



MAYA

REVISTA DE GEOCIENCIAS

Revista Maya: Revista Maya de Geociencias que (RMG) nace del entusiasmo de profesionistas con la inquietud de difundir conocimientos relacionados con la academia, investigación, la exploración petrolera y Ciencias de la Tierra en general.

El objetivo principal de la revista es proporcionar un espacio a todos aquellos jóvenes profesionistas que desean dar a conocer sus publicaciones. Los fundadores de la revista son *Luis Ángel Valencia Flores, Bernardo García Amador y Claudio Bartolini*.

Otro de los objetivos de la Revista Maya de Geociencias es incentivar a profesionales, académicos, e investigadores, a participar activamente en beneficio de nuestra comunidad joven de geociencias.

La Revista tendrá una publicación mensual, por medio de un archivo PDF, el cuál será distribuido por correo electrónico y compartido en las redes sociales. Esta revista digital no tiene fines de lucro. La RMG es internacional y bilingüe. Si deseas participar o contribuir con algún manuscrito, por favor comunícate con cualquiera de los editores.

Las notas geológicas tienen como objetivo el presentar síntesis de trabajos realizados en México y en diferentes partes del mundo por jóvenes profesionales y prestigiosos geocientíficos. Son notas esencialmente de divulgación, con resultados y conocimientos nuevos, en beneficio de nuestra comunidad de geociencias. Estas notas no están sujetas a arbitraje.

**Es importante aclarar, que las opiniones científicas, comerciales, culturales, sociales etc., no son responsabilidad, ni son compartidas o rechazadas, por los editores de la revista.*

Portada de la revista: Inclusiones fluidas características de un skarn, donde el proto-fluido magmático es sub-saturado de alta temperatura (A) a L+V, para pasar a un fluido heterogéneo por ebullición (B a L) a S+L+V, con la presencia de CO₂ en fase L+V. Donde: L= fase líquida, V= vapor, S1= cubo de sal NaCl, S2= KCl, S3= Calcopirita, S4= Hematita, S5= otros complejos clorurados. Imagen de **Eduardo González Partida**.

Revista Maya: The Revista Maya de Geociencias (RMG) springs from the enthusiasm of professionals with a desire to distribute knowledge related to academic research, exploration for resources and geoscience in general.

The main objective of the RMG is to provide a place for young professionals who wish to distribute their publications. The founders of the Revista are Luis Ángel Valencia Flores, Bernardo García and Claudio Bartolini.

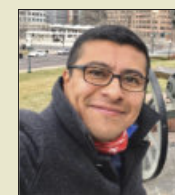
A further objective of the RMG is to encourage professionals, academicians and researchers to actively participate for the benefit of our community of young geoscientists.

The RMG is published monthly as a PDF file distributed by email and shared through social media. This digital magazine has no commercial aim. It is international and bilingual (Spanish and English). If one wishes to participate or contribute a manuscript, please contact any of the editors.

The geological notes aim to synthesize work carried out in Mexico and other parts of the world both by young professionals and prestigious geoscientists. These notes are produced principally to reveal new understandings for the benefit of our geoscientific community and are not subjected to peer review.

Revista de difusión y
divulgación geocientífica.

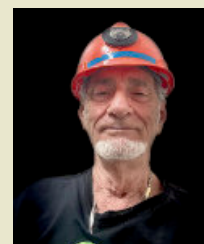
EDITORES



Luis Ángel Valencia Flores (M.C.). Ingeniero Geólogo y Maestro en Ciencias en Geología, egresado de la Escuela Superior de Ingeniería y Arquitectura-Unidad Ticomán, Ciencias de la Tierra, del Instituto Politécnico Nacional. Cuenta con 25 años de experiencia. Ha trabajado en el Instituto Mexicano del Petróleo, Petróleos Mexicanos, Schlumberger, Paradigm Geophysical, Comisión Nacional de Hidrocarburos, Aspect Energy Holdings LLC, Facultad de Ingeniería de la

UNAM, actualmente es académico del Instituto Politécnico Nacional (posgrado y licenciatura) donde imparte asignaturas especializadas en la caracterización de yacimientos petroleros. Es estudiante del Doctorado en Energía en el IPN, especializándose en la exploración de Hidrógeno Natural y fuentes alternas de energías.

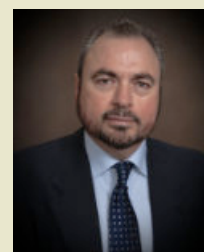
luis.valencia.11@outlook.com
lvalenciaf@ipn.mx



Josh Rosenfeld (Ph.D.). He obtained an M.A. from the University of Miami in 1978, and a Ph.D. from Binghamton University in 1981. Josh joined Amoco Production Company as a petroleum geologist working from 1980 to 1999 in Houston, Mexico and Colombia. Upon retiring from Amoco, Josh was employed by Veritas DGC until 2002 on

exploration projects in Mexico. He has been a member of HGS since 1980 and AAPG since 1981, and currently does geology from his home in Granbury, Texas.

jhrosenfeld@gmail.com



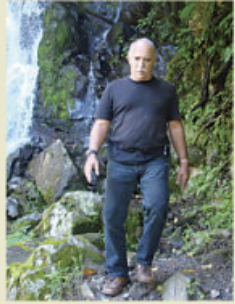
Claudio Bartolini (Ph.D.) is presently a senior exploration advisor at Petroleum Exploration Consultants Americas. He has more than 25 years of experience in both domestic and international mining and petroleum exploration, mainly in the United States and Latin America. Claudio was an associate editor for the AAPG Bulletin and he has edited several books on the petroleum geology of

the Americas. He is a Correspondent member of the Academy of Engineering of Mexico.

Claudio was made an Honorary Member of the AAPG in 2022 in recognition of his service to the Association, and his devotion to the science and profession of petroleum geology.

bartolini.claudio@gmail.com

COLABORADORES



Ing. Humberto Álvarez Sánchez. Más de 5 décadas dedicadas a la geología de Cuba occidental y central. Cartógrafo en los macizos metamórficos y ofiolíticos de Cuba central y editor cubano de la Expedición checoeslovaca Escambray II. Autor/coautor de 23 unidades del Léxico Estratigráfico de Cuba y miembro de las subcomisiones del Jurásico, Cretácico y Paleógeno de la Comisión del Léxico. Es el descubridor del mayor depósito cubano de fosforitas marinas. Gerente de Operaciones de Geotec, S.A.; dirigió exploraciones de Cu y Au en la Cordillera Central de Panamá y Perú para Juniors canadienses. Country Manager de Big Pony Gold de Utah y Geólogo Senior de Gold Standard Brasil, exploró prospectos de oro en el basamento cristalino de Uruguay y en los Estados de Santa Catarina y Mato



Ramón López Jiménez (Ph.D.) es un geólogo con 14 años de experiencia en investigación y en varios sectores de la industria y servicios públicos. Es un especialista en obtención de datos en campo, su análisis y su conversión a diversos productos finales. Ha trabajado en EEUU, Mexico, Colombia, Reino Unido, Turquía y España. Su especialidad es la sedimentología marina de aguas profundas. Actualmente realiza investigación en



José Antonio Rodríguez Arteaga es Ingeniero geólogo, egresado de la Escuela de Geología, Minas y Geofísica de la Universidad Central de Venezuela, Caracas, con más de 30 años de experiencia. En sus inicios profesionales laboró como geólogo de campo por 5 años consecutivos en prospección de yacimientos minerales no-metálicos de la región Centro-Occidental de Venezuela.

Tiene en su haber labores de investigación en Geología de Terremotos y Riesgo Geológico asociado o no a la sismicidad. Es especialista en Sismología Histórica, Historia de la Sismología y Geología venezolanas. Ha recibido entrenamiento profesional en

Grosso del Norte. El Ministro de Comercio e Industrias lo nombró Miembro de la Comisión "Ad Honorem" del Plan Maestro de Minería de Panamá. El Banco Interamericano de Desarrollo le encargó de redactar el Proyecto de Geología y Minería y parte de su Misión Especial para su entrega al Gobierno panameño. Anterior Miembro del Consejo Científico de GWL de la Federación Rusa y Representante del BGS en América central. Director de Miramar Mining Panamá y Minera Santeña, S. A., reside en Panamá y redacta obras sobre geología de Cuba y Panamá. En el repositorio Academia edu, se encuentran 22 artículos suyos.

geodoxo@gmail.com

afloramientos antiguos de aguas someras y profundas de México, Turquía y Marruecos en colaboración con entidades públicas y privadas de esos países. Es instructor de cursos de campo y oficina en arquitectura de yacimientos de aguas profundas y tectónica salina por debajo de la resolución sísmica.

r.lopez.jimenez00@aberdeen.ac.uk

Metalogenia, Ecuador y Geomática Aplicada a la Zonificación de Riesgos en Colombia. Tiene en su haber como autor y coautor, tres libros dedicados a la catalogación sismológica del siglo XX; a la historia del pensamiento sismológico venezolano y la coordinación de un atlas geológico de la región central del país, preparado junto al Dr. Franco Urbani, profesor por más de 50 años de la Escuela de Geología de la Universidad Central. Actualmente prepara un cuarto texto sobre los estudios de un inquieto naturalista alemán del siglo XIX y sus informes para los terremotos destructores en Venezuela de los años 1812, 1894 y 1900.

rodriguez.arteaga@gmail.com



Natalia Silva (MSc): Geóloga de la Universidad Industrial de Santander, Postgrado en Petroleum Geoscience de la Heriot-Watt University y Máster en Energías Renovables y Sostenibilidad Energética de la Universitat de Barcelona. Su carrera empieza en la minería de esmeraldas en el Cinturón Esmeraldífero Oriental de Colombia y en proyectos mineros de Níquel colombianos. Tiene más de 10 años de experiencia en el sector de hidrocarburos en desarrollo de

yacimientos y geomodelado en cuencas petrolíferas de los Estados Unidos, Colombia, Ecuador y Brasil. Más recientemente, su carrera está enfocada en el aprovechamiento de energías renovables, principalmente de energía solar, ha elaborado proyectos de generación eléctrica a partir de instalaciones fotovoltaicas en Europa y los Estados Unidos.

ensilvacruz@gmail.com



Miguel Vazquez Diego Gabriel, es estudiante de la carrera de Ingeniería Geológica en la Universidad Nacional Autónoma de México (Facultad de Ingeniería), sus principales áreas de interés a lo largo de la carrera han sido la tectónica, geoquímica y mineralogía. Es un

entusiasta de la divulgación científica, sobre todo en el área de las Ciencias de la Tierra.

diegogabriel807@gmail.com



Daniela Kristell Calvo-Ramos es Ing. Ambiental de la Univ. Politécnica de Chiapas, Maestría y Doctorado en Ciencias de la Energía en la Univ. Autónoma de Querétaro. Actualmente en estancia Posdoctoral en Centro de Geociencias UNAM-Juriquilla. Sus líneas prioritarias de investigación son: (1) síntesis de materiales fotocatalíticos, (2) síntesis de materiales grafénicos, (3) fotodegradación de colorantes en aguas, (4) foto-oxidorreducción de metales en agua y (5) contaminación de metales en agua. En su programa posdoctoral está

trabajando en preparación de muestras (separación en columnas de intercambio iónico) y análisis (Espectrometría de Masas Multicolector con Plasma Acoplado Inductivamente ICP-MMS) para medición de isótopos estables de zinc, cobre y hierro en diferentes materiales naturales (agua-roca). También es docente en la Escuela Nacional de Estudios Superiores (ENES-UNAM Juriquilla).

dcalvo@geociencias.unam.mx



Rafael Tenreiro Pérez, se gradúa de ingeniero en geofísica de exploración de petróleo en 1974 en la Academia Estatal de Petróleo de Azerbaiyán, Master en Ciencias en Geología del Petróleo en la Universidad Politécnica CUJAE de la Habana en 1981 y Doctor en ciencias en Geofísica de Exploración la Universidad de Petróleo Gubkin de Moscú, Rusia, en 1987.

Tiene cuarenta y ocho años de experiencia en la Industria petrolera en Cuba y en otros países fundamentalmente en la especialidad de exploración de yacimientos de petróleo y gas. Durante este tiempo transitó desde ingeniero geofísico de adquisición hasta

Jefe de Exploración de la empresa petrolera nacional de Cuba - Cupet, cargo que ocupó por 16 años hasta su retiro en 2016. Investigador científico también recorre desde Aspirante a Investigador a Investigador Titular. Fue Jefe técnico del programa de exploración en la Zona Económica Exclusiva del Golfo de México. Director Técnico del Comisión para la Plataforma Extendida de Cuba. Tiene más de doscientas publicaciones que incluyen artículos científicos, presentaciones en eventos, conferencias, mapas, monografías y libros de texto. Premio de Geología Antonio Calvache Dorado de la Sociedad Cubana de Geología en 1992. En estos momentos trabaja en la empresa australiana Melbana Energy Limited.

tenreiro2015@gmail.com



Laura Itzel González León / Ingeniera geóloga ambiental

Profesionista inclinada a la Geología aplicada a obras de ingeniería civil y a riesgos geológicos desencadenados por fenómenos antrópicos y naturales. Experiencia en

levantamientos geológico-estructurales, logueo geológico, instrumentación geotécnica, cartografía de riesgos, supervisión de perforaciones y difusión de geopatrimonio.

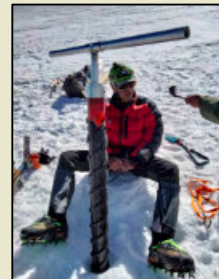
gleon.laura@gmail.com



Rodolfo Rafael Avalos Alejandre Es ingeniero geólogo por la Facultad de Ingeniería (2022), actualmente estudiante de la maestría en ciencias de la Tierra por el Instituto de Geociencias. Realizó su estancia profesional en la unidad minera Fresnillo (2019), yacimiento correspondiente con su trabajo de tesis. Su principal interés es el entender procesos geológicos de escala regional enfocados en la exploración de yacimientos minerales a partir

de análisis de Mineralogía Avanzada, estudiando variaciones en especies minerales, texturas, asociaciones, grados de cristalinidad, emulsiones por exsolución y elementos menores en solución sólida. Es divulgador científico centrado en la astronomía, historia de la ciencia y cultura desde 2015 en la plataforma Astro Camp MX, montañista entusiasta desde 2021 y fotógrafo de paisaje desde 2021.

r.avalos@astrocamp.mx



Dr. Alejandro Carrillo-Chávez. Ingeniero Geólogo del Instituto Politécnico Nacional, Maestría en La Universidad de Cincinnati, y Doctorado en la Universidad de Wyoming. Inició su trabajo en el Instituto Mexicano del Petroleo y después inició vida académica en la Universidad Autónoma de Baja California Sur. En 1998 ingresó al a Unidad Investigación en Ciencias de la Tierra (UNICIT) UNAM, Campus Juriquilla (actual Centro de Geociencias). Su trabajo inicial fue sobre petrografía ígnea y metamórfica. En academia inició dando clases de petrología ígnea y metamórfica.

Actualmente es Tutor del Posgrado en Ciencias de la Tierra UNAM. Su maestría fue sobre yacimientos minerales metálicos y su doctorado sobre geoquímica ambiental. Actualmente sus líneas de investigación son: Metales Pesados en Medio Ambiente, Hidrogeoquímica, Geoquímica Isotópica de Metales Pesados e Hidrogeoquímica de Salmueras Petroleras. A la fecha es responsable de un Proyecto UNAM y CONAHCyT sobre Concentraciones de metales e isotopía estable de Zn y Hg en agua de lluvia, nieve y núcleos de hielo en glaciares mexicanos. ambiente@geociencias.unam.mx



La **Dra. Norma E. Olvera Fuentes**, estudió la carrera de Física en la Facultad de Ciencias, su Maestría en el Instituto de Física y su Doctorado en Ciencias de la Tierra, en el ICAYCC, UNAM. Sus líneas de investigación tanto en licenciatura como en maestría versaron sobre el problema cuántico de difracción espacio-temporal de Moshinsky para diversas geometrías.

Bajo la dirección del Dr. Carlos Gay, su investigación doctoral analizó por medio del uso de mapas cognitivos difusos los posibles impactos que el cambio climático puede tener sobre la vulnerabilidad hídrica de la ZMVM. Su tesis doctoral fue galardonada con el Primer Lugar del Primer Premio a la Investigación en Cambio Climático PINCC-UNAM, 2023.

Con casi 20 años de labor docente, ha impartido clases en la Facultad de Ciencias y en la Facultad

de Ingeniería de la UNAM, así como en la División de Ingeniería del Tecnológico de Monterrey, Campus Santa Fe. Institución que le otorgó la Presea por Excelencia Académica como profesora de Cátedra. Como escritora tiene publicados tres libros como única autora y 5 como coautora. El número de Impluvium Gestión Integral de Sequías, en el que el Dr. Gay y la Dra. Olvera son coautores de artículo, es referencia de consulta que el CENAPRED presento para su curso "Sequías: un reto en la reducción del riesgo", marzo del 2024.

Actualmente la Dra. Olvera es Investigadora Posdoctoral del Instituto de Ingeniería de la UNAM, miembro del Sistema Nacional de Investigadores e invitada como líder de opinión del periódico Excelsior.

norma.olvera@atmosfera.unam.mx

Nuevo Canal Youtube de la Revista Maya de Geociencias

Es un gran placer informarles que hemos establecido un Canal Youtube de nuestra Revista Maya para la difusión de videos de temas de Ciencias de la Tierra. Ya iniciamos nuestras actividades en: <https://www.youtube.com/channel/UCYJ94EyLj4LqnVbbTXh5vpA>

Estimados colegas,

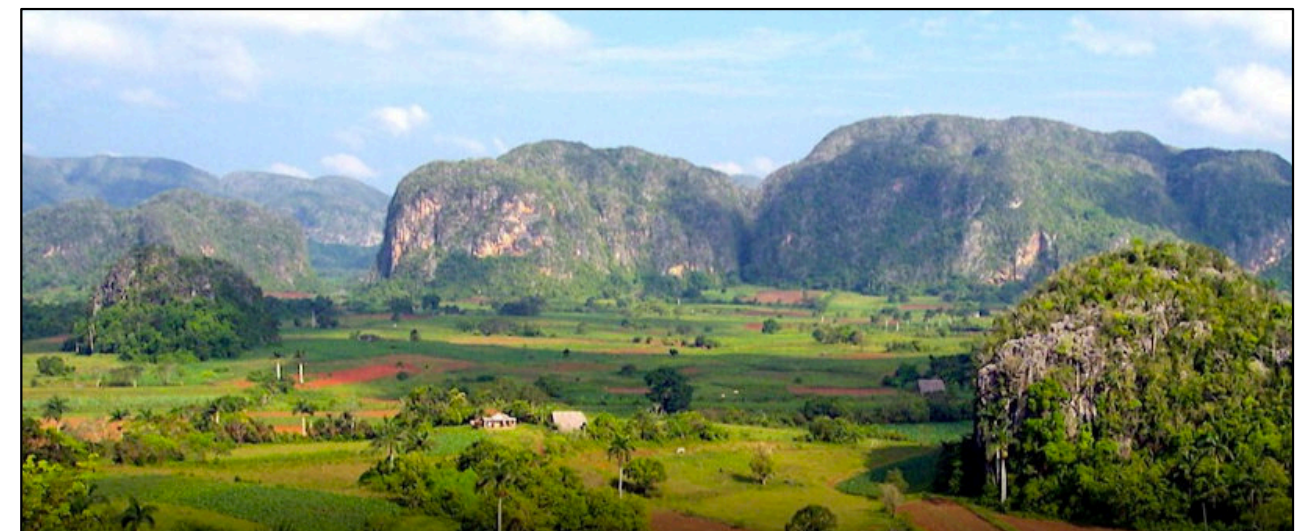
Te invitamos a que visites la página web de nuestra Revista Maya de Geociencias, donde podrán encontrar (en formato PDF), todas las revistas que hemos publicado hasta ahora, mismas que pueden descargar de la página. También estaremos incluyendo información adicional que sea de utilidad para nuestras comunidades de geociencias.

<http://www.revistamaya.com/>



Visítanos en Revista Maya de Geociencias

<https://www.facebook.com/groups/430159417618680>





Tertiary mylonites, Catalinas metamorphic core complex, Tucson, Arizona. Photo by Claudio Bartolini.

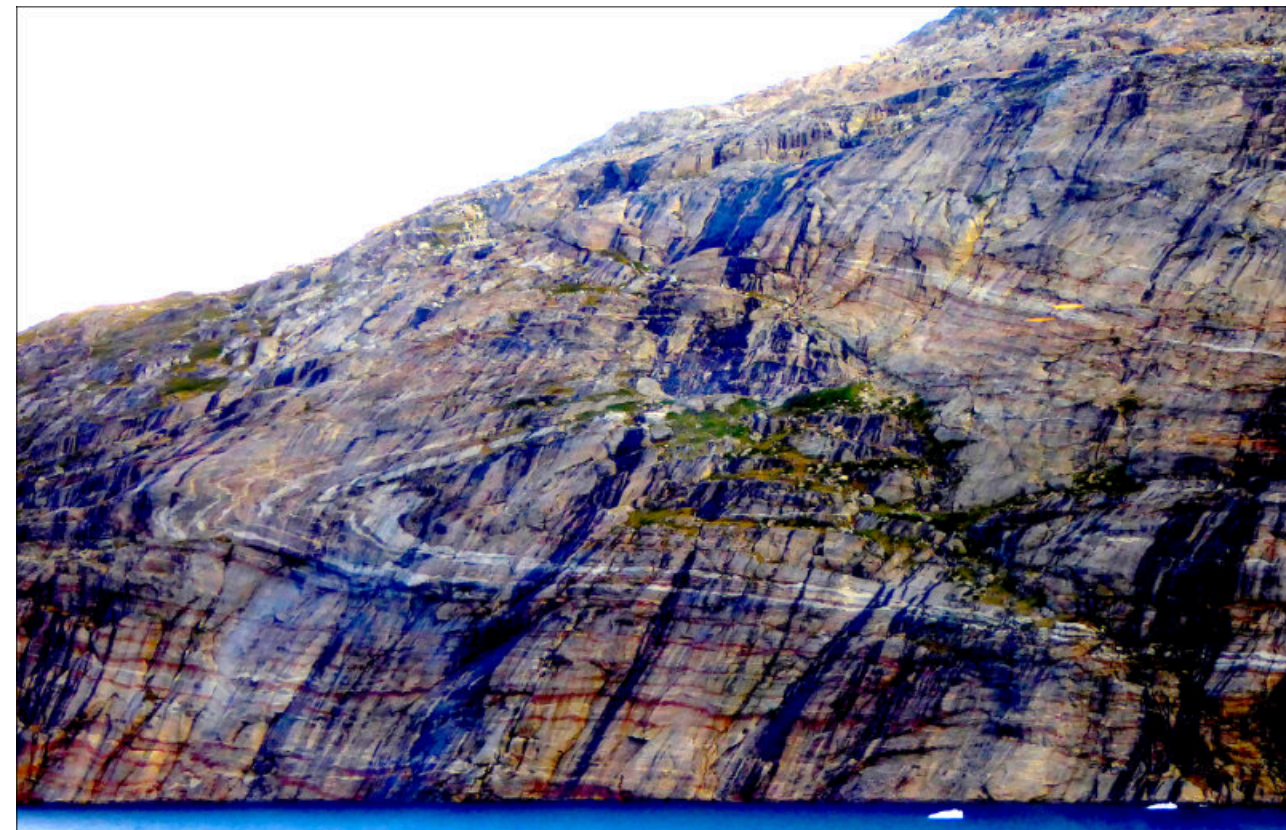
Estimados Colegas

Ahora que hemos llamado su atención, aprovechamos la oportunidad para invitarlos cordialmente a participar en nuestra Revista Maya de Geociencias, con diversos Temas de Interés y Manuscritos Cortos relacionados a cualquier tema de las Ciencias de la Tierra y similares. Todos los trabajos son bienvenidos, puesto que la función primordial de la revista es la difusión de las geociencias.

Si los manuscritos son relativamente largos, también pueden ser publicados, pero en nuestras Ediciones Especiales de la revista, las cuales no tienen las limitaciones de tamaño, como los números mensuales de la revista.

*Nuestro agradecimiento a **Manuel Arribas Andrés**, un gran fotógrafo y excelente diseñador gráfico Español, por la creación del nuevo logotipo de la Revista Maya de Geociencias y sus indicaciones para la compaginación de la misma.*

Manuel Arribas Andrés. Fotógrafo de España: <https://www.instagram.com/manuel.arribas.andres/>



Prince Christian Fjord in Greenland. It shows a recumbent fold in the metamorphic rocks with some puzzling faulting. Photo by Joshua Rosenfeld.

Esteemed colleagues

Now that we have your attention, we take this opportunity to cordially invite your participation in the Revista Maya de Geociencias in the form of short manuscripts touching upon diverse relevant themes of interest. All work is welcome, as the primary function of the magazine is to broadcast geoscientific ideas.

If the manuscripts are relatively long, they will be published in our magazine's Special Editions since the Special Editions do not have size limitations, as do our monthly issues (below).

Basic Instructions for Authors

Authors submitting material to be published in the Revista Maya de Geociencias are asked to adhere to the following editorial guidelines when sending manuscripts to the editing team and/or its collaborators:

(biographical sketches): a maximum of 3 pages

Notes on pioneers in the geosciences: a maximum of 4 pages

Themes "of interest to the community": a maximum of 4 pages

Geological notes: a maximum of 10 pages

Normas editoriales de la Revista Maya de Geociencias:

Semblanzas: un máximo de 3 cuartillas.

Notas de pioneros en las geociencias: un máximo de 4 cuartillas.

Temas de interés para la comunidad: un máximo de 6 cuartillas.

Notas Geocientíficas: un máximo de 12 cuartillas.

Nota #1: el máximo de cuartillas es incluyendo figuras. Asimismo, recomendamos que la fuente sea Calibri, No. 11, párrafos justificados, e interlineado de 1,0-1,5.

Nota #2: el manuscrito lo pedimos tanto en WORD como en PDF. Las figuras, junto con sus pies de figuras, se agregan dentro del texto, en el orden que aparecerán (i.e., entre párrafos). Los pies de figura pueden tener un tamaño menor, p.ej., No. 10, eso se los dejamos a su consideración.

Editorial norms for the Revista Maya de Geociencias:

Biographical sketches: A maximum of 3 pages.

Geoscience pioneer notes: A maximum of 4 pages.

Community themes of interest: A maximum of 6 pages.

Geoscience notes: A maximum of 12 pages.

Note #1: Page maxima include figures. We also recommend that the font be Calibri size number 11, with justified paragraphs and line spacings of 1.0 or 1.5.

Note #2: We ask that the manuscript be in WORD as a PDF. The figures, together with their captions, should be added within the text in their order of appearance (i.e. between paragraphs). The figure captions may be in smaller size font; e.g. number 10, at your discretion.

Reglamento de la Revista Maya de Geociencias (RMG)

Los siguientes puntos se fundamentan en la experiencia editorial de más de cinco años (más de 60 números mensuales regulares) de la RMG:

- No se aceptarán temas relacionados a la política de ningún país.
- No se permitirá el manejo de temas religiosos, ni se publicarán materiales relacionados a estos, a menos que sea de carácter cultural.
- Se invita a la comunidad a construir temas que respeten en todo momento la equidad de género.
- Queda estrictamente prohibido cualquier tipo de insulto, comentarios soeces o ataques a individuos, asociaciones, instituciones, gobiernos, o cualquier clase de grupo.
- Es importante aclarar, como se menciona al inicio de cada número de la RMG que, las opiniones científicas, comerciales, culturales, sociales, etc., no son responsabilidad, ni son compartidas o rechazadas, por los editores y colaboradores de la RMG.

El rompecabezas numérico de la Sagrada Familia y el alma matemática del templo

Este año, 2026, se cumple el centenario de la muerte de Antoni Gaudí, el arquitecto de la basílica de la Sagrada Familia. La belleza de este templo, ya de por sí extraordinaria, se vuelve aún más profunda cuando uno descubre los cálculos numéricos que se esconden tras sus formas. Es como si la armonía visual del conjunto adquiriera una nueva dimensión al contemplar los principios matemáticos que sustentan su estructura, dotándola de funcionalidad, equilibrio y coherencia. Sin duda, la persona que más a fondo ha estudiado las matemáticas de la Sagrada Familia ha sido Claudi Alsina i Català, quien cursó sus estudios iniciales en esta especialidad en la Universidad de Barcelona y supervisó la tesis doctoral del actual arquitecto director de las obras del templo, Jordi Faulí.

Published: June 9, 2026 11:31pm EDT

<https://theconversation.com/el-rompecabezas-numerico-de-la-sagrada-familia-y-el-alma-matematica-del-templo-284845>



JUNIO
SUPLEMENTO
2026

EDICIÓN ESPECIAL XXXI



TABLA DE CONTENIDOS

CO₂ en el subsuelo: que debemos saber de termodinámica, comportamiento de fase y principios de almacenamiento geológico Carlos Vega-Ortiz, et al.....	14
La geología en el deporte: materiales, superficies y entorno natural Jesus S. Porras M.....	36
Lahares del volcán Barú de la República de Panamá. Datos sobre la formación del relieve postvolcánico Humberto Álvarez-Sánchez.....	50
Características petromineralógicas de las ignimbritas de la Quebrada de Añashuayco, arequipa (Perú) Marla Alvarez & Pablo Meza.....	64
La Continentalización de la Tierra Francisco de Asís Formell Cortina.....	76

CO₂ en el subsuelo: que debemos saber de termodinámica, comportamiento de fase y principios de almacenamiento geológico.

Carlos Vega-Ortiz^{1*}, Joel Rosales Rodríguez², José Leonel

Larios Ferrer¹, Luis Gerardo Navarro Tovar³

1. Universidad Politécnica de la Energía. Tula de Allende, Hidalgo, México.

2. ESIA-Ticomán, Instituto Politécnico Nacional. Ciudad de México, México.

3. University of Edinburgh. Edinburgh, Scotland, United Kingdom.

* Carlos Vega-Ortiz, carlos.vega@upenergia.edu.mx

Palabras Clave: CO₂ supercrítico; almacenamiento geológico; propiedades termodinámicas; ecuaciones de estado; captura de carbono; CCS Tula

Palabras Clave

- Propiedades termodinámicas del CO₂ en el subsuelo.
- Principios de ingeniería de yacimientos aplicados al almacenamiento geológico.
- Interacción del CO₂ con salmueras, minerales y fluidos de formación.
- Criterios geológicos para seleccionar rocas almacén y rocas sello.
- Ejemplos prácticos de sistemas de inyección y análogos naturales.

Resumen

El almacenamiento geológico de dióxido de carbono (CO₂) es una estrategia tecnológica clave dentro de las actividades enfocadas a reducir emisiones de CO₂ a gran escala y con ello contribuir a la mitigación del cambio climático. La viabilidad técnica y la seguridad a largo plazo de los proyectos de captura y almacenamiento de carbono (CCS) penden de una comprensión detallada del comportamiento termodinámico del CO₂ bajo condiciones de presión y temperatura propias del subsuelo. Este artículo ofrece una revisión dirigida a geólogos e ingenieros petroleros sobre las propiedades termodinámicas más relevantes del CO₂ y su aplicación en el diseño y evaluación de proyectos de almacenamiento profundo.

Se analiza el papel del estado supercrítico del CO₂ —relevante a profundidades mayores a 800m— en la optimización del volumen inyectado, la eficiencia del desplazamiento en medios porosos y la estabilidad del almacenamiento. El CO₂ en este estado presenta una combinación de alta densidad, baja viscosidad y elevada energía interna, lo que mejora su comportamiento como fluido de inyección, así como su interacción con la litología/mineralogía y los fluidos en el yacimiento. Las variaciones de estas propiedades del CO₂ con la presión y temperatura influyen en la flotabilidad, la disolución en salmueras, la generación de ácido carbónico y las reacciones de mineralización que pueden inmovilizar el carbono en forma de carbonatos estables.

En el presente trabajo también discute cómo las propiedades termodinámicas del CO₂ permiten definir condiciones óptimas para la selección de formaciones geológicas candidatas, mediante criterios de selección que consideran la profundidad, presión de poro, porosidad, permeabilidad, temperatura y composición mineralógica, principalmente. Estos parámetros influyen directamente en los mecanismos de atrapamiento estructural, capilar, por solubilidad y mineral, y son fundamentales para minimizar riesgos de fuga y maximizar la eficiencia del almacenamiento. Se muestran visitas de campo en depósitos naturales de travertino asociados con agua con alta concentración de CO₂ en Hierve el Agua, Oaxaca, y en Crystal Geysers, Utah, que ilustran procesos de disolución y mineralización del carbono.

Finalmente, se presentan herramientas conceptuales como los diagramas de fase y las ecuaciones de estado para modelar el comportamiento del CO₂ en escenarios de almacenamiento. Se destaca la importancia de integrar la termodinámica con la caracterización geológica y geoquímica para seleccionar sitios adecuados y diseñar operaciones seguras y duraderas.

Abstract

Geological storage of carbon dioxide (CO₂) is a key technological strategy within large-scale efforts to reduce

CO₂ emissions and thus contribute to climate change mitigation. The technical feasibility and long-term safety of carbon capture and storage (CCS) projects depend on a detailed understanding of the thermodynamic behavior of CO₂ under the pressure and temperature conditions typical of the subsurface. This article provides a review aimed at geologists and petroleum engineers on the most relevant thermodynamic properties of CO₂ and their application in the design and evaluation of deep storage projects.

The role of the supercritical state of CO₂—relevant at depths greater than 800m—is analyzed in relation to optimizing the injected volume, improving displacement efficiency in porous media, and enhancing storage stability. In this state, CO₂ exhibits a combination of high density, low viscosity, and high internal energy, which improves its performance as an injection fluid and influences its interaction with lithology/mineralogy and in-situ fluids. Variations in these CO₂ properties with pressure and temperature affect buoyancy, dissolution in brines, carbonic acid formation, and mineralization reactions that can immobilize carbon as stable carbonates.

This work also discusses how the thermodynamic properties of CO₂ help define optimal conditions for selecting candidate geological formations, using selection criteria that primarily consider depth, pore pressure, porosity, permeability, temperature, and mineral composition. These parameters directly influence structural, capillary, solubility, and mineral trapping mechanisms, and are critical to minimizing leakage risks and maximizing storage efficiency. We provide examples of natural travertine deposition associated with CO₂-rich water in Hierve el Agua, Oaxaca, and at Crystal Geysers in Utah, illustrating processes of carbon dissolution and mineralization.

Finally, conceptual tools such as phase diagrams and equations of state are presented to model CO₂ behavior in storage scenarios. The importance of integrating thermodynamics with geological and geochemical

characterization is emphasized to support the selection of suitable sites and the design of safe and long-lasting operations.

1. Introducción

Ante la urgencia de mitigar los efectos del calentamiento global y cumplir con los compromisos del Acuerdo de París (IEA, 2024; UNFCCC, 2015), el desarrollo de tecnologías eficaces para la reducción de emisiones de gases de efecto invernadero se ha vuelto prioritario, como es el caso del dióxido de carbono (CO₂). En este contexto, la captura y almacenamiento geológico de dióxido de carbono (CCS: *Carbon, Capture & Storage*) representa una estrategia clave para reducir las emisiones industriales de CO₂ a gran escala. La descripción termodinámica del CO₂ en estado supercrítico (CO_{2-SC}) es fundamental para el diseño y operación de proyectos de captura y almacenamiento de CO₂ en ingeniería de yacimientos (Benson and Cole, 2008). La compresibilidad del CO_{2-SC} (Figura 1), influenciada por la presión y la temperatura, afecta directamente su comportamiento durante la inyección y almacenamiento, determinando su capacidad para llenar y permanecer en los espacios porosos de las formaciones almacenadoras. Las ecuaciones de estado son herramientas indispensables para modelar sus propiedades termodinámicas y predecir transiciones de fase entre estados gaseoso, líquido y supercrítico, lo que optimiza las estrategias de inyección y monitoreo (Gallagher et al., 1993). Asimismo, la solubilidad del CO_{2-SC} en agua de formación es relevante para evaluar reacciones químicas que pueden modificar las características del yacimiento, como la formación de ácido carbónico (Ellis and Golding, 1963). Por último, la mineralización, donde el CO_{2-SC} reacciona con minerales del subsuelo para formar carbonatos estables, aporta un mecanismo de almacenamiento permanente y seguro. Estos aspectos termodinámicos permiten desarrollar proyectos de CCS más eficientes y confiables, garantizando su sostenibilidad a largo plazo.

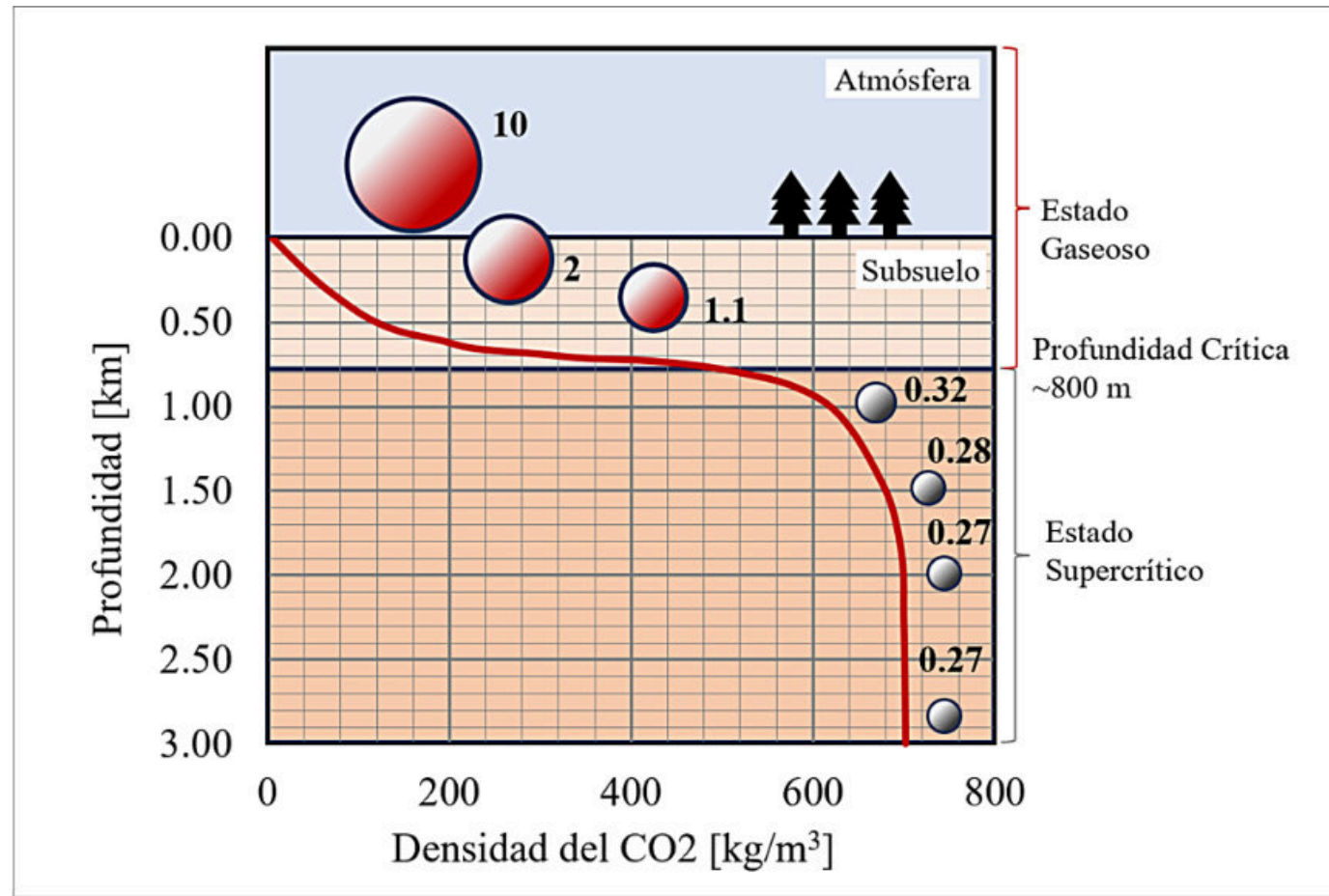


Figura 1. Representación de la compresibilidad del CO₂ y el cambio de estado de fase gaseosa a supercrítica (NETL, 2024).

2. Termodinámica del CO₂

Dependiendo de las condiciones de presión y temperatura, el CO₂ puede existir en cuatro estados de la materia: sólido, líquido, gas y fluido supercrítico (Figura 2). Los tres primeros estados son fácilmente identificables a través de la experiencia cotidiana, ya que están presentes en múltiples contextos sensoriales de la vida diaria. El estado supercrítico, en cambio, corresponde a una condición física menos intuitiva y no observable directamente en ambientes naturales cercanos a la superficie. Este estado no representa una anomalía ni una ruptura del equilibrio termodinámico (Equilibrio Vapor-Líquido descrito con ecuaciones cúbicas de estado), sino una región específica del diagrama de fases en la que desaparece la distinción entre las fases líquida y gaseosa,

la cual ocurre cuando la sustancia es sometida a condiciones de presión y temperatura superiores a su punto crítico; en el caso del CO₂, esto sucede por encima de 31.1 °C y 1071 psi (Sandler, 2006).

En este estado supercrítico, el fluido conserva una densidad elevada, comparable a la de un líquido, mientras que su viscosidad y difusividad se asemejan a las de un gas. No existe tensión superficial, ya que ha desaparecido la interfaz entre fases, y el sistema se comporta como una sola fase en equilibrio, aunque con características intermedias. Sin embargo, el estado supercrítico no debe confundirse con condiciones metaestables, en las cuales el sistema permanece temporalmente fuera del equilibrio termodinámico. Un ejemplo cotidiano de metaestabilidad ocurre al calentar agua en un horno de microondas dentro

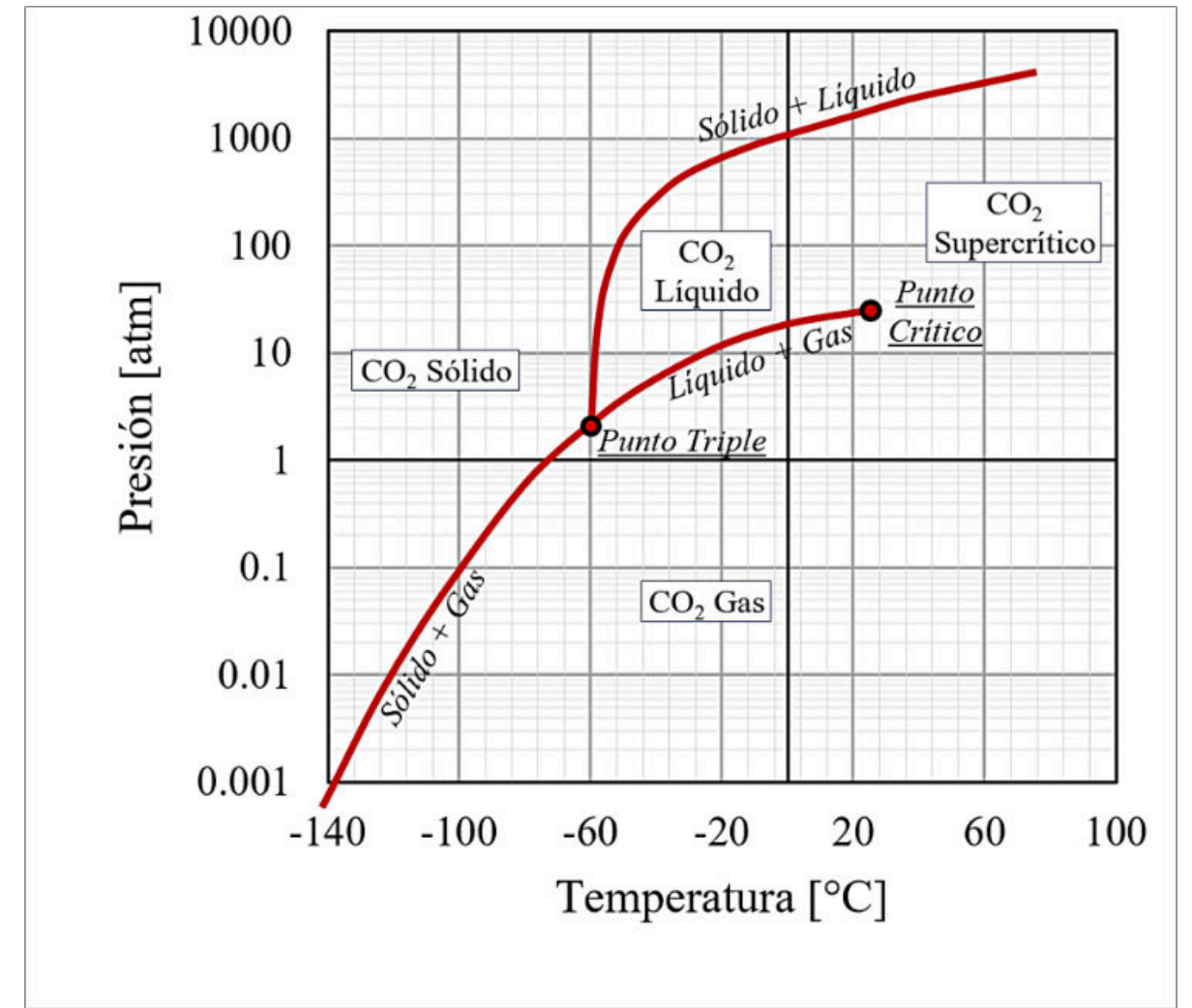


Figura 2. Diagrama de Fases del CO₂.

de un recipiente limpio y sin rugosidades, en ausencia de centros de nucleación, el agua puede alcanzar temperaturas superiores a su punto de ebullición sin iniciar el cambio de fase (Cho et al., 2014). Esta condición es inestable: al introducir una cuchara o verter azúcar, se libera de forma abrupta la energía acumulada, generando una ebullición súbita. Aunque este fenómeno no corresponde a un estado supercrítico, sí ilustra cómo un fluido puede presentar un comportamiento inusual cuando las condiciones físicas impiden el desarrollo normal de las transiciones de fase.

La fase supercrítica es especialmente significativa en el contexto del almacenamiento geológico de CO₂. En este estado, el CO_{2-sc} tiene una densidad considerablemente alta, lo que facilita su inyección eficiente en formaciones

geológicas que tienen propiedades adecuadas de porosidad y permeabilidad. Esta característica optimiza no solo el volumen efectivo de almacenamiento, sino que también mejora la movilidad y el control del CO_{2-sc} dentro del yacimiento, permitiendo que se almacenen grandes cantidades del gas en espacios relativamente reducidos. Esta propiedad es fundamental para la viabilidad técnica y económica de los proyectos de almacenamiento de CO_{2-sc} a largo plazo. Una comprensión clara de las transiciones de fase permite a los ingenieros diseñar sistemas de inyección y monitoreo más robustos, que garantizan que se mantengan las condiciones óptimas necesarias para preservar el CO_{2-sc} en el subsuelo. La gestión adecuada de estas transiciones, junto con la consideración de las condiciones ambientales y geológicas locales, es clave

para realizar inyecciones seguras y efectivas, minimizando el riesgo de fugas y optimizando la captura de carbono.

2.1 Termodinámica de fluidos y ecuaciones de estado

El análisis del comportamiento del CO₂ en condiciones de almacenamiento geológico requiere una descripción precisa de la termodinámica de fases, en particular de las relaciones entre presión, temperatura y volumen molar. Estas relaciones se representan en el diagrama de fases presión-temperatura (P-T), que delimita las regiones de existencia de cada estado de la materia (sólido, líquido, gas y supercrítico), así como las zonas de transición entre ellos. La curva de equilibrio vapor-líquido (VLE) define los estados en los que coexisten ambas fases en equilibrio termodinámico, y culmina en el punto crítico, una condición singular donde convergen las propiedades de las fases líquida y gaseosa, más allá de la cual el fluido entra en estado supercrítico.

El modelado cuantitativo de estas relaciones se realiza mediante ecuaciones de estado (EoS), expresiones termodinámicas que relacionan presión, volumen y temperatura del fluido. La ecuación de Van der Waals (Waals, 1873) fue la primera formulación empírica en describir el comportamiento de gases no ideales, al incorporar el volumen finito de las moléculas y las fuerzas de atracción intermoleculares. Sin embargo, su capacidad predictiva es limitada para condiciones de alta presión o cerca del punto crítico, lo que restringe su aplicabilidad en ingeniería. En la Figura 3 se presenta la compresibilidad del CO₂ a 38 °C con base en datos experimentales del NIST, comparada con predicciones de distintas EoS desarrolladas en épocas recientes. La transición de fase vapor a supercrítico se observa cerca de 1071 psi donde se acentúa la compresibilidad. La ecuación de Peng-Robinson (PR) subestima la compresibilidad en esa región, mientras que las versiones de Redlich-Kwong (RK, SRK) muestran inconsistencias. En cambio, las ecuaciones de Patel-Teja

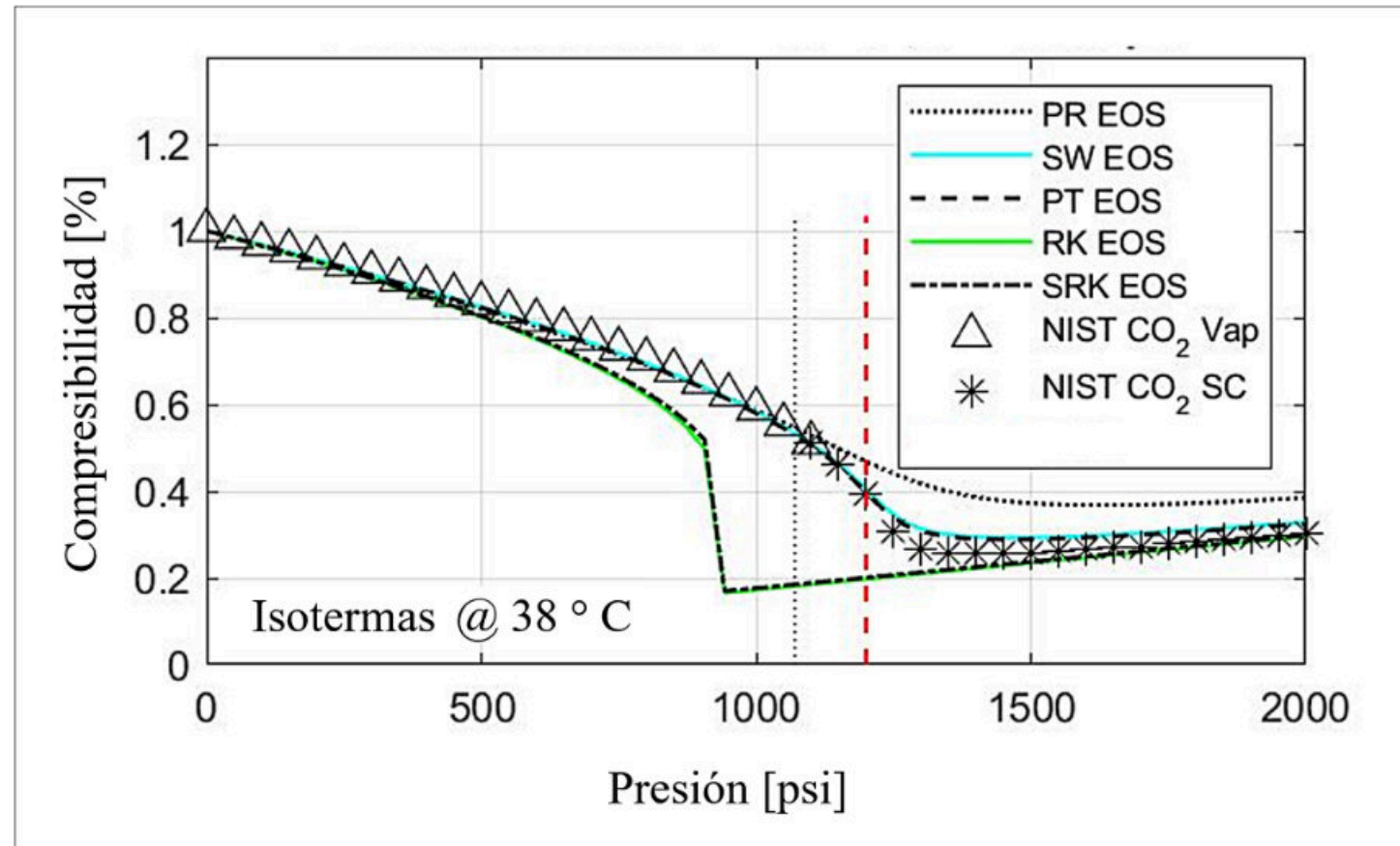


Figura 3. Compresibilidad de CO₂ derivada de Ecuaciones de Estado.

(PT) y Schmidt-Wenzel (SW) representan con mayor precisión el comportamiento observado (Patel and Teja, 1982; Peng and Robinson, 1976; Redlich and Kwong, 1949; Schmidt and Wenzel, 1980).

La relevancia de la compresibilidad para ingeniería de yacimientos radica en que este parámetro determina el volumen que el CO₂ puede ocupar en el medio poroso de la roca almacén. Por ello, la elección de una ecuación de estado adecuada es clave para caracterizar con precisión el comportamiento del fluido en condiciones de inyección y almacenamiento geológico. Una estimación confiable de la compresibilidad mejora la evaluación del volumen en

situ y permite predecir con mayor certeza el desempeño del yacimiento bajo condiciones supercríticas.

2.2 Propiedades de flujo

El comportamiento supercrítico del CO_{2-SC} se manifiesta con claridad en el incremento progresivo de su densidad conforme aumenta la presión. A 80 °C, el CO_{2-SC} supera su punto crítico y transita hacia un estado denso-comprimido, alcanzando valores superiores a 600 kg/m³ a presiones cercanas a 3000 psi (Figura 4). Esta densidad es intermedia entre la de los gases comprimidos (como el CH₄ y el N₂, que se estabilizan en torno a 150–200 kg/m³) y la de H₂O líquido, que permanece prácticamente constante alrededor de 1000 kg/m³ (NIST, 2024). Este

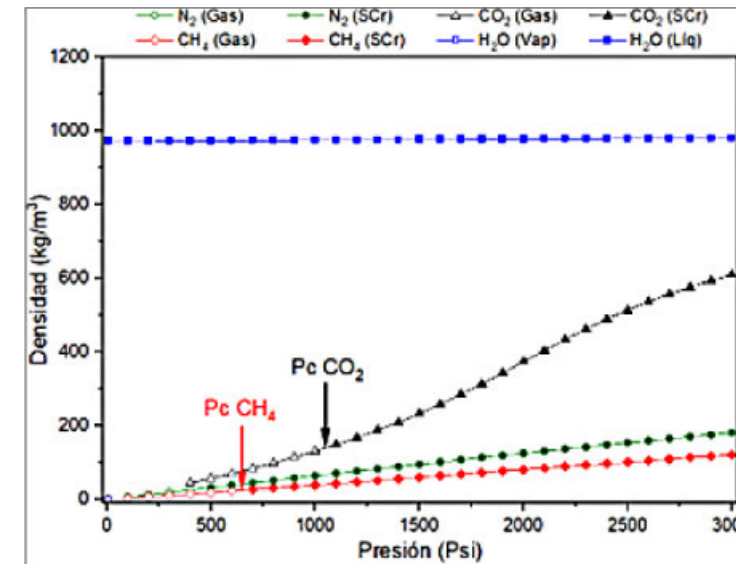


Figura 4. Comparativo de densidad a 80 °C en diferentes fluidos (Datos de NIST, 2026).

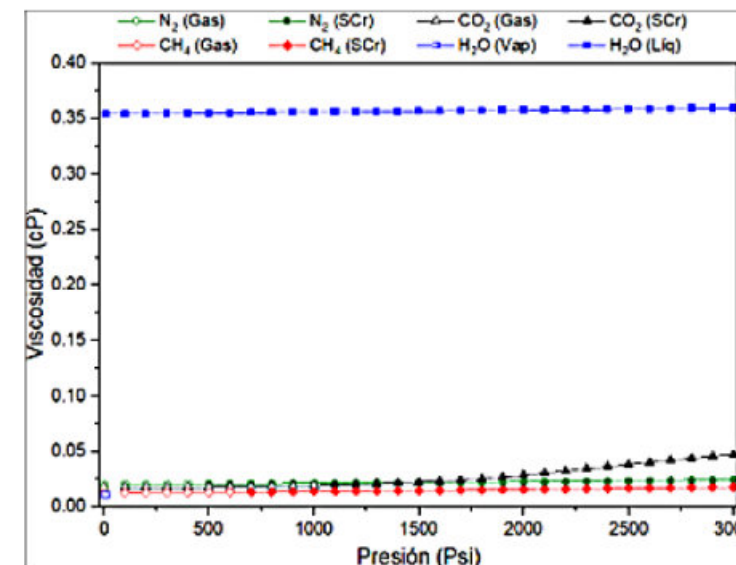


Figura 5. Comparativo de viscosidad a 80 °C en diferentes fluidos (Datos de NIST, 2026).

aumento de densidad convierte al $\text{CO}_{2\text{-SC}}$ en un fluido con propiedades de transporte más eficaces, mejorando su capacidad de barrido y desplazamiento en medios porosos durante la inyección.

En cuanto a la viscosidad, el CO_2 supercrítico mantiene valores bajos -entre 0.04 y 0.07 cP-, superiores a los del metano en condiciones equivalentes (Figura 5), pero muy por debajo de la viscosidad del agua líquida (0.36 cP). Esta combinación de alta densidad y baja viscosidad le confiere al $\text{CO}_{2\text{-SC}}$ una movilidad intermedia, favorable para su inyección en formaciones profundas, ya que permite una buena capacidad de penetración sin generar gradientes de presión excesivos. Aunque el CH_4 también se encuentra en estado supercrítico a estas condiciones, su densidad es sensiblemente menor y su viscosidad ligeramente inferior,

lo que reduce su eficacia como fluido de desplazamiento o como agente de almacenamiento estable.

El nitrógeno, incluido como referencia de gas cuasi-ideal, muestra un comportamiento casi lineal y poco sensible a la presión tanto en densidad como en viscosidad, lo que evidencia su baja interacción intermolecular. Este contraste acentúa la singularidad del CO_2 , cuyo comportamiento supercrítico refleja una elevada compresibilidad y una transición de fase difusa que le permite adoptar características similares a un líquido sin perder la capacidad de fluir como gas. Esta versatilidad física del CO_2 es clave para su desempeño en proyectos de almacenamiento geológico, especialmente en formaciones profundas donde la interacción con la matriz de la roca almacén, la eficiencia de inyección y la

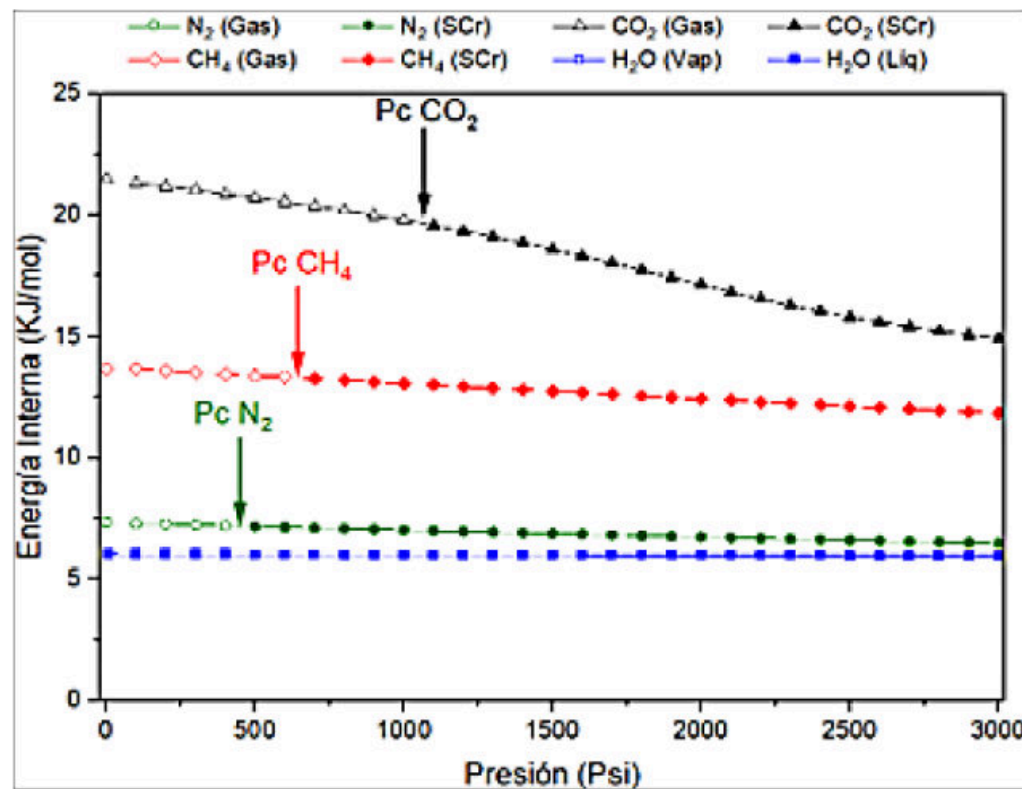


Figura 6. Energía Interna. Se indica la presión crítica, a la cual ocurre el cambio de fase de vapor a supercrítico (Datos de NIST, 2026).

estabilidad del almacenamiento están estrechamente vinculadas a estas propiedades termofísicas.

2.3 Propiedades de Energía interna

La energía interna molar de los fluidos en condiciones de yacimiento es un parámetro fundamental para comprender su comportamiento termodinámico durante procesos de inyección, producción o interacción con la

matriz de la roca almacén (Sasaki and Sugai, 2011). A 80 °C, la comparación entre $\text{CO}_{2\text{-SC}}$, CH_4 , N_2 y H_2O revela diferencias significativas en la capacidad de almacenamiento de energía por mol (Figura 6), las cuales tienen implicaciones directas para el diseño y operación de proyectos de CCS. En particular, el CO_2 en estado supercrítico exhibe valores de energía interna considerablemente superiores a los del metano o el agua líquida bajo las mismas condiciones.

La gráfica de la figura 6 muestra que el $\text{CO}_{2\text{-SC}}$ parte de una energía interna cercana a 20 kJ/mol y disminuye gradualmente con el incremento de presión, reflejando una compresibilidad significativa y una sensibilidad térmica elevada. Este comportamiento contrasta con la del comportamiento cuasi-estable del CH_4 y del N_2 en fase gaseosa o supercrítica, cuyas energías internas permanecen constantes alrededor de 13 kJ/mol y 8 kJ/mol, respectivamente. En el caso del agua líquida, la energía interna se mantiene baja y estable, cercana a 5 kJ/mol, mientras que el vapor de agua parte de valores más altos (~ 45 kJ/mol) y no presenta continuidad en la curva debido a su coexistencia bifásica a estas condiciones.

Estas diferencias son determinantes para el análisis del comportamiento térmico del $\text{CO}_{2\text{-SC}}$ una vez inyectado en formaciones o yacimientos profundos. Su alta energía interna implica una mayor capacidad para transferir calor al medio poroso, lo cual puede inducir gradientes térmicos y afectar propiedades petrofísicas como la porosidad, la permeabilidad y la presión de poro. Además, los cambios de energía interna con la presión permiten modelar de manera más precisa la respuesta del $\text{CO}_{2\text{-SC}}$ en escenarios de compresión, expansión o interacción con agua de formación, condiciones todas relevantes en la predicción de su migración y estabilidad dentro del reservorio.

Desde una perspectiva operacional, la evolución de la energía interna del $\text{CO}_{2\text{-SC}}$ debe ser considerada en modelos acoplados de flujo, calor, geoquímica y mecánica de rocas, especialmente en formaciones heterogéneas con presencia de fases múltiples (Pruess, 2008). A diferencia del metano, el $\text{CO}_{2\text{-SC}}$ presenta una mayor

solubilidad en agua de formación, lo que facilita su disolución y posterior interacción geoquímica con los minerales de la roca almacén o yacimiento. En rocas sedimentarias, como los carbonatos fracturados del sureste de México o carbonatos de la cuenca Tampico-Misantla (CNH México, 2022; Dávila et al., 2010), el $\text{CO}_{2\text{-SC}}$ disuelto puede inducir procesos de disolución, intercambio iónico y eventual precipitación de carbonatos secundarios en fracturas y porosidad intergranular, modificando la permeabilidad y favoreciendo cierto grado de retención mineral. Por otro lado, en rocas volcánicas, como los basaltos y andesitas ricos en silicatos de calcio, magnesio y hierro, el $\text{CO}_{2\text{-SC}}$ es especialmente eficaz para promover reacciones de mineralización a través de la formación de carbonatos estables como calcita, magnesita o siderita (Raza et al., 2022; Schaef et al., 2009). Este mecanismo, observado en experiencias internacionales como el proyecto CarbFix en Islandia, ofrece una vía de almacenamiento permanente de carbono (Matter et al., 2011). La mayor reactividad, polaridad y energía interna del $\text{CO}_{2\text{-SC}}$ en comparación con el CH_4 , lo hacen termodinámicamente más propenso a participar en estos procesos de almacenamiento, lo que representa una ventaja desde el punto de vista de la seguridad, durabilidad y eficiencia del almacenamiento geológico (White et al., 2005). En este contexto, el análisis comparativo con otros fluidos de formación proporciona un marco útil para anticipar el comportamiento del $\text{CO}_{2\text{-SC}}$ en distintos regímenes geológicos.

3. Interacciones del CO_2 con rocas y fluidos de formación

El almacenamiento de CO_2 en formaciones geológicas ha sido estudiado a detalle, identificando mecanismos de almacenamiento, interacciones fluido- $\text{CO}_{2\text{-SC}}$ y roca- $\text{CO}_{2\text{-SC}}$ que controlan la distribución, movilidad y estabilidad del gas inyectado (Hannis, 2012; Michael et al., 2009). Estos mecanismos incluyen disolución en agua de formación, atrapamiento estructural en trampas geológicas, capilar en los poros, adsorción en superficies minerales y reacciones geoquímicas que conducen a la mineralización

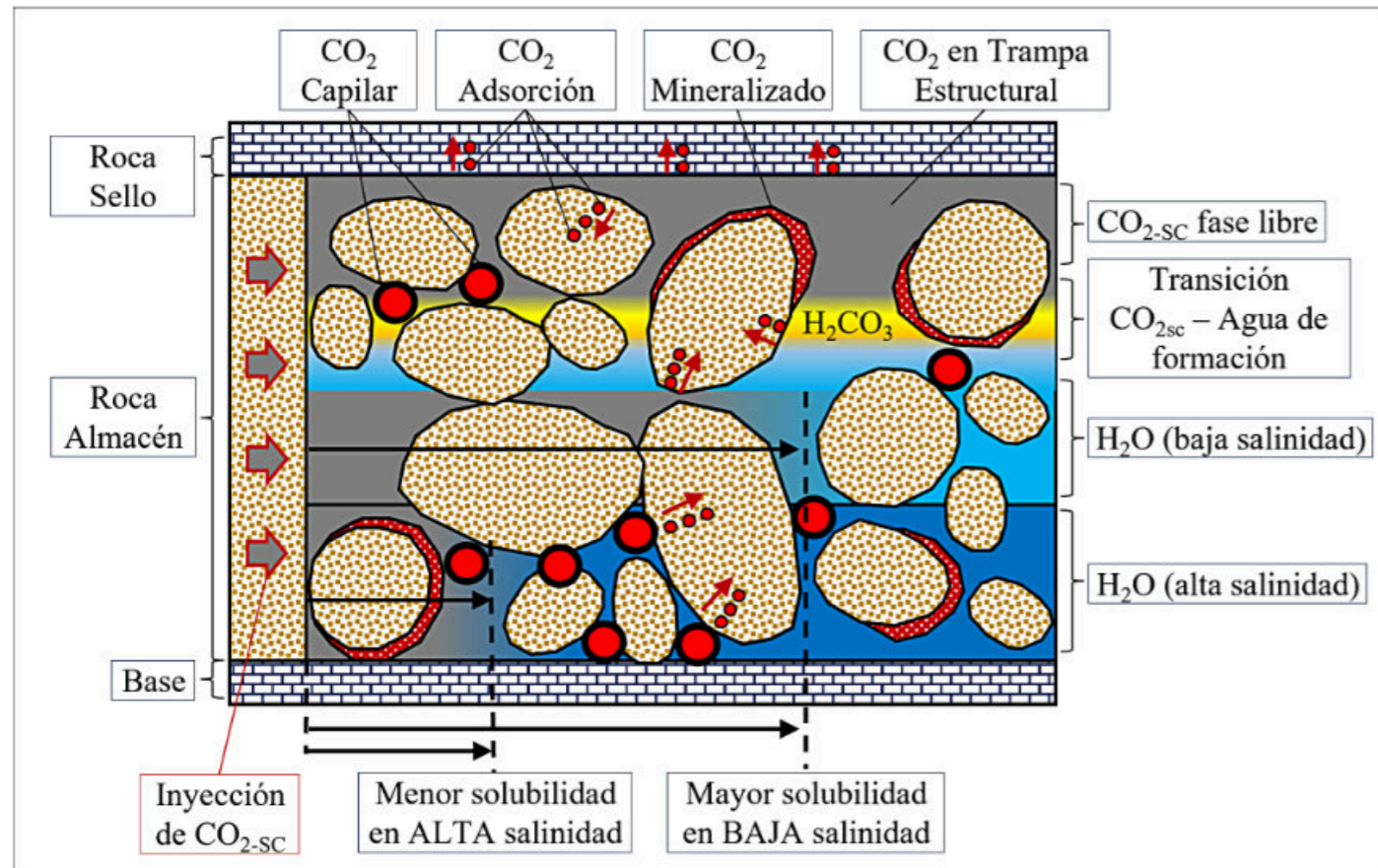


Figura 7. Esquema de los mecanismos de interacción del CO₂ en la roca almacén, incluyendo los principales mecanismos de entrapamiento en el espacio poroso y matriz de la roca. Se muestra la coexistencia con agua de distinta salinidad y el control de la roca sello sobre su migración.

del carbono. La Figura 7 ilustra de forma esquemática estos procesos dentro de un sistema poroso, mostrando la presencia de CO₂ en fase supercrítica (CO_{2-SC}) y su interacción con zonas de agua de diferente salinidad, así como su retención en la roca almacén mediante diversos mecanismos físicos y químicos.

3.1 Trampa Estructural

El CO₂ en trampa estructural se refiere a la acumulación de CO₂ en fase libre (usualmente en estado supercrítico) en la porción superior de la roca almacén, confinado por una roca sello impermeable que impide su migración vertical. Este mecanismo es análogo al almacenamiento de hidrocarburos y depende de la geometría del yacimiento, la continuidad del sello y la diferencia de densidad entre el CO_{2-SC} y el agua de formación, lo que genera una fuerza de flotación que favorece su ascenso (Chadwick et al., 2008).

Una vez inyectado, el CO₂ se desplaza a través del medio poroso siguiendo trayectorias preferenciales controladas por la heterogeneidad de la roca y su porosidad efectiva, acumulándose en zonas estructuralmente elevadas. La baja viscosidad del CO_{2-SC}, en comparación con el agua, contribuye a un frente de avance más móvil y a la posible formación de canales de flujo preferente. Aunque, es uno de los mecanismos más inmediatos y con mayor capacidad volumétrica, su estabilidad a largo plazo puede estar sujeta a la integridad del sello y a posibles vías de fuga estructurales o fracturas naturales o inducidas (Chiaramonte et al., 2008), por lo que, su monitoreo continuo y una caracterización detallada del sello son fundamentales para garantizar la seguridad del almacenamiento de CO₂.

3.2 Entrapamiento capilar

El atrapamiento capilar, también referido como residual, ocurre cuando el CO_{2-SC} al desplazarse a través del medio poroso queda confinado en poros individuales o agrupaciones de poros debido a fuerzas capilares que superan la presión de desplazamiento (Zhang et al., 2017). Este fenómeno es común en medios con distribución heterogénea del tamaño de poro y alta saturación de agua, donde pequeñas burbujas de CO_{2-SC} quedan inmobilizadas sin posibilidad de volver a migrar (o remigración). A diferencia del almacenamiento estructural, el atrapamiento capilar no depende de la geometría del yacimiento ni de un sello físico continuo, por lo que puede operar localmente en toda la roca almacén. Además, como lo discute Moodie et. al (2022), este mecanismo también puede funcionar como una barrera dinámica en la interfaz entre la roca almacén y la roca sello, actuando como un mecanismo efectivo de contención si el CO_{2-SC} no puede superar la presión de entrada en la roca suprayacente. La eficiencia del atrapamiento capilar está influenciada por la mojabilidad del sistema, la histéresis de las curvas de permeabilidad relativa y la geometría de los poros, y representa una de las formas más estables y seguras de inmovilización a largo plazo.

3.3 Mineralización

En ciertos escenarios geológicos, el CO_{2-SC} puede reaccionar con minerales del subsuelo, como silicatos cálcicos y magnesianos presentes en rocas máficas y ultramáficas, para formar minerales carbonatados estables como calcita, magnesita o siderita. Este proceso, conocido como mineralización, constituye un mecanismo de almacenamiento permanente, ya que convierte el CO₂ gaseoso o disuelto en fases sólidas inmóviles. Los ambientes más favorables para la mineralización incluyen formaciones basálticas, serpentinitas y peridotitas (Kelemen et al., 2011; Power et al., 2013), así como zonas fracturadas con alta superficie reactiva o sistemas hidrotermales activos. Aunque el CO₂ en estado supercrítico presenta mayor densidad y reactividad, la mineralización puede ocurrir también con CO₂ disuelto, siempre que exista agua en el sistema. Las reacciones

suelen depender de condiciones específicas de presión y temperatura, típicamente entre 800 y 2200 psi y entre 50°C y 150°C, respectivamente. La presencia continua de agua de formación es esencial, ya que las reacciones se dan en solución acuosa y requieren transporte iónico. Si bien este proceso es cinéticamente lento en condiciones naturales, puede acelerarse mediante técnicas de estimulación geoquímica. Por su carácter irreversible, la mineralización representa una vía altamente segura para el almacenamiento geológico de CO₂, aunque su aplicabilidad está limitada a formaciones con la mineralogía y las condiciones adecuadas.

3.4 Adsorción

La adsorción del CO_{2-SC} es un mecanismo adicional de almacenamiento que ocurre a escala microscópica, principalmente en materiales con alta área superficial y microporosidad, como filosilicatos y compuestos orgánicos. Este proceso no requiere conectividad porosa, ya que el CO_{2-SC} se fija sobre las superficies internas de la matriz mediante fuerzas de Van der Waals, aprovechando su alta densidad y energía interna. En formaciones ricas en materia orgánica, como lutitas carbonáceas, carbones minerales o carbonatos bituminosos, la adsorción puede inducir aumentos locales en la presión de poro, reducción de la permeabilidad efectiva por expansión volumétrica de la matriz, y alteraciones en la respuesta geomecánica del sistema.

Este mecanismo es particularmente importante en yacimientos de gas metano en carbón (CBM), donde el CO_{2-SC} desplaza al metano previamente adsorbido y permite un almacenamiento eficiente de carbono. Sin embargo, la expansión de la matriz puede obstruir las vías de flujo y comprometer la inyectividad. Para contrarrestar este efecto, se han propuesto estrategias como la inyección alternada de CO_{2-SC} y otros fluidos, que ayudan a mantener el equilibrio de presiones y preservar la conectividad del sistema poroso (Vega-Ortiz, 2021).

Estos procesos también pueden actuar sobre la roca sello, particularmente si contiene minerales con afinidad por el CO₂, como esmectitas, ilitas o residuos orgánicos. En estos

casos, la adsorción puede contribuir a la retención del gas y limitar su movilidad, aunque también es necesario evaluar posibles cambios estructurales o mineralógicos que puedan comprometer su capacidad de confinamiento a largo plazo.

La cuantificación de la adsorción se realiza comúnmente mediante isothermas de Langmuir, las cuales se obtienen experimentalmente a través de métodos estandarizados, como la norma ASTM D2710 para materiales carbonosos. Estas curvas definen dos parámetros clave: la capacidad máxima de adsorción (V_L) y la presión de Langmuir (P_L), que permiten estimar la fracción de CO_{2-SC} retenida por adsorción en función de la presión del sistema. En la tabla 1 se presentan valores típicos de isothermas de Langmuir para distintos tipos de roca (Busch et al., 2007; US-EIA, 2013; Vega Ortiz, 2021; Weniger et al., 2010).

Tabla 1. Parámetros de isothermas de Langmuir para rocas de yacimiento.

Tipo de roca o material	V_L (mmol/g)	P_L (MPa)
Carbón mineral (bituminoso)	5.0 – 8.0	2 – 4
Roca orgánica rica (shale)	1.5 – 2.5	4 – 6
Mudstone carbonáceo	0.8 – 1.2	5 – 8
Caliza ($CaCO_3$)	0.2 – 0.5	10 – 15

3.5 Salinidad

Las interacciones entre el CO_{2-SC} y los fluidos del reservorio, especialmente las salmueras, influyen de forma directa en la capacidad de almacenamiento y en la dinámica de distribución del gas (Juanes et al., 2011; Yan et al., 2011). Uno de los mecanismos relevantes es la disolución del CO_{2-SC} en el agua de formación, que contribuye al almacenamiento en fase disuelta y modifica el tamaño, la forma y el alcance de la pluma de CO_{2-SC} inyectado. La Figura 7 muestra cómo el CO_{2-SC} en fase supercrítica tiende a disolverse en zonas con menor salinidad, generando una interfaz de mezcla activa cuya progresión depende de la composición química del agua y del régimen de flujo en el reservorio.

La solubilidad del CO_{2-SC} decrece con el aumento de la salinidad, aguas con altos contenidos de sólidos disueltos totales (TDS) presentan menor capacidad de disolución. Este efecto es especialmente importante en salmueras profundas con TDS superiores a 100,000 ppm, donde la fracción de CO_{2-SC} que puede incorporarse a la fase acuosa es limitada, restringiendo la dispersión de la pluma y aumentando el volumen de gas libre (Brennan, 2014). En contraste, en formaciones con agua de baja salinidad, el CO_{2-SC} disuelto puede alcanzar una mayor distribución espacial, generando un sistema más estable frente a la remigración.

Desde el punto de vista normativo y ambiental, se establece un umbral de 10,000 ppm de TDS para diferenciar acuíferos salinos de potenciales fuentes de agua dulce, por lo que las operaciones de inyección deben dirigirse a formaciones con salinidad superior a ese valor (IEA-GHG, 2009). La interacción entre el CO_2 disuelto y los minerales del reservorio puede inducir procesos de disolución o precipitación que modifican la porosidad y la permeabilidad del sistema, así como la integridad de la roca sello. Por estas razones, la caracterización geoquímica detallada y la modelación acoplada de los procesos físico-químicos son fundamentales para el diseño y operación segura del almacenamiento geológico.

3.6 Acido carbónico

Cuando el CO_{2-SC} entra en contacto con el agua de formación, puede disolverse y formar ácido carbónico (H_2CO_3), lo que introduce un componente geoquímico fundamental en el almacenamiento geológico. Esta reacción es más probable en la interfaz entre el CO_{2-SC} en fase supercrítica y el agua del reservorio, especialmente en zonas con baja salinidad, donde la solubilidad del CO_{2-SC} es mayor. La Figura 7 representa este proceso en la región de mezcla entre ambas fases, donde la generación de ácido carbónico reduce el pH local y modifica la composición del agua de formación.

La formación de H_2CO_3 ocurre únicamente después de la disolución del CO_{2-SC} , por lo que su efecto geoquímico se limita a regiones donde ambas fases coexisten. En

sistemas dominados por entrapamiento estructural, donde la fase libre de CO_{2-SC} se acumula en contacto directo con la roca sello, la formación de ácido carbónico es menos probable a menos que exista una película de agua o microzonas saturadas que permitan su generación. Sin embargo, si estas microzonas están presentes, la acidez resultante podría inducir alteraciones físico-químicas en minerales sensibles, lo cual representa un riesgo potencial para la integridad del sello a muy largo plazo. Además, el ácido carbónico puede agravar procesos de corrosión en elementos del pozo, como tuberías, empaques y cementos, lo que refuerza la necesidad de utilizar materiales resistentes a la corrosión y de implementar un monitoreo geoquímico continuo para garantizar la seguridad del sistema.

3.7 Estabilidad de los mecanismos de entrapamiento

La estabilidad de los mecanismos de entrapamiento geológico fue analizada por Benson et al. (2005) y se

ilustra en la Figura 8, donde se observa la evolución temporal de los diferentes procesos que controlan la retención del CO_{2-SC} tras la inyección. Inicialmente, el CO_{2-SC} permanece almacenado principalmente por atrapamiento estructural, dependiente de la geometría del reservorio y la integridad del sello. Este mecanismo ofrece una alta capacidad de volumen, ya que permite acumular grandes cantidades de CO_{2-SC} en fase libre (supercrítica o gaseosa), pero también implica un mayor riesgo de fuga, debido a que el CO_{2-SC} puede migrar si existen fallas no selladas, fracturas reactivadas o discontinuidades en el sello. Con el tiempo, adquieren mayor relevancia mecanismos más estables como el atrapamiento residual por capilaridad, la disolución del CO_{2-SC} en el agua de formación (atrapamiento por solubilidad), y finalmente la mineralización, en la que el CO_{2-SC} reacciona químicamente con la roca almacén para formar carbonatos sólidos. Estos mecanismos tienen menor capacidad volumétrica, pero son significativamente más seguros: el CO_{2-SC} disuelto o

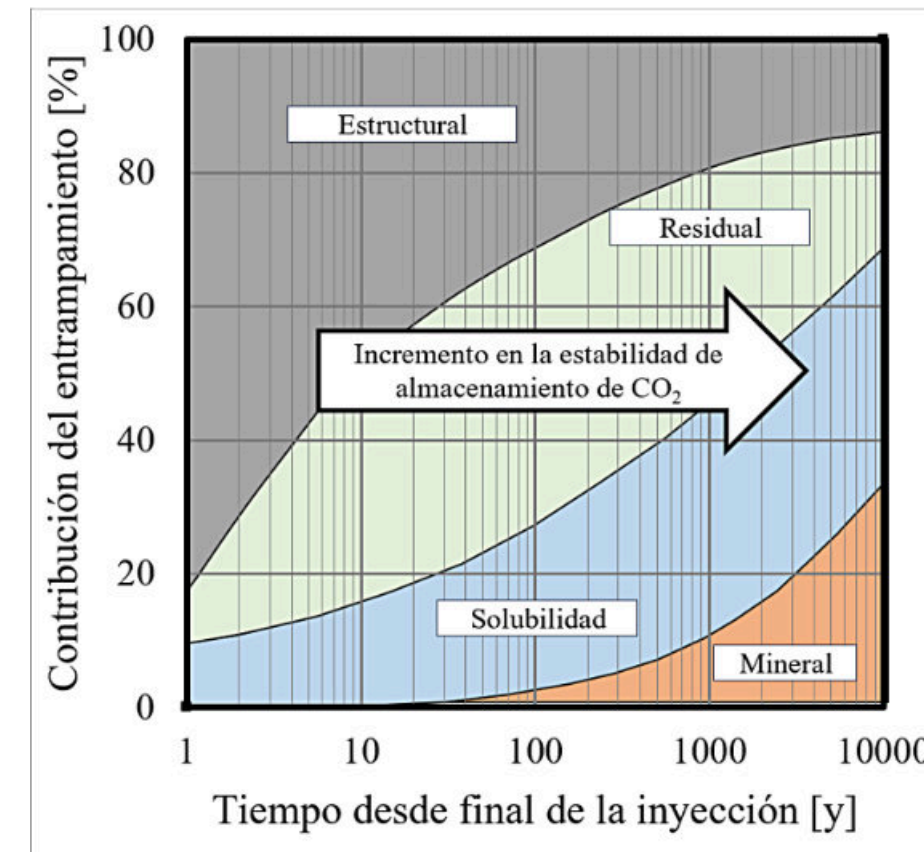


Figura 8. Evolución temporal de los mecanismos de entrapamiento y su contribución a la retención estable del CO_2 en almacenamiento geológico. (Adaptado de Benson et al., 2005).

mineralizado queda inmovilizado a nivel molecular, lo que reduce drásticamente la probabilidad de fuga. Esta transición hacia formas de atrapamiento más permanentes representa un incremento progresivo en la estabilidad del almacenamiento geológico y una disminución del riesgo asociado en el largo plazo.

3.8 Permeabilidad Relativa.

En medios porosos naturales, como formaciones geológicas profundas, el flujo de fluidos suele ocurrir en condiciones multifásicas, donde dos o más fases (por ejemplo, agua y gas) coexisten y compiten por el espacio poroso disponible. En estos sistemas, la permeabilidad relativa representa la fracción de la permeabilidad absoluta del medio que está disponible para una fase específica en presencia de otras y es un parámetro adimensional, dependiente de la saturación de los fluidos, que permite cuantificar cómo varía la capacidad de flujo de cada fase a medida que cambia la distribución de saturaciones. Por ejemplo, en un sistema H₂O-CO₂, cuando la saturación de agua es alta, la permeabilidad relativa del CO₂ es baja, y viceversa (Burnside and Naylor, 2014).

Este comportamiento se describe mediante curvas de permeabilidad relativa, fundamentales para modelar procesos de inyección y desplazamiento de gases en el yacimiento. Uno de los modelos más utilizados para representar estas curvas es el modelo de Brooks–Corey, que emplea tres parámetros clave: i) el exponente N (que controla la forma de la curva), ii) la saturación irreducible de agua (S_{wirr} , por debajo de la cual el agua deja de fluir), y iii) la permeabilidad relativa final del gas (kr_g), que indica la capacidad máxima de flujo del gas cuando el agua ha alcanzado su saturación irreducible.

En sistemas H₂O-CO₂, los valores típicos de kr_{CO_2} , son bajos (0.2-0.5), y S_{wirr} relativamente alto (>0.4), reflejando una mojabilidad fuerte hacia el agua (*water-wet*), que retiene una mayor fracción del agua en el medio. En cambio, en sistemas H₂O-CH₄, debido a la menor polaridad y tensión interfacial del CH₄, se observan mayores valores de kr_g (0.4-0.6) y saturaciones irreducibles más bajas, lo que se

traduce en una mayor movilidad relativa del metano (Zeng et al., 2018).

En la tabla 2 se presentan valores representativos de los parámetros Brooks–Corey para distintos tipos de roca, aplicables a simulaciones de flujo multifásico en contextos de almacenamiento de CO₂ o de producción de gas:

Tabla 2. Parámetros de permeabilidad relativa Brooks-Corey típicos para sistemas H₂O-CO₂ y H₂O-CH₄

Sistema	n	kr _g	Swirr
<i>Areniscas</i>			
H ₂ O–CO ₂	3–5	0.3–0.5	0.4
H ₂ O–CH ₄	2–4	0.4–0.6	0.35
<i>Carbonatos</i>			
H ₂ O–CO ₂	2.5–6	0.2–0.4	0.45
H ₂ O–CH ₄	2–5	0.3–0.5	0.4
<i>Basalto</i>			
H ₂ O–CO ₂	3–5	~0.3	0.4
H ₂ O–CH ₄	2–4	~0.4	0.35
<i>Lutitas carbonáceas (mudstones)</i>			
H ₂ O–CO ₂	4–8	0.2–0.4	0.5
H ₂ O–CH ₄	3–6	0.3–0.5	0.45

4. Criterios de evaluación y selección de candidatos CCS

La evaluación de yacimientos para la implementación de tecnologías de captura y almacenamiento de carbono (CCS) requiere un análisis detallado de las propiedades geológicas que garanticen la viabilidad y seguridad del almacenamiento subterráneo de CO₂. En este contexto, se adopta el modelo del *Norwegian Petroleum Directorate* (Cashion, 1967; NPD, 2015) y el Servicio Geológico de Estados Unidos, USGS, (Blondes et al., 2013; Brennan et al., 2009), el cual establece criterios clave centrados en las características de las rocas almacenadoras y de sello. Entre los parámetros considerados destacan la estructura del acuífero, la profundidad, la porosidad y la permeabilidad del yacimiento, así como la calidad y continuidad de las formaciones sello. Estos factores son determinantes para minimizar los riesgos de fuga, optimizar la capacidad efectiva de almacenamiento y asegurar la estabilidad a largo plazo de los proyectos, con implicaciones directas para la sostenibilidad energética y ambiental.

El éxito en la selección de candidatos para CCS depende de la calidad y disponibilidad de datos geológicos, geofísicos y geoquímicos. Es fundamental contar con un inventario robusto que incluya registros sísmicos, análisis de porosidad y permeabilidad, perfiles de presión de poro y estudios estructurales. Esta información permite caracterizar con precisión tanto la roca almacén como las unidades de sello, evaluar su integridad y delimitar la presencia de discontinuidades estructurales o condiciones que puedan comprometer el confinamiento del CO_{2-SC}. Las Tablas 3 y 4 presentan los criterios de evaluación y priorización de parámetros de acuerdo con el NPD y el USGS, donde se diferencian criterios de alta, media y baja prioridad en función de su impacto en la seguridad del sistema.

Tabla 3. Criterios de evaluación y selección de candidatos CCS.

Clasificación de Datos (NPD & USGS)		
Propiedades del Yacimiento	Rango Alto	Rango Bajo
Estructura del acuífero	Mapeo Geológica. Límites conocidos	Inclinado. Límites no delimitados
Trampas	Estructuras sellantes bien delimitadas	Trampas delimitadas con poca confiabilidad
Presión de poro	Hidrostática o menor	Sobre presionado
Profundidad	800-3500	< 800 m o > 3500 m
Yacimiento	Homogéneo	Heterogéneo
Espesor	> 50 m	< 15 m
Porosidad promedio	> 25%	< 15 %
Permeabilidad	> 500 mD	< 10 mD

Tabla 4. Jerarquización de datos y propiedades de yacimientos candidatos para CCS.

Jerarquización de Datos (NPD & USGS)			
	Rango Alto	Rango Bajo	Parámetros no aceptables
Capas sello	Mas de un sello	Un sello	
Propiedades de la roca sello	Barrera de presión probada / > 100 m espesor	< 50 m Espesor	Ausencia de roca sello
Composición de la roca sello	Alto contenido de arcillas. Homogéneo	Areniscas finas	
Fallas geológicas	No fallas geológicas en el sello	Falla atravesando el sello	Fallas tectónicamente activas
Trabajos de estimulación afectando el sello	No Fracturas	Inyección de arena	Chimeneas activas con fugas de gas
Pozos (exploración o producción)	No pozos perforados en el sello	Alto número de pozos	

La selección de yacimientos para almacenamiento geológico de CO₂ debe incorporar una evaluación explícita de los riesgos geotécnicos y operativos, como se muestra en la Figura 9. Durante la inyección de CO₂, el aumento progresivo de presión en la roca almacén puede generar una redistribución de esfuerzos en el subsuelo, provocando deformaciones en el sello superior que comprometan su capacidad de confinamiento (Szulczewski et al., 2014). Si el sello presenta heterogeneidades o espesor insuficiente, la deformación podría inducir microfracturas o mecanismos de filtración lenta. Por otro lado, la sobrepresión en el reservorio puede activar fallas preexistentes que atraviesen el sello o se conecten con otras formaciones, facilitando así la migración no controlada del CO₂ y aumentando el riesgo de fugas hacia acuíferos suprayacentes o incluso hacia la superficie. La profundidad máxima de yacimiento se ha estimado en 3500 m (Burruss, 2009) basado en el incremento de presión en el punto de inyección asociado al aumento de densidad del CO₂ bajo condiciones supercríticas.

La figura 9 también destaca la posibilidad de sismicidad inducida, derivada de la reactivación de fallas en condiciones de esfuerzo cercano al límite de estabilidad (Zoback and Hennings, 2023). Aunque los eventos sísmicos suelen ser de baja magnitud, su ocurrencia puede dañar pozos cercanos o modificar la permeabilidad de las estructuras de sello, deteriorando la capacidad de aislamiento. Además, en zonas con infraestructura preexistente, la integridad del pozo se convierte en un factor crítico: columnas mal cementadas, pozos antiguos abandonados sin estándares actuales o trayectorias mal alineadas pueden actuar como rutas verticales de migración del CO₂. En estos casos, el gas puede desplazarse por los anulares o zonas de cementación deteriorada, alcanzando unidades permeables más superficiales o incluso escapar a la atmósfera, con implicaciones regulatorias, económicas y ambientales.

Frente a estos riesgos, el diseño y la construcción de pozos para proyectos de inyección de CO₂ requieren una visión

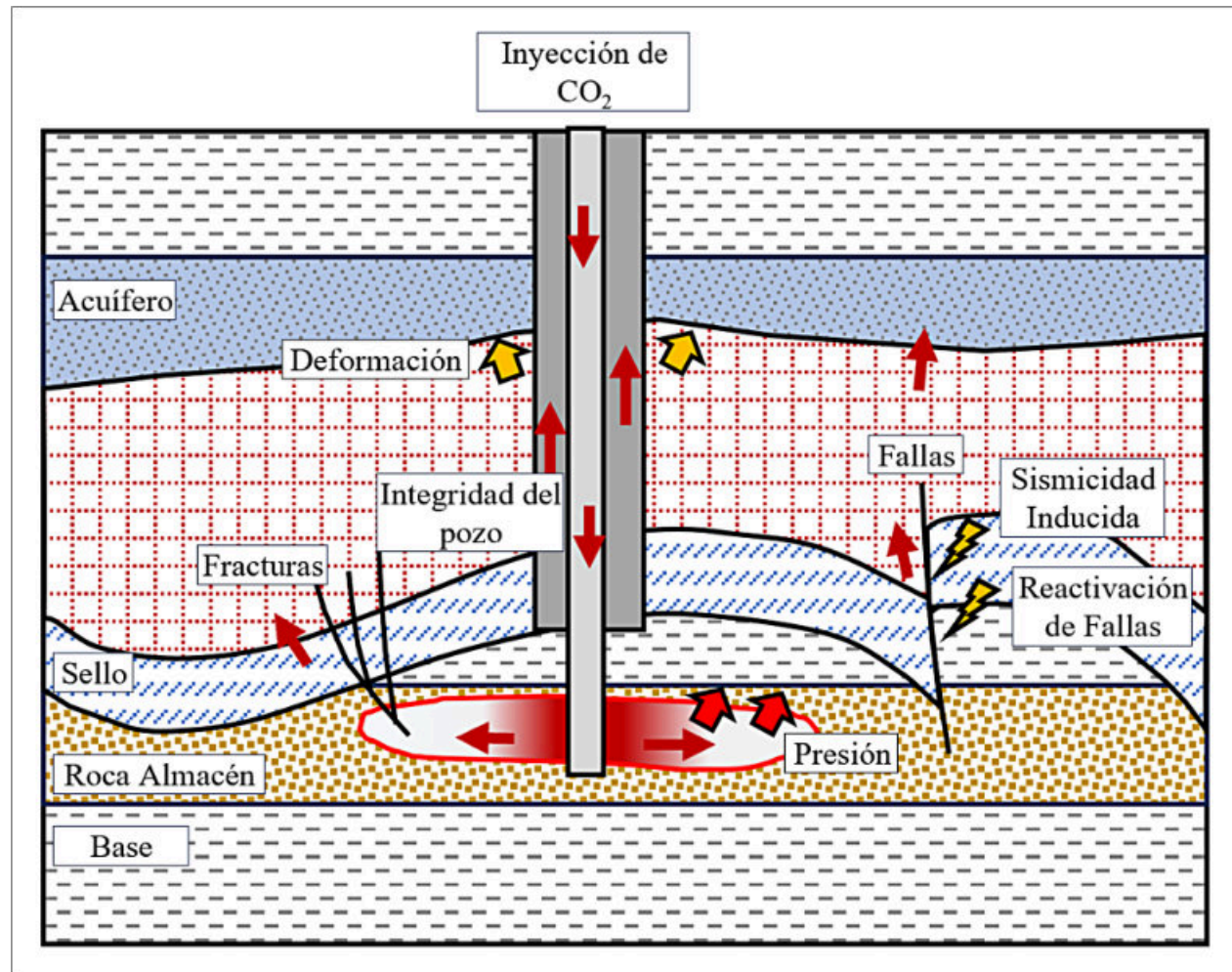


Figura 9. Riesgos potenciales durante la inyección de CO₂, incluyendo sobrepresión, fuga por fallas, sismicidad inducida, deformación del sello e integridad del pozo.

preventiva e integral que también considere los efectos geoquímicos del gas sobre los materiales del pozo. En particular, la corrosión inducida por CO₂ en ambientes húmedos y ácidos puede comprometer la integridad estructural a mediano y largo plazo, como se observa en la figura. Un ejemplo de medidas adoptadas para mitigar este riesgo se observa en el pozo inyector mostrado en la Figura 10, correspondiente al campo Aneth, en Utah, EUA (Chidsey Jr et al., 2006; Vanden Berg, 2016) donde se desarrolla un proyecto de recuperación mejorada de petróleo mediante inyección de CO₂ (EOR-CO₂). En este caso, se ha instalado un cabezal fabricado con aleación AISI 316, seleccionada por su alta resistencia a la corrosión en presencia de dióxido de carbono. La utilización de materiales adecuados, tanto en la superficie como en las

secciones profundas del pozo, es clave para asegurar la longevidad operativa del sistema, prevenir fallas por degradación acelerada y cumplir con los estándares regulatorios exigidos en proyectos de almacenamiento e inyección de CO₂.

Otros problemas potenciales incluyen la interacción geoquímica entre el CO₂ con los minerales de la roca almacén y los fluidos de la formación, lo que podría modificar la porosidad o inducir disolución o precipitación secundaria. Esto puede alterar la distribución de esfuerzos locales y, a largo plazo, afectar la integridad del sistema de confinamiento. Finalmente, fenómenos como la formación de chimeneas de gas, evidenciadas en estudios sísmicos en otras regiones, constituyen indicios de rutas de migración vertical asociadas a sellos comprometidos o



Figura 10. Pozo inyector de CO₂, equipado con cabezal de aleación AISI 316 para resistir la corrosión en condiciones propias de EOR-CO₂.

zonas de debilidad estructural. Por estas razones, la evaluación de riesgos en proyectos de CCS no debe limitarse a una validación estática del reservorio, sino incluir simulaciones acopladas de presión, flujo y geomecánica que anticipen posibles escenarios de falla durante todo el ciclo de vida del proyecto.

4.1 Yacimientos naturales de CO₂

En la naturaleza existen eventos geológicos de emanaciones naturales de CO₂, como Hierve el Agua, en Oaxaca, México, y Crystal Geyser, en Utah, EUA (Figuras 11 y 12), que constituyen ejemplos análogos de interacciones termodinámicas y de mineralización inorgánica del CO₂. En ambos casos, aguas subterráneas enriquecidas en CO₂ ascienden a la superficie a través de fracturas naturales o pozos abandonados; al disminuir la presión durante su

ascenso y al entrar en contacto con la atmósfera, el CO₂ disuelto se desgasifica, lo que provoca un cambio en la química del agua y genera la precipitación de travertino, una forma de carbonato de calcio. Aunque estos procesos ocurren a baja presión y temperatura, ilustran de manera clara los mecanismos geoquímicos básicos involucrados en la fijación mineral del CO₂: el dióxido de carbono disuelto en agua forma ácido carbónico (H₂CO₃), el cual reacciona con cationes disueltos como calcio (Ca²⁺), magnesio (Mg²⁺) o hierro ferroso (Fe²⁺) para formar minerales carbonatados estables.

En el caso de Hierve el Agua, ubicado en el estado de Oaxaca, México (Lat. 16.8656, Long. -96.2760), el fenómeno se origina por la emergencia de aguas subterráneas carbonatadas a través de un sistema de fracturas en rocas sedimentarias (Figura. 11B) (Cano et al.,

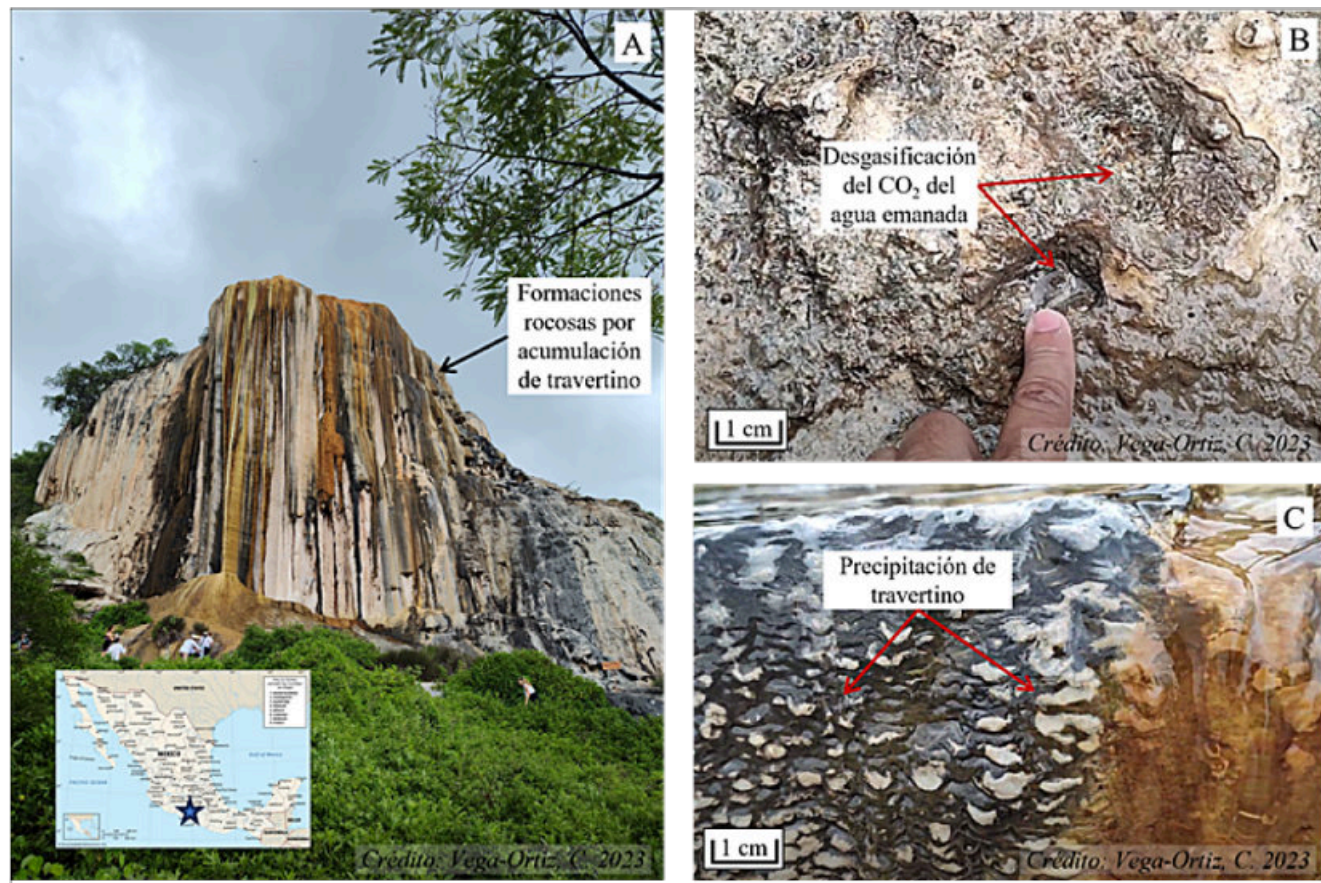


Figura 11. Formaciones rocosas en Herve el Agua, Oaxaca. Aguas subterráneas cargadas de CO₂ emergen por fracturas, se desgasifican y precipitan carbonato de calcio.

2023; Hernández Santana et al., 2009). Estas aguas, enriquecidas en dióxido de carbono (CO₂) y calcio (Ca²⁺), ascienden por gradientes de presión y temperatura hasta alcanzar la superficie, donde ocurre una desgasificación natural del CO₂. Este proceso altera el equilibrio químico del sistema y provoca la precipitación de carbonato de calcio (CaCO₃) en forma de travertino (Figura 11C). El travertino precipita en la superficie, conformando una serie de terrazas escalonadas, canales y acumulaciones tipo cascada petrificada. Estas formaciones se han desarrollado gradualmente a lo largo de miles de años, como resultado de la deposición continua de carbonato en condiciones de sobresaturación.

Por otro lado, el Crystal Geysir, ubicado cerca de Green River, Utah (Lat. 38.9383° N, Long. -110.1353° W), es un sistema de travertino generado a partir de un pozo de perforación exploratoria realizado en la década de 1930, el

cual intersectó un acuífero profundo cargado de agua subterránea y CO₂ (Weaver, 2018). Aunque la intención original era buscar petróleo, la perforación accidental dio lugar a un conducto vertical que permite la liberación periódica de CO₂ y agua, generando erupciones del tipo géiser de CO₂ frío, ya que el sistema no está vinculado a una fuente hidrotermal. El agua emergente, al experimentar una rápida descompresión, libera CO₂ a la atmósfera (desgasificación), lo que causa una sobresaturación en carbonato y promueve la precipitación de travertino. Este travertino forma terrazas, canales de flujo y estructuras bandeadas alrededor de la boca del pozo y a lo largo de su trayectoria hacia el río Green River (Fig. 12B). Actualmente, la boca del pozo original sigue activa y visible (Fig. 12C). La tubería metálica muestra severa corrosión interna, resultado de la interacción sostenida con agua ácida rica en CO₂. Crystal Geysir es un

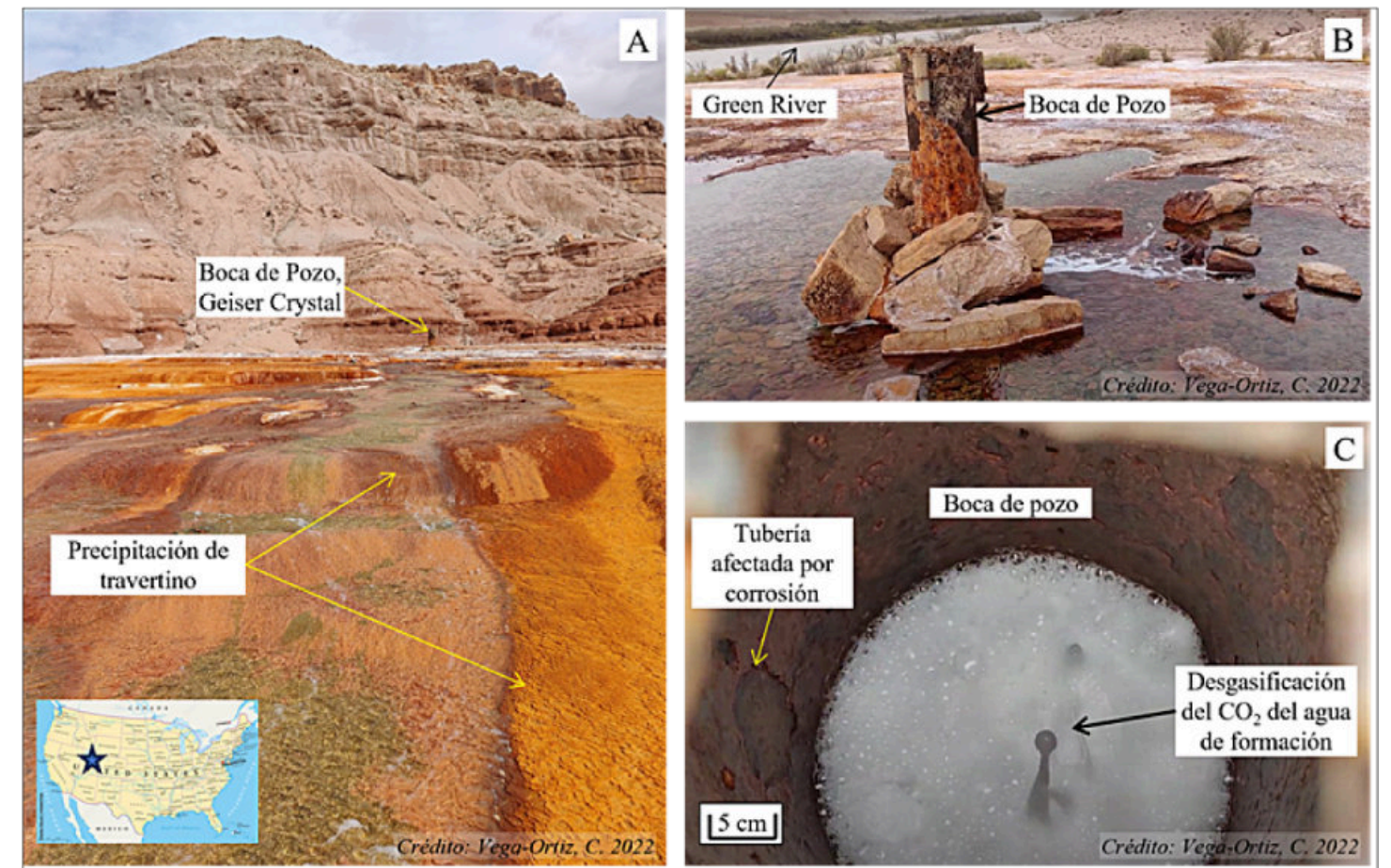


Figura 12. Crystal Geysir, Utah. Géiser 'frío' causado accidentalmente en 1930's durante la perforación de un pozo petrolero, al interceptar un acuífero con CO₂ a presión.

excelente análogo superficial para estudiar procesos de reacción agua-roca, movilidad del CO₂, precipitación mineral y degradación de infraestructura en presencia de gases ácidos, todos ellos relevantes en el contexto de proyectos de CCS (Espinoza et al., 2018).

5. Conclusiones

Las propiedades termodinámicas del CO₂ son esenciales para comprender su comportamiento en condiciones de almacenamiento geológico profundo. En estado supercrítico, el CO₂ presenta alta densidad, baja viscosidad y una energía interna significativa, características que permiten su inyección eficiente y favorecen su retención a través de diversos mecanismos físicos y geoquímicos. Estas propiedades varían en función de la presión, temperatura y composición del sistema, por lo que su

análisis detallado resulta clave para anticipar su movilidad, distribución y estabilidad en el subsuelo.

El enfoque termodinámico, basado en ecuaciones de estado y diagramas de fases, permite modelar con mayor precisión las transiciones de fase, la solubilidad del CO₂ en salmueras, la adsorción en matrices microporosas y las reacciones de mineralización en rocas reactivas. Estas herramientas contribuyen al diseño de estrategias de inyección adaptadas a diferentes tipos de reservorios, así como a la evaluación de la evolución del sistema a lo largo del tiempo.

La termodinámica del CO₂ actúa como fundamento técnico para la simulación y análisis integral de proyectos CCS. Su incorporación en la caracterización de formaciones, el modelado acoplado de flujo y geomecánica, y la evaluación de riesgos operativos,

mejora la capacidad de predicción del comportamiento del sistema y refuerza la viabilidad de soluciones de almacenamiento geológico a largo plazo.

Contribuciones de los autores

(1) conceptualización: CVO, JRR, (2) análisis o adquisición de datos: CVO, JRR, (3) desarrollo metodológico/técnico: CVO, (4) redacción del manuscrito original: CVO, (5) redacción del manuscrito corregido y editado: JRR, JLLF, LGNT, (6) diseño gráfico CV, LGNT, (7) trabajo de campo: CVO, (8) interpretación: JRR, JLLF, LGNT, (9) financiamiento: CVO, JRR, JLLF.

Financiamiento. Este trabajo fue realizado con el apoyo del Sistema Nacional de Investigadores (SNI). No se contó con financiamiento específico asociado a proyectos.

Agradecimientos. Los autores agradecen a la Universidad Politécnica de la Energía (UPE) por las facilidades otorgadas para la realización de este trabajo.

Conflictos de interés. Los autores declaran que no existen conflictos de interés relacionados con el contenido de este artículo.

Referencias

Benson, S., Cook, P., Anderson, J., Bachu, S., Nimir, H.B., Basu, B., Bradshaw, J., Deguchi, G., Gale, J., von Goerne, G., Heidug, W., Holloway, S., Kamal, R., Keith, D., Lloyd, P., Rocha, P., Senior, B., Thomson, J., Torp, T., Wildenborg, T., Wilson, M., Zarlenga, F., Zhou, D., Celia, M., Gunter, B., King, J.E., Lindeberg, E., Lombardi, S., Oldenburg, C., Pruess, K., Rigg, A., Stevens, S., Wilson, E., Whittaker, S., Borm, G., Hawkins, D., Lee, A., 2005. Underground geological storage, in: Metz, B., Davidson, O., DeConinck, H., Loos, M., Meyer, L. (Eds.), IPCC Special Report on Carbon Dioxide Capture and Storage. Cambridge University Press, Cambridge, UK, pp. 195–276.

Benson, S.M., Cole, D.R., 2008. CO2 sequestration in deep sedimentary formations. *Elements* 4, 325–331.

Blondes, M.S., Brennan, S.T., Merrill, M.D., Buursink, M.L., Warwick, P.D., Cahan, S.M., Corum, M.D., Cook, T.A., Craddock, W.H., DeVera, C.A., Drake II, R.M., Drew, L.J., Freeman, P.A., Lohr, C.D., Olea, R.A., Roberts-Ashby, T.L., Slucher, E.R., Varela, B.A., 2013. National assessment of geologic carbon dioxide storage resources: methodology implementation, Open-File Report. Reston, VA. <https://doi.org/10.3133/ofr20131055>

Brennan, S.T., 2014. The U. S. Geological survey carbon dioxide storage efficiency value methodology: Results and observations. *Energy Procedia* 63, 5123–5129. <https://doi.org/10.1016/j.egypro.2014.11.542>

Brennan, S.T., Burruss, R.C., Merrill, M.D., Freeman, P.A., Ruppert, L.F., Becker, M.F., 2009. U.S. geological survey probabilistic assessment methodology for the

evaluation of carbon dioxide storage, in: 26th Annual International Pittsburgh Coal Conference 2009, PCC 2009. pp. 1127–1136.

Burnside, N.M., Naylor, M., 2014. Review and implications of relative permeability of CO2/brine systems and residual trapping of CO2. *Int. J. Greenh. Gas Control* 23, 1–11. <https://doi.org/10.1016/j.ijggc.2014.01.013>

Burruss, R.C., 2009. CO2 storage resources, reserves, and reserve growth: Toward a methodology for integrated assessment of the storage capacity of oil and gas reservoirs and saline formations. *Energy Procedia* 1, 2679–2683. <https://doi.org/10.1016/j.egypro.2009.02.036>

Busch, A., Gensterblum, Y., Krooss, B.M., 2007. High-pressure sorption of nitrogen, carbon dioxide, and their mixtures on Argonne Premium Coals. *Energy and Fuels* 21, 1640–1645. <https://doi.org/10.1021/ef060475x>

Cano, N., Camprubí, A., González-Partida, E., 2023. Metallogeny of the state of Oaxaca, Mexico. *J. Maps* 19, 2151384. <https://doi.org/10.1080/17445647.2022.2151384>

Cashion, W.B., 1967. Geology and fuel resources of the Green River Formation, southeastern Uinta Basin, Utah and Colorado, U.S., Geol. Surv., Prof. Pap.; (United States). Pittsburgh, PA, and Morgantown, WV (United States). <https://doi.org/https://doi.org/10.3133/pp548>

Chadwick, A., Arts, R., Bernstone, C., May, F., Thibeau, S., Zweigel, P., 2008. BEST PRACTICE FOR THE STORAGE OF CO2 IN SALINE AQUIFERS Observations and guidelines from the SACS and CO2STORE projects Derived from projects receiving financial support from the European Union.

Chiaromonte, L., Zoback, M.D., Friedmann, J., Stamp, V., 2008. Seal integrity and feasibility of CO2 sequestration in the Teapot Dome EOR pilot: Geomechanical site characterization. *Environ. Geol.* 54, 1667–1675. <https://doi.org/10.1007/s00254-007-0948-7>

Chidsey Jr, T.C., Allis, R.G., McPherson, B., Heath, J., Malkewicz, S.E., Groen, W., 2006. CHARACTERIZATION OF GREATER ANETH FIELD, PARADOX BASIN, UTAH, FOR SEQUESTRATION: INFLUENCE OF RISK AND MITIGATION REQUIREMENTS ON MONITORING STRATEGIES. CO2SC 2006.

Cho, W.J., Kim, J., Lee, J., Keyes, T., Straub, J.E., Kim, K.S., 2014. Limit of Metastability for Liquid and Vapor Phases of Water. *Phys. Rev. Lett.* 112, 157802. <https://doi.org/10.1103/PhysRevLett.112.157802>

CNH México, 2022. Atlas Geológico Cuenca Tampico-Misantla. Mexico City, Mexico.

Dávila, M., Jiménez, O., Castro, R., Arévalo¹, V., Stanley, J.,

Cabrera, L.M., 2010. A preliminary selection of regions in Mexico with potential for geological carbon storage, *International Journal of Physical Sciences*.

Ellis, A.J., Golding, R.M., 1963. The solubility of carbon dioxide above 100 degrees C in water and in sodium chloride solutions. *Am. J. Sci.* 261, 47–60. <https://doi.org/10.2475/ajs.261.1.47>

Espinoza, D.N., Jung, H., Major, J.R., Sun, Z., Ramos, M.J., Eichhubl, P., Balhoff, M.T., Choens, R.C., Dewers, T.A., 2018. CO2 charged brines changed rock strength and stiffness at Crystal Geyser, Utah: Implications for leaking subsurface CO2 storage reservoirs. *Int. J. Greenh. Gas Control* 73, 16–28.

Gallagher, J.S., Crovetto, R., Sengers, J.M.H.L., 1993. The Thermodynamic Behavior of the CO2-H2O System from 400 to 1000 K, up to 100 Mpa and 30% Mole Fraction of CO2. *J. Phys. Chem. Ref. Data* 22, 431–513. <https://doi.org/10.1063/1.555938>

Hannis, S., 2012. Monitoring carbon dioxide storage using fit-for-purpose technologies. *Proc. Inst. Civ. Eng. Energy* 165, 73–84. <https://doi.org/10.1680/ener.14.00016>

Hernández Santana, J.R., Ortiz Pérez, M.A., Mah Eng, M.F., 2009. Análisis morfoestructural del estado de Oaxaca, México: un enfoque de clasificación tipológica del relieve. *Investig. geográficas* 68.

IEA-GHG, 2009. Development of Storage Coefficients for Carbon Dioxide Storage in Deep Saline Formations. Technical Study Report No. 2009/13. International Energy Agency - Greenhouse Gas R&D Programme.

IEA, 2024. CO2 Emissions in 2023. Paris.

Juanes, R., MacMinn, C.W., Szulczewski, M.L., 2011. CO2 migration in saline aquifers. Part 2. Capillary and solubility trapping. *J. Fluid Mech.* 688, 321–351. <https://doi.org/DOI:10.1017/jfm.2011.379>

Kelemen, P.B., Matter, J., Streit, E.E., Rudge, J.F., Curry, W.B., Blusztajn, J., 2011. Rates and mechanisms of mineral carbonation in peridotite: natural processes and recipes for enhanced, in situ CO2 capture and storage. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* 39, 545–576.

Matter, J.M., Broecker, W.S., Gislason, S.R., Gunnlaugsson, E., Oelkers, E.H., Stute, M., Sigurdardóttir, H., Stefansson, A., Alfreðsson, H.A., Aradóttir, E.S., 2011. The CarbFix Pilot Project—storing carbon dioxide in basalt. *Energy Procedia* 4, 5579–5585.

Michael, K., Arnot, M., Cook, P., Ennis-King, J., Funnell, R., Kaldi, J., Kirste, D., Paterson, L., 2009. CO2 storage in saline aquifers I-Current state of scientific knowledge. *Energy Procedia* 1, 3197–3204. <https://doi.org/10.1016/j.egypro.2009.02.103>

Moodie, N., Jia, W., Middleton, R., Yaw, S., Lee, S.-Y., Xiao, T., Wheatley, D., Steele, P., Esser, R., McPherson, B.,

2022. Geologic Carbon Storage of Anthropogenic CO2 under the Colorado Plateau in Emery County, Utah. *Minerals*. <https://doi.org/10.3390/min12040398>

NETL, 2024. What is Capture Carbon and Storage.

NIST, 2024. Thermophysical Properties of Fluid Systems [WWW Document]. Chem. WebBook, NIST Stand. Ref. Database Number 69. URL <https://doi.org/10.18434/T4D303> (accessed 9.9.20).

NPD, 2015. The Norwegian Petroleum Directorate. Regulations to Act relating to petroleum activities.

Patel, N.C., Teja, A.S., 1982. A new cubic equation of state for fluids and fluid mixtures. *Chem. Eng. Sci.* 37, 463–473. [https://doi.org/https://doi.org/10.1016/0009-2509\(82\)80099-7](https://doi.org/https://doi.org/10.1016/0009-2509(82)80099-7)

Peng, D.-Y., Robinson, D.B., 1976. A New Two-Constant Equation of State. *Ind. Eng. Chem. Fundam.* 15, 59–64. <https://doi.org/10.1021/i160057a011>

Power, I.M., Wilson, S., Dipple, G.M., 2013. Serpentinite carbonation for CO2 sequestration. *Elements* 9, 115–121.

Pruess, K., 2008. On CO2 fluid flow and heat transfer behavior in the subsurface, following leakage from a geologic storage reservoir. *Environ. Geol.* 54, 1677–1686.

Raza, A., Glatz, G., Gholami, R., Mahmoud, M., Alafnan, S., 2022. Carbon mineralization and geological storage of CO2 in basalt: Mechanisms and technical challenges. *Earth-Science Rev.* 229, 104036.

Redlich, O., Kwong, J.N.S., 1949. On the thermodynamics of solutions. V. An equation of state. Fugacities of gaseous solutions. *Chem. Rev.* 44, 233–244. <https://doi.org/10.1021/cr60137a013>

Sandler, S.I., 2006. Chemical, biochemical and engineering thermodynamics, 4th ed. Wiley. ISBN 978-0-471-66174-0.

Sasaki, K., Sugai, Y., 2011. Heat transfer and phase change in deep CO2 injector for CO2 geological storage. INTECH Open Access Publisher.

Schaefer, H.T., McGrail, B.P., Owen, A.T., 2009. Basalt-CO2-H2O interactions and variability in carbonate mineralization rates. *Energy Procedia* 1, 4899–4906.

Schmidt, G., Wenzel, H., 1980. A modified van der Waals type equation of state. *Chem. Eng. Sci.* 35, 1503–1512. [https://doi.org/https://doi.org/10.1016/0009-2509\(80\)80044-3](https://doi.org/https://doi.org/10.1016/0009-2509(80)80044-3)

Szulczewski, M.L., MacMinn, C.W., Juanes, R., 2014. Theoretical analysis of how pressure buildup and CO2 migration can both constrain storage capacity in deep saline aquifers. *Int. J. Greenh. Gas Control* 23, 113–118. <https://doi.org/10.1016/>

[j.ijggc.2014.02.006](#)

UNFCCC, 2015. Paris Agreement, United Nations.

US-EIA, 2013. Technically Recoverable Shale Oil and Shale Gas Resources: An assessment of 137 Shale Formations in 41 Countries Outside the United States [WWW Document]. Indep. Stat. Anal. URL <https://www.eia.gov/analysis/studies/worldshalegas/pdf/overview.pdf> (accessed 3.9.19).

Vanden Berg, M.D., 2016. Utah's Energy Landscape, 4th ed. Utah Geological Survey. Circular 121. ISBN 978-1-55791-924-3, Salt Lake City, UT, USA.

Vega Ortiz, C., 2021. Optimization of CO2 Mass Transport and Storage at In-Situ Conditions in Unconventional Plays: Coalbed Methane and Carbonaceous Mudstones. ProQuest Diss. Theses. The University of Utah PP - United States -- Utah, United States -- Utah.

Waals, J.D. van der, 1873. Over de continuïteit van den gasen vloeistoestand (Doctoral Dissertation). A.W. Sijthoff, Leiden.

Weaver, L., 2018. GeoSights: Crystal Geysers, Grand County, Utah. Surv. Notes. Utah Geol. Surv. 50.

Weniger, P., Kalkreuth, W., Busch, A., Krooss, B.M., 2010. High-pressure methane and carbon dioxide sorption on coal and shale samples from the Paraná Basin, Brazil. Int. J. Coal Geol. 84, 190–205. <https://doi.org/>



Carlos Vega-Ortiz es profesor e investigador de la Universidad Politécnica de la Energía (UPE). Obtuvo la Maestría en Ingeniería Petrolera y el Doctorado en Ingeniería Química por la Universidad de Utah. Su experiencia incluye captura y almacenamiento geológico de carbono (CCS), caracterización de yacimientos, geomecánica, petrofísica y simulación numérica del subsuelo. Colabora como tutor y profesor en el Posgrado en Ciencias de la Tierra de la UNAM, impartiendo cursos relacionados con yacimientos no convencionales y evaluación geológica integral. Ha participado en proyectos de investigación en Estados Unidos y México enfocados en CCS, recursos no convencionales y transición energética.

[10.1016/J.COAL.2010.08.003](#)

White, S.P., Allis, R.G., Moore, J., Chidsey, T., Morgan, C., Gwynn, W., Adams, M., 2005. Simulation of reactive transport of injected CO2 on the Colorado Plateau, Utah, USA. Chem. Geol. 217, 387–405. <https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2004.12.020>

Yan, W., Huang, S., Stenby, E.H., 2011. Measurement and modeling of CO2 solubility in NaCl brine and CO2-saturated NaCl brine density. Int. J. Greenh. Gas Control 5, 1460–1477. <https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.ijggc.2011.08.004>

Zeng, Q., Wang, Z., Liu, L., Ye, J., McPherson, B.J., McLennan, J.D., 2018. Modeling CH4 Displacement by CO2 in Deformed Coalbeds during Enhanced Coalbed Methane Recovery. Energy and Fuels 32, 1942–1955. <https://doi.org/10.1021/acs.energyfuels.7b02830>

Zhang, Y., Lashgari, H.R., Sepehrnoori, K., Di, Y., 2017. Effect of capillary pressure and salinity on CO2 solubility in brine aquifers. Int. J. Greenh. Gas Control 57, 26–33. <https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.ijggc.2016.12.012>

Zoback, M.D., Hennings, P., 2023. Earthquakes Triggered by Massive Injection of Produced Water in North America: Implications for Large-Scale Geologic

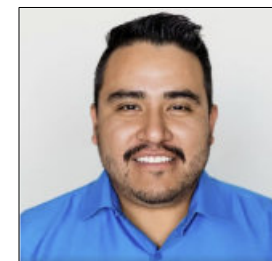


Joel Rosales Rodríguez es Ingeniero Geólogo egresado de la ESIA-Ticomán (IPN) en el año 1999, en 2007 obtiene el grado de Maestro en Ciencias por la misma institución (ESIA-Ticomán, IPN) y en 2014 el grado de Doctor en Ciencias por parte del Instituto de Geofísica de la UNAM. Del año 2000 a 2002 trabajó para la empresa Gondwana Exploraciones, S. C., en el desarrollo de modelos de cuencas geohidrológicas, evaluación de aguas subterráneas, exploración geológico-minera y geológica-geohidrológica.

Del año 2000 a la actualidad labora en el Instituto Mexicano del Petróleo. Ingreso en la Gerencia de Geociencias en el área de Servicios en Exploración desarrollando proyectos de análisis y modelado de cuencas sedimentarias (Cuencas del Sureste, Zona Marina, Cuenca de Burgos, Cuenca de Veracruz). A partir del 2014 está adscrito a la Gerencia de Geología Predictiva de la Dirección de Investigación en Exploración y Producción como especialista en Análisis de Cuencas Sedimentarias y sus Sistemas Petroleros (Cuenca de Burgos, Cinturón Plegado Perdido, Cuenca Tampico Misantla, Cuenca Salina del Istmo). Entre 2007 y 2014 colaboró con la Escuela Superior de Ingeniería y Arquitectura (ESIA-Ticomán) como experto en análisis de cuencas sedimentarias para el desarrollo de proyectos de exploración de dióxido de carbono (CO2) en las cuencas petroleras mexicanas (Sabinas, Burgos, Tampico-Misantla, Sierra de Chiapas) y campos volcánicos cercanos (los Humeros, Chichonal, Acoculco). Formó parte del Comité CCUS México, en 2016, liderado por la Dirección General de Energías Limpias de la Secretaría de Energía. Ha impartido cursos para PEMEX de “Geología estructural y tectónica salina” y “Modelado Geológico y del Sistema Petrolero”. Profesor de Geología en la Universidad Autónoma del Estado de México (FG-UAEMex), Escuela Superior de Ingeniería y Arquitectura, Instituto Politécnico Nacional (ESIA Ticomán-IPN, Posgrado en Ciencias de la Tierra (PCT-UNAM) y Universidad Politécnica de la Energía del Estado de Hidalgo (UPEH). Director de tesis de licenciatura y maestría, miembro de comités tutorales de tesis de posgrado. Autor-coautor de artículos técnicos y ponente en foros de geociencias en temas relacionados con análisis de cuencas, tectónica y termicidad de la corteza. Presidente de la Presidente AMGP Delegación Ciudad de México, miembro de la Sociedad Geológica Mexicana (SGM), Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros (AMGP) y American Association of Petroleum Geologists (AAPG).



José Leonel Larios Ferrer es Doctor y Maestro en Ciencias Económicas por la Universidad Autónoma Metropolitana y Licenciado en Matemáticas Aplicadas (con subespecialidad en Economía) por la Universidad Autónoma del Estado de Hidalgo (UAEH). Actualmente, se desempeña como investigador en la Universidad Politécnica de la Energía y como Secretario Académico de la misma universidad. Funge como colíder de la línea Productividad y Competitividad Empresarial de la Red Nacional de Universidades Tecnológicas y Politécnicas de México. Sus líneas de investigación contemplan modelos matemáticos y la teoría de juegos aplicadas a la ciencia política, ciencias económicas y a la ingeniería. Miembro del Sistema Nacional de Investigadoras e Investigadores (Nivel C) y cuenta con Perfil Deseable ante PRODEP y ante la DGUTyP por el desarrollo de actividades del nuevo modelo educativo.



Luis Gerardo Navarro es Gerente de Ingeniería en IBC Advanced Technologies (American Fork, Utah, EE. UU.) y candidato a Doctor en Ingeniería por la Universidad de Edimburgo, Reino Unido, con finalización prevista para diciembre de 2026. Obtuvo una Maestría en Ingeniería Química por la Universidad de Utah y una Licenciatura en Ingeniería Química por la Universidad Autónoma de San Luis Potosí, México.

Cuenta con más de 15 años de experiencia profesional, centrada en tecnologías avanzadas de separación y recuperación de tierras raras y materiales críticos (Li, Co, Cu y metales del grupo del platino, PGMs), con especial énfasis en la aplicación industrial y el escalamiento de la Tecnología de Reconocimiento Molecular™ (MRT™). Su investigación actual se enfoca en la extracción sostenible de litio, la valorización de residuos de baterías y la conversión electroquímica de CO2 en productos de valor agregado.

LA GEOLOGIA EN EL DEPORTE: MATERIALES, SUPERFICIES y ENTORNO NATURAL

Jesús S. Porras M.

Geólogo Consultor (porrasjs@yahoo.com)

1. INTRODUCCION

La geología mantiene una relación directa con numerosas actividades humanas, incluido el deporte. Aunque esta conexión no resulta siempre evidente, gran parte de las disciplinas deportivas dependen de elementos geológicos, ya sea en los materiales utilizados, en las superficies donde se practican o en los entornos naturales en los que se desarrollan.

En algunos casos, esta relación es explícita: actividades como el montañismo o la escalada dependen del tipo de roca, su estructura y su grado de estabilidad. En otros, la influencia es menos visible pero igualmente importante, como ocurre en deportes que utilizan superficies de juego compuestas por materiales naturales, arcillas, arenas o gravas, o en aquellos cuyos implementos incorporan minerales o derivados industriales. Las propiedades físicas de estos materiales, como la fricción, la cohesión o la permeabilidad, influyen directamente en el rendimiento y la seguridad.

Asimismo, el entorno geológico y geomorfológico condiciona la localización, el diseño y el funcionamiento de las instalaciones deportivas. Estadios construidos en regiones montañosas, campos emplazados sobre antiguos terrenos mineros o escenarios ubicados en zonas volcánicas evidencian la interacción entre paisaje y deporte. A esto se suma la influencia de procesos geológicos activos, como la sismicidad y el volcanismo, entre otros, que pueden afectar el desarrollo de eventos deportivos y la estabilidad de las infraestructuras.

El presente trabajo analiza la relación entre geología y deporte a partir de dos enfoques principales: el uso de materiales geológicos en superficies e implementos y el papel del entorno geológico en la práctica deportiva.

Se busca demostrar que la geología no solo constituye el soporte físico del deporte, sino que también es un factor clave en su desempeño, seguridad y evolución.

2. ANTECEDENTES HISTÓRICOS/JUEGOS OLIMPICOS

La relación entre geología y deporte se remonta a las primeras civilizaciones humanas. En la antigüedad, las

actividades físicas se realizaban directamente sobre superficies naturales, como suelos de tierra compactada, arena o roca, lo que refleja una dependencia directa de los materiales geológicos disponibles.

Un ejemplo representativo son los Juegos Olímpicos de la Antigua Grecia, donde las competencias se desarrollaban en entornos naturales y con recursos materiales limitados. En este contexto, destaca el Monte Olimpo, cuya importancia geológica trasciende lo geográfico. Este macizo, formado a partir de una compleja historia tectónica que incluye procesos de subducción y exhumación de materiales oceánicos, fue escenario de antiguas culturas influenciadas por fenómenos geológicos como glaciaciones y actividad volcánica regional (Rassios et al., 2021; EGU, 2021).

Dentro de las disciplinas practicadas, el lanzamiento de piedras y del disco, y el salto de longitud con halteras destacaron como las pruebas más emblemáticas. En sus orígenes, los atletas utilizaban pelotas y discos de piedra, lo que evidencia el uso directo de materiales geológicos en el deporte. Estos discos, que luego evolucionaron hacia materiales como el bronce o el plomo, presentaban distintos tamaños y pesos según su uso. Se han encontrado en excavaciones ejemplares que pesaban entre 1,3 kg y 6,6 kg y tenían diámetros de 17 a 31 cm. Las halteras eran una especie de mancuernas, o pesos, de piedra empleados en los saltos de longitud.

Las técnicas de lanzamiento, descritas en fuentes clásicas como "La Ilíada" de Homero, implicaban movimientos de impulso y rotación, combinando fuerza, coordinación y precisión. Además de su función práctica, el disco tenía un valor simbólico y cultural, ya que en algunos casos estaba decorado con motivos mitológicos o escenas de la vida

cotidiana. Esta importancia quedó reflejada en representaciones artísticas como el Discóbolo de Mirón, que captura el momento previo al lanzamiento y resalta el papel del deporte en la cultura griega.



Figura 1. El Discóbolo de Mirón de Eleuterias (~450 a.C.), escultura que representa a un atleta en el instante previo al lanzamiento del disco (izq.). A la derecha, joven portando disco y halteras utilizadas en el salto de longitud, evidenciando prácticas atléticas heredadas de la Antigüedad clásica.

En términos evolutivos, el desarrollo de la metalurgia y, posteriormente, de la industria moderna, permitió la incorporación de nuevos materiales, como metales y compuestos derivados de minerales, en los implementos deportivos, aumentando su eficiencia y especialización. No obstante, esta evolución no ha eliminado la dependencia de la geología, sino que la ha transformado, manteniéndola como un componente estructural tanto en los materiales como en los escenarios del deporte.

En consecuencia, el análisis histórico evidencia que la relación entre geología y deporte es continua y fundamental, desde el uso de discos de piedra en la antigüedad hasta la complejidad material y tecnológica de las prácticas deportivas contemporáneas.

La participación de la geología en el deporte se manifiesta en distintos niveles, que incluyen los materiales del campo de juego, el entorno natural donde se ubican los estadios y la influencia de procesos geológicos activos.

3. MATERIALES GEOLOGICOS EN EL DEPORTE

3.1 Materiales de implementos y uso deportivo

Muchos implementos deportivos están fabricados con materiales que provienen directa o indirectamente de

recursos geológicos. Entre los más importantes se encuentran:

- Metales: como el aluminio, el hierro y el titanio, utilizados en bicicletas, bates, estructuras y equipamiento de alto rendimiento.
- Minerales industriales: como la sílice, fundamental en la fabricación de vidrio y fibras especiales.
- Carbono (grafito): utilizado en raquetas, palos de golf y bicicletas, cascos, por su ligereza y resistencia.
- Materiales compuestos: derivados de minerales procesados, combinados con polímeros para mejorar el rendimiento. Los derivados del petróleo intervienen en lubricantes, ceras y productos de uso específico que mejoran el rendimiento.

Estos materiales permiten mejorar características clave como resistencia, peso, flexibilidad y durabilidad y también son empleados para aumentar adherencia y control.

3.1.1 Rubbing mud (lodo para frotar)

A estos materiales se suman otros de uso específico en el juego. Un caso notable es el "rubbing mud", un lodo natural utilizado en las pelotas de béisbol de las Grandes Ligas desde 1938. Este material, proveniente de depósitos sedimentarios en Nueva Jersey, se aplica para eliminar el brillo superficial de las pelotas nuevas y mejorar el agarre. Estudios realizados por la Universidad de Pennsylvania han demostrado que su eficacia radica en su composición: una mezcla equilibrada de partículas de arcilla, limo, arena fina y materia orgánica.

Esta combinación permite que el barro se adhiera fácilmente al cuero, rellene sus poros y, al secarse, genere una textura ligeramente rugosa que incrementa la fricción sin afectar la aerodinámica de la pelota. Este ejemplo ilustra cómo un material sedimentario natural puede influir directamente en el rendimiento deportivo. (<https://www.zmescience.com/science/news-science/baseballs-rubbing-mud-science/>).

Estudios de XRD/SEM y sedimentológicos recientes, como el de Laycock et al. (2025), han demostrado que el "rubbing mud" está compuesto por una mezcla de arcillas no expansivas (caolinita, illita/mica y clorita) y componentes secundarios como cuarzo detrítico y feldespato, cuya interacción genera un color y una textura superficial óptima. Mientras las arcillas rellenan los poros del cuero y

reducen el brillo, los granos de cuarzo inducen una micro- rugosidad que mejora el agarre sin afectar la aerodinámica de la pelota.



Figura 2. Aplicación y frotado de pelotas de béisbol con “rubbing mud”, para eliminar brillo y mejorar agarre. (https://gerrydavis.com/products/big-league-umpire-baseball-rubbing-mud?srsId=AfmBOopGSMPljri4h4PPGw-g4_mbj4qeXhVkiMGskG7WYx9ndrCpn_l)

3.1.2 Magnesia (MgCo3)

Otro ejemplo notorio del uso de materiales geológicos vinculados al desempeño deportivo se observa en la gimnasia artística. La magnesia, cuyo nombre técnico es carbonato de magnesio (MgCO₃), es un polvo blanco de origen mineral utilizado para mejorar el agarre. Se aplica en las manos, y, en algunos casos, en los pies, con el fin de absorber el sudor, reducir la humedad y aumentar la fricción.

Su uso es esencial en aparatos como barras, anillas, paralelas y la barra de equilibrio, donde un agarre firme resulta determinante tanto para la seguridad como para la ejecución y rendimiento. Asimismo, este material también se emplea en disciplinas como la escalada y el levantamiento de pesas.



Figura 2. Uso de magnesia (carbonato de magnesio) en actividades deportivas. A la izquierda, aplicación sobre las manos para mejorar el agarre en gimnasia; a la derecha, almacenamiento y uso en escalada. Este material mineral reduce la humedad superficial y aumenta la fricción, favoreciendo el control y la seguridad durante la ejecución.

3.1.3 Petróleo y Derivados

Además de los materiales geológicos tradicionales, como suelos, rocas y minerales, el deporte moderno depende ampliamente de recursos energéticos de origen geológico, en particular del petróleo. Este recurso constituye la base para la producción de una amplia gama de materiales sintéticos que intervienen de manera directa en la práctica deportiva, tanto en implementos como en superficies e infraestructuras e independientemente de si la práctica es estacional o sobre superficies distintas (OPEC, 2026)

Los derivados del petróleo, como plásticos, polímeros y fibras sintéticas, están presentes en numerosos elementos deportivos. En disciplinas como el fútbol y el rugby, forman parte de balones, calzado, indumentaria y protecciones. En deportes como el ciclismo, se utilizan en neumáticos, cascos, componentes mecánicos y lubricantes que reducen la fricción y el desgaste. De manera similar, en el golf intervienen en pelotas, grips y equipamiento, mientras que en el atletismo se emplean productos como la vaselina para prevenir lesiones cutáneas.

En los deportes de invierno, como el hockey sobre hielo y el esquí, los derivados del petróleo se utilizan en equipamiento (patines, cascos, ropa), en ceras para reducir la fricción, y en sistemas de mantenimiento como refrigeración de pistas, maquinaria y transporte.

3.1.4 Granito y Piedras Naturales en el deporte

El uso de rocas naturales, especialmente el granito, ha estado presente en diversas prácticas deportivas desde la antigüedad hasta la actualidad. Estas disciplinas aprovechan ciertas propiedades geológicas como la densidad, resistencia mecánica, durabilidad y textura superficial, que condicionan tanto la técnica como el desempeño. A continuación, se presentan ejemplos donde las piedras no solo funcionan como implementos, sino que también reflejan tradiciones culturales y una relación directa entre geología y actividad física.

3.1.4.1 Uso de la piedra en la Antigua Grecia

El lanzamiento y levantamiento de piedras, así como el lanzamiento de disco y el salto de longitud con halteras, tienen sus raíces en la Antigua Grecia. En la *Ilíada* de Homero, estas prácticas no aparecen como disciplinas deportivas formales, sino como demostraciones de fuerza, destreza y valor, muchas veces vinculadas a contextos bélicos o rituales competitivos.

En este marco, los primeros discos y pelotas utilizadas en el lanzamiento eran de piedra, tallados a partir de rocas locales. Su variabilidad en peso, forma y tamaño refleja una adaptación directa a los materiales disponibles antes del desarrollo de la metalurgia.

3.1.4.2 Lanzamiento de piedra (stone put) en Escocia

Practicado en las Highlands de Escocia, es una disciplina tradicional que consiste en lanzar una piedra común lo más lejos posible. Esta práctica, antecedente directo del lanzamiento de bala moderno, utiliza rocas naturales seleccionadas por su peso, densidad y forma compacta. Comprende dos técnicas diferentes de lanzamientos, con o sin impulso, que emplean piedras 14 y 28 libras, respectivamente. Desde el punto de vista geológico, se preferían piedras resistentes y relativamente homogéneas, capaces de soportar impactos repetidos sin fracturarse. La forma irregular de muchas de estas rocas también exigía mayor control técnico por parte del atleta, combinando fuerza y precisión.

Además de los Highland Games, el “stone put” ha sido una práctica extendida en Europa desde la Antigüedad, con registros que se remontan a la Grecia clásica. Durante la Edad Media también fue una actividad recreativa común. Esta tradición, con orígenes en el siglo XIII, se mantiene en eventos y festivales tradicionales en Suiza, Croacia, Alemania y Francia.

3.1.4.3 Levantamiento de piedra vasco (Harri-jasotzea)

El “harri-jasotzea”, deporte rural tradicional del País Vasco, consiste en levantar pesados bloques de granito, de hasta 300 kg de peso y de formas variadas, desde el suelo hasta el hombro. El uso del granito se debe a su alta resistencia, durabilidad y textura rugosa, que favorece el agarre. Además, la forma de las piedras influye en la dificultad: los bloques cúbicos son más estables, mientras que los

cilíndricos y esféricos requieren mayor control, afectando directamente la técnica y el esfuerzo del deportista.

3.1.4.4 Levantamiento de piedras en Islandia

Las prácticas tradicionales de levantamiento de piedras en Islandia pueden considerarse antecedentes directos de los deportes de fuerza modernos. Originalmente utilizadas para evaluar la capacidad física de los trabajadores en puertos y zonas pesqueras, estas pruebas evolucionaron hacia desafíos estandarizados que hoy forman parte de este tipo de disciplinas. Las llamadas “lifting stones” son rocas de gran tamaño y peso (aprox. 50 a 340 libras) que servían como referencia para clasificar la fuerza, seleccionadas por su disponibilidad local y resistencia. Ejemplos como la piedra de Húsafell evidencian esta transición: una roca de origen volcánico que pasó de ser un elemento utilitario, la puerta de un corral de ovejas, a un símbolo de destreza física, en el que el participante debe levantarla y transportarla alrededor del corral sin soltarla (https://liftingstones.org/articles/husafell_stone).

3.1.4.5 Levantamiento de piedras en Gales

En Gales, el levantamiento de piedras ha estado vinculado a rituales de virilidad y transición a la adultez. Estas prácticas muestran el uso simbólico y funcional de bloques de rocas como indicadores de fuerza y capacidad física.



Figura 3. Pruebas tradicionales de fuerza basadas en el lanzamiento, levantamiento y manejo de bloques de roca. Se observan distintas modalidades de lifting stones, donde el tamaño, la forma y el peso del material condicionan la técnica y el esfuerzo del deportista.

3.1.4.6 Piedra de Curling: una aplicación moderna

La piedra de “curling” es un ejemplo claro del uso de materiales geológicos en el deporte. Consiste en un bloque de granito pulido de alta densidad (17,24-19,96 kg y ~28 cm de diámetro), diseñado para deslizarse de forma controlada sobre el hielo. Sus propiedades, baja porosidad y alta resistencia a la humedad y al desgaste, son fundamentales para su desempeño.

El granito proviene principalmente de la isla de Ailsa Craig, en el estuario del Clyde (Escocia), una intrusión de microgranito peralcalino formada hace ~60 millones de años, asociada a la Provincia Volcánica Paleógena Británica. Estas rocas se originaron por diferenciación de un magma básico derivado del manto, sin contaminación cortical, dando lugar a un granito de grano fino y textura homogénea, ideal para este uso (Scottish Geology Trust, 2023).

Desde el punto de vista técnico, se emplean principalmente dos tipos de granito: Blue Hone, usado en la superficie de deslizamiento por su mayor densidad y

durabilidad, y Common Green, utilizado en el cuerpo de la piedra. El Blue Hone presenta excelente resistencia, aunque los daños profundos dificultan su reparación. En contraste, el Common Green contiene más impurezas y componentes solubles, lo que favorece el deterioro superficial y reduce su vida útil (Moreno, 2024).

Otros granitos como el Tefor, en su variedad azul/gris y rojo/castaño son empleados para partes específicas de la piedra de curling, como las bandas de impacto laterales (<https://canadacurlingstone.on.ca/granite-types/>)

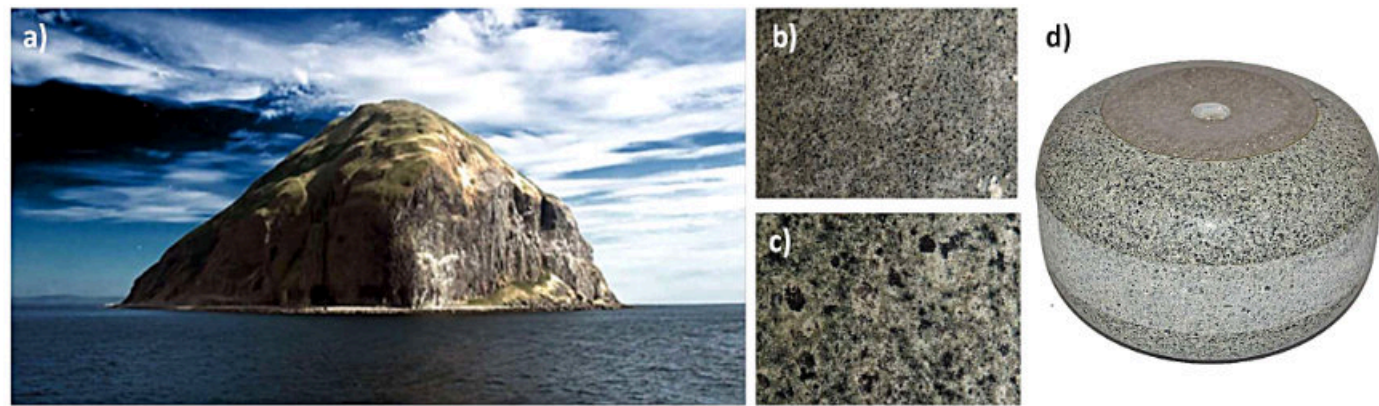


Figura 4. a) Isla Ailsa Craig (https://www.clarin.com/internacional/ailsa-craig-isla-secreta-deshabitada-encierra-increible-misterio_0_C9c5qIbZW4.html) b) Granito Variedad Blue Hone c) Granito Variedad Common Green (<https://canadacurlingstone.on.ca/granite-types/>) d) Piedra de Curling remanufacturada (<https://www.shotshop.ch/en/curling-stones-ailsa-craig-common-green-granit-used-stones/p-359.html>)

3.2 Materiales de Superficies deportivas

Las superficies deportivas pueden entenderse como sistemas sedimentarios artificiales, donde materiales geológicos son seleccionados, triturados y compactados para controlar propiedades como fricción, drenaje, cohesión y estabilidad. Tienen un fuerte componente geológico:

- Arcilla: utilizada en canchas de tenis, formada por partículas finas de minerales.
- Arena: esencial en deportes de playa, cuya composición depende del tipo de roca de origen.
- Mezclas de limo, arcilla y arena: campos de béisbol, fútbol, rugby, hipódromos, pistas ecuestres
- Grava y roca triturada: utilizadas en pistas y caminos deportivos.

- Hielo: en deportes de invierno, resultado de condiciones climáticas y ambientales específicas.

Incluso las superficies sintéticas modernas requieren materiales minerales en su fabricación, lo que mantiene la conexión con la geología. A esto se suman algunos materiales asociados al juego que incorporan componentes de origen mineral, como pigmentos (por ejemplo, la cal utilizada para marcar el campo), aditivos minerales en recubrimientos y mezclas de suelos tratadas para mejorar su resistencia y drenaje

En términos de superficies, el petróleo también tiene un papel relevante. El asfalto, derivado directo de hidrocarburos, constituye el material predominante en carreteras y circuitos deportivos, mientras que muchos campos y canchas modernas incorporan superficies sintéticas basadas en polímeros. Asimismo, en deportes de invierno, los derivados del petróleo son fundamentales en la fabricación de equipos como esquís, botas y cascos, así como en ceras que mejoran el deslizamiento.

3.2.1 Hipódromos y pistas de carreras de caballos

Las pistas de carreras de tierra (dirt) son superficies de competición compuestas principalmente por una mezcla de suelo, arena, limo y arcilla, ampliamente utilizadas en hipódromos del mundo. Su comportamiento depende directamente de la proporción de estos materiales, lo que genera variaciones entre pistas y condiciona el desempeño de los caballos.

El mantenimiento es un factor clave: los equipos técnicos controlan la humedad mediante riego y nivelación para asegurar una superficie estable. Cuando este equilibrio se altera, la pista puede volverse demasiado dura o excesivamente blanda, modificando significativamente la dinámica de la carrera. Las lluvias, en particular, pueden transformar una superficie rápida en una condición fangosa, afectando tanto la velocidad como la estrategia de competencia.

3.2.2 Pistas de tenis de tierra batida o “arcilla”

Las canchas de tenis de tierra batida constituyen un ejemplo claro de cómo los materiales geológicos forman parte esencial de las instalaciones y superficies deportivas.

Aunque se denominan “de arcilla”, en realidad corresponden a un sistema granular compuesto,

conformado por agregados naturales como calizas, lutitas, gravas y materiales finos derivados de arcilla. Desde el punto de vista geológico, esta superficie funciona como una estructura sedimentaria en capas, donde la disposición estratificada de los materiales responde a criterios de granulometría, permeabilidad y resistencia mecánica.

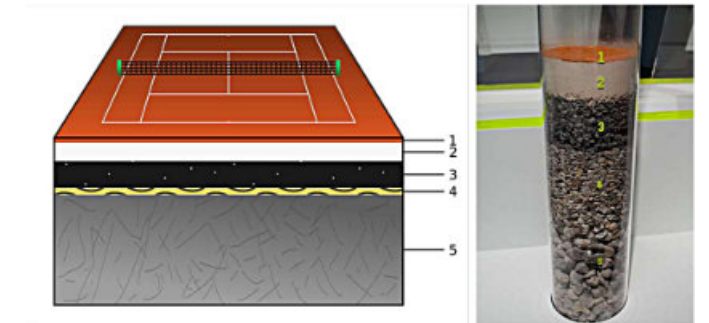


Figura 5. Composición de una pista de arcilla en Roland Garros: (1) Capa de tierra batida roja de ~ 2 mm (2) Capa de caliza triturada de 7 a 10 cm (3) Capa de escoria (machefer) de 10 a 15 cm (4) Capa de gravas finas ~ 2 cm (5) Capa de gravas gruesas de 40 a 60 cm con drenaje incorporado (<https://www.rolandgarros.com/en-us/page/roland-garros-tournament-clay-the-hallowed-red-dirt>) (<https://ar.pinterest.com/pin/556898310144828655/>)

Las capas inferiores de grava garantizan el drenaje, mientras que materiales porosos como la escoria (mâchefer) regulan la humedad. La caliza triturada aporta soporte estructural, y la capa superficial de tierra batida controla la fricción y el comportamiento del juego

3.2.3 Campos de Béisbol

Como se ha tratado previamente, la participación de la geología en el béisbol se manifiesta en distintos niveles, que incluyen los materiales del campo e implementos de juego, el entorno natural donde se ubican los estadios y hasta la influencia de procesos geológicos activos. En el caso del terreno de juego, está compuesto por materiales naturales cuidadosamente seleccionados.

El infield suele construirse con mezclas de arcilla, arena y limo, lo que permite lograr una superficie estable, con buen drenaje y adecuada respuesta al rebote de la pelota. La proporción de estos materiales influye directamente en la dinámica del juego, afectando la velocidad de desplazamiento y la seguridad de los jugadores. Por su parte, el outfield combina suelos naturales con cobertura vegetal, cuyo desarrollo depende también de las condiciones del sustrato.

4. ENTORNO NATURAL Y PAISAJE

Los escenarios naturales constituyen un componente esencial en la práctica deportiva, ya que el entorno geológico y geomorfológico no solo define el espacio físico donde se desarrollan las actividades, sino que también condiciona su dinámica, dificultad y significado. Montañas, valles, costas, ríos y superficies rocosas son el resultado de procesos geológicos que, a lo largo del tiempo, han modelado paisajes que hoy sirven como soporte para múltiples disciplinas.

Desde una perspectiva geológica, factores como la litología, la estructura, el relieve y los procesos activos influyen directamente en las condiciones de práctica. La pendiente de una ladera, la rugosidad de una roca, la estabilidad de un suelo o la presencia de agua son elementos que determinan el tipo de esfuerzo, la técnica requerida y el nivel de riesgo asociado a cada actividad.

Además de su dimensión física, el paisaje aporta un valor estético, cultural y simbólico al deporte. Muchos escenarios naturales no solo son espacios funcionales, sino también lugares de identidad y atractivo visual, donde la interacción entre el ser humano y el medio geológico adquiere un carácter recreativo y, en ocasiones, patrimonial.

4.1 Infraestructuras deportivas

Muchos estadios se ubican en entornos naturales cuya geomorfología condiciona el diseño, orientación e identidad del campo. Se caracterizan por la espectacularidad del paisaje

4.1.1 Miller Park

El Miller Park de la Brigham Young University (Utah, USA) es un ejemplo destacado. Ubicado a menos de media milla de la base de la montaña, es considerado uno de los estadios de béisbol con los entornos paisajísticos más impactantes y fotogénicos del béisbol universitario. Desde su inauguración en 2001, ha impresionado por sus vistas hacia los picos cercanos de las Montañas Rocosas. El intenso color verde del césped contrasta con el cielo azul característico de la región, lo que resalta visualmente el campo y mejora la experiencia tanto deportiva como estética.



Figura 6. Estadio de béisbol Miller Park (Brigham Young University, Utah, EE. UU.), emplazado al pie de la cordillera Wasatch. El relieve montañoso, de origen tectónico y erosivo, constituye un fondo escénico dominante que influye en condiciones locales como viento y temperatura, evidenciando la interacción entre el entorno geológico y la práctica deportiva. (<https://www.ncaa.com/news/baseball/article/2024-02-13/11-best-backdrops-college-baseball>)

Desde el punto de vista geológico, este entorno refleja la influencia directa del paisaje montañoso en el deporte. La presencia de relieves elevados, formados por procesos tectónicos y erosivos, no solo define el escenario visual, sino que también condiciona factores como el clima local, la circulación del viento y la temperatura.

4.1.2 Clark Field

Un ejemplo histórico es el Clark Field (1928–1974), clásica sede del equipo de béisbol de la Universidad de Texas el cual se destaca por la presencia de un acantilado natural de caliza, de entre 12 y 30 pies de altura, ubicado entre el jardín (outfield) izquierdo y el central. Este rasgo geológico no solo definía el paisaje del estadio, sino que también influía en la dinámica del juego, convirtiéndolo en un curioso ejemplo de instalación deportiva.

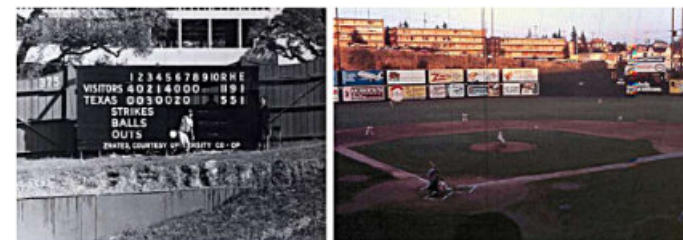


Figura 7. Vistas del histórico Clark Field, destacado por la presencia de un acantilado natural de caliza, de 12-30 pies de altura, en el outfield, entre el jardín izquierdo y el central.

4.1.3 Floyd Central High School

Otro caso relevante es el campo de béisbol escolar que se encuentra en la Floyd Central High School, en el condado de Floyd, Kentucky. Es uno de los escenarios más llamativos. Inaugurada en 2017 tras la consolidación de dos instituciones previas, esta escuela cuenta con un campo rodeado de un entorno natural privilegiado, considerado uno de los mejores paisajes en el béisbol a nivel escolar.

El campo se asienta sobre lo que fue una mina de carbón a cielo abierto abandonada (strip mine), en un sitio con un marcado pasado minero, dentro de la región carbonífera del este de Kentucky. Antes de su construcción, el terreno formaba parte de una explotación minera, lo que condicionó tanto su diseño como sus características actuales.



Figura 8. Campo deportivo construido sobre una antigua mina a cielo abierto (strip mine) en el este de Kentucky (EE. UU.). El estadio de la Floyd Central High School se emplaza en un paisaje donde los taludes escalonados de areniscas y lutitas reflejan la actividad extractiva previa.

Para habilitar el área deportiva, fue necesario cortar y dinamitar una montaña de roca, generando la imponente pared que hoy se observa detrás del jardín, conocida como el "Monstruo Gris". Esta pared no corresponde a granito, como podría parecer a simple vista, sino que está compuesta principalmente por areniscas y lutitas (shale), rocas sedimentarias típicas de las secuencias que cubren los mantos de carbón en la región de los Apalaches.

Desde el punto de vista geológico e ingenieril, el origen minero del sitio también influyó en la implementación de soluciones técnicas, como un sistema subterráneo de drenaje de aguas pluviales. Este sistema permite recolectar y conducir el agua hacia cuencas de control antes de su

descarga en los cursos naturales, garantizando la estabilidad del terreno y la protección ambiental.

4.1.4 Estadio Monumental Isidro Romero Carbo

Otro caso relevante es el Estadio Monumental Isidro Romero Carbo, ubicado en la avenida Barcelona, al oeste de la ciudad de Guayaquil (Ecuador). Este estadio de fútbol, propiedad del Barcelona Sporting Club, se emplaza entre los barrios San Eduardo y Bellavista, en proximidad a relieves que corresponden a remanentes de la cordillera Chongón-Colonche, un sistema de colinas de origen sedimentario con influencia tectónica que contrasta con la planicie circundante.

Desde el punto de vista geológico, el área está dominada por la Formación San Eduardo, compuesta principalmente por calizas, areniscas y lutitas. Esta unidad forma parte del conjunto de colinas que bordean Guayaquil por el oeste, proporcionando sustratos relativamente competentes en las zonas elevadas, mientras que, hacia las áreas bajas, próximas al Estero Salado, predominan sedimentos más blandos y menos consolidados.



Figura 9. Entorno geológico del Estadio Monumental Isidro Romero Carbo (Guayaquil, Ecuador). Se observan taludes y laderas asociadas a las colinas de la cordillera Chongón-Colonche, conformadas por rocas sedimentarias (calizas, areniscas y lutitas) de la Formación San Eduardo.

En conjunto, el estadio se sitúa en una zona de transición geomorfológica entre el macizo colinoso de Chongón-Colonche y las planicies aluviales de la cuenca del río Guayas, lo que evidencia la influencia directa del contexto geológico en las condiciones del terreno y en el emplazamiento de la infraestructura deportiva.

4.1.5 Hásteinsvöllur

El estadio más emblemático por su cercanía a un volcán es el Hásteinsvöllur ubicado en la isla de Heimaey, dentro del archipiélago de las Islas Vestman, en Islandia. Este recinto deportivo es reconocido por estar rodeado de campos de lava recientes y situado a menos de un kilómetro del

volcán activo Eldfell. Su entorno actual está directamente relacionado con la erupción de 1973, que transformó de manera significativa la morfología de la isla. Durante este evento, flujos de lava y depósitos piroclásticos cubrieron amplias áreas, generando nuevos relieves volcánicos que hoy conforman el paisaje que rodea el estadio. Como resultado, el campo quedó inserto en un entorno dominado por materiales volcánicos jóvenes, como basaltos y escorias.



Figura 10. El estadio Hásteinsvöllur está rodeado de campos de lava recientes y situado a menos de un kilómetro del volcán activo Eldfell (Islandia) (Halli14, CC BY-SA 3.0, <https://commons.wikimedia.org/w/index.php?curid=16447092>)

4.2 Deportes de montaña

Los deportes de montaña agrupan actividades que se desarrollan en ambientes de relieve elevado, como cordilleras, macizos rocosos y acantilados. Incluyen disciplinas como el senderismo, el montañismo, la escalada y el esquí, donde factores geológicos como la pendiente, la litología y la estabilidad del terreno condicionan la práctica. En estos ambientes, el patrimonio geológico (geoheritage) es destacado y frecuente y constituye parte del escenario natural de estas actividades (Ruban y Ermolaev, 2020).

En las últimas décadas se han incorporado nuevas modalidades como el trail running, el mountain bike, el bouldering y el canyoning. El trail running se practica en senderos y terrenos naturales irregulares, a diferencia del running en superficies pavimentadas. El senderismo, en cambio, implica recorrer estos mismos entornos a un ritmo pausado, con énfasis en la observación del paisaje.

El “mountain bike” se desarrolla sobre caminos sin pavimentar, donde aparecen elementos como los rock gardens (acumulaciones de bloques y rocas), ya sean naturales o incorporados al diseño del circuito. El bouldering consiste en la escalada de bloques o paredes de poca altura sin el uso de cuerdas, mientras que el canyoning implica el descenso de cañones y barrancos mediante técnicas combinadas de rappel, salto, natación y caminata.

La escalada en roca representa uno de los ejemplos más claros de interacción entre geología y deporte. En esta disciplina, la roca no solo define el escenario, sino que condiciona la técnica, el estilo y la dificultad. Factores como la litología, las fracturas, la rugosidad, la erosión y la resistencia del material influyen directamente en el agarre, la estabilidad y el nivel de riesgo (Heerschap, 2025; Kosh, 2025). Esta relación ha sido ampliamente difundida en producciones cinematográficas como Free Solo y The Dawn Wall, donde se evidencian las exigencias físicas y mentales de la actividad (Kosh, 2025).

Según Ruban y Ermolaev (2020), el estudio del vínculo entre patrimonio geológico (geoheritage) y actividades como la escalada ha crecido desde la década de 2010, aunque aún es limitado y se concentra principalmente en Europa.

Estos trabajos abordan diversas temáticas que incluyen la geoconservación, la geoeducación y el turismo, destacando el papel de estos entornos como recursos tanto científicos como recreativos. Los autores identifican múltiples enfoques metodológicos para evaluar sitios de interés geológico vinculados a la escalada, aunque señalan que estos suelen aplicarse a casos específicos y no siempre son generalizables. Asimismo, destacan la existencia de vacíos de conocimiento, especialmente en la integración de criterios de sostenibilidad y en el análisis de grandes sistemas montañosos.

En estos deportes, el entorno natural no solo actúa como escenario, sino que determina la dificultad, la técnica y los riesgos, estableciendo una relación directa entre el paisaje geológico y el desempeño deportivo.

4.3 Deportes en ambientes costeros

Los deportes en ambientes costeros se desarrollan en sistemas geológicos dinámicos como playas, dunas y

acantilados, donde la interacción entre oleaje, viento y sedimentos controla las condiciones del terreno. Actividades como el surf, el kitesurf, el beach volley, la natación en aguas abiertas o las carreras en arena dependen de factores como la granulometría, la pendiente de la playa y la estabilidad del sustrato. Además, procesos como la erosión costera, el transporte de sedimentos y las mareas influyen directamente en la morfología del paisaje y, por tanto, en el desempeño y la seguridad de estas prácticas deportivas.

Fenómenos geológicos como las dunas trepadoras y los médanos costeros favorecen la práctica del sandboard, una disciplina que consiste en descender por pendientes de arena utilizando una tabla similar a la del snowboard.

4.4 Deportes Invernales: nieve y hielo

Los deportes en ambientes de hielo y nieve se desarrollan en sistemas controlados por procesos criogénicos, donde la geología y el clima determinan las condiciones del terreno. Actividades como el esquí, el snowboard o el alpinismo glaciar dependen de la estructura y estabilidad de las capas de nieve o manto nival, así como de la dinámica de los glaciares y del sustrato rocoso subyacente.

Factores como la temperatura, la compactación de la nieve, la presencia de capas débiles y la topografía influyen en la fricción, la velocidad y el riesgo, especialmente en relación con avalanchas y deslizamientos. En este contexto, el desempeño deportivo está estrechamente ligado a la interacción entre procesos geológicos, condiciones climáticas y propiedades físicas del hielo y la nieve.

4.5 Deportes en ambientes geológicos específicos

Los deportes en ambientes geológicos específicos agrupan actividades que se desarrollan en entornos naturales con características geológicas particulares, donde el tipo de relieve, los materiales y los procesos activos condicionan directamente la práctica.

En regiones volcánicas activas, como los Andes o Islandia, se realizan actividades como el esquí, el senderismo y el montañismo sobre conos volcánicos y coladas de lava. En estos casos, la rugosidad del terreno, la pendiente y la inestabilidad de los materiales influyen en la movilidad y el nivel de riesgo.

En ambientes eólicos, como dunas costeras o desérticas, se practica el sandboarding, que consiste en descender pendientes de arena con una tabla. La granulometría, la inclinación de las dunas y la acción del viento determinan la velocidad y dificultad del descenso.



Figura 11. Senderismo sobre campo de lava del volcán Kilauea (Hawái) (<https://www.viator.com/es-ES/tours/Big-Island-of-Hawaii/Kilauea-Volcano-Small-Group-Adventure-Tour/d669-2804KV>)

La espeleología se desarrolla en cavidades naturales, generalmente en rocas carbonáticas afectadas por procesos de disolución (karst) o en tubos de lava. En este entorno subterráneo, factores como la humedad, la geometría de las galerías y la estabilidad de la roca condicionan la exploración.

El rafting, por su parte, tiene lugar en ríos de montaña, donde la pendiente del cauce, el tipo de roca y la dinámica fluvial controlan la formación de rápidos. La interacción entre agua, relieve y litología define tanto la dificultad como la seguridad de la actividad.

El “cliff diving” (saltos de altura) es un deporte extremo que combina precisión y acrobacias, donde clavadistas se lanzan desde plataformas naturales, acantilados o riscos, a alturas de entre 20 y 27 metros.



Figura 12. Clavadista realizando salto desde los acantilados de las Azores portuguesas (© Romina Amato/Red Bull Content Pool)

Barranco Reyes (2020) destaca el papel creciente de las actividades deportivas como elemento dinamizador en espacios naturales, particularmente en contextos como las Islas Canarias. Señala la incorporación de nuevas disciplinas, como parapente, kayak y carreras de ascenso (kilómetro vertical), que se suman a las tradicionales y amplían tanto los calendarios de eventos como la práctica cotidiana. Asimismo, enfatiza la necesidad de una adecuada planificación y gestión para evitar impactos ambientales y garantizar un equilibrio entre el uso deportivo y la conservación.

Los rallies de autos se desarrollan en terrenos naturales donde la geología y la geomorfología condicionan directamente el trazado, la dificultad y el desempeño de los vehículos. Las competencias atraviesan ambientes variados como montañas, desiertos, llanuras aluviales y superficies rocosas, donde factores como la litología, la granulometría del suelo, la pendiente y la estabilidad del terreno influyen en la tracción, la velocidad y el desgaste mecánico.

Un ejemplo emblemático es el Rally Dakar, cuyas rutas recorren grandes escenarios geológicos dominados por dunas eólicas, desiertos pedregosos, salares y terrenos volcánicos. En esta competencia, el paisaje no solo actúa como escenario visual, sino que constituye un elemento central del desafío deportivo y técnico.



Figura 13. Paisaje desértico en Arabia Saudita, ruta del Rally de Dakar 2026, donde se observan extensos afloramientos modelados por la erosión eólica y térmica (<https://campeones.com.ar/inminente-anuncio-del-recorrido-del-rally-dakar-2027-en-arabia-saudita-2/>)

4.6 Geodeportes y Divulgación de las Geociencias

Van Hinsbergen et al. (2024) introducen el concepto de Geo-Sports (geodeportes) como una estrategia innovadora de divulgación de las ciencias de la Tierra. La idea principal es que muchas personas observan paisajes durante competencias, pero desconocen su origen geológico, a pesar de la abundante información geológica que existe.

El enfoque Geo-Sports propone llevar la geología a audiencias que no la buscan activamente, utilizando eventos deportivos masivos como plataforma de comunicación. Un ejemplo destacado es el análisis geológico del Tour de France, una competencia que atrae a millones de espectadores y que recorre paisajes diversos durante varias horas de transmisión televisiva. En tal sentido, los autores plantean que el deporte ofrece una oportunidad única para explicar el origen de los paisajes, la geología del subsuelo y su relación con la sociedad, aprovechando el interés visual que generan estos escenarios.

El “geodeporte” puede entenderse como la unión entre geología y deporte para difundir conocimientos de forma sencilla. En este enfoque, los paisajes donde se realizan las competencias se usan como ejemplos para explicar su origen y características. A través de blogs, videos y redes sociales, se muestran las “historias geológicas” que hay detrás de estos escenarios, convirtiendo el deporte en una forma de aprendizaje. Así, el deporte se transforma en una

herramienta útil para acercar la geología a un público amplio y no especializado.



Figura 14. Tour de France: (izq) pelotón de ciclistas durante la etapa inicial 2010 y (der) tramo de ascenso en los Alpes franceses. Ambas imágenes ilustran la espectacularidad del paisaje montañoso y su valor geológico. (https://mummucycling.com/posts/2025-etape-du-tour?srsitid=AfmBOop2_cuHs_-3JEgXkB0MtSNDprUC-E9xmFd5nXf7CLOaWhSz1f0k) (<https://rouvy.com/blog/ride-haute-route-iconic-climbs-french-alps>)

5. EVENTOS y PROCESOS GEOLÓGICOS ACTIVOS

El deporte también puede verse afectado por procesos geológicos activos. Un caso emblemático ocurrió durante la Serie Mundial de béisbol de 1989, cuando el Terremoto de Loma Prieta, California (magnitud 6,9) interrumpió el juego entre los San Francisco Giants y los Oakland Athletics. Debido a que el evento se produjo durante una transmisión nacional en vivo, quedó registrado en tiempo real, lo que llevó a que esta edición fuera conocida como la “Serie del Terremoto”.

El sismo obligó a suspender los juegos durante varios días y puso en evidencia la vulnerabilidad de las infraestructuras deportivas frente a fenómenos naturales. Este hecho resalta la importancia de considerar los riesgos geológicos en la planificación, el diseño y la operación de instalaciones deportivas, especialmente en regiones sísmicamente activas.



Figura 15. Aglomeración en el campo de juego de funcionarios oficiales y de la liga de béisbol, acordando acciones a seguir luego del terremoto de Loma Prieta de 1989. (<https://www.sfgate.com/giants/article/1989-World-Series-quake-Giants-A-s-remember-day-3283923.php>)

Un caso comparable al del terremoto de Loma Prieta ocurrió durante el Gran Premio de Japón del 11 de marzo de 2011, cuando el Terremoto y Tsunami de Tōhoku, magnitud 9.0 y 6 minutos de duración, afectó directamente la organización del evento. Aunque el epicentro se ubicó lejos del circuito de Suzuka, el fuerte sismo y sus réplicas generaron daños en infraestructuras, problemas logísticos y riesgos de seguridad que obligaron a posponer la carrera. El Gran Premio fue aplazado hasta octubre del mismo año, por el desastre nuclear de Fukushima tras el terremoto y posterior Tsunami que arrasó la zona.

En este mismo país, el Gran Premio de MotoGP fue pospuesto debido a la nube de cenizas volcánicas que interrumpió el transporte aéreo mundial en ese año. Muchos eventos deportivos en todo el mundo fueron suspendidos o afectados por esta misma causa.

Estos casos evidencian cómo los procesos geológicos activos, como los grandes terremotos, o erupciones volcánicas, pueden impactar el calendario, la logística y la seguridad en eventos deportivos de alto nivel. Al igual que en la Serie Mundial de 1989, se pone de manifiesto la vulnerabilidad de las infraestructuras deportivas frente a la dinámica tectónica, especialmente en regiones sísmicamente activas como Japón.

6. CONCLUSIONES

El análisis realizado evidencia que la geología constituye un componente fundamental en la práctica deportiva, tanto desde el punto de vista material como espacial. Lejos de ser un elemento secundario, los materiales geológicos como suelos, sedimentos y rocas, intervienen directamente en la construcción de superficies y en la fabricación de implementos, condicionando propiedades clave como la fricción, la resistencia y la durabilidad, con impacto directo en el rendimiento y la seguridad.

Asimismo, el entorno geológico y geomorfológico define las condiciones en las que se desarrollan numerosas disciplinas. Factores como la litología, la pendiente, la estabilidad del terreno y los procesos activos controlan la dificultad, el riesgo y la dinámica de los deportes, especialmente en ambientes naturales como montañas, costas, desiertos o zonas volcánicas. En este sentido, el paisaje no actúa únicamente como escenario, sino como un agente activo que influye en la práctica deportiva.

Los casos analizados, incluyendo instalaciones deportivas ubicadas en contextos geológicos particulares y eventos afectados por procesos naturales, demuestran la necesidad de incorporar criterios geológicos en la planificación, diseño y gestión de infraestructuras deportivas. Esto resulta especialmente relevante en regiones expuestas a riesgos naturales, donde la interacción entre deporte y geodinámica puede tener implicaciones significativas.

Finalmente, la integración de la geología en el análisis del deporte no solo permite una mejor comprensión de sus condicionantes físicos, sino que también abre oportunidades para la divulgación científica, tal como lo plantea el enfoque del geodeporte. En conjunto, este trabajo resalta la importancia de considerar la geología

Baseball Rubbing Mud. The Sedimentary Record SEPM Vol. 23, Issue 1, (<https://doi.org/10.2110/001c.144870>)

Moreno M.F. (2024) Un curioso deporte olímpico, una remota isla escocesa y geología. Revista Ciencias de la Tierra / Geocultura y Educación, Geodivulgación (<https://revistacienciasdelatierra.com/geocultura-y-educacion/geodivulgacion/un-curioso-deporte-olimpico-una-remota-isla-escocesa-y-geologia/10486/>)

como un elemento clave para el desarrollo sostenible, seguro y eficiente de las actividades deportivas.

7. REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS

Barranco Reyes J. (2020). La importancia de los eventos deportivos en nuestro medio natural. In book: Retos de la Gestión Forestal y Ambiental en las Islas Canarias en el Siglo XXI (pp.223-229) Edition: 1ª, Chapter: 14, Publisher: Colegio Oficial de Ingenieros de Montes.

Canadá Curling Stone Co. (2021) Granite Types. Tomado de: <https://canadacurlingstone.on.ca/granite-types/>. Acceso: 03/05/2026.

Clarín International (09/02/2026). Ailsa Craig, la isla secreta y deshabitada que encierra un increíble misterio (https://www.clarin.com/internacional/ailsa-craig-isla-secreta-deshabitada-encierra-increible-misterio_0_C9c5q1bZW4.html)

EGU Blogs (2021). Geology and the Olympic Games. Aoife Glass July 23, 2021. Blogging, Geomorphology, Natural Hazards, Science Communication (acceso 01/05/2026)

Heerschap L. (2025) The Geology of Rock Climbing (webinar). AAPG Women's Network and the Midwest GeoSciences Group (<https://newsletters.aapg.org/geology-of-rock-climbing-hot-spots>)

Kosh K. (2025). Geology of Smith Rock State Park in Central Oregon. AAPG Explorer, April 2025 (<https://www.aapg.org/news-and-media/explorer/geology-of-smith-rock-state-park-in-central-oregon/>)

Laycock, D.P., Vanderstaal, E., Pemberton E.A., Bremner P.M, Mackenzie R., Woo H.B., Twemlow C. & Fletcher S. (2025) . Geology's Grip on Baseball: Investigating the Sedimentology, Mineralogy, and Physical Properties of

OPEC (2026) Bulletin Vol LVII, No 2, March/April 2026, ISSN 0474-6279

Van Hinsbergen D.J.J., Carpenter M.B., Been J. and Naudé M.N. (2024). Geology of the Tour de France: taking a sports audience by surprise. Geology Today, Vol. 40, No. 5, September-October 2024.

Ruban D. A. & Ermolaev V.A. (2020) Unique Geology and Climbing: A Literature Review. Geosciences 2020, 10, 259;

doi:10.3390/geosciences10070259
(www.mdpi.com/journal/geosciences)

Scottish Geology Trust/Geosites Project
(<https://geosites.scottishgeologytrust.org/geosite/2857>)

SOBRE EL AUTOR:



Jesús S. PORRAS M. es Ingeniero Geólogo de la Universidad de Oriente con Maestría en Ciencias Geológicas de la Universidad Central de Venezuela. Posee amplia experiencia profesional en la industria petrolera donde ha desempeñado diversos cargos en proyectos tanto de exploración como de desarrollo de reservorios convencionales y no convencionales.

Actualmente se desempeña como Geólogo Consultor Senior liderando grupos de estudios integrados de yacimientos para operadoras nacionales e internacionales.

Tiene particular interés en temas de patrimonio geológico, geodiversidad y geoconservación, comunicación en geociencias, geología urbana y geoturismo.

Es miembro activo de diversas asociaciones profesionales y autor o coautor de más de 75 trabajos presentados en diferentes congresos geológicos nacionales e internacionales, simposios y revistas.

LAHARES DEL VOLCÁN BARÚ DE LA REPÚBLICA DE PANAMÁ. DATOS SOBRE LA FORMACIÓN DEL RELIEVE POSTVOLCÁNICO

Humberto Álvarez-Sánchez

1. Introducción.

El Volcán Barú es la cima culminante de Panamá, con 3474 m.s.n.m., situado en la occidental Provincia de Chiriquí. Desde el comienzo de su actividad en el Plioceno temprano eventos tectónicos, gravitacionales y climáticos, algunos catastróficos, modelaron su elevación, que pudo alcanzar entre 4,000 y 5,000 m, según Williamson (1981) y cuya degradación pudo generar km³ de detritos desmantelados y expuestos en los flancos del volcán.

El Barú es un estratovolcán andesítico calcoalcalino con una actividad basáltica secundaria (Retana et al., 1987). Lavas y piroclásticos forman el volumen principal del cono primitivo. Durante la etapa previa a su inactividad actual, domos de lava se elevaron hasta una altura superior al borde de los restos del viejo cráter. Según Retana, ibíd., los datos de presión de agua del fraccionamiento magmático <1Kb, suponen un doble sistema de alimentación en el Barú, dividido entre una cámara magmática profunda a 3-6 km, origen de los productos más recientes y otra en la base continental, con los productos de mayor antigüedad de lavas andesíticas con anfíbol. Retana et al., llaman a este substrato como el "basamento pre-Cuaternario", compuesto por los complejos, volcánicos, intrusivos y sedimentarios de edad Mesozoico a Mioceno Superior; que sirven de pedestal a los productos de colapsos y complejos de lahares así como los productos de emisión del vulcanismo.

La actividad del Barú, fue intensa aunque de corta duración. El vulcanismo comenzó alrededor de 0,5 Ma y estuvo en actividad hasta tiempos muy recientes. En la etapa Mioceno Superior-Plioceno Inferior es probable que se produjo un cese del vulcanismo, seguido de intensa erosión y excavación en los flancos (Retana, ibíd.), continuado por un reinicio de actividad volcánica en el Plioceno superior, con duración hasta una época muy reciente. Estudios realizados en el proyecto IRHE-BID-OLADE (Retana ibid), describen restos orgánicos en flujos piroclásticos con diferentes edades 14C inferiores a 12 400 años de actividad sucesiva hasta muy jóvenes, después de la formación de la depresión central. Otras edades corresponden a 980 y 690 años, ya dentro de la época precolombina. Según Williamson, ibíd., la última erupción, fechada por 14C en 800 años B.P., se originó a partir de una fisura en el flanco occidental, al crear un depósito piroclástico de pómez dacítico; posiblemente relacionado con actividad freatomagmática. En la actualidad el Volcán Barú se considera latente o potencialmente activo (Retana ibíd.; Sherrod et al., 2008; Camacho, 2001). Los principales depósitos clásticos derivados de la degradación subaérea del Volcán Barú se encuentran al SW y S del volcán, en extensos cuerpos fragmentarios que se supone tuvieron dos tipos de actividad predominante. Al sector occidental (Figura 1) lo denominaron "Avalancha de Escombros" y al oriental "Planicie de Lahares" (Sherrod et al., 2008); términos preservados aquí al expresar sus características principales.

2. Depósitos gravitacionales del Volcán Barú. Antecedentes.

Las primeras investigaciones en la región del Barú perseguían localizar sistemas geotérmicos de alta entalpía, destinados a la generación de energía (Williamson, 1981; Retana et al., 1987; Defant et al., 1991). La exploración no rindió buenos resultados y se derivó hacia objetivos más prometedores en el edificio volcánico de El Valle de Antón y en la región de Chitira-Calobre. Ninguno de estos trabajos hizo énfasis en los procesos de degradación del Volcán Barú y sus productos; con excepción de Retana et al., 1987, cuyo trabajo descartó las depresiones en herradura en el Barú como estructuras de caldera; causadas en realidad por tectónica y actividad volcánica. Una de las depresiones en forma de anfiteatro abierto hacia el oeste y producto del colapso y desplome de la pared, es mencionada como punto de partida de grandes avalanchas de escombros, quizá la primera ocasión en que se aludía a estos fenómenos en el Barú. Camacho, 2001, menciona entre los restos del colapso grandes secciones fragmentarias de la pared constituidas por los cerros Macho de Monte, Cerro Pon la Olla y Potrero de Piedra e hizo una de las primeras referencias al delantal de lahares extendido al sur del volcán hasta las costas del Pacífico.

¹ Un esquema geológico del área del Barú realizado por una expedición de la Universidad de Colombia (1999) parece ser uno de los primeros trabajos en lo que aparecen contornos de cuerpos de lahares. Lamentablemente este trabajo se ha perdido.

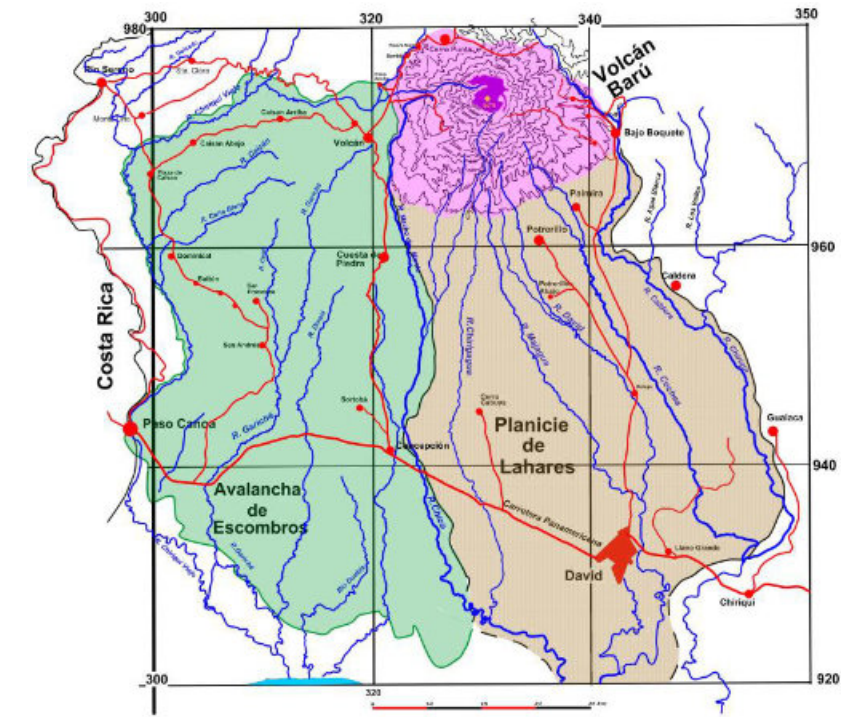


Figura.1. Mapa simplificado de los depósitos gravitacionales del Volcán Barú. En café la Planicie de Lahares. En verde la Avalancha de Escombros enlazada al colapso de la pared occidental del cono. Los contactos entre de los complejos de sedimentos se modificaron de la Figura 1 de Sherrod et al., 2008; la Figura 3 de Brady, 2011; la Figura 1 de Herrick, 2011 y los datos de las investigaciones geotécnicas de proyectos hidroeléctricos (Álvarez-Sánchez, 2004, 2005, 2008abcd). En rojo poblados y carreteras. Azul, red fluvial principal. Base topográfica de la Hoja 2 David, del mapa 1:250,000 del Instituto Geográfico de la República de Panamá. (Coordenadas UTM).

El trabajo de Sherrod et al., 2008 sobre las amenazas volcánicas, presenta el posible primer mapa con la distribución de los complejos detríticos gravitacionales del Barú. El trabajo posee una segunda parte con los resultados de cartografía y estratigrafía, dataciones de 14C y otros resultados; lamentablemente no disponible. Investigaciones posteriores (Herrick, 2011), (Brady, 2011), contienen información sobre la geología de los depósitos gravitacionales, aunque ambos se encuentran enfocados en la avalancha de escombros del sector oeste del volcán durante el Pleistoceno tardío (Figura 2).



Figura.2. Zona del comienzo del colapso del flanco occidental, cerca del poblado de Nuevo Bambito. 1-Flujo piroclástico de ceniza y fragmentos de pómez; fechada en 800 años B. P. por 14C. 2-Contacto con la avalancha de escombros (Foto propia, 2008b).

De acuerdo con Brady (ibid.) la composición adakítica de muestras de restos de la avalancha, parecen demostrar un proceso de fusión combinada que sugiere un desequilibrio causado por la inyección de magma máfico (horbléndico) más caliente en la cámara más fría de almacenamiento andesítico del Volcán Barú. El incremento de temperatura, descenso de la presión y reducción de agua disuelta en la cámara andesítica, pudo causar el colapso del sector oeste por actividad explosiva; favorecida por la influencia de la meteorización tropical y la actividad sísmica (Brady, ibid., y referencias citadas). Estimaciones de volumen acumulativo para los depósitos de avalancha de escombros y lahar se estimaron previamente en $\sim 100 \text{ km}^3$, en comparación con el colapso del Mount St. Helens que produjo solo $\sim 3 \text{ km}^3$ (Brady, ibid.).

Herrick, 2011 (su Figura 1), describe las avalanchas al occidente del Barú, divididas en dos episodios principales: El Depósito Barriles (Hvda-BE), extendido sobre 45 km con área cubierta de 966 km^2 , limitado entre dos edades de C14 de $\sim 9 \text{ ka}$; más joven que el depósito Caisán. El Depósito Caisán (Pvda_C) extendido $\sim 50 \text{ km}$ con área de 1190 km^2 , más antiguo o más allá del rango de radiocarbono ($>43,500 \text{ YBP}$)₂ (Herrick, ibid.) y cubierto parcialmente por el depósito Barriles. Ambos, según Herrick, son yacimientos volcánicos subaéreos entre los de mayor magnitud en el mundo, cuyos volúmenes calculados suman más de 30 km^3 .

Como se aprecia de la literatura disponible, la investigación previa se dedicó casi en su totalidad al estudio de las avalanchas de escombros. Sin restarles importancia, son eventos repentinos y episódicos en la historia geológica del volcán. Al complejo de lahares se le presta menos atención, a pesar de su potencia mucho mayor y su carácter de procesos reiterados en el tiempo, que reflejan importante información estratigráfica de la geología superficial del volcán y, con seguridad, son mucho más antiguos. Precisamente Herrick (op cit.) señala que no fue posible determinar la edad de los lahares, pero sugiere que su grado de endurecimiento demuestra mayor antigüedad respecto a las avalanchas Barriles y Caisán.

3. Lahares del Volcán Barú. Características y propiedades.

A los movimientos superficiales de masas rocosas se les llama deslizamientos de tierra, avalanchas de rocas, flujos de detritos y fango, distinguiéndose por los factores detonantes, la proporción clástica, la matriz y su fluidez, determinante de su velocidad. En los escenarios volcánicos, el antagonismo entre crecimiento magmático y degradación atmosférica, tectónica y volcánica, causa pérdida de masa y elevación y produce detritos, cuyo movimiento depende de la gravedad, la pendiente y el agua. Aunque los lahares son, al fin, "flujos de detritos", el término lahar₄ se aplica exclusivamente a los de origen volcánico, sustentados por lodo fluidificado por agua. Por tanto, los lahares al desplazarse, son masas húmedas y para su génesis y transporte el agua es indispensable: por cuya condición se desencadenan durante pluviales y deshielos, en periodos volcánicos activos o de calma.

Los puntos de inicio de los lahares son laderas inestables de los conos volcánicos, alteradas por hidrotermas, cenizas incoherentes, aglomerados poco cementados y otras mezclas de alto contraste de propiedades mecánicas, sujetas a inestabilidad gravitacional. El magma rico en gases sulfurosos se mezcla con las aguas superficiales y las convierte en una solución ácida de alta temperatura, capaz de reducir las rocas a una masa arcillosa (Pierson & Scott, 1985). De aquí la fuente de los lahares ricos en arcilla, referidos como lahares fangosos o lahares cohesivos. Muchos lahares comienzan con un deslizamiento de tierras que termina por moverse por la pendiente. Un elevado contenido de arcilla ($\pm >3\%$) aumenta considerablemente su movilidad. Los lahares se caracterizan por transportar bloques tan grandes como decimétricos a métricos; en flotación en una matriz de restos volcánicos finos, pero en ocasiones también más que simple lodo, tales como fragmentos de tamaño grava, arena y clastos de centímetros (Figura.3). En conclusión; masas de fragmentos y fango lubricados por agua. Característicamente tiene mala selección, estratificación gruesa o masiva. Diferentes clasificaciones de los lahares y sus conceptos y términos cambian entre los autores. Los lahares pueden dividirse en primarios o sinérgicos, simultáneos con la actividad y secundarios o posteruptivos, durante las pausas o durante ellas; aún cuando los sismos y las erupciones explosivas son típicos eventos que los fomentan. También se dividen en aquellos ricos en arcilla o en lahares pobres en arcilla. Con mucha arcilla a menudo los lahares se asocian con desplomes de laderas meteorizadas y sus depósitos finales suelen ser

² Según Brady, 2011, DA3 (Hvda=Barriles) arroja edades entre 12900-10120 años AP y es el depósito más joven y volumétricamente significativo que resultó del colapso. El depósito DA2 (Pvda=Caisán) ocurrió durante el Pleistoceno Temprano-Tardío $\sim 40 \text{ ka}$. El depósito DA1 (Pbl=unidad de lahar) ocurrió en el Pleistoceno entre $231 \pm 32 \text{ ka}$ y 41 ka .

³ Existen grandes discrepancias en las cifras: Willianson: 250 km^3 . Brady: 100 km^3 . Herrick: 30 km^3 .

⁴ Término indonesio, introducido en 1922 por el geólogo holandés Berend George Escher.

diamictíticos, mientras los que son pobres en arcilla requieren de grandes volúmenes de agua con la capacidad de arrastrar material (Zehfuss et al., 2003).



Figura.3. Ejemplo de lahar cohesivo de estratificación grosera en el Río Piedra (Chico) cortado en la ladera oriental del río. La flecha indica una estructura de carga sobre arcilla con clastos finos o arena (Foto propia, 2004).

Los depósitos de flujo de escombros contienen desde arcilla hasta bloques métricos y son masivos, muy viscosos y densos. Fuertemente mezclados durante el flujo, carecen de clasificación (Coussot y Meunier 1996). Los flujos de detritos pueden pasar a flujos hiperconcentrados con cambios a una textura con menos cantidad de finos que los flujos de escombros; mala clasificación, estratificación horizontal tenue pero de apariencia masiva con lentes finos de gravas (Pierson & Scott, 1985). En consecuencia y según el contenido de agua y arcilla pueden distinguirse flujos de detritos cohesivos y flujos hiperconcentrados no cohesivos (Coussot y Meunier 1996, Mulder y Alexander 2001). Varnes, 1978 (fide, Scott 1988) los designa como flujos de escombros que dan lugar a depósitos que contienen al menos un 50 por ciento de arena, limo y arcilla. En la definición de Bates y Jackson, 1980 (fide, Scott 1988), los lahares son solo aquellos que se originan en el flanco de un volcán. Coussot y Meunier 1996 comentan que estas clasificaciones son contradictorias cuando se basan en criterios cualitativos o no abarcan la totalidad de los fenómenos y las clasificaciones son difíciles de aplicar. Las proporciones entre carga sólida y las partículas finas en la matriz establecen una distinción importante entre lahares cohesivos y no-cohesivos. Un flujo de detritos cohesivo tiene la capacidad de recorrer distancias mucho mayores que un flujo no cohesivo. Los lahares cohesivos (7% o más de arcilla) forman capas más gruesas, que pueden estar estratificadas, aunque tienden a ser masivas. Estos depósitos en ocasiones muestran rasgos de gradación inversa (Figura 4). Un lahar suele tener una fase inicial ascendente o creciente, una fase de máxima inundación y una fase descendente o menguante relativamente prolongada. En los tramos proximales o medios los lahares pobres en arcilla forman depósitos mal clasificados, masivos o de estratificación grosera, con frecuente graduación inversa. Pero, en dependencia de la cohesión, la concentración de sedimento y la velocidad, la gradación puede ser normal hacia el techo del depósito (Lavigne y Suwa, 2004).



Figura.4. lahar cohesivo con estratificación graduada inversa en un afluyente del Río Caldera. La capa superior más oxidada tiene un origen aluvial más probable (Foto propia, 2004).

En los tramos distales, los flujos forman depósitos voluminosos y arenosos que pueden extenderse decenas de kilómetros más allá del cuerpo principal del lahar (Scott, 1988). Estas facies distales se denominan comúnmente depósitos de agotamiento (Figura 5). Suelen presentar una estratificación y una mejor clasificación que la de los depósitos proximales o medios (Zehfuss et al., 2003).



Figura. 5. Depósito de agotamiento en el lahar del Río Chico. compuesto de arena rica en ceniza con tramos estratificados y masivos. (Foto propia, 2008c).

Para distinguir un lahar de otros flujos, varias características son útiles: La matriz de un lahar muestra una pobre clasificación de casi todos los tamaños de grano. Los contactos tajantes entre los cuerpos son típicos y sus bases presentan efectos de carga o erosión en los estratos subyacentes. A menudo presentan una facies arenosa diluida a menudo estratificada, representativa de un frente de agotamiento.

3.1. Rasgos sedimentarios híbridos.

Los lahares no son solo eventos de interés estrictamente vulcanológico; también son laboratorios de sedimentología, en cuya estratigrafía pueden observarse secciones con rasgos similares a las características de los flujos de sedimentos por gravedad en ambientes subacuáticos (Scott, 1988) (Figura 6). Varios depósitos de lahar; cuando las condiciones geométricas del cauce fluvial, el contenido de lodo y agua y el material fragmentario forman una mezcla apropiada; imitan la estructura y hasta el modo de formación de otros productos sedimentarios, hasta el punto que llegan a parecerse a los flysch turbidíticos y a las olistostromas de las avalanchas submarinas (Álvarez-Sánchez, 2005, 2008a, 2008c; inéd.)

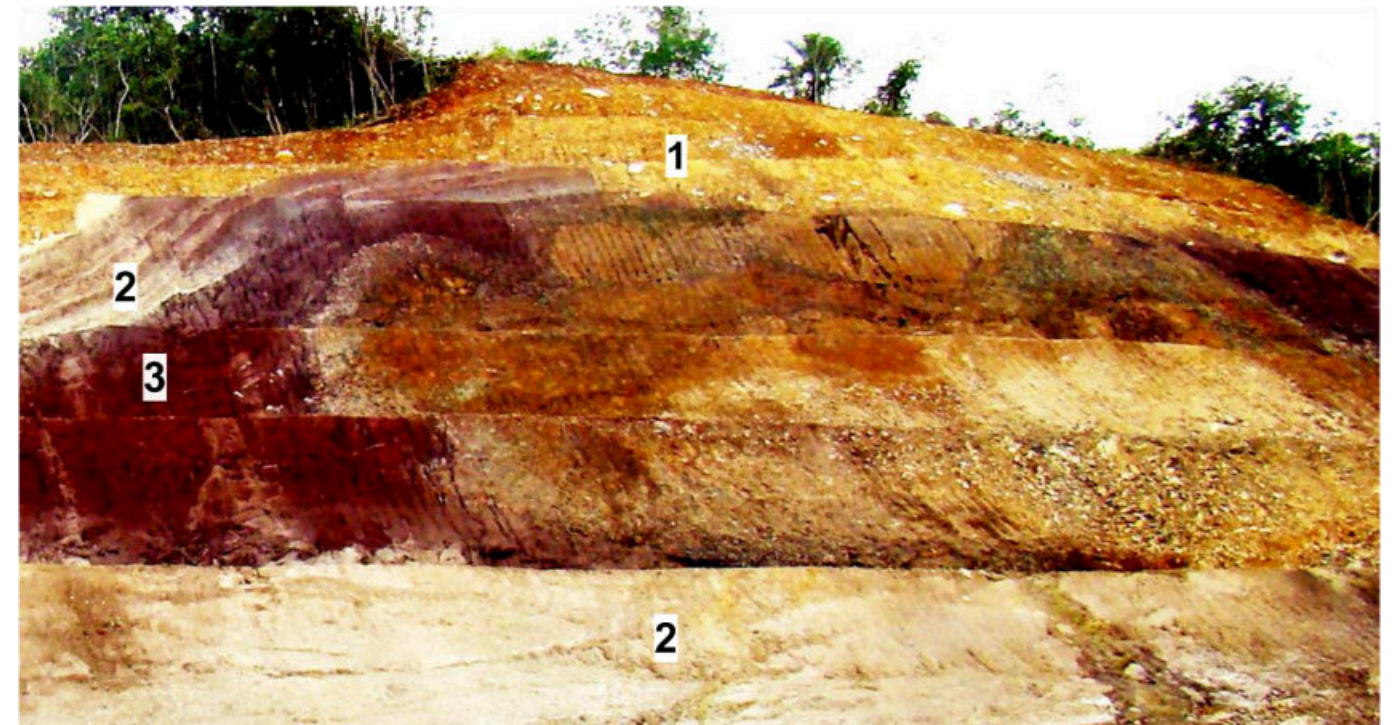


Figura.6. 1. En el tope, lahar no más antiguo que Plioceno probablemente distal del Volcán Barú. 2-Flujos piroclásticos estratificados de la Formación Virigua. 3-Avalancha de lodo manganésico-ferroso que sirve de matriz a un potente flujo de detritos de pliegues convolutos imitando una olistostroma arcillosa. En el corte se destacan numerosos diques clásticos y huellas de carga, evidencia de la acumulación rápida en estado plástico de la mayoría de la sección. Los tajos de terraza impiden ver detalles de los contactos inferiores (Excavación del canal de conducción de la presa Mendre 1) (Foto propia, 2005).

También existen depósitos cuya clasificación precisa y en cual categoría situarlos es difícil. Se trata de secciones de composición y estructura que evocan las características de las avalanchas submarinas de detritos desprendidas de acumulaciones fragmentarias, en contacto con costas accidentadas limítrofes a centros de actividad sísmica periódica. La estructura de estos depósitos es confusa. Presentan un alto grado de consolidación y cementación hasta el punto de formar una masa coherente y compacta. En esto se diferencian marcadamente de depósitos de lahar que les sobreyacen, carentes de tal grado de litificación. Al considerar la proximidad a la costa del depósito de la Figura 7, es posible concebir la formación de este depósito en una zona donde los materiales iniciales pudieron ser restos de lahares redepositados hacia el talud de una zona de costa, en régimen oscilatorio y bajo aguas marinas. Tal depósito pudo ser de nuevo, cubierto por lahares normales durante la retirada de la paleolinea de la costa.



Figura.7. Capa de sedimentos consolidados y compactos de estructura desordenada en una matriz cementada arcillo-arenosa. Los clastos y bloques angulosos carecen de selección y se componen de rocas volcánicas en gran medida poco alteradas. Los bloques mayores están rodeados por una matriz envolvente sinuosa de tipo flaser. En la parte superior se destacan unos metros de un depósito mal graduado poco coherente que puede ser material de lahar retransportado. Este horizonte consolidado de origen no esclarecido puede ser llamado una diamictita⁵. Curso inferior del Río Piedra (Chico) (Foto propia, 2008c).

⁵ Las diamictitas a menudo se interpretan erróneamente como de origen glacial. Sin embargo, el origen más común de las diamictitas es la deposición por flujos de masa submarinos como turbiditas y olistostromas en áreas tectónicamente activas, y pueden producirse en una amplia gama de otras condiciones geológicas, entre ellas flujos de masa de lahar que ingresan al océano.

También, en el escenario del Barú existen flujos de detritos que no son lahares ni avalanchas de las paredes del volcán, sino desplazamientos de materiales previamente sedimentados y meteorizados, regolitas, lateritas, rockfalls, restos de lo que fueron lahares ya consolidados y estables. Ejemplo de ellos son los deslizamientos numerosos existentes en las laderas de los cañones a veces espectaculares y que en nada se relacionan con el vulcanismo por mas que se deriven de restos volcánicos (Figura 8).

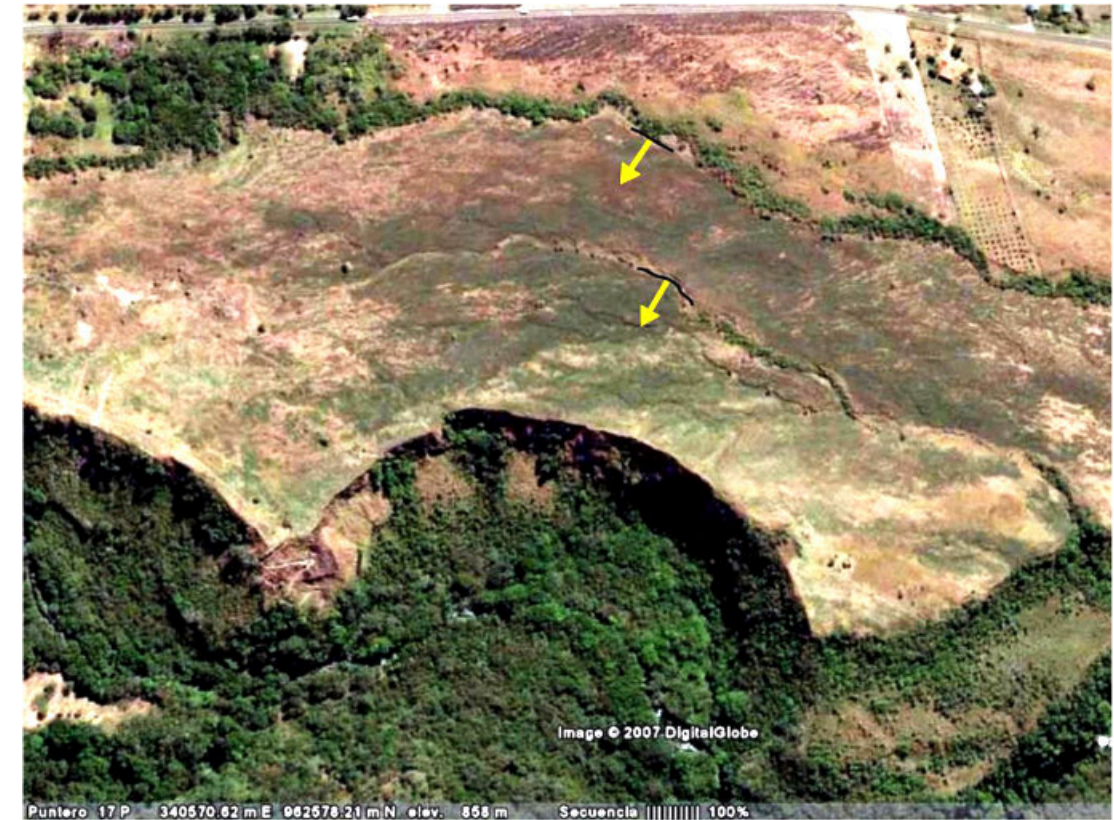


Figura.8. Sucesión de grandes deslizamientos de la ladera sobre las Quebradas Emporio y Quisigá, afluentes del Río Cochea, a poca distancia del poblado turístico de Boquete. El diámetro del ring en el centro de la imagen es de 519 m. Las líneas de los futuros deslizamiento se marcan claramente en el terreno. Uno de los casos en que la predicción geológica es perfectamente posible. (Imagen Google Earth).

4. Morfología de la Planicie de Lahares. Cañones, terrazas e interfluvios.

La Planicie de Lahares se extiende desde los contrafuertes del Volcán Barú, a unos 800 m s. n. m., cerca de Boquete hasta 50 m s. n. m., cerca de David y se prolonga, suavemente basculada \pm 3-7% hasta la costa del Pacífico mezclándose con sedimentos marinos-lacustres y aluviones modernos (Camacho, 2001). La superficie del glasis se cubre por una eluvio-coluvial de bloques dispersos en una matriz densa de arcilla laterítica, en parte derivada de la degradación de cenizas.

Lahares, aluviones reelaborados; restos de flujos piroclásticos y de avalanchas secundarias, incluso posibles rellenos lacustres; son los sedimentos presentes bajo la corteza. Observaciones en los valles fluviales durante estudios para proyectos hidroeléctricos, demuestran ser los lahares la formación predominante. Sin embargo la estratigrafía del relleno es más compleja que la supuesta por Sherrod et al., 2007, según su interpretación de un delantal integrado completamente por lahares que cubrieron la pendiente meridional del volcán. No obstante, aunque la colmatación es heterogénea es cierto que a primera vista da una impresión de monotonía litológica, a causa del aspecto de llanura pedregosa uniforme, con mesorelieve propio, perfil edáfico derivado directamente del relleno y red fluvial con características propias que la drena.

Los flujos fangosos saturados de fragmentos pétreos de las más diversas dimensiones; lahares propiamente dichos en su mayoría, rellenaban temporalmente los cauces ya existentes o se dispersaban sobre los interfluvios. Al establecerse el flujo normal en los cauces, los materiales incoherentes eran retransportados y depositados en forma

de aluviones con algunas de sus facies típicas en los valles de corrientes favorecidas. Un tiempo después eran cubiertos de nuevo por flujos de detritos, durante la reanudación de la actividad volcánica, sísmica o climática. De tal forma, se originó una compleja estructura sedimentaria con cierta variabilidad facial y genética que constituye el relleno y paisaje de esta planicie.

La mayoría de estos valles tienen en común la morfología de artesa que se estrecha hasta la forma de cañones y una edad aproximadamente coincidente. En ellos ocurren movimientos en masa a partir de las laderas límites de los cañones fluviales. Este proceso es el mecanismo principal de “apertura” lateral de los cañones, hasta proporcionar a los sistemas fluviales privilegiados con cuencas mayores y precipitaciones más copiosas, valles más abiertos en forma de artesa, donde el eje transversal de los valles es mayor que la altura entre el cauce y la planicie superior. Este mecanismo no constituye un fenómeno del pasado. Se trata de fenómenos completamente activos. Visibles hoy en varios valles, en términos de modificación de las laderas de los cañones, que en pocas semanas o meses pueden mostrar huellas completamente frescas de eventos de este tipo, con consecuencias variables para el cauce según las masas involucradas.

Los interfluvios planos (glacis de derrame) sin grandes rupturas de pendiente y delimitadas por sistemas de valles estrechos aproximadamente paralelos, sugieren que en un momento temprano de su evolución el movimiento de los lahares quedó controlado por los cauces (lahares encausados), mientras los interfluvios quedaron sujetos a formas meteóricas predominantes de erosión. El encauzamiento de los lahares y el despeje de las obstrucciones de los cauces pasó a ser la forma predominante de la evolución del relieve. De tal forma la estructura de los valles, considerablemente compleja, ha evolucionado bajo condiciones de elevada dependencia con la tectónica regional.

Mientras la estructura se levantaba en su extremo septentrional, los ríos primitivos sufrían el incremento gradual de sus pendientes obstaculizando el alcance de sus perfiles de equilibrio. En estas condiciones las corrientes profundizaron (y aún lo hacen) sus cauces con un casi total predominio de la erosión vertical. Las diferencias de profundidad de los cauces, partiendo de la base de un material común a erosionar, dependían entonces del volumen del drenaje de cuencas privilegiadas por su área de captación, más que quizá cualquier otro factor, además de la velocidad de ascenso de las superficies y las propiedades granulométricas de los lahares y su potencia. El levantamiento basculado de la planicie de lahares, determinó el desarrollo de las cuencas hidrográficas mediante acción remontante (Cuellar-Cárdenas, *et al.*, 2014) hacia las faldas del volcán con una profunda incisión fluvial, de modo que la pendiente primitiva y la inclinación de los precursores de la red fluvial estuvo determinada siempre por el levantamiento regional provocado por la recuperación isostática de los centros volcánicos situados al Norte o por un sistema de fallas ocultas bajo los depósitos. Unos ríos, como el Río Cochea, se encauzaron por un cañón (Figura 9) casi hasta su confluencia, mientras otros ampliaron su cauce hasta convertirse en ríos trenzados como el Río Macho de Monte⁶. Por ello un Nivel de Base local entre valles próximos no necesariamente se establecía en el valle más antiguo.

Una clara evidencia de la acción de los factores tectónicos regionales es el complejo sistema de terrazas estructurales. En los tramos altos de los valles pueden observarse hasta 3 niveles. Este número disminuye hacia el Sur por coalescencia de superficies de transición según ocurre el ensanchamiento de los valles. El proceso se combina con las variaciones de la capacidad de transporte de sedimentos y, por tanto, con la capacidad de las corrientes para erosionar los flancos de los valles, con su posterior ensanchamiento. Estas terrazas demuestran una historia complicada de erosión, relleno de los cauces y estabilización periódica de las condiciones hidroclimáticas en la evolución de los valles. En la actualidad tres de estos sistemas de terrazas, entre las cotas 800 y 620 (aguas arriba de la confluencia del Río Macho de Monte y el Río Concepción (Bocalatún) se encuentran totalmente disecadas y representan un estadio anterior de la evolución del relieve. Solo en algunos casos de grandes avenidas las terrazas sobre estas cotas serían alcanzadas por el flujo y bajo la suposición de que esto puede ocurrir donde el valle se reduce en algunos tramos hasta formar un estrecho cañón como ocurre justamente aguas arriba de la confluencia Macho de Monte-Río Concepción.

Los interfluvios se caracterizan por su regularidad, exceptuando pequeñas depresiones y restos de cauces abandonados y pueden clasificarse como pequeños pedimentos sin deformaciones de consideración. Se forman por restos de etapas anteriores en el desarrollo fluvial y contienen, tanto facies fluvio-torrencales, como sedimentos de cauce normal y de terrazas abandonadas. Hacia el Norte, por sus características estructurales y su posición en los flancos del volcán estas cuestas se pueden considerar como superficies primarias.

⁶ Piedra (Chico).

La red afluentes son vaguadas fuertemente inclinadas y transversales al relieve principal, en forma de sistemas “colgados” que afluyen al valle principal que constituye su Nivel de Base local (Figura 9). Una gran parte de estos afluentes funcionan solo en época de lluvias. En general es una red consecuente dendrítica de ángulo muy cerrado.



Figura.9. Cañón del Río Cochea. Un espectacular testigo del corte vertical de la columna de lahares relacionado con el levantamiento de la planicie. La cascada es la descarga de una vaguada transversal de rumbo WNW. Con una diferencia de ± 100 m entre el cauce y la planicie superior, obsérvese el plano rigurosamente uniforme de la planicie superior (Foto propia, 2008b).

5. Substrato de la Planicie de Lahares.

Se puede suponer que la base de la columna de lahares es la continuación de los complejos volcánicos de la cordillera panameña hacia la Cordillera de Talamanca. Sin perforación, levantamientos aero-geofísicos o sondeos geofísicos de suficiente penetración se desconoce la profundidad de las rocas consolidadas subyacentes. La velocidad de solevación de la cordillera, cifra importante para conocer como se desarrolló la depresión se ignora. Por tanto la potencia de esta enorme masa de sedimentos al sur del aparato volcánico es desconocida desde varios ángulos y métodos aplicables. Sin embargo algunas condiciones iniciales de la estructura tectónica subyacente debieron favorecer la acumulación más que la simple pendiente estructural determinada por la prolongación de las raíces de los aparatos volcánicos locales. Suponer que la acumulación de material fue causada solo por la relación de pendientes entre el volcán elevado y sus flancos deprimidos o el hecho de que la cordillera se eleva al norte como un obstáculo topográfico; quizá sea una simplificación excesiva. Si existió una estructura preferente para el relleno y de dimensiones suficientes; tal concebible depresión pudo ser un half-graben, originado por un sistema de fallas sintéticas, sinvolcanógenas solidarias con el contorno del cono volcánico; fallas que ejercieron su influencia desde la profundidad, como ocurre en fallas enmascaradas por derrubios enclavadas en las rocas duras subyacentes, mientras la cobertura detrítica se acomoda pasivamente. Las huellas de este supuesto sistema de fallas no aflorado en superficie, cuenta con argumentación razonable a partir de la morfología fluvial y los saltos de facies, evidentes en los depósitos aflorados en los cauces. A lo largo de los cortes profundos de los Ríos Macho de Monte, Bonilla,

Sambuyadora y Río Piedra, se destacan secciones con bruscas interrupciones de un mismo flujo de lahares y afloramientos en distancias muy pequeñas en su continuación de materiales que atestiguan otras condiciones del desarrollo de los cauces, indudablemente más antiguos que la edad presumible del depósito (Figura 10).

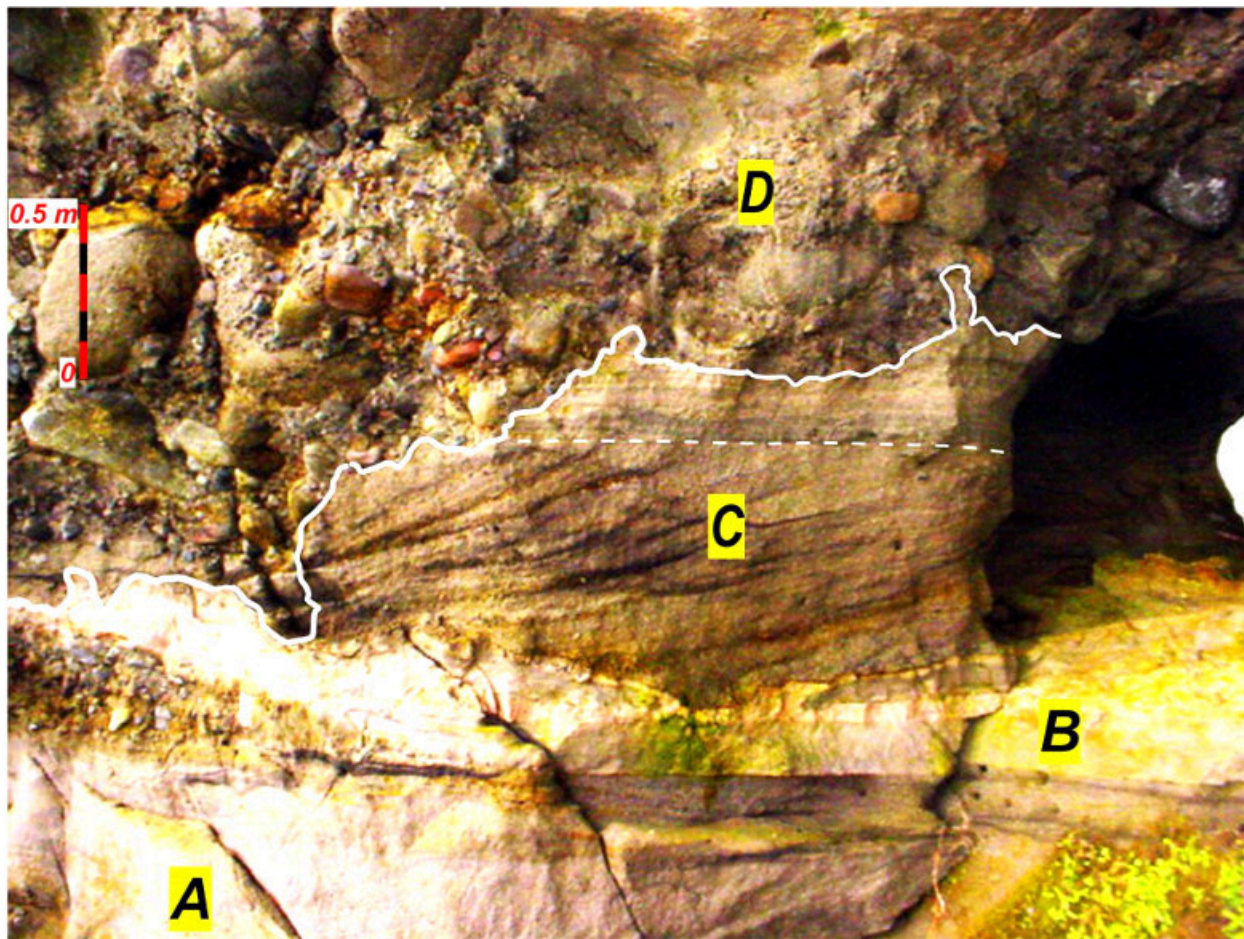


Figura.10. A. Flujo de ceniza alterado a arcilla rosácea. B. Capa con estratificación convoluta. C. Estratificación cruzada, coronada por laminación paralela de corriente. D. Flujo cohesivo, con huellas load casts. El afloramiento evidencia periodos de tranquilidad en cauces con etapas de tipo Donjek (Miall, 1978). La imagen se encuentra mas de 80 m bajo un lahar. Pared Este del Río Concepción (Foto propia, 2004).

Otras complicaciones se suman a las anteriores, por su posible asociación con fallas de los sistemas ENE-OSO y NO-SE, laterales izquierdas y derechas, comentadas por Espinosa-Vega et al., 2017. A lo largo de los valles, ciertos patrones regulares de cambio de rumbo de los drenajes así como alineamientos sutilmente mostrados sugieren que, debajo de la cobertura de sedimentos fluviales, se encuentran fracturas de alguna importancia que cruzan bajo dicha cobertura y que, en cierta medida, se han mostrado lo suficientemente activas en época reciente como para influir en la disposición de mesoformas y comportamientos de ciertos tramos de los cauces.

Los indicios de fractura en los sitios observados son claros y manifestados en superficie por acodamientos bruscos en los cauces, que no tienen explicación en cambios litológicos o de dureza o compactación de las rocas (Figura 11).

También existen indicios geofísicos de SEV y tomografía eléctrica que se interpretan como reflejos de fallas en la profundidad. En los estudios de Respuesta de Sitio, varios lugares indicaron una amplificación de 2.08 a una frecuencia de 3.20 Hz; como resultado un periodo de 0.31 segundos. El posible valor de desplazamiento, a juzgar por su influencia en los acodamientos de los cauces, puede encontrarse entre varias decenas de metros, sin mayores precisiones. Gran parte de las directrices observadas por su estilo corresponden con campos de fuerza que provocan patrones cruzados muy similares a los sistemas de grietas que se obtienen en las pruebas de compresión de sólidos.



Figura.11. Meandros acodados del Río Caldera causados por fallas conjugadas con una alta probabilidad. Nótese los bruscos cambios y la rectitud de las riberas a pesar de la uniformidad litológica y la caída de la carga fluvial a continuación del primer tramo (Foto de Google Earth) (Interpretación propia, 2008a).

6. Observaciones finales.

Los datos provenientes de investigación geológica destinada a la factibilidad de complejos hidráulicos y el estudio detallado de los cortes expuestos en los valles fluviales; demuestran una complejidad considerablemente mayor que la supuesta para el complejo sedimentario en la zona denominada Planicie de Lahares. Un breve examen de la geología de la planicie, los elementos principales de su relieve y el papel jugado en su morfología por la acumulación de la columna de lahares, muestra la alta complejidad de la estratigrafía de estas formaciones estrechamente ligadas a la evolución del Volcán Barú. Los lahares y otras formaciones gravitacionales que afloran en este territorio, cuentan gran parte de la historia del volcán, pero sin un detallado conocimiento de la estructura y edad de estas formaciones no podrá extraerse la gran cantidad de información que contienen y quedarían solo como objetos mas o menos espectaculares e interesantes sin duda, pero poco conocidos. Las capas integradas por los lahares se alternan con materiales fueron retrabajados por las corrientes fluviales durante dilatados periodos de descanso de la actividad volcánica; para convertirlos en secuencias aluviales de estructura compleja con sus facies proximales y distales; las cuales fueron cubiertas nuevamente por flujos de lahar, durante la reanudación de las actividad volcánica y/o sísmica-climática. De aquí que como resultado de estos hechos de observación, se desconocen aspectos tan fundamentales como la potencia, la sucesión estratigráfica y la edad de la columna de lahares.

Aunque el conocimiento detallado de la estratigrafía de los lahares tendría enorme importancia científica, incluso práctica para la construcción civil y la prevención de desastres; la cartografía geológica disponible en los mapas regionales también muestra una escasa relevancia para la evaluación de características regionales y subsisten grandes dudas sobre la edad geológica, basada solo en datos parciales, descritos con escasa correspondencia de las normas internacionales de estratigrafía. La ausencia de mapas geológicos de calidad a escalas más allá que sinópticas, entre otras cosas, impide correlacionar la actividad de las fallas jóvenes con los parámetros de actividad sísmica de los centros próximos y estructuras generadoras al Sur, bajo la cuenca marina. Por esto no existen datos

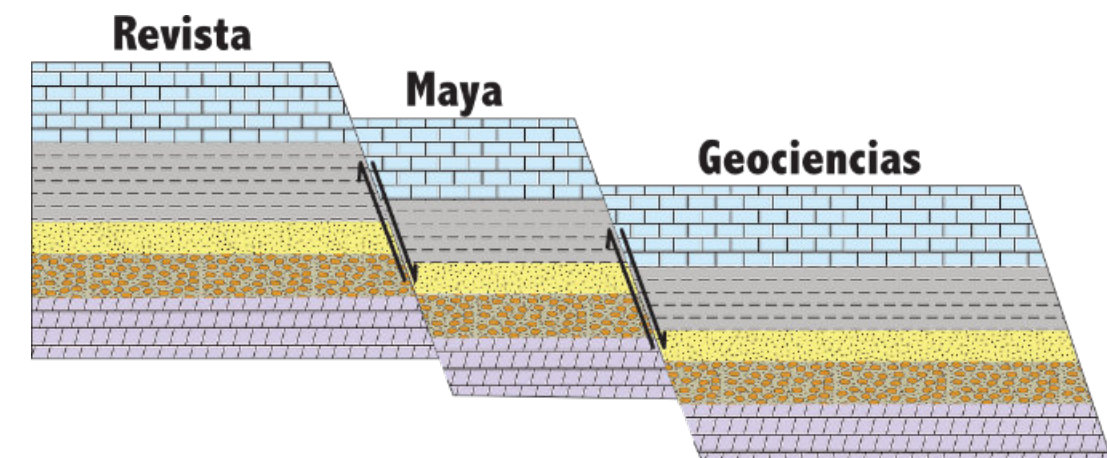
fundamentados que sirvan para correlacionar los movimientos de las fallas activas en Chiriquí, de modo que en los estudios realizados, el potencial sísmico de las fallas locales se ha estimado según parámetros estructurales de dichas fallas, tales como la longitud del trazo visible de la falla, la profundidad probable de ruptura y el ancho de la zona de ruptura, inferencias que se ha pretendido relacionar con la magnitud del sismo (Cowan et. al., 1996; y 1997).

Referencias

- Álvarez Sánchez, H., 2004, Informe ingeniero-geológico del Proyecto Hidroeléctrico Concepción. Río Piedra Chico. Provincia de Chiriquí. Distrito de Boquerón. 158 pp. (inéd.).
- , 2005, Informe ingeniero-geológico de prefactibilidad. Proyecto Hidroeléctrico Mendre 1. Provincia de Chiriquí. 1,236 pp. (inéd.).
- , 2008a, Informe ingeniero-geológico de prefactibilidad. Proyecto Hidroeléctrico Caldera. Provincia de Chiriquí. 1,026 pp. (inéd.).
- , 2008b, Informe ingeniero-geológico de prefactibilidad. Proyecto hidroeléctrico Cochea. Provincia de Chiriquí. 232 pp (inéd.).
- , 2008c, Informe ingeniero-geológico de prefactibilidad. Proyecto hidroeléctrico Pedregalito. Provincia de Chiriquí. 222 pp (inéd.).
- Brady, Shannon M., 2011, Petrologic evidence for mafic recharge at Volcán Barú, western Panama: Implications for a Late Pleistocene sector collapse (2011). *Honors Theses. 946. Union College - Schenectady, NY.*
- Camacho, E., 2001, Los Volcanes de Chiriquí. Laboratorio de Geofísica e Hidrogeología. Universidad de Panamá.
- Cowan, H.A., et al., 1999, Active Fault Map of Panama, ILP-2 World Map of Active Faults. USGS Denver, USA. (maps plus database).
- Cowan, H. A, et al., 1997, Estudio de la Fallas Activas en la Región Fronteriza Costa Rica-Panamá, Proyecto Microzonificación Sísmica de David.(inéd.)
- Coussot, P. and M. Meunier, M., 1996, Recognition, classification, and mechanical description of debris flows. Earth Science Review. June 1996 40(3-4):209-227.
- Defant, M. J., Clark, L. F., Stewart, R. H., Drummond, M. S., de Boer, J. Z., Maury, R. C., Bellon, H., Jackson Th. E., and Juan F. Restrepo, 1991, Andesite and dacite genesis via contrasting processes: the geology and geochemistry of El Valle Volcano, Panama. Contrib Mineral Petrol (1991) 106:309-324.
- Espinosa-Vega, C. E., Tapia-Espinosa, A. A., Camacho-Astigarrabia, E., y Sánchez-Sánchez, Y. ,2017, Caracterización del sistema Ssico-geográfico que influye en las multiamenazas de la subcuenca del río Caldera, Panamá. CienciaUAT vol.11 no.2 Ciudad Victoria ene./jun. 2017.
- Flint, R. F, JE Sanders, J. E. y J. Rodgers, J., 1960, Diamictita, un término sustituto de symmictite. Geological Society of America Bulletin. 71 (12): 1809–1810.
- Herrick, Julie A., 2011, Recurrent voluminous sector collapses at Volcán Barú, Panama. Master's Thesis, Michigan Technological University, 2011.
- Lavigne, F., and Suwa, H., 2004, Contrasts between Debris Flows, Hyperconcentrated Flows and Stream Flows at a Channel of Mount Semeru, East Java, Indonesia. Geomorphology. July 2004. 61(1-2):41-58.
- Miall, A. D., 1978, Lithofacies Types and Vertical Profile Models in Braided River Deposits: A Summary. In: Miall, A.D., Ed., Fluvial Sedimentology, Memoir 5, Canadian Society of Petroleum Geologists, Calgary, 597-604.
- Mulder, T and Alexander, J. ,2001, The physical character of subaqueous sedimentary density flows and their deposits. Sedimentology. 21 December 2001.
- Pierson, T. C., ScoP, K. M., 1985, Downstream Dilution of a Lahar: Transition From Debris Flow to Hyperconcentrated Streamflow. Water Resources Research. Vol. 21. n 10. pp 1511-1524.
- Retana, M., Frullani, A., InnocenÑ, F., Arnó, V., Bargeas, A., Giaquinto, S., Fanelli, G., Marini, L., Mayen, E., 1987, Informe Final del Estudio de Reconocimiento de los Recursos Geotérmicos de la República de Panamá. Programa IRHE-BID-OLADE: Quito, julio de 1987. (95 páginas. 18 figure. Mapas y Anexos).
- ScoP, K. M., 1988, Origins, Behavior, and Sedimentology of Lahars and Lahar-Runout Flows in the Toutle-Cowlitz River System. U.S, Geological Survey. Professional Paper 1447-A.
- Sherrrod, R., Vallance, J. W., Tapia Espinosa, A., and McGeehin, J. P., 2008, Amenaza Volcánica en el Volcán Barú, República de Panamá. U.S. Geological Survey. (Reporte de archivo abierto 2007-1401.
- Sherrrod, D. R., Vallance, J. W., Tapia Espinosa, A. and McGeehin, J. P., 2008, Volcán Barú—Historia Eruptiva y Evaluación de la Amenaza Volcánica. U.S. Geological Survey Open-File Report 2007–1401. 33 p., 1 hoja amenaza a escala 1:100,000.
- Williamson, K. H. B., 1981, A Reconnaissance Exploration Programme for Geothermal Resources at Cerro Pando. Chiriqui Province, Panama. Summary Report. InsL tute of Geological Sciences. Report. NQ WD/OS/81/2 (27 pp. 11 figures. 3 tables).
- Zehfuss, P. H., Atwater, B. F., Vallance, J. W., Brenniman, H., Brown, T. A., 2003, Holocene lahars and their by-products along the historical path of the White River between Mount Rainier and Seattle. Geological Society of America Field Guide 4.



Ing. Humberto Álvarez Sánchez. Más de cinco décadas de experiencia profesional. Cartógrafo en los macizos metamórficos y ofiolíticos de Cuba central y en la geología de Cuba occidental. Editor principal cubano del *Informe de la Expedición Checoslovaquia–Cuba Escambray II*. Autor de unidades litoestratigráficas cubanas. Miembro de las subcomisiones del Jurásico, Cretácico y Paleógeno del Léxico Estratigráfico de Cuba. Descubridor del mayor depósito cubano de fosforitas marinas. Director de numerosas exploraciones para Cu y Au en la Cordillera Central de Panamá para **Geotec S.A.** Gerente de **MinAmerica** del Proyecto Escambray en Cuba. Jefe de operaciones en la evaluación de denuncias en Perú para *juniors* canadienses. *Mines Plan Manager* de **Petaquilla Minerals Ltd.**, en el yacimiento aurífero de Molejón. *Country Manager* en Uruguay de **Big Pony Gold (Utah)** y geólogo senior de **Gold Standard Brasil**, en la exploración de prospectos auríferos en Uruguay y en Santa Catarina y Mato Grosso do Norte en Brasil. Miembro *ad honorem* de la Comisión del Plan Maestro de Minería del país nombrado por el Ministro de Comercio e Industrias de Panamá. El **Banco Interamericano de Desarrollo** le encargó la redacción del Proyecto de Geología y Minería y lo hizo parte de la Misión Especial del BID para su entrega al Gobierno panameño. Fue asociado del Consejo Científico de **Geology Without Limits (GWL)** de la Federación Rusa y representó al **British Geological Survey (BGS)** en promoción de sus servicios en América Central. Director de **Miramar Mining Panamá** y **Minera Santeña S. A.**, Reside en Panamá. Y es colaborador de la Revista Maya de Geociencias, donde publica artículos científicos sobre geología, historia y epistemología de las ciencias de la Tierra.



CARACTERÍSTICAS PETROMINERALÓGICAS DE LAS IGIMBRITAS DE LA QUEBRADA DE AÑASHUAYCO, AREQUIPA (PERÚ)

Marla Alvarez ⁽¹⁾, Pablo Meza ⁽¹⁾

(1): Unidad de Posgrado en Ciencias de la Tierra, Universidad Nacional de San Agustín de Arequipa – Perú.

RESUMEN

En la ciudad de Arequipa, afloran cuatro depósitos ignimbríticos: 1) ignimbrita “Rio Chili” (~13 Ma), 2) ignimbrita “La Joya” (~4.8 Ma), 3) ignimbrita “Aeropuerto” (~1.65 Ma), 4) ignimbrita “Tufos Yura” (~1.02 Ma). Para la presente nota geológica, se analizaron las ignimbritas que se encuentran a lo largo de la quebrada de Añashuayco, que corresponden a las ignimbritas “Aeropuerto”, en las cuales se diferencian dos unidades, debido principalmente al color: rosado y blanco. Sobre estas ignimbritas se asienta casi la mitad de la ciudad de Arequipa, y de donde se extrae una de las principales rocas ornamentales: “el sillar”.

Para un mejor conocimiento de dichas ignimbritas se ha realizado la caracterización petromineralógica, a fin de poder clasificarlas de acuerdo a las características texturales observadas y a la relación con la fuente de emisión según su composición química.

Dicha caracterización se realizó en base a; descripción macroscópica, microscopía óptica y microscopía electrónica de barrido, donde se obtiene que las ignimbritas tienen una composición ácida de dacítica a riolítica, correspondiente a la misma composición de la fuente de emisión del flujo piroclástico; además se tiene la presencia de cuatro texturas: (1) piroclástica - vitroclástica, (2) porfídica, (3) vitrofídica y (4) esferulítica - vacuolar.

Palabras clave: características petromineralógicas, ignimbritas, textura, SEM, Añashuayco.

ABSTRACT

In the city of Arequipa, there are four ignimbritic deposits: 1) ignimbrite "Rio Chili" (~13 Myr), 2) ignimbrite "La Joya" (~4.8 Myr), 3) ignimbrite "Aeropuerto" (~1.65 Myr), 4) ignimbrite "Tufos Yura" (~1. 02 Myr). For the present publication, we studied the ignimbrites found along the Añashuayco gorge, which correspond to the "Aeropuerto" ignimbrites, which are divided into two units mainly due to their color: a) one pink in color and the other one white. Almost half of the city of Arequipa is built on top of these ignimbrites, from where one of the main ornamental rocks is extracted: "el sillar".

For a better knowledge of these ignimbrites, a petromineralogical characterization has been carried out, in order to classify them according to the textural characteristics observed, and the relationship to the emission source Based on their chemical composition.

This characterization was conducted based on macroscopic description, optical microscopy and scanning electron microscopy, concluding that the ignimbrites have an acid composition that varies from dacitic to rhyolitic, corresponding to the same composition of the emission source of the pyroclastic flow. In addition, the following four textures were identified: (1) pyroclastic - vitroclastic, (2) porphyritic, (3) vitrophidic and (4) spherulitic - vacuolar.

Keywords: petromineralogical characteristics, ignimbrites, textures, SEM, Añashuayco.

UBICACIÓN

El área de estudio se encuentra ubicada en el segmento norte de la Zona Volcánica de los Andes Centrales (ZVC), en la parte norte de la Quebrada Añashuayco perteneciente al distrito de Cerro Colorado en la región y provincia de Arequipa – Perú, sobre una altitud de 2375 msnm. (Fig. 1).

Actualmente a raíz de los últimos estudios y dataciones realizados por Paquereau (2006) se ha detallado con mayor precisión a estos depósitos volcánicos ignimbríticos, que en conjunto se les ha denominado “Formación Sillar de Arequipa”.

TRABAJO DE CAMPO

Para las características petromineralógicas se tomaron 18 muestras de ignimbritas en 6 columnas, ver Fig. 2, en cada columna se tomaron tres puntos de muestreo a lo largo de la quebrada, siendo los puntos a muestrear; la base, medio y el techo de la columna levantada (tabla 1).

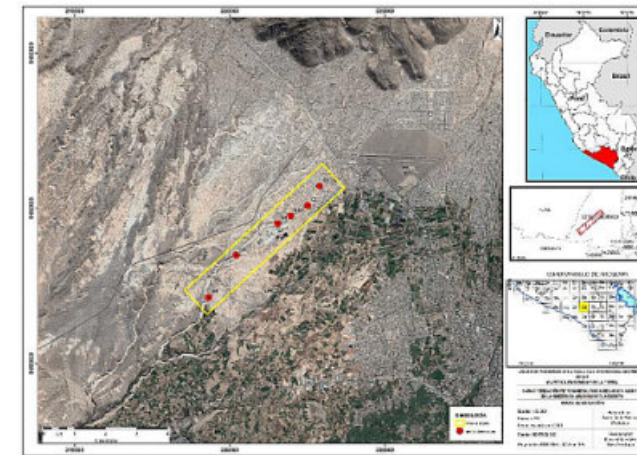


Figura 1: Mapa de ubicación de la zona de estudio

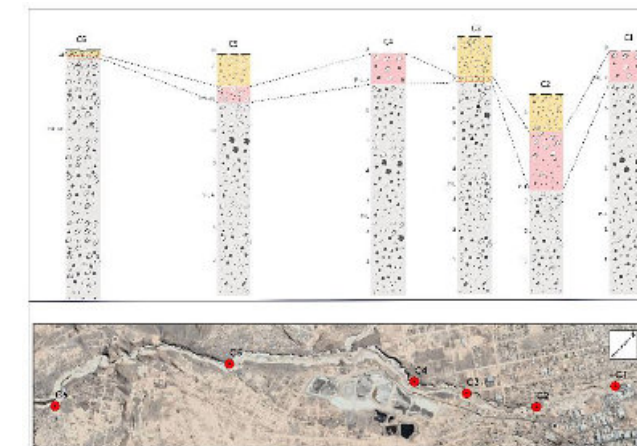


Figura 2: Columnas estratigráficas en la Quebrada de Añashuayco

Tabla 1: Puntos de donde se extrajeron las muestras.

Muestra C - 01	Base (B)	Toba “ignimbrita” soldada de color blanca
	Medio (M)	
	Techo (T)	
Muestra C - 02	Techo (T)	
Muestra C - 03	Base (B)	
Muestra C - 04	Techo (T)	
Muestra C - 05	Base (B)	Toba “ignimbrita” no soldada de color rosado
	Medio (M)	
Muestra C - Esp.	TbR (toba rosada)	

Descripción macroscópica

Para la descripción macroscópica se utilizó una lupa de geólogo en campo (20x), con la cual se determinó e identificó poco contenido de cuarzo (1%), presencia de cristales de plagioclasas (10%) algunos bien conservados y otros alterados (arcillas) y como minerales accesorios la biotita (<5%) en menor cantidad de contornos algo alterados. También, se tiene la presencia de fragmentos líticos (5 - 10%) que varían de 0.1 – 1.2 cm de color gris a marrón rojizo, los clastos de pómez (10%) de 0.1 – 0.5 cm. de color marrón claro de textura fibrosa formando pequeñas

oquedades. La matriz (70%) es afanítica de color blanco de aspecto pulverulento algo alterada y de forma puntual se aprecia al vidrio en proceso de desvitrificación a posibles arcillas u otros. Finalmente, se concluye que es una toba “Ignimbrita” de composición andesítica – dacítica.

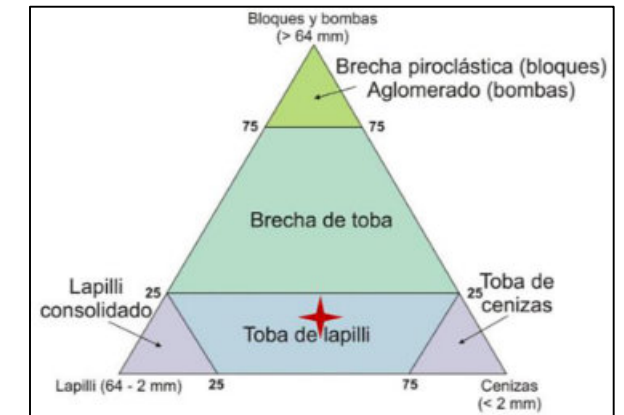


Figura 3. Diagrama granulométrico de elementos piroclásticos (Schmid, 1981).



Figura 3: Afloramientos y muestras de mano.

ANÁLISIS PETROGRÁFICO Y QUÍMICO

Metodología

Se realizó la descripción petrográfica de las secciones delgadas de 9 muestras, siendo mostradas las más representativas, con un microscopio petrográfico de luz polarizada, modelo Leica DMLP, asimismo, fueron fotografiadas con la cámara fotográfica automática LEICA. Además, se proporcionó imágenes de electrones retrodispersados y algunos microanálisis por espectroscopía de energía dispersiva de rayos X (EDX) para cada muestra, con el objetivo de complementar el estudio petrográfico bajo luz transmitida.

Para la clasificación de estos depósitos piroclásticos, se tomaron en consideración el patrón textural y composición mineralógica de cada componente constituyente de las muestras en estudio; donde se desarrollaron las siguientes etapas:

- Preparación de las secciones delgadas
- Reconocimiento preliminar de los minerales existentes a través de las secciones delgadas.
- Descripción de los **principales parámetros petrográficos** tales como: textura, tamaño, forma e identificación de los cristales. (fotos 1 a 16).
- **Descripción mineralógica y determinación porcentual modal** según la abundancia de los componentes como: esenciales, accesorios y secundarios, según se describe en la descripción microscópica.

Análisis petrográfico

Se realizó la petrografía microscópica de las muestras (C1 – C6)

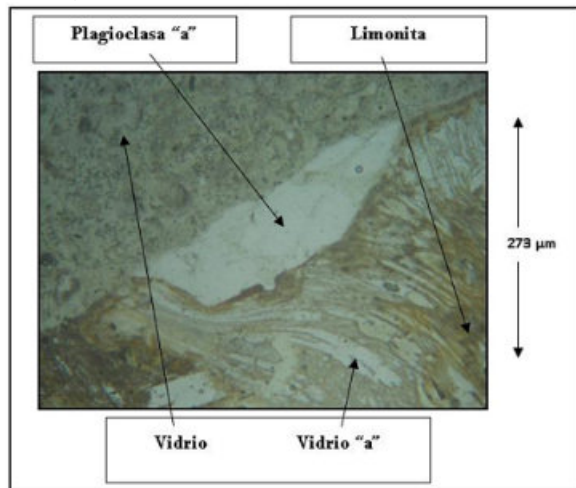


Foto 1: Luz transmitida, nicoles paralelos. Algunos fragmentos líticos de tobas soldadas (ignimbritas) con cristales de plagioclasas "a" en una matriz de vidrio "a" volcánico mostrando textura eutaxítica. Nótese el vidrio del lítico con impregnaciones de limonitas.

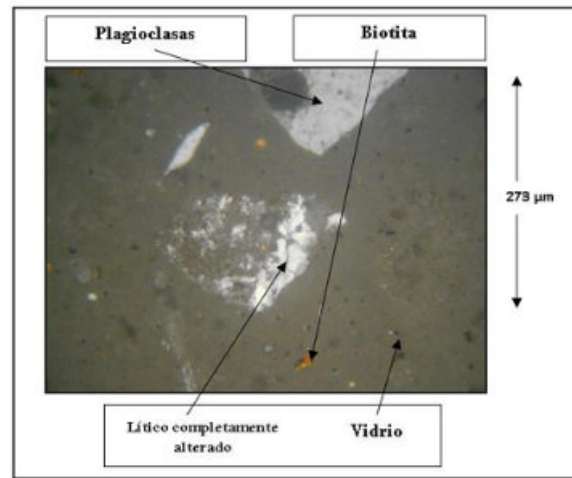


Foto 2: Luz transmitida, nicoles cruzados. Nótese fragmento lítico completamente alterado a cuarzo policristalino y arcillas.

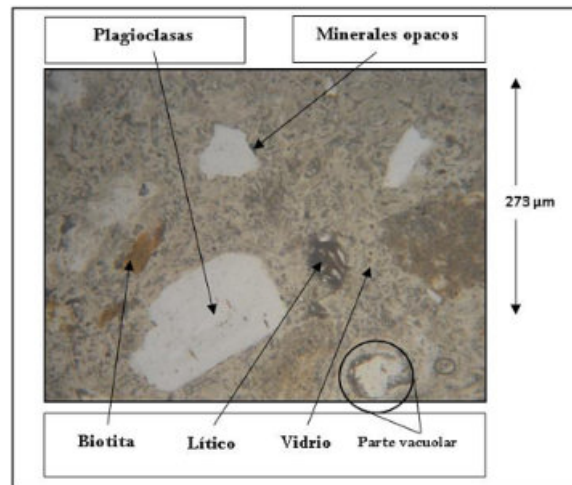


Foto 3: Luz transmitida, nicoles paralelos. Roca de textura vitrofídica y fragmental, en parte vacuolar (ver elipse), conformado por cristales de plagioclasas y biotita, además líticos variados, en una matriz de vidrio volcánico parcialmente desvitrificado a material arcilloso. Nótese minerales opacos diseminados.

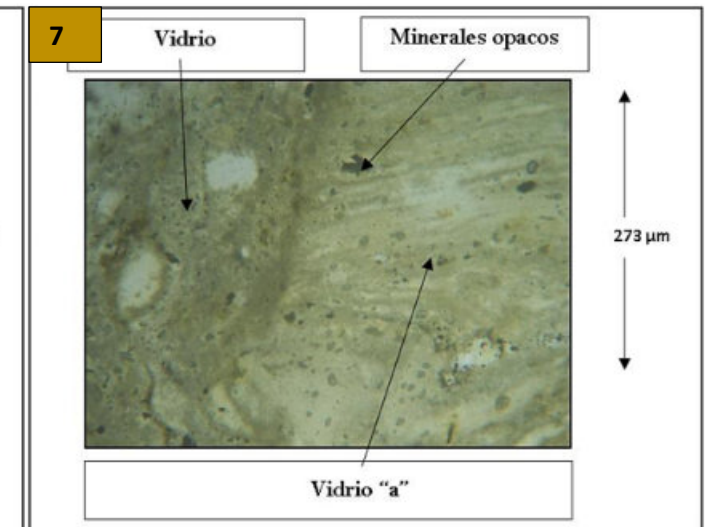
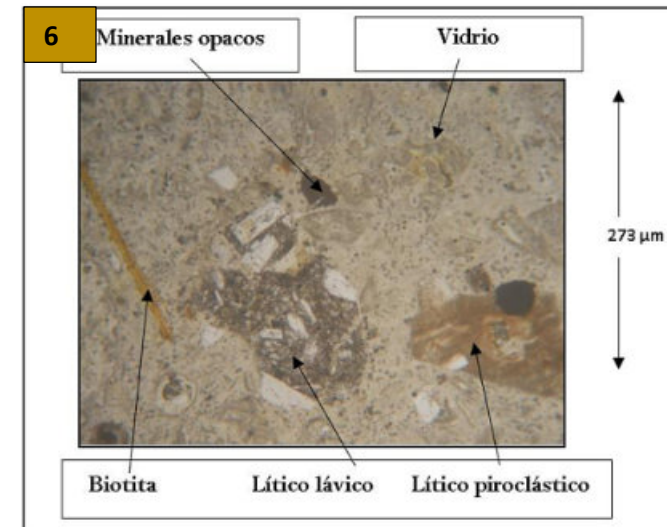
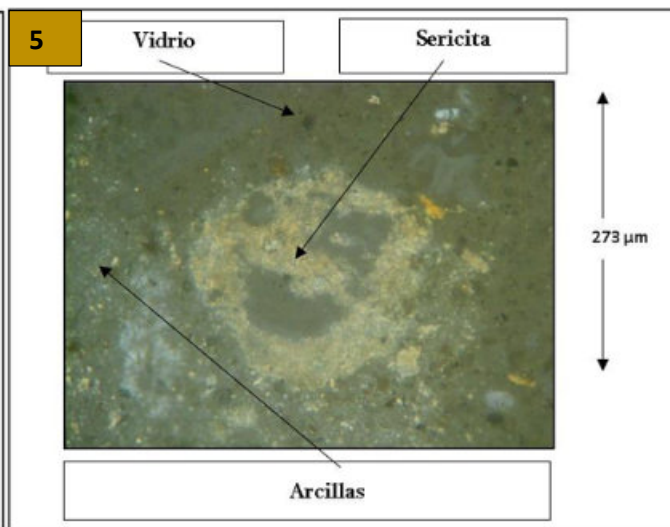
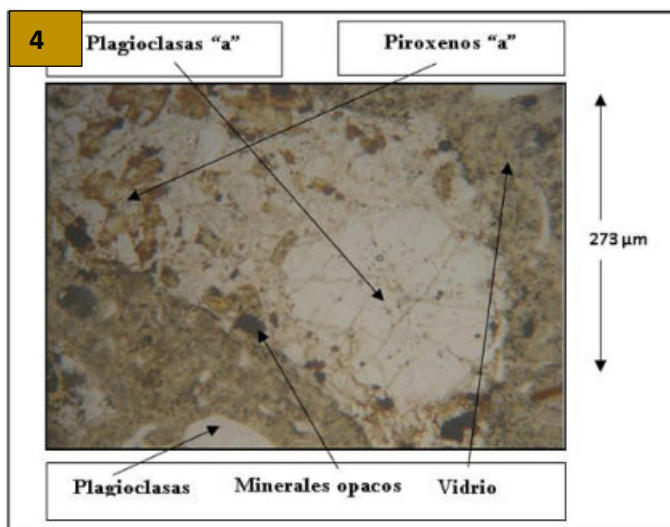


Foto 4: Luz transmitida, nicoles paralelos. Fragmento lítico plutónico de textura fanerítica inequigranular compuesta esencialmente de plagioclasas "a" y menor piroxenos "a" (diorita). Nótese minerales opacos diseminados.

Foto 5: Luz transmitida, nicoles cruzados. Fragmentos líticos sericitizado.

Foto 6: Luz transmitida, nicoles paralelos. Nótese la diferencia entre fragmentos líticos lávicos y piroclásticos.

Foto 7: Luz transmitida, nicoles paralelos. Fragmento lítico constituido esencialmente por vidrio "a" mostrando textura eutaxítica.

Los puntos más representativos en la zona de estudio fueron aquellos con características petrográficas de una roca volcánica piroclástica de litología, toba vitrocristalolítica de cenizas>lapillis con un patrón textural hialocristalino y textura esencialmente vitrofídica, presencia de cristales de plagioclasas y biotita en una matriz de exclusivamente vidrio volcánico ácido (desvitrificado a material arcilloso), parcialmente perlítica y en partes vacuolar.

Bajo el microscopio de polarización se logró identificar:

Tabla 2: Resumen porcentual de la descripción mineralógica de las Ignimbritas

Muestras/Composición mineralógica	C - 01			C - 02	C - 03	C - 04	C - 05	C - 06			
	B	M	T					B	M	T	
Minerales esenciales	Cuarzo (%)	--	1	--	--	1	--	--	Traza	Traza	--
	Plagioclasas (%)	13	15	13	13	12	13	9	10	12	12
Minerales secundarios	Biotita (%)	4	3	3	3	2	3	1	2	3	3
Minerales opacos		0.5	--	--	--	--	0.5	--	--	--	--
Fragmentos	Líticos (%)	6.5	10.5	10.5	8	14	10	10	8	8	8
	Pómez (%)	--	--	6	--	--	3	3	--	--	--
Matriz	Vidrio volcánico	76	70.5	67.5	76	71	70.5	77	80	77	77
Total	(%)	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100

En promedio las muestras presentan plagioclasas y biotitas en una matriz de exclusivamente vidrio volcánico ácido (desvitrificado a material arcilloso), parcialmente perlítica y en partes vacuolar. Algunos fragmentos líticos del tamaño de lapillis de rocas volcánicas de textura porfídica (lava) y eutaxítica (ignimbrita), a veces impregnados por limonitas, trazas de líticos alterados completamente a cuarzo policristalino y arcillas.

Y como complemento el microanálisis EDX y las proporciones de sus elementos mayores, mineralógicamente la ceniza puede tratarse de feldspatos y zeolitas, probablemente más cuarzo; y el mineral desvitrificado anortoclasa, igual probablemente más cuarzo.

Texturas observadas

Las principales texturas identificadas (Kopylova, 2018) fueron:

- Textura piroclástica: Es la más típica en este tipo de rocas volcánicas de origen explosivo, caracterizadas por la acumulación de fragmentos de roca o líticos, pómez y cristales, cuyas formas angulosas e irregulares que muestran especialmente las trizas de vidrio (partículas de vidrio volcánico pequeñas < 2mm), los cristales de plagioclasas, biotitas, cuarzo, etc; son de formas euédricas a subédricas, asimismo, los fragmentos de pómez tienen formas angulosas o

redondeadas (aspecto vesicular) y de formas aplanadas (fiames).

En rocas piroclástica, se tiene un caso particular de una textura "Vitroclástica", que se caracteriza por tener esquirlas y microfragmentos angulosos de vidrio procedentes de la proyección explosiva de lava que muchas veces se observa en la matriz (Foto 8).

- b) Textura Eutaxítica: Observadas más en las muestras C-01 a C-06, se caracteriza por la presencia de "glass shards" y otras estructuras causadas por la compresión y deformación resultante durante la acumulación de ceniza caliente (Foto 9).
- c) Textura Porfídica: Se caracteriza por la existencia de fenocristales de tamaños relativos englobados en una matriz afanítica formada a veces por microcristales y vidrio. Las muestras estudiadas presentan fenocristales de plagioclasas macladas tipo I "a" y tipo II "b" (C-01T, C-02, C-03, C-05 y C-06), en algunos casos zonadas de formas subhedrales a euhedrales (Foto 10 y 11).
- d) Textura Vitrofídica: Formada principalmente por vidrio y esquirlas de vidrio. Se observa en la muestra C-01T fragmento lítico perteneciente a la muestra C-01, C-02, C-03, C-04, C-05 y C-06 (Foto 12 y 13).
- e) Textura Esferulítica: Caracterizada por la presencia de productos característicos de alta temperatura de desvitrificación del vidrio. Estas pequeñas fibras de cristales consisten generalmente de feldspatos alcalinos y/o cuarzo. Cristales más o menos globulares de hábito acicular fibroso que presentan una disposición radial, estas esferulitas se distinguen bien de los agregados minerales que rellenan las vesículas ó amígdalas. Típicamente de tamaños de 1 a 5 mm, pero pueden ser mayores en ignimbritas soldadas. Observado en la muestra C-03 y 05 (Foto 14 y 15).

Un caso particular de que el vidrio se desvitrifica a feldspato radial como se muestra en la Foto 12, también nótese en la parte derecha superior de ambas vistas (círculo amarillo) se puede observar el aspecto **vacuolar** del vidrio en la matriz (Foto 16) (Jones, C., 2013).

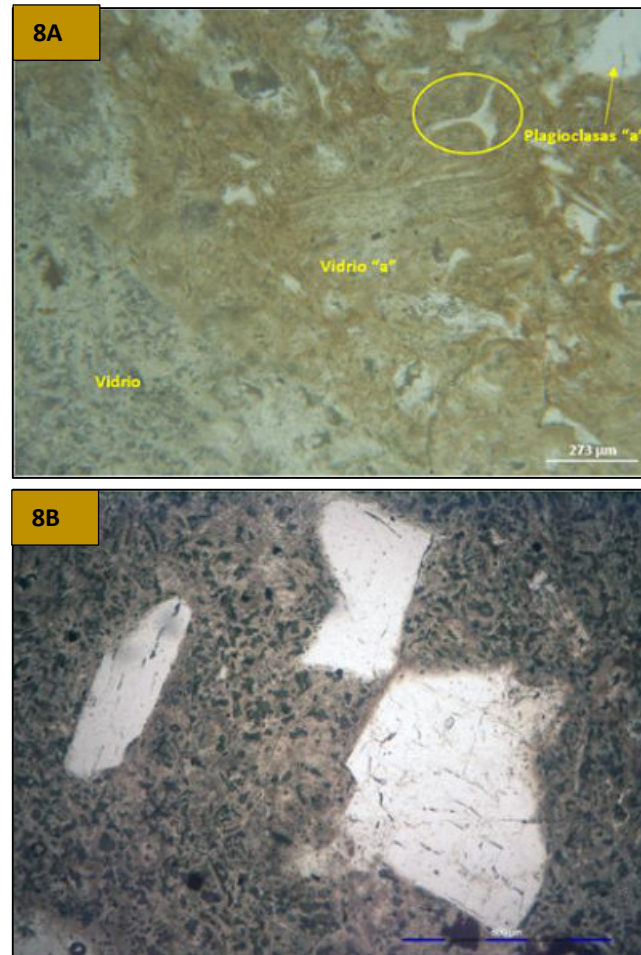
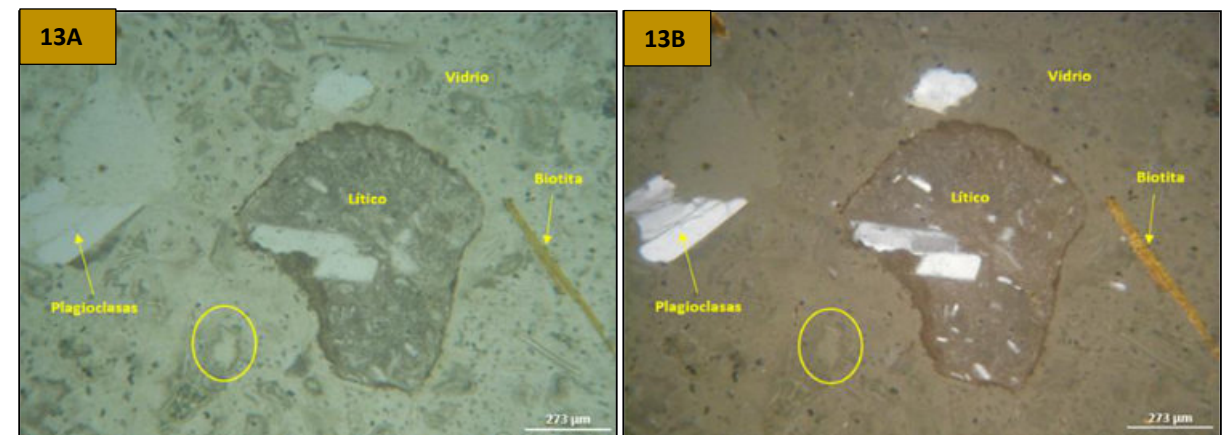
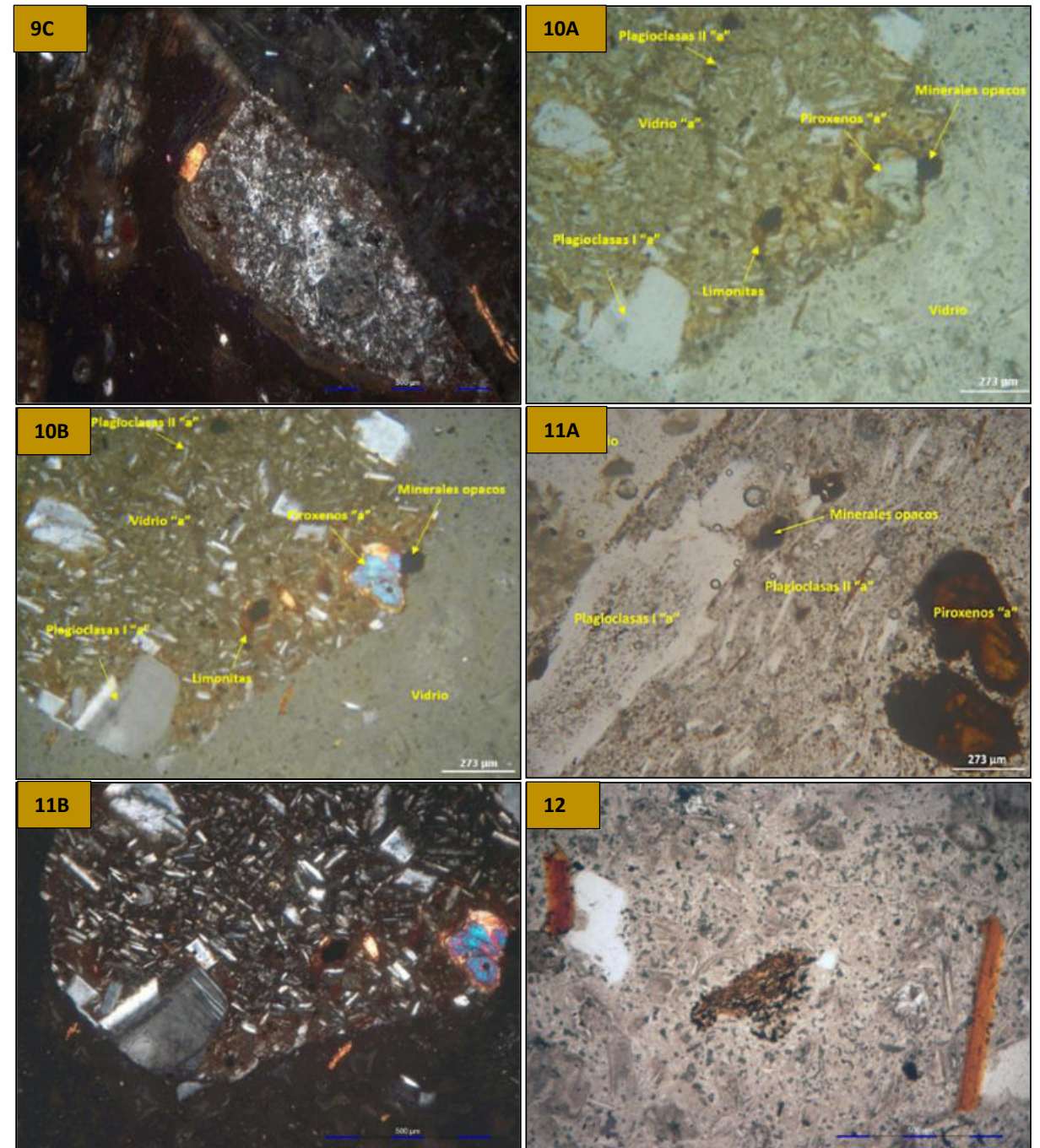
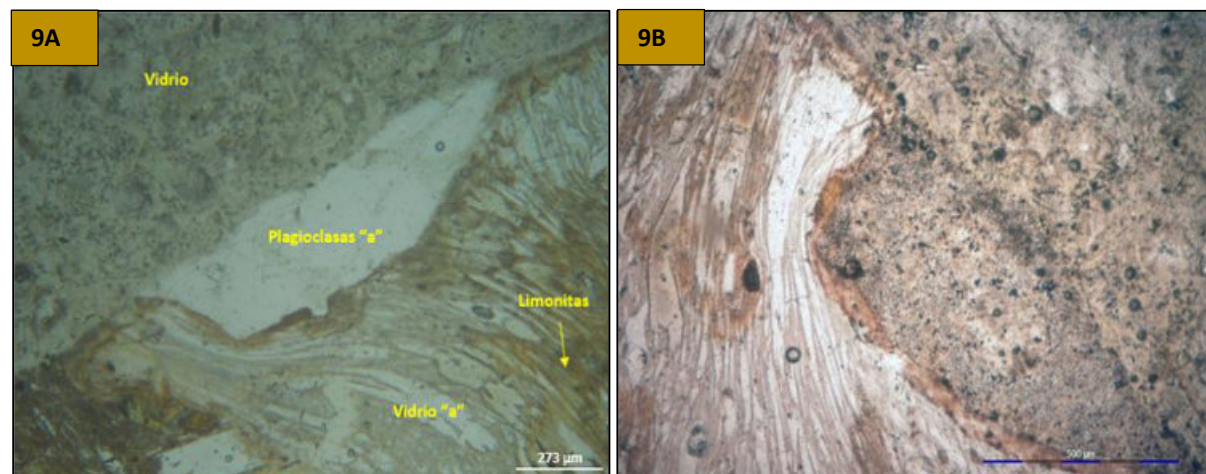


Foto 8: Fragmentos líticos de rocas piroclásticas con textura piroclástica - vitroclástica y microfragmentos (shards) de vidrio, ver elipse amarilla en nicoles paralelos (muestra C01-B).



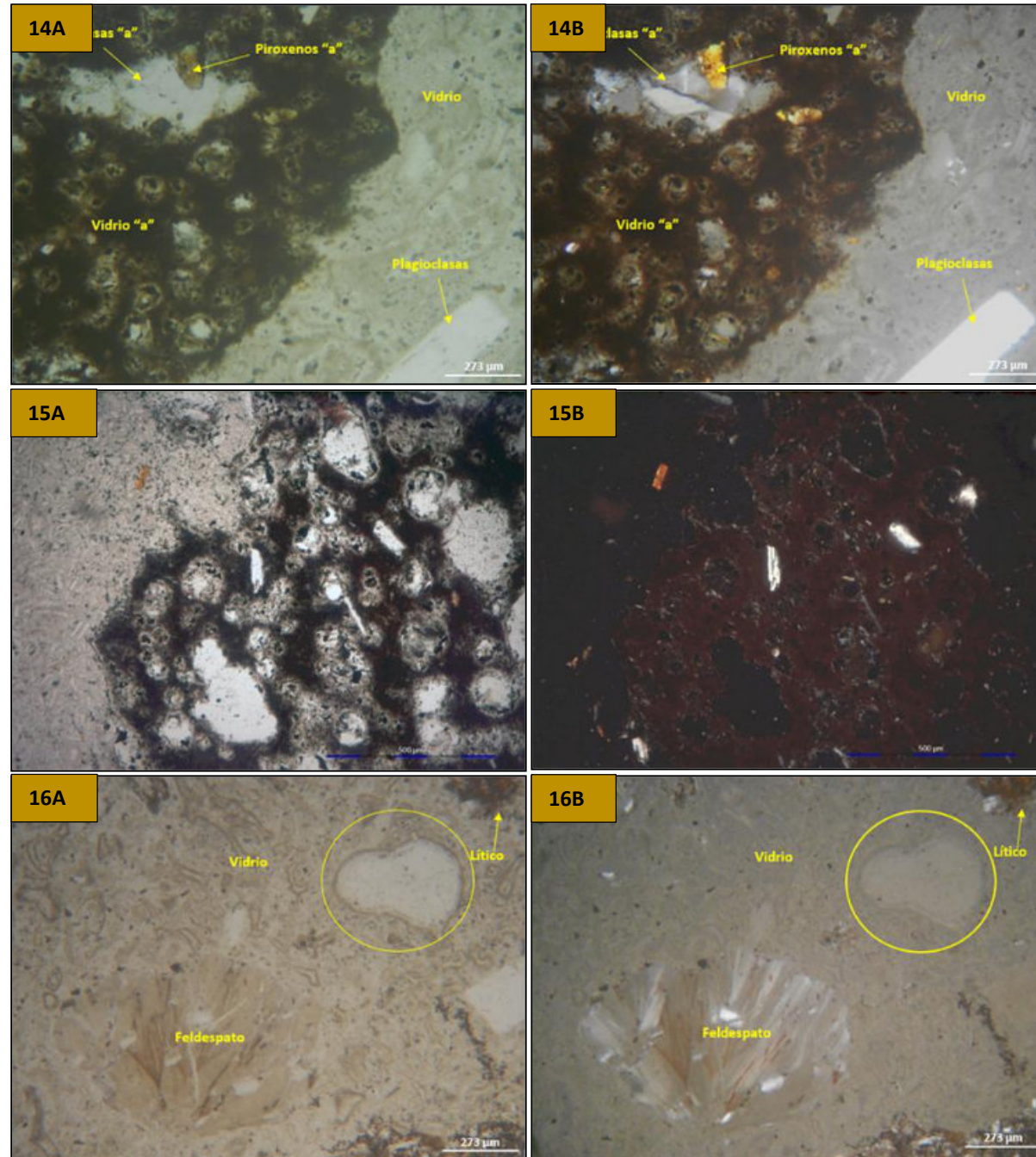


Foto 9: Luz transmitida, nicoles paralelos (imágenes superiores). Algunos fragmentos líticos de tobas soldadas (ignimbritas) con cristales de plagioclasas "a" en una matriz de vidrio "a" volcánico mostrando textura eutaxítica, con impregnaciones de limonitas en el vidrio "a" y en nicoles cruzados (imagen inferior) (muestra C01-M).

Foto 10: Luz transmitida, nicoles paralelos (imagen izquierda). Los líticos presentan textura porfídica con matriz muy fina y abundantes impregnaciones de limonitas. En nicoles cruzados (imagen derecha) fragmentos líticos de rocas volcánicas lávicas con fenocristales de plagioclasas I "a" y menor piroxenos "a" en una matriz vítrea (vidrio "a") a microcristalina de plagioclasas II "a" impregnada de limonitas (muestra C02-T).

Foto 11: Luz transmitida, nicoles paralelos y cruzados (10x y 40x). Fragmento lítico volcánico de textura porfídica (lava) con fenocristales de plagioclasas I "a" y piroxenos "a" en una matriz microcristalina de plagioclasas II "a" (muestra C05-B).

Foto 12: Luz transmitida, nicoles paralelos. Roca de textura vitrofídica y fragmental, conformado en una matriz de vidrio volcánico (muestra C01).

Foto 13: Luz transmitida, nicoles paralelos y cruzados. Roca de textura vitrofídica y fragmental, en parte vacuolar (ver elipse amarilla), conformado por fragmentos de cristales de plagioclasas y biotita, presencia de líticos volcánicos de textura porfídica (lavas), en una matriz de vidrio volcánico parcialmente desvitrificado a arcillas (muestra C03-B).

Foto 14: Luz transmitida, nicoles paralelos y cruzados. Textura esferulítica conformado esencialmente por vidrio "a" vesicular con algunos fragmentos de cristales de plagioclasas "a" y piroxenos "a" (muestra C03).

Foto 15: Luz transmitida, nicoles paralelos y cruzados. Textura esferulítica conformado esencialmente por vidrio "a" vesicular conformado (muestra C03).

Foto 16: Luz transmitida, nicoles paralelos y cruzados. En parte el vidrio se desvitrifica a feldespato radial, nótese también en la parte vacuolar (círculo amarillo) (muestra C06-M).

Microscopía electrónica de barrido

La técnica utilizada en el análisis de las muestras fue "Espectrometría de energía dispersiva de Rayos X (EDS)", la cual detecta cualitativamente los rayos X característicos de los elementos químicos presentes en la superficie de la muestra, mostrando un análisis semi-cuantitativo de la composición química detectada.

Lo que permitió determinar los elementos químicos que forman la muestra y apreciar su disposición interna con una alta resolución, para así observar los minerales y compararlos.

Para la clasificación se utilizó términos compuestos indicando la mayor o menor proporción de algún componente, tener en cuenta que se utilizó lo propuesto por la IUGS.

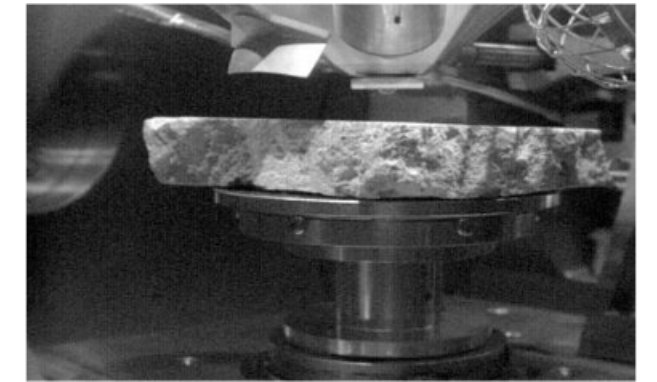


Foto 17: Ubicación de muestras en platina para el Análisis de Microscopía Electrónica de Barrido C- 02 T.

Tabla 3: Composición Elemental en Wt % de roca total (100X).

Nº MUESTRA		O	Na	Mg	Al	Si	K	S	Ca	Fe	Ti
C - 01	B	48.25	3.79	0.26	8.16	35.4	2.83	--	0.67	0.64	--
	M	47.43	3.45	--	8.02	36.19	3.37	--	0.79	0.75	--
	T	48.05	2.74	0.36	6.81	31.9	3.39	2.63	3.11	0.81	0.20
C - 02	T	45.16	3.22	0.2	7.99	36.06	3.57	1.01	1.56	1.03	0.20
C - 03	B	47.14	3.43	0.26	8.01	35.71	3.25	0.36	0.87	0.77	0.20
C - 04	T	46.94	3.57	0.28	8.18	34.9	2.93	0.56	1.48	0.96	0.20
C - 05	B	47.12	3.75	0.22	8.28	35.22	2.87	0.39	1.09	0.78	0.28
C - 06	B*	46.57	4.19	0.39	8.77	34.97	2.61	0.03	0.95	0.99	0.16
	M	47.04	4.23	--	9.06	35.24	2.57	--	0.97	0.89	--
	T*	46.92	4.5	0.26	7.48	32.96	2.92	1.44	1.99	0.59	--
M - Especial	TbR*	49.6	3.66	--	8.83	32.9	2.73	0.25	0.69	0.89	0.17

(*) Microanálisis EDX donde se muestra cantidades menores de 0.37- 0.94 y 0.28 respectivamente de Cl, dando 100% total.

Tabla 4: Composición de la Matriz Total en Wt %.

Nº MUESTRA		O	Na	Al	Si	K	Ca	Fe
C - 01	B	48.82	3.73	8.41	34.4	3.94	--	0.7
	M	45.98	2.84	6.35	41.56	2.35	0.92	--
	T*	51.27	2.24	8.47	32.24	5.39	--	--
C - 02	T	45.42	3.17	8.62	36.46	5.65	0.68	--
C - 03	B	47.35	3.29	8.09	36.59	3.32	0.81	0.55
C - 04	T	48.4	4.62	9.72	32.76	3.42	1.08	--
C - 05	B*	44.79	3.60	15.3	31.47	3.28	0.68	0.34
C - 06	B	46.45	2.51	7.26	39.1	3.85	--	0.83
	M	47.82	4.3	7.34	38.89	1.65	--	--
	T*	45.69	3.09	9.51	32.52	6.78	1.17	0.48
M - Especial	TbR	47.34	3.1	9.09	36.28	3.7	--	0.49

(*) Microanálisis EDX donde se muestra cantidades menores de 0.39 de S, 0.31 de Mg, 0.20 de Ti y 0.76 de S, respectivamente dando 100% total.

Tabla 5: Composición en Óxidos en Wt % de roca total (100X).

N° MUESTRA		Na2O	Al2O3	SiO2	SO3	K2O	CaO	TiO2	MgO	Fe2O3
C - 01	B	5.05	14.55	74.58	--	3.52	0.78	--	0.45	1.07
	M	5.22	15.17	73.26	--	3.61	1.67	--	--	1.07
	T*	3.84	12.53	65.39	7.15	3.81	4.84	0.41	0.77	1.26
C - 02	T*	4.16	14.87	67.99	2.11	--	--	0.36	0.2	1.12
C - 03	B*	4.51	14.63	73.88	0.58	3.74	1.19	0.35	1.12	--
C - 04	T*	4.45	14.65	71.1	1.52	3.38	2.18	0.48	0.62	1.62
C - 05	B	5.22	14.93	72.1	1.05	3.1	1.5	0.38	0.63	1.1
C - 06	B	5.43	16.04	70.67	0.42	3.3	1.52	0.32	0.46	1.4
	M*	5.81	16.31	72.37	--	3.3	1.25	--	--	0.96
	T*	6.01	14.03	67.95	3.34	3.4	2.58	0.25	0.56	0.69
M - Especial	TbR*	4.76	16.89	71.43	0.63	3.43	0.98	0.36	--	1.16
Total										100

(*) Microanálisis EDX donde se muestra cantidades menores de 0.19 de In2O3, 0.43 de CuO, 1.19 y 0.36 de Cl2O respectivamente, dando 100% total.

Tabla 6: Composición en Óxidos en Wt % de la Matriz Total.

N° MUESTRA		Na2O	Al2O3	SiO2	K2O	CaO	Fe2O3	SO3
C - 01	B	5.50	16.20	72.35	4.46	--	1.49	--
	M	4.14	11.68	80.16	--	1.33	--	2.69
	T	3.19	16.95	71.82	6.60	--	--	1.44
C - 02	T	4.56	15.9	72.37	6.12	1.05	--	--
C - 03	B	4.27	14.76	75.32	3.81	1.05	0.79	--
C - 04	T	6.09	16.68	72.76	3.39	1.08	--	--
C - 05	B*	5.61	18.68	67.83	4.21	0.97	0.64	--
C - 06	B	3.11	12.23	79.18	4.49	--	0.99	--
	M	6.20	16.26	73.68	3.86	--	--	--
	T	4.55	17.29	65.73	8.12	1.58	0.69	2.04
M - Especial	TbR	4.26	16.31	74.64	4.17	--	0.62	--
Total								100

(*) Microanálisis EDX donde se muestra cantidades menores de 0.21 de TiO2 y 1.85 de MgO respectivamente, dando 100% total.

Tabla 7: Composición de la Matriz desvitrificada.

N° MUESTRA		O	Na	Al	Si	K	Ca	Fe
C - 01	B	52.13	6.61	9.71	29.45	1.14	0.96	--
	M	47.29	4.84	9.03	36.03	1.31	1.50	--
	T	45.24	1.92	9.17	36.17	7.50	--	--
C - 02	T	43.52	2.88	8.47	38.82	5.69	0.62	--
C - 03	B	47.78	4.63	10.36	32.97	4.27	--	--
C - 04	T	48.40	4.62	9.72	32.76	3.42	1.08	--
C - 05	B	50.04	4.12	10.06	31.6	4.19	--	--
C - 06	B	46.45	2.51	7.26	39.10	3.85	--	0.84
	M	47.82	4.30	7.34	38.89	1.65	--	--
	T*	46.68	12.99	3.46	15.71	2.30	4.71	0.56

RESULTADOS

Los resultados se presentan en las tablas 8 y 9, donde se observan que en los resultados de roca total y matriz total presenta a nivel de composición mayores coincidencias o cercanía de valores con las muestras C- 01 a C- 06, que hacen referencia al proceso de desvitrificación que corresponde a la neoformación como resultado de los feldespatos cristalizados determinados como la anortoclasa (C-06).

Tabla 8: Composición elemental en Wt% roca total

Elemento	C-01	C-02	C-03	C-04	C-05	C-06	Promedio	Desviación estándar	Desviación Relativa
	W%	W%	W%	W%	W%	W%			
O	47.91	45.16	47.14	46.94	47.12	46.84	46.85	0.910481	2
Na	3.33	3.22	3.43	3.57	3.75	4.31	3.60	0.393365	11
Mg	0.31	0.20	0.26	0.28	0.22	0.33	0.27	0.050464	19
Al	7.66	7.99	8.01	8.18	8.28	8.44	8.09	0.271268	3
Si	34.50	36.06	35.71	34.90	35.22	34.39	35.13	0.664349	2
K	3.20	3.57	3.25	2.93	2.87	2.70	3.09	0.314367	10
S	2.63	1.01	0.36	0.56	0.39	0.74	0.95	0.858356	91
Ca	1.52	1.56	0.87	1.48	1.09	1.30	1.30	0.274711	21
Ti	0.19	0.21	0.21	0.19	0.27	0.16	0.21	0.036742	18
Fe	0.73	1.03	0.77	0.96	0.78	0.82	0.85	0.119233	14

En relación a la Tabla 8, se observa que el Si y Al tienen una variabilidad menor al 5% mientras que otros como el sodio (Na) y el potasio (K) tienen una variabilidad de 10% y Mg, Ca, Fe, Ti mantienen una variabilidad de 18% a 21%, teniendo como mayor variabilidad el azufre (S), probablemente estos elementos hayan formado una mezcla de feldespatos más zeolitas y sulfatos.

Tabla 9: Composición de la matriz total en Wt%.

Elemento	C-01	C-02	C-03	C-04	C-05	C-06	Promedio	Desviación estándar	Desviación Relativa
	W%	W%	W%	W%	W%	W%			
O	48.69	45.42	47.35	48.4	44.79	45.69	46.72	1.647782	4
Na	2.94	3.17	3.29	4.62	3.60	3.30	3.49	0.594967	17
Al	7.74	8.62	8.09	9.72	0.00	8.04	7.04	3.516610	50
Si	36.07	36.46	36.59	32.76	31.47	36.84	35.03	2.309228	7
K	3.90	5.65	3.32	3.42	3.28	4.09	3.94	0.898725	23
Ca	0.92	0.69	0.81	1.08	0.68	1.17	0.89	0.202920	23
Fe	0.70	0.00	0.55	0.00	0.34	0.66	0.38	0.316211	84

De la Tabla 9, se observa que la cantidad de Fe y Al aumenta en relación a la tabla anterior y el Ca, K y Na se mantienen con una variabilidad de 18% a 23% y en menor variabilidad están el O y Si <10%, presentando la matriz el proceso de desvitrificación a material arcilloso o feldespatos.

Análisis comparativo de roca total

a) Análisis de resultados roca total & matriz total (C-01): En apariencia y composición ambas imágenes presentan notables similitudes, se observa en la tabla de análisis de elementos presentes, incluso los porcentajes de presencia son casi iguales, muestra C - 01, observándose que el vidrio volcánico pasa por un proceso de desvitrificación a arcillas y sericita, pero débilmente, cuando se hace mención a arcillas se hace referencia a material muy fino (Fig. 4).

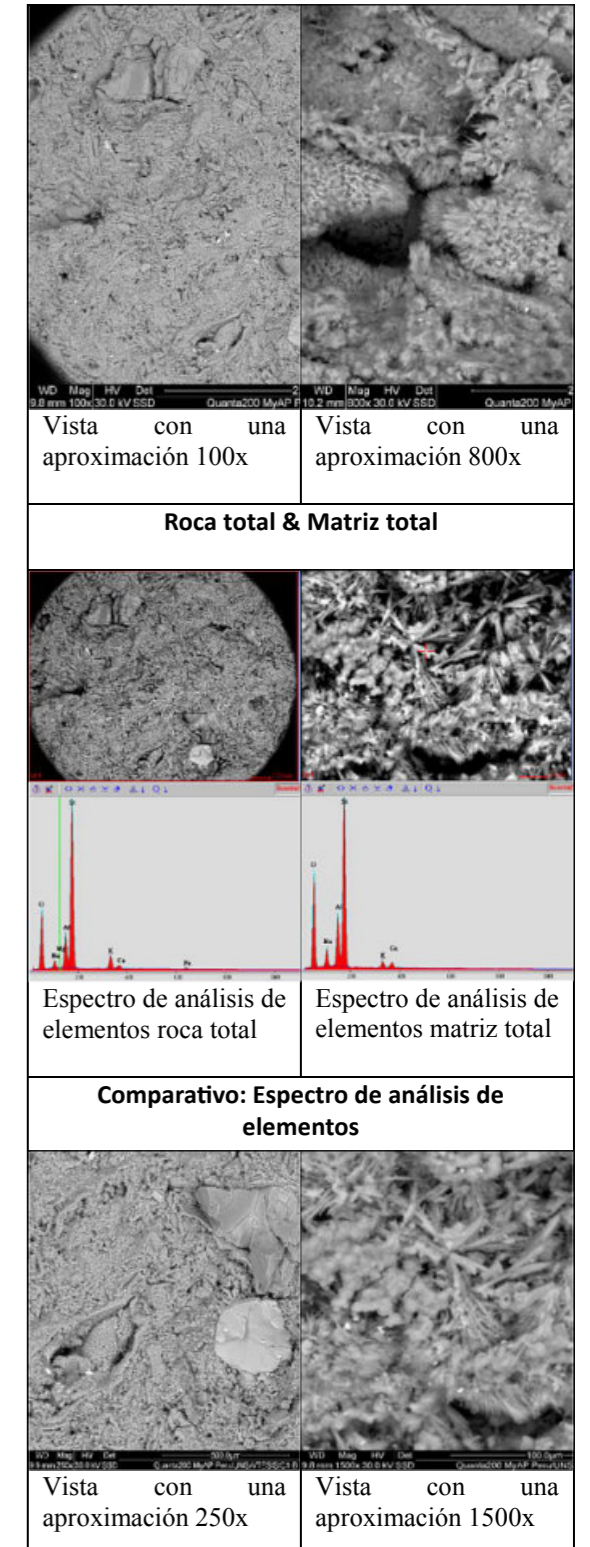


Figura 4: Análisis de resultados roca total & Matriz total. Muestra C-01.

b) Análisis de resultados roca total & matriz total (C-06): En apariencia y composición ambas imágenes presentan algunas similitudes, se observa en la tabla de análisis de elementos presentes, incluso los porcentajes de presencia son casi iguales, observándose la desvitrificación a material arcilloso o feldespatos, donde se hace

más notoria en la muestra C- 06, confirmándose con las imágenes de electrones retrodispersados donde se observa material fragmentado desordenado (ceniza en sí) desvitrificándose a material fino cristalizado (Fig. 5).

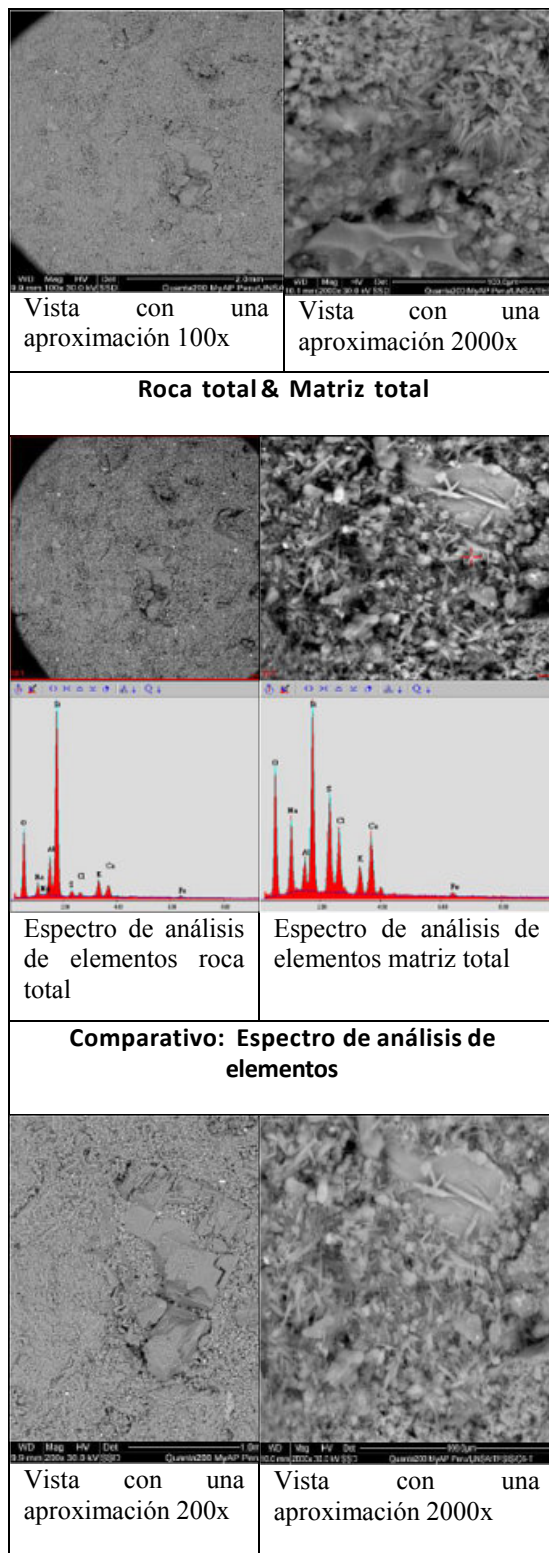


Figura 5: Análisis de resultados roca total & Matriz total. Muestra C-06.

- En los minerales opacos, se refieren a los minerales que no dejan pasar la luz bajo luz transmitida, normalmente son óxidos y/o sulfuros que para su correcta identificación necesitan ser identificados bajo luz reflejada usando una lámina pulida. Sin embargo, dos microanálisis de EDX muestran que se trata de un miembro intermedio de la solución sólida magnetita (Fe) - ulvoespinela (Ti)-Jacobsita (Mn), pero más pegado al miembro de Fe con Ti>>Mn, por lo que se denominó titanomagnetita, además las elevadas proporciones de O indicarían que el mineral se estaría alterando a hidróxidos (limonitas) esto si se había observado en el espectro de análisis por elementos.
- En las plagioclasas, en su mayoría se tratan de oligoclasas se observó con mayor magnificación en las muestras C-05 y C-06, y sólo dos resultados de microanálisis EDX caen en andesinas (son muestras especiales de la Ignimbrita rosada) pero con mayor cercanía a la oligoclasa.
- En relación al cuarzo como fragmento de cristales, solo se ha apreciado en algunas muestras con tamaños muy pequeños <<1mm y en proporciones muy bajas <<1%, esto también se confirmó con un microanálisis EDX.
- Si se trata de minerales de alteración, no se ha observado minerales alterando los fragmentos de cristales de plagioclasas. Se ha observado que el vidrio volcánico pasa por un proceso de desvitrificación a arcillas y sericita, pero débilmente, cuando se hace mención a arcillas se hace referencia a material muy fino que puede o no estar cristalizado. Con respecto a alteración supérgena, los minerales opacos (titanomagnetita) son alterados a limonitas, además las limonitas ocurrían impregnados en el vidrio y en menor cantidad en biotitas.
- El cuarzo policristalino, se refiere al agregado (más de un cristal) en mosaico de cuarzo que ocurre como componente esencial de escasos líticos (ver foto 2), muestra C – 01 T, como todo lítico la mineralogía es preexistente a la formación de la roca que incluye al lítico, dos posibles orígenes para este agregado, un lítico sometido (1) a metamorfismo o (2) a alteración hidrotermal, lo más probable que sea lo último.
- En todas las muestras estudiadas tienen más matriz que fragmentos, esto quiere decir que es matriz soportada y estas rocas cuentan con más de 50% de matriz. La matriz ha sido descrita como vidrio volcánico a veces con fracturamiento concéntrico o con vacuolas, incluso con fragmentos (shards) y aplastados (eutaxítico), además presentando desvitrificación a material arcilloso o feldespatos

- (ver fotos 16 A y B), muestra C- 06. Todo este material es considerado como cenizas, por eso se clasificó como toba ceniza>lapilli. Esto es confirmado con las imágenes de electrones retrodispersados donde se observa material fragmentado desordenado (ceniza en sí) desvitrificándose a material fino cristalizado.
- De acuerdo a los primeros registros del levantamiento por columnas en la descripción macroscópica con las muestras de las ignimbritas de Añashuayco, se clasificó como una Toba (ignimbritas) de composición andesítica de matriz afanítica y en los estudios petrográficos se determina que su composición se aproxima de una intermedia a ácida al igual que se llega a determinar con la microscopía electrónica de barrido MEB - EDX, cuya composición se aproxima a ácida.
- Finalmente, con ayuda del microanálisis EDX se conoce que la matriz es de composición ácida (Si>>>Al>>>K>Na>>Ca>Fe>Mg>Ti), al ser un material de mezcla las abundancias de los elementos no son muy precisas, por lo que dificulta cualquier estequiometría, pero teniendo en cuenta las abundancias con ciertas tolerancias se puede inferir que se trata de mezcla de feldespatos más zeolitas, además no se descarta cuarzo ya que la Si es bastante alto. Además, este material se desvitrifica a feldespatos cristalizados como la anortoclasa.
- En general se puede inferir que su composición es aproximada de dacita-riolita

AGRADECIMIENTO:

Los autores agradecen a la Dra. Gladys Ocharán de la empresa Microscopia Electrónica y Aplicaciones (MyAP Perú) por los análisis de microscopía electrónica de barrido (MEB).

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Aramaki, S. (1961). Classification of pyroclastic flows, International Geology Review, 3 (6): 518-524.
- Jones, C. (2013). Pyroclastic Textures. Recuperado del Departamento de Geología y ciencias planetarias - Universidad de Pittsburgh. Sitio web: <https://sites.pitt.edu/~cejones/Geolimages/index.html>
- Kopilova, M. (2018). Pyroclastic rocks and their textures. In: course of Igneous Petrology (EOSC 321). Recuperado de University of British Columbia, Canada. Sitio web: https://www.eoas.ubc.ca/courses/eosc321/lab_pyroclastic.htm.

- Paquerau, P., et al. (2006). Neogene and Quaternary ignimbrites in the area of Arequipa, Southern Peru: Stratigraphical and petrological correlations. Journal of Volcanology and Geothermal Research.
- Schmid, R. (1981). Descriptive nomenclature and classification of pyroclastic deposits and fragments: recommendations of the IUGS Subcomisión on the Systematics of Igneous Rocks.



Marla Alvarez; Ingeniera Geóloga, maestría en Ciencias de la Tierra con Mención en Exploración Geológica. Especialidad en Mineralogía, Petrología y Microscopía de Minerales. Jefe de Prácticas en la Facultad de Geología, Geofísica y Minas de la UNSA.



Pablo Meza; Ingeniero Geólogo, maestría en Geotecnia, doctor en Geografía, investigador Renacyt, con investigaciones en geomorfología, geotecnia, mecánica de rocas, mecánica de suelos, geología estructural, geoturismo, hidrogeología, geomateriales, evaluación de riesgos geológicos, geoprocesamiento. Docente de pre-grado y pos-grado en la Facultad de Geología, Geofísica y Minas de la UNSA.

La Continentalización de la Tierra

Francisco de Asís Formell Cortina1

1Doctor en Ciencias Geológicas. Investigador Titular. Jubilado. ORCID 0000-0003-2435-8465. Correo electrónico.:

franciscodeasisfc1939@gmail.com

Resumen

Se discute y se aportan evidencias de que la continentalización de la Tierra ocurre gracias al aporte sistemático del manto a través de varios procesos geodinámicos como:

Distensión-erupción-acreción en arcos de islas volcánicas en relaciones océano-océano, como en el Pacífico occidental y las Antillas

Distensión-erupción-acreción en sistemas de rift en relaciones continente-continente, como en el mar Rojo

Puntos calientes en océanos y en continentes

Compresión, fusión, compensación isostática-acreción en arcos volcánicos como los Andes

Colisión-acreción entre continentes como los Alpes y los Himalayas.

Estos mecanismos se desarrollan en el tiempo en espiral sinusoidal en pulsos generados por:

La rotación y traslación de la Tierra incluyendo la acción dinámica que provoca su ángulo con la eclíptica.

La energía termo dinámica interna proveniente del manto, como magma y sus gases acompañantes; además, se establecen consideraciones acerca del origen del Cinturón de Fuego del Pacífico.

Abstract

Discussion and evidences that Earth continentalization occurs thanks to the mantle systematic contribution through several geodynamic processes such as:

Distension-eruption-accretion in volcanic island arcs in ocean-ocean relationships as in western Pacific and the Antilles.

Distension-eruption-accretion in rifts systems in continent-continents relationships such as in the Red Sea.

Hot points in oceans and continents.

Compression-melting-isostatic compensation-accretion in volcanic arcs such as Andean mountains.

Collision-accretion between continents like the Alps and Himalayas.

These mechanisms are pulse-sinusoidal-spiral developed generated due to Earth rotation and translation including dynamic action of its angle with the ecliptic and the thermodynamic internal energy coming from the mantle as magma and accompanying gases; besides, considerations about the origin of Pacific Fire Belt are also offered.

Introducción

La dicotomía, sial-sima determina el pilar fundamental de la tectónica de placas, lo que flota y lo que sostiene lo que flota, detrás de ese axioma se encierra una ley que rige el desarrollo del planeta Tierra; esa ley se basa en las diferentes densidades de los materiales constitutivos de la Tierra, mientras los continentes están formados por sial, el manto está formado por sima, entonces, si cambia la densidad cambia lo que no flota y se convierte en lo que flota, además, el manto y el núcleo proveen la energía y dinámica necesarias para el suministro de los materiales para el engrosamiento y, por último, la rotación de la Tierra permite su distribución espacio-temporal; estas son regularidades sistemáticas que el autor intentará demostrar a lo largo del presente trabajo y que van a determinar la continentalización constante de la Tierra

Todas las hipótesis sobre el origen de la Tierra están influenciadas por una de estas dos ideas: que la Tierra fue originalmente un fluido incandescente, o incluso en parte gaseoso que por enfriamiento alcanzó su estado actual, o por el contrario fue fría al principio y se ha ido calentando por radioactividad y gravedad. Para unos la Tierra incandescente se supone haberse desprendido del Sol por un cataclismo producido por una casi-colisión con otro astro, para otros la Tierra fría sería el resultado de una lenta aglomeración de materiales galácticos, polvo y meteoritos. El autor se adhiere a la primera idea y considera que la Tierra nació como una masa incandescente en ebullición, sin atmósfera, ni océanos, ni corteza, con un volumen mayor que el actual y una densidad menor y con un fatal destino, un enfriamiento constante de sus materiales, su diferenciación por densidades y una evolución que la llevará a un final sin atmósfera, sin océanos y sin vida (Ver Figura 1)

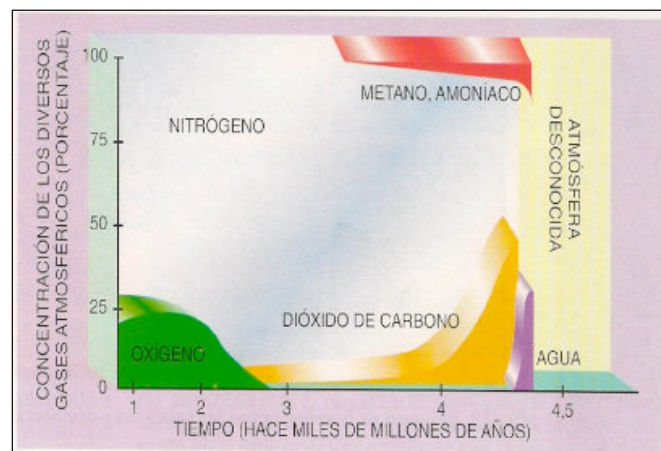


Figura 1. Evolución de la composición de la atmósfera terrestre en el tiempo

Al principio el sistema fundido comenzó a diferenciarse según la densidad de los materiales constitutivos, de acuerdo a la ley de la gravedad; si observamos la constitución de la Tierra desde su atmósfera, los océanos y las diferentes capas que la conforman a profundidad vemos que todos los materiales que la constituyen están diferenciados según su densidades de los más ligeros en las diferentes capas de la atmósfera hasta los más pesados en su núcleo; esto es una fuerte evidencia del desarrollo *in situ* del Planeta. En el inicio, no había corteza, todos los materiales eran líquidos o gaseosos y se expelían constantemente en forma de burbujas (Ver Figura2). El contacto con las temperaturas del espacio hacía que se condensasen y precipitasen, de esa forma comenzaron a formarse los océanos y la atmósfera terrestre, ninguna agua vino del exterior como a veces algunos autores postulan, todos los océanos y la atmósfera terrestre se formaron a partir de la condensación y precipitación de sus materiales constitutivos (Ver Figura2,a).



Figura 2,a. Volumen total del agua y el aire en comparación con el volumen de la Tierra. Imagen tomada de Facebook.

Los alúmino-silicatos (sial) por tener una densidad menor flotaban en el sistema fundido formando una escoria que se aglutinaba, mientras que los materiales más densos (sima) se situaban por debajo. Finalmente en lo profundo del sistema se acumulaban los metales pesados (Fe, Ni). El sistema así diferenciado por sus densidades comenzó a enfriarse paulatinamente. La escoria flotante constituida esencialmente por sial, navegaba sobre el sima, dirigido por la rotación y la traslación de la Tierra y por la acción de las burbujas mánticas que existieron desde el principio. Estas burbujas se formaban como resultado de la "ebullición" de los materiales primarios constitutivos, y su frecuencia de formación y sus dimensiones dependían de la temperatura y de la densidad del, llamémosle "magma primigenio", y se distribuían aleatoriamente en toda la superficie del Planeta.

La escoria del sistema fundido original que estaba en estado plástico se mantuvo flotando hasta que el sistema logró enfriarse lo suficiente para pasar del estado plástico al rígido; no fue hasta que la corteza sílica y la corteza oceánica rígida y fría surgida como resultado de la formación del océano primigenio pasaron del estado plástico al estado rígido que ocurrió su fracturación en

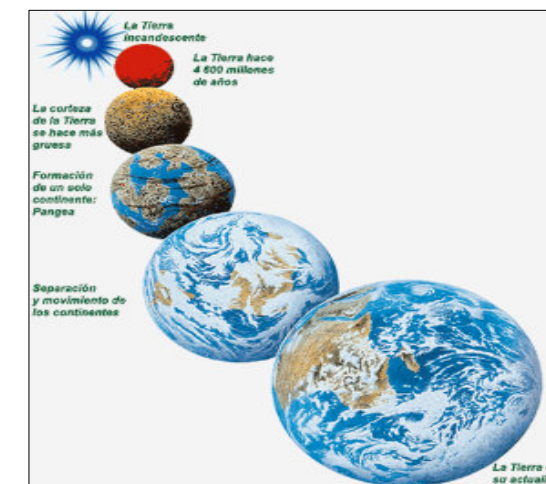


Figura 2. Principales eventos ocurridos desde el origen de la Tierra y hasta la actualidad. Imagen tomada de Facebook

distintas placas, además de ello, el acceso libre de las burbujas a la superficie se restringió al punto que las burbujas solo accedían a la superficie del planeta a través de las zonas de debilidad existentes sobre todo entre las placas de relación continente-océano u océano-océano. Este mecanismo de acreción constante de los continentes primigenios a partir de la sucesión de pulsos de burbujas mánticas condujo a la formación de sistemas montañosos plegados en condiciones de semi plasticidad o fallados en condiciones de rigidez, según las condiciones de P/T imperantes, en tanto, la corteza oceánica seguía engrosándose a costa de los materiales del manto que continuaban enfriándose. Este proceso continúa hasta nuestros días de manera que se puede decir que la corteza terrestre tanto continental como oceánica mantiene un engrosamiento constante, mientras que el manto se enfría sucesivamente y a partir de su reducción continua aportando nuevos materiales a la corteza.

Desde el principio existió una zona de debilidad entre la corteza continental y la corteza oceánica, aún antes de la fracturación de ellas. Una vez que la corteza continental alcanzó el estado de rigidez empezó a fracturarse debido a la acción de dos fuerzas motoras, la rotación de la Tierra que movía el manto y la acción de las burbujas mánticas formadas en el manto por el estado de "ebullición" de éste. En esos momentos ya la Tierra poseía una atmósfera que al principio no tenía la constitución actual de gases y los océanos se seguían formando sobre la corteza creada sobre el manto que se engrosaba constantemente. La formación de una corteza rígida sobre el manto ocasionó que los continentes a la deriva formaran zonas de fractura profunda en el contacto con la corteza oceánica por donde continuaron ascendiendo las burbujas mánticas a la superficie, proceso que continúa hasta nuestros días

En la actualidad, el llamado Cinturón de Fuego mantiene las relaciones originales océano-continente que existieron desde el principio, esas relaciones primigenias océano-continente solo se mantienen en los continentes que rodean el Pacífico que es el super océano original, otras

relaciones océano-continente en la Tierra son el resultado del desarrollo ulterior de rifts que crearon nuevas cortezas oceánicas rígidas a partir de masas continentales ya existentes en distensión y por tanto éstas solo se comunican con el manto a través de la fractura mántica del rift original como por ejemplo, la cordillera Centro Atlántica. Esa es la razón de que el vulcanismo en esa región sea muy subordinado, por eso el autor propone dos tipos de relaciones océano-continente, primero la relación primaria, primigenia donde hay comunicación directa continente-océano con el manto, léase Pacífico-continente, y segundo una relación océano-continente secundaria más joven resultado de sistemas planetarios de rifts que crean una nueva corteza oceánica rígida que no tiene comunicación directa con el manto en los contactos con los continentes limítrofes.

La diferencia entre ambos tipos de relaciones continente-océano estriba en que el Pacífico habiendo sido el super océano primigenio se formó como resultado de la evaporación y ulterior condensación y precipitación del agua contenida en los gases que emanaban del magma primigenio en ebullición, el agua llenaba la superficie del Pacífico y en consecuencia enfriaba el magma formando una corteza rígida y fría. Sin embargo, en el magma bajo el continente primigenio que flotaba sobre el manto por su menor densidad al no acceder al agua que precipitaba no se formaba corteza; esa relación continente-océano con un límite activo directamente comunicado con el manto es la razón de la existencia del llamado Cinturón de Fuego.(ver Figura 3)



Figura 3. El Cinturón de Fuego del océano Pacífico. Imagen tomada de Facebook.

En el Atlántico por el contrario al ser este un océano secundario que se formó por penetración del Pacífico, a medida que se abría el rift se formaba sincrónicamente corteza, por eso las relaciones continente-océano en el Atlántico no son directamente con el manto plástico sino con la corteza rígida empujando y separando los bordes continentales de América y África y por eso el vulcanismo en los bordes continentales circumatlánticos es muy subordinado. Además, la corteza oceánica en el Atlántico tiene una composición diferente a la corteza oceánica del Pacífico, mientras la corteza pacífica es esencialmente

basáltica en su totalidad, en el Atlántico la corteza oceánica es parcialmente granítica debido a que se formó como consecuencia de la apertura del continente de Pangea.

El océano Pacífico se caracteriza por la uniforme composición basáltica de todas las rocas extrusivas y por la ausencia de otras rocas, exceptuando las calizas coralígenas y los sedimentos sueltos ordinarios en los fondos y taludes marinos. Por otra parte, los continentes se caracterizan por la gran profusión de toda clase de rocas sedimentarias y por el hecho de que entre las rocas plutónicas predominan los granitos, mientras que las rocas volcánicas varían de basaltos a riolitas, aunque en general predominan los primeros (De Sitter, L.U. 1962).

La faja circumpacífica presenta, en la plataforma continental, numerosos volcanes en los arcos insulares entre cuyos productos predominan las andesitas. La línea que separa la zona basáltica de la andesítica se denomina "línea andesítica" y en el Este del Pacífico coincide más o menos con la costa y en el Oeste con los festones exteriores de los arcos insulares.

Los basaltos, y en particular los diques y sills de diabasa son numerosos, de todas las edades y aparecen dispersos por casi todos los continentes, por lo que se podría suponer que la capa basáltica del fondo del Pacífico se extiende bajo los continentes. Sin embargo, el hecho es que la constitución de los basaltos pacíficos no es la misma que la de los basaltos continentales (De Sitter, L.U. 1962).

El límite entre la capa granítica y la basáltica no tiene necesariamente que coincidir con la transición de una capa rígida cristalina a otra menos rígida, digamos vítrea. Puesto que el peso específico del granito es 2,8 y el de una roca ultrabásica 3,2 se puede suponer que un continente granítico (sial) flota sobre un basamento ultrabásico (sima), pero se acepta generalmente que existe una capa basáltica intermedia entre aquellas dos, de donde proceden las lavas basálticas. La velocidad de onda es de 5,2 km/seg. en el granito, 8,2 km/seg. en la capa ultrabásica y de 6,5 km/seg. en la capa intermedia.

Es de presumir que en los continentes la corteza está formada por una capa granítica de 15 a 18 km de espesor y una capa basáltica cristalina de 15 a 22 km sobre una capa basáltica vítrea y bajo todas ellas la capa ultrabásica. La transición del basalto cristalino al vítreo viene indicada por la velocidad de las ondas sísmicas, que disminuye ligeramente con el aumento de la profundidad. En el Pacífico, la capa granítica está casi ausente, aunque se puede esperar cierta potencia de sedimentos de grano muy fino. En los océanos Atlántico e Índico la capa granítica es, con seguridad, mucho más delgada que en los continentes y quizá también falte localmente como en el Pacífico (De Sitter L.U.,1962).

El autor considera que la Tierra es un organismo vivo que cumple, como todos los organismos vivos sean animados o inanimados, las leyes que rigen la vida, es decir, nacer, desarrollarse, madurar, envejecer y morir. La Tierra actualmente es un planeta maduro que comienza a presentar síntomas evidentes de declinación. Veamos, en

primer lugar el tiempo de la Tierra es su propio tiempo, es decir, es el tiempo que transcurre desde su nacimiento hasta su muerte, pero no medido desde el tiempo humano, cada ser vivo recorre su propio tiempo, en otras palabras el concepto de tiempo es relativo, es privativo de cada ser vivo incluyendo los seres inanimados. A su vez todo el desarrollo de la vida en el planeta ha estado condicionada por las condiciones de evolución del planeta, en otras palabras la vida animada es una función de las condiciones existentes de desarrollo de la vida inanimada, es fatalmente inexorable y ocurre a través de ciclos evolutivos en espiral los que han condicionado y determinado los tipos de vida animada que se han desarrollado y desaparecido cuando desaparecieron las condiciones que propiciaron su surgimiento.

En cuanto a la evolución de la vida inanimada, uno de los padres de la tectónica de placas J.Tuzo Wilson propuso en 1966 la existencia de un ciclo evolutivo de la Tierra que merece ser analizado (ver Wilson, R. W., 2019)

Discusión

El ciclo de Wilson

El ciclo de Wilson es un modelo geológico propuesto por el geofísico J.Tuzo Wilson en 1966. Describe la vida cíclica de las cuencas oceánicas, desde su nacimiento hasta su cierre final, y la formación de súper continentes. Este ciclo está intrínsecamente ligado a la tectónica de placas, explicando la forma en que los continentes se fragmentan, se separan y vuelven a chocar a lo largo del tiempo geológico. Según Wilson, el ciclo completo dura aproximadamente 400-500 millones de años.

Etapas del ciclo de Wilson.

- 1.- Etapa de rift continental: comienza con un punto caliente o una pluma mantélica que debilita y eleva la corteza continental. La tensión provoca la formación de un rift continental (como el valle del Rift en África Oriental). El adelgazamiento y la ruptura de la corteza resultan en fallas normales y vulcanismo.
- 2.- Etapa de mar estrecho: A medida que la separación continúa, el rift se ensancha y es invadido por el mar formando una cuenca oceánica joven y estrecha, similar al Mar Rojo. La nueva corteza oceánica se genera en una dorsal oceánica o borde divergente.
- 3.- Etapa de expansión oceánica: La expansión del fondo oceánico se acelera. La cuenca se convierte en un océano grande y maduro, con una dorsal activa y bien desarrollada como el Océano Atlántico actual. Los continentes se separan cada vez más.
- 4.- Etapa de cierre oceánico (subducción): Cuando la corteza oceánica envejece, se enfría y se vuelve más densa que la astenosfera que la sostiene, esto la hace susceptible a la subducción. Una placa oceánica comienza a hundirse bajo otra placa (oceánica o continental) en un borde convergente. Este proceso forma zonas de subducción, fosas oceánicas profundas y arcos volcánicos (como la cordillera de Los Andes).

5.- Etapa de colisión: La subducción consume la corteza oceánica hasta que los continentes que la bordean finalmente chocan. Como la corteza continental es menos densa, no subduce. En cambio, se produce una colisión continental masiva, que deforma y pliega las rocas creando enormes cadenas montañosas o cinturones orogénicos, como los Alpes o el Himalaya. Este proceso se conoce como orogénesis.

6.- Etapa de supercontinente: la colisión y la unión de varios continentes forman un supercontinente, cerrando la cuenca oceánica y completando el ciclo. Con el tiempo, el calor del manto se acumula bajo el supercontinente, reiniciando el ciclo con una nueva etapa de rift continental. (ver Figura 4)

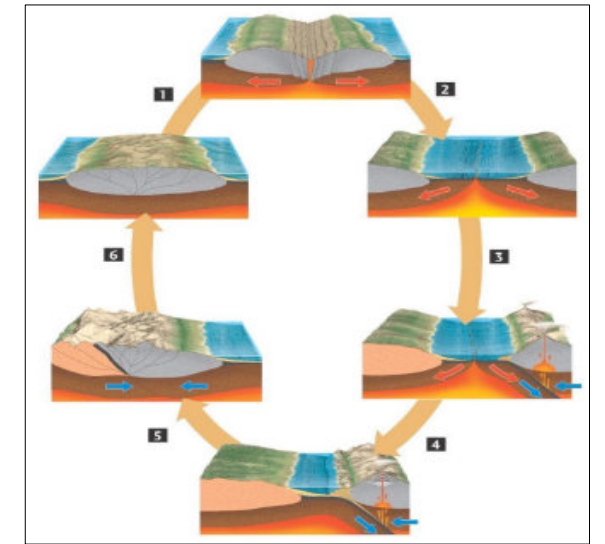


Figura 4. Esquema de las seis etapas del ciclo de Wilson. Imagen tomada de Wilson et al., "Fifty years of the Wilson Cycle concept", publicación de Facebook.

El ciclo de Wilson tal y como se describe adolece de una falla fundamental que radica en que para su descripción Wilson utiliza ejemplos de situaciones geodinámicas espacio-temporales muy diferentes por su génesis, ubicación geográfica y desarrollo, por ejemplo, para el gran rift centro atlántico plantea un origen a partir de un punto caliente o pluma mantélica (burbuja mántica según el presente autor) donde empieza a generarse corteza a partir de las emanaciones mánticas, se desarrolla la apertura del rift y es invadido por el agua de otros océanos formándose un mar joven como el "mar Rojo" que se ensancha a medida que avanza la expansión del fondo oceánico hasta formar un gran océano como el "Atlántico". Hasta ahí el rift es divergente y Wilson no habla nada de subducción pero en la próxima etapa de su ciclo y debido a un supuesto aumento de la densidad de la corteza oceánica sobre la astenosfera que la sostiene aquella empieza a subducir en un escenario "convergente" formando "zonas de subducción, fosas oceánicas y arcos volcánicos como la cordillera de los Andes". Aquí Wilson abandona el ejemplo del Atlántico en divergencia y se sumerge en convergencia en la cordillera de los Andes. Lamentablemente Wilson mezcla escenarios

geodinámicos completamente diferentes en su génesis y desarrollo. Veamos, en el rift Atlántico no hay ni puede haber habido subducción precisamente por la invasión del mar que fue creando de manera sincrónica una corteza oceánica rígida y fría a medida que se abría el rift por el aporte constante de materiales del manto caliente; si hubiese habido subducción no habría habido apertura de la cuenca atlántica por el principio de “corteza generada igual a corteza consumida”; en realidad lo que ha ocurrido a la falta de subducción es el empuje de la placa oceánica atlántica hacia el oeste a las Américas y al África hacia el este. En el caso del escenario convergente de Wilson tampoco la idea de zonas de subducción es plausible para explicar la formación de arcos volcánicos como la cordillera de los Andes. Aquí la convergencia produce una compresión de la placa rígida oceánica contra el continente y esa compresión arruga y eleva el manto dando lugar a la formación de las cadenas montañosas; si hubiese subducción de la placa oceánica esa energía se disiparía en el consumo e impediría la presión necesaria para la formación de montañas. Además, la idea de Wilson del origen de la subducción por el aumento de densidad de la corteza oceánica rígida que provocaría su hundimiento al convertirse en más densa que el manto es muy discutible ya que la densidad de los materiales constituyentes de la corteza oceánica siempre son menos densos que los del manto por la sencilla razón de la porosidad incorporada en los procesos eruptivos que los formaron.

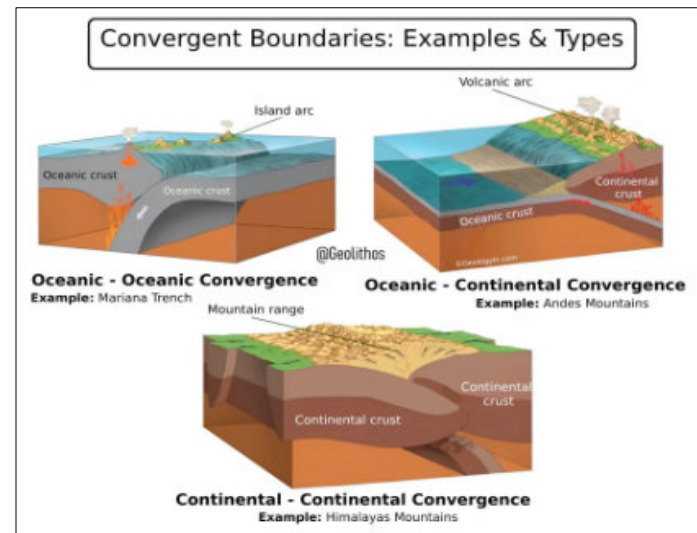


Figura 5. Esquema ilustrativo de la idea de formación convergente de arcos de islas volcánicas, arcos volcánicos y continentes. Imagen tomada de Facebook

Finalmente la idea de Wilson, que además está muy extendida, de relaciones de convergencia océano-océano con la formación de arcos de islas volcánicas es muy discutible (ver Figura 5). Imaginemos, como propone Wilson, relaciones de convergencia en el Pacífico tanto para la formación de arcos de islas volcánicas en relaciones océano-océano como en la fosa de Marianas y de arcos volcánicos en relaciones de convergencia océano-continente como la cordillera de los Andes tendríamos por resultado convergencia tanto en el límite occidental del

Pacífico como en el oriental. Para que hubiese convergencia y, por tanto, compresión en ambos límites del Pacífico debiera haber, al igual que en el Atlántico un rift centropacífico que empujase el océano en ambas direcciones. Como ese rift centro oceánico Pacífico no existe, tampoco es imaginable que haya compresión en ambos límites del Pacífico; si la hubiese el cuadro geodinámico en ambos márgenes sería similar, es decir, montañas formadas por compresión. La única posibilidad plausible es que debido a la rotación de la Tierra haya en el límite occidental del Pacífico distensión y entonces en el límite oriental haya compresión. En realidad así se debe comportar el cuadro geodinámico en ambos márgenes oceánicos, mientras que en el margen occidental predominan los arcos de islas volcánicas, en el margen oriental predominan los arcos volcánicos con la formación de cadenas montañosas. Los rasgos geodinámicos de ambos escenarios así lo manifiestan. Estas evidencias ponen, además, muy en duda la existencia de subducción en ambos cuadros geodinámicos.

Por último, Wilson distingue una quinta etapa en su ciclo que denomina de “colisión”. Aquí, supone que los procesos de subducción reducen la corteza oceánica entre continentes hasta que éstos que no subducen por estar flotando sobre el manto chocan formando grandes cadenas montañosas como los Alpes y el Himalaya. A los procesos que condujeron a la colisión de los continentes y la formación consecuente de grandes cadenas montañosas los denomina orogénesis. Aquí, el autor quiere llamar la atención de varios hechos comprobados, en primer lugar, es evidente que los continentes en general se agrupan en el hemisferio norte; en segundo, que las grandes colisiones ocurren precisamente en el hemisferio norte y son resultado de la compresión de África sobre Europa en el primer caso y de la India sobre Asia en el segundo; en tercer lugar, parecen haber habido varias colisiones y expansiones sucesivas, la existencia del Mediterráneo entre África y Europa lo sugiere; más que una supuesta subducción acercando continentes hasta colisionar, el autor considera la posibilidad de que el ángulo con la eclíptica pueda ser el motor del agrupamiento de las masas continentales preferentemente en el hemisferio norte y también de los procesos de colisión de esas masas continentales flotantes y la formación tanto de los Alpes como el Himalaya. En realidad el mecanismo propuesto por Wilson funciona en espiral sinusoidal en pulsos porque una vez que los continentes han crecido como consecuencia de los diferentes mecanismos de acreción continental y después de la acción de la erosión regional, en un nuevo “ciclo” continúan creciendo los continentes a expensas de la contracción constante de los océanos.

Como se observa en el ciclo de Wilson, el constante crecimiento continental de la Tierra ocurre a través de varios mecanismos geodinámicos que actúan sincrónicamente con independencia y conducen a la continentalización de la Tierra. Según el presente autor, ellos pueden sintetizarse en los siguientes:

1- Distensión-erupción-acreción en arcos de islas volcánicas en relaciones océano-océano, como en el

Pacífico occidental y las Antillas

2- Distensión-erupción-acreción en sistemas de rift en relaciones continente-continente, como en el mar Rojo

3- Puntos calientes en océanos y en continentes

4- Compresión, fusión, compensación isostática-acreción en arcos volcánicos como Los Andes

5- Colisión-acreción entre continentes como Los Alpes y los Himalayas

Las placas litosféricas centran la dinámica de la Tierra, pero ellas por sí mismas no son el motor de esa dinámica, en realidad las placas litosféricas y su movilidad son consecuencia y nunca causa de su movilidad. Según este autor los motores de la dinámica de la Tierra son dos, a saber:

1.- La rotación y traslación de la Tierra incluyendo la acción dinámica que provoca su ángulo con la eclíptica.

2.-La energía termo dinámica interna proveniente del manto, del magma y sus gases acompañantes.

La rotación y traslación de la Tierra provocan distensión y compresión de las placas continentales y oceánicas y por otra parte la termodinámica interna aporta los materiales mánticos a través de los rifts, los volcanes en sistemas de arcos de islas volcánicas y volcánicos en cadenas montañosas.

La rotación de la Tierra moviliza los continentes y la parte plástica de la corteza y el manto con un movimiento antihorario constante. A su vez, el ángulo con la eclíptica facilita la concentración preferente de las masas continentales en el hemisferio norte de la Tierra. Por otro lado los grandes rifts planetarios generalmente de orientación norte-sur debido precisamente a la rotación ecuatorial de la Tierra provocan la aparición de grandes zonas de fractura cortical por donde asciende el magma creando corteza divergente y separando continentes como ocurre en el Atlántico. Aquí el movimiento cortical se concentra preferentemente en la parte rígida de la corteza. Si existiesen, como ha sido postulado, “corrientes de convección” controlando el movimiento del manto los grandes rifts serían ecuatoriales y no meridionales*. La idea de la existencia de corrientes de convección como motor de las placas litosféricas es muy controvertible; ellas se muestran hipotéticamente siempre en un plano con movimientos horarios y antihorarios sistemáticos pero la Tierra es una esfera (esferoide) en rotación, no un plano y entonces cuando se trata de llevar ese esquema a una esfera es muy difícil imaginar su dinámica, pero incluso, habría que preguntarse también que fuerza geodinámica a su vez generaría las corrientes de convección en el manto.

Distensión-erupción-acreción en arcos de islas volcánicas

La formación de los arcos de islas volcánicas

Lo primero que el autor quiere destacar es que los materiales que constituyen la corteza terrestre pueden ser considerados que están en estado rígido (rocas) o en estado plástico (magma); a su vez existe un límite en la

corteza por encima del cual se agrupan los materiales rígidos mientras por debajo se acumulan los materiales plásticos. Esa frontera es determinante en el comportamiento de ambos segmentos, el segmento rígido se encuentra “acrecido” mientras que el segmento plástico forma parte del manto y se mueve junto con la corteza oceánica plástica siguiendo la rotación de la Tierra. Por eso cuando surge un arco de islas volcánico mediante la ocurrencia de condiciones de distensión que forma una ruptura o fisura mántica por la cual ascienden inicialmente los materiales mánticos en forma de burbujas ricas en volátiles, esa fisura comienza a rellenarse con nuevos materiales efusivos cuya composición y densidad va cambiando en tiempo y espacio y a su vez su enfriamiento sucesivo va formando una capa rígida más porosa y menos densa que se enriquece en la etapa final de “acreción”, dificultando cada vez más la actividad efusiva por el estrechamiento paulatino del canal magmático. Esto da origen a intrusiones de composición más ácida que los efusivos iniciales, debido a la incorporación al sistema de magmas de menor basicidad y a la existencia entonces de condiciones favorables para la cristalización. Ese proceso de evolución del sistema de arco termina con el cese del vulcanismo por el cierre completo de la fisura riftogénica inicial, entonces se ralentiza el segmento de corteza ya rígido que se separa de la fuente de alimentación y comienza a flotar debido a la menor densidad de sus materiales constituyentes, deja de formar parte y de obedecer a la dinámica del segmento mántico cortical plástico el cual sigue moviéndose siguiendo la rotación de la Tierra. Esto provoca que se desarrolle una nueva fisura de distensión y se inicie un nuevo sistema de arco de islas más joven siguiendo el movimiento antihorario de la Tierra. El mecanismo así descrito se desarrolla sistemáticamente en el tiempo y el espacio.

La influencia de la rotación de la Tierra en el desarrollo de los procesos geodinámicos del planeta no solo se circunscribe a la creación de esfuerzos de distensión y de compresión planetarios sino también a la formación de los grandes rifts meridionales* planetarios como el gran rift que separó las Américas de África y Europa. La fuerza rotacional ecuatorial crea siempre rifts meridionales, sin embargo, el sistema de rifts de las Antillas mayores y menores no obedece a la resultante del movimiento rotacional ecuatorial de la Tierra, entonces es necesario pensar en la existencia de otras fuerzas que puedan provocar fisuras de distensión regionales por donde puedan desarrollarse sistemas de arcos de islas volcánicas de dirección latitudinal; en ese sentido es necesario destacar primero, que las masas continentales en el planeta se agrupan preferentemente en el hemisferio norte y segundo que los grandes sistemas de arcos de islas volcánicas también tienen mayor desarrollo en el hemisferio norte.

El autor considera que la inclinación del eje de la Tierra, el ángulo con la eclíptica ejerce una fuerza que obliga primero, a la concentración preferente de las masas continentales en el hemisferio norte y

* Que sigue la dirección norte-sur de los meridianos de la Tierra.

profundo que recuerda que, en el fondo, todo lo que parece eterno no es más que una pausa entre transformaciones”.

El vulcanismo de puntos calientes.

La teoría de los puntos calientes fue planteada por J. Tuzo Wilson en 1963 para explicar la cadena Hawaiano-Emperador. Wilson propuso que una pluma mantélica fija generaba islas volcánicas mientras la placa del Pacífico se desplazaba sobre ella. El presente autor ha desarrollado la teoría de las burbujas mánticas que difiere del concepto de pluma mantélica; mientras las plumas mantélicas en el sentido de Wilson es un concepto estático, las burbujas mánticas es una concepción dinámica que se manifiesta desde los orígenes del planeta y que abarca todas las manifestaciones de vulcanismo existentes y reconocidas; en el caso del vulcanismo intraplacas las burbujas mánticas logran atravesar la corteza oceánica o continental lejos de sus bordes aprovechando fisuras creadas en las diferentes placas litosféricas, el vulcanismo resultante es generalmente basáltico en el Pacífico y andesítico en el Atlántico. La impresión extendida de que el rosario de islas se desarrolla a partir de un foco magmático fijo mientras la placa oceánica es la que se mueve es discutible; en realidad tanto la placa litosférica como el foco magmático emisor se mueven, lo que ocurre es que la parte rígida de la corteza tanto oceánica como continental se mueve con mayor rapidez que la parte plástica donde está el foco magmático emisor, debido a que la corteza rígida superficial que se mueve gracias a la rotación de la Tierra lo hace a mayor velocidad que las capas más profundas que giran más lentamente, ver Figura 9.

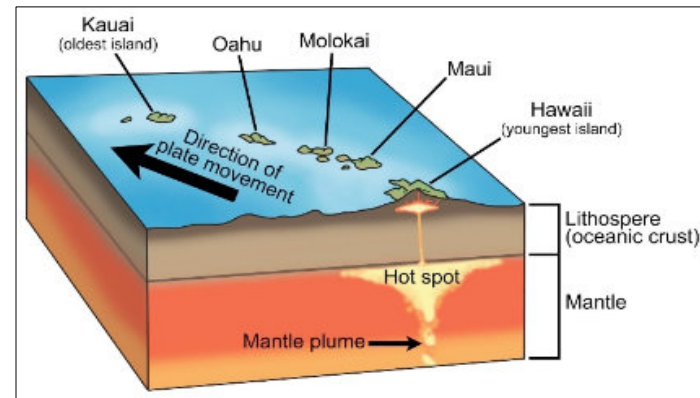


Figura 9. Islas de puntos calientes del archipiélago de Hawái. Imagen tomada de Facebook

Los puntos calientes en la Tierra evidencian varias regularidades señaladas por el autor (ver Figura 9). Ellos se originan tanto en placas oceánicas como continentales, se originan aleatoriamente tanto en límites de placas como en lugares intra placas, la mayoría se desarrollan en el Pacífico pero también ocurren en otros lugares. Los puntos calientes son una clara evidencia de la existencia de burbujas mánticas en el sentido dinámico descrito por el autor, ellas existieron siempre desde los tiempos en que la Tierra estaba en ebullición y lo que ha ocurrido es solo su ralentización debido a la formación ulterior de las cortezas

oceánicas y continentales. El manto continua teniendo elevadas temperaturas y gases en su composición y cuando logra atravesar cualquiera de los tipos de corteza las burbujas originadas en el manto erupcionan y originan los puntos calientes; varios autores consideran diferentes grados de temperatura del manto en los lugares donde se originan los puntos calientes pero el autor prefiere considerar su origen debido a diferente grosor y grado de compactación de la corteza bajo las cuales se originan y su formación confirma el papel del efecto termodinámico del manto en la modelación de la Tierra incluida la formación de terremotos. Los puntos calientes más reconocidos y populares son Hawái, las Galápagos, Islandia, Yellowstone y otros.

Compresión, fusión y compensación isostática en arcos volcánicos

Otro mecanismo geodinámico que gobierna el desarrollo y evolución del planeta es el de formación de montañas que a diferencia con los arcos de islas volcánicas aquí los esfuerzos predominantes son de compresión. Si observamos el comportamiento de la placa del Pacífico considerada como un todo, vemos que debido a la rotación de la Tierra en los bordes del occidente de la Placa predominan los esfuerzos de distensión que alejan la placa oceánica del continente mientras que la parte oriental de la Placa Pacífico comprime a las Américas y da lugar a la formación de los sistemas montañosos de todas las Américas; de esta forma es evidente que la rotación de la Tierra ejerce una fuerza que mueve tanto el segmento cortical plástico como el propio manto. Sin embargo los continentes que han sufrido y sufren acrecimiento, tanto por arcos de islas maduros formados en distensión como por grandes sistemas montañosos formados por compresión “flotan” y acrecen en el tiempo, ambos procesos determinan el crecimiento constante de los continentes a expensas de los materiales del manto, y por tanto, a la contracción de la corteza oceánica.

El principio de la isostasia apoya la idea de que la corteza tiene menos densidad que su substrato, es decir, que el sial, descansa sobre un sima más pesado. Siendo la gravedad prácticamente igual en los continentes y los océanos (reducida al nivel del mar en ambos casos), se supone que el sial es más potente en los continentes, está ausente en el Océano Pacífico y es muy delgado en el Atlántico, suposición que parece corroborada por las pruebas sísmicas (De Sitter, L.U., 1962).

De acuerdo con lo anterior la elevación de cordilleras, o la subsidencia de cuencas van acompañadas de respectivos engrosamientos o adelgazamientos de la cobertura sílica. Puesto que todas las grandes cordilleras de la Tierra son estructuras más o menos plegadas que sugieren una gran compresión con fusión resultante, es obvio que el engrosamiento de la corteza bajo ellas está relacionado con la fusión y el plegamiento; la elevación posterior de la cordillera, fase morfogénica, puede considerarse como un reajuste y compensación isostática debido a dicho engrosamiento ocurrido por compresión. Esta idea pone muy en duda la teoría de la subducción porque una corteza oceánica subduciendo reduciría notablemente el efecto de la compresión. Además, es difícil imaginar una

corteza oceánica rígida y menos densa que el manto que la subyace en proceso de subducción. Por otra parte si tomamos en cuenta que la corteza oceánica pacífica tiene una composición basáltica y comprime la corteza continental americana que tiene una composición granítica ocurre una fusión de ambos materiales por el calor provocado por la compresión, y así, la resultante será la formación de materiales de composición intermedia como las andesitas que son realmente las predominantes del sistema montañoso de Los Andes. Lo anterior constituye una evidencia irrefutable del razonamiento del autor.

Una regularidad que se observa tanto en los sistemas de arcos de islas volcánicas como en los sistemas de arcos volcánicos que crean montañas como Los Andes es que frente al relieve positivo que forman las montañas en ambos sistemas siempre a ambos lados ocurren trincheras o fosas. Esto es una regularidad constante y estable en todo el planeta y generalmente en los modelos basados en la tectónica de placas se asume que estas trincheras o fosas son los lugares donde comienzan a subducir las placas oceánicas. Esto es generalmente aceptado, sin embargo si tomamos en consideración que cuando ocurre una concentración de masa, sea por distensión o por compresión, el principio de la isostasia determina que cualquier levantamiento en la corteza produzca de forma sistemática una depresión compensatoria. Se puede concluir que no necesariamente esto puede significar el origen de la subducción.

Un examen detallado de los sistemas montañosos de las Américas muestra un engrosamiento evidente de las Rocallosas en relación con los Andes por una parte y además un desarrollo de ambos sistemas en pulsos. Estas características sugieren que el apilamiento de masas montañosas acrecidas por compresión en las Rocallosas pudiese ser el resultado de la acción del ángulo del eje de la Tierra con la eclíptica facilitando la concentración de corteza acrecida allí y en mucha menor medida en los Andes. Por otra parte, el desarrollo en pulsos en ambos sistemas montañosos se observa claramente, por ejemplo, en los Andes colombianos donde el sistema se abre en tres cordilleras separadas por los cauces formados a partir de antiguas depresiones por donde corren los ríos Cauca y Magdalena; estas tres cordilleras, la oriental, la central y la occidental atestiguan pulsos sucesivos de compresión, fusión, compensación isostática y finalmente acreción continental de la corteza oceánica pacífica. En el sistema de las Rocallosas estos pulsos no son tan fácilmente discernibles, pero un examen detallado de la geografía de las Rocallosas lo sugiere.

Colisión de continentes

En el ciclo geodinámico de la Tierra postulado por Wilson la colisión entre continentes ocupa un papel destacado, las evidencias orogénicas que presentan los continentes de Europa y África lo sugieren, allí se manifiesta de forma indudable el mecanismo de colisión continental. De acuerdo con la literatura al respecto, (Amici della Scienza, 2025, “La formación del mar mediterráneo”, en italiano, publicación de Facebook), (ver fig.10), la formación del

mar mediterráneo es el resultado de un largo y complejo proceso geológico determinado de salinidad del Messiniano. Hace cerca de 200 millones de años atrás el Mediterráneo era parte de un vasto océano llamado Tethys que se extendía entre el supercontinente de Laurasia al norte y Gondwana al sur, en el curso de millones de años la placa africana inició un movimiento de compresión hacia el norte que finalmente colisionó con la placa euroasiática, este encuentro, aún en curso, ha causado la clausura del gran océano de Tethys y ha dado origen a la cadena montañosa de Europa meridional como los Alpes y los Apeninos y a la progresiva disminución de la cuenca. La crisis de salinidad del Messiniano, (cerca de 5,97-5,33 millones de años atrás) fue la fase más espectacular y crucial; en esos momentos, fuertes movimientos tectónicos interrumpieron la comunicación del Mediterráneo con el Atlántico y el aporte fluvial resultaba insuficiente para mantener la cuenca activa de manera que ocurrió una evaporación total y por tanto la salinización completa del Mediterráneo formándose enormes depósitos de sal que constituyen una prueba irrefutable de la ocurrencia de tal evento. Ese ejemplo es una prueba del mecanismo de acreción continental a través de procesos de colisión-mediterraneanización-acreción. Actualmente se ha restablecido la comunicación con el Atlántico. Ver Figura 10.



Figura 10. El mar mediterráneo entre Europa y África. Imagen tomada de Facebook

La colisión de la India contra Asia

La información que se expone a continuación ha sido generalizada y razonada por el autor a partir de la publicación de Wikipedia “Paleogeography of the India-Asia collision system”

“La colisión de la India contra Asia constituye un complejo proceso orogénico aún en curso en el cual participan varios actores geodinámicos, el primero el continente de la India, una lengua del mar de Tethys, un sistema de arcos de islas volcánicas, un bloque microcontinental (Lhasa, o Tibet del sur) y el continente de Asia (Tibet del norte) este proceso de acreción-colisión ha provocado un intenso debate en la

literatura y se mantiene en discusión tanto por el papel de los distintos factores actuantes como por la cronología de los diferentes procesos participantes.

El modelo Mesozoico sugiere que el Tibet meridional experimentó una intensa reducción cortical y engrosamiento tan temprano como entre el jurásico y el cretácico, además, es generalmente aceptado que la placa India comenzó a acercarse a la placa asiática durante el mesozoico como resultado de la ruptura de Gondwana.

Durante el mesozoico había una cuenca oceánica entre el bloque Lhasa y el bloque continental del Tibet septentrional que comenzó a "subducir" bajo el bloque del Tibet septentrional en el Triásico, durante el jurásico y cretácico esa faja oceánica se cerró totalmente entonces el bloque continental de Lhasa y el bloque continental del Tibet septentrional colisionaron provocando una fuerte contracción y engrosamiento cortical.

Durante la época en que los continentes de la India y Asia colisionaron el Tibet meridional había ya alcanzado casi 4 km de altura, la fuerza compresiva de la colisión elevó aún más el bloque de Lhasa y disparó la elevación y el engrosamiento cortical en el Tibet septentrional".

Aunque ese razonamiento cuenta con evidencias geológicas, todavía concita debate científico. Para el autor por ejemplo la supuesta subducción de la corteza oceánica entre la India y Asia durante la colisión habría ralentizado la enorme fuerza de compresión necesaria para alcanzar las colosales alturas de los Himalayas; lo más lógico y probable es pensar en una fuerza de compresión frontal y directa sin amortiguamiento por subducción y como consecuencia la formación de la cordillera por compensación isostática de materiales de baja densidad, en parte de origen sedimentario marino, que precisamente ha alcanzado las mayores elevaciones de la Tierra y aún no ha logrado el equilibrio isostático definitivo. (ver Figura 11).

La trayectoria de migración de la India una vez desprendida de Gondwana estuvo dirigida por dos fuerzas dinámicas, la rotación de la Tierra de dirección antihoraria y el ángulo de su eje con la eclíptica de dirección meridional con una resultante de dirección noreste que es precisamente la dirección que siguió el continente de la India durante su migración hacia Asia como se muestra en el esquema de la Figura 11.

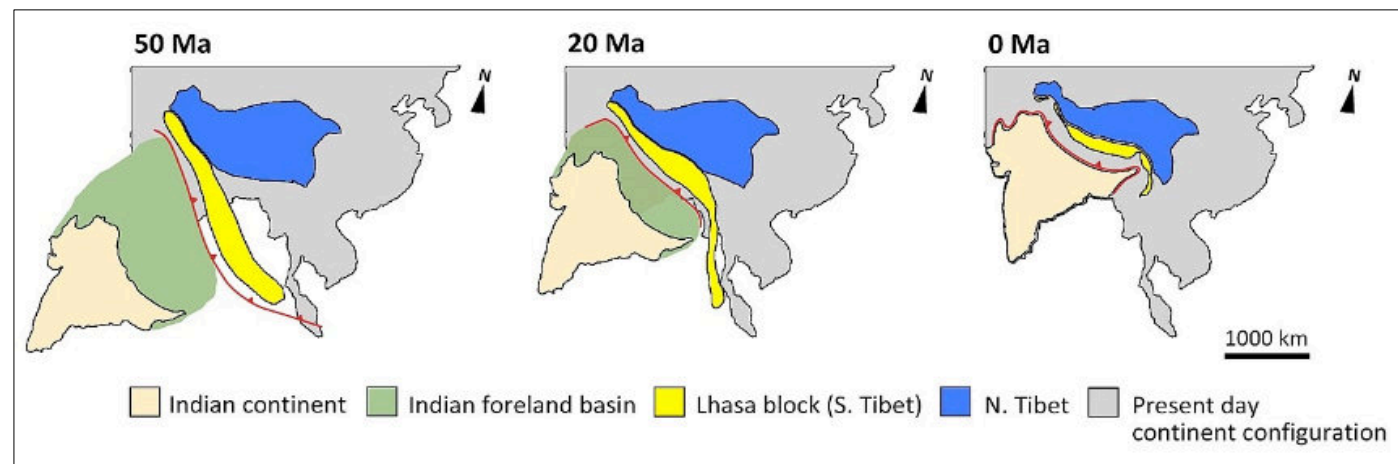


Figura 11. Evolución paleogeográfica generalizada de la meseta del Tibet. Solo los bloques de interés. Se muestran, El bloque Lhasa representando el Tibet meridional (en amarillo) y el bloque septentrional simplificado (en azul). Modificado. Tomado de Wikipedia "Paleogeography of the India-Asia collision system".

Conclusiones

1.- La continentalización sistemática de la Tierra desde sus inicios es consecuencia de la acción continuada de las propias fuerzas que intervinieron en su origen y rigieron su ulterior desarrollo.

La gravedad y la diferenciación de sus materiales constitutivos según sus densidades (la atmósfera, los océanos y la diferenciación en capas de la parte plástica y más densa incluido su núcleo) crearon una dinámica de desarrollo ulterior en búsqueda de un equilibrio definitivo. En el propio estadio primigenio del sistema en ebullición ya se separaban según sus diferentes densidades el sima y

el sial. Durante el proceso de enfriamiento que continúa en nuestros días, los continentes (sial) han estado incorporando los materiales plásticos del manto (sima), a través de diferentes mecanismos geodinámicos en pulsos que se desarrollan en espiral sinusoidal.

2.- El Cinturón de Fuego del Pacífico es consecuencia de la falta de corteza oceánica del super océano (Pacífico) bajo el continente primigenio y por eso en los bordes continentales del Pacífico la corteza oceánica contacta directamente con el manto provocando una actividad volcánica inusual y única a todo lo largo del contacto océano-continente.

3.- Los límites occidental y oriental del Pacífico son completamente diferentes, mientras en el borde occidental predominan profundas fosas y sistemas de arcos de islas volcánicas, en el borde oriental se desarrollan grandes sistemas de arcos volcánicos montañosos como Las Rocallosas y Los Andes. Esa enorme diferencia puede ser explicada satisfactoriamente si consideramos a la rotación antihoraria de la Tierra como el mecanismo geodinámico que provoca distensión en el borde occidental y compresión en el borde oriental.

4.- Las grandes masas continentales se agrupan preferentemente en el hemisferio norte de la Tierra, allí también ocurren las grandes colisiones continente-continente. El autor considera como posible causa la inclinación del eje de la Tierra con la eclíptica y su rotación, ambas fuerzas de conjunto serían la causa de ese fenómeno.

5.- Los grandes sistemas de rifts de la Tierra tienen dirección norte-sur, perpendicular al movimiento de rotación de la Tierra, lo cual sugiere que ésta puede representar la fuerza geodinámica que permite la creación de nueva corteza oceánica y la formación de nuevos océanos como el Atlántico y el Mar Rojo. En el caso del Atlántico es un océano secundario que tiene una composición de su corteza diferente a la del Pacífico; la de éste es principalmente basáltica, mientras en el Atlántico predomina la composición granítica de su corteza. Al mismo tiempo en los bordes del Atlántico, al ser este un océano secundario surgido a partir de una masa continental que se abrió y separó, no existe, ni pudo existir comunicación directa con el manto como ocurre en el Pacífico y, por tanto, no hay y no habrá un cinturón de fuego.

6.- El surgimiento de los arcos volcánicos formadores de montañas como los Andes y las Rocallosas ocurre por compresión de la placa del Pacífico contra las placas americanas. Esa compresión provoca, fusión y compensación isostática con formación de montañas con rocas de nueva composición. Aquí los basaltos del Pacífico en fusión con los granitos del Atlántico producen rocas de composición intermedia como las andesitas que caracterizan la composición de los nuevos sistemas montañosos. A su vez, como resultante de la elevación del relieve y debido a la isostasia se forman trincheras profundas en los frentes de compresión que generalmente se asocian con zonas de subducción. Sin embargo, una placa oceánica en subducción ralentizaría la compresión necesaria para que ocurra fusión de las placas en compresión. Por otra parte, la idea de Tuzo Wilson de que la corteza oceánica es más densa que el manto y por eso subduce es muy discutible, en realidad el principio de la tectónica de placas de que corteza generada es igual a corteza consumida lo que ha dado vigencia al concepto de subducción se derrumba al observar que la Tierra aumenta de forma constante la masa de los continentes a partir de los diferentes mecanismos geodinámicos que generan y controlan la actividad termodinámica del manto.

7.- Los sistemas de arcos de islas volcánicas, sistemas de rifts que abortan su desarrollo y masas continentales en colisión tienden a formar mares marginales mediterráneos que por evaporación continua pueden secarse e incorporar sus áreas a los continentes contribuyendo a la continentalización de la Tierra.

BIBLIOGRAFÍA

Ball, M.M., and Harrison, C.G.A., 1969, origin of the Gulf and Caribbean and implications regarding ocean ridge extensions, migration and shear: Gulf Coast Association of Geological Societies Transactions, v.19, p.287-294.

Bosworth, W. (2015). Geology of the Red Sea. Geological Society, London, Special Publications.

Burke, K., Cooper, C., Dewey, J.F., Mann, P., and Pindell, J.L., 1984, Caribbean tectonics and relative plate motions; Geological Society of America memoir 162, p.31-63

Case, J. E., 1990, The Geology of North America Volume II, The Caribbean Region, Edited by Gabriel Dengo, 511 pages.

De Sitter, L.U., 1962, Geología Estructural, Ediciones Omega S.A. Barcelona, 521 pp.

Donnelly, T.W., 1973, Late Cretaceous basalts from the Caribbean; a possible flood basalt province of vast size [abs]: EOS American Geophysical Union Transactions, v. 54, p.1004.

Duncan, R. A., and Hargraves, R.B., 1984, Plate tectonic evolution of the Caribbean region in the mantle reference frame, Geological Society of America Memoir 162, p. 81-93.

Ewing, M., and Press, F., 1955, Geophysical contrasts between continents and ocean basins, in Poldervaart, A., ed., Crust of the Earth (a symposium): Geological Society of America Special Paper 62, p.1-16.

Formell, C. F. de A., 2022, Burbujas mánticas en el origen y evolución del planeta Tierra, Rev. Geociencias UO, Año 6, vol.6 Num.1, ejemplar 11, artículo 1, 18 pp.

Formell, C. F. de A., 2025, Papel de las ofiolitas en la formación y desarrollo de Cuba, Revista MAYA de geociencias p.90-105.

Khudoley, K.M. and Meyerhoff, A.A., 1971, Paleogeography and geological history of Greater Antilles: Geological Society of America Memoir 129, 199p.

Mac Donald, W. D., 1972b Late Paleozoic tectonics of northern South America: Anais Academia Brasileira de Ciências, v., p.44, supplement, 197-208.

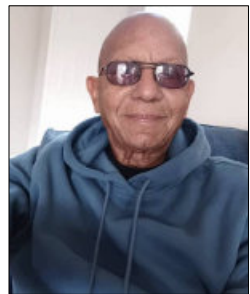
Officer, C.B., Jr., Ewing, J.I., Edwards, R.S., and Johnson, H.R., 1957, Geophysical investigation in the Eastern Caribbean; Venezuelan basin, Antilles island arc, and Puerto Rico trench: Geological Society of America Bulletin, v.68, p. 359-378.

Pindell, J.L., Barrett, S.F., 1990. Geological evolution of the Caribbean region; A plate-tectonic perspective. In: Dengo, G., Case, J.E. (Eds.), The Caribbean Region (The Geology of North America, vol. H). Geol. Soc. Am., Boulder, CO, pp. 339-374

Rohling, E. J. (2013). Paleoclimate reconstructions of the Red Sea during the Pleistocene. Quaternary Science Reviews. National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA): Tectonics of the RedSeaRift.

Škvor, V., 1969, The Caribbean área; a case of destruction and regeneration of continent: Geological Society of America Bulletin, v. 80, p. 961-968.

Wilson, R. W., Buitter, S.J.H., Mc Caffrey, K.I.W. and Doré, A.G., 2019, Fifty years of the Wilson Cycle concept in plate tectonics: an overview, Geological Society, London, Special Publications, volume 470, p. 1-17.



Francisco de Asís Formell Cortina, nació el 12 de Septiembre de 1939 en la ciudad de La Habana. En 1957 comenzó su trabajo en el Instituto Cubano de Cartografía y Catastro en el campo de la interpretación aerofotogeológica. Graduado con honores en la Licenciatura en Geología en 1967. El Instituto de Geología de la Academia de ciencias de Cuba lo habilitó para defender su Candidatura en Ciencias geólogo-mineralógicas en el Instituto de Geología de los Yacimientos Minerales (IGEM) de la Academia de Ciencias de la URSS y recibió su Doctorado en Ciencias Geológicas en 1993. Investigador titular del Instituto de Geología desde 1981, continuó desempeñándose en el Centro de Investigaciones Geológicas del MINBAS en 1986, hasta su jubilación en diciembre de 1999. Fue uno de los fundadores de la Teledetección de la Tierra, como disciplina científica en Cuba. Miembro de la delegación cubana a la Conferencia de las Academias de Ciencias del C.A.M.E para la confección del mapa geológico de Cuba a escala 1:250,000 en 1968 y Jefe de la Sección de Geología del Atlas Nacional de Cuba en 1989. Secretario ejecutivo de la Comisión de Unificación del mapa geológico de Cuba y es uno de sus autores y de su texto explicativo. Realizó una extensa actividad académica como secretario científico de tribunales de doctorados y categorías científicas y como tutor y oponente de numerosos aspirantes. Participó en los preparativos geológicos del vuelo espacial conjunto soviético-cubano del cosmonauta cubano Arnaldo Tamayo en la nave Soyuz 38, por cuya destacada participación recibió la Medalla Conmemorativa. Participante del Experimento Trópico III y Biosfera 1979 por la Academia de Ciencias de Cuba. Miembro fundador y permanente del Consejo Científico del IGP. Subdirector del Instituto de Geología y Paleontología de 1965-1970, 1981-1986 y de 1990 a 1994. Medalla "René Ramos Latour" por 25 años ininterrumpidos de actividad en la geología. Es autor o coautor de más de 80 artículos científicos, libros y mapas y participante de más de 60 eventos científicos nacionales e internacionales. Miembro del Comité Gestor de la Sociedad Geológica de Cuba y Miembro Fundador. Secretario ejecutivo de su primer comité de dirección y actual Miembro Emérito de la Sociedad Cubana de Geología. Dentro de sus variados desempeños, se destaca su trabajo en investigaciones sobre los yacimientos minerales epitermales y de sulfuros masivos, las cortezas de intemperismo y los yacimientos minerales asociados. En el año 2021 el Instituto de Geología y Paleontología de Cuba publicó la obra monográfica del Doctor Francisco de Asís Formell Cortina titulada: Metalogenia del Intemperismo en Cuba.

Foro de discusión Discussion Forum

A sugerencia de uno de nuestros lectores, estaremos incluyendo las opiniones y discusiones de nuestros lectores en relación a las Notas Geológicas publicadas, lo que permitirá la participación activa de los interesados. En definitiva, este foro de discusión será de gran valor para mantener el interés en una gran variedad de temas geológicos, y creará un ambiente de colaboración cordial entre nuestras comunidades de Geociencias.

Por favor envíen sus observaciones, comentarios y sugerencias a cualquiera de los Editores de la Revista Maya de Geociencias.

At the suggestion of one of our readers, beginning with this August issue we will be including opinions and discussions from our readers relating to the published geological notes. This will permit active participation by interested parties. This discussion forum will certainly have great value for maintaining interest in a wide variety of geological themes, and will create a cordial, collaborative atmosphere among our geoscience community.

Please send your observations, comments and suggestions to any of the Editors of the Revista Maya de Geosciencias.

Como parte de las actividades de difusión de nuestra revista de geociencias, Tenemos una relación de buena fe y amistad con las Escuelas, sociedades y asociaciones geológicas en otros países del mundo.

Instituto Nacional de Geoquímica (México). <https://www.inageq.com/>



Sociedad Venezolana de Historia de las Geociencias.
SVHGc@yahoo.com



Universidad Tecnológica de la Habana, - <https://cujae.edu.cu/>

Escuela de Geofísica: <https://t.me/ConoceGeofisicaCujae.edu.cu/>



Geología Médica

<http://www.medgeomx.com/>



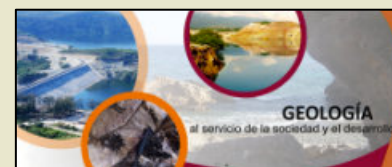
Sociedad Geológica de España

<https://sociedadgeologica.org/>



Sociedad Cubana de Geología

<http://www.scg.cu/>



GeoLatinas

<https://geolatinas.org/>



Sociedad Dominicana de Geología

<http://sodogeo.org/>



Universidad Tecnológica del Cibao Oriental, República Dominicana

<https://uteco.edu.do/>



<http://cbth.uh.edu/>



Piezade Mayapán, Yucatán. INAH. MUSEO REGIONAL DE ANTROPOLOGÍA



¿QUIERES COLABORAR CON NOSOTROS?

ENVÍANOS UN CORREO A:

luis.valencia.11@outlook.com; bernardo.garcia@ingenieria.unam.edu