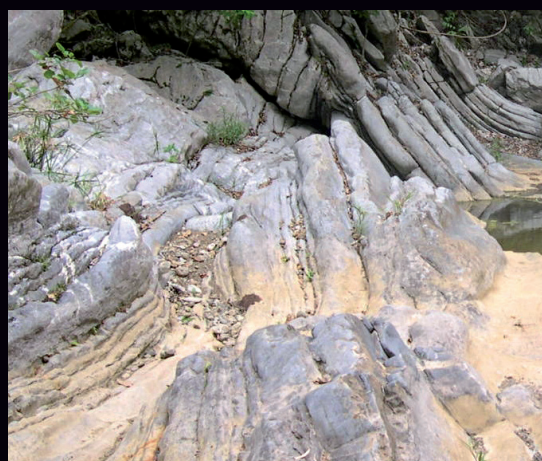




ASGMI. SITIOS DE INTERÉS GEOLÓGICO DE IBEROAMÉRICA

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 Sofía 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.

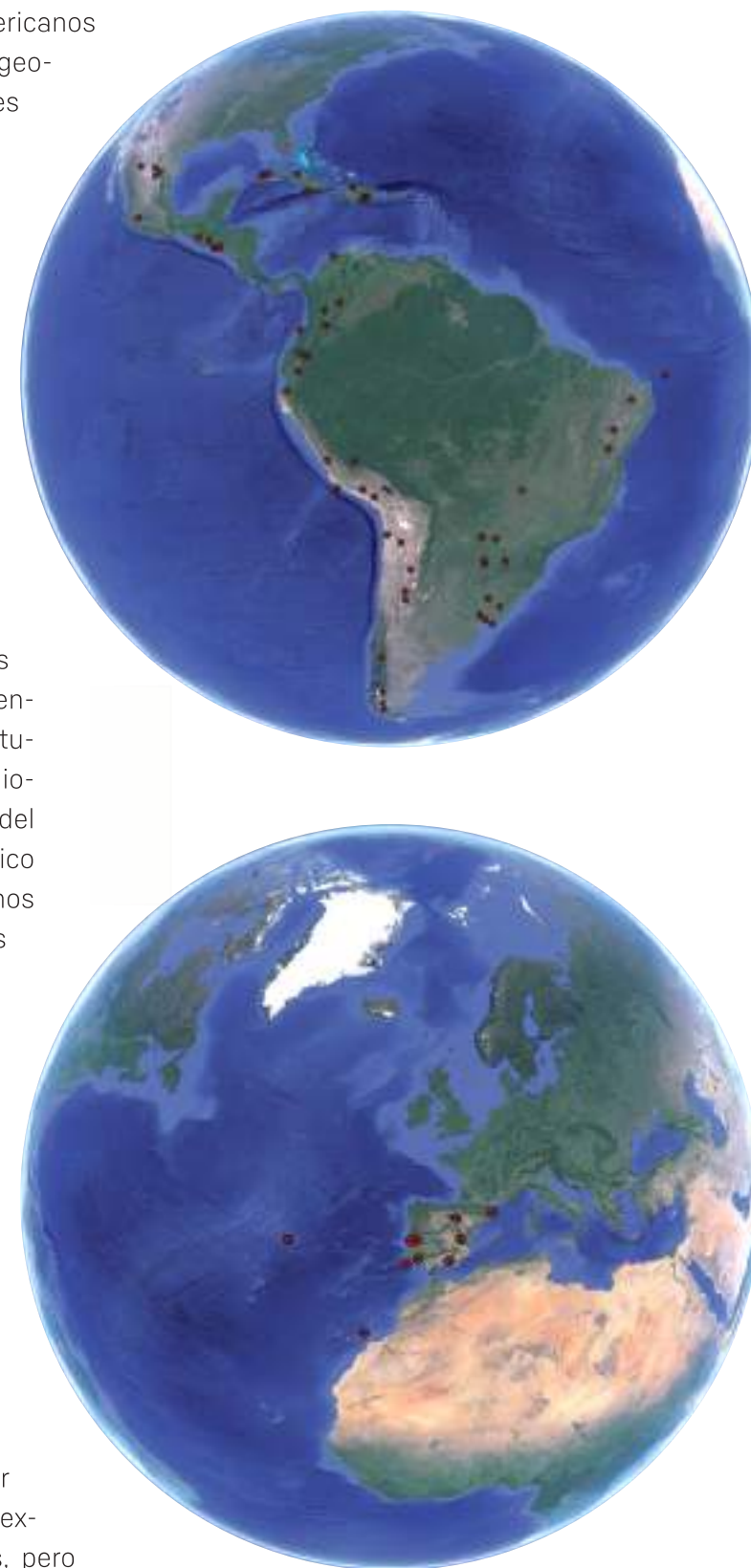


Figura 4. Sitios descritos en el libro. Imagen: Google Earth. (2024).

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.

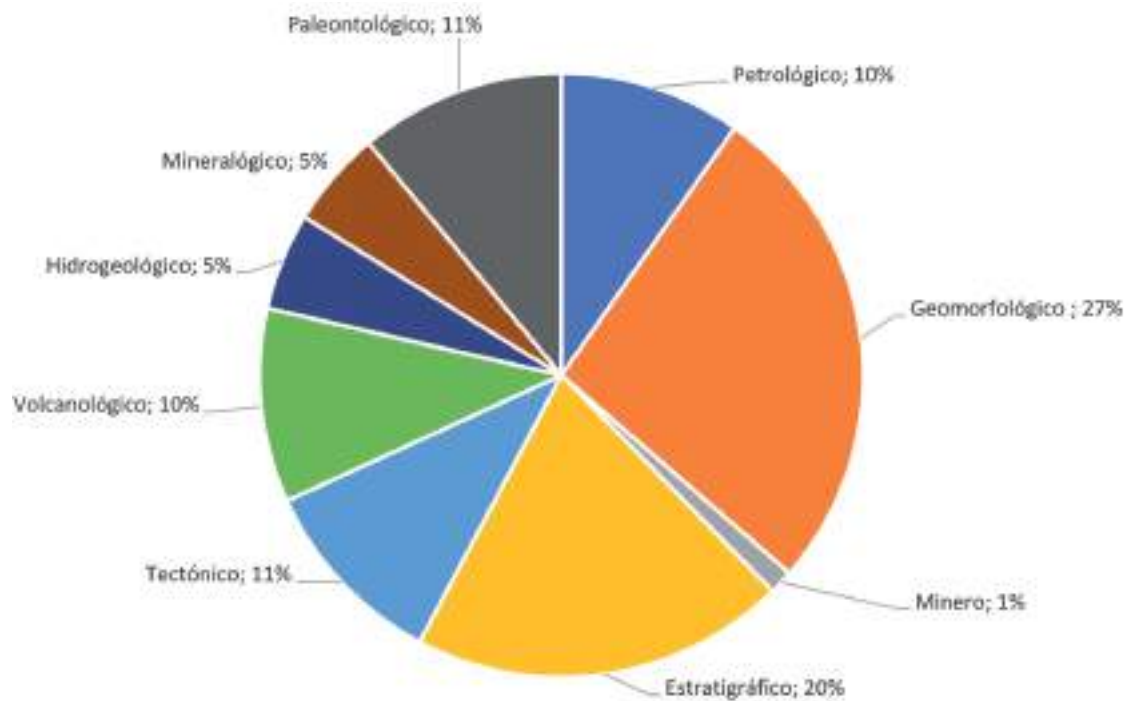


Figura 6. Tipologías de los sitios descritos en el libro, de acuerdo a la disciplina geológica.

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 registro 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.

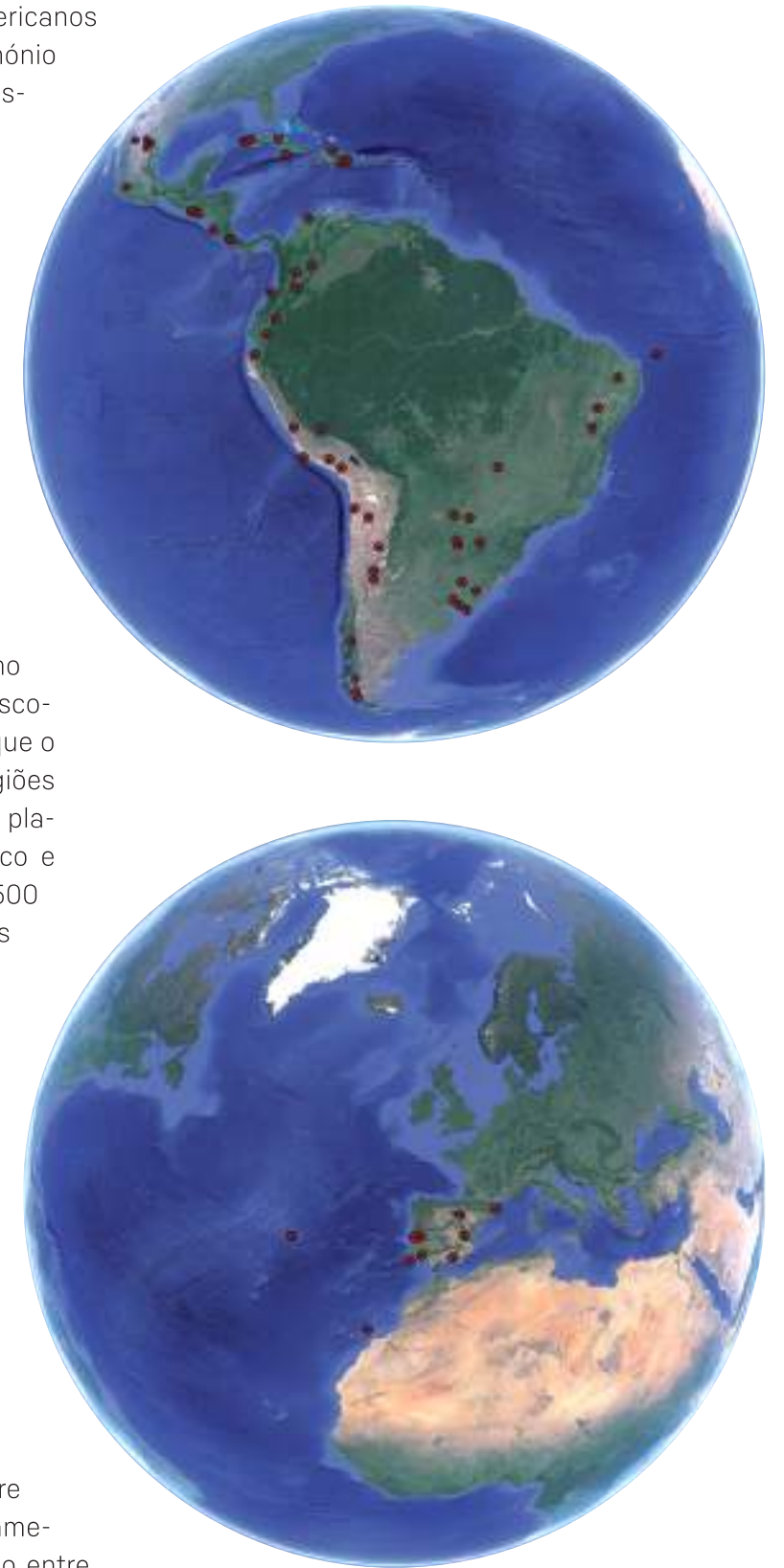


Figura 12. Locais descritos no livro. Imagem: Google Earth (2024).

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.

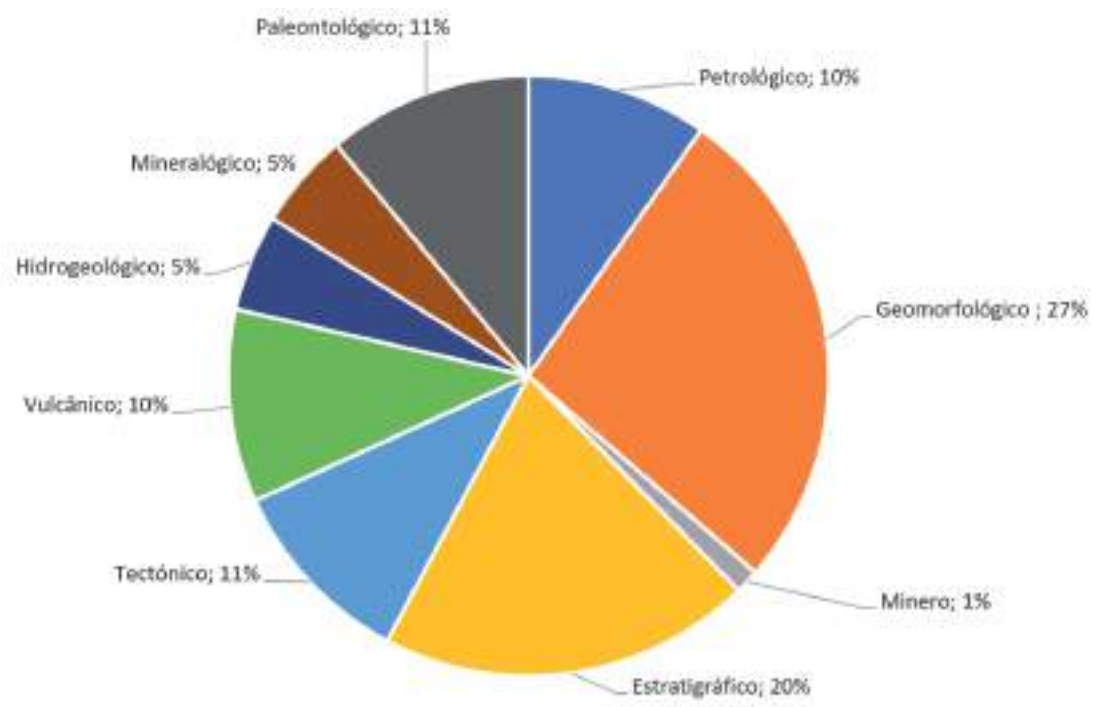


Figura 14. Tipologias dos sítios descritos no livro, de acordo com a sua categoria geológica.

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.

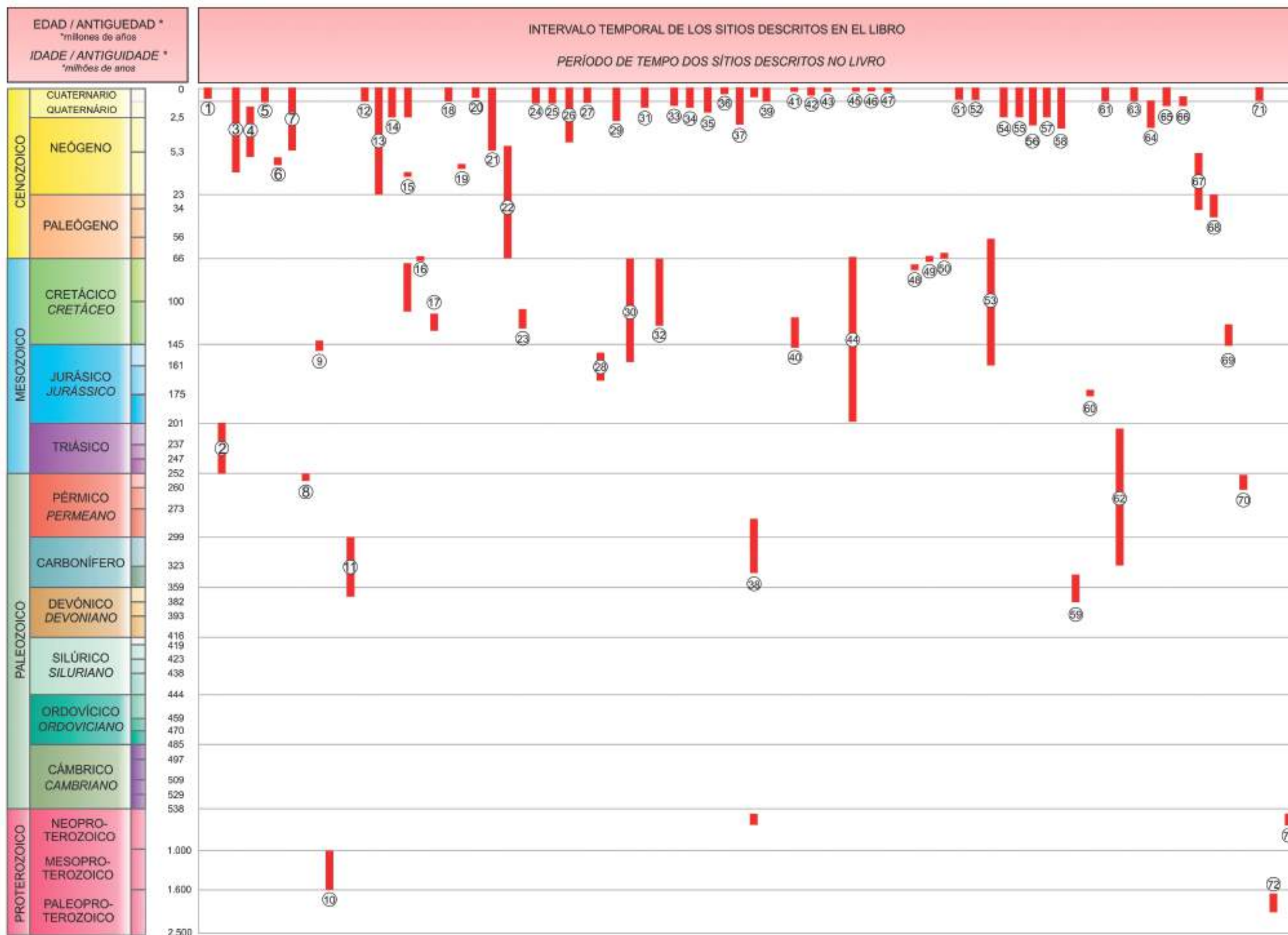
Figura 17. Discordância Paleozoico/Mesozoico na Praia do Telheiro, Portugal. Fotografia: Pedro Gonçalves-LNEG.



LISTADO DE SITIOS/LISTA DE SÍTIOS

ARGENTINA	
1. La Mejicana y el Cablecarril.....	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



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



ARGENTINA



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

- Crovvara, 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.

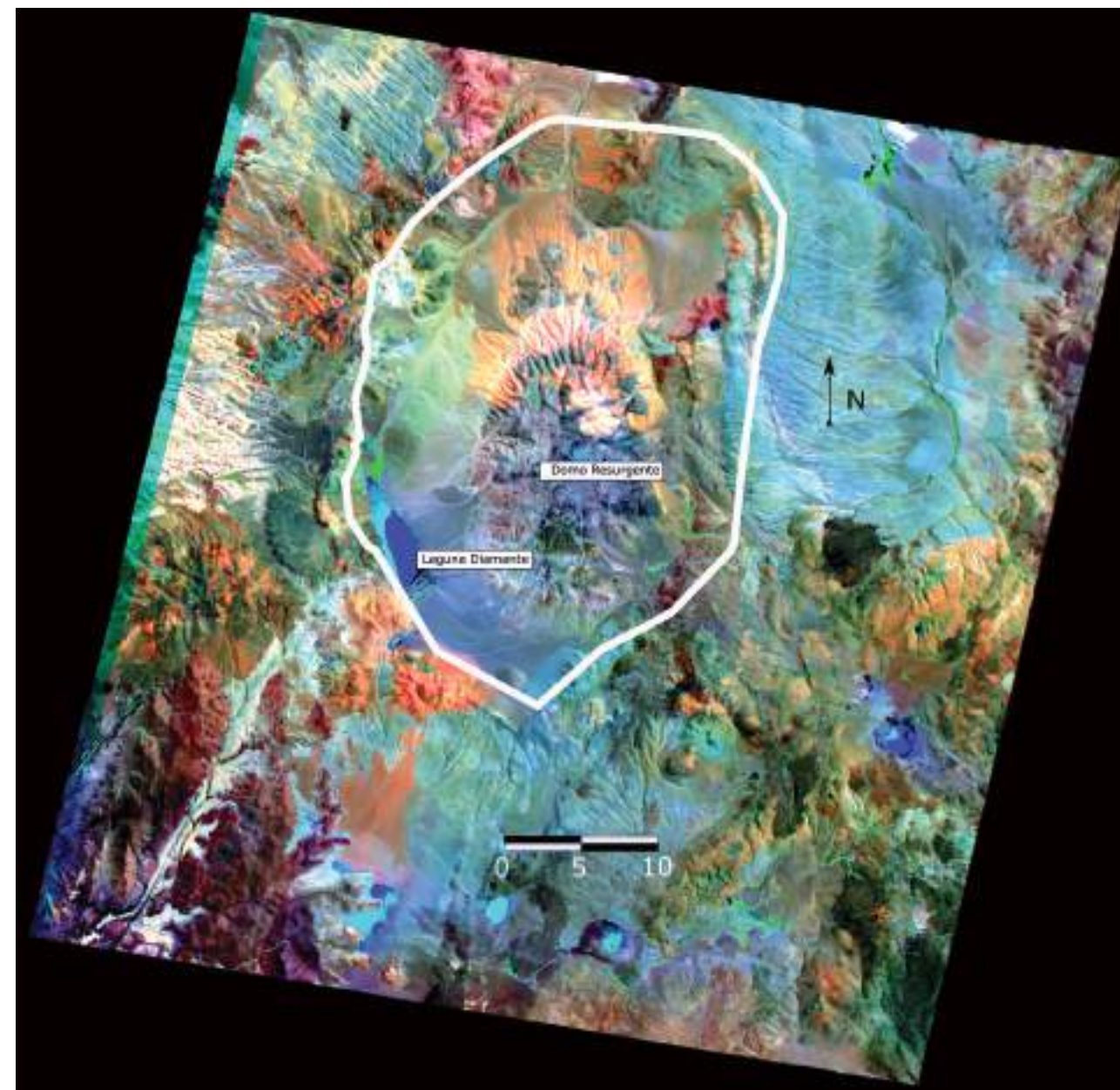


Figura 1. Imagen satelital de la caldera del Cerro Galán. El borde de la caldera se señala en trazo blanco. Imagen Aster falso color combinación RGB 531).

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 Alumbreira (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 brasileiro). 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.



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.

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 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 Araguinha-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.



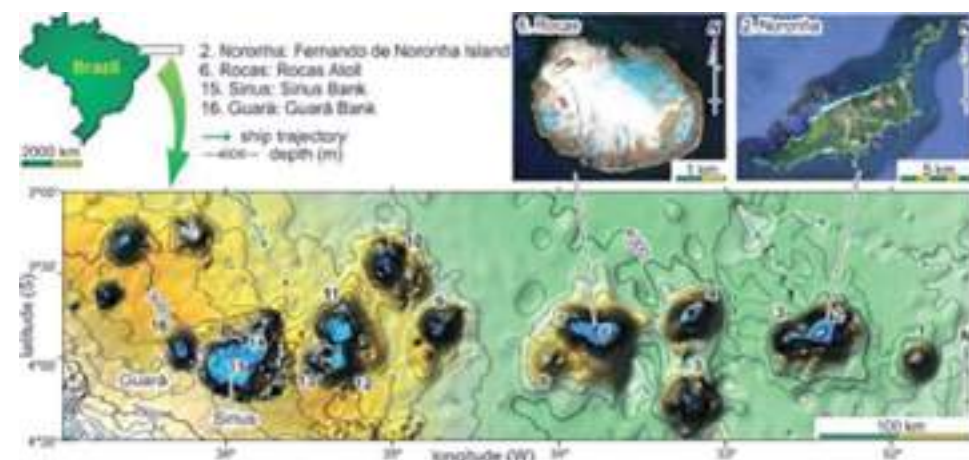
Figura 1. Vista da Ilha Rata em direção à ilha de Fernando de Noronha, onde se destaca o Morro do Pico e as ilhas Do Meio, Sela Gineta e Rasa, porções mais expressivas do vulcanismo do arquipélago. Fotografia: autores do artigo.

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.



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”.

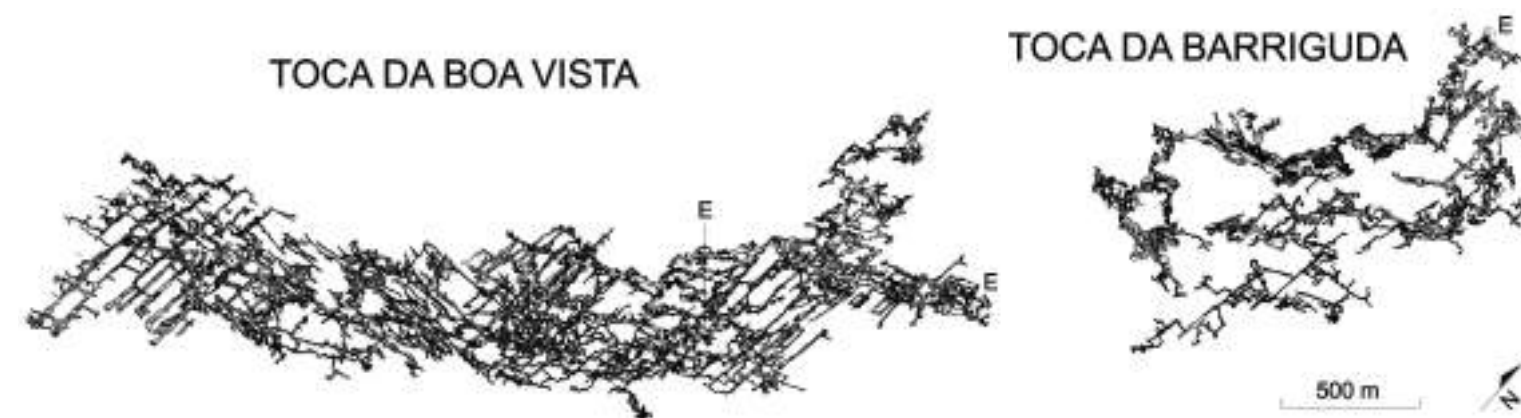


Figura 1. Mapas (planta baixa) da Toca da Boa Vista e Toca da Barriguda em sua correta posição relativa. E – Entradas. Cortesia do Grupo Bambuí de Pesquisas Espeleológicas.

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 rochosas, 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 depositaram 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 flotilhas 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 Parná, 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.

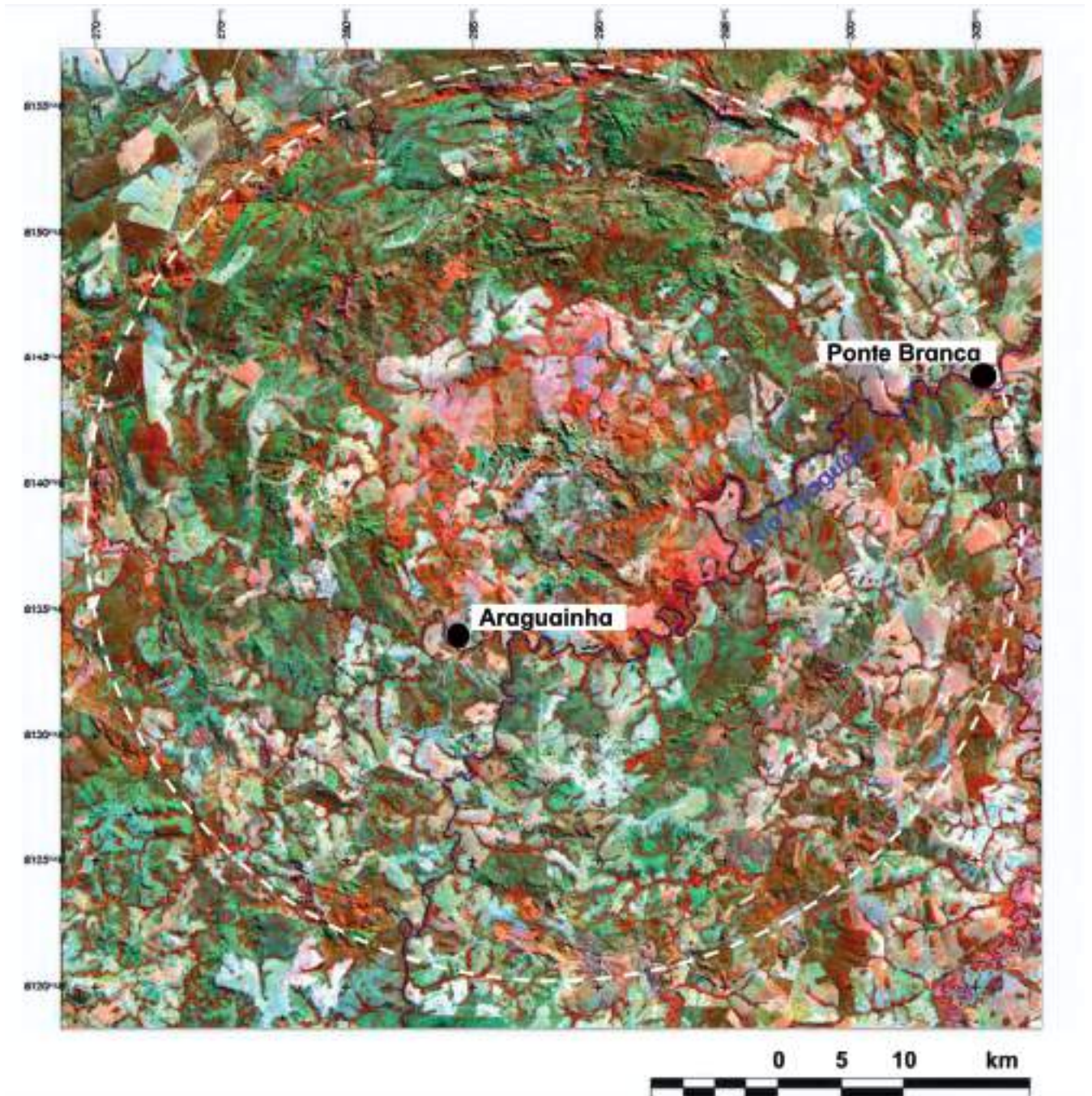


Figura 1. Domo de Araguainha numa composição colorida das bandas 4, 5 e 3 (infravermelha e falsa-cor) do satélite Landsat, sensor Thematic Mapper. A imagem cobre uma área de 40 por 40 km.



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 caducifolia 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, 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

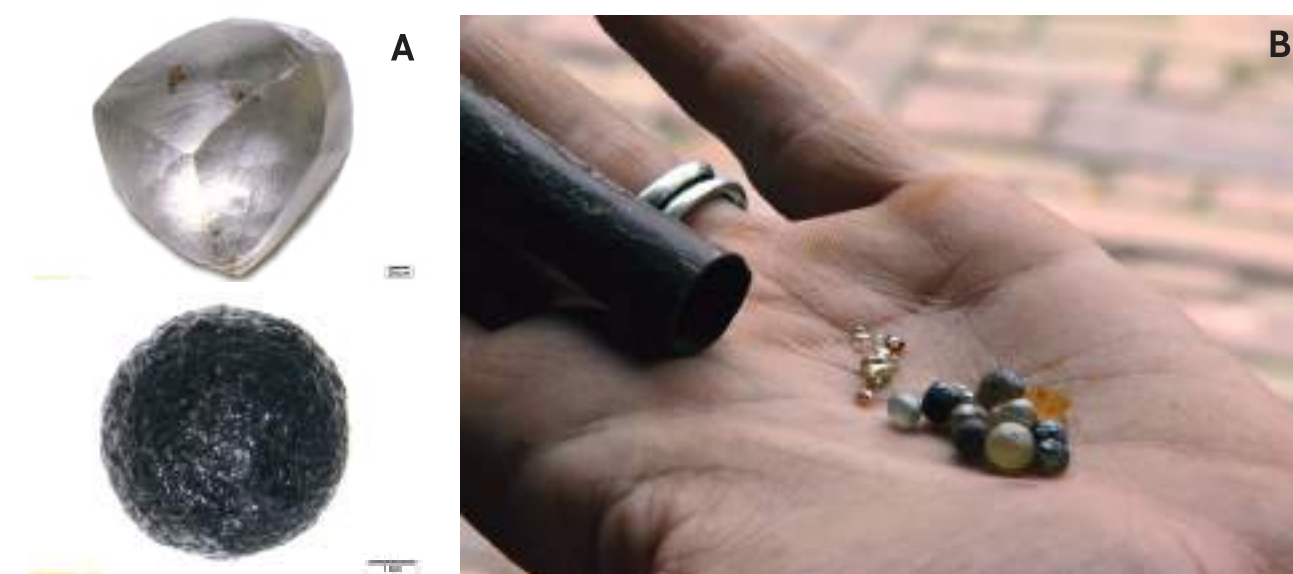


Figura 2. Diamantes e carbonados encontrados na Chapada Diamantina. Fotografias: (a) Silveira (2018); (b) Ricardo G. Fraga de A. Pereira.



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 Sincorá 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).

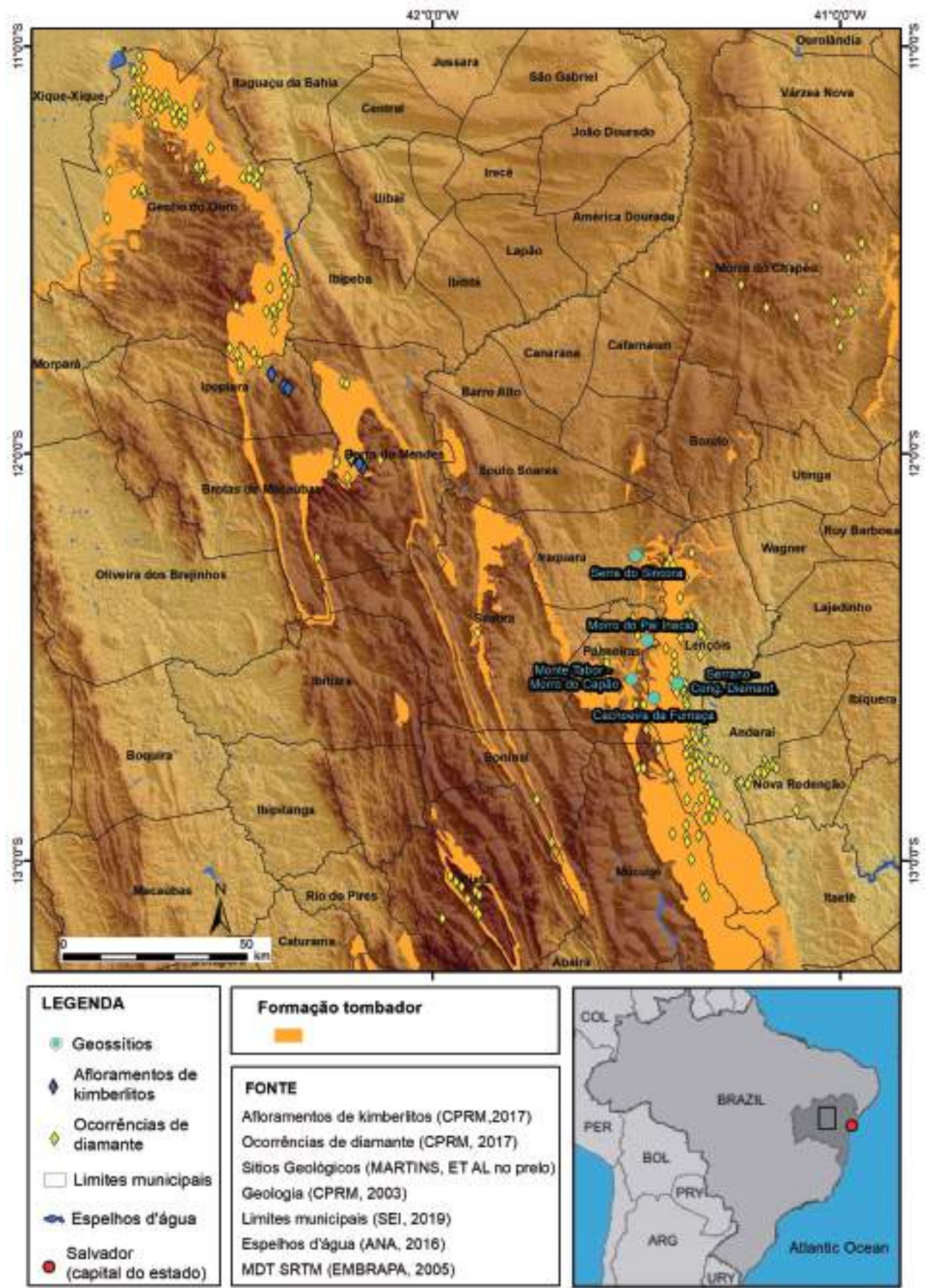


Figura 6. Mapa da área de ocorrência da formação Tombador, destacando as ocorrências de kimberlitos, além dos locais de ocorrência de diamantes e alguns dos principais geossítios inventariados na região, relacionados com essa formação. Figura: autores do artigo.



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?uuiid=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 geosito. Además, se recomienda el uso de equipos adecuados de montaña, acompañado de máscaras de gases en el caso de que la desgasificación 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 desgasificación. 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 hirviente 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.

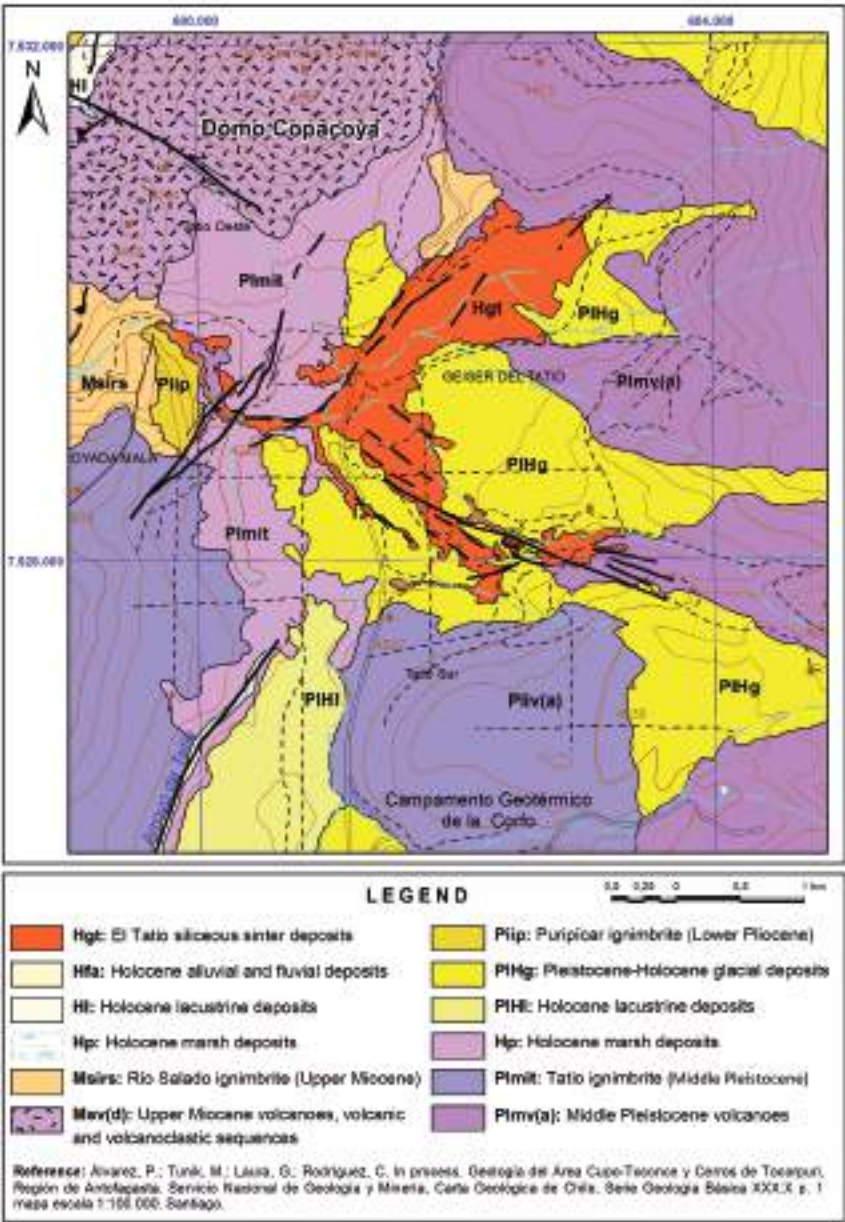


Figura 5. Mapa geológico simplificado del área del campo geotermal El Tatio.

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 geosito: 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 geosito 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.

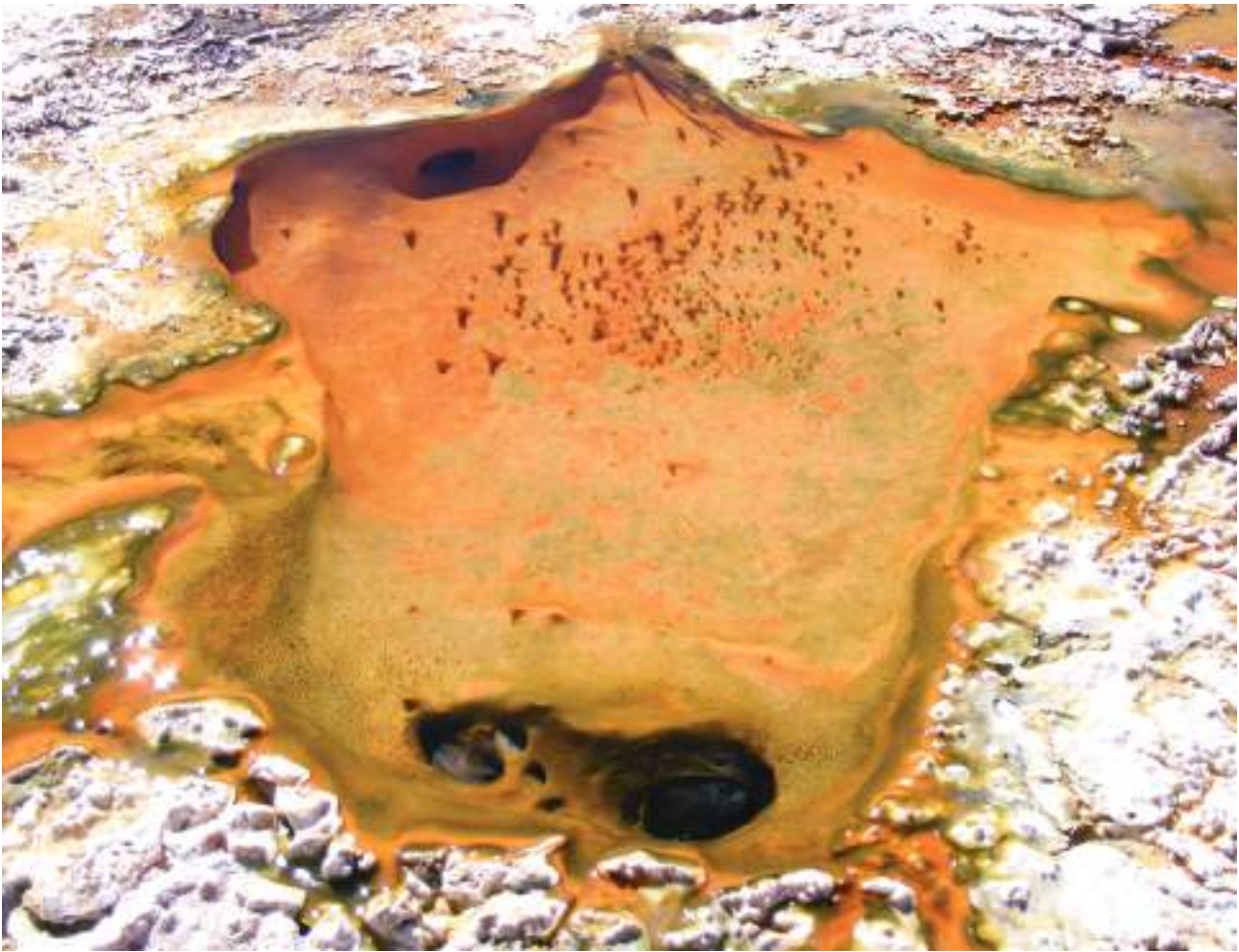


Figura 6. Colonias de bacterias termófilas asociadas a un depósito de sínter silíceo. Fotografía: Felipe Fuentes C.

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.

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



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.; Aguilera, 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

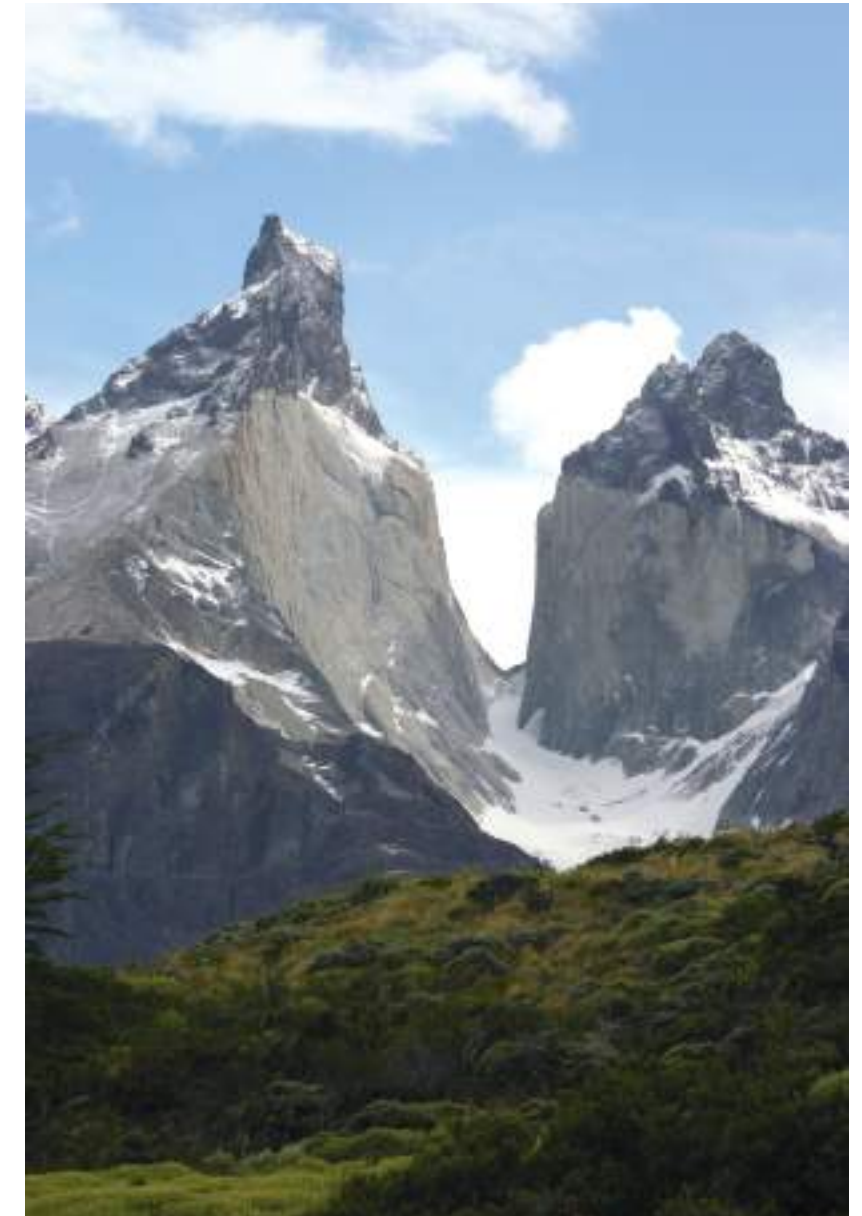


Figura 1. Vista hacia el norte de los Cuernos del Paine donde destaca la contrastante coloración de sus rocas graníticas (color claro) y las rocas sedimentarias oscuras. Fotografía: Javier Fernández H.

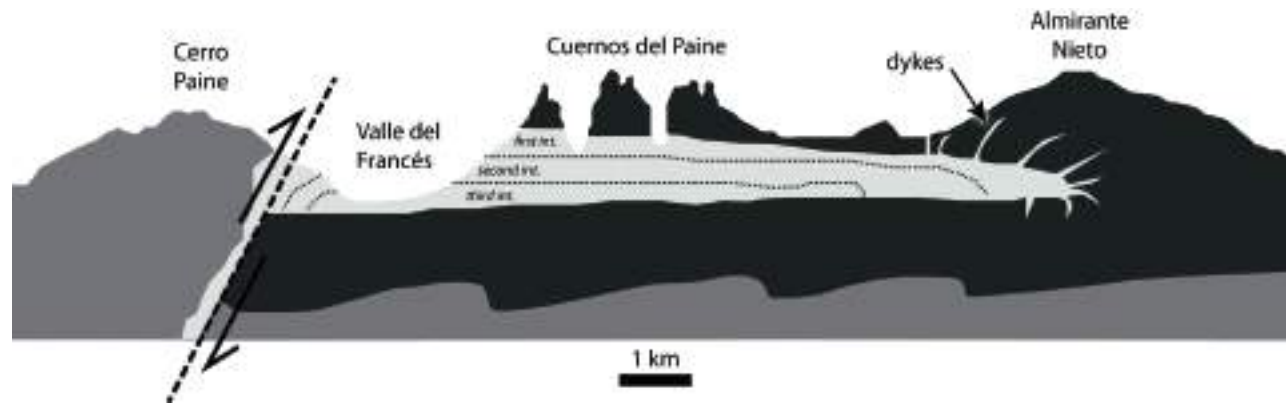


Figura 2. Corte esquemático de dirección O-E que muestra la relación especial entre el Complejo Intrusivo Torres del Paine (gris claro) y de las Formaciones Cerro Toro y Punta Barroso (negro y gris oscuro). El magma aprovechó la falla Río Nutrias (línea negra segmentada) para ascender por la corteza 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

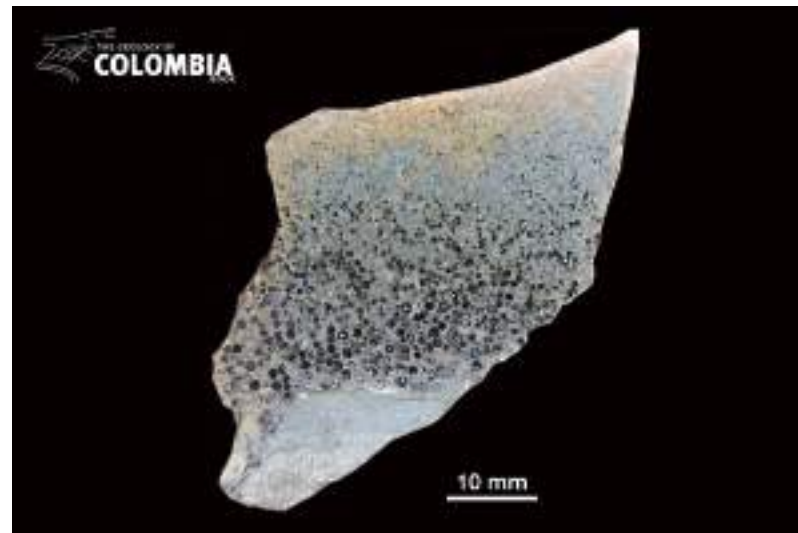


Figura 2. Las esférulas de vidrio encontradas en la isla de Gorgonilla tienen en su interior burbujas de materiales como hierro, titanio y níquel, que serían trazas del meteorito que cayó hace 66 millones de años. Fotografía: Bermúdez *et al.* (2019A).



Figura 3. Las tectitas, esférulas 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 esférulas. 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 esférulas 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 esférulas 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., Trieloff, 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 *Muiscasaurus 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 Paläeontologie, 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.

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 huesos 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.



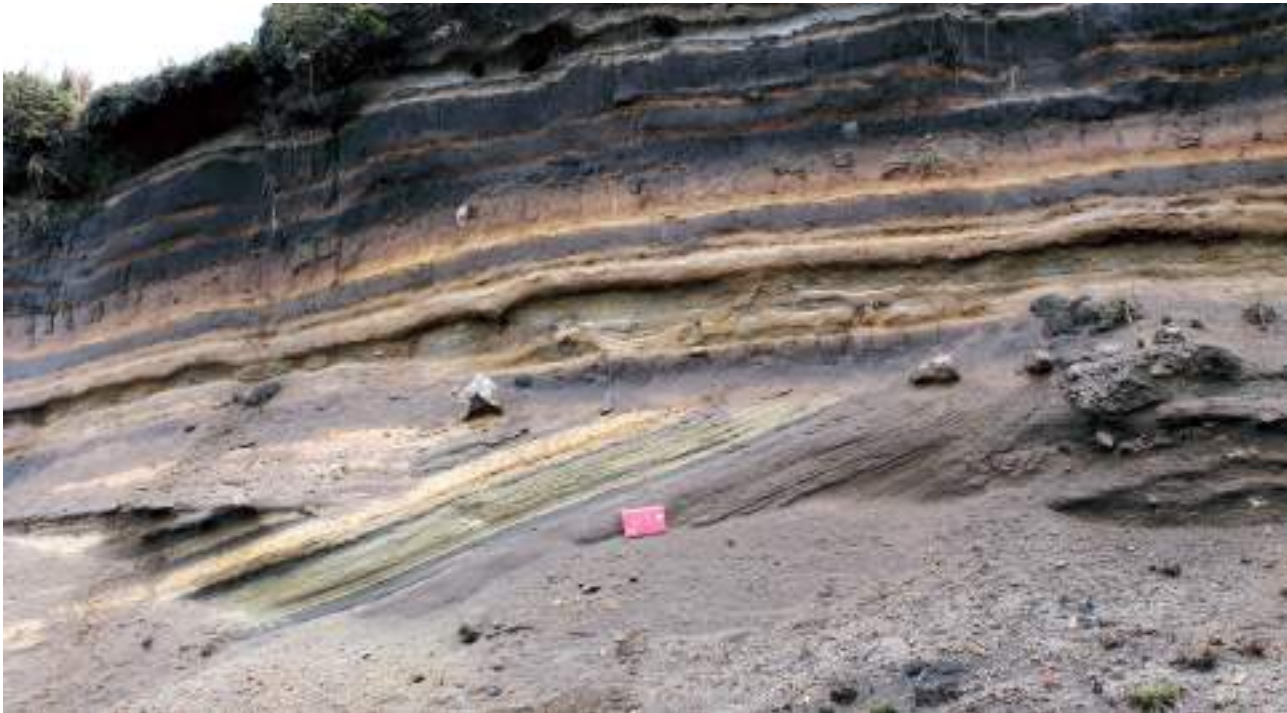
Figura 3. Unidades de depósitos correspondientes al segundo periodo eruptivo Ruiz, Vía Brisas-El Cisne, sector quebrada Nereidas. Fotografía: Servicio Geológico Colombiano.

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, ocasionado 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

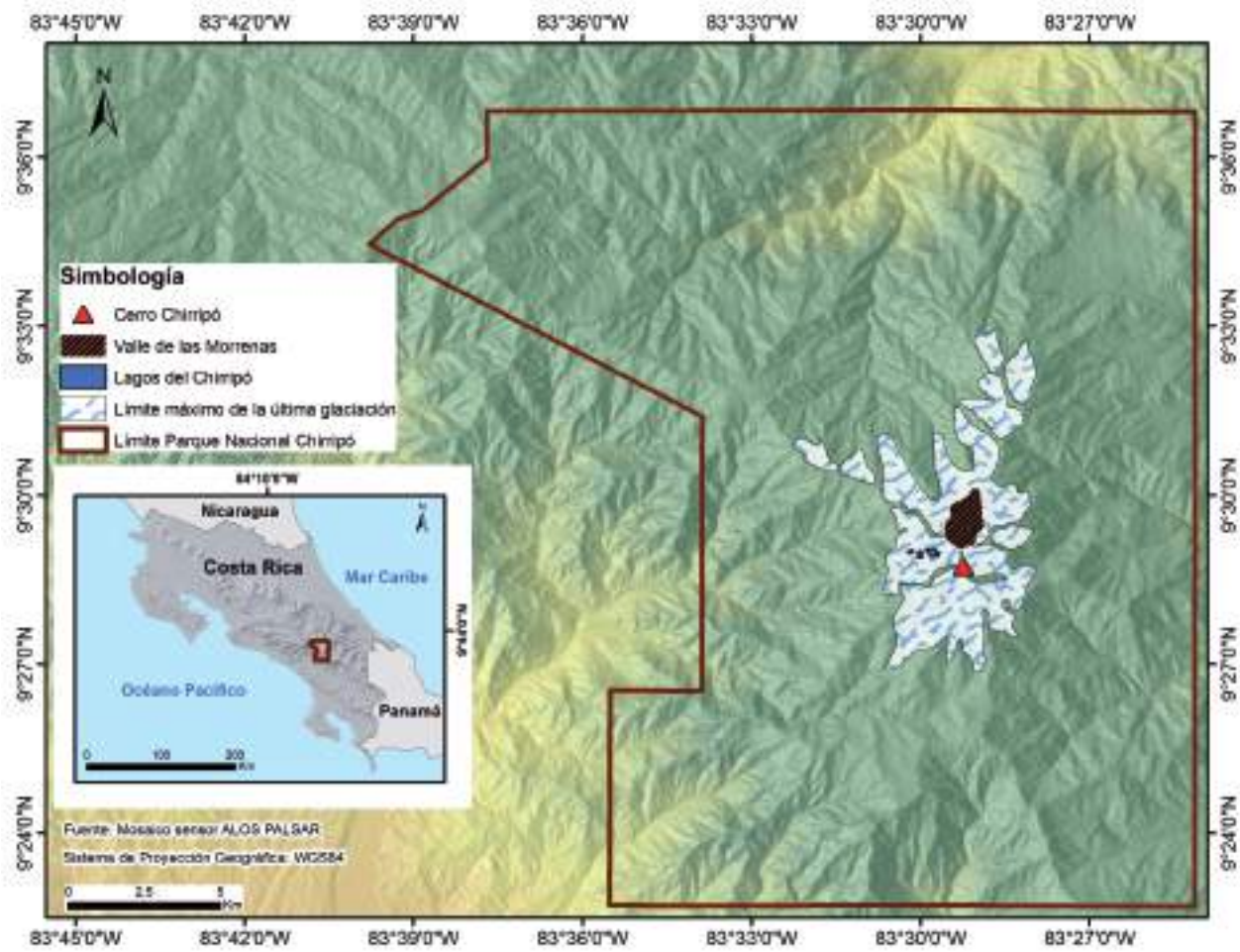


Figura 1. Ubicación del Cerro Chirripó, Valle de las Morrenas, Lago Chirripó y de los Crestones dentro del Parque Nacional Chirripó.

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) circo, 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 glaciares 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 glaciares. 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)

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).

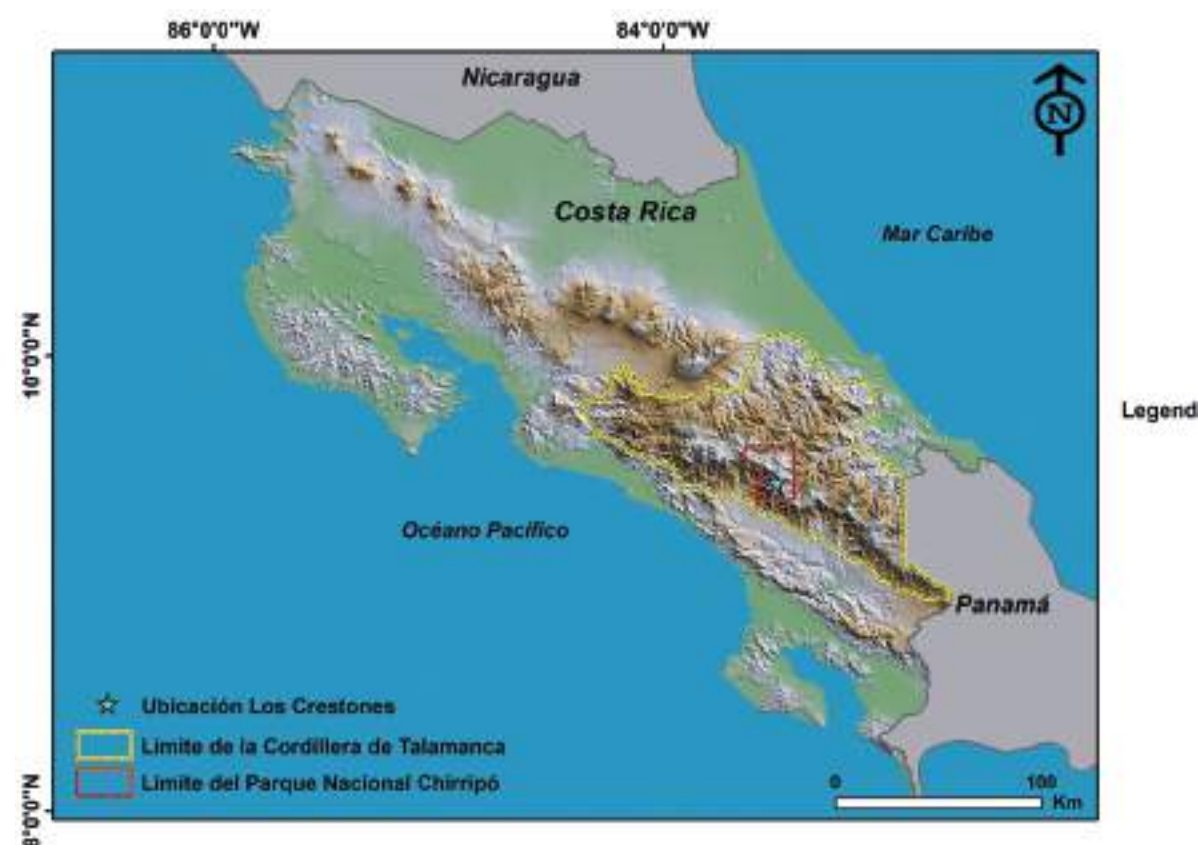


Figura 1. Ubicación de la Cordillera de Talamanca y límites del Parque Nacional Chirripó. Realización: M.Rojas.

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).

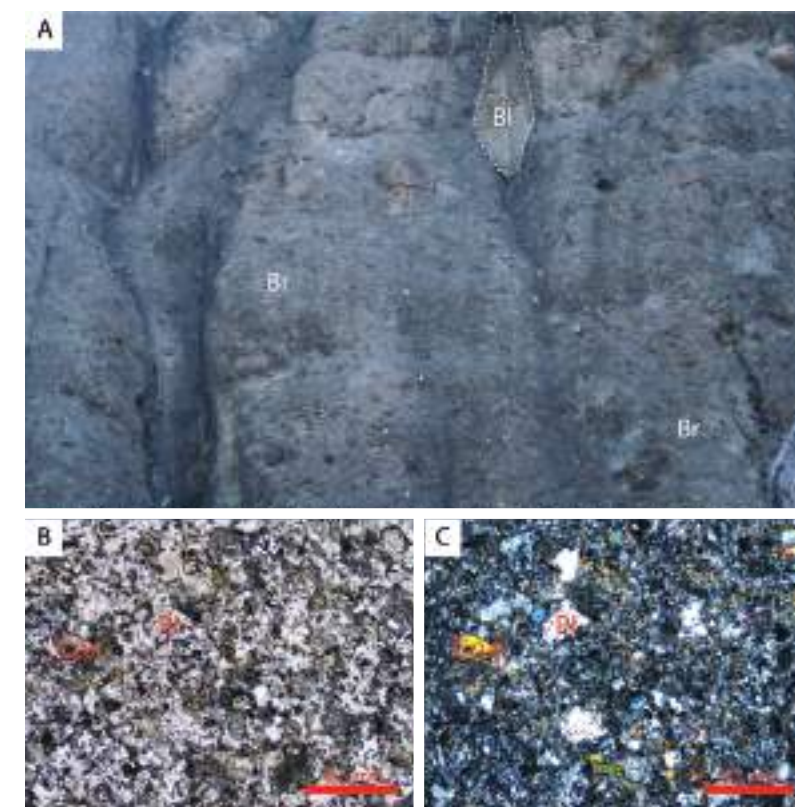


Figura 2. a) Imagen de la brecha volcanoclástica observada en Los Crestones con bloques (Bl) de roca inmersos en la matriz de la brecha (Br). b) Microfotografía a nicoles paralelos de la matriz de Los Crestones muestra remplazamiento por silicificación. c) Microfotografía a nicoles cruzados de la matriz 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 glacial (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

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 crestras 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 geosito 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 geosito, 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, mosqueros, 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).

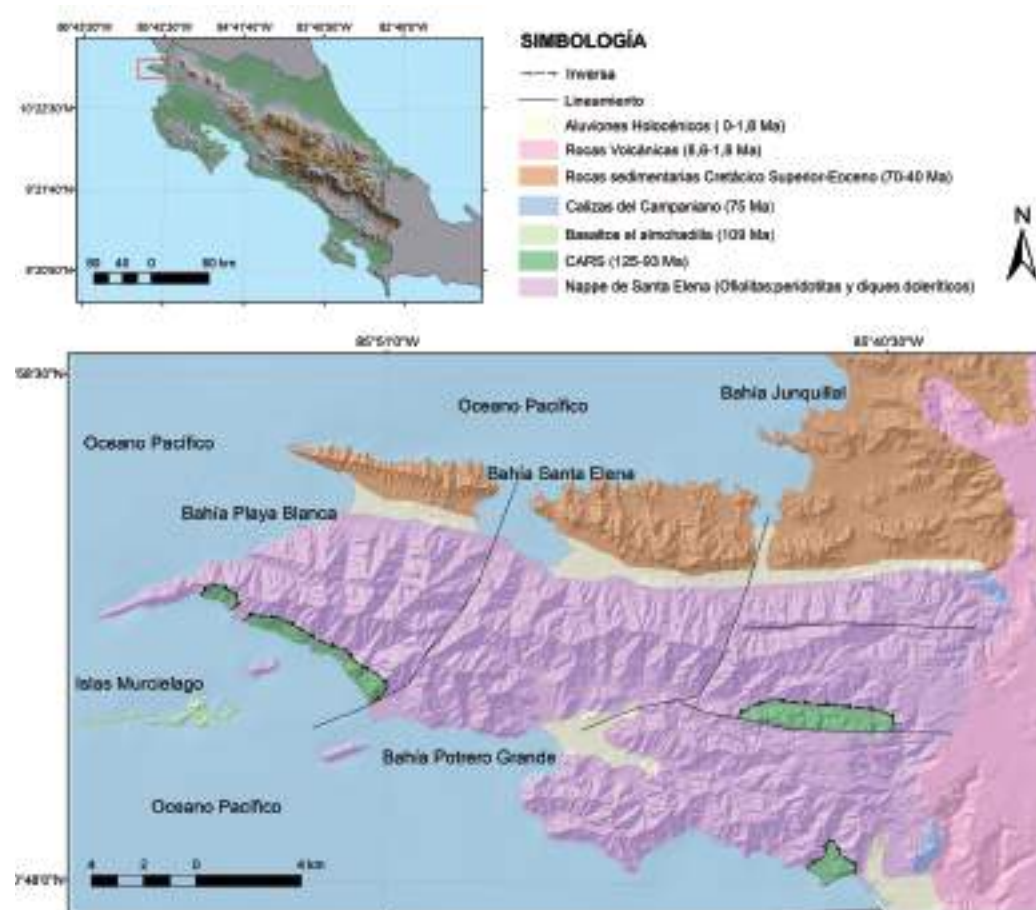


Figura 1. Mapa de ubicación y mapa geológico simplificado de la Península de Santa Elena en Guanacaste, Costa Rica. Modificado de Madrigal *et al.* 2015 en Denyer *et al.* 2019.

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 Murciélago. 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 Murciélago, 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

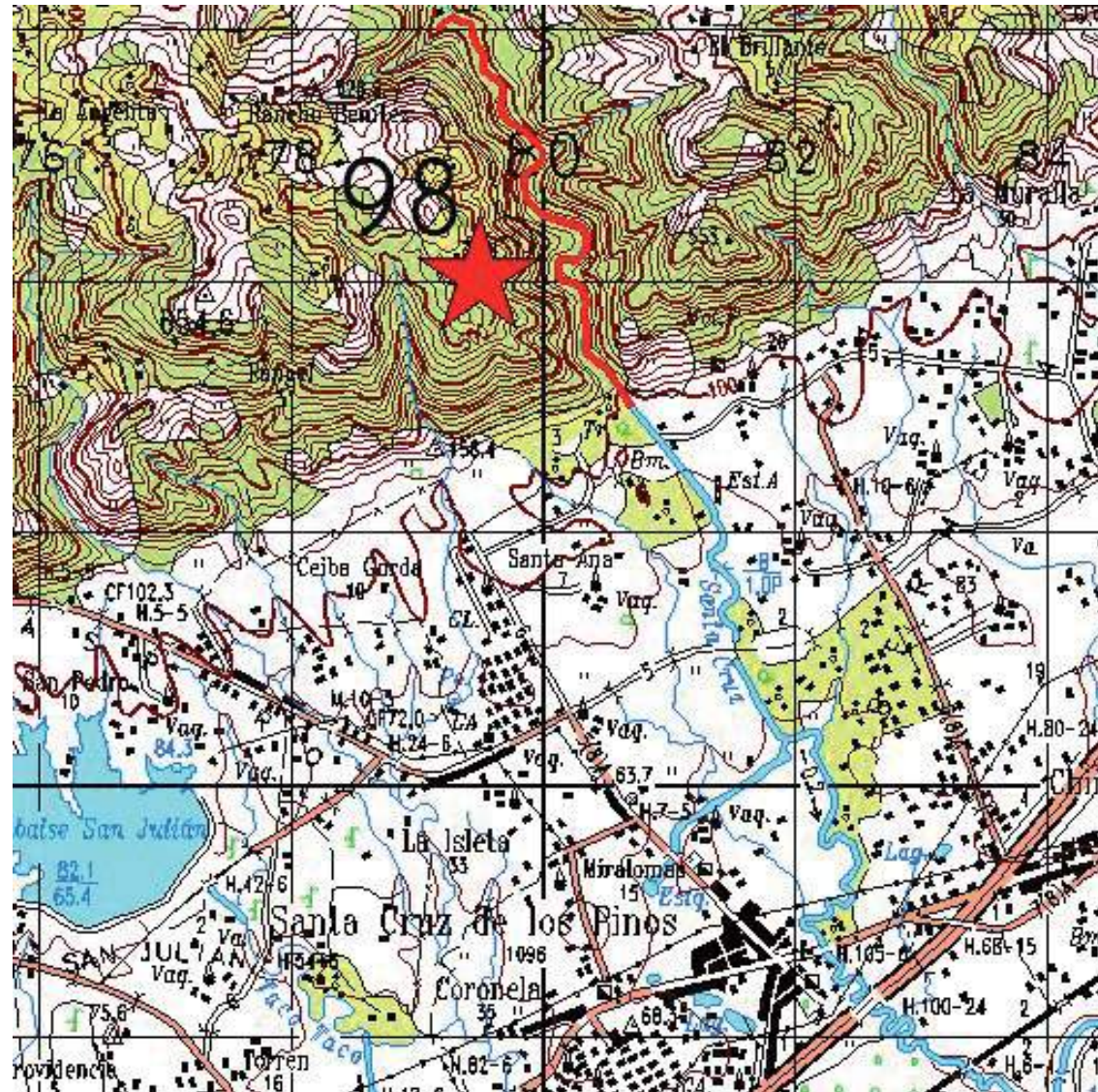


Figura 1. Mapa de localización del cañón de Santa Cruz.

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, calcilutitas, 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., *Miosphinctes* 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 geositos 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 geosito 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).

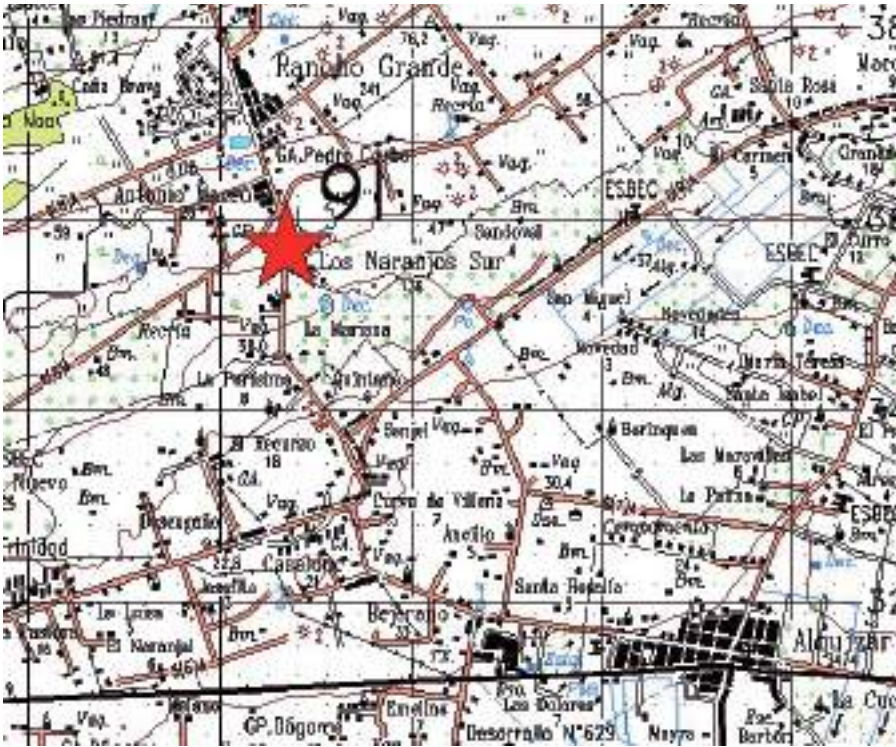


Figura 1. Localización de la cueva de Paredones.



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 proleteria*, *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 geosítio 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 geosítio 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 geosítios 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 Wetmore* (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). Geosítios 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 geosítio 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.

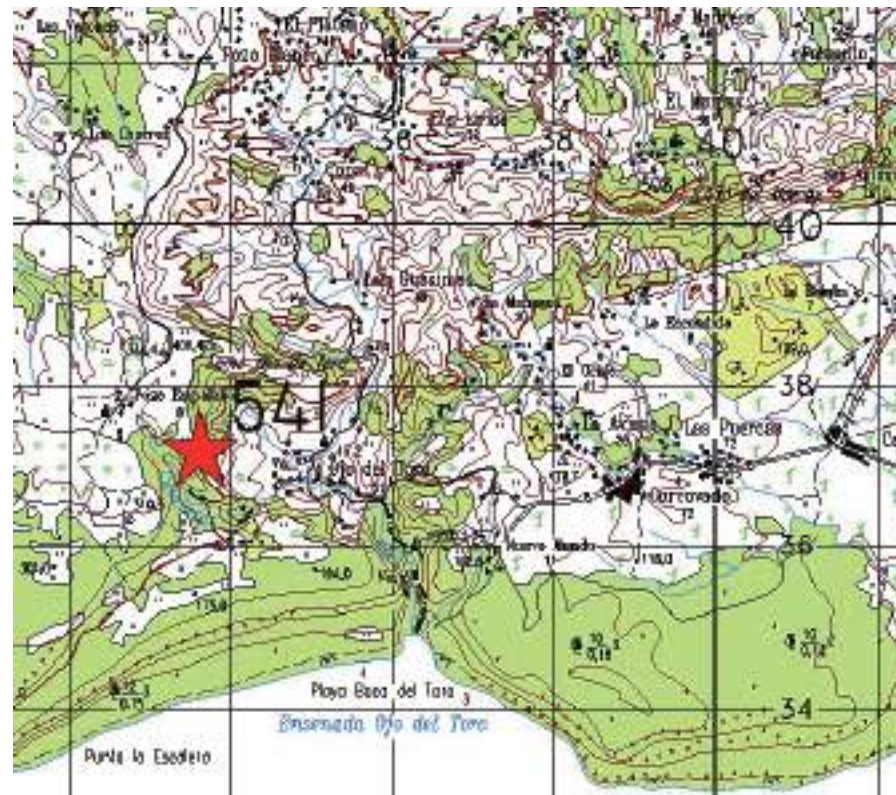


Figura 1. Localización del Farallón de Blanquizal del Toro en la costa suroccidental de la provincia Granma.

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 geosítios 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 geosítio 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).

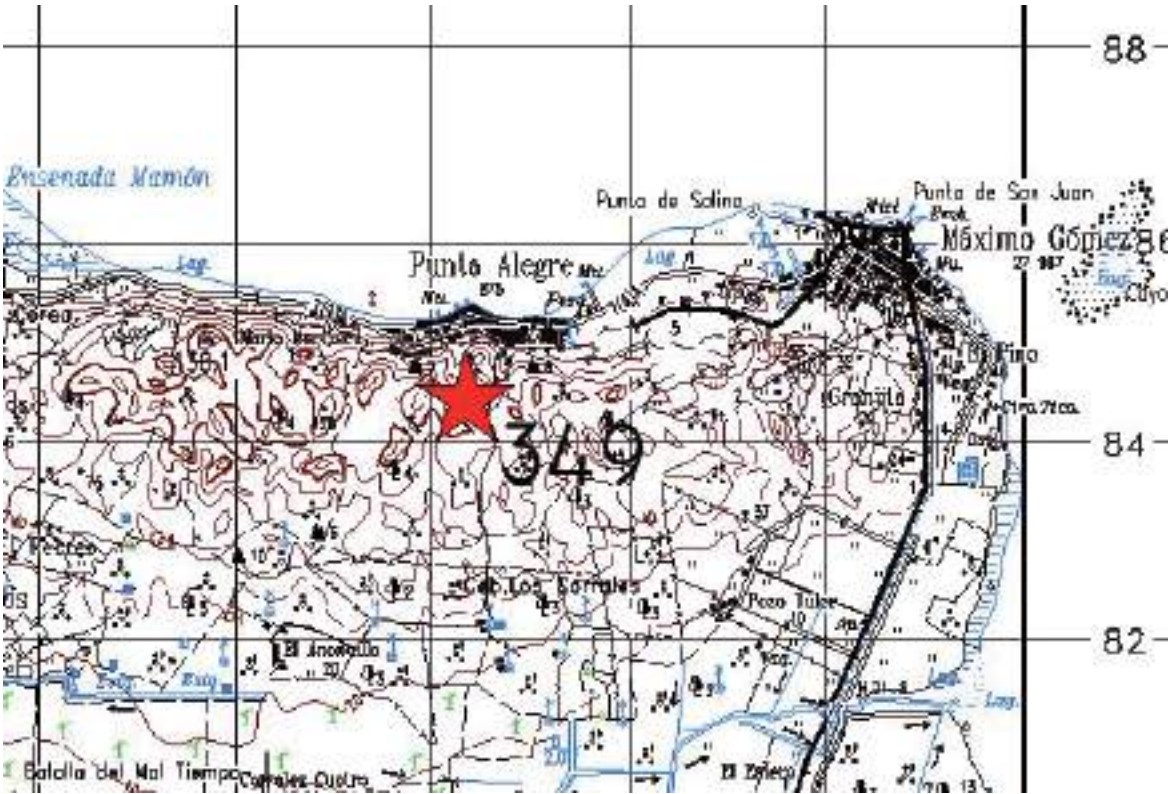


Figura 1. Localización de la Loma de Yeso.



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 aborígen 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,

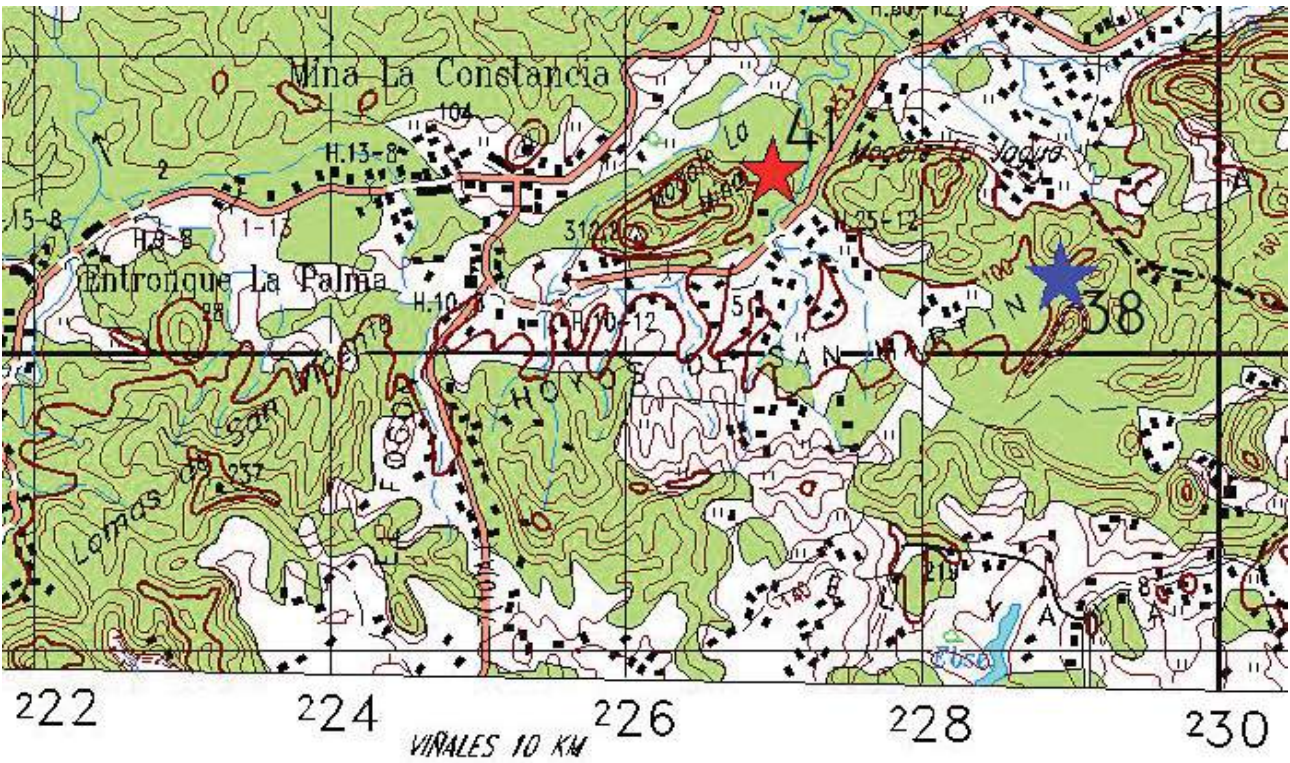


Figura 3. Localización de las localidades fosilíferas.

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 pterosaurios:



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

¹Escuela Politécnica Nacional (MEPN)

²Instituto 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.

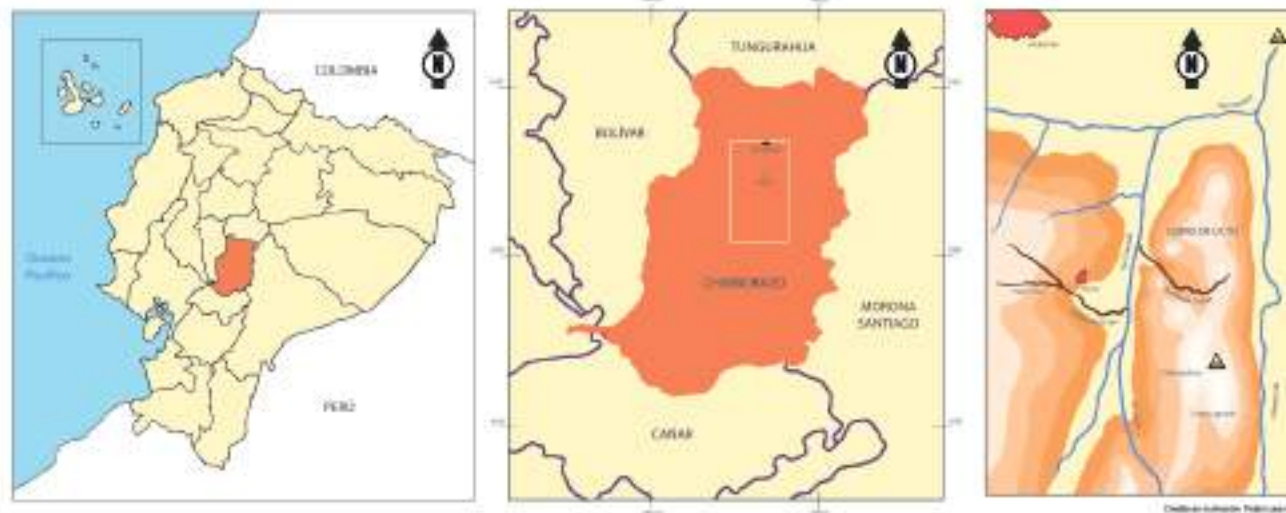


Figura 1. Ubicación de Quebrada Chalán. A la izquierda, situación de la provincia de Chimborazo en Ecuador, en el centro, el rectángulo indica el área de estudio que aparece ampliada a la derecha. Tomado de Román-Carrión (2013).

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 interglaciar 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).

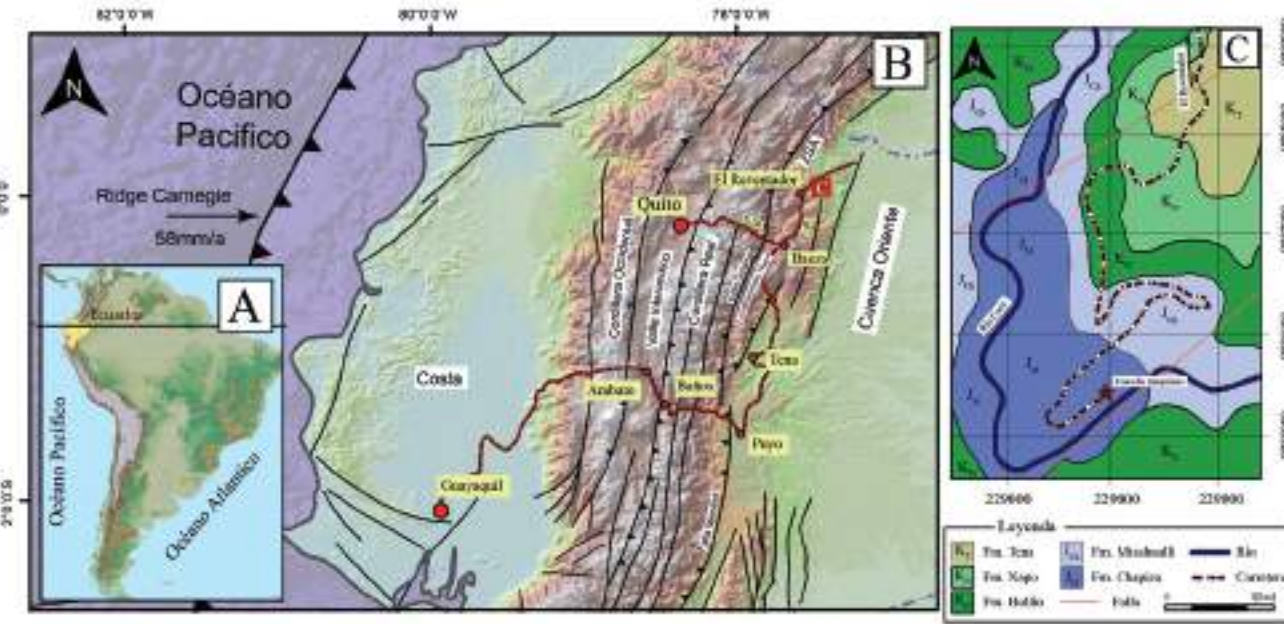


Figura 1. Mapa de ubicación. A. Ubicación de Ecuador en Sudamérica; B. Ubicación del sitio de interés geológico en el Ecuador; C. Mapa geológico del sitio de interés geológico.

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.

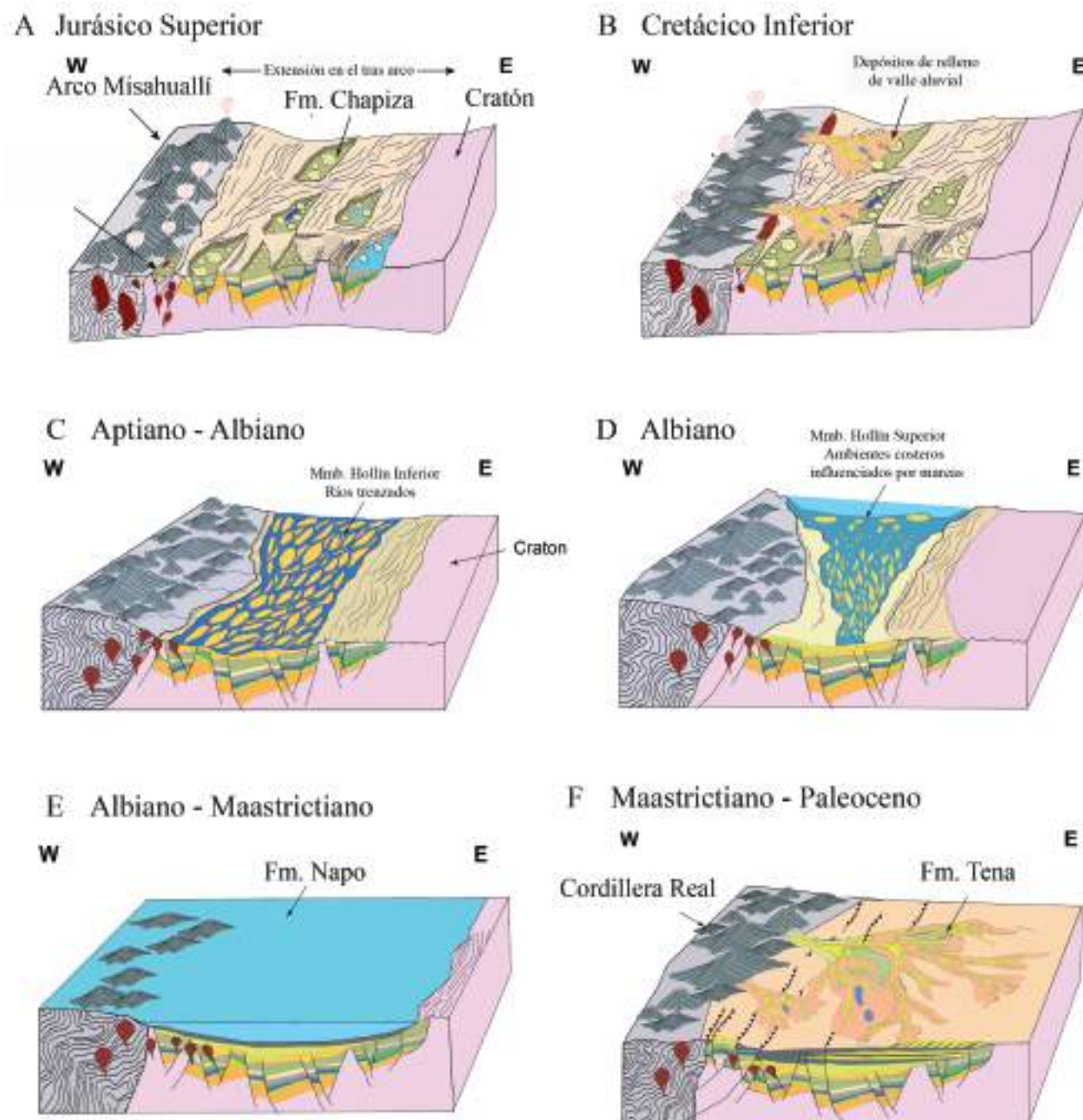


Figura 4. Evolución paleogeografía observada en el registro litoestratigráfico del MG-CCS. Modificado de Vallejo et al. (2021).

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}

¹Instituto Geofísico, Escuela Politécnica Nacional (IGEPN)

²Instituto de Investigación Geológico y Energético (IIGE)

³ECTEA, 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.

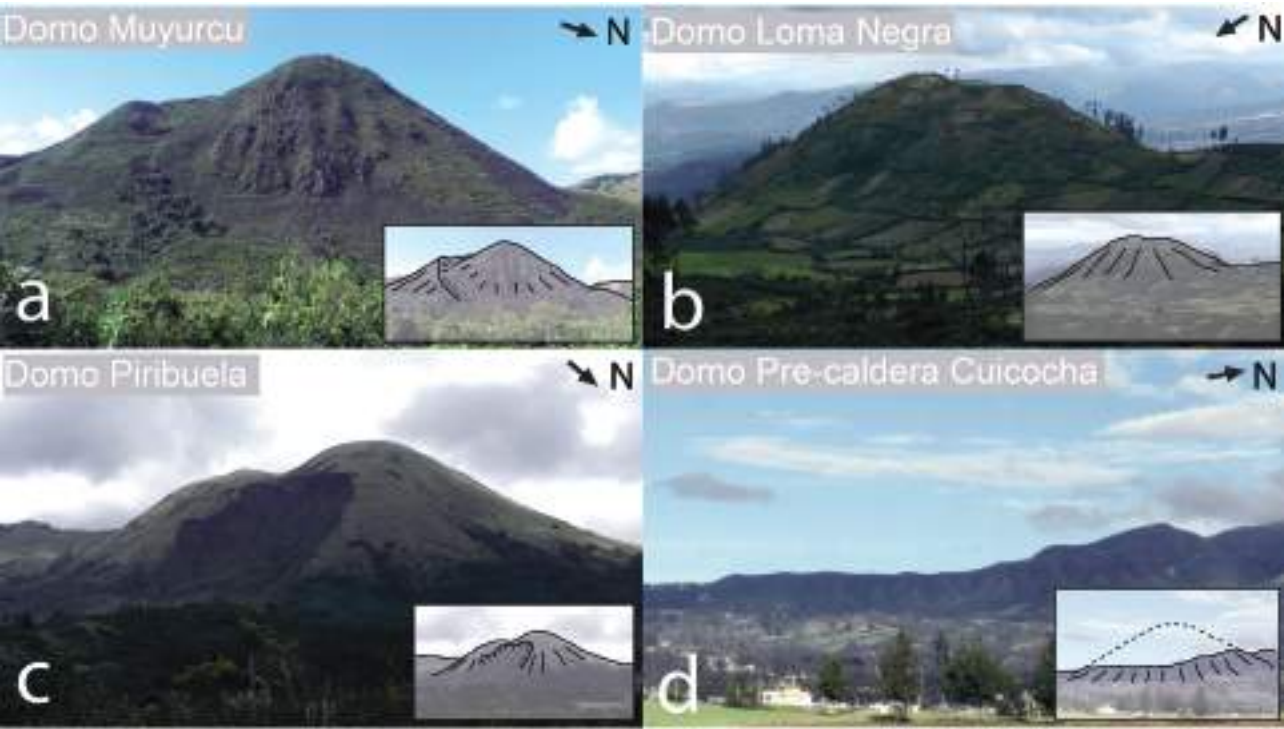


Figura 2. Domos de lava periféricos del Complejo Volcánico Cotacachi – Cuicocha. a) Muyurcu, vista desde el nororiente; b) Loma Negra, vista desde el noroccidente; c) Piribuela, vista desde el suroriente; y d) domo pre-caldera Cuicocha, vista desde el oriente. El domo pre-caldera Cuicocha cuenta con 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 cratéica, 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 estatificación 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.

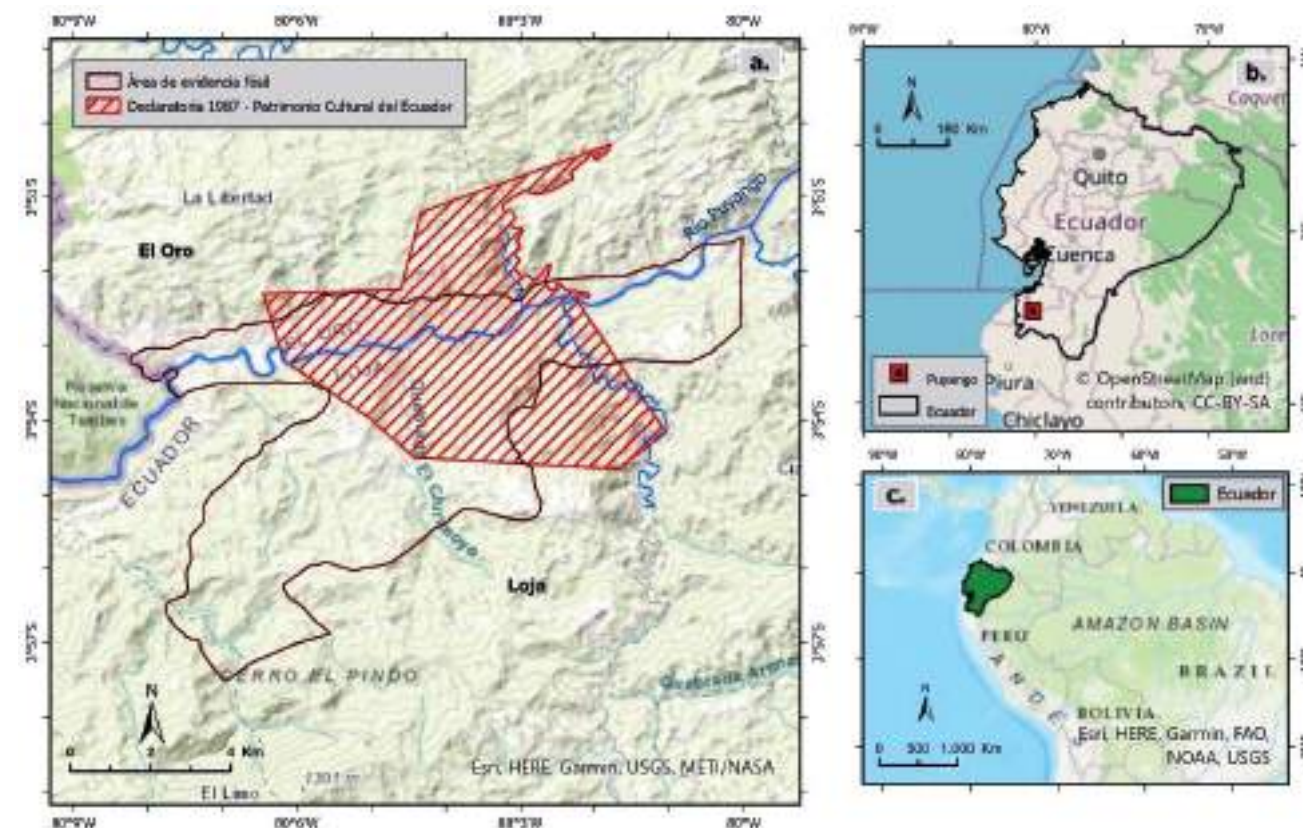


Figura 1. Ubicación del Bosque Petrificado Puyango. a) Ubicación local; b) ubicación respecto al Ecuador; c) ubicación respecto a Sudamérica.

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 Sábalo. 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 Sábals 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).

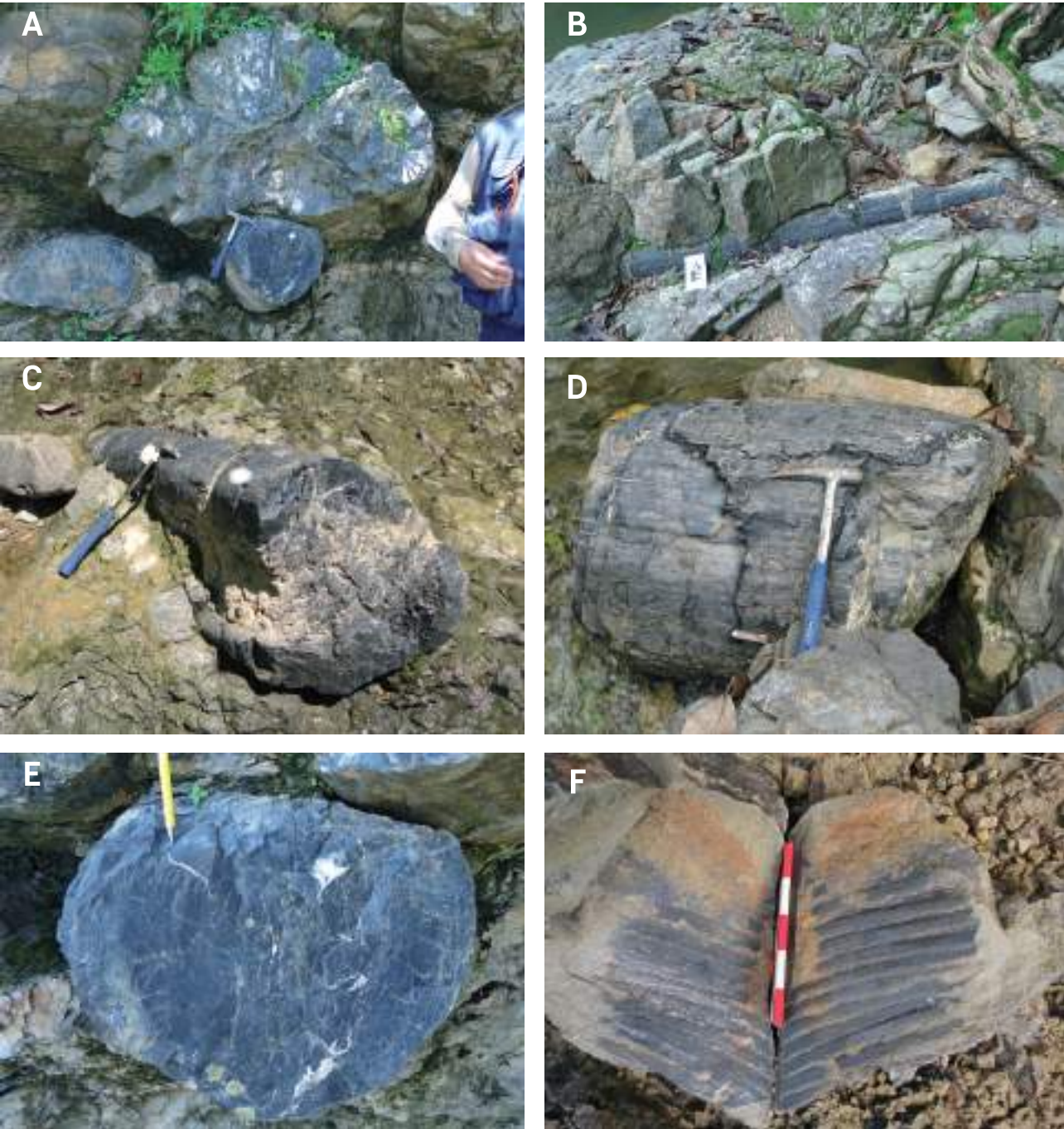


Figura 2. a) Afloramiento de troncos fósiles con un diámetro que va de 42 cm hasta 1,35 cm, dispuestos subhorizontalmente en las capas de tobas; b) Troco fósil de 2 m. de largo y 30cm de diámetro en rocas volcánicas; c) Tronco fósil gris oscuro aflorando en la Q. El Tigre; d) Rodados de troncos fósiles 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: IIGE.

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 (IIGE)*

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 invaluable.

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.

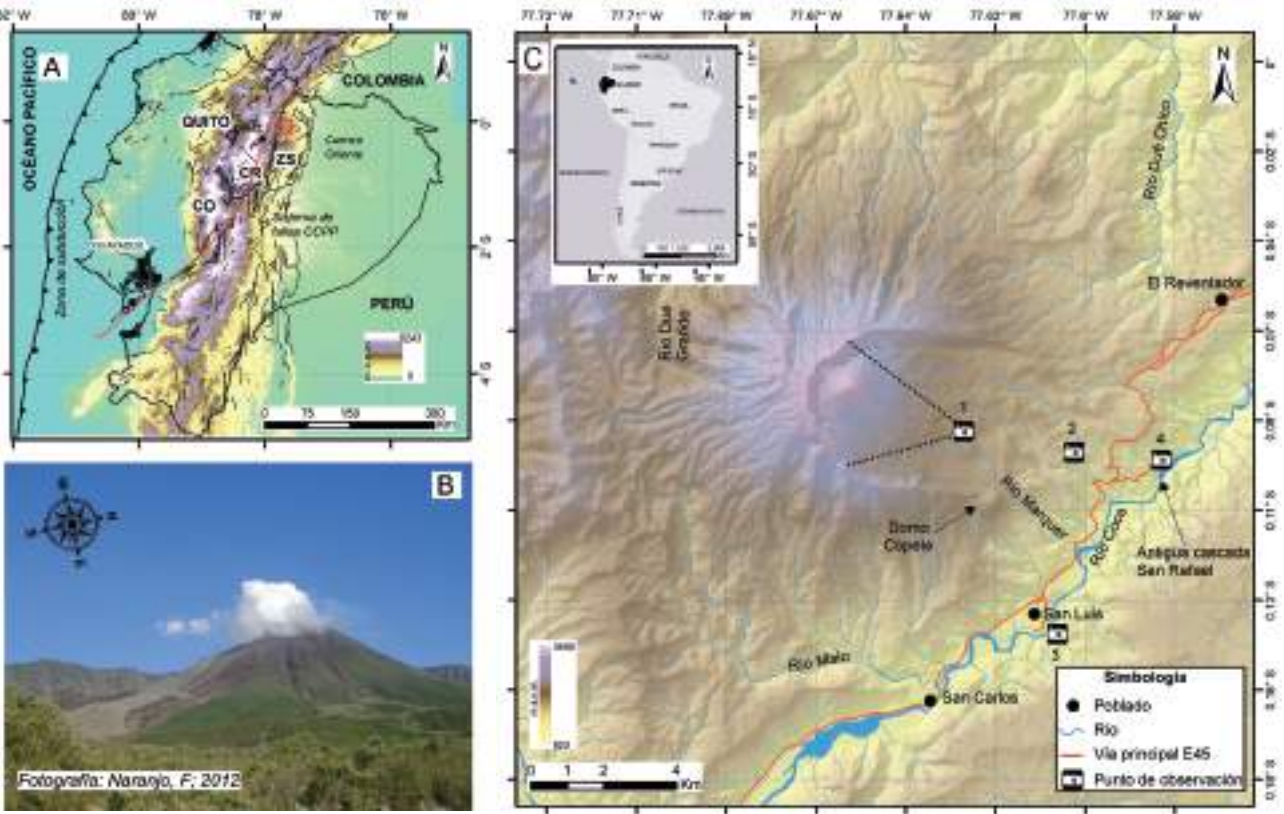


Figura 1. A. Mapa de ubicación del complejo volcánico El Reventador respecto a la ciudad de Quito, Cordillera Occidental (CO), Cordillera Real (CR), Zona Subandina (ZS), Cuenca Oriente, Sistema de Fallas Chingual-Cosanga-Pallatanga-Puná (CCPP) y Zona de subducción. La estrella negra corresponde a la 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.

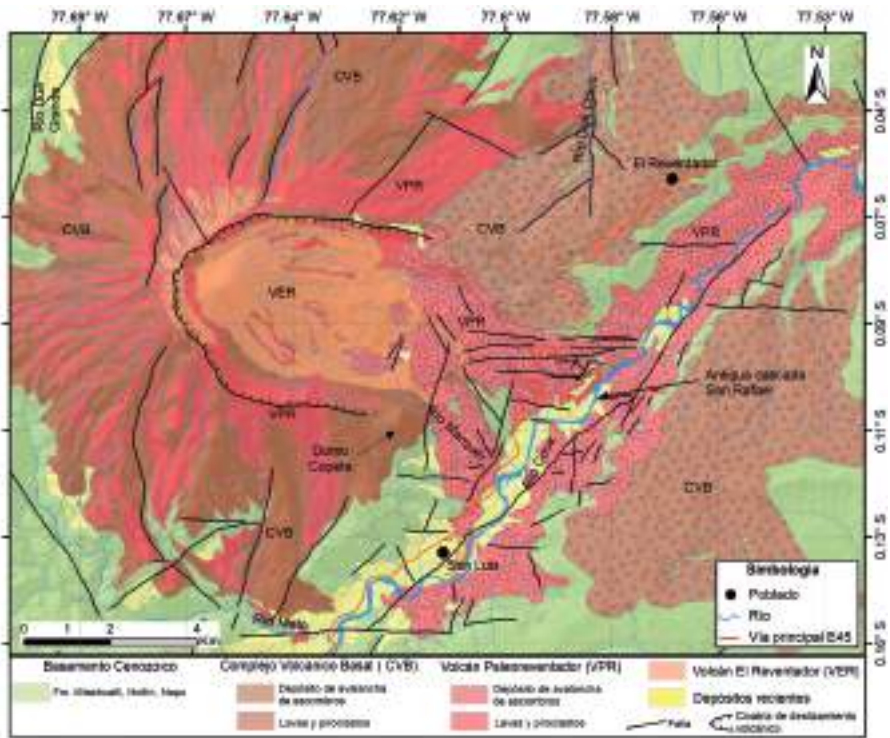


Figura 3. Mapa geológico esquematizado. Modificado de INECEL (1988).

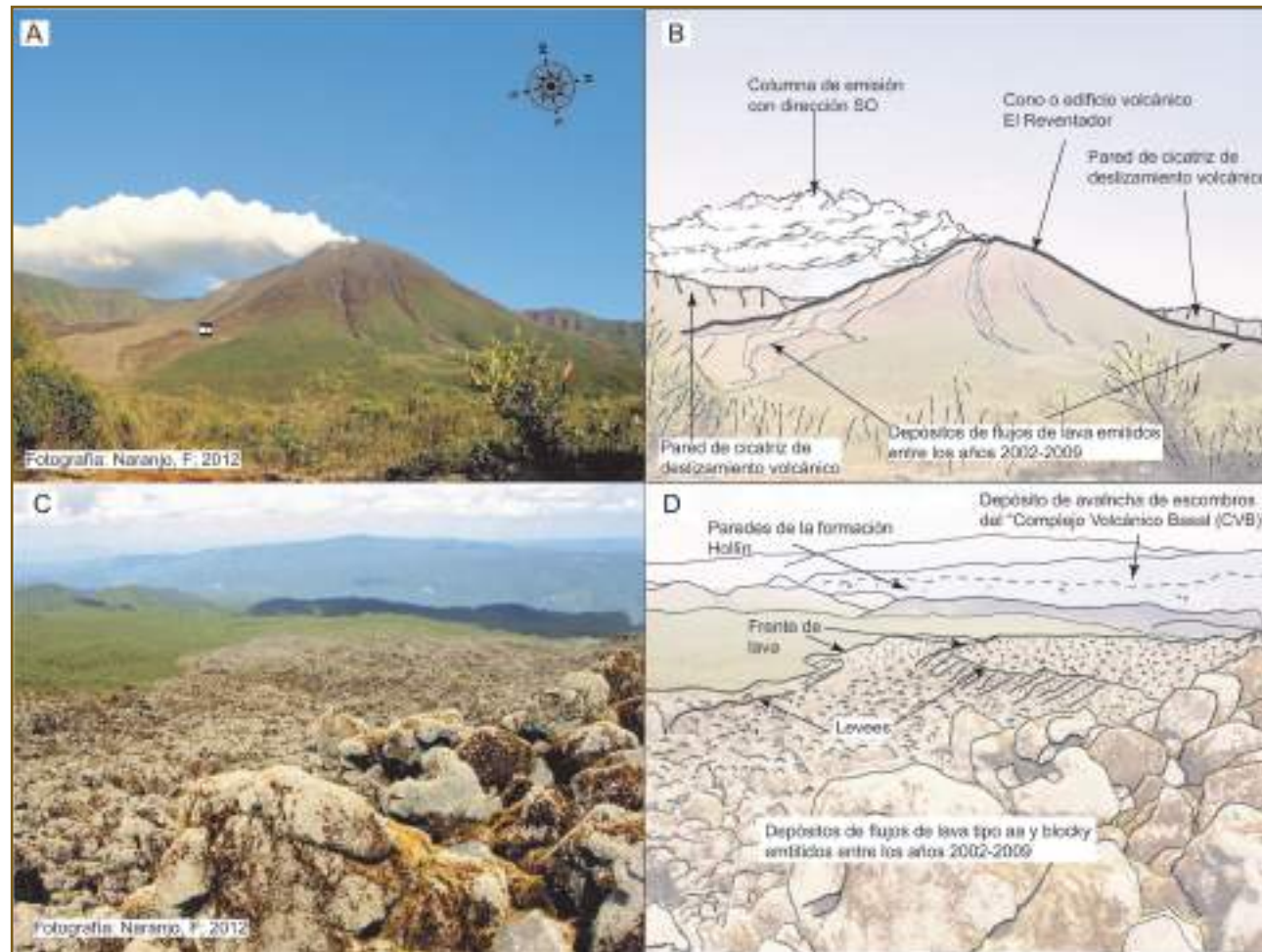


Figura 4. A. Volcán El Reventador con emisión de vapor de agua desde el cráter y acompañado de los flujos de lava emitidos por el flanco sur, durante el período eruptivo 2002-2009. B. Esquema de la fotografía (A). C. Vista desde los flujos de lava emitidos entre 2002-2009, hacia el valle del Río Coca, 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-Codo 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.