Geología. Con el paso del tiempo, la sociedad ha ido cambiando su percepción del entorno, y ahora considera un derecho, una necesidad y un deber proteger el medio ambiente y promover un desarrollo sostenible. Los elementos geológicos de singular interés no son una excepción: son una parte importante del patrimonio natural y poseen valor por sí mismos, por lo que deben ser conservados. En este artículo se presenta la descripción de un mega-afloramiento de importancia regional debido a que presenta de manera continua la estratigrafía del intervalo Jurásico a Cretácico en la Cuenca Oriente ecuatoriana.

La principal característica morfológica de la margen noroccidental sudamericana son los Andes del norte. Al sur de ellos se localiza la margen continental ecuatoriana, la cual incluye la Costa, el cinturón de los Andes y la cuenca Oriente. La cuenca Oriente ecuatoriana es una de las cuencas sedimentarias más fructífera de Sudamérica en cuanto a sus reservas hidrocarburíferas (Fig.1), debido a esta razón, desde 1920 a la actualidad, diversas campañas de levantamiento geológico estudiaron a detalle el relleno sedimentario de esta cuenca.

La zona Subandina (ZSA) es un cinturón deformado y exhumado, que registra la tasa de levantamiento de los Andes y a su vez proporciona información de las diversas secuencias sedimentarias de la cuenca Oriente. Al norte de la zona Subandina, en el levantamiento Napo, las diferentes secuencias sedimentarias de la cuenca fueron caracterizadas a detalle, en específico en el sector de Coca-Codo Sinclair, en donde anteriores investigaciones presentaron una gran variedad de estudios enfocados al desarrollo de la exploración petrolera (Fig.1), los cuales incluyen: estratigrafía, bioestratigrafía, geoquímica, procedencia, edad y geofísica del relleno sedimentario Cretácico de la cuenca Oriente.

En el año 2014, debido a la construcción del Proyecto Hidroeléctrico Coca-Codo Sinclair (PHCCS) se abrieron varias rutas de acceso en el sector. Entre ellas destaca la ruta de acceso a la casa de

máquinas del PHCCS, que permite observar el “Mega-Afloramiento CCS (MG-CCS)”, en el cual se puede estudiar de manera continua la litoestratigrafía del intervalo Jurásico-Cretácico de la cuenca Oriente del Ecuador (Fig.1).

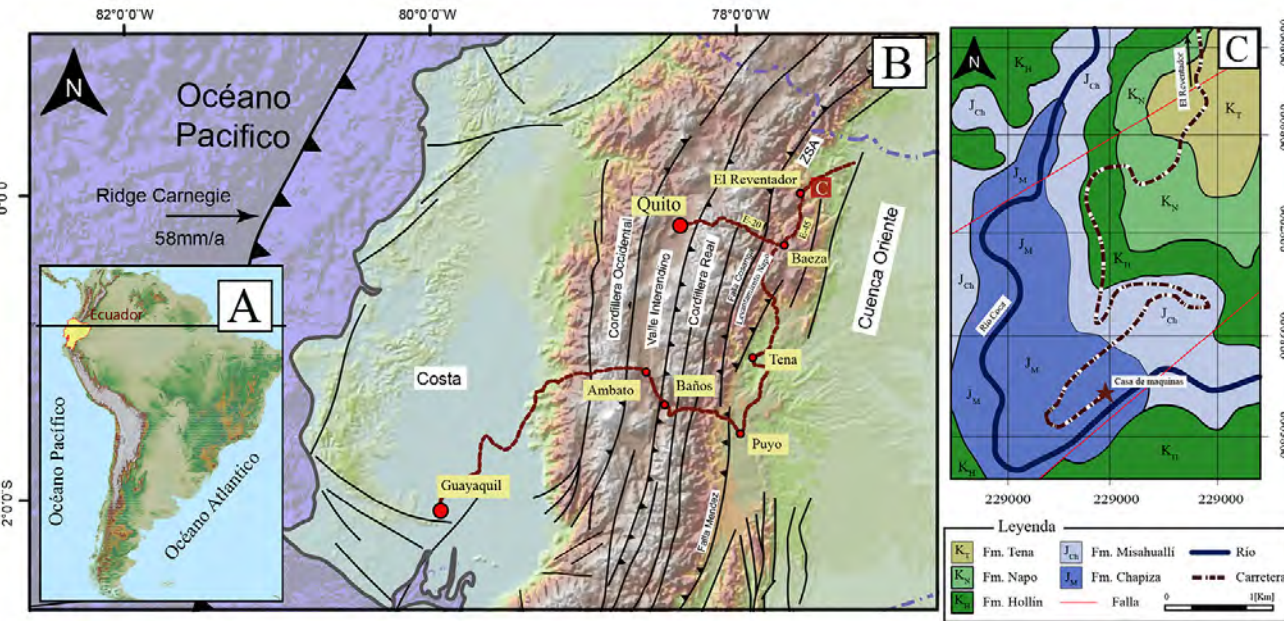


Figura 1. Mapa de ubicación. A. Ubicación de Ecuador en Sudamérica; B. Ubicación del sitio de interés geológico en el Ecuador; C. Mapa geológico del sitio de interés geológico.

Como se observa en la Fig. 1, el acceso al “MG-CCS” desde el Distrito Metropolitano de Quito, se lo realiza por la carretera E-20 hasta el poblado de Baeza, posteriormente por la vía E-45, hasta el sector de Simón Bolívar, en donde empieza la vía de acceso a la casa de máquinas del PHCCS.

En la última década este afloramiento fue visitado por estudiantes de geología de diferentes universidades a nivel nacional e internacional, entre ellos: la Escuela Politécnica Nacional, Universidad Central del Ecuador, Escuela Politécnica del Litoral, ETH-Zurich (Suiza), Universidad de Austin, Texas, (USA), Universidad de Ginebra (Suiza) e Instituto de Tecnología de Massachusetts (USA), Universidad Charles (República Checa), Universidad de Santander (Colombia), técnicos del Instituto de Investigación Geológico y Energético (IIGE) y la empresa privada; lo que ha permitido el constante intercambio de conocimiento sobre la evolución geológica de la margen noroccidental sudamericana (Fig.2).



Figura 2. Visita de campo a los afloramientos. Fotografías: Christian Wladimir Romero-Cóndor.



Figura 3. Secciones geológicas del sitio de interés geológico. A. Secuencias fluviales de la Fm. Hollín; B. Facies intermareales dominadas por barras mareales en la Fm. Hollín; C. Canales mareales de la Fm. Hollín; D. Ripples mareales en el Miembro Superior de la Formación Hollín. E. Amonites en la Fm. Napo; F. Bioturbación en la Fm. Napo. Fotografías: Christian Wladimir Romero-Cóndor.

En la base del afloramiento se observan secuencias de rocas volcánicas de composición andesítica, afinidad geoquímica calco-alcalina, datadas de 175 a 165 millones de años agrupadas en la Formación Misahuallí. Esta secuencia fue interpretada como un arco volcánico de origen continental, el cual dominó la margen noroccidental de Sudamérica en el Jurásico Medio a Superior (Fig.3). La Formación Chapiza cubre en discordancia a la Formación Misahuallí, esta discontinuidad estratigráfica fue datada en aproximadamente 155 millones de años. La Formación Chapiza incluye areniscas, limolitas y conglomerados de origen continental, depositados en sistemas de ríos y abanicos aluviales en el intervalo Jurásico Superior a Cretácico Inferior (Fig.3)

La Formación Hollín cubre en discordancia angular a las formaciones Misahuallí y Chapiza. Esta discontinuidad estratigráfica fue datada en aproximadamente 117 Ma. La Formación Hollín es el principal reservorio hidrocarburífero de la cuenca Oriente, incluye a cuarzo-areniscas fluviales en la base y hacia el tope areniscas limosas y lutitas, con un amplio espectro de estructuras mareales. La estratigrafía de la Formación Hollín guarda el registro de la transición de ambientes continentales fluviales a marino somero influenciado por mareas, ampliamente registrada en la margen noroccidental de Sudamérica en el intervalo Aptiano a Albiano (Figs.2 y 3). La Formación Napo es la roca madre del petróleo en la cuenca Oriente, agrupa a múltiples secuencias de lutitas fosilíferas, calizas y areniscas glauconíticas depositadas en un mar epicontinental en el Cretácico Superior, producto de la subida del nivel del mar que ocasionó una transgresión a nivel regional. Una amplia gama de fósiles ha sido documentada en la Formación Napo, entre ellos amonites, bivalvos, gasterópodos, destacando los foraminíferos bentónicos *Bathysiphon sp.*, *Dentalina aff. reflexa*, *Dentalina sp.*, *Gavelinella sp.*, que definen al intervalo Albiano en Sudamérica.

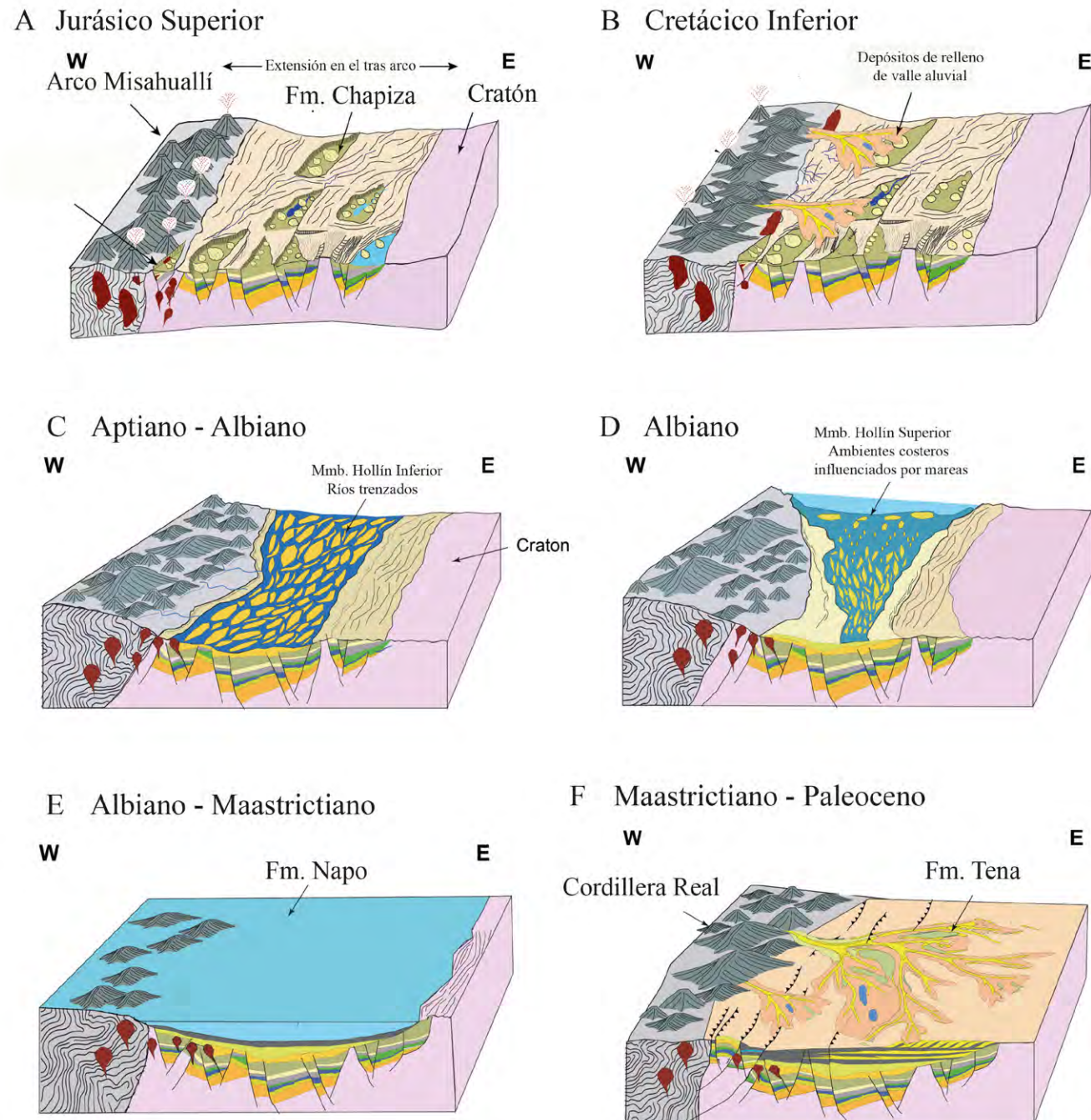


Figura 4. Evolución paleogeografía observada en el registro litoestratigráfico del MG-CCS. Modificado de Vallejo et al. (2021).

Hacia el tope del afloramiento, la Formación Tena cubre en discordancia angular a la Formación Napo, esta discontinuidad estratigráfica fue datada en 75 millones de años. La Formación Tena agrupa a limolitas multicolores y areniscas depositadas en abanicos aluviales y fluviales, en el intervalo Maastrichtiano a Paleoceno (Fig.3)

El tipo de interés principal es estratigráfico debido a que la importancia de este sitio recae en la observación de manera tridimensional y continua de la litoestratigrafía del intervalo Jurásico a Cretácico de la cuenca Oriente ecuatoriana. Otro tipo de interés es la geocronología debido a que rocas tipo de las formaciones Misahuallí, Chapiza, Hollín, Napo y Tena han sido datadas mediante diferentes métodos, que incluyen U-Pb en circones y apatitos, traza de fisión, Ar-Ar en hornblenda y relaciones Th-U-Pb. Rocas volcánicas de la Formación Misahuallí en la base del afloramiento fueron datadas en

175 millones de años, mientras que el tope de la Formación Tena fue datado a 75 millones de años. Además, estos datos fueron contrastados con edades bioestratigráficas en las formaciones Chapiza y Napo. Esto indica que este afloramiento permite observar de manera continua en 400 metros de longitud y 210 metros de altura, el registro litoestratigráfico de 100 millones de años. Razón por la cual, en la actualidad es el único mega afloramiento de diversas secuencias sedimentarias, volcánicas y volcanoclásticas, de diferente origen datadas en Ecuador. Convirtiéndose en un referente para la investigación geológica a nivel nacional y regional. El estudio del MG-CCS permitió proponer un modelo de evolución geológica para la margen continental ecuatoriana en el intervalo Jurásico a Cretácico razón por la cual el valor dominante de este sitio de interés geológico es científico y didáctico (Fig.3).

El valor dominante de este sitio de interés es didáctico debido a que es usualmente utilizado para el aprendizaje de la litoestratigrafía del tiempo Jurásico a Cretácico de la cuenca Oriente ecuatoriana; sin embargo, también posee un valor científico, por lo que, en el sitio se han realizado dataciones radiométricas y modelamiento geológico.

BIBLIOGRAFÍA

- Bulot, L. G., Kennedy, W. J., Jaillard, E., & Robert, E. (2005). Late Middle-early Late Albian ammonites from Ecuador. *Cretaceous Research*, 26(3), 450-459.
- Carcavilla, L., Delvene G., Diaz-Martinez E., Garcia-Cortes A., Lozano G., Rabano I., Sanchez A., Vegas J., (2014). Geodiversidad y patrimonio geológico. In Conceptual framework of geoconservation. Instituto Geológico y Minero de España.
- Carcavilla, L., Díaz-Martínez, E., Erikstad, L., & García-Cortés, Á. (2013). Valoración del patrimonio geológico en Europa. *Boletim Paranaense de Geociencias*, 70.
- Goldschmid, R. (1941). Geological Survey in Oriente Ecuador. Shell Report.
- Gutiérrez, E. G., Horton, B. K., Vallejo, C., Jackson, L. J., & George, S. W. (2019). Provenance and geochronological insights into Late Cretaceous-Cenozoic foreland basin development in the Subandean Zone and Oriente Basin of Ecuador. In *Andean Tectonics* (pp. 237-268). Elsevier.
- Jaillard, E., Caron, M., Dhondt, A., Ordoñez, M., Andrade, R., Bengtson, P., ... & Huacho, J. (1997). Síntesis estratigráfica y sedimentológica del Cretáceo y Paleógeno de la cuenca oriental del Ecuador. *Orstom-Petroproduccion Publication*, Quito.
- Jain, S. (2014). *Fundamentals of physical geology* (p. 129). Springer India.
- Litherland, M. (1994). The metamorphic belts of Ecuador. *British Geological Survey, Overseas Memoir*, 11.
- Mariño Morejón, E. D. L. M. (2016). *Identificación y caracterización de facies de la Formación Hollín en un afloramiento ubicado en el Proyecto Hidroeléctrico Coca-Codo Sinclair, provincia de Napo*. Tesis Ingeniería Geológica. Escuela politécnica Nacional.
- Ordóñez, M., Jiménez, N., & Suárez, J. (2006). Micropaleontología Ecuatoriana: Petroproducción (filial de Petroecuador). *Centro de Investigaciones Geológicas de Guayaquil, Guayaquil, Ecuador*, 61-64.
- Rivadeneira, M. (2014). Breve reseña histórica de la explotación petrolera de la cuenca Oriente. La cuenca Oriente: geología y petróleo. Lima, Perú. IFEA-Instituto Francés de Estudios Andinos, 205-228.
- Romero, C. W., Gramal, A. B., Carranco, F. R., & Toainga, S. D. (2019). Asociación de facies: La clave para la identificación de la Formación Hollín en la región sur oriental del Ecuador. *Revista Científica GeoLatitud*, 2(1), 9-23.

- Ruiz, G., Seward, D., Winkler, W., & Spikings, R. (2002). Detrital provenance and exhumation in the ecuadorian subandean zone: a key region leading to the understanding of Andean geodynamics. In *5th International Symposium on Andean Geodynamics-ISAG, Toulouse, Extended Abstract Volume*, 565-568.
- Shanmugam, G., Poffenberger, M., & Toro Alava, J. (2000). Tide-dominated estuarine facies in the Hollin and Napo ("T" and "U") formations (Cretaceous), Sacha field, Oriente basin, Ecuador. *AAPG bulletin*, 84(5), 652-682.
- Spikings, R., Cochrane, R., Villagomez, D., Van der Lelij, R., Vallejo, C., Winkler, W., & Beate, B. (2015). The geological history of northwestern South America: from Pangaea to the early collision of the Caribbean Large Igneous Province (290–75 Ma). *Gondwana Research*, 27(1), 95-139.
- Tschopp, H. J. (1953). Oil explorations in the Oriente of Ecuador, 1938–1950. *AAPG Bulletin*, 37(10), 2303-2347.
- Vallejo, C., Romero, C., Horton, B. K., Spikings, R. A., Gaibor, J., Winkler, W., Esteban, J.J., Thomsen, T.B., & Mariño, E. (2021). Jurassic to Early Paleogene sedimentation in the Amazon region of Ecuador: Implications for the paleogeographic evolution of northwestern South America. *Global and Planetary Change*, 204, 103555.
- Wasson, T., & Sinclair, J. H. (1927). Geological explorations east of the Andes in Ecuador. *AAPG Bulletin*, 11(12), 1253-1281.
- White, H. J., Skopec, R. A., Ramirez, F. A., Rodas, J. A., & Bonilla, G. (1995). Reservoir characterization of the Hollin and Napo formations, western Oriente Basin, Ecuador.



COMPLEJO VOLCÁNICO COTACACHI – CUICOCHA

Una mirada al punto más alto del Geoparque mundial UNESCO de Imbabura

Marco Almeida¹, Santiago Santamaría^{2,3}

¹*Instituto Geofísico, Escuela Politécnica Nacional (IGEPN)*

²*Instituto de Investigación Geológico y Energético (IIGE)*

³*ECTEA, Universidad Yachay Tech*

El Complejo Volcánico Cotacachi–Cuicocha (CCVC) se encuentra ubicado en el norte de la Cordillera Occidental del Ecuador, aproximadamente a 65 km al noreste (NE) de la ciudad capital, Quito. Este centro volcánico está formado, *sensu lato*, por el estratovolcán Cotacachi y la caldera Cuicocha (Fig. 1), cubriendo una superficie de aproximadamente 268 km². La elevación máxima del CVCC corresponde al estratovolcán Cotacachi que alcanza una altitud máxima de 4.939 m. El Cotacachi es localmente conocido como *Kuta Kachi* (Molino de Sal), *Warmi Razu* (Mujer de nieve), o simplemente como *Mama Cotacachi* (Madre Cotacachi); mientras que Cuicocha es conocida como *Kuychi Kucha* (Laguna de Arco Iris), *Hachi Kucha* (Laguna de Dios), o Laguna de los *Cuyes* (Conejillo de Indias). Estas estructuras volcánicas fueron catalogadas como uno de los sitios de interés del recientemente creado Geoparque Mundial de la UNESCO de Imbabura, declarado el 17 de abril de 2019, razón por la que su relevancia es internacional.

Varias rutas de primer orden permiten acceder al Complejo Volcánico Cotacachi–Cuicocha desde la ciudad de Quito, con un tiempo de viaje de alrededor de 2 horas y media. Los centros poblados más cercanos a este complejo volcánico son la ciudad de Cotacachi y la parroquia de Quiroga que, en conjunto, albergan a aproximadamente 40.000 habitantes sin tomar en cuenta el alto número de turistas que visitan el sector, que puede llegar a unos pocos miles de personas adicionales por día.

El Complejo Volcánico Cotacachi–Cuicocha es una de las estructuras volcánicas más representativas del Frente Volcánico de Ecuador, emplazada sobre la Cordillera Occidental del país. La importancia del CVCC deriva de la diversidad de estructuras volcánicas que lo componen. Además del estratovolcán Cotacachi (Fig.1), varios domos de lava fueron extruidos en su periferia, como los domos Muyurcu (Fig.2a), Loma Negra (Fig.2b), Piribuela (Fig.2c) y el destruido domo Cuicocha (Fig.2d). La caldera de Cuicocha está integrada por los restos del domo de lava pre-caldera del mismo nombre, ubicados en el borde noroeste de la misma (Fig.2d), una laguna cratérica (Figs.3 y 4), y los domos de lava Wolf y Yerovi que forman dos islotes en el centro de la laguna.



Figura 1. Panorama del Complejo Volcánico Cotacachi – Cuicocha visto desde el suroccidente. Note en el centro de la laguna los domos de lava post-caldera que forman los islotes Wolf y Yerovi. Fotografía: Marco Almeida.

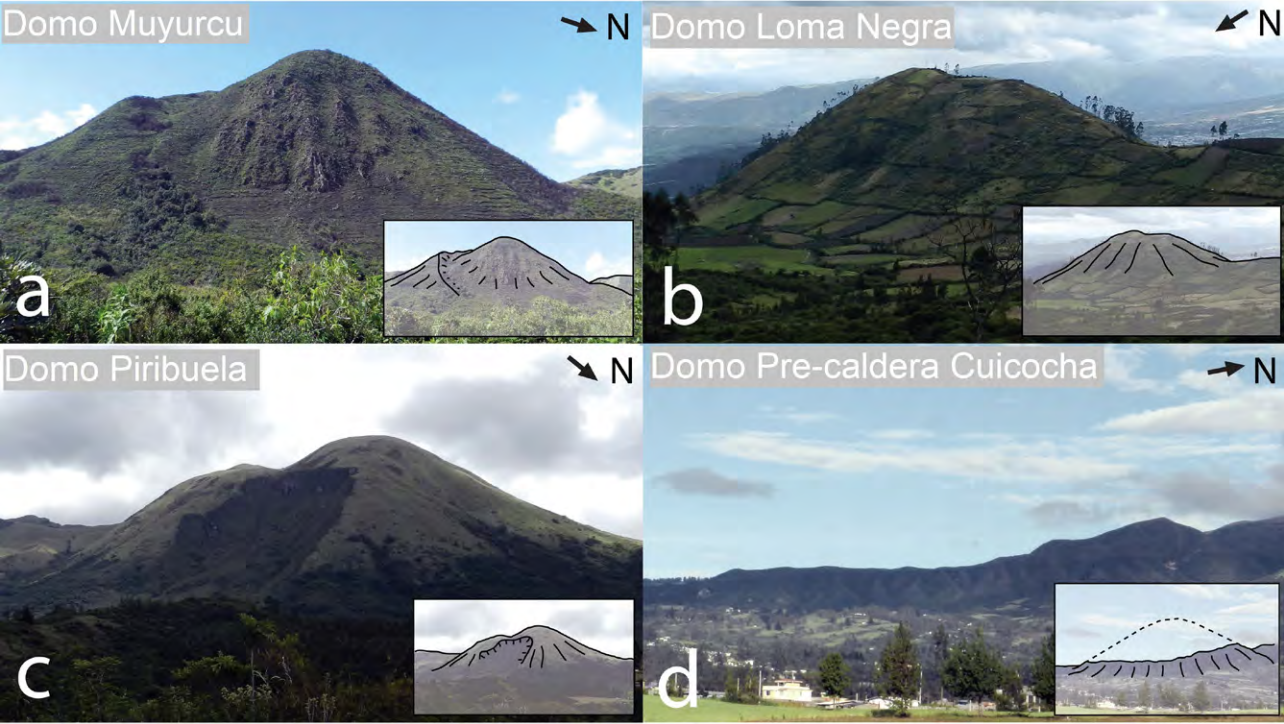


Figura 2. Domos de lava periféricos del Complejo Volcánico Cotacachi – Cuicocha. a) Muyurcu, vista desde el nororiente; b) Loma Negra, vista desde el noroccidente; c) Piribuela, vista desde el suroriente; y d) domo pre-caldera Cuicocha, vista desde el oriente. El domo pre-caldera Cuicocha cuenta con una interpretación de la posible morfología del domo previo a su destrucción. Fotografía: Marco Almeida.

Las primeras descripciones geológicas asociadas a la evolución del Complejo Volcánico Cotacachi – Cuicocha fueron presentadas en el trabajo de von Hillebrandt en 1989, junto con una propuesta precursora de la historia eruptiva del volcán. Estas ideas fueron evaluadas, afinadas y reinterpretadas en las investigaciones recientes a la luz de nuevas evidencias geológicas, geocronológicas y petrológicas del CVCC.

Recientes dataciones radiométricas apuntan que el estratovolcán Cotacachi inició su formación hace cerca de 170.000 años, durante el Pleistoceno Superior, formando el volcán central del actual CVCC. Del Cotacachi se conocen al menos dos eventos que afectaron su configuración morfológica inicial. En sus flancos noreste y noroeste se identificaron dos escarpes dejados por colapsos sectoriales, cuyos depósitos moldearon los valles de los ríos Ambi e Intag. La edad de estos eventos catastróficos, pero muy poco frecuentes, no está bien definida, aunque investigaciones recientes proponen que dichos eventos ocurrieron antes (flanco noroeste) y después (flanco noreste) de los primeros 100.000 años de formación del volcán, respectivamente.

De acuerdo con evidencias estratigráficas y geocronológicas, los diferentes domos de lava del CVCC (Fig.2) se desarrollaron de forma coetánea con el edificio principal, emplazándose en los límites periféricos del volcán Cotacachi. Los rasgos geomorfológicos dejados por las diferentes glaciaciones del Pleistoceno sugieren que el Cotacachi posiblemente cesó su actividad a finales del último periodo glacial, entre 15.000 y 10.000 años antes del presente. La mayor parte de los productos volcánicos emitidos por el Cotacachi son de composición andesítica, en contraste con sus domos de lava periféricos que pueden llegar a ser tan ácidos como dacitas (e.j, domo de lava Piribuela).

La Caldera de Cuicocha es el resultado de una erupción altamente explosiva ocurrida en el sur del volcán Cotacachi, durante la cual, el domo de lava periférico Cuicocha fue parcialmente destruido. Esta erupción formó una gran depresión, catalogada como una caldera de tipo embudo (*funnel-shaped caldera*), de aproximadamente 3 km de diámetro (Fig.3). La explosión violenta que formó la caldera fue seguida por la extrusión de varios domos de lava al interior de la depresión resultante durante una



Figura 3. Fotografía aérea de la Caldera de Cuicocha vista desde el nororiente. En el borde noroeste de la caldera (hacia el borde inferior de la imagen) se observan los remanentes del domo pre-caldera Cuicocha. En el centro de la laguna, de arriba hacia abajo se identifican los islotes Wolf y Yerovi. Fotografía: Marco Almeida.

fase eruptiva de baja explosividad. Estos domos de lava son descritos como domos “post-caldera”. Posteriormente, las continuas precipitaciones de la zona y el drenaje de los valles glaciares del Cotacachi que desembocan en Cuicocha crearon una laguna cratérica, donde los domos post-caldera Wolf y Yerovi (Fig. 4) forman dos islotes con lineación este-oeste. La composición química de los productos volcánicos de Cuicocha es del tipo andesítico-ácida. El volumen del material piroclástico emitido durante la erupción de Cuicocha alcanzó los $\sim 4,1 \text{ km}^3$, por lo que se cataloga a este evento con un índice de explosividad volcánica (VEI) de nivel 5 - erupción catastrófica. La fase eruptiva que formó la caldera de Cuicocha es conocida como uno de los eventos explosivos más importantes del Ecuador durante el Holoceno, i.e., de los últimos 12 mil años. Dataciones por radiocarbono realizadas en restos vegetales encontrados entre los depósitos de la erupción de Cuicocha sitúan la erupción de Cuicocha alrededor de los 3100 años antes del presente. Por ello, el Complejo Volcánico Cotacachi-Cuicocha forma parte del grupo de volcanes potencialmente activos del Ecuador, y es objetivo de los trabajos de vigilancia volcánica efectuados por el Instituto Geofísico de la Escuela Politécnica Nacional.

En la actualidad, las principales manifestaciones de actividad volcánica en la caldera de Cuicocha, a nivel superficial, corresponden a leves emisiones gaseosas observadas principalmente en torno a los domos de lava post-caldera, especialmente el borde norte del domo Yerovi; mientras que, a nivel interno, se ha detectado sismicidad que engloba a todo el complejo volcánico. La probabilidad de que las emisiones gaseosas de Cuicocha causen una erupción límnica (i.e., erupción súbita de gas volcánico) es muy baja, debido a que el control estacional de la estratificación interna de la laguna (Fig.4)

Figura 4. Vista desde el suroriente de la laguna de Cuicocha y sus domos post-caldera Wolf (Izquierda) y Yerovi (Derecha). Al fondo de la fotografía se puede divisar el volcán Cotacachi. Fotografía: Marco Almeida.



no permite la acumulación de gases. No obstante, estos autores también señalan que, de manera excepcional, se han detectado leves incrementos en las concentraciones de gases al interior de la laguna causados por la actividad volcánica de base en Cuicocha. En cuanto a la actividad interna, el Instituto Geofísico reporta que la sismicidad en el complejo volcánico es muy escasa con menos de 10 sismos diarios. Los sismos detectados más comunes son del tipo VT, asociados al fracturamiento de rocas al interior del volcán; sin embargo, entre 2011 y 2012 ocurrió un enjambre de sismos del tipo LP asociados al movimiento de fluidos en profundidad. Durante este enjambre se llegó a detectar un máximo de 100 sismos por día.

Finalmente, es importante mencionar que las zonas aledañas al CVCC son afectadas por varios sistemas de fallas activos, como el Sistema de fallas de Billecocha que representan una amenaza potencial a las zonas aledañas al volcán Cotacachi y la caldera de Cuicocha por las perturbaciones que pueden causar en estas estructuras volcánicas. Este fue el caso del terremoto de Ibarra del 16 de agosto de 1868, y cuyo epicentro se localizó al noroeste del CVCC. Este evento sísmico provocó el desprendimiento de material en las partes altas del Cotacachi que derivaron en la formación de importantes lahares secundarios que causaron la muerte de varios cientos de personas al pie del volcán. Aunque la sismicidad regional no esté directamente relacionada con la actividad volcánica, su ocurrencia es de interés en áreas como el Complejo Volcánico Cotacachi-Cuicocha.

El sitio presenta interés de tipo vulcanológico, geomorfológico, estratigráfico y tectónico. El complejo volcánico, ha sido valorado como principalmente didáctico (Valor Científico: 7.70; Valor Didáctico: 8.80; Valor Turístico: 8.60).

BIBLIOGRAFÍA

- Almeida, M., Bablon, M., Andrade, S. D., Hidalgo, S., Quidelleur, X., Vasconez, F. J., Müller, A. V., Lahitte, P., & Samaniego, P. (2023). New geological and geochronological constraints on the evolution of the Cotacachi-Cuicocha volcanic complex (Ecuador). *Journal of South American Earth Sciences*, 128, 104489. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2023.104489>
- Almeida, M., Bablon, M., Andrade, S. D., Hidalgo, S., Quidelleur, X., Vasconez, F. J., Müller, A. V., Lahitte, P., & Samaniego, P. (2023). New geological and geochronological constraints on the evolution of the Cotacachi-Cuicocha volcanic complex (Ecuador). *Journal of South American Earth Sciences*, 128, 104489. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2023.104489>
- Jomard, H., Saqui, D., Baize, S., Alvarado, A., Bernard, B., Audin, L., Hidalgo, S., Pacheco, D., Ruiz, M., Segovia, M. (2021). Interactions between active tectonics and gravitational deformation along with the Billecocha fault system (Northern Ecuador): Insights from morphological and paleoseismological investigations, *Journal of South American Earth Sciences*, 111, 103406.
- Pidgen, A. (2014). Cuicocha Volcano, Ecuador: reconstruction of major explosive phases through investigation of associated pyroclastic deposits. Master's thesis. Trinity: University of Oxford.
- Sierra, D., Hidalgo, S., Almeida, M., Vigide, N., Lamberti, M. C., Proaño, A., & Narváez, D. F. (2021). Temporal and spatial variations of CO₂ diffuse volcanic degassing on Cuicocha Caldera Lake-Ecuador. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 411, 107145.
- Von Hillebrandt, C. (1989). Estudio geovolcanológico del Complejo Volcánico Cuicocha-Cotacachi y sus aplicaciones. Provincia de Imbabura. Tesis de Máster. Escuela Politécnica Nacional de Quito.



BOSQUE PETRIFICADO DE PUYANGO

Patrimonio geológico del Cretácico, la mayor colección de madera petrificada de Sudamérica

Tito Vélez¹ y Angélica Robles¹

¹Instituto de Investigación Geológico y Energético

El Bosque Petrificado de Puyango se encuentra ubicado en Sudamérica, al suroeste de Ecuador, en la cuenca baja del río Puyango, entre las provincias de El Oro y Loja (Fig. 1). La topografía del área es irregular y tiene una altitud que va de los 280 a 741 msnm, con una temperatura promedio que oscila en 22,5 °C.

El acceso al bosque es posible por vía terrestre y aérea. Por medio terrestre existen dos alternativas, desde la Sierra por las vías de primer orden Quito – Loja – Alamor (14 horas) y por la Costa, por la vía Guayaquil – Machala – Las Lajas (6 horas). Con el acceso aéreo se arriba al aeropuerto de Catamayo en la provincia de Loja, en aproximadamente una hora desde la ciudad de Quito, y luego se toma la vía terrestre Catamayo - Alamor (3 horas); de igual manera, se puede acceder al aeropuerto de Santa Rosa en la Provincia de El Oro y luego por vía terrestre al cantón Las Lajas en 2 horas.

Este sitio es un referente mundial, al ser reconocido como un yacimiento bien preservado, de fósiles marinos y de madera petrificada, que data del Cretácico, siendo esta la evidencia que en algún momento este lugar estuvo ocupado por un mar, mientras que hoy es uno de los tres grandes bosques petrificados de América. La relevancia del sitio es nacional e internacional, presenta un interés paleontológico, geocronológico y estratigráfico, con valor científico, didáctico y turístico, constituyéndose como una región privilegiada, apta para el desarrollo de la ciencia, el aprendizaje y el turismo.

El Bosque Petrificado de Puyango, es un área protegida de 2.659 hectáreas, que fue declarado Patrimonio Cultural del Ecuador en enero de 1987, debido a que combina árboles petrificados y fósiles marinos y principalmente por poseer una riqueza paleontológica excepcional; además está catalogado como AIA (Área de importancia para las aves) y forma parte de la Reserva de la Biosfera UNESCO Bosque Seco del sur de Ecuador y de la Reserva de la Biosfera Transfronteriza Bosques de Paz, que es un esfuerzo conjunto de Ecuador y Perú.

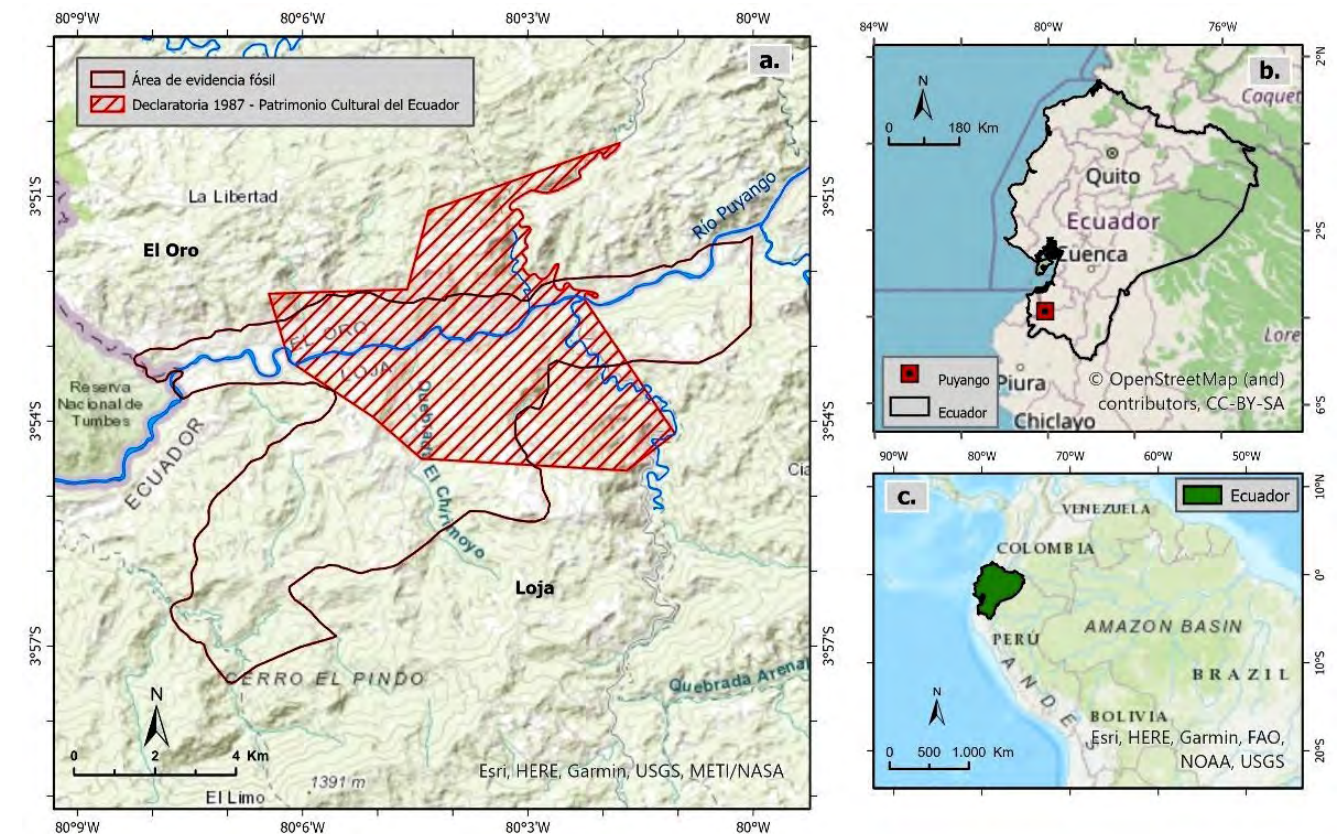


Figura 1. Ubicación del Bosque Petrificado Puyango. a) Ubicación local; b) ubicación respecto al Ecuador; c) ubicación respecto a Sudamérica.

El Bosque Petrificado de Puyango, en un contexto regional forma parte de la Cuenca Alamor – Lancones, dominio geológico ubicado en el límite occidental del Ecuador con el Perú, específicamente al norte de la deflexión de Huancabamba, entre el macizo Amotape -Tahuin y el arco submarino Celica. Esta cuenca representa a uno de los pocos ejemplos de las series sedimentarias cretácicas (125-65 Ma.), de ante-arco, conocidas en el margen continental andino.

Este bosque petrificado tiene su origen dentro del conjunto litológico depositado hace aproximadamente 125 Ma, descrito como una secuencia de rocas sedimentarias siliciclásticas, volcanosedimentarias, volcánicas y calcáreas, depositadas en la etapa inicial de la Cuenca Alamor-Lancones.

En la cuenca se ha realizado varios trabajos sobre la caracterización del basamento, geoquímica de alteración de rocas volcánicas, estudios cartográficos, estratigráficos y paleontológicos. Sin embargo, aún existen vacíos del conocimiento, que no permiten comprender en su totalidad el contexto geodinámico en el que se desarrolló la cuenca. La cuenca Alamor Lancones y el Arco Celica se desarrollaron in-situ dentro de una corteza continental durante el Cretácico. En base a análisis estructurales, paleo-magnéticos y geoquímicos de otras investigaciones y los análisis litoestratigráficos, sedimentológicos y de procedencia obtenidos en su trabajo.

Durante el Aptiano temprano (hace 122 millones de años), posterior al evento Peltetec, se produce la depositación de los sedimentos continentales de la Formación Sábalos. Es aquí donde se formaba el Bosque Petrificado de Puyango, en un inicio en un ambiente continental, con el desarrollo de un volcanismo coetáneo que permitió la conservación de los troncos fósiles, gracias al enterramiento rápido que impidió su degradación orgánica y favoreció que sustancias silíceas reemplacen la estructura de los árboles. Algunos troncos se encuentran en estado carbonizado, debido probablemente a la combustión provocada por el contacto directo con flujos de lava y/o piroclásticos. Hoy en día se puede identificar troncos tanto *in situ* como movilizados.

Las mejores exposiciones de los troncos se encuentran principalmente en las quebradas Los Sábalo y Quemazón y en menor cantidad en las quebradas Cochurco, Tunima y El Tigre. Los troncos pertenecen a la familia Araucariaceae, de los géneros Araucarioxylon y Metapodocarpoxyton y pueden alcanzar los 2.2 m de diámetro y 24 m de longitud, sin embargo, también existen especímenes de pocos centímetros (Fig.2).

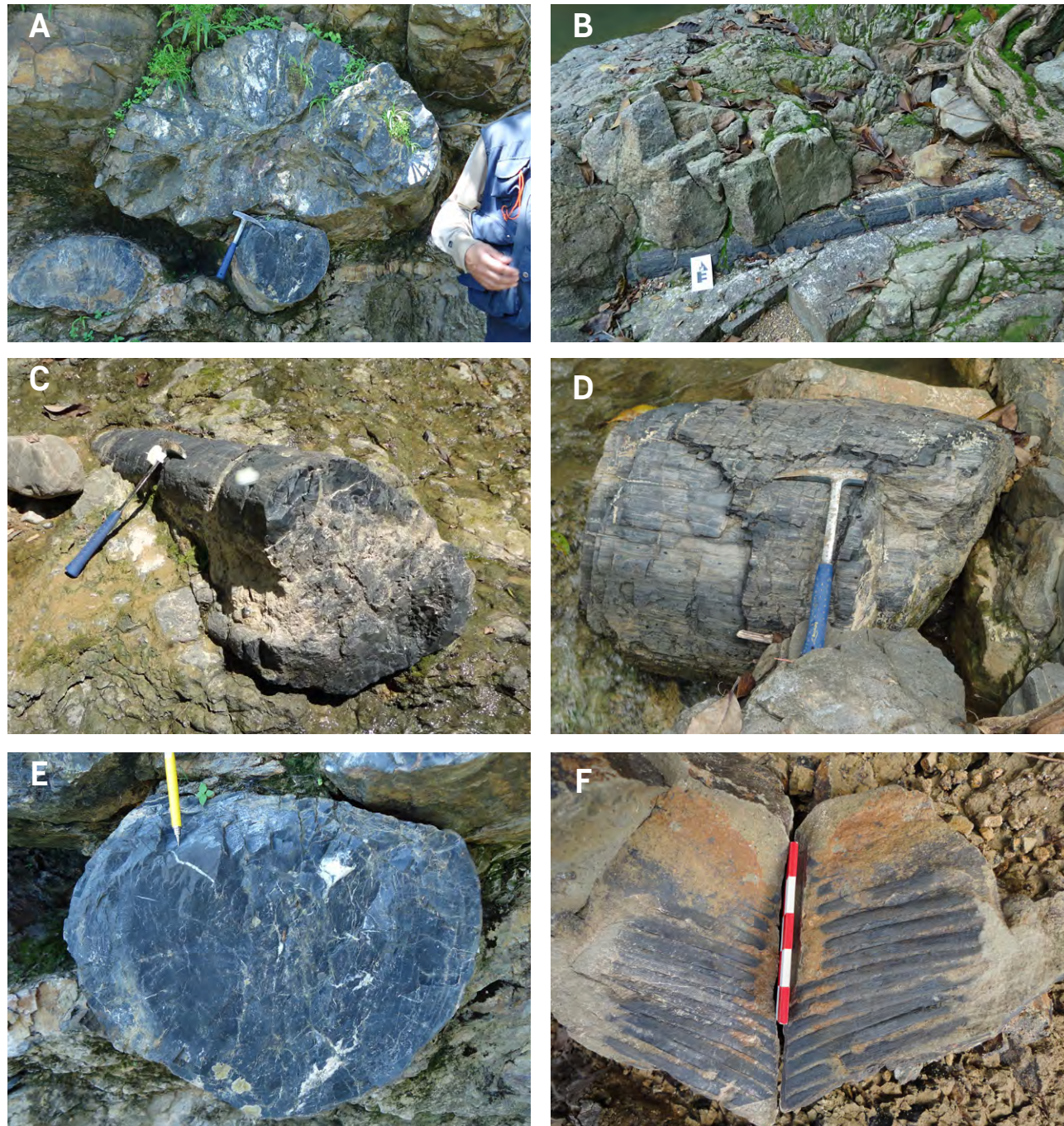


Figura 2. a) Afloramiento de troncos fósiles con un diámetro que va de 42 cm hasta 1,35 cm, dispuestos subhorizontalmente en las capas de tobas; b) Troco fósil de 2 m. de largo y 30cm de diámetro en rocas volcánicas; c) Tronco fósil gris oscuro aflorando en la Q. El Tigre; d) Rodados de troncos fósiles de 70 cm de diámetro x 1 m. de espesor. A lo largo de la Q. El Chirimoyo; e) Troncos fósiles con un diámetro de 42 cm; f) Afloramiento de Lutitas con improntas de hojas, en la Q. El Tigre. Fotografías: IIGE.

En el Albiano tardío (hace 100 Ma) se depositó una secuencia que consiste en intercalaciones de calizas masivas negras, calizas fosilíferas grises, margas, lutitas, y en menor cantidad areniscas, con

presencia de valvas de ostras, amonites y foraminíferos plantónicos en la secuencia inferior de la Formación Puyango. Lo que sugiere un ambiente de sedimentación marino somero cerca de la costa, en aguas tranquilas y algo salobres por aporte continental, entre la profundidad de 50 a 100 m como máximo, en una cuenca de sedimentación somera. (Fig.3)



Figura 3. a) Amonite centimétrico encontrado en la Quebrada El Guineo -sector Palay; b) Arenisca calcárea de grano fino a medio, con presencia de fósiles marinos). Fotografías: IIGE.

El bosque petrificado se encuentra bajo la administración de una mancomunidad entre los Consejos Provinciales de Loja y El Oro, que cuenta con personal nativos para todo el territorio, quienes han recibido un entrenamiento básico como guías turísticos locales y son responsables de la seguridad y libre tránsito de los visitantes, con un trato amable y respetuoso.

Para actividades turísticas y didácticas, el acceso a los afloramientos de troncos fosilizados es posible mediante senderos ecológicos que permiten ingresar de manera segura al interior de uno de los pocos remanentes de bosque seco tropical en el suroeste del Ecuador. Sin embargo, existen otros accesos que permiten el ingreso sin el acompañamiento supervisado de los guías.

Actualmente el lugar está siendo utilizado con fines turísticos, didácticos y científicos, recibe alrededor de 13 mil turistas al año, 70% de ellos corresponde a alumnos de colegios y universidades de las carreras de Geología y Minas, Turismo, Gestión Ambiental y a científicos que investigan el origen y evolución del bosque petrificado.

Su estado de conservación es favorable, por lo que se lo considera como un yacimiento paleontológico bien preservado, sin embargo, presenta susceptibilidad de degradación antrópica, dada principalmente por las actividades turísticas que se llevan a cabo, por lo que, con el fin de preservar este recurso del patrimonio paleontológico, existe la recomendación de no realizar recolección de fósiles y llevar a cabo actividades de divulgación para buenas prácticas de geoconservación, tanto a los visitantes del sitio, así como a los habitantes de las poblaciones locales.

Existe un museo dedicado a mantener y conservar piezas fosilizadas de animales y vegetales. En esta infraestructura se ofrece atención a los visitantes con información de la riqueza paleontológica y la guía para acceder a los lugares más representativos. Adicionalmente, se encuentra zonas de Camping.

Existe evidencia del potencial científico, didáctico y turístico del Bosque Petrificado de Puyango, que, como un elemento del patrimonio geológico del Ecuador, requiere medidas de geoconservación y puede ser aprovechado para el desarrollo sostenible, manteniendo un equilibrio entre el bienestar económico, social y ambiental.



Figura 4. Gran tronco fósil en el bosque petrificado de Puyango. Fotografía: II GE.

BIBLIOGRAFÍA

- Aguirre, L. (1992). Metamorphic pattern of the Cretaceous Celica Formation, SW Ecuador, and its geodynamic implications. *Tectonophysics*, 205 (1-3), 223-237.
- Carrasco Ronquillo, H. F. (2018). Análisis litoestratigráfico y de procedencia de los depósitos sedimentarios cretácicos de la Cuenca Alamor-Lancones Tesis Ingeniería Geológica. Trabajo de titulación, Escuela Politécnica Nacional.
- CEAA-ESPOL. (2002). Estudio de valoración y diagnóstico de Paleontología, botánica, Arqueología y etnografía en los cantones de Puyango, Celica y Paltas de la Provincia de Loja: Parte Paleontología. Consorcio Beiswenger, Hoch and Associates - Planisoc. 52 p.
- Jaillard, E., Laubacher, G., Bengtson, P., Dhondt, A., & Bulot, L. G. (1999). Stratigraphy and evolution of the Cretaceous forearc Celica-Lancones basin of southwestern Ecuador. *Journal of South American Earth Sciences*, 12 (1), 51.
- Jaillard, E., Ordoñez, M., Berrones, G., Bengtson, P., Bonhomme, M., Jimenez, N., & Zambrano, I. (1996). Sedimentary and tectonic evolution of the arc zone of Southwestern Ecuador during Late Cretaceous and Early Tertiary times. *Journal of South American Earth Sciences*, Vol. 9, 131-140.
- Jiménez, N., Ordoñez, M., Suárez, J., & Tigreros, J. (2004). Estudio de Valoración y Diagnóstico de Paleontología, Botánica, Arqueología y Etnografía en los cantones de Puyango, Celica y Paltas de la Provincia de Loja, 2001-2002, Paleontología y Micropaleontología del Bosque Petrificado de Puyango Provincia de Loja. Proyecto de Loja, Vol. 1; CEAA-ESPOL.
- Litherland, M. (1994). The metamorphic belts of Ecuador. *British Geological Survey, Overseas Memoir*, 11.
- Odoñez, M., Jiménez, N., y Suárez, J. (2006). Micropaleontología Ecuatoriana. Guayaquil, Ecuador: Petroproducción y Centro de Investigaciones Geológicas, 634 p.
- Raynald, E. (2000). Les Magmatismes D' Avant-Arc Cretace Et Neogene De La Marge Andine Nord (Equateur-Perou) Implications Geodynamiques. Stage de recherche 2000. D.E.A Dynamique de la Lithosphere, des marges océaniques aux Cañ de montagne. Université Aix-Marseille III.



COMPLEJO VOLCÁNICO EL REVENTADOR

**Un laboratorio natural que equilibra la
extrema belleza y el implacable
poder de la naturaleza**

Francisco David Herrera¹ y Maria Fernanda Naranjo²

¹*Instituto de Investigación Geológico y Energético (II GE)*

²*Instituto Geofísico de la Escuela Politécnica Nacional (IGEPN)*

El volcán Reventador tiene relevancia nacional, por lo que es uno de los lugares de mayor interés geológico de Ecuador. Tener un volcán activo que nos ha acompañado de manera continua desde el 2002, puede ser considerado una gran oportunidad de aprendizaje. Si bien la actividad eruptiva es algo muy representativo de la zona, existen otros fenómenos capaces de modificar el entorno de una manera permanente en unos pocos meses, por ejemplo, a través de un proceso de erosión fluvial como el ocurrido en el Río Coca, o incluso desaparecer parte de las montañas en un abrir y cerrar de ojos, al ocurrir un terremoto, como sucedió en 1987. Con esta riqueza geológica, su complemento final es la amplia biodiversidad, lo que constituye un verdadero paraíso; un laboratorio natural que permite observar la sublime combinación de recursos naturales invaluables.

El complejo volcánico El Reventador se desarrolló en el levantamiento Napo en la Zona Subandina (ZS) al Este de la Cordillera Real (CR) del Ecuador. De las tres hileras que conforman el Arco Volcánico Ecuatoriano, el complejo Volcánico "El Reventador" se localiza en el Tras-arco, junto a otros volcanes como Pan de Azúcar y Sumaco, a casi 350 km desde la fosa de subducción de Ecuador (Fig.1)

Las crónicas de Paz y Miño (Ecuador, 1931) y Schauenberg (1970), describen que el nombre de volcán El Reventador nació de los recolectores de caucho que trabajaban en la región del río Coca y evidenciaron su actividad. Algunos sinónimos antiguos atribuidos son Pisambilla, Guamaní, Sara-Urcu y Volcán de la Fragua. Debido a lo inhóspito del sector no fue descubierto sino hasta 1931, sin embargo, ya existían relatos hechos por indígenas y crónicas españolas que indicaban su existencia.

El actual complejo volcánico El Reventador, está limitado por los ríos Quijos, Salado, Coca, Dué Grande y Dué Chico (Fig.1C); dentro de las provincias de Napo y Sucumbíos. La principal ruta de acceso al lugar desde la ciudad de Quito (ubicada a aproximadamente a 100 km al Este del volcán), se lo

efectúa desde la vía E35 hacia la vía E20 que conecta las poblaciones de Papallacta y Baeza. Desde Baeza se toma la vía E45 conocida también como Troncal amazónica (Fig.1C), con dirección noreste, pasando por los poblados de San Francisco de Borja, El Chaco, El Reventador y Lumbaquí.

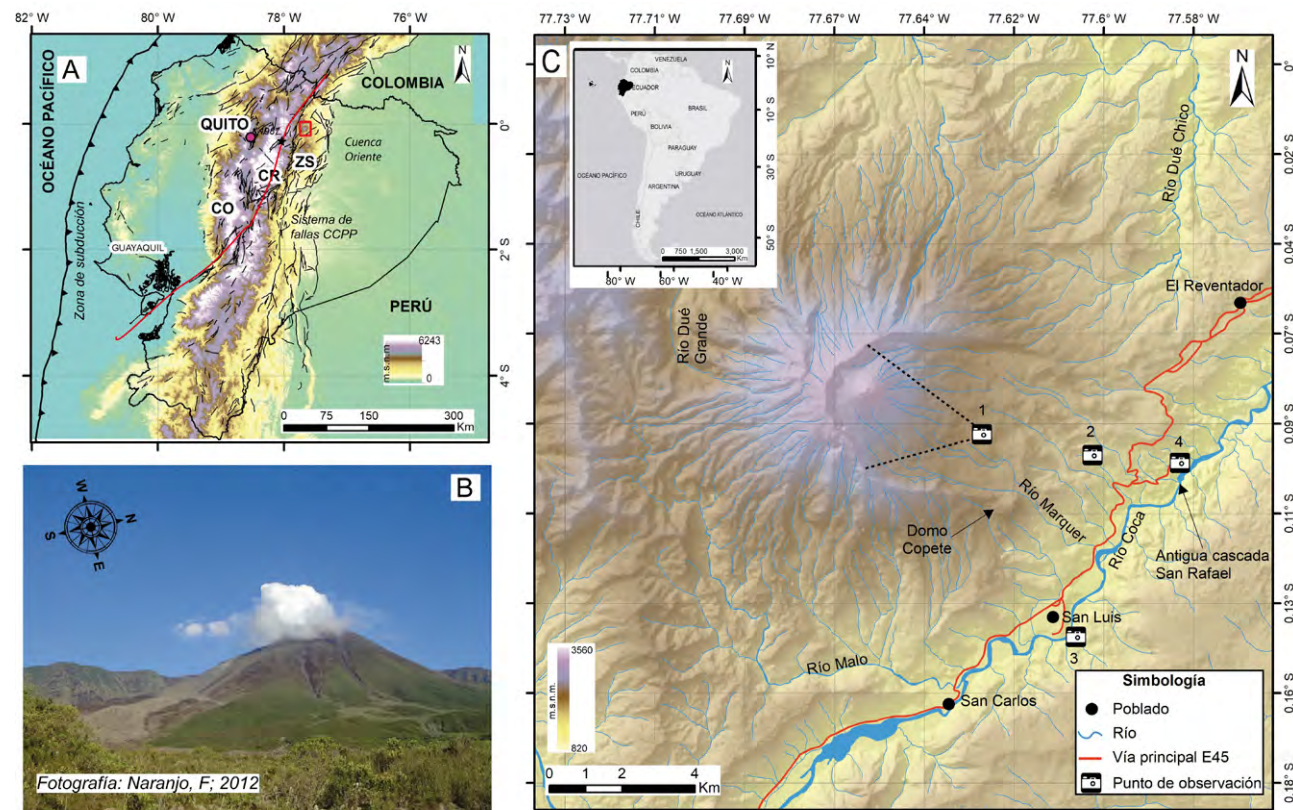


Figura 1. A. Mapa de ubicación del complejo volcánico El Reventador respecto a la ciudad de Quito, Cordillera Occidental (CO), Cordillera Real (CR), Zona Subandina (ZS), Cuenca Oriente, Sistema de Fallas Chingual-Cosanga-Pallatanga-Puná (CCPP) y Zona de subducción. La estrella negra corresponde a la ubicación del sismo ocurrido en marzo de 1987. B. Vista del flanco ESE del volcán El Reventador acompañado de una emisión de vapor de agua, fotografía tomada desde punto de observación (1). C. Ubicación del edificio volcánico El Reventador, sus principales drenajes, afluentes del río Coca y los poblados San Carlos, San Luis y El Reventador, los números son los sitios desde donde se tomaron fotografías utilizadas en este artículo. Fotografía: Maria Fernanda Naranjo.

El volcán El Reventador, es observable desde numerosos puntos (Fig.2). Las poblaciones de El Chaco, Tres Cruces y Las Palmas en la vía E45, presentan excelentes puntos de observación del flanco sureste del complejo volcánico. En tanto que, el poblado El Reventador, tiene una vista privilegiada del flanco norte del volcán. Excepcionalmente, también se lo puede divisar desde varios puntos dentro del Parque Nacional Cayambe-Coca e incluso desde el sector noroccidental del Parque Nacional Sumaco-Napo-Galeras.

Este volcán es una gran estructura cuaternaria, con una base de 16 a 20 km. El complejo estaría constituido por al menos tres edificios que se desarrollaron de manera subsecuente. Los edificios correspondientes al Complejo Volcánico Basal (CVB) de edad estimada 300.000 y al Paleo-Reventador (VPR) de edad estimada 19.000 (Fig.3), fueron destruidos por grandes deslizamientos volcánicos que se extendieron hasta por 19 km al nororiente. Este último evento, generó la cicatriz de deslizamiento volcánico en forma de U identificable en la actualidad (Figs.1, 2a, 3 y 5). Dentro de la actividad efusiva identificada en el volcán, el emplazamiento de una de las lavas distribuidas a lo largo del lado oriental del volcán habría bloqueado el cauce del río Coca, represándolo. Subsecuentemente, el río continuó su avance, erosionando el flujo de lava y dando origen a la majestuosa cascada de San Rafael (Figs.1c, 3 y 5). Finalmente, se desarrolló el cono actual denominado Volcán El Reventador (VER), este joven



Figura 2. Vista del volcán El Reventador. A. Fotografía tomada desde posición (2) en Fig. 1. C. se observa el cono volcánico El Reventador y domo Copete, además de morfología hummock atribuida a depósitos de avalanchas de escombros. B. fotografía tomada desde posición (3) en Fig. 1 C, se observa el cono volcánico El Reventador con una emisión sobre el cráter. Fotografías: autores del artículo.

edificio volcánico tiene un volumen estimado de 5 km³; su actividad eruptiva histórica data entre 1541, 1590, 1691, 1748, 1797, 1802, 1842-1843, 1944, 1856, 1871, 1894, 1898-1906, 1912, 1926, 1936, 1944, 1955, 1958, 1960, 1972, 1974, 1976 y 2002- hasta la actualidad.

Desde el inicio de la fase explosiva con la que inició el período eruptivo actual, en noviembre de 2002, se registró un índice de explosividad volcánica (VEI) de 4; el mayor en lo que va del siglo XXI. Este evento produjo una columna de ceniza de 17 km de altura que se distribuyó hacia el occidente del volcán, alcanzando la ciudad de Quito, ubicada a casi 100 km en esa dirección. De este evento se generaron varias corrientes de densidad piroclástica que impactaron la infraestructura local, incluidos oleoductos y carretera cercana. Días después de la erupción, se produjo la emisión de flujos de lava de composición andesítica y andesítica basáltica atribuidas a una inyección de magma profundo. En los años posteriores, entre 2002-2009, la actividad eruptiva estuvo caracterizada por actividad principalmente efusiva asociada a la emisión de al menos 17 flujos de lava que recorrieron varios km desde el cráter del volcán, alcanzaron varias decenas de metros de espesor (Fig.4) y fueron depositadas entre 3 y 9 días; subsecuentemente, la dinámica del volcán ha presentado conos de escorias (2010), domo de lava (2011) y desde 2012, varios flujos de lava menos fluidos; modificando la morfología del edificio hasta la actualidad.

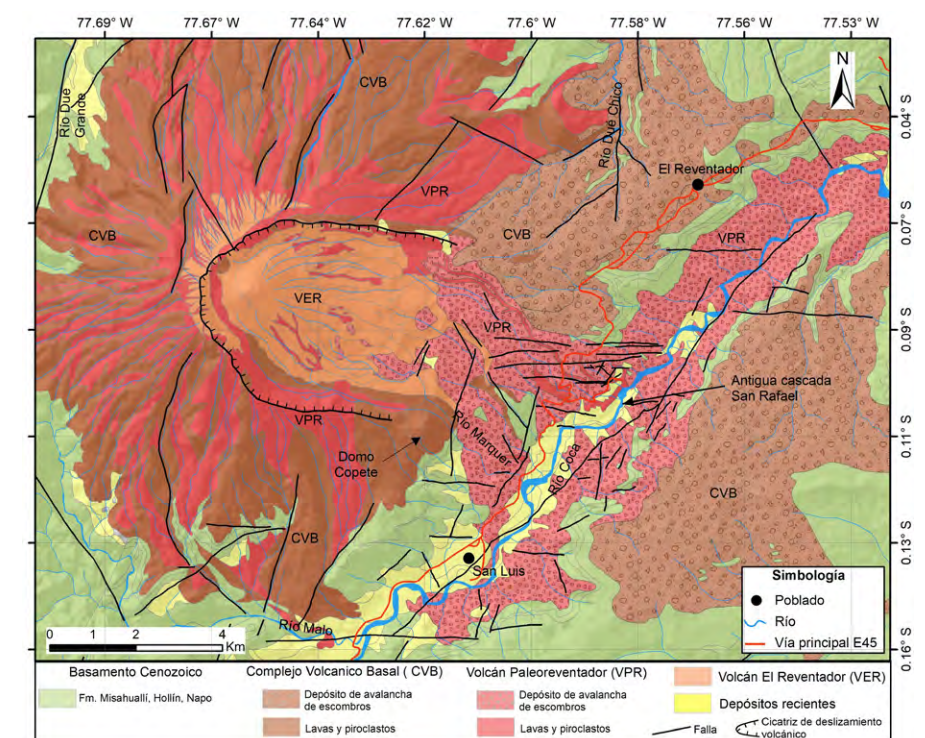


Figura 3. Mapa geológico esquematizado. Modificado de INECEL (1988).

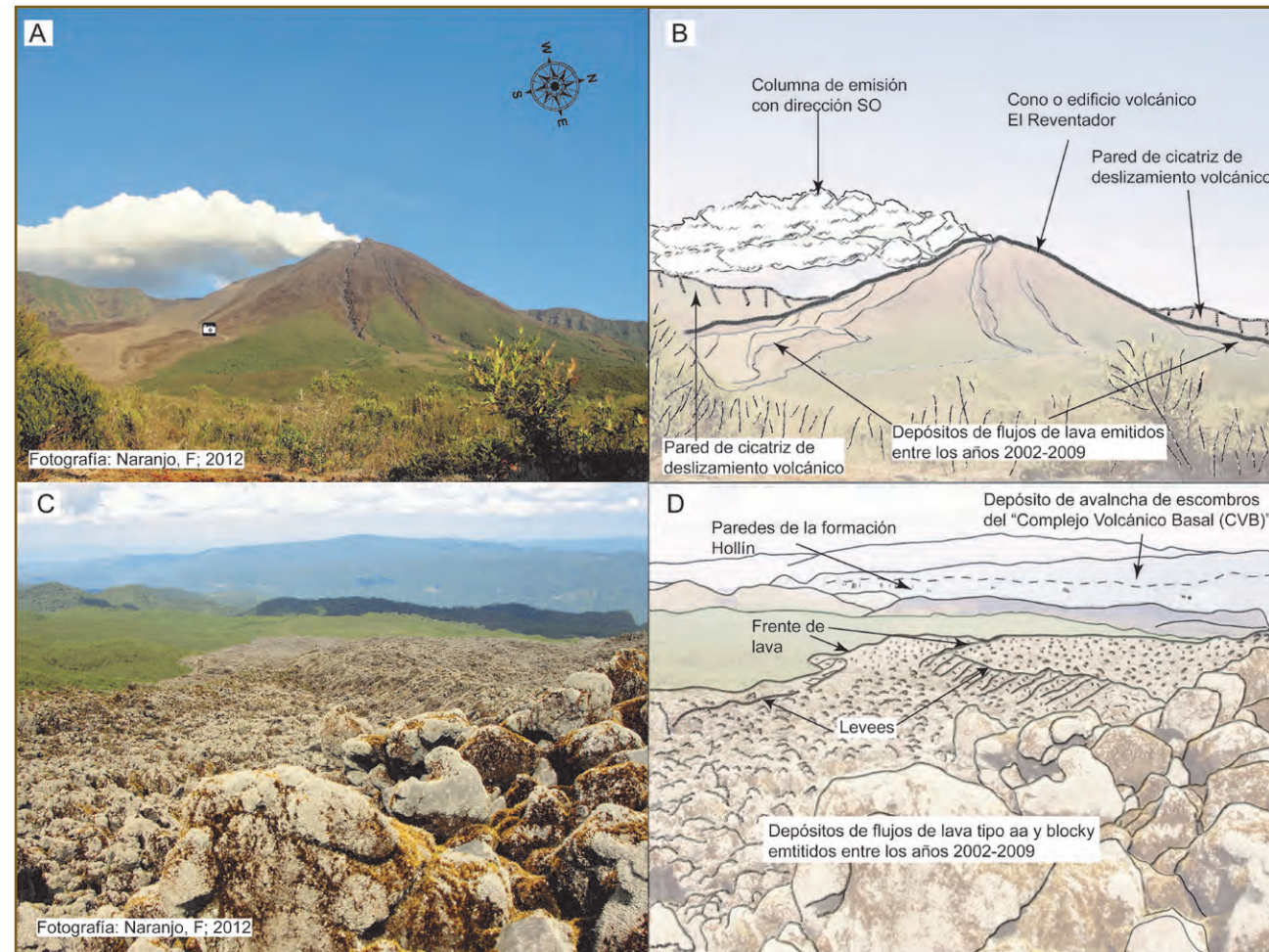


Figura 4. A. Volcán El Reventador con emisión de vapor de agua desde el cráter y acompañado de los flujos de lava emitidos por el flanco sur, durante el período eruptivo 2002-2009. B. Esquema de la fotografía (A). C. Vista desde los flujos de lava emitidos entre 2002-2009, hacia el valle del Río Coca, donde se observa la cima plana con paredes abruptas correspondientes a la Formación Hollín. D. Esquema de la fotografía (C). Fotografías y figuras: Autores del artículo.

El monitoreo permanente de este volcán lo realiza el Instituto Geofísico de la Escuela Politécnica Nacional (IG EPN), institución encargada de la vigilancia sísmica y volcánica del país.

Fruto de la dinámica erosiva sobre los depósitos volcánicos, tuvo lugar la desaparición de la cascada de San Rafael, situada en el río Coca. Según las crónicas de Schauenberg (1970), la cascada habría permanecido oculta, hasta que la expedición hacia la Tierra de la Canela emprendida por Gonzalo Pizarro y su equipo en 1541, tomó como ruta el valle del Río Coca, desde donde Orellana continuó su camino para descubrir el Amazonas. En este valle, habría escuchado la cascada, estando a unos 25 km río arriba; sin embargo, estas aseveraciones son vagas e inexactas. Esto cambió tras su descubrimiento el 2 de enero de 1945 por K.T. Goldshmid.

La cascada de San Rafael era observable desde el mirador localizado dentro del Parque Nacional Cayambe-Coca. Las dos caídas de agua sumaban una altura de alrededor de 150 m, convirtiéndola en la cascada más alta de Ecuador (Fig. 5a).

En el 2020 ocurrió un fenómeno que ocasionó la desaparición de la cascada. Este evento fue el inicio de una erosión regresiva que ha avanzado al menos 8 km, perjudicando directa e indirectamente infraestructura importante para el desarrollo del país, como la captación de la hidroeléctrica Coca-Co-do Sinclair, el Sistema de Oleoducto Transecuatoriano (SOTE), el Oleoducto de Crudos Pesados (OCP) y



Figura 5. Fotografías tomadas desde posición (4) en (Fig. 1 C). A. Los puntos de referencia representan (1) la morfología hummock producto del depósito de avalancha del volcán Paleo-Reventador (VPR), (2) cauce del río Coca hasta antes de la desaparición de la cascada, (3) lavas del Paleo-Reventador. B. Los puntos de referencia (1) y (3) idénticos a (Fig. 4. A), (2) cauce del río Coca luego de la desaparición de la cascada, (4) depósitos de avalancha de escombros del volcán El Reventador y (5) basamento. Fotografía: Autores del artículo.

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, Singaicho 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, Lavenue 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-

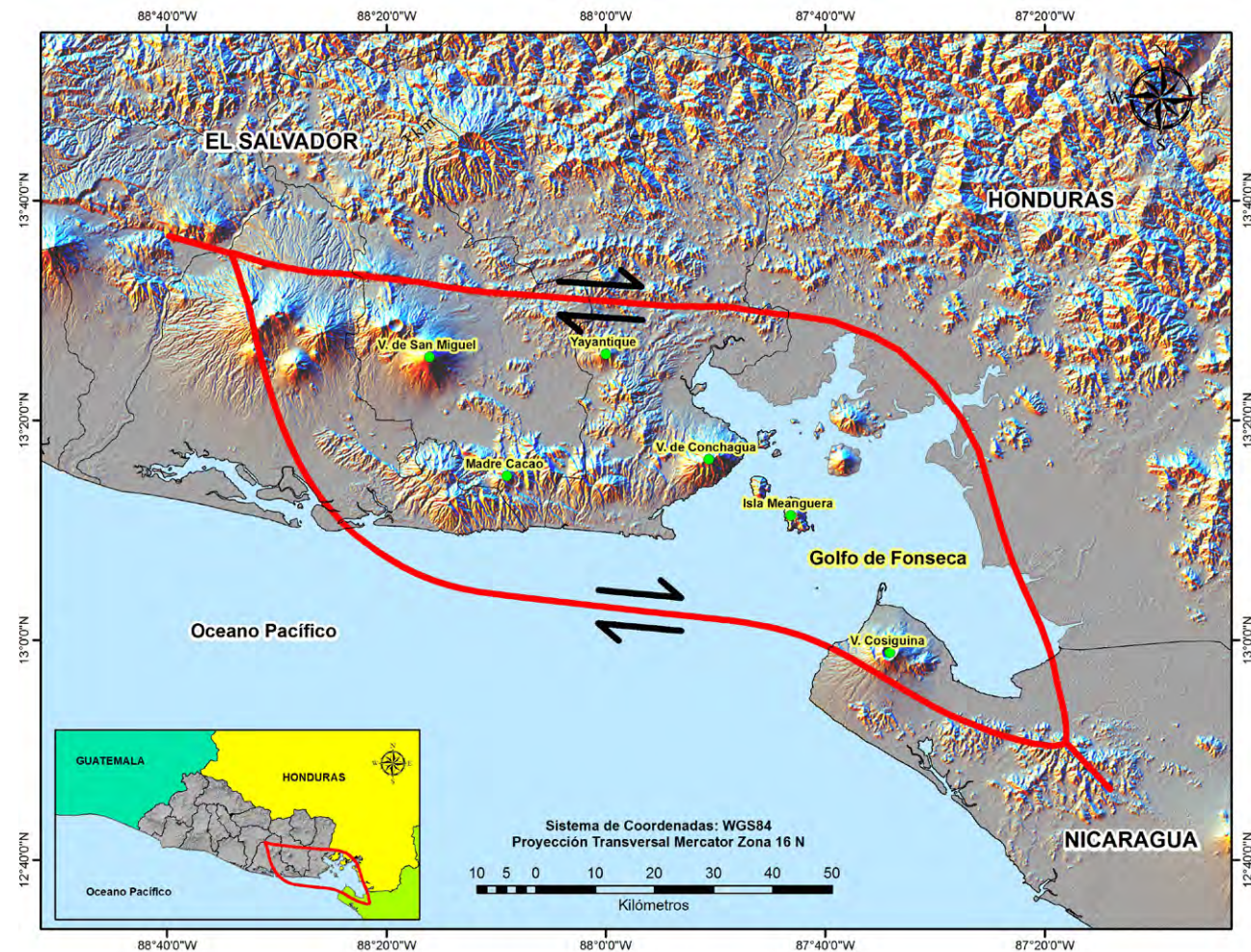


Figura 1. Representación esquemática de la Cuenca de Hundimiento Fonseca, que tiene la forma geométrica que recuerda un rombo, que está comprendida desde la caldera de Berlín hasta el volcán Cosiguina en Nicaragua. su relación con la Zona de Falla de El Salvador. Modificado de Alvarado *et al.* (2011).

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 Madre cacao. 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.

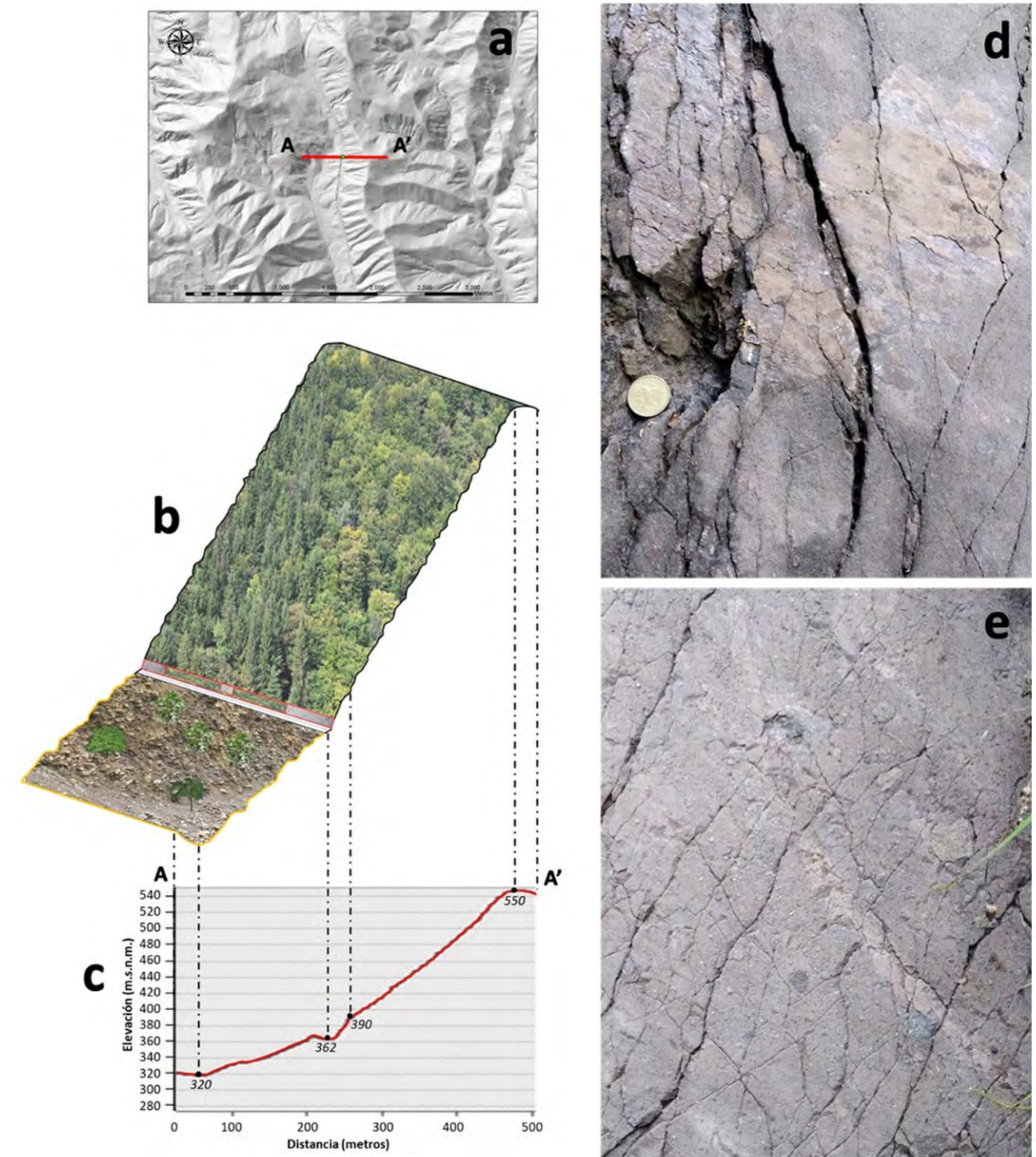


Figura 4. Esquema de la de falla de Chirilagua. a) Trazo del perfil A-A' en planta. b) Trazo del perfil vertical A-A'. c) Esquema de la representación de la superficie del plano y del escarpe de falla. d) Detalla del plano de falla mostrando estrías inclinadas hacia el sur y superficie de harina (“gouge”). 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.

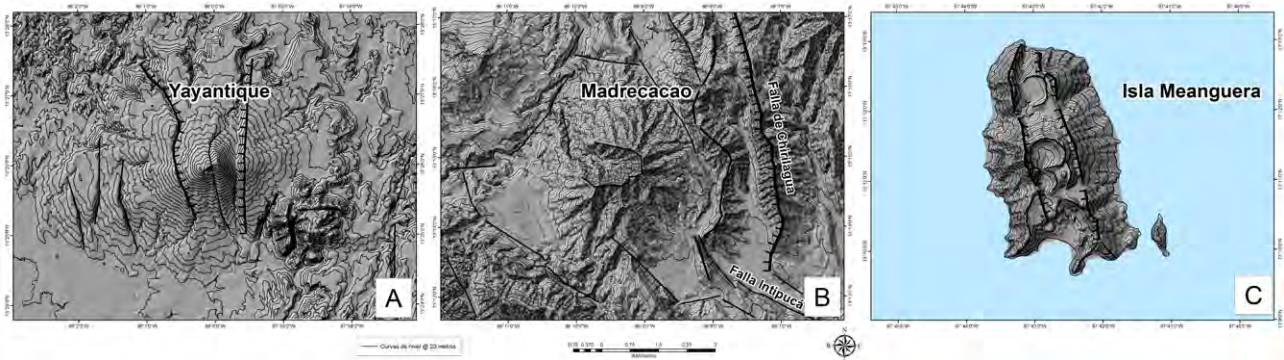


Figura 5. Volcanes deformados por fallas normales en la Cuenca de Hundimiento Fonseca. A) Volcán Yayantique interceptado por fallas N-S a ambos lados del cráter. B) Ladera oriental del Volcán Madrecacao deformado por las fallas de Chirilagua e Intipucá. C) Isla Meanguera interceptada por un graben casi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

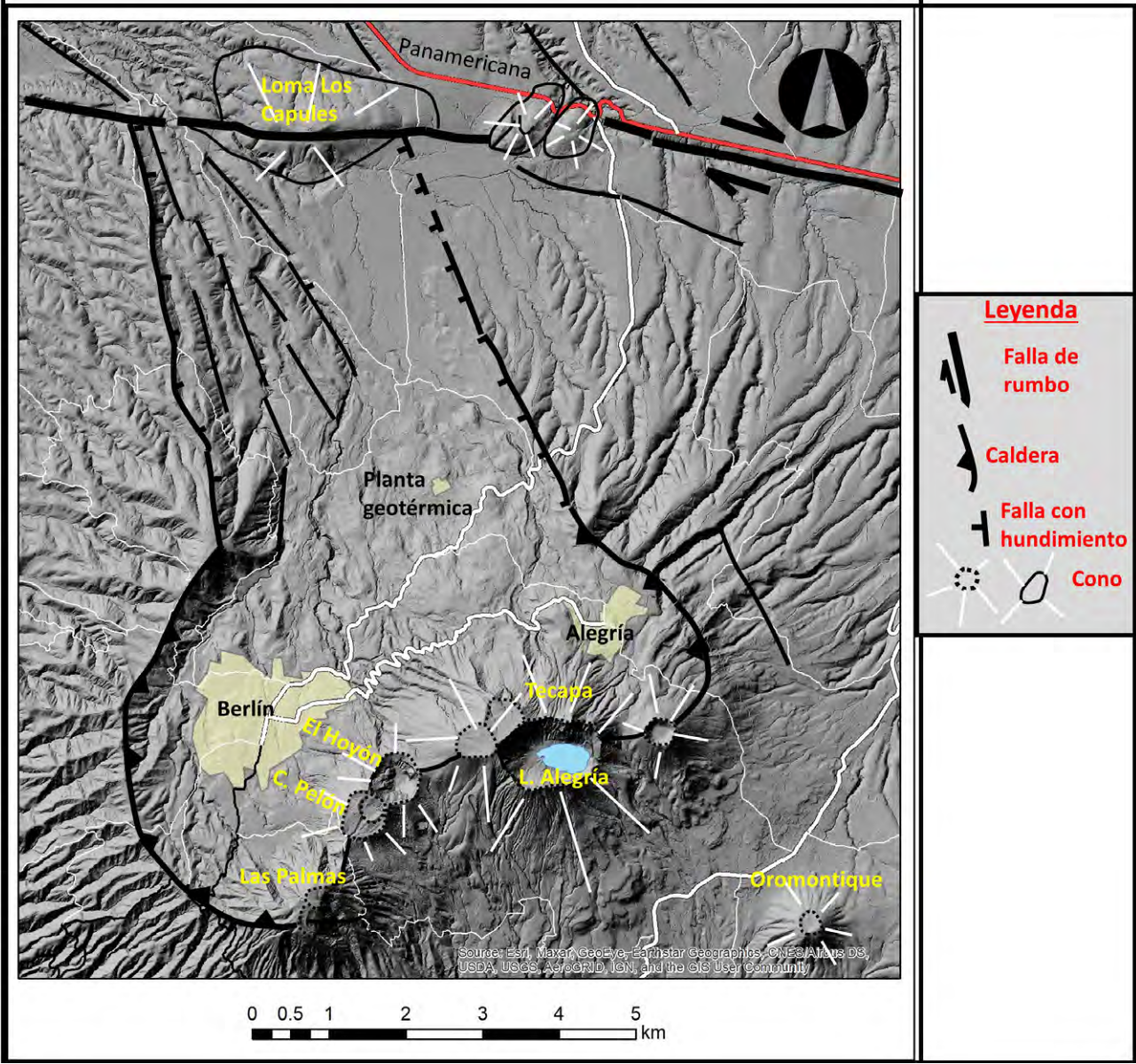


Figura 1. Caldera y graben de Berlín y los volcanes pos-caldéricos en el sector sur. La laguna de alegría en el fondo del cráter del cono Tecapa. Hacia el norte, el graben de Berlín está limitado por la ZFES con movimiento dextral que corta y desplaza este-oeste el cono basáltico Loma Los Capules. Figura: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

graben 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 ¹⁴C 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 ¹⁴C 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. *Geosphere* 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.

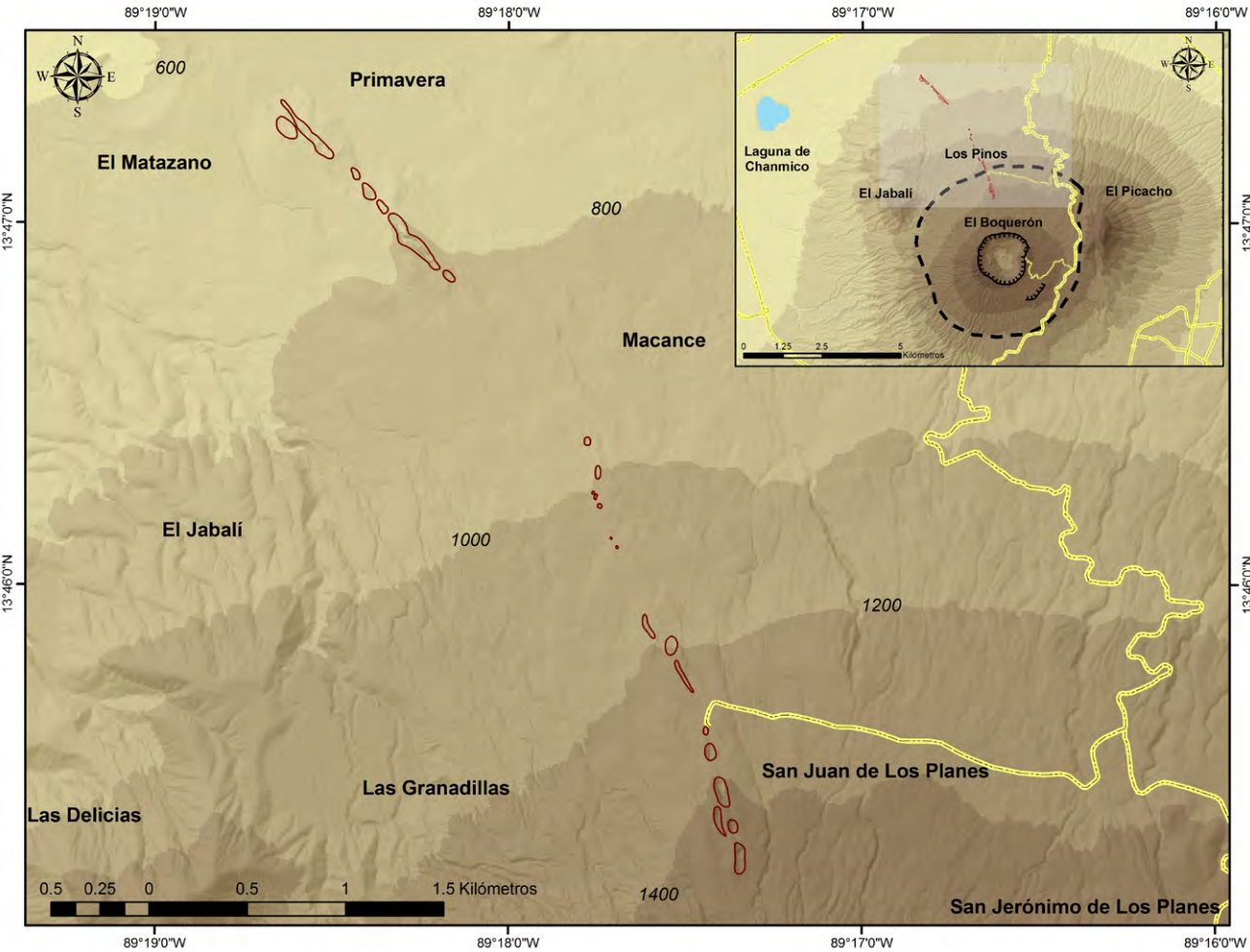


Figura 1. Sector de las bocas eruptivas en el Complejo Volcánico del Volcán San Salvador. La calle de tierra llega directamente hasta la boca eruptiva Los Pinos. El recuadro muestra el modelo digital de elevación con sombra cada 200 m y el cráter del volcán El Boquerón y las estructuras remanentes del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

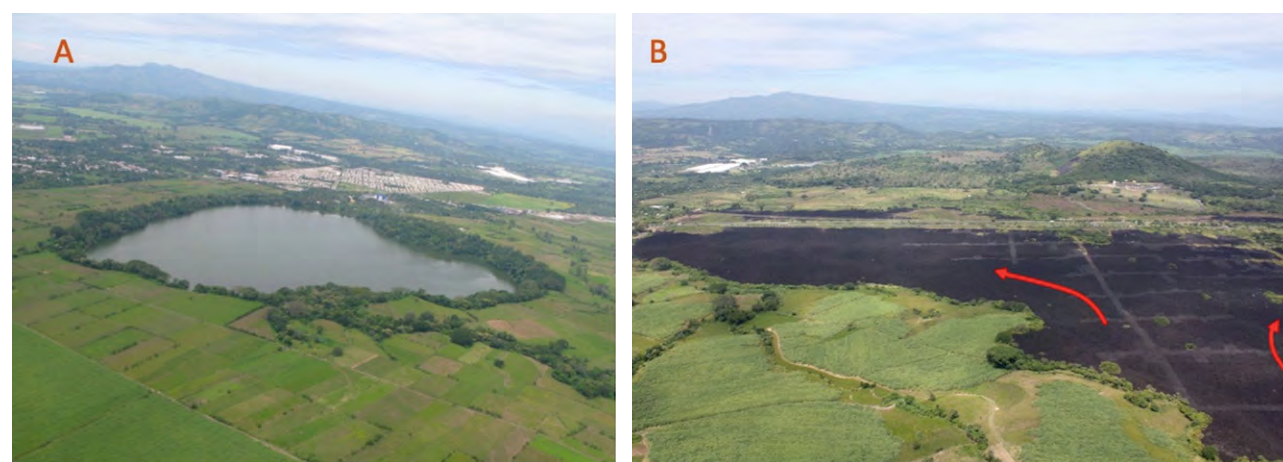


Figura 5. Sectores en occidental de la parte baja del Complejo Volcánico San Salvador. A) Vista aérea del cráter de explosión ocupando su interior la laguna de Chanmico. B) Parte más extendida de la colada de lava tipo AA de la erupción de 1917. Al fondo el cono de escoria El Playón de la erupción de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

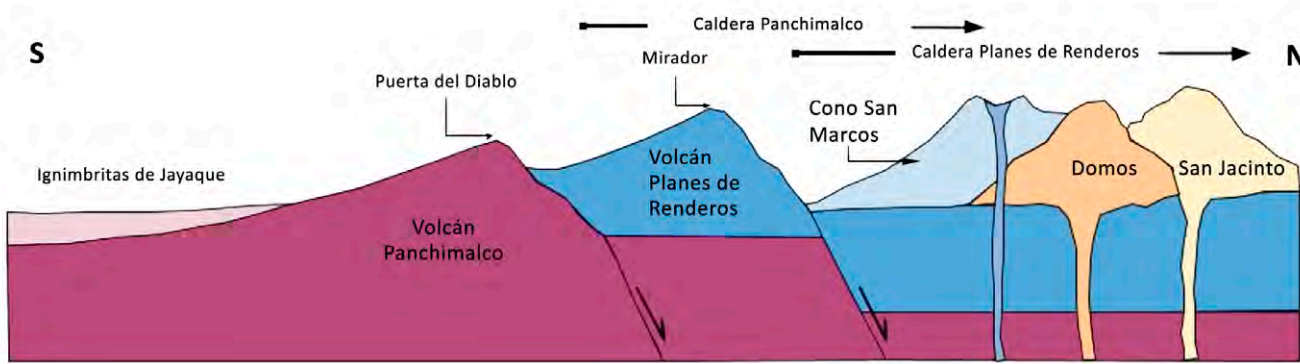


Figura 1. Sección esquemática mostrando los volcanes Panchimalco y Planes de Renderos, ambos colapsados, y el complejo volcánico San Jacinto conformado por un cono y dos domos. Figura: Lexa *et al.* (2011).

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. *Geosphere*, 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.

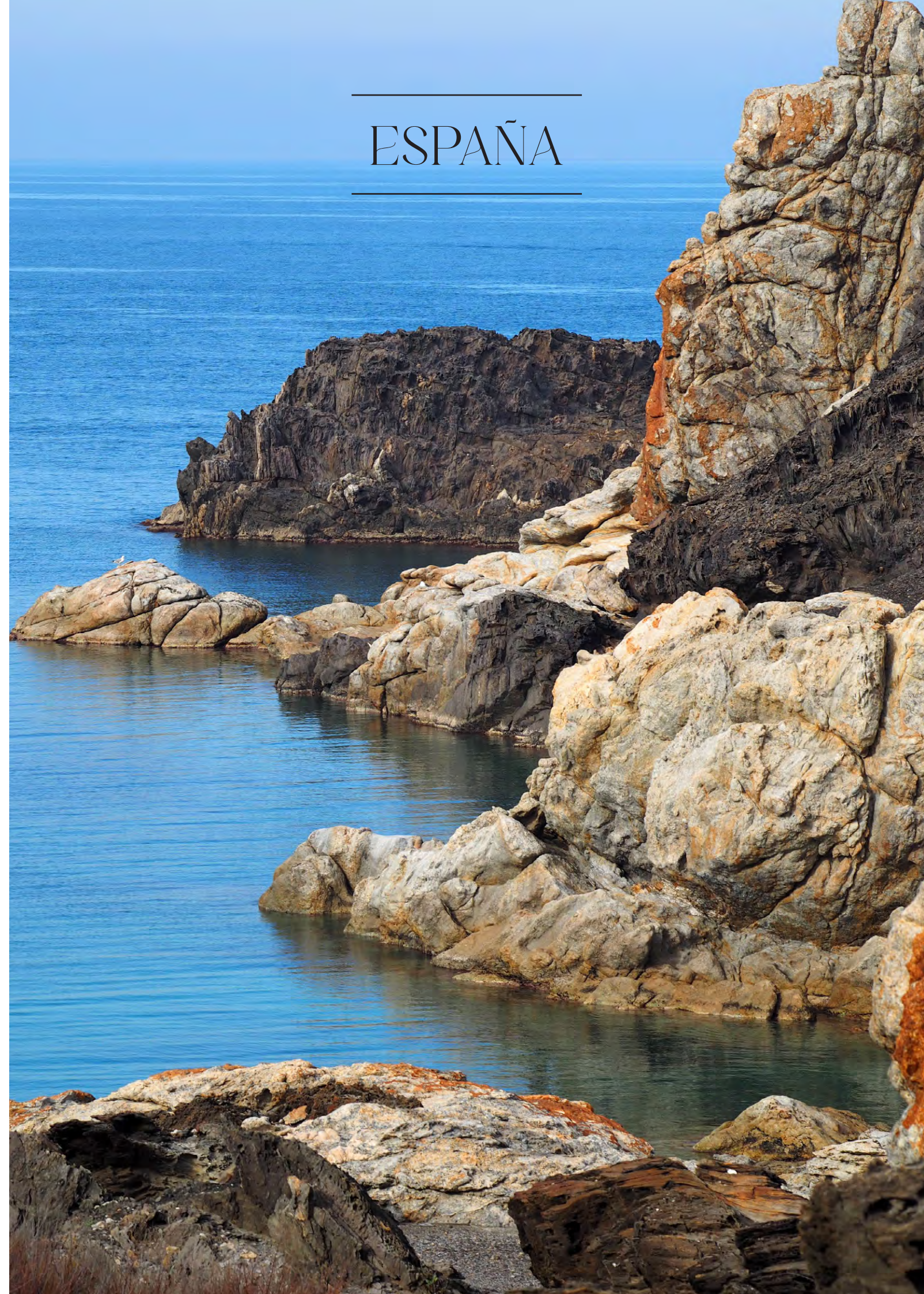
ESPAÑA



Mapa: modificado de derivative work Виктор_В y 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 Cartogràfic 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).

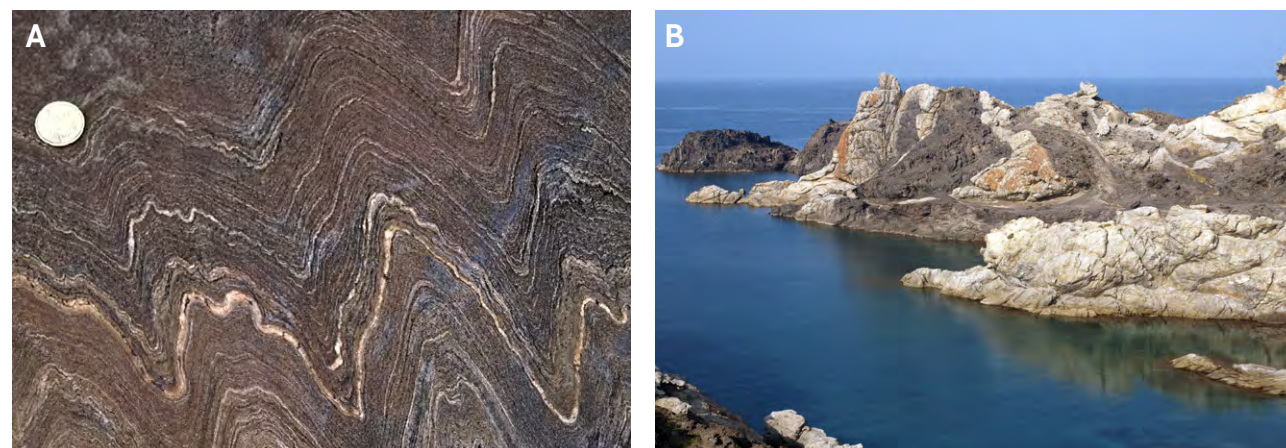


Figura 1. (A) Pliegues y crenulaciones en esquistos de alto grado metamórfico. Puig de Culip. (B) Intrusiones pegmatíticas y esquistos, Cala Culleró. Fotografías: (A) Jordi Carreras, (B) Elena Druguet.

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 distintitos 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 “lázaro” (supuestamente extintas en Europa en esa época), como es el caso de las tortugas terrestres gigantes mio-pliocénicas pertenecientes al género *Titanocheilon*.

Un último matiz relevante es que este ecosistema español desaparecido (esta paleomastocenosis) (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

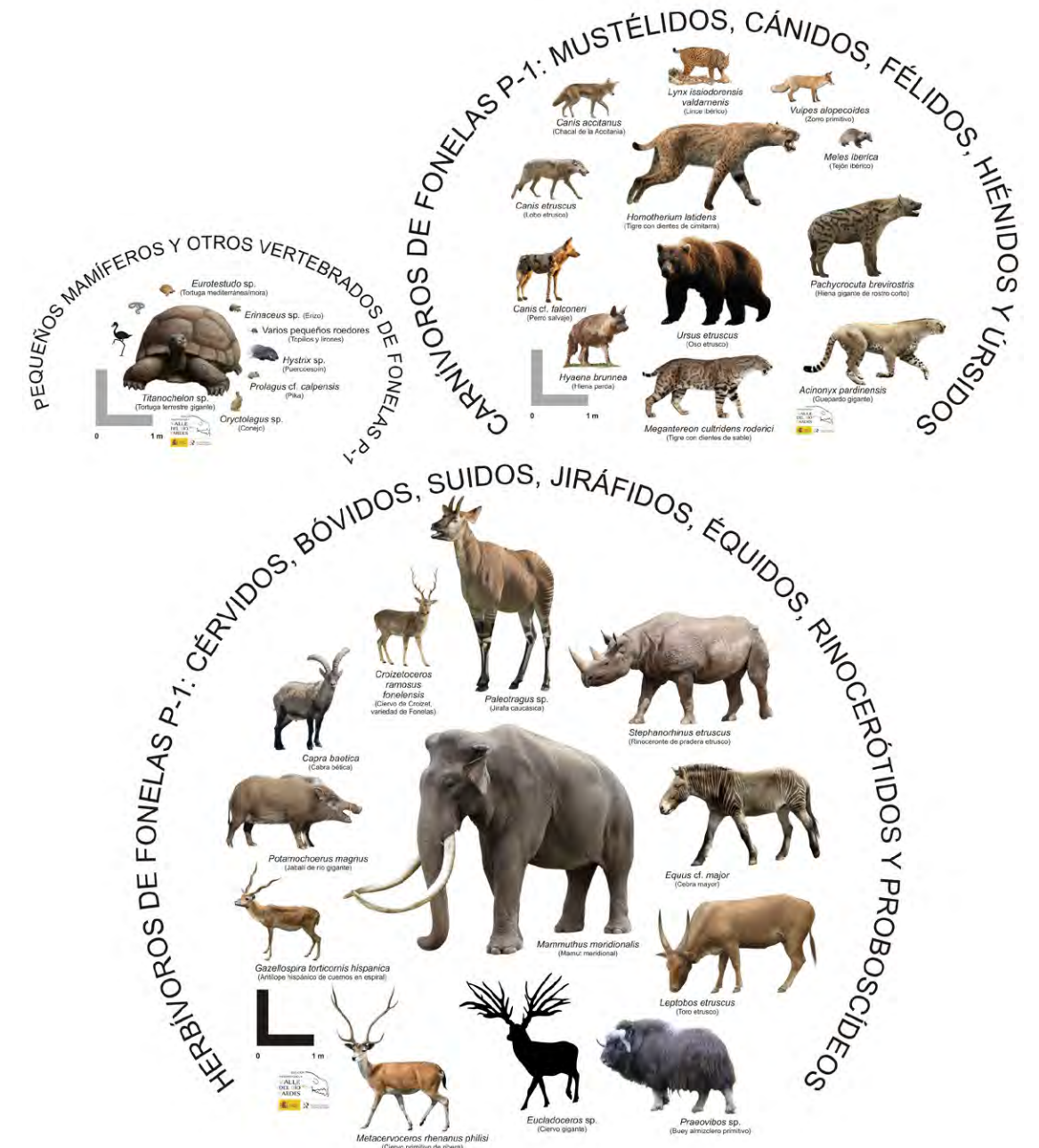


Figura 4. Conjunto de espectros de diversidad de los vertebrados identificados en Fonelas P-1. Figura: Alfonso Arribas y Guiomar Garrido.

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).

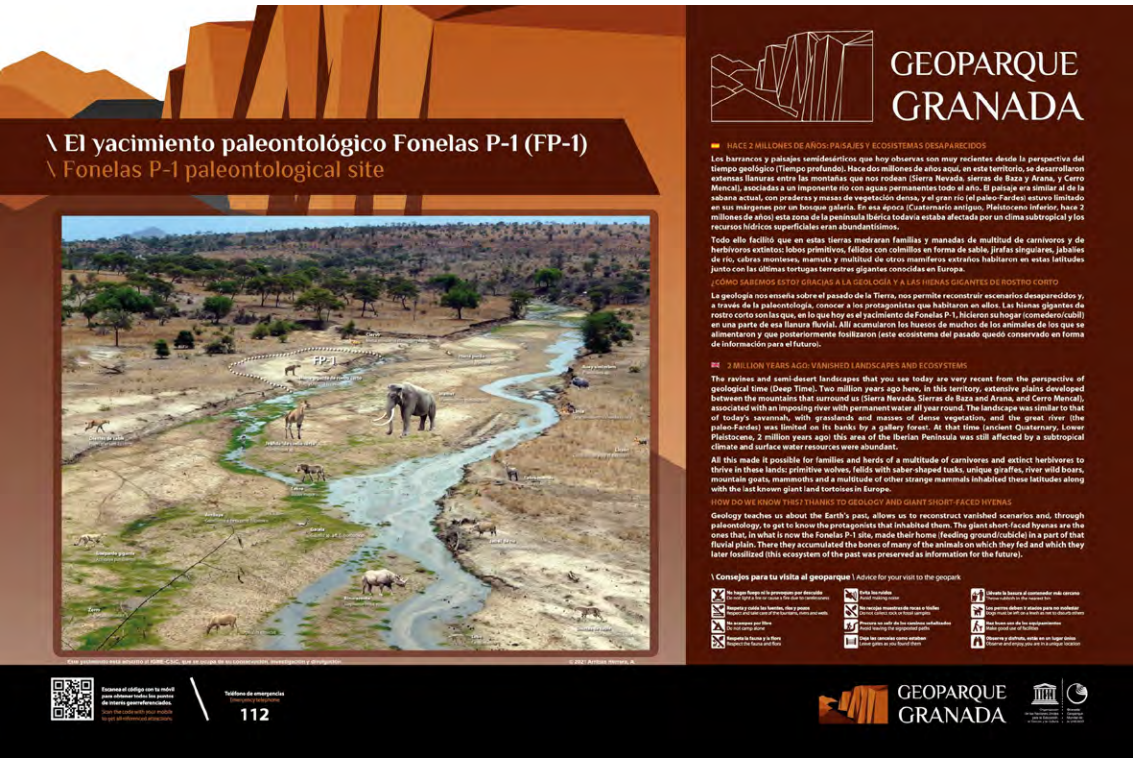


Figura 5. Panel informativo del Geoparque mundial de la UNESCO de Granada (Granada UGGp) sobre el yacimiento paleontológico Fonelas P-1. Se reconstruye el paisaje fluvial durante el Pleistoceno inferior (usando como modelo actual el río Tarangire, Tanzania) e introduce el ecosistema de entonces para 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).

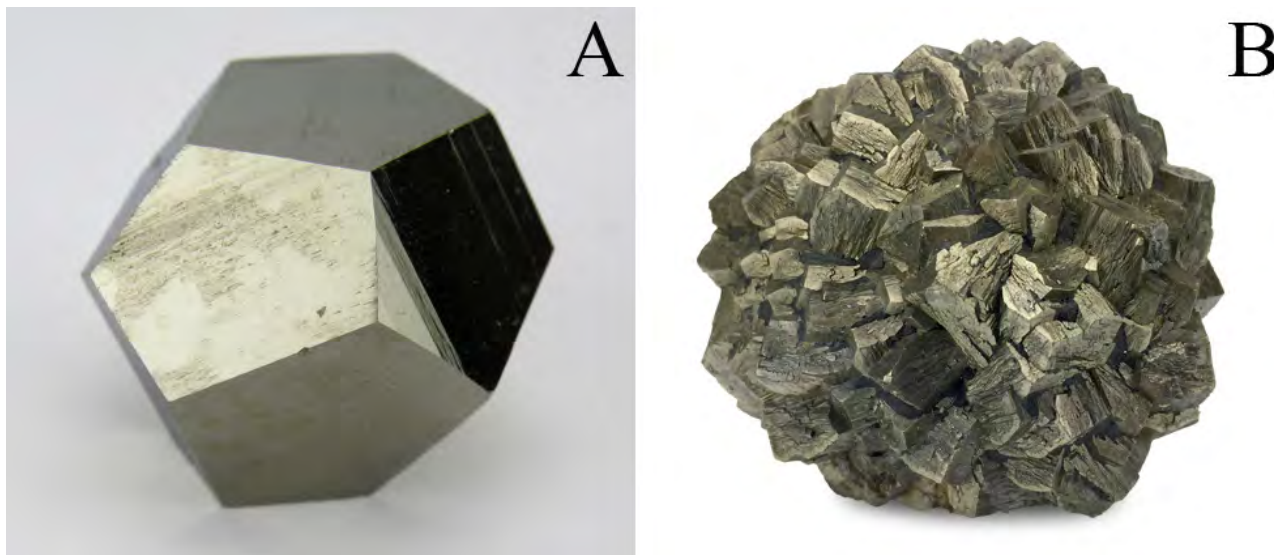


Figura 2. Piratas de Ambasaguas: A) Piritoedro (petagonododecaedro); B) Agregado en “piña”. Fotografía: Colección Museo Geominero.

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.

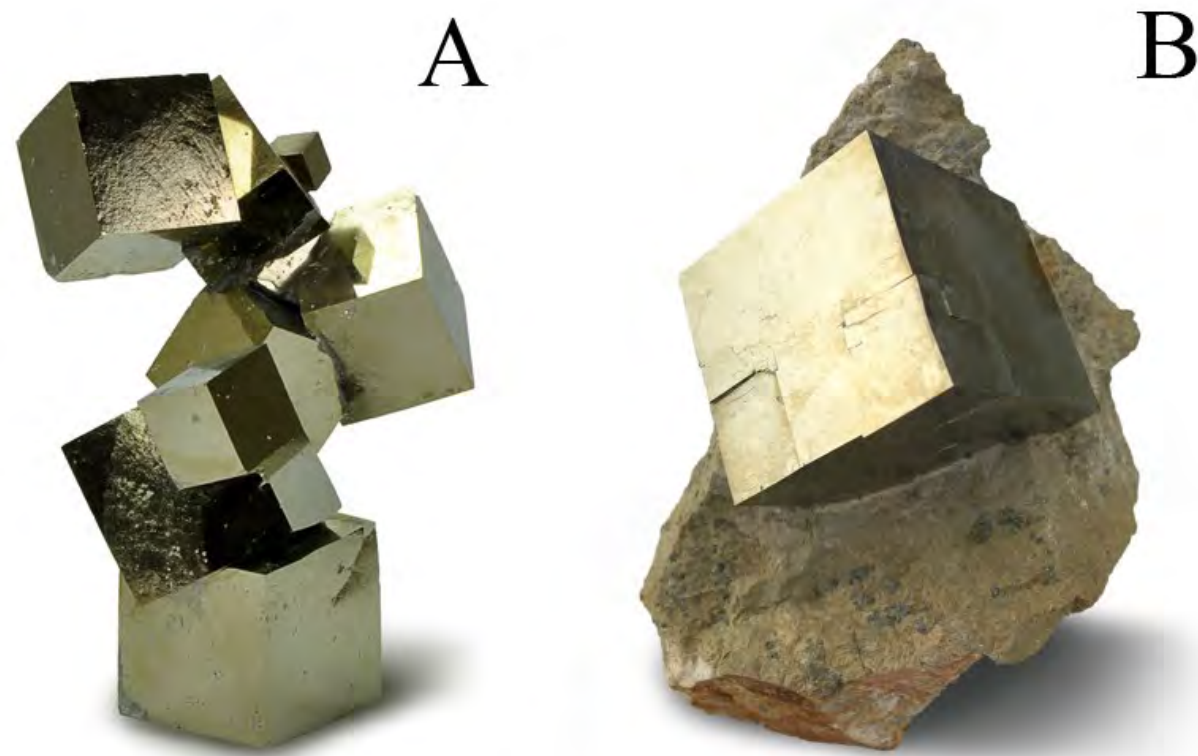


Figura 4. Piritas de Navajún: A) Agregado de cristales cúbicos; B) Cubo de pirita en matriz lutítica. Los ejemplares presentan un excelente brillo metálico y tamaño que oscila entre los pocos milímetros y 20 cm de arista, aunque lo más común es que no sobrepasen los 5 cm. Fotografías: Colección Museo 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 Sánchez², 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.

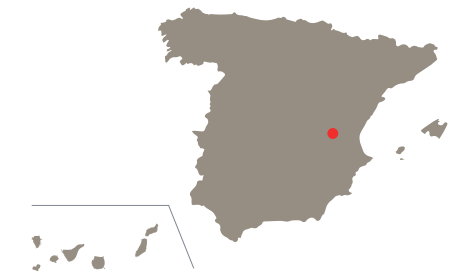
El lugar de interés geológico de Timanfaya tiene un valor de susceptibilidad a la degradación muy bajo ya que está protegido por diferentes tipos de figuras legales. Sin embargo, estudios recientes destacan la importancia de tomar medidas de gestión que aseguren la preservación de todos los elementos 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. Hilaro, 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.

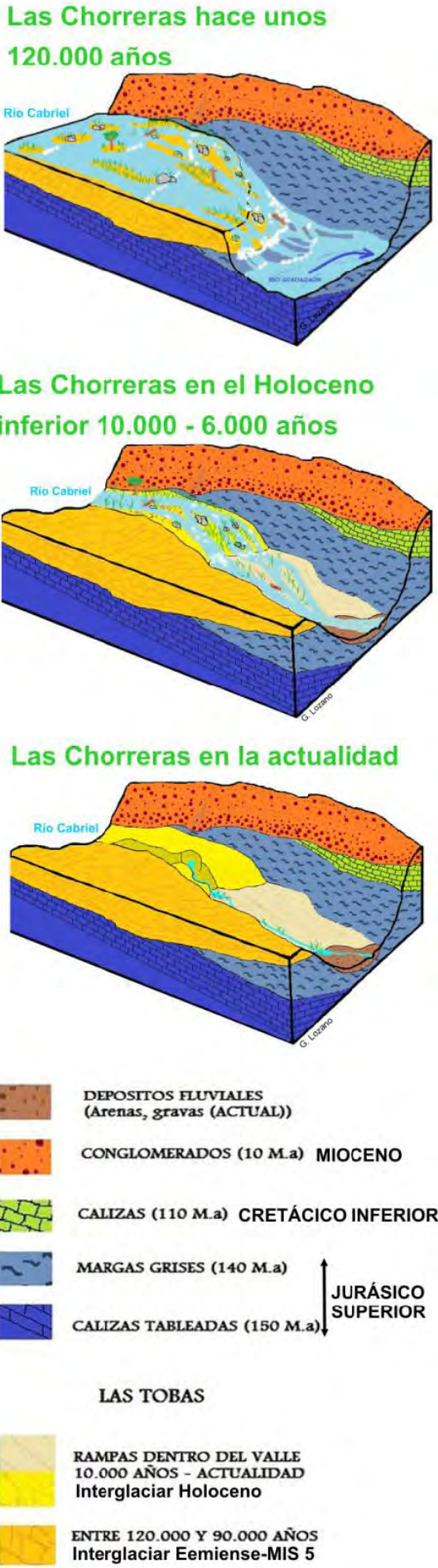




Figura 3. Vista de la rampa tobácea con personas transitando sobre ellas. Fotografía: Stipa&Azeral. Servicios Ambientales.

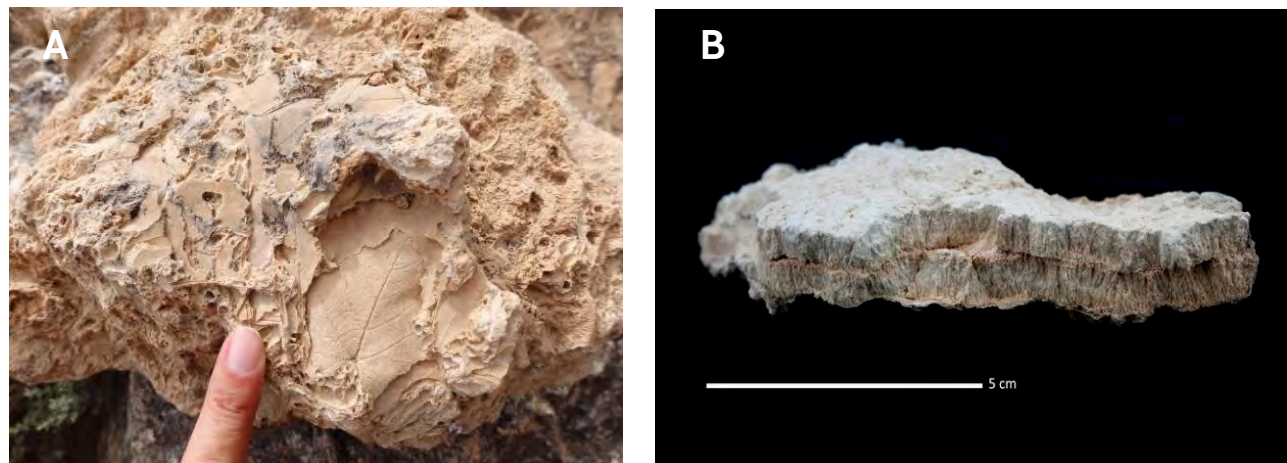


Figura 4. A. Detalle de toba con fósiles de hojas. B. Detalle de las laminaciones de cianobacterias. Fotografías: Juana Vegas.

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 Enguñados”.

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

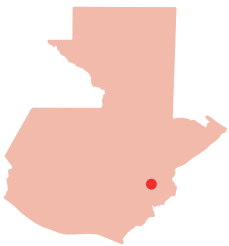


Mapa: modificado de Ikonact.

- 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.

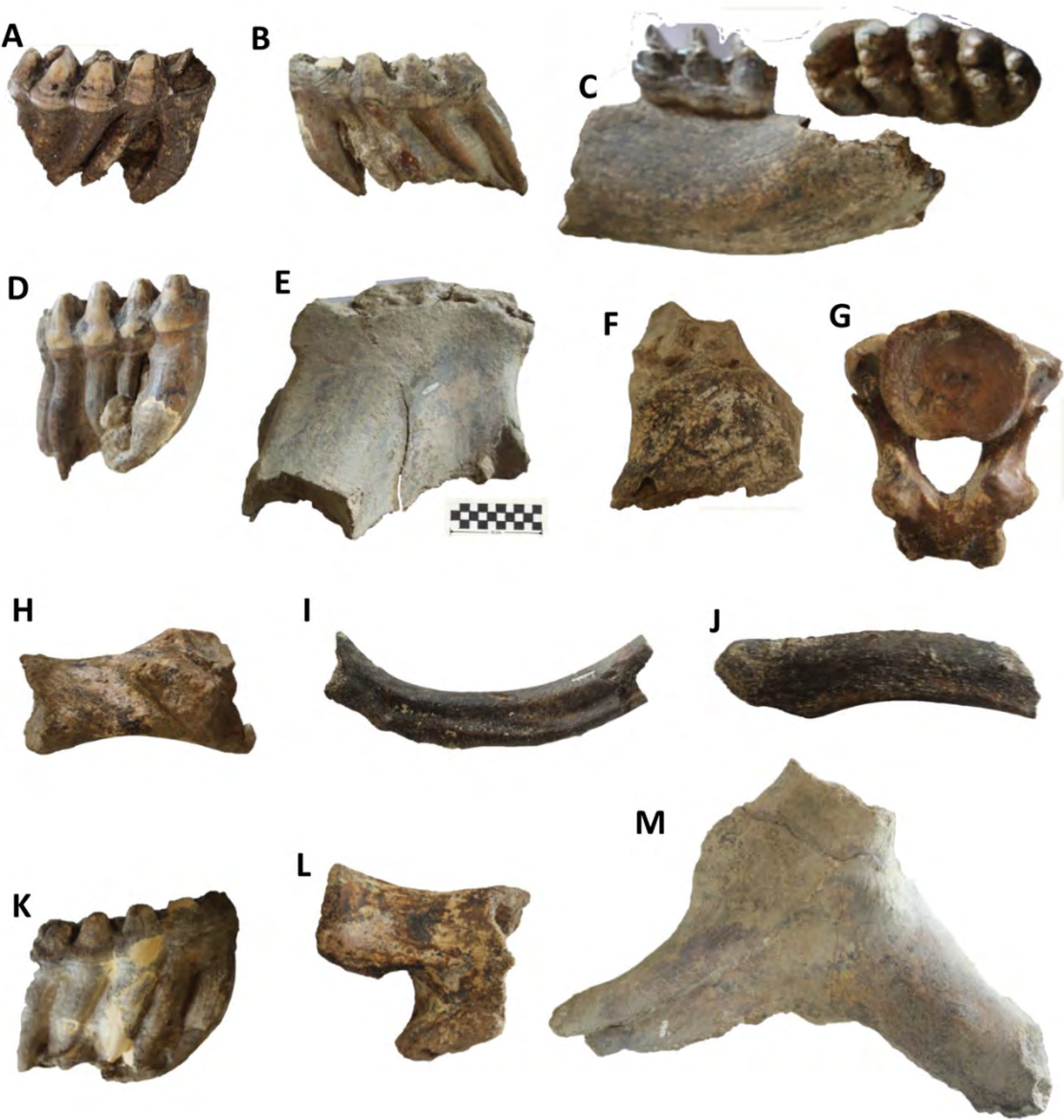


Figura 7. Piezas fósiles de mastodonte (*Cuvieronius hyodon*), resguardadas en Chivacabé. Fotografía: Luciano Julio Armando López.

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 omoplato	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.

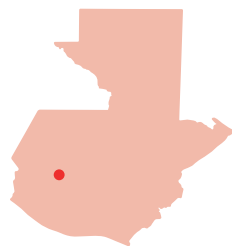
Hayden, B. y Cocks, J., (1978). El sitio del mastodonte de Villatoro. Department of Archaeology, Simon Frazer University.

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

AUTORES?¹

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.

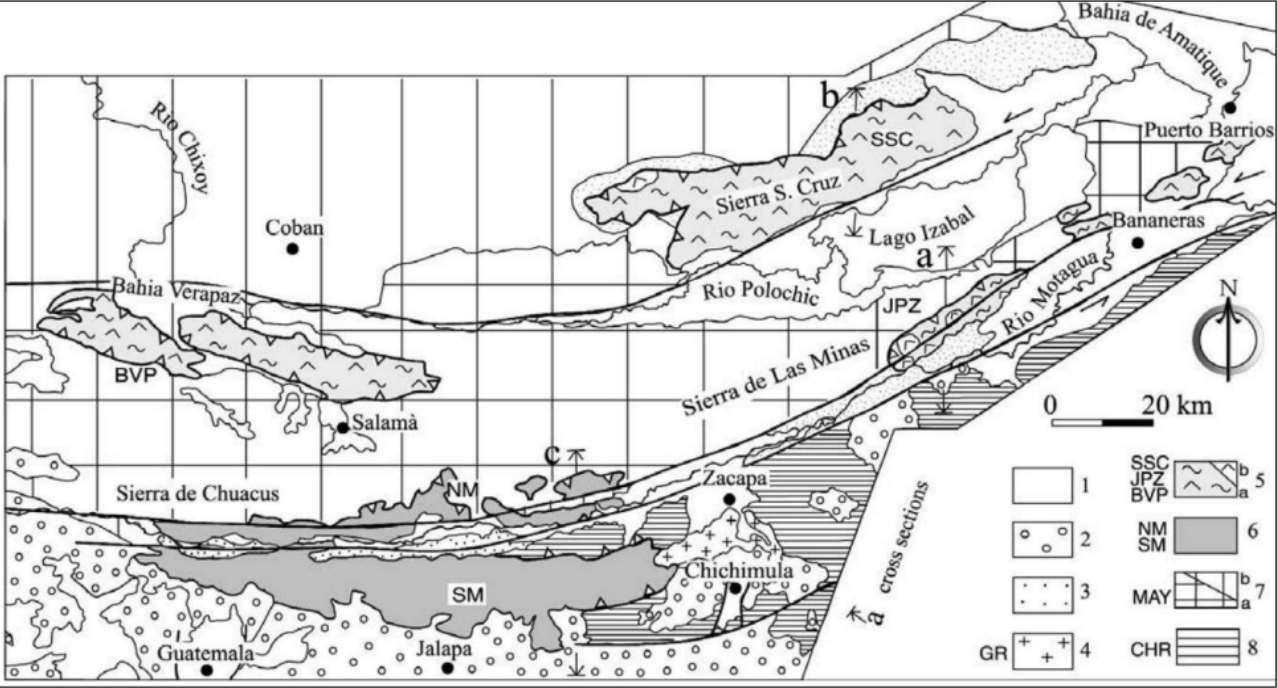


Figura 1. Mapa tectónico de la zona de sutura Motagua y localización de Unidades Ofiolíticas (leyenda explicada en el texto). Imagen: Tomado de Giunta et al. (2002).

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.

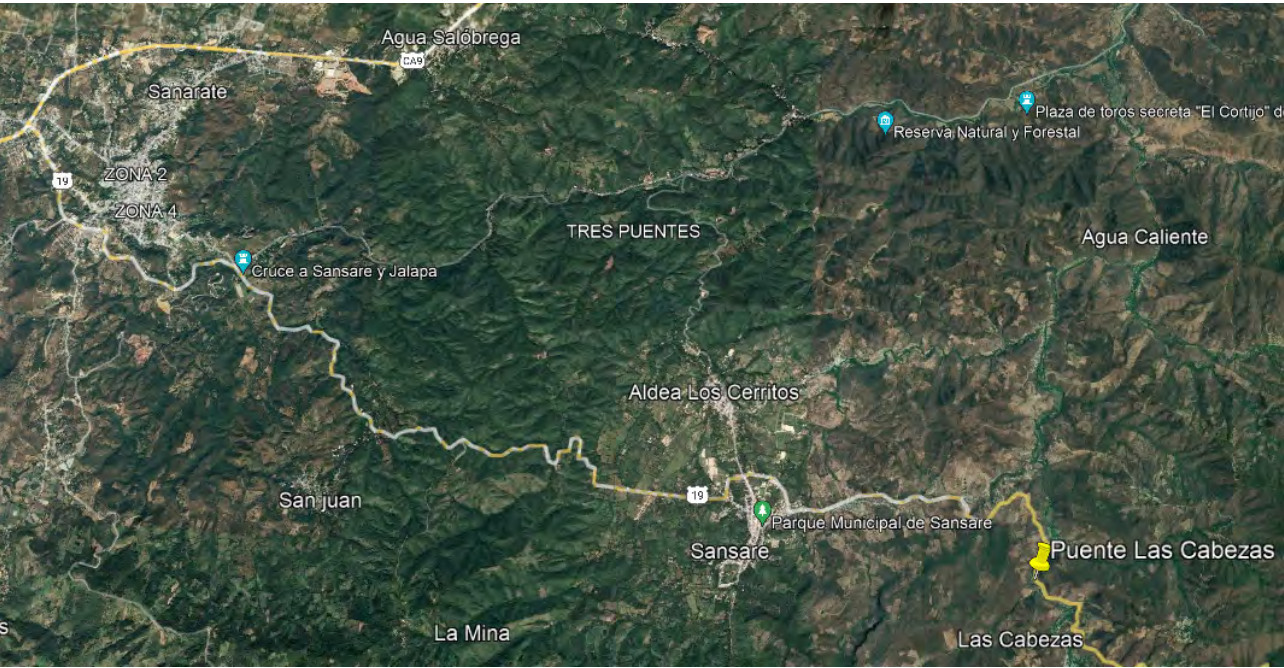


Figura 2. Localización del Puente Las Cabezas, partiendo del municipio de Sanarate (extremo NW de la Figura) recorriendo la ruta hacia Jalapa. Imagen: Google Earth.

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).

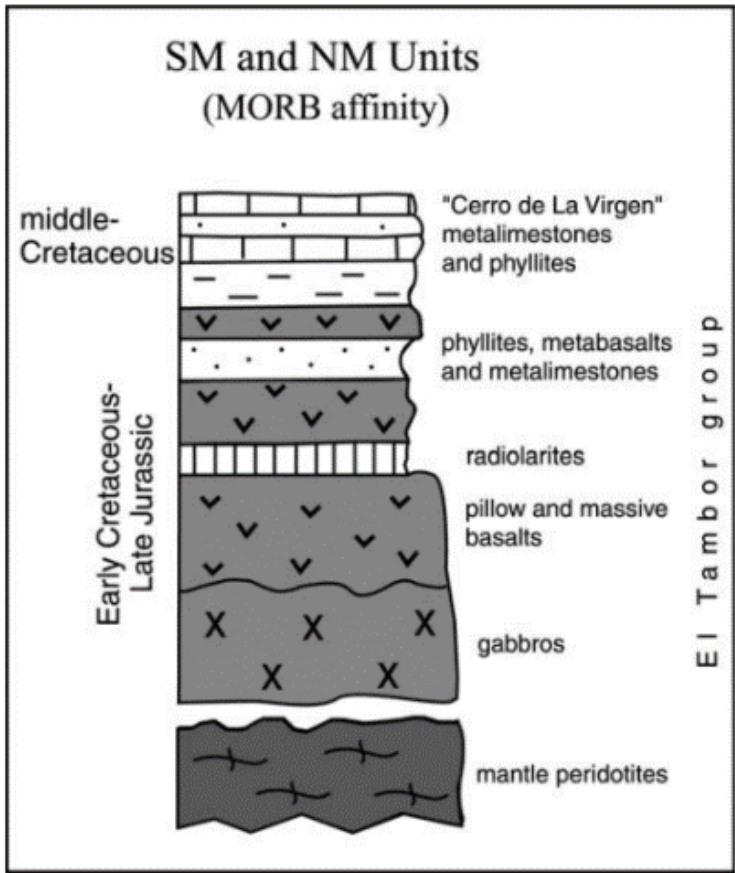


Figura 3. Sección esquemática de la ZSM y su relación con la unidad MS. Imagen: G. Dengo y G. Giunta (julio 1990).

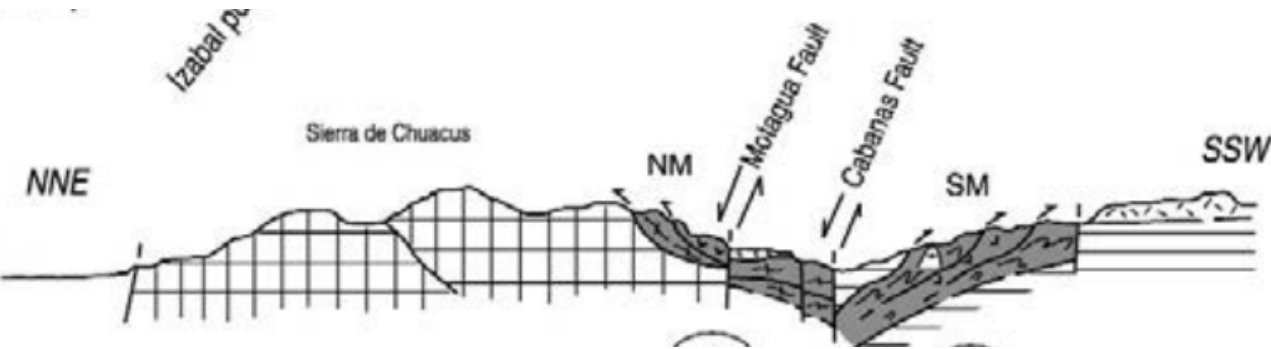


Figura 4. Reconstrucción de la columna estratigráfica de las Unidades MN y MS.

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).

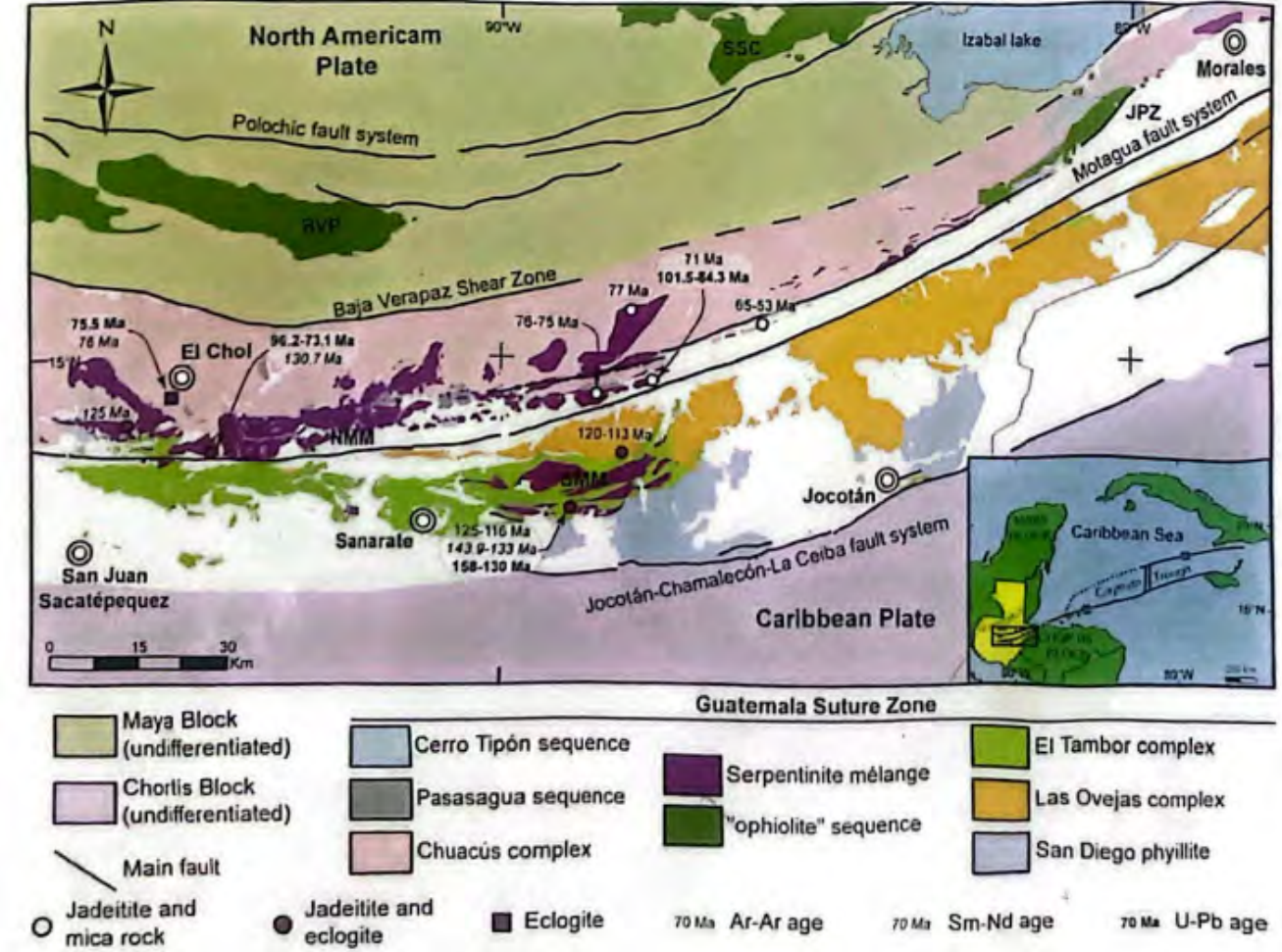


Figura 5. Mapa tectónico simplificado en la Zona de Sutura de Guatemala mostrando la distribución de unidades clave: melange de serpentinitas, ofiolitas y asociaciones de corteza oceánica. Tomado de Flores et al. (2012).



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. *Ofioliti* 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. *Ofioliti*, 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- Megacristales 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.

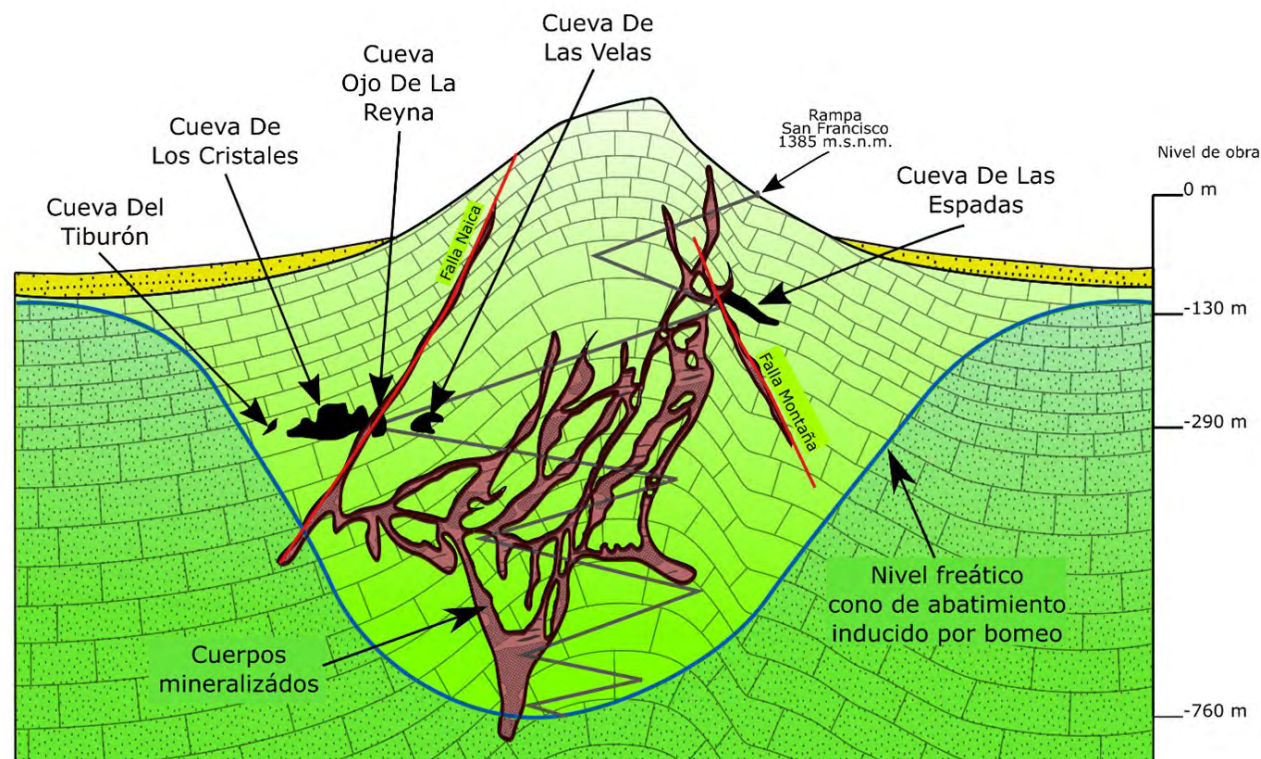


Figura 2. Esquema del yacimiento de Naica y la ubicación de las cuevas con megacrístales de Selenita. Tomado y modificado de Forti y Sanna (2010).

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. Megacrístales 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 megacrístales. 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

¹*Servicio 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, conside-

rando 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).

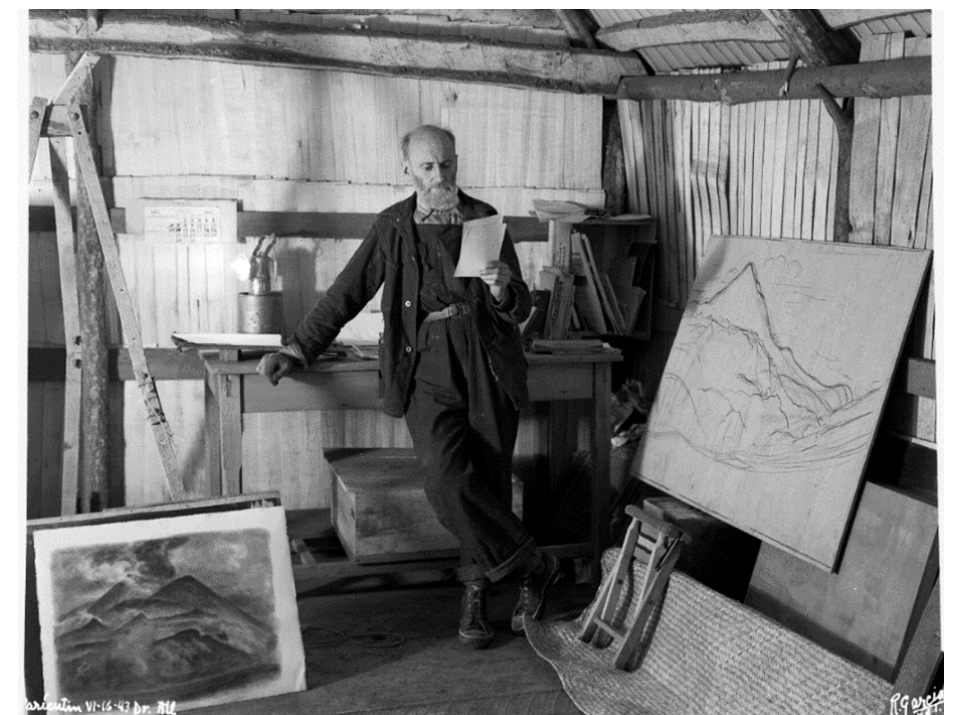


Figura 3. Gerardo Murillo Coronado, pintor y escritor mexicano mejor conocido como “Dr. Atl” instalando su estudio improvisado para obtener un registro pictórico del volcán Parícutin. Fotografía: Mediateca del INAH.

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

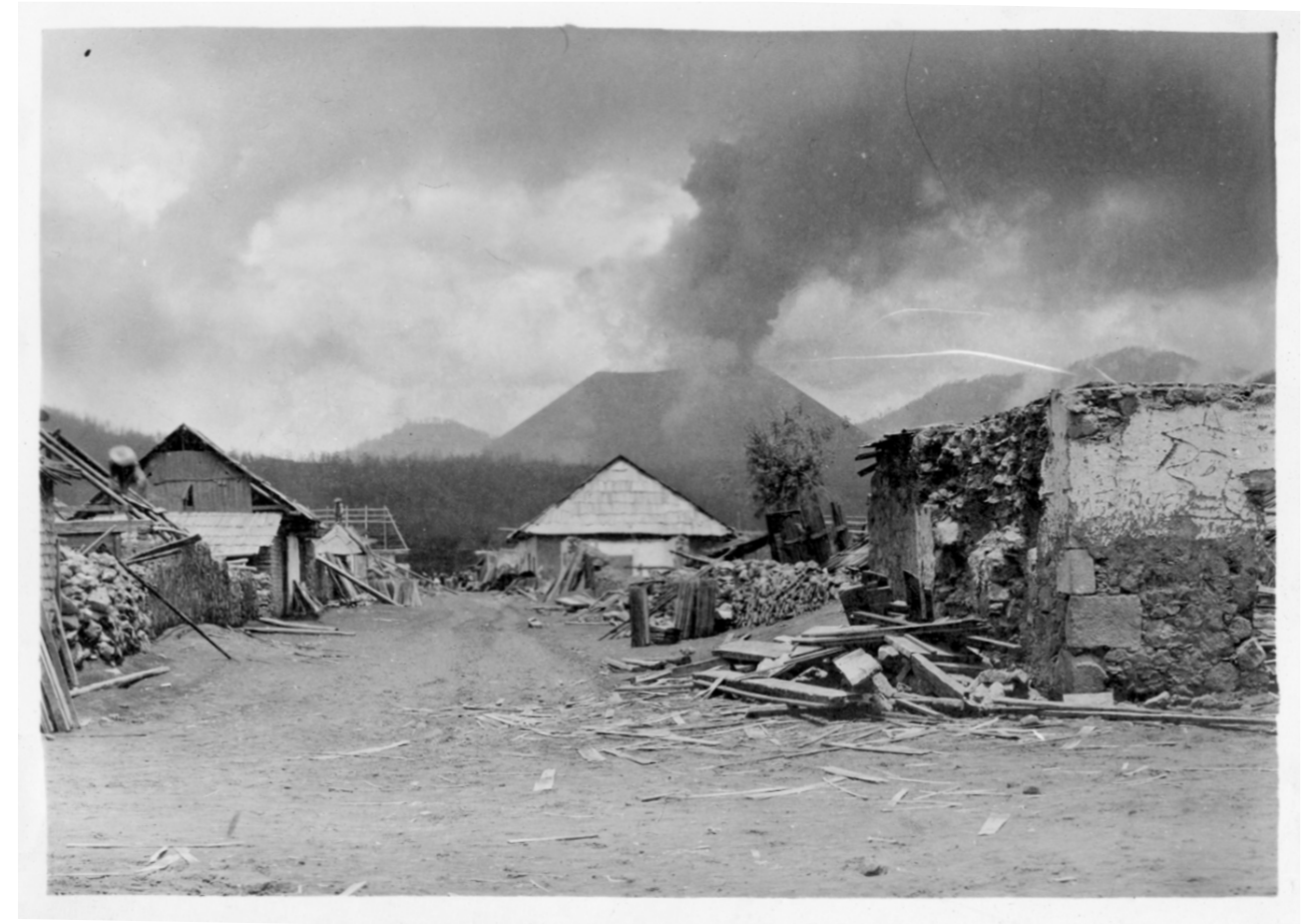


Figura 4. “Caserío junto al volcán Parícutin” esta fotografía es el reflejo de las comunidades evacuadas posterior al comienzo de la erupción. Fotografía: Mediateca del INAH.

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 Parangaricutirimicuario
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 correcaminos 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
¹Servicio Geológico Mexicano
²AFRY, 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.

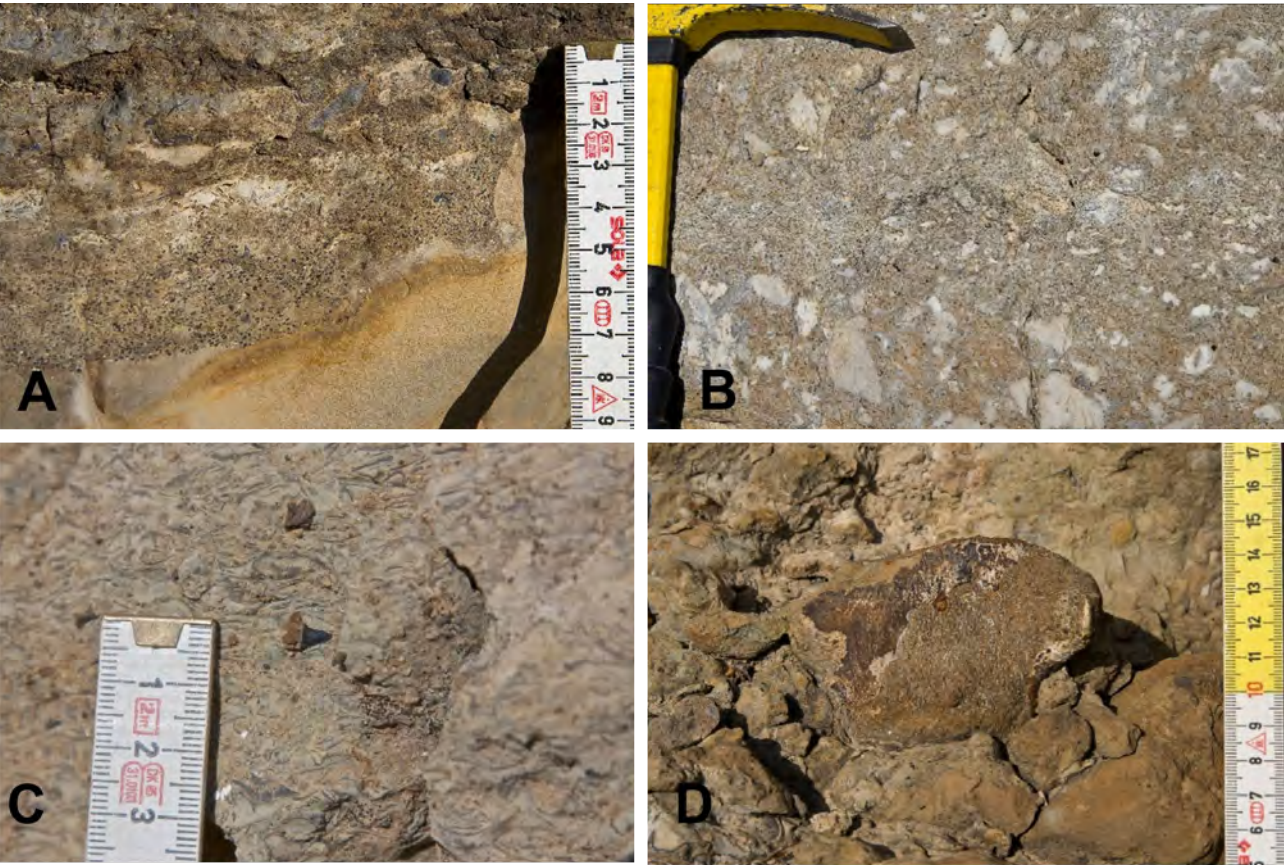


Figura 4. Depósitos del evento del Tsunami del impacto del Chicxulub. Unidad 1. A. Contacto abrupto y erosivo en la Arenisca Delgado, que es de grano fino, con arenisca rica en depósitos de eyecta, con esférulas de tamaño milimétrico, en color oscuro, mostrando cambios en el tamaño y composición de los 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.

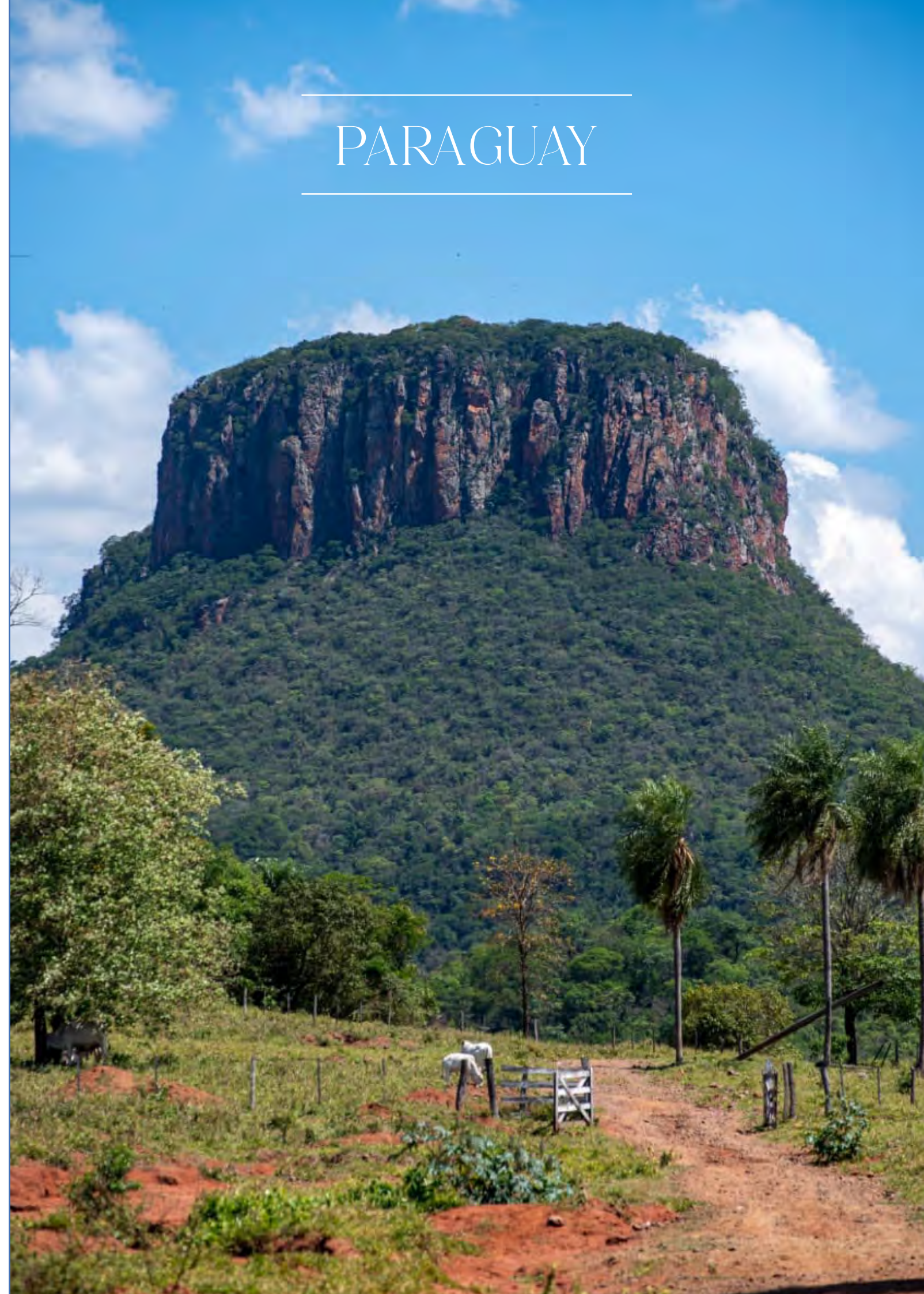
PARAGUAY



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 Koñ 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 Koñ. 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 Koñ. Fotografía: Proyecto Geoparque Paraguay.



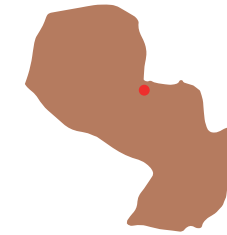
Figura 4. Vista de dron del Cerro Koñ y los senderos. Fotografía: Proyecto Geoparque Paraguay.



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.

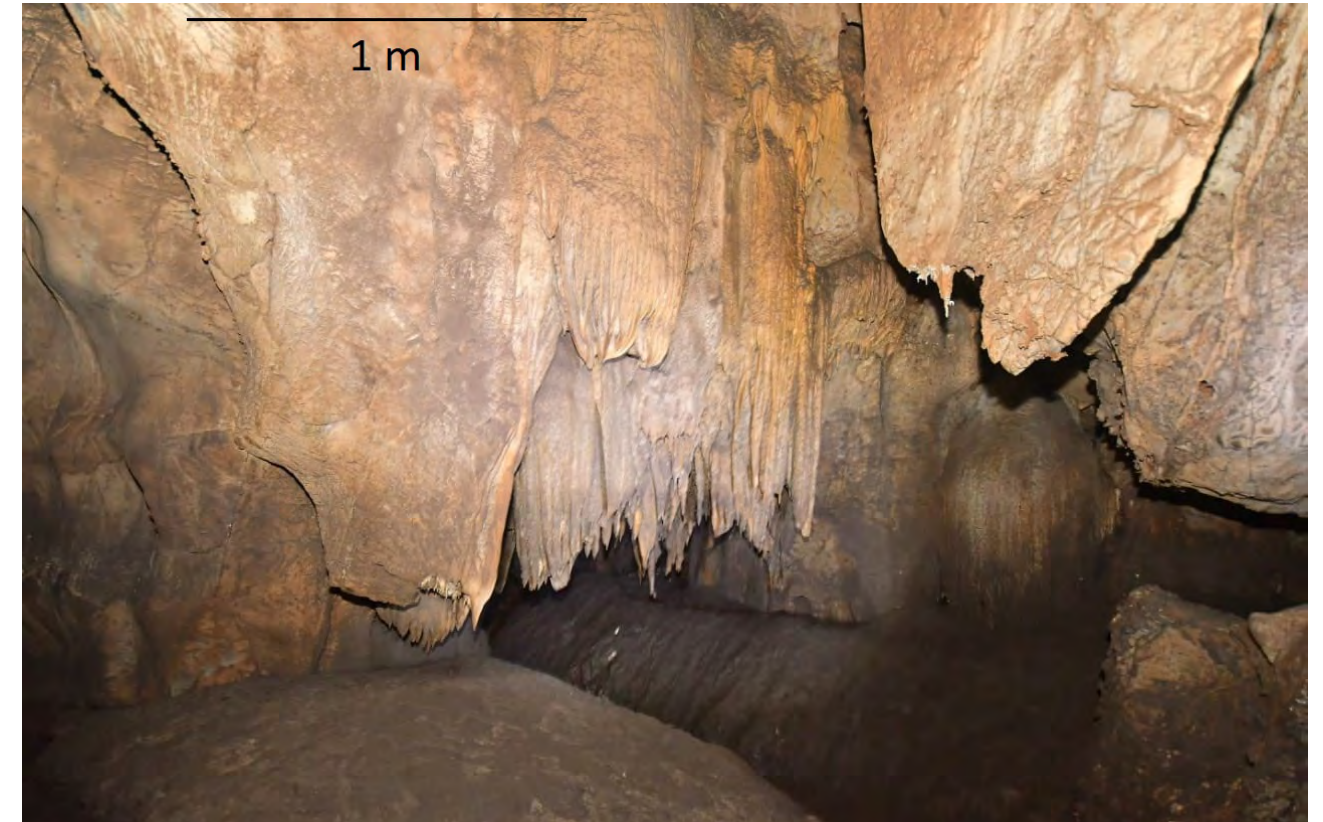


Figura 3. Espeleotemas kársticos (estalactitas) de variadas dimensiones dentro de la Santa Caverna. Fotografía: Proyecto PINV15-766 (FACEN-CONACYT).



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 geosito 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).

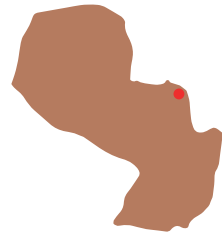
BIBLIOGRAFÍA

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), geoformas 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 geoformas 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 geoformas 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 Mainique
- 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 Huayruru*”, 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.

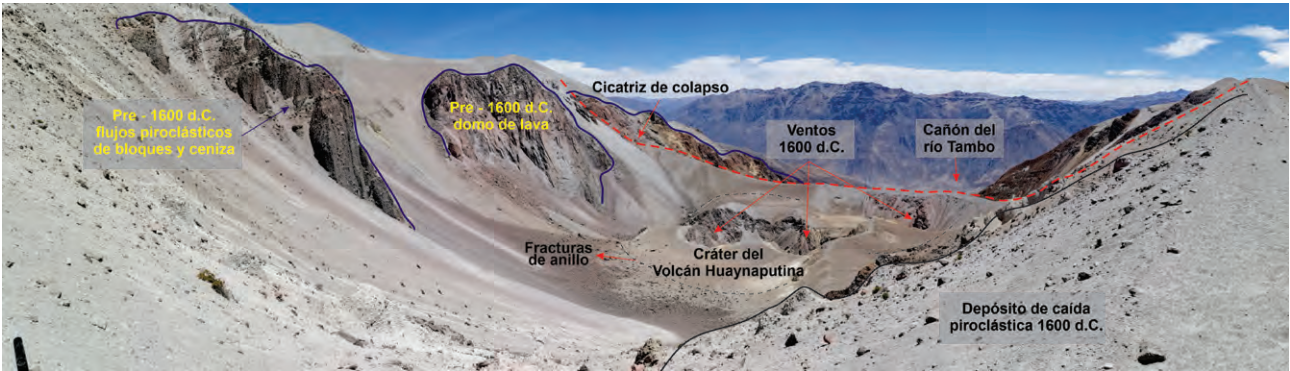


Figura 1. Escarpa de colapso en forma de herradura del volcán Huaynaputina. En su base los tres cráteres de la erupción del VHP-1600. Figura: J. Mariño.

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.

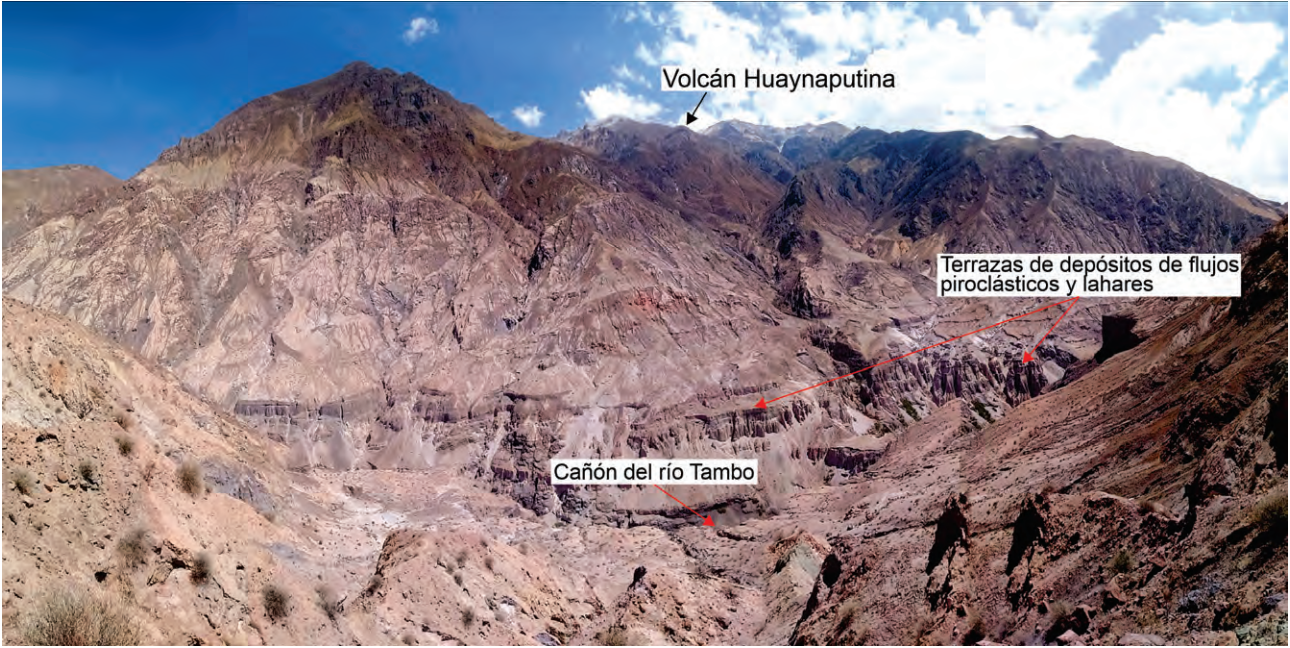


Figura 3. Cañón del río Tambo donde se observa terrazas conformadas por depósitos de flujos piroclásticos y lahares del año 1600 d.C.; en la parte superior el volcán Huaynaputina. Figura: J. Mariño.

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, Collquepucro, 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

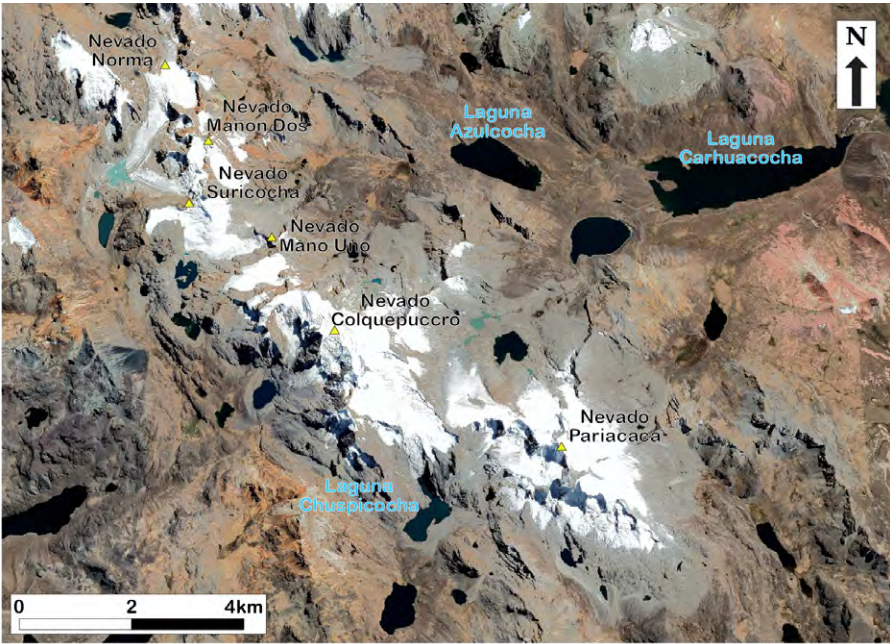


Figura 1. Imagen Google Earth (2019) del conjunto montañoso Pariacaca. Se distingue amplias áreas rocosas grises, expuestas por el retroceso glaciario y el cambio climático actual.

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 sobreescurrecimientos 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 glaciar (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 glaciar. 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

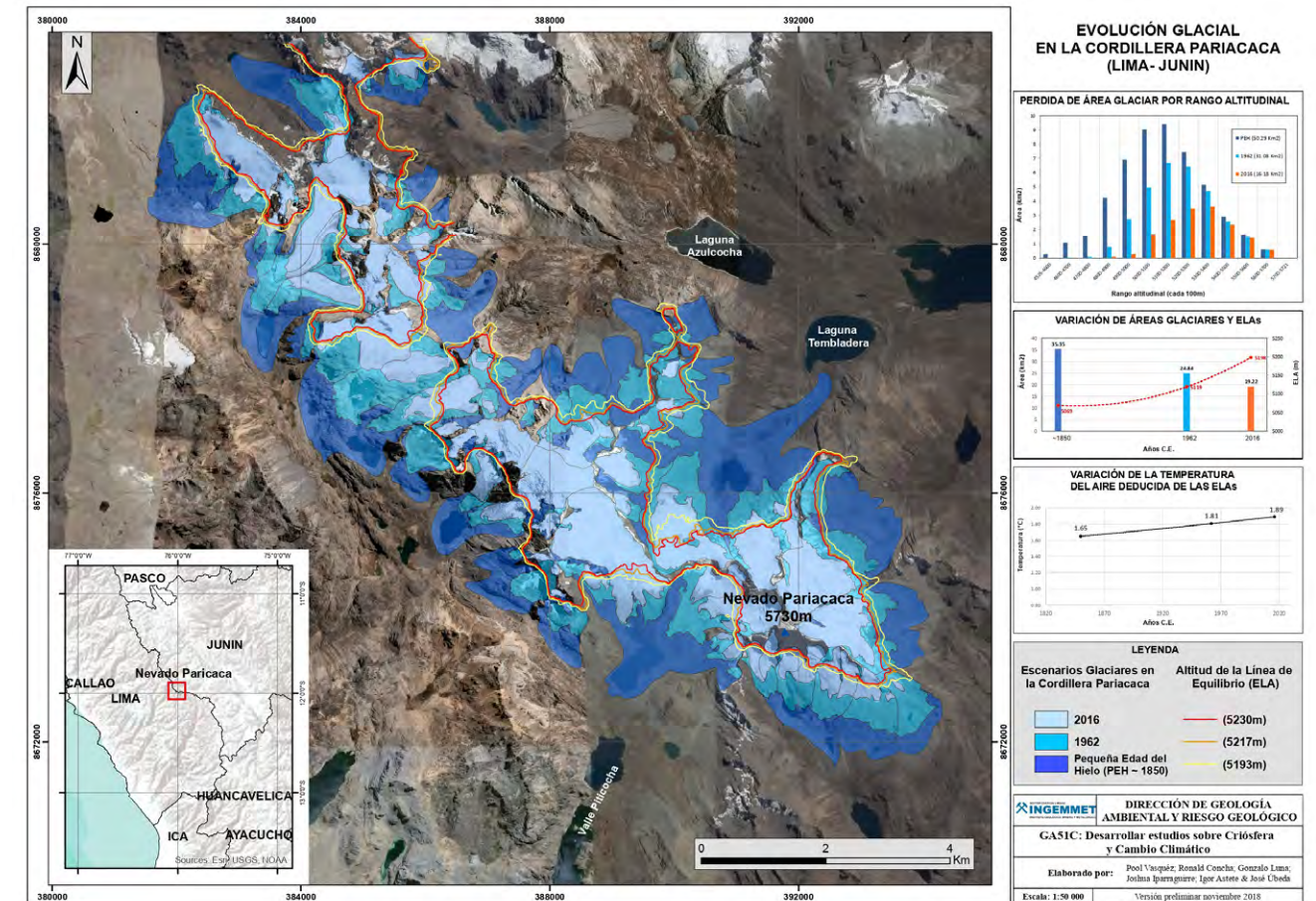


Figura 3: Evolución glacial en la cordillera Pariacaca desde la PEH. Figura: Ingemmet (2018).

años 2015-2018 por Ingemmet, sobre geomorfología glaciar 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 glaciar 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 glaciar que indican retroceso glaciar (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 glaciar. 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 glaciar; 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.

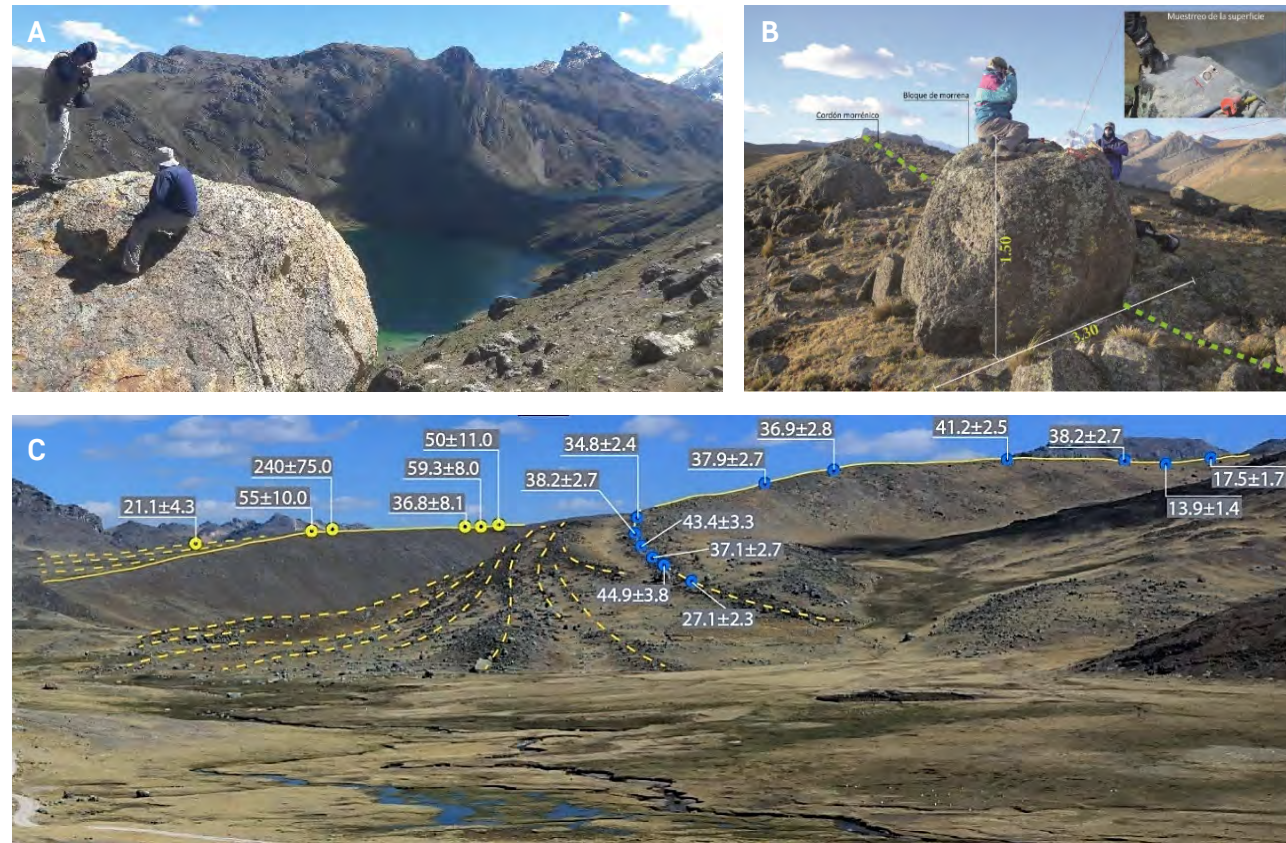


Figura 4. (A, B): Muestreo de bloques morrénicos en la cordillera Pariacaca; (C): Cordones morrénicos datados a la salida del valle de Piticocha. Figuras: autores del artículo.

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		
		EOCENO		Formación Yahuarango
		PALEOCENO		
MESOZOICO	CRETÁCICO	SUPERIOR	MAESTRICHIANO	Fm. Vivian
			CAMPANIANO	
			SANTONIANO	
			CONACIANO	
			TURONIANO	Formación Chonta
			CENOMANIANO	
		INFERIOR	ALBIANO	Fm. Agua Caliente
	APTIANO			
	JURÁSICO			Fm. Mainique
	TRIÁSICO			
PALEOZOICO	PÉRMICO			Fm. Ene
				Grupo Copacabana
	CARBONÍFERO			Grupo Tarma
				Grupo Ambo
	DEVÓNICO			Grupo Cabanillas
	SILÚRICO			Formación Ananea
	ORDOVÍCICO SUPERIOR			Fm. San Gabán
				Formación Sandía
ORDOVÍCICO MEDIO			Grupo San José	

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

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.



BIBLIOGRAFÍA

De La Cruz, N., Zapata, A. y Larico, W. (1998). Geología de los cuadrángulos de Timpia, Calangato y Río Providencia 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). INGEMMET, 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 Convención, 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, distritos 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 sustrato 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

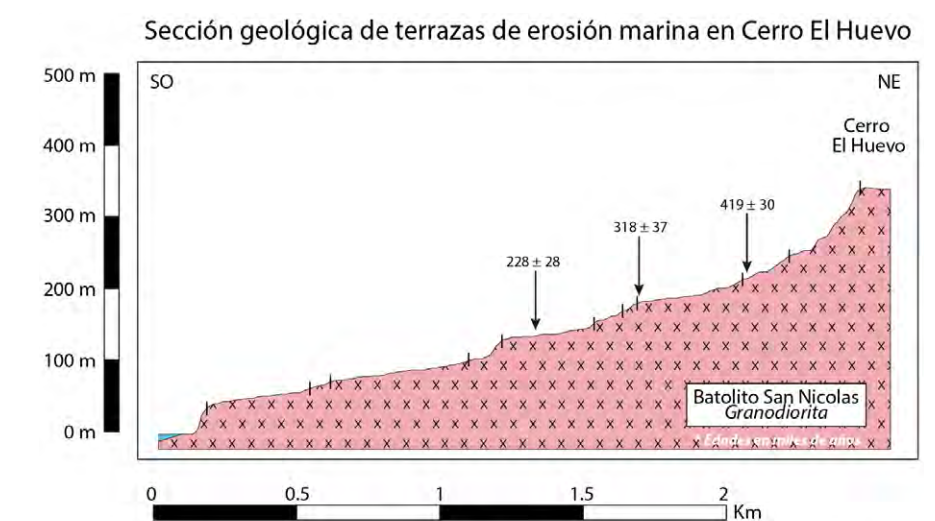


Figura 3. Sección geológica en las terrazas de abrasión marina ubicadas en el cerro El Huevo. Se muestra las edades (en miles de años) obtenidas con el método de Berilio 10 (^{10}Be). Figura: Elaborada con datos de Saillard *et al.* (2011).

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 Bombaya hasta el fondo del cañón.

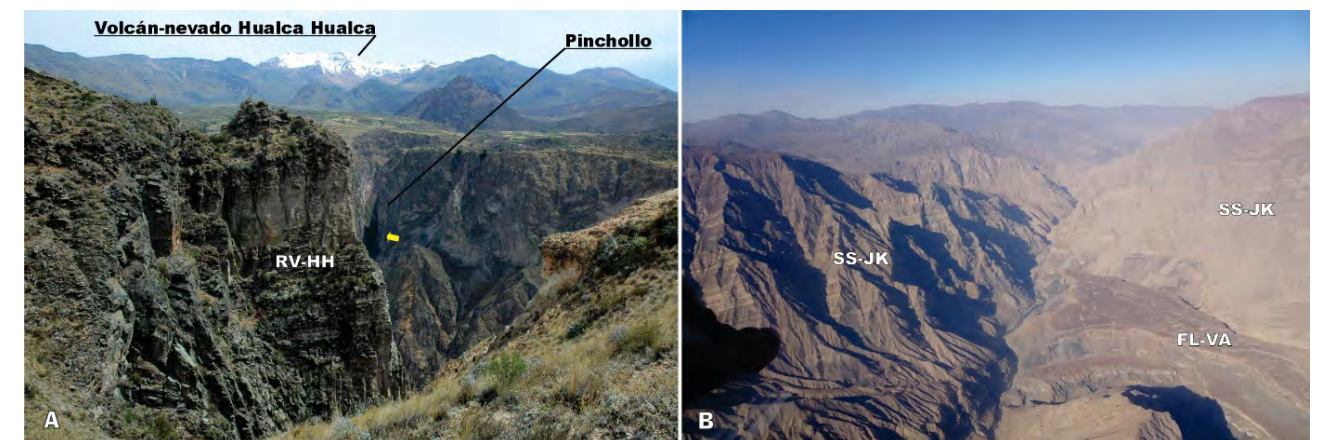


Figura 2. Cañón del Colca: A) Inicio, sector de Pinchollo que corta rocas volcánicas del Plio-Pleistoceno del volcán Hualca Hualca (RV-HH); B) Frente al valle de los volcanes de Andagua (flujos de lava del Pleistoceno-Holoceno vulcanismo Andagua: FL-VA) y predominio de secuencias sedimentarias del Jurásico-Cretácico (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 Trigo. Una muestra de la diversidad neotectónica en el cañón del Colca (Sistema de fallas El Trigo-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.





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 esferoidal e caulínização 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 pervasiva 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 desenharam-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.

BIBLIOGRAFIA

- 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-melhorano-da-ultima-decada-c-video/> (consultado em 7 de julho de 2020)



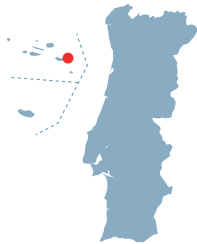
Figura 1. Aspeto parcial de um dos trilhos de sauropodes do Monumento Natural das Pegadas de Dinossauros da Serra de Aire. Fotografia: Daniel Pinheiro.



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.

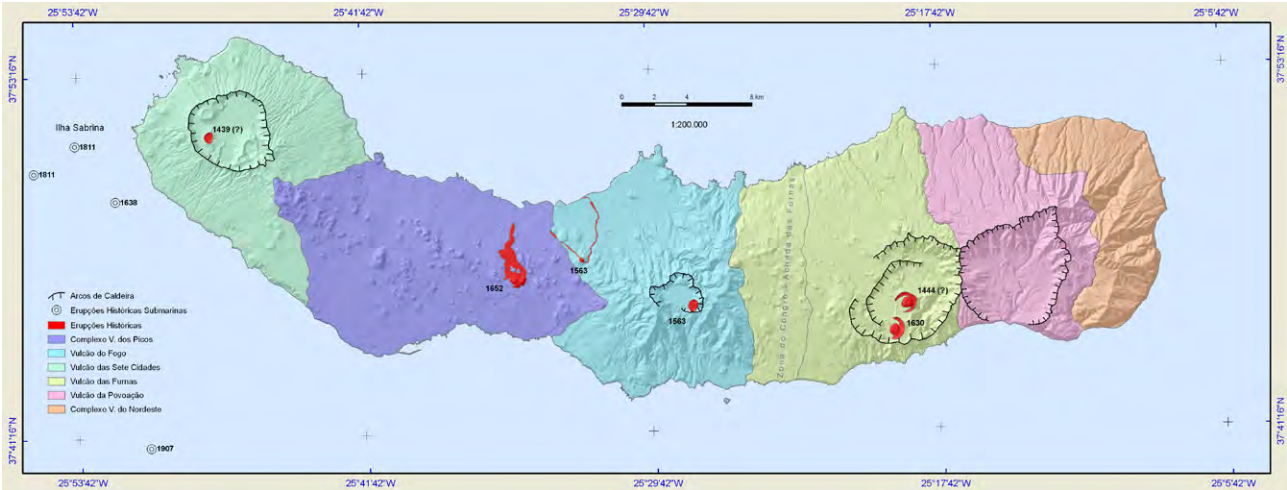


Figura 1. Carta vulcanológica simplificada da ilha de S. Miguel. Imagem: Nunes (2004).

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.

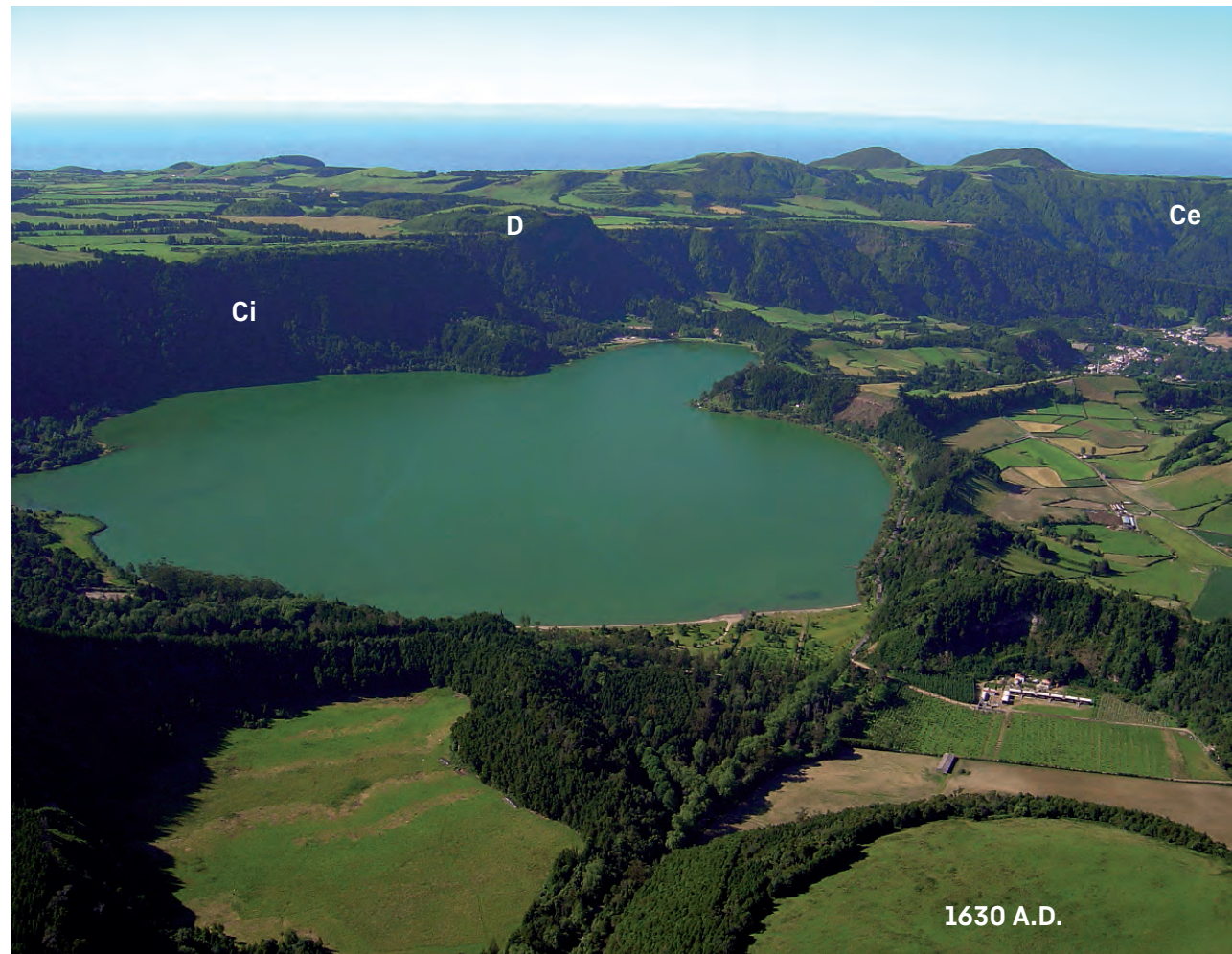


Figura 2. Vista aérea da caldeira do vulcão das Furnas (perspetiva de sul para norte). Em primeiro plano, domo traquítico de 1630 A.D.; D- domos do Pico do Ferro; Ce- bordo da caldeira externa; Ci- bordo da caldeira interna. Fotografia: João Carlos Nunes.

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

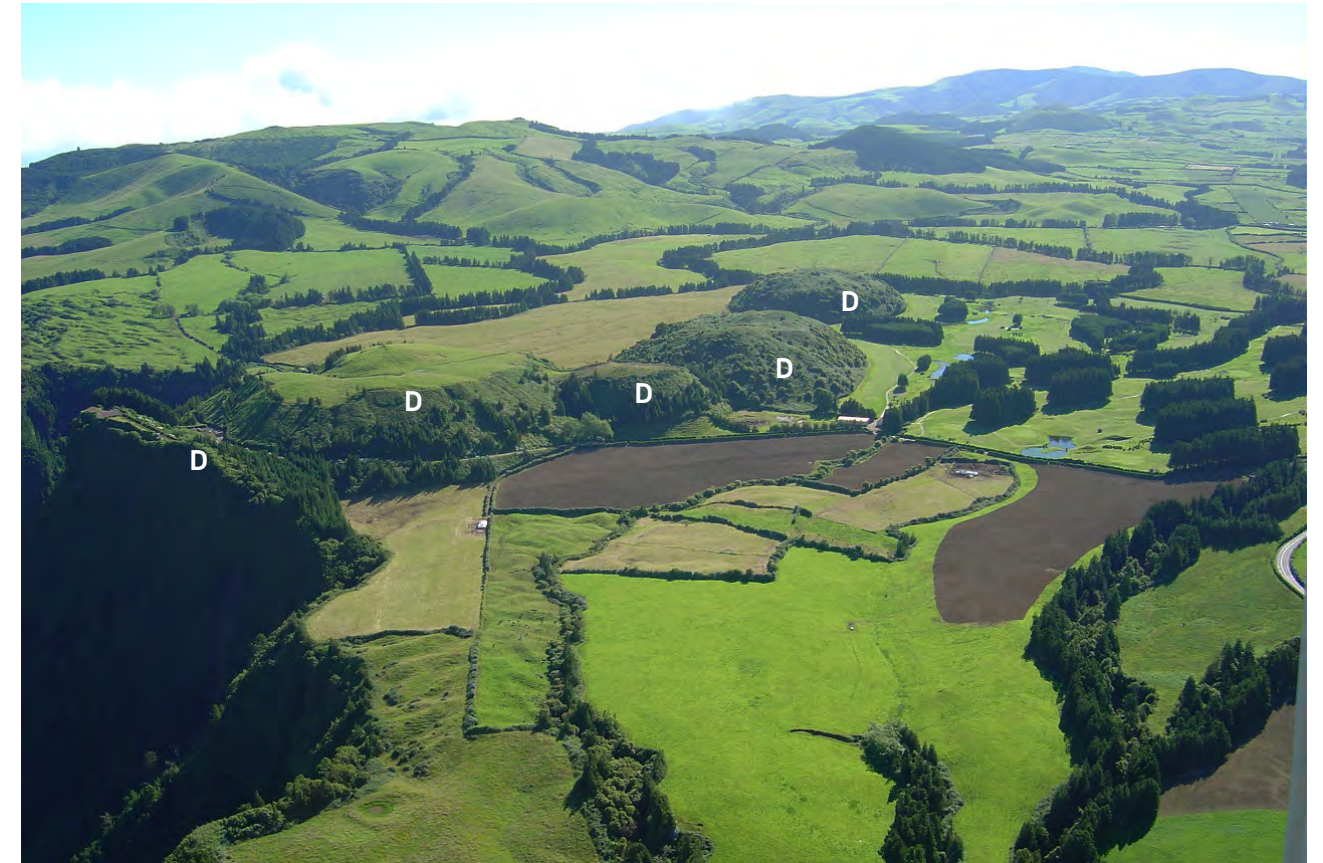


Figura 3. Alinhamento vulcano-tectónico dos domos traquíticos (D) do Pico do Ferro. Fotografia: João Carlos Nunes.

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,

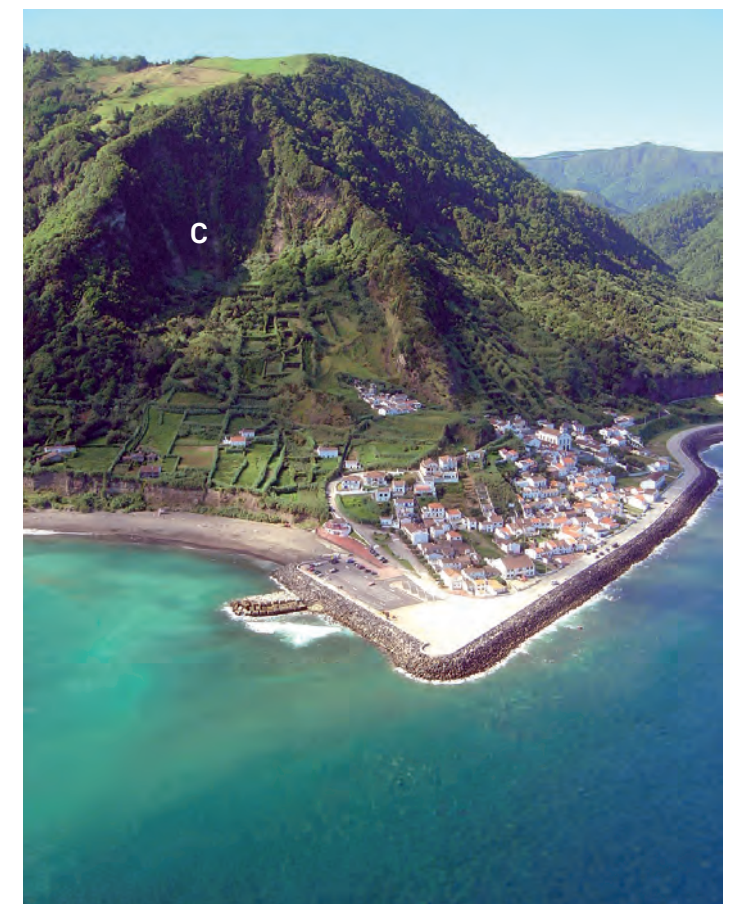


Figura 4. Cicatriz (C) do deslizamento associado à erupção de 1630 A.D., sobranceiro à Praia do Fogo (Ribeira Quente), na costa sul da ilha de São Miguel. Fotografia: João Carlos Nunes.



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 inverniais 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

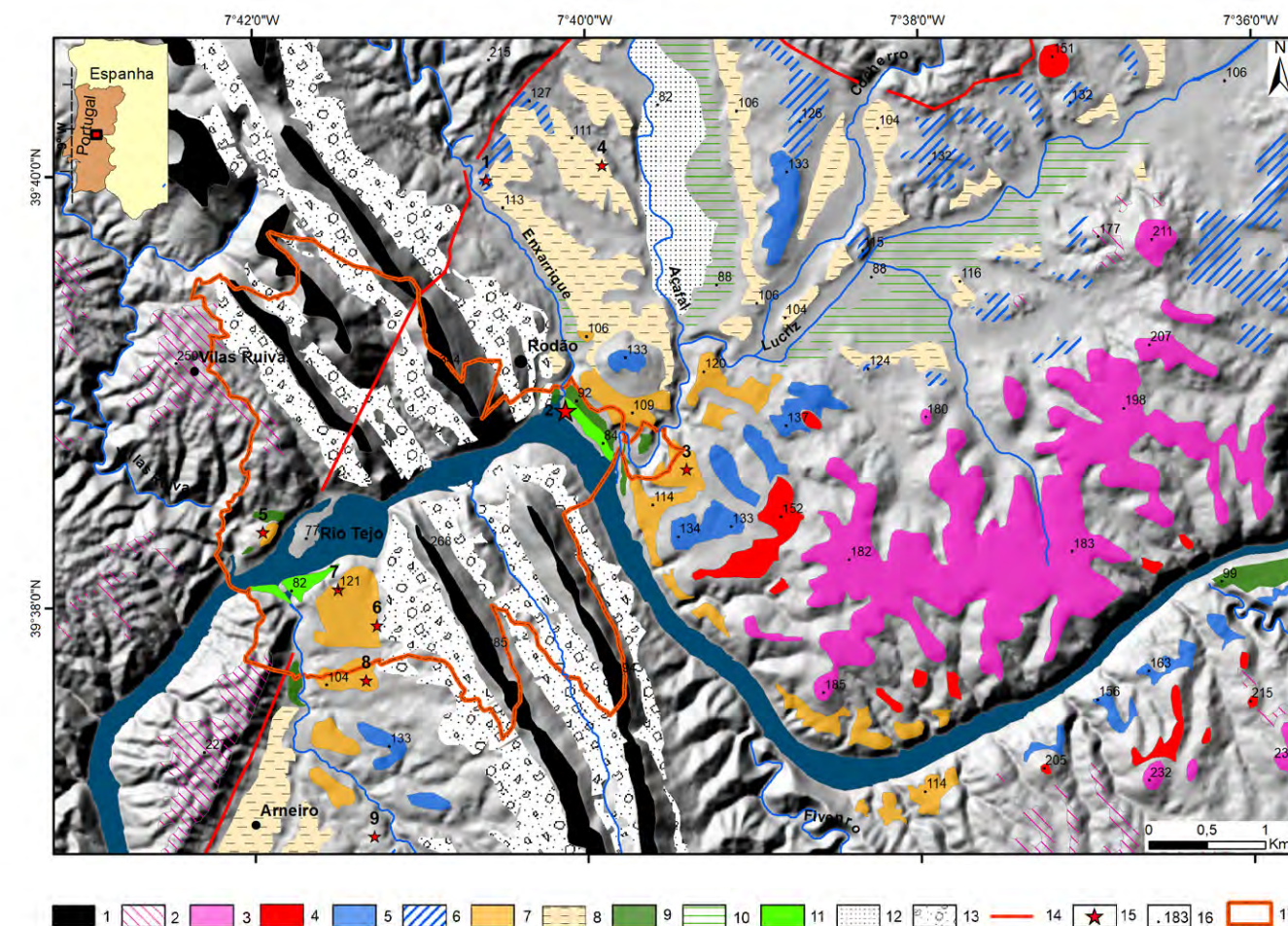


Figura 1. Mapa geomorfológico da área do Monumento Natural das Portas de Ródão. Legenda: 1- crista de quartzito ordovícico; 2- nível de erosão correlativo do terraço T1; 3- terraço T1; 4- terraço T2; 5- terraço T3; 6- nível de erosão correlativo do terraço T3; 7- terraço T4; 8- nível de erosão correlativo 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 brando 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

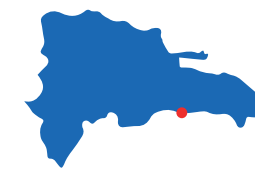


Mapa: modificado de Alexrk2.

- 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).

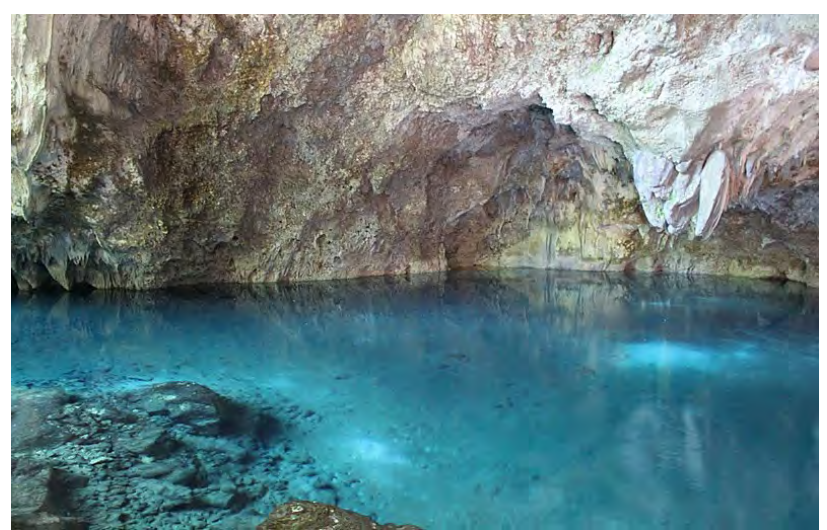


Figura 1. Lago Azufre, Este es el primer lago que se ve a la entrada y aunque tiene el mismo tono azul y transparente que el resto de lagos, se pueden apreciar zonas blanquecinas en la superficie. Fotografía: Jessica López y Arnold Evangelista.



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.

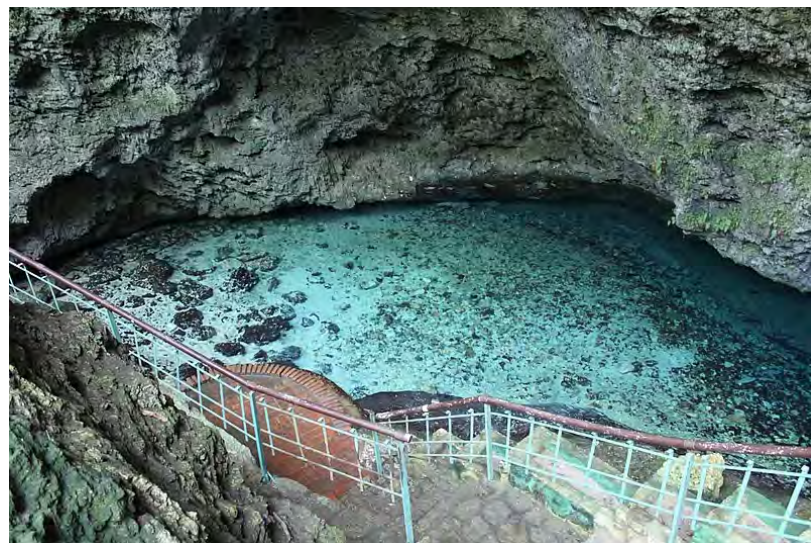


Figura 3. Lago de las Damas, Es el segundo lago que nos encontramos y se caracteriza por su poca profundidad y por ser el más pequeño de todos. Fotografía: Jessica López y Arnold Evangelista.

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

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 kárstica.

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.

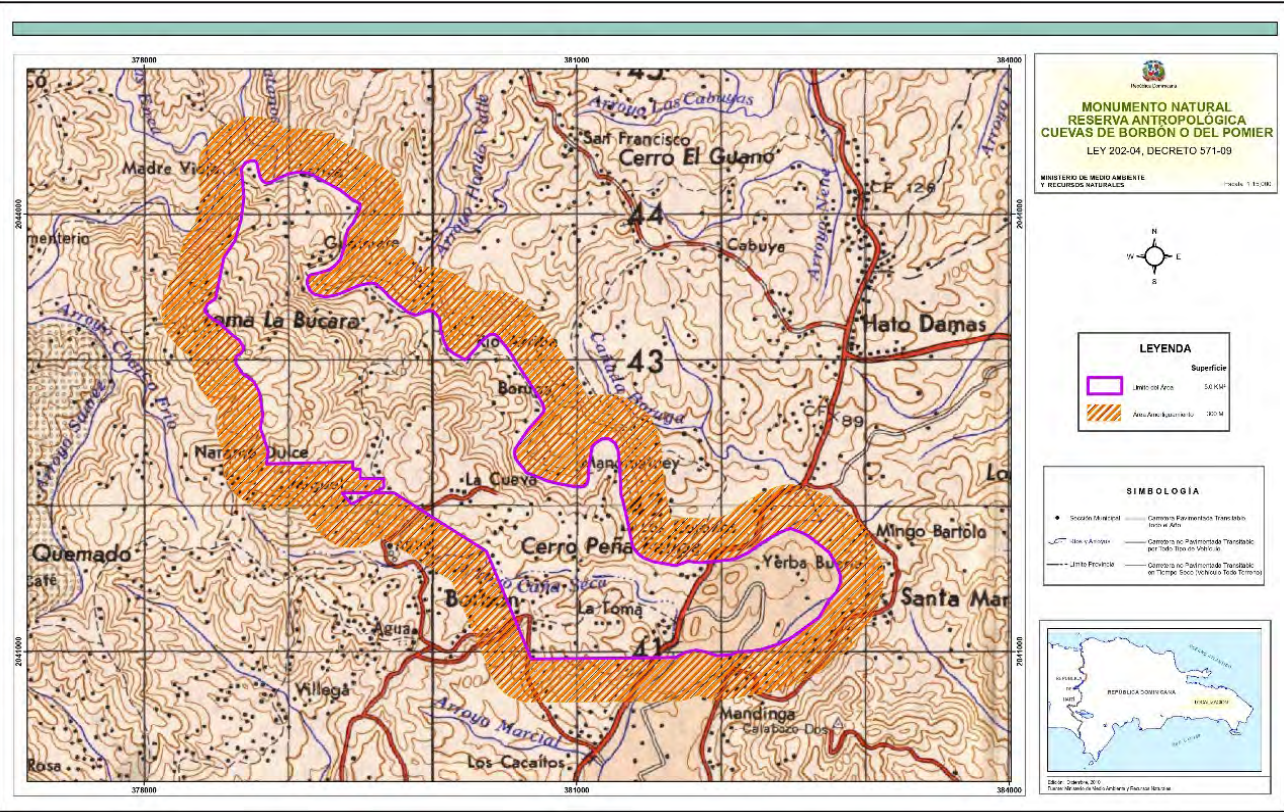


Figura 1. Mapa topográfico con las delimitaciones de la Reserva Antropológica Cuevas del Pomier. Fuente: MIMARENA (2004).

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).

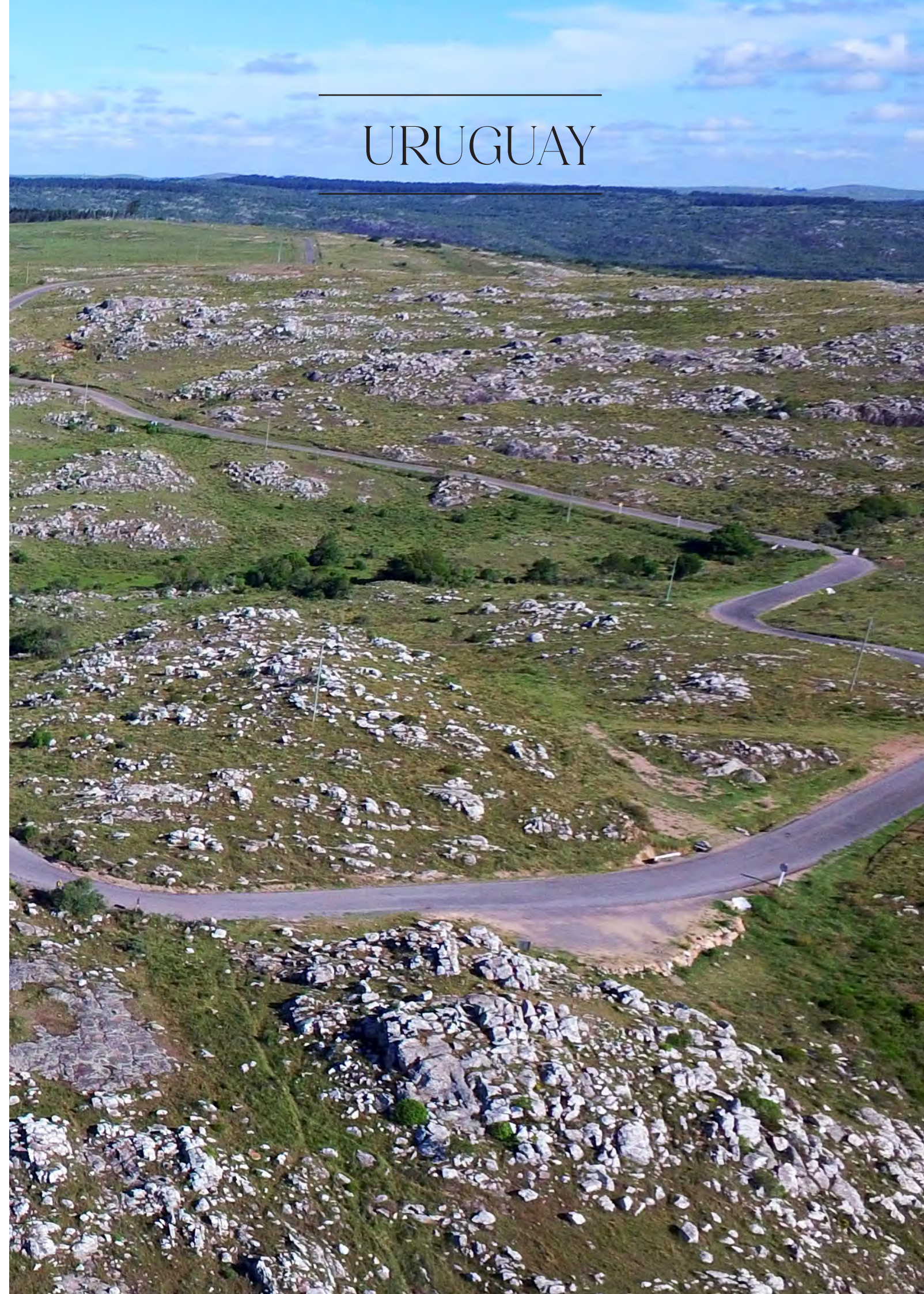
URUGUAY

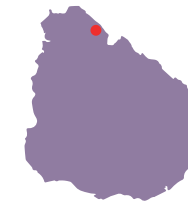


Mapa: modificado de GrandEscogriffe.

- 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-

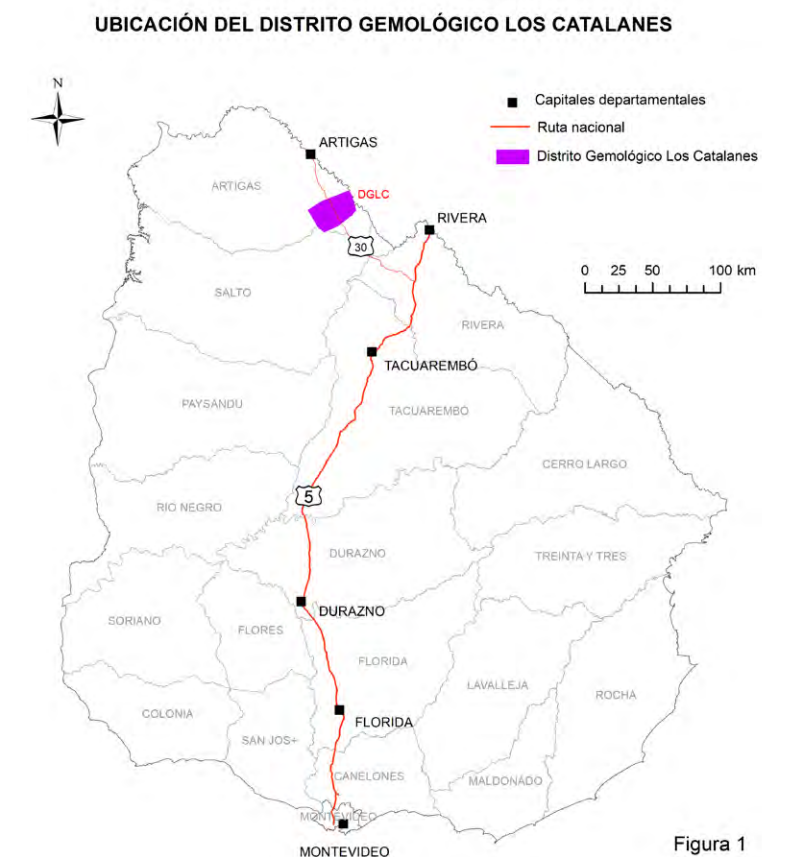


Figura 1

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.

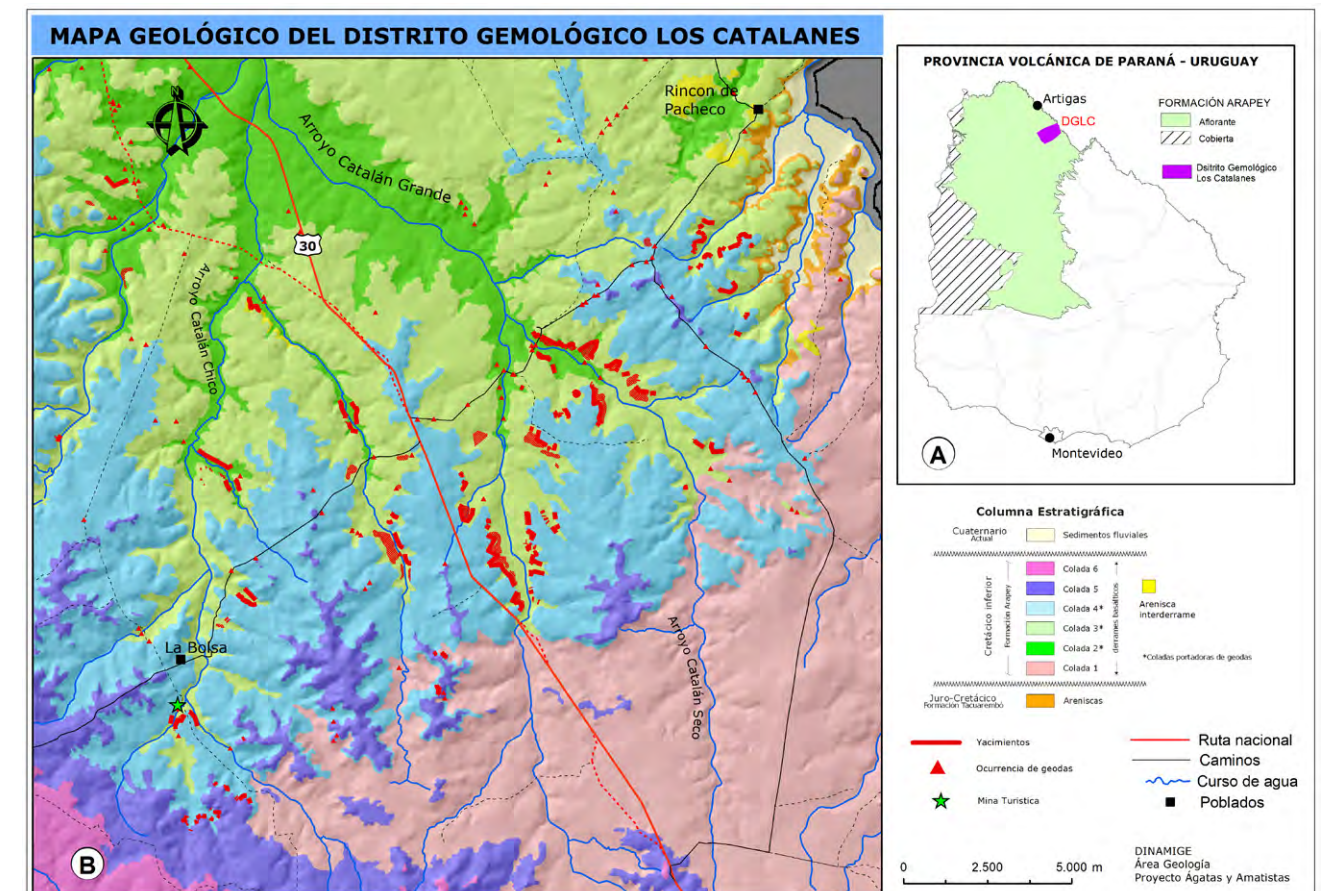


Figura 2. Extensión de las lavas de la Provincia Volcánica del Paraná en Uruguay-Formación Arapey (A). Carta Geológica del Distrito Gemológico Los Catalanes y localización de los principales yacimientos de amatista/ágata (B). Figuras: Javier Techera.

Los yacimientos de geodas rellenas con amatista de Uruguay son únicos a nivel mundial por la gran concentración de geodas, por la enormes reservas, por la calidad de la mineralización en términos de la intensidad de color de los cristales, por la forma muy variada y exótica de las piezas y por la frecuente presencia de mega-geodas que pueden alcanzar hasta 20 toneladas. A esto hay que sumarle la presencia de grandes cantidades de nódulos de calcedonia/ágata asociadas a la amatista y a la facilidad de accesos a los yacimientos y su relativamente fácil explotación.

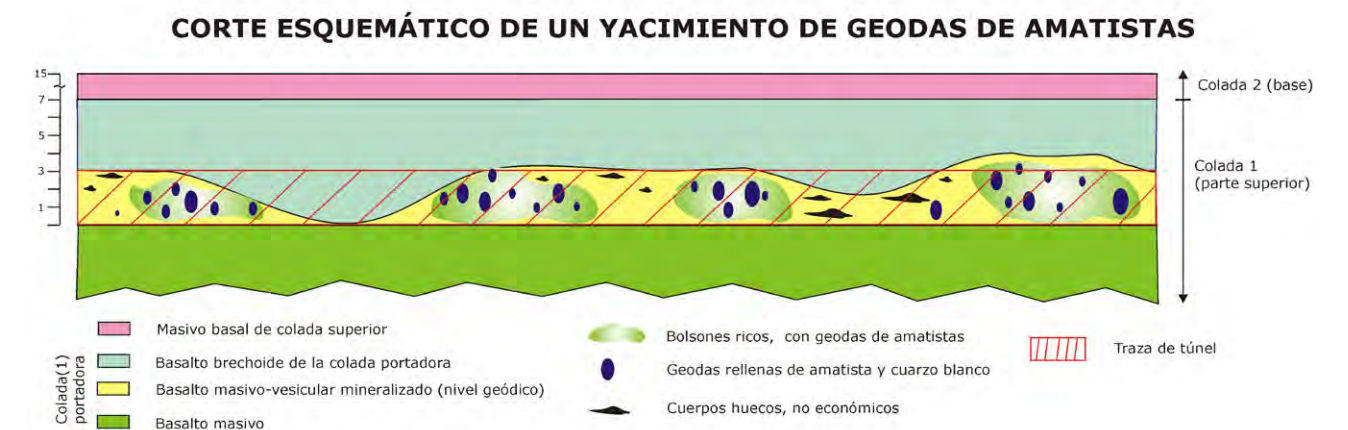


Figura 3. Representación esquemática de la geometría y distribución de geodas en un yacimiento de amatistas. Figura: Javier Techera.

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 piedras preciosas y semipreciosas” (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)

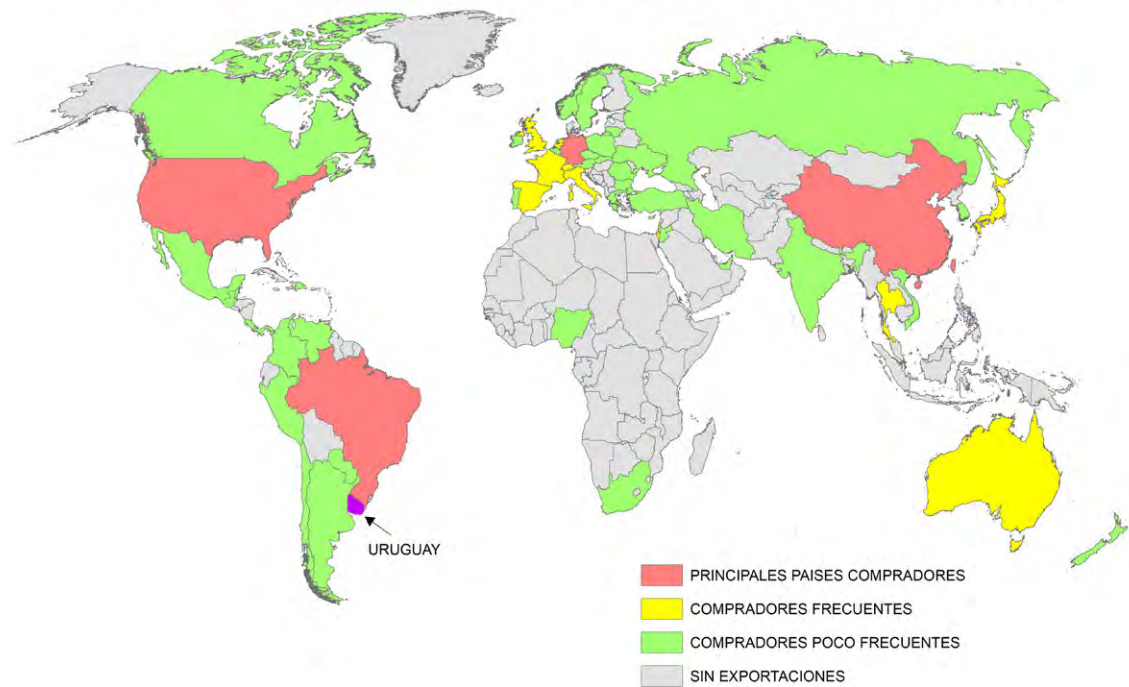


Figura 5. Destinos de las amatistas uruguayas. Figura: Javier Techera.

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://safari-minero.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 geositio 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.

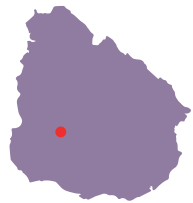
Como nota curiosa, se observan en el propio Cerro Conventos las instalaciones abandonadas de una planta embotelladora de agua mineral que no prosperó, parte de la historia del departamento de Cerro Largo.

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 geositio 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 geositio 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.

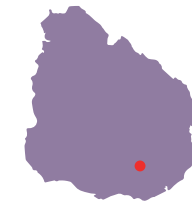




Figura 6. Grupo de participantes del IX Congreso Uruguayo de Geología y V Simposio Latinoamericano y del Caribe sobre Geoparques, celebrado en Flores en noviembre de 2019. Fotografía: Mauricio Faraone.

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 ascenso 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.

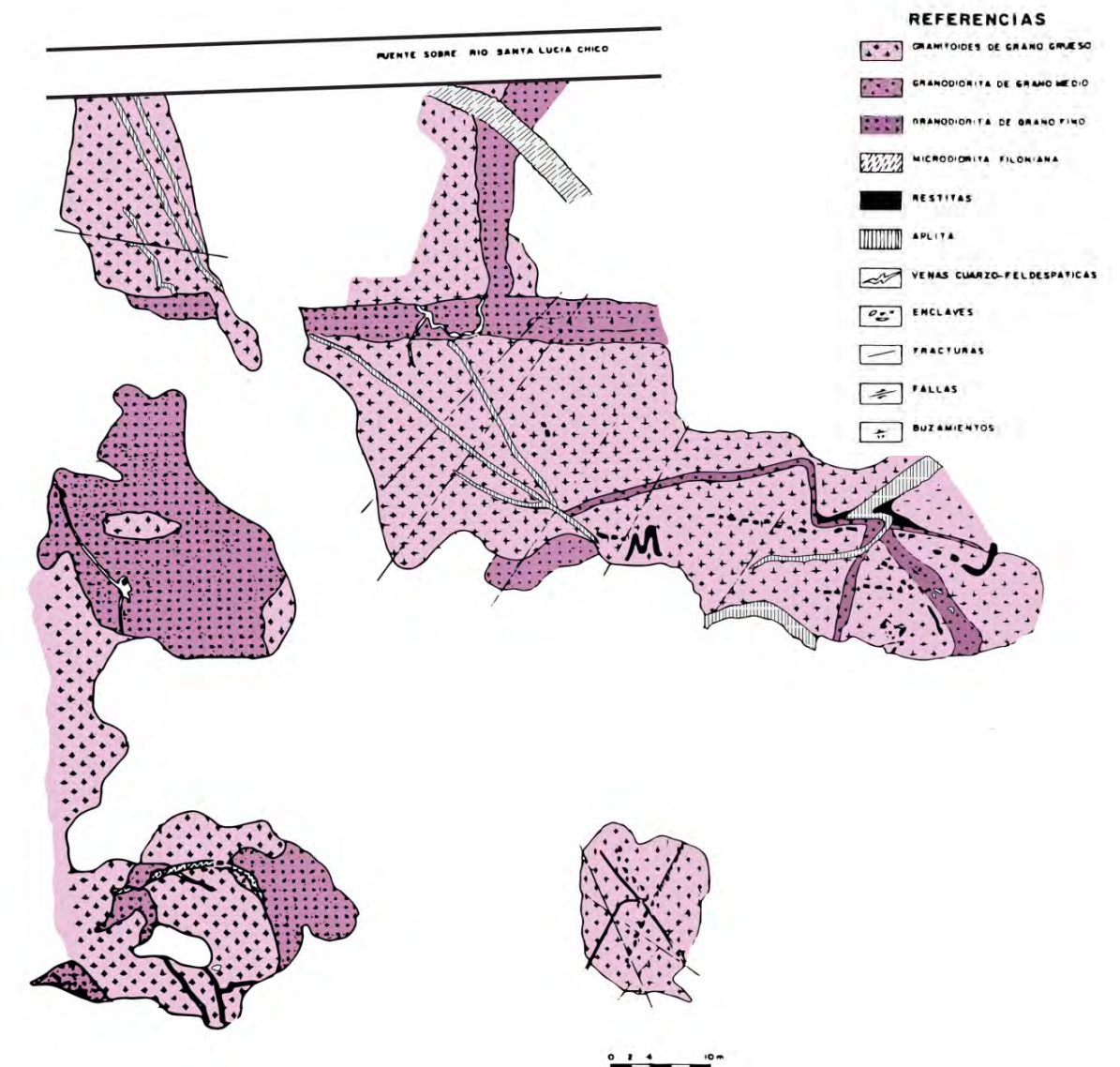


Figura 2. Mapa geológico del afloramiento de la Piedra Alta. Modificado de Chulepin *et al.* (1991).

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.

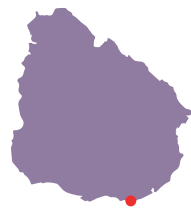
REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS/RECURSOS RECOMENDADOS

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 puzle 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).

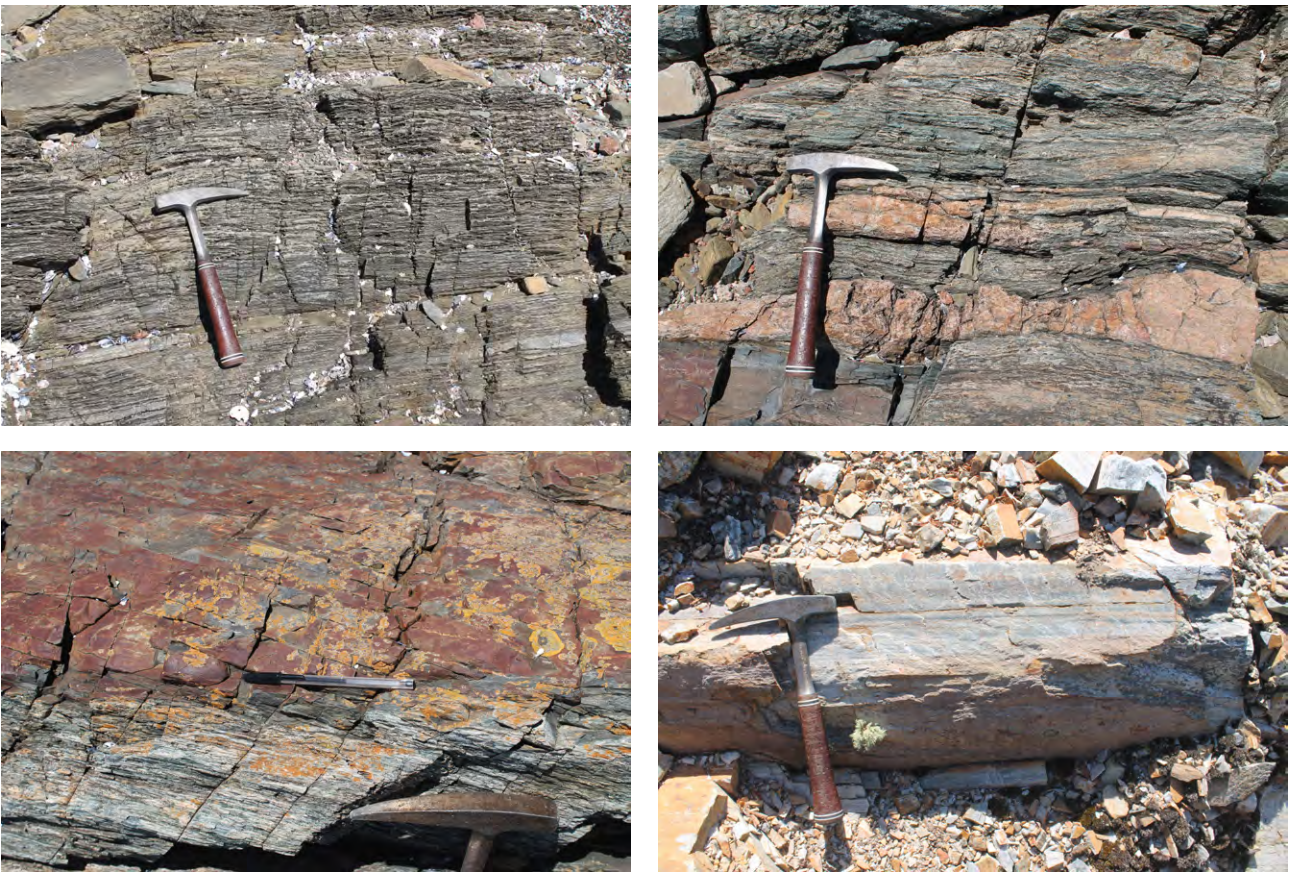


Figura 4. Detalle de los distintos tipos litológicos de milonitas de la Zona de Cizalla Sierra Ballena. Fotografía: Mauricio Faraone.

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. Ambienta. <https://ambienta.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 Tectônica 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	Plioceno (2 Ma)	Internacional	Paleontología	Turístico	Científico
	Yacimientos de pirita 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
	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
URUGUAY	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

