

UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE BAJA CALIFORNIA
FACULTAD DE CIENCIAS MARINAS
LICENCIATURA EN OCEANOLOGÍA



**CARACTERIZACIÓN PETROLÓGICA Y ESTRUCTURAL DE LA
CUENCA CERRALVO AL SUR DEL GOLFO DE CALIFORNIA**

T E S I S

QUE PARA OBTENER EL TÍTULO DE

OCEANÓLOGO

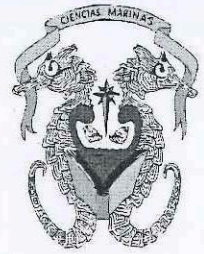
PRESENTA

ALEJANDRA REYES TORRES

ENSENADA, BAJA CALIFORNIA, MÉXICO. JUNIO 2025



UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE BAJA CALIFORNIA
FACULTAD DE CIENCIAS MARINAS
CAMPUS ENSENADA



"CARACTERIZACIÓN PETROLÓGICA Y ESTRUCTURAL DE LA CUENCA CERRALVO AL SUR DEL GOLFO DE CALIFORNIA"

TESIS

PARA CUBRIR LOS REQUISITOS NECESARIOS PARA OBTENER EL TÍTULO DE OCEANÓLOGO
PRESENTA:

Alejandra Reyes Torres
354155

A quien el Comité de Tesis autoriza el trabajo terminal, después de haber efectuado una revisión minuciosa del mismo y de acuerdo con el Art. 19 del R.G.E.P.E.P, las y los señores profesores emiten los siguientes votos aprobatorios mediante rubrica:

Dr. Usama Ismael Yarbuh Lugo
DIRECTOR

Dra. María Daniela Tazzo Rangel
SINODAL

Dr. Ronald M. Spelz Madero
SINODAL

Ocean. Gabriel Rendón Márquez
SINODAL

"Por la Realización Plena del Ser"

C.c.p.- Archivo
C.c.p.- Minutario

UNIVERSIDAD AUTÓNOMA
DE BAJA CALIFORNIA



FACULTAD DE
CIENCIAS MARINAS

Resumen

La Cuenca Cerralvo, ubicada al sur del Golfo de California, constituye un entorno geológico clave para el estudio de procesos tectonomagmáticos asociados a la transición entre subducción y extensión litosférica. Esta investigación tuvo como objetivo caracterizar petrográfica, geoquímica y geocronológicamente las rocas volcánicas, volcanoclásticas y sedimentarias recolectadas en escarpes submarinos de dicha cuenca, con el propósito de proponer un modelo conceptual preliminar de la historia magmática y tectónica local. Las muestras fueron obtenidas durante el crucero FK210922 del *Schmidt Ocean Institute*, mediante las inmersiones S0-461 y S0-469 del ROV *SuBastian*, a profundidades que oscilan entre los 245 y los 996 m. Los resultados muestran una asociación de andesitas, brechas volcánicas, tobas, y depósitos sedimentarios fosilíferos que revelan una historia compleja de ambientes depositacionales. La petrografía de las rocas volcánicas y volcanoclásticas y sus firmas geoquímicas indican afinidades calcoalcalinas con magmatismo de arco, así como evidencia de eventos hidrotermales post-emplazamiento. Se identificaron cuatro fases evolutivas: volcanismo explosivo, sedimentación terrígena fosilífera en ambiente transgresivo, seguida nuevamente por volcanismo explosivo y, por último, una etapa de actividad efusiva andesítica fechada entre ca. 20 Ma y 16 Ma por geocronología K-Ar. Los datos obtenidos permiten establecer correlaciones preliminares con eventos volcánicos y sedimentarios asociados con el Grupo Comondú, contribuyendo a la comprensión petrográfica y geoquímica del margen occidental del golfo. Este estudio fortalece el conocimiento regional y provee una base comparativa para futuras investigaciones en cuencas similares.

Palabras claves: Cuenca Cerralvo, geoquímica, geocronología, volcanismo Miocénico, Golfo de California.

Dedicatoria

A mis padres y a mis hermanos, por ser siempre mi refugio y mi impulso. Gracias por estar cerca, incluso al alcance de una llamada enseñándome que el amor no tiene distancias. Por ser esas manos firmes que me empujaron con amor cuando flaqueé, por enseñarme a soñar sin límites y darme alas para volar hacia mis metas. Su presencia constante ha sido la base sobre la cual construí este logro.

A mis abuelos, aunque la distancia física nos separa, su amor siempre me ha alcanzado. Gracias por cuidarme desde lejos, por cada palabra de aliento y por sentirse orgullosos de mis pequeños y grandes logros. Mucho de esto no hubiera sido posible sin ustedes.

A Antonio, Brenda, Alex y Zenki, por recordarme que siempre hay tiempo y espacio para compartir, convivir y amar. Gracias por su compañía, su cariño sincero y por demostrarme que la familia y el hogar están en esos gestos cotidianos que hacen del amor un lugar seguro.

A mi familia de Ensenada. A Laura y Andrés, gracias por adoptarme como una más, por abrirme las puertas de su casa y, sobre todo, las de su corazón. A Checho, compañero de risas, cervezas y también de esas necesarias llamadas de atención que tanto agradezco.

A Troncoso, Pabis, Eunice, Rubí, Octavio, Vladi y Nayid, gracias por quererme con todo y mis palabras de niña Discovery Kids, por aceptarme siempre tal como soy, con mis rarezas, mis risas fuera de lugar, imprudencias y mis silencios necesarios. Gracias por ser compañeros de vida, de aventuras que se volvieron recuerdos imborrables, de nuevas experiencias que me ayudaron a crecer, y de momentos simples que se volvieron especiales sólo por estar juntos. Por enseñarme que las cargas se vuelven más ligeras cuando se comparten con las personas que te aman sin condiciones, que no solo celebran tus logros,

sino que también caminan contigo en los tropiezos. Ustedes me dieron hogar en cada abrazo, alegría en cada risa compartida y fuerza en cada palabra de aliento. Son prueba viviente de que la familia también

se elige, y yo me siento profundamente afortunada de haberlos elegido...y que ustedes también me eligieron a mí.

Y finalmente a todas las personas maravillosas que no mencioné por nombre, porque han sido parte crucial de mi formación como persona. A quienes compartieron conmigo conocimientos, consejos, momentos difíciles, alegrías espontáneas y gestos de cariño que marcaron mi vida más de lo que imaginan. Gracias por ser parte de este viaje, por dejar huella en mí y por ser parte de la historia que hoy se convierte en un capítulo con esta tesis.

A todos ustedes, este logro también les pertenece.

Agradecimientos

La realización de esta tesis no hubiera sido posible sin el apoyo, guía y el acompañamiento de muchas personas que, de una u otra forma, dejaron huella en este proceso. A todas ellas, mi más sincero agradecimiento.

Quiero agradecer especialmente a mis directores de tesis, el Dr. Ismael Yarbuh y la Dra. Daniela Tazzo, por su dedicación, paciencia y por compartir conmigo su conocimiento de forma generosa y constante. Gracias por su confianza en mí incluso en los momentos en los que yo misma dudaba, por su disposición para escucharme, por aligerar mis ansiedades y por estar siempre ahí cuando el camino se tornaba difícil. Su guía fue mucho más que académica. Gracias por enseñarme que los retos, por grandes que parezcan, se enfrentan mejor cuando se cuenta con mentores comprometidos, capaces y con un profundo amor por la ciencia. Esta tesis es también resultado de su entrega y pasión.

Agradezco también a los miembros de mi comité de tesis. Al Dr. Ronald Spelz, por escucharme, orientarme y por brindar las herramientas necesarias para llevar a cabo este trabajo con solidez y claridad. Al profesor Gabriel Rendón, quien no solo ha sido un docente generoso, sino también una figura fundamental en mi formación. Gracias por tener una silla disponible para mí, por abrirme las puertas de su aula y cubículo, y por guiarme con sabiduría, empatía y sentido crítico a lo largo de toda mi formación profesional,

Gracias al Dr. Bodo Weber y a toda la gente en CICESE, por enseñarme con entusiasmo y claridad, por su apoyo en procesos complejos como la geocronología y por brindarme la oportunidad de adquirir experiencia práctica en un campo tan fascinante como lo es la geología. Su guía fue clave para comprender profundamente aspectos esenciales de este estudio.

Agradezco profundamente al equipo de expedición geológica de Isla Guadalupe, mi

querida *familia Chacalanga*. Gracias por regalarme una experiencia inolvidable, por compartir conocimientos invaluable y por contagiarme aún más del amor por los misterios geológicos que esconde nuestro planeta. Su compañía fue tan enriquecedora como inspiradora.

Gracias a la Universidad Autónoma de Baja California, mi alma mater, por ser el espacio donde crecí académica y personalmente. A sus profesores, aulas y laboratorios, que nutrieron mi curiosidad y me permitieron desarrollarme en el campo que amo.

Y finalmente, gracias a todas aquellas personas e instituciones que, de forma directa o indirecta, contribuyeron a que la realización de este proyecto fuera posible. Cada gesto, cada conversación y cada apoyo tuvo un impacto significativo en este logro que hoy celebro.

Tabla de contenido

| | Pág. |
|--|-------------|
| Resumen | i |
| Dedicatoria | ii |
| Agradecimientos | iv |
| Índice de figuras | viii |
| Índice de tablas | xiv |
| Capítulo 1. Introducción | 1 |
| 1.1. Área de estudio | 1 |
| 1.2. Planteamiento del problema | 1 |
| 1.3. Importancia y justificación | 3 |
| 1.4. Objetivos | 3 |
| 1.4.1. Objetivo general | 3 |
| 1.4.2. Objetivos específicos | 3 |
| 1.5. Hipótesis | 4 |
| Capítulo 2. Marco oceanográfico y geológico | 5 |
| 2.1. Tectónica y evolución magmática del Golfo de California | 5 |
| 2.2. Geología del noroeste de México y Baja California | 6 |
| 2.3. Geología local de la Isla Cerralvo y cuenca adyacente | 8 |
| Capítulo 3. Métodos | 10 |
| 3.1. Etapa de campo... | 10 |
| 3.1.1 Muestreo... | 10 |
| 3.2. Etapa de laboratorio... | 12 |
| 3.2.1 Descripción macroscópica y análisis petrográfico | 12 |

| | |
|---|-----------|
| 3.2.1.1. Descripción macroscópica..... | 12 |
| 3.2.1.2. Análisis petrográfico..... | 12 |
| 3.2.2. Análisis geoquímico en roca total | 14 |
| 3.2.3. Base de datos para comparación regional e interpretación tectomagmática ... | 15 |
| 3.2.4. Preparación de muestras para geocronología K-Ar | 16 |
| Capítulo 4. Resultados..... | 18 |
| 4.1. Descripción macroscópica y análisis petrográfico..... | 18 |
| 4.1.1. Transecto 1..... | 19 |
| 4.1.2. Transecto 2 | 26 |
| 4.2. Geoquímica en roca total..... | 58 |
| 4.2.1. Grado de alteración química | 61 |
| 4.2.2. Clasificación geoquímica | 63 |
| 4.2.3. Diagramas de elementos de tierras (REE) y multielementales (spider)..... | 66 |
| 4.2.4. Diagramas de discriminación tectónica | 69 |
| 4.2.5. Aspectos destacados de la geoquímica de las rocas volcánicas de la Cuenca Cerralvo | 67 |
| 4.3. Geocronología K-Ar | 68 |
| Capítulo 5. Discusión | 71 |
| 5.1. Diversidad litológica y estratigrafía | 71 |
| 5.2. Procesos magmáticos, afinidad geoquímica y alteraciones post-emplazamiento. | 73 |
| 5.3. Comparación geoquímica regional y contexto tectónico | 75 |
| 5.4. Modelo conceptual..... | 77 |
| Capítulo 6. Conclusiones | 81 |
| Referencias | 83 |

Índice de Figuras

| | Pág. |
|--|------|
| Figura 1. (a) Mapa regional de la geología y estructura de la parte sur del Golfo de California, en recuadro de color negro, el sistema extensional de Cerralvo. TBC = Trincheras de Baja California; FSM-SL = Falla Santa Margarita-San Lorenzo; FTA = Falla Tosco-Abrejos. Modificado de Fletcher y Munguía (2000); Fletcher et al. (2007); Montrella (2004); Duque-Trujillo et al. (2014); Bot et al. (2016); Macías-Iñiguez et al. (2019). (b) Ampliación del área de estudio, según rectángulo rojo en (a) con la ubicación de la Isla (Figura 2) y Cuenca Cerralvo. Los transectos de muestreo (rectángulos rojos) corresponden con las Figuras 3 y 4. Realizada con GeoMapApp (www.geomapapp.org) | 2 |
| Figura 2. Mapa geológico de la Isla Cerralvo en el sur regional del Golfo de California. Tomado de Hernandez (2004). La ubicación regional de la isla en el Golfo de Baja California se indica en la Figura 1b..... | 8 |
| Figura 3. Mapa que muestra los sitios de inmersiones del Vehículo remoto (ROV, por sus siglas en inglés) SuBastian cerca de Isla Cerralvo. La línea azul indica la trayectoria seguida y los puntos rojos, los sitios donde se tomaron muestras. Tomado de: Caress et al. (2023) | 11 |
| Figura 4. Mapa que muestra los sitios de inmersiones del Vehículo remoto (ROV, por sus siglas en inglés) SuBastian cerca de Isla Cerralvo e Isla Espíritu Santo. La línea roja indica la trayectoria seguida y los puntos verdes, los sitios donde se tomaron muestras. Tomado de: Caress et al. (2023) | 11 |
| Figura 5. Colección de láminas delgadas preparadas para las rocas colectadas en la cuenca Cerralvo | 14 |
| Figura 6. Muestra de mano perteneciente al punto S0461-R1, donde se muestra la parte exterior de la roca que presenta manchas de óxido en una matriz afanítica | 19 |
| Figura 7. Fotomicrografías en nicoles cruzados de la muestra S0461-R1 donde se señalan los elementos más representativos a partir de los cuales se puede inferir el resto del contenido de la fotomicrografía. Se aprecia una matriz alterada de apariencia vítrea. (a) Cristales de plagioclasa alterados a sericita+epidota, cristal de epidota y clorita de alteración con el típico azul de Berlín. (b) Veta rellena de epidota y un poco de clorita en los bordes. Ep: Epidota; Cl: Clorita | 20 |
| Figura 8. Fotomicrografías en nicoles cruzados de la muestra S0461-R1 donde se señalan los elementos más representativos a partir de los cuales se puede inferir el resto del contenido de la fotomicrografía. Se aprecia una matriz alterada de apariencia vítrea. (a) Cristales de plagioclasa alterados a sericita+epidota, cristal de epidota y clorita de alteración con el típico azul de Berlín. (b) Veta rellena de epidota y un poco | |

de clorita en los bordes. Ep: Epidota; Cl: Clorita

21

Figura 9. Fotomicrografías en nicols cruzados de la muestra S0461-R2. Se aprecia una matriz general aparentemente vítrea donde se señalan los elementos más representativos a partir de los cuales se puede inferir el resto del contenido de la fotomicrografía. a) Matriz vítrea ligeramente oxidada que presenta cristales

individuales de clinopiroxeno, plagioclasa y cuarzo. b) Clastos presentes en la muestra señalados con letreros color azul, los cuales presentan principalmente cristales de plagioclasa. c) Clasto del lado derecho señalado con letras color azul, a la izquierda un glómulo de plagioclasa con extinción ondulatoria. d) Se destaca un glómulo de clinopiroxenos con colores de interferencia predominantes de segundo orden, acompañado de cristales de plagioclasa y cuarzo. Pl: Plagioclasa; Cpx:

Clinopiroxeno. Qz: Cuarzo

22

Figura 10. Muestra de mano perteneciente al punto S0461-R3. a) Vista exterior de la muestra que presenta una matriz afanítica bien consolidada con manchas de oxidación. b) Vista desde corte transversal donde se muestra una diferencia textural en la parte superior de la muestra y la presencia de clastos redondeados

24

Figura 11. Fotomicrografías de la muestra S0461-R3 de una matriz aparentemente formada por lodo donde se señalan los elementos más representativos a partir de los cuales se puede inferir el resto del contenido de las fotomicrografías. (a, b y d) en nicoles paralelos y (c) en nicoles paralelos. a) Restos carbonatados, ooides, ooides de glauconita y cámaras de foraminíferos en una matriz lodosa. b) Ooides de glauconita, pellets y una serie de restos carbonatados del lado superior izquierdo. c) Oolitos de glauconita color de interferencia brillante, pequeños fragmentos de cuarzo y plagioclasa. d) fotomicrografía del clasto presente en la lámina delgada donde se muestra la diferencia textural del mismo. Gl: Ooide de glauconita, Pe: Pellet; Fo: Cámara de foraminífero, Qz: Cuarzo; Oo: Ooide

25

Figura 12. Muestra de mano perteneciente al punto S0469-R1. a) Vista frontal desde el exterior donde se muestra la matriz afanítica y se aprecian algunos de los clastos presentes embebidos en la roca. b) Vista trasera del exterior donde se aprecian franjas negras y rojizas debido a la oxidación

26

Figura 13. Fotomicrografías en nicoles cruzados de la muestra S0469-R1 donde se señalan los elementos más representativos a partir de los cuales se puede inferir el resto del contenido de la fotomicrografía. Se aprecia una matriz general aparentemente vítrea, con clastos igualmente con matriz vítrea, cristales fragmentados de clinopiroxeno y plagioclasa, y ausencia de microcristales. a) Glómulos de clinopiroxenos con cristales de plagioclasa y cristales derivados de ferróxidos. b) Matriz aparentemente vítrea que ocupa el 60% de la fotomicrografía del lado izquierdo con un clasto de matriz vítrea del lado derecho. c) Clasto con matriz vítrea, glómulos de clinopiroxeno y, a la derecha, un clinopiroxeno fracturado relleno por microcristales del mismo material señalados con una flecha color rojo. d) Glómulos de plagioclasa, clinopiroxenos y un cristal coronado por el mismo material señalado con una flecha color rojo. Pl: Plagioclasa; Cpx: Clinopiroxeno; Ox: Derivados de ferróxido

28

Figura 14. Muestra de mano perteneciente al punto S0469-R2, donde se muestra el corte interno que muestra la matriz afanítica con clastos mal sorteados de textura porfirítica

30

Figura 15. Fotomicrografías de la muestra S0469-R2 de una matriz aparentemente formada por ceniza donde se señalan los elementos más representativos a partir de los cuales se puede inferir el resto del contenido de la fotomicrografía. (a, c, d) en

nicoles cruzados y (b) en nicoles paralelos. a) Matriz conformada de ceniza y se aprecia un clasto del lado izquierdo y derecho con presencia de cristales fracturados de clinopiroxeno y plagioclasa. b) Diferentes estados de oxidación de algunos clastos presentes en la muestra. c) Matriz vítrea donde se muestran fragmentos de plagioclasa, clinopiroxeno y algunos cristales coronados por microcristales de piroxeno; no se observan microcristales. d) Clasto de matriz vítrea con cristales de clinopiroxeno, plagioclasa y un glomérulo de clinopiroxenos. Pl: Plagioclasa; Cpx: Clinopiroxeno 31

Figura 16. Muestra de mano perteneciente al punto S0469-R3, donde se aprecia una matriz afanítica. a-b) muestran las dos diferentes texturas y gamas de color en el exterior. c) Muestra el corte de la roca con una matriz afanítica 32

Figura 17. Fotomicrografías en nicoles cruzados de la muestra S0469-R3 donde se señalan los elementos más representativos a partir de los cuales se puede inferir el resto del contenido de la fotomicrografía. a) Se pueden apreciar cristales de cuarzo, plagioclasa y piroxeno en una matriz que aparenta no ser vítrea. b) Pequeños fragmentos de cuarzo y plagioclasa, cristales de piroxeno y una espina de erizo. c) Se destaca la ausencia de microcristales al igual que la presencia de cristales de cuarzo, plagioclasa y clinopiroxeno. d) Cristales de clinopiroxeno con colores de interferencia de tercer orden. Qz: Cuarzo; Pl: Plagioclasa; Cpx: Clinopiroxeno 33

Figura 18. Muestra de mano perteneciente al punto S0469-R4, donde se muestra la parte exterior e interior y se pueden apreciar señaladas con flechas amarillas las bandas con variaciones de color 34

Figura 19. Fotomicrografías en nicoles paralelos de los estratos sedimentarios de la muestra S0469-R4 donde se señalan los elementos más representativos a partir de los cuales se puede inferir el resto del contenido de la fotomicrografía. a) Fotografía de la lámina delgada, donde se indican los estratos. b) Abundante concentración de microfósiles en el primer estrato. c) Radiolarios, foraminíferos y bivalvos en el segundo estrato. d) Tercer estrato, con menor abundancia de microfósiles, señalado con una flecha roja. e) Además de foraminíferos y radiolarios, se observan pellets y ooides en el cuarto estrato; también se resalta la presencia de glauconita. f) Ooides, microcristales de cuarzo, glauconita, radiolarios y cámaras de foraminíferos en el quinto estrato. Bi: Bivalvo; Fo: Cámara de foraminífero; Oo: Ooide; Pe: Pellet; Ra: Radiolario 36

Figura 20. Muestra de mano perteneciente al punto S0469-R5. a) Vista desde el exterior donde se muestra la matriz afanítica con las manchas producto de la oxidación. b) Corte de la muestra que expone las vacuolas de 2 mm de diámetro en una matriz rojiza afanítica (Figura 23). 37

Figura 21. Fotomicrografías de la muestra S0469-R5 de andesita basáltica en una matriz vítrea con vesículas donde se señalan los elementos más representativos a partir de los cuales se puede inferir el resto del contenido de la fotomicrografía. (a, c, d) en nicoles cruzados y (b) en nicoles paralelos. a) Se señala con una flecha amarilla las alteraciones debidas al óxido. b) Se puede apreciar la matriz de la muestra de un color café negruzco, diferenciable del sedimento que rellena las

vacuolas por el color más claro del mismo, así como se pueden apreciar pequeños

clastos embebidos en la matriz lodosa. c) Se señala con flechas blancas algunos de los cristales de plagioclasa embebidos en la matriz vítrea. d) Cristal grande de clinopiroxeno maclado. Pl: Plagioclasa; Cpx: Clinopiroxeno 38

Figura 22. Muestra de mano perteneciente al punto S0469-R6. a) Vista de la zona exterior con algunas manchas debido a la alteración por óxido. b) Corte de la muestra, donde se muestra la división entre los clastos ígneo y sedimentarios a-d descritos en el texto 39

Figura 23. Fotomicrografías de andesita basáltica (a-e) y zona sedimentaria (f) en la muestra S0469-R6 donde se señalan los elementos más representativos a partir de los cuales se puede inferir el resto del contenido de la fotomicrografía. (b-d) en nicoles cruzados; a y f en nicoles paralelos. a) Veta de óxido señalada por una flecha amarilla con remineralizaciones de clinopiroxeno y alteración por óxido alrededor. b) Glomérulo de clinopiroxenos y plagioclasas. c) Cristal de plagioclasa fragmentado (flecha roja), coronado por remineralización de clinopiroxeno. d) A la izquierda, un cristal de clinopiroxeno incompleto con colores de interferencia de segundo orden, coronado por microcristales de clinopiroxeno marcados por una flecha roja; se observan dos glomérulos de plagioclasa a la derecha. e) Glomérulos fracturados de plagioclasas. f) En la parte superior se muestra parte del lítico ígneo, a la izquierda se muestra una pequeña porción del denominado clasto sedimentario 1; se muestra el clasto sedimentario 2 con una actividad biológica predominante de diatomeas y a la derecha un fragmento del clasto sedimentario 3; todos los clastos sedimentarios presentan una matriz lodosa limolítica. Pl: Plagioclasa; Cpx: Clinopiroxeno 42

Figura 24. Muestra de mano perteneciente al punto S0469-R7. a) Vista desde el ángulo frontal, donde se muestra parte de la zona exterior más oscura. b) Corte de la muestra, donde se puede apreciar una matriz de color gris, con textura porfírica de grano fino y fenocristales de plagioclasa de medidas menores a 1 mm. Además, se observa un borde de oxidación tenue de 2 mm de grosor 44

Figura 25. Fotomicrografías en nicoles cruzados de andesita basáltica de la muestra S0469-R7. Los cristales se encuentran fracturados y manchados embebidos en una matriz vítrea donde se señalan los elementos más representativos a partir de los cuales se puede inferir el resto del contenido de la fotomicrografía. a) Glomérulo conformado en su mayoría por clinopiroxenos y unos cuantos cristales de plagioclasa, se destacan con flechas rojas remineralizaciones de piroxeno en las fracturas de los cristales. b) A la izquierda se observa un glomérulo de plagioclasas y a la derecha un cristal de clinopiroxeno. c) Se puede apreciar un clinopiroxeno con remineralizaciones en sus fracturas señaladas con una flecha color rojo, así como un pequeño glomérulo de plagioclasas debajo. d) Cristales de clinopiroxeno, uno de ellos con remineralización de piroxeno en sus fracturas (flecha color rojo). Pl: Plagioclasa; Cpx: Clinopiroxeno 45

Figura 26. Muestra de mano perteneciente al punto S0496-R8. a) Vista frontal,

donde se muestra parte de la zona exterior donde se aprecian manchas color café generadas por oxidación. b) Corte de la muestra, donde se puede apreciar una matriz color gris, con textura porfírica de grano fino y fenocristales de plagioclasa de aproximadamente 1mm. Además, se observa un borde de oxidación de 5 mm de

Figura 27. Fotomicrografías en nicoles cruzados de andesita basáltica de la muestra S0469-R8. Se observan varios glomérulos embebidos en una matriz vítrea donde se señalan los elementos más representativos a partir de los cuales se puede inferir el resto del contenido de la fotomicrografía. a) Glomérulo de clinopiroxenos, algunos de los cuales presentan zonación oscilatoria y otros se encuentran maclados; con una flecha amarilla se señala un clinopiroxeno coronado con microcristales de piroxeno, mientras que la flecha roja indica remineralización de piroxeno en las fracturas de un cristal. b) Se presenta a la izquierda un glomérulo de clinopiroxenos y a la derecha uno de plagioclasas; con flechas rojas se señalan remineralizaciones de piroxeno en las fracturas presentes en los cristales. c) Se presentan glomérulos de plagioclasa, el glomérulo a la izquierda presenta algunos cristales de plagioclasa con zonación oscilatoria. d) A la izquierda se observa un glomérulo de plagioclasa con un clinopiroxeno maclado dentro, a la derecha se observa un glomérulo de plagioclasas.

Pl: Plagioclasa; Cpx: Clinopiroxeno

48

Figura 28. Muestras de mano pertenecientes al punto S0469-R9. El rectángulo rojo representa la zona donde se realizó la lámina delgada de la Figura 2. Se puede observar en el exterior de la muestra un borde de color gris claro, posiblemente ceniza, con clastos de tamaño variable imbuídos; la zona interior presenta una matriz gris de textura porfirítica de grano fino con cristales de plagioclasa de aproximadamente 1 mm en promedio

50

Figura 29. Fotomicrografías de andesita basáltica y borde piroclástico en la muestra del punto S0469-R9 donde se señalan los elementos más representativos a partir de los cuales se puede inferir el resto del contenido de la fotomicrografía. a, b, d y f en nicoles cruzados; c y e en nicoles paralelos. a-b) Zona ígnea de la muestra, donde se observa una matriz vítrea con cristales pequeños de clinopiroxeno y plagioclasa, glomérulos de los mismos cristales y coronas de clinopiroxenos señalados por flechas color amarillo. c-d) Zona de contacto entre la parte volcánica y piroclástica de la muestra señalado con una flecha roja; en d) se observa una matriz vítrea con cristales de plagioclasa y clinopiroxenos para ambas zonas, pero sólo hay microcristales en la zona piroclástica. e-f) Zona piroclástica con una matriz vítrea/ceniza, donde en

(e) se aprecian los clastos de diferente tamaño y estado de oxidación, mientras que en (f) se observan cristales de plagioclasa y piroxeno de diferentes tamaños y en diferentes proporciones según el clasto; también se observa un clinopiroxeno coronado con microcristales de clinopiroxenos señalados con una flecha amarilla.

Pl:

Plagioclasa; Cpx

51

Figura 30. Muestra de mano perteneciente al punto S0469-R10. a) Corte de la muestra, donde se puede apreciar una matriz color gris, con textura porfirítica de grano fino y fenocristales de plagioclasa de aproximadamente 1 mm. Además, se observa un borde de oxidación de unos 7 mm de grosor. b) Fotografía desde el ángulo frontal, donde se muestra parte de la costra con evidencia de oxidación. Escala: regla

en centímetro

53

Figura 31. Fotomicrografías en nicols cruzados de andesita basáltica de la muestra S0469-R10 donde se señalan los elementos más representativos a partir de los cuales

se puede inferir el resto del contenido de la fotomicrografía. En general, no se observa alteración de los cristales embebidos en la matriz vítrea. a) Glomérulo grande de plagioclasas que presenta zonación oscilatoria y extinción ondulatoria, en la parte central superior. b) Se destaca un clinopiroxeno con colores de interferencia de segundo y tercer orden; también se aprecian clinopiroxenos maclados en la parte superior. c) Glomérulo de clinopiroxenos, en la zona central inferior. d) A la derecha se aprecia un glomérulo de plagioclasas con extinción ondulatoria, mientras que en la esquina superior derecha se observa un glomérulo de piroxenos. Pl: Plagioclasa;

Cpx: Clinopiroxeno

55

Figura 32. Índice químico de meteorización para rocas ígneas y volcanoclásticas de la Cuenca Cerralvo. Diagrama A-CN-K y CIA de Nesbitt y Young (1982; Ecuación 1) modificado de Babechuk et al. (2014); $A = [Al_2O_3]$, $CN = [CaO^* + Na_2O]$, $K = [K_2O]$; *CaO corregido por apatito...

61

Figura 33. (a) Diagrama TAS de Le Maitre (2002). (b) Diagrama AFM con línea de división entre serie calco-alcalina y toleítica propuesta por Irvine y Baragar (1971).

62

Figura 34. Diagramas multielementales para rocas andesíticas de la Cuenca Cerralvo (a, c) y comparación con datos publicados de rocas miocénicas del Grupo Comondú en la Península de Baja California (b, d). (a-b) Diagramas de REE normalizados a valores de condritos (McDonough y Sun, 1995). (c-d) Diagramas multielementales (spider) normalizados a valores de del manto primitivo (Sun y McDonough, 1989)

64

Figura 35. (a) Diagrama Th-Zr/117-Nb/16 del esquema de clasificación de Wood (1980), aplicable a rocas máficas, intermedias y silíceas. NMORB - basalto normal de dorsal oceánica, EMORB - basalto enriquecido de dorsal oceánica, IAT – toleíta de arco de islas, CAB – basalto de arco continental, WPT – toleíta intraplaca, OIB – basalto de isla oceánica. (b) Diagrama La-Y-Nb para discriminación de series de rocas volcánicas de Cabanis y Lecolle (1989). BAB – basalto de cuenca retro-arco o detrás del arco.

66

Figura 36. (a) Diagrama Sc/Ni vs La/Yb para discriminación de ambiente tectónico de rocas andesíticas de Bailey (1981)

67

Figura 37. Modelo conceptual basado en interpretaciones estratigráficas preliminares de la cuenca Cerralvo (no a escala). Se ilustran los principales eventos geológicos identificados en este estudio: depósitos piroclásticos, una transgresión marina intercalada y una fase final de volcanismo andesítico. También se muestra la profundidad relativa de las muestras, en relación con su posición estratigráfica inferida. La flecha roja indica una aparente inversión estratigráfica de las muestras S0469-R10 (20.27 ± 0.97 Ma) y S0469-R7 (16.07 ± 0.77 Ma). Modelo basado en la estratigrafía del Grupo Comondú propuesta por Drake et al. (2017). Interpretación

estructural basada en el modelo de Macias-Iñiguez et al. (2019).
78

Índice de Tablas

| | |
|---|----|
| Tabla 1. Descripción breve, clasificación litológica preliminar y fotografía de recolección con el robot <i>SuBastian</i> de las muestras de roca en la Cuenca Cerralvo. | |
| 56 | |
| Tabla 2. Geoquímica en roca total de muestras de andesita de la Cuenca Cerralvo... | 59 |
| Tabla 3. Resultados de la geocronología K-Ar para cuatro muestras de roca (cuatro alícuotas por cada una) de la Cuenca Cerralvo... | 70 |

Capítulo 1

Introducción

1.1. Área de estudio

La Cuenca Cerralvo se localiza en el margen oriental frente a la costa del sur de la península de Baja California, en una región transicional entre la plataforma continental y el rift activo del Golfo de California ([Figura 1](#)). Esta cuenca forma parte de una serie de depocentros elongados que se alinean en dirección noroeste-sureste, limitados por fallas normales de bajo ángulo y asociados a zonas de subsidencia. Al oeste se encuentra la Isla Cerralvo, donde afloran unidades del Batolito Peninsular y complejos metamórficos del Bloque Los Cabos ([Macías-Iñiguez *et al.*, 2019](#)), mientras que hacia el este el relieve se profundiza rápidamente hasta alcanzar más de 1000 metros de profundidad. Su ubicación estratégica dentro del sistema de rift la convierte en un sitio de interés geológico para evaluar los efectos de la apertura del golfo sobre la evolución del margen continental.

1.2. Planteamiento del problema

A pesar de los avances en la caracterización tectonomagmática del margen occidental del Golfo de California, la Cuenca Cerralvo continúa siendo una de las regiones menos documentadas en términos de su composición litológica, afinidad magmática y configuración estratigráfica. La ausencia de estudios petrográficos y geoquímicos detallados sobre sus rocas submarinas impide establecer correlaciones sólidas con unidades continentales cercanas, como el Grupo Comondú o el Bloque Los Cabos. Esta limitación restringe la comprensión del papel que juega esta cuenca en el contexto de la apertura del golfo y de los procesos de ruptura continental tardía.

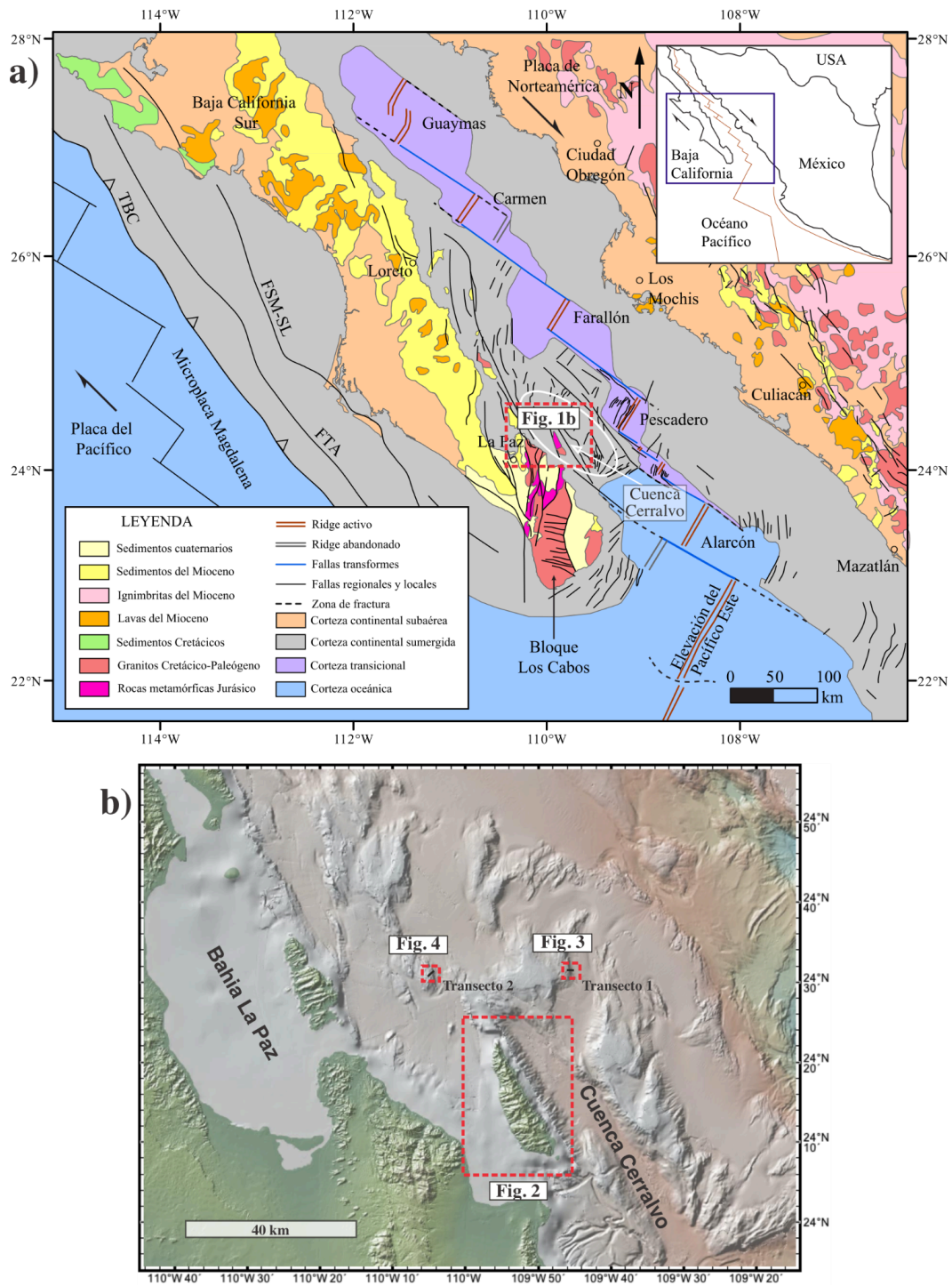


Figura 1. (a) Mapa regional de la geología y estructura de la parte sur del Golfo de California, en recuadro de color negro, el sistema extensional de Cerralvo. TBC = Trinchera de Baja California; FSM-SL = Falla Santa Margarita-San Lorenzo; FTA = Falla Tosco-Abrejos. Modificado de Fletcher y Munguía (2000); Fletcher *et al.* (2007); Montrella (2004); Duque-Trujillo *et al.* (2014); Bot *et al.* (2016); Macías-Iñiguez *et al.* (2019). (b) Ampliación del área de estudio, según rectángulo rojo en (a) con la ubicación de la Isla (Figura 2) y Cuenca Cerralvo. Los transectos de muestreo (rectángulos rojos) corresponden con las Figuras 3 y 4. Realizada con GeoMapApp (www.geomapapp.org).

1.3. Importancia y justificación

La Cuenca Cerralvo constituye un laboratorio natural para el análisis de procesos asociados a la ruptura continental, el magmatismo post-subducción y la sedimentación en ambientes transtensionales. La caracterización petrográfica y geoquímica de sus unidades submarinas permitirá identificar afinidades magmáticas, patrones de alteración y posibles relaciones estratigráficas con unidades aflorantes del sur de Baja California. Además de contribuir al conocimiento geológico regional, este estudio proporcionará insumos relevantes para modelos tectónicos de margen activo en evolución y establecerá una base comparativa útil para futuras investigaciones en cuencas similares del Golfo de California.

1.4. Objetivos

1.4.1. Objetivo General

Caracterizar el origen y evolución de las rocas volcanoclásticas y sedimentarias de la Cuenca Cerralvo mediante análisis petrográfico, geoquímico y geocronológico con el fin de proponer un modelo de evolución tectonomagmática en el contexto del margen occidental en el sur del Golfo de California.

1.4.2. Objetivos específicos

- Describir las características texturales, mineralógicas y composicionales de muestras de mano y láminas delgadas recolectadas en el fondo marino de la cuenca Cerralvo.
- Analizar los patrones geoquímicos de elementos mayores y traza para clasificar las

rocas y establecer su afinidad magmática.

- Comparar las muestras analizadas con datos geoquímicos de unidades volcánicas miocénicas de Baja California, en función de su afinidad composicional y geocronología.
- Evaluar las relaciones litológicas y estratigráficas entre las muestras recolectadas para proponer un modelo conceptual de la cuenca.

1.5. Hipótesis

Las rocas volcanoclásticas y sedimentarias colectadas en el fondo marino de la Cuenca Cerralvo corresponden a productos derivados del magmatismo miocénico asociado a la apertura del Golfo de California, y presentan afinidades geoquímicas similares a las del Grupo Comondú y otras unidades volcánicas del noroeste de México. Su disposición estratigráfica refleja una evolución controlada por subsidencia diferencial y actividad tectónica ligada a fallas normales de alto desplazamiento.

Capítulo 2

Marco oceanográfico y geológico

2.1. Tectónica y evolución magmática del Golfo de California

El Golfo de California es un sistema tectónico activo que registra la transición entre un margen convergente, asociado a la subducción de la Placa Farallón, y un régimen oblicuo-divergente caracterizado por la apertura de cuencas oceánicas desde el Mioceno medio (Atwater y Stock, 1998; Fletcher *et al.*, 2007). Este proceso ha producido una serie de cuencas elongadas, delimitadas por fallas transformantes y normales, con arquitectura asimétrica y subsidencia localizada y acumulación de secuencias volcánicas, sedimentarias y volcanoclásticas (Aragon-Arreola y Martín-Barajas, 2007). La Cuenca Cerralvo forma parte de este sistema transtensional en el sector sur del golfo, donde convergen procesos de subsidencia, actividad magmática y diferenciación estructural de bloques corticales (Figura 2; Montrella, 2004).

Durante el Mesozoico, la subducción de la Placa Farallón generó un extenso arco magmático continental en el margen occidental de México, representado por intrusivos y secuencias volcánicas asociadas al Batolito Peninsular y al Grupo Comondú (Figura 1, Gastil *et al.*, 1975; Umhoefer, 2003). A partir de ~12.5 Ma, la oblicuidad en la convergencia provocó el cese progresivo de la subducción y el desacoplamiento entre placas, dando lugar a un régimen de deformación transtensional (Stock y Hodges, 1990). Este cambio facilitó la ruptura continental, el desarrollo de sistemas de fallas litosféricas y la migración del magmatismo hacia el este, marcando el inicio de la fase proto-Golfo.

La interacción entre fallas transformantes y segmentos de extensión produjo una serie de cuencas tipo pull-apart, caracterizadas por subsidencia diferencial, basculamiento de bloques y acumulación de depósitos volcánicos y sedimentarios en ambientes marinos someros a profundos (Fletcher *et al.*, 2007; Aragon-Arreola y Martín-Barajas, 2007). Entre estas cuencas se encuentran Carmen, Pescadero y Cerralvo, localizadas en el sector sur del Golfo de California (Figura 1). Su configuración geométrica y evolución estructural reflejan la transferencia de esfuerzos entre zonas de ruptura activa, vinculadas a la propagación del rift y al acoplamiento progresivo entre los sistemas transformantes y centros de expansión oceánica incipientes.

El magmatismo asociado a la evolución del Golfo de California muestra un cambio desde composiciones calcoalcalinas, vinculadas al arco de subducción del Grupo Comondú, hacia afinidades más empobrecidas o toleíticas, relacionadas con ambientes de extensión y rifting (Sawlan, 1991; Ferrari *et al.*, 2013). Esta evolución geoquímica ha sido documentada en unidades volcánicas y plutónicas del Mioceno medio a reciente, tanto en afloramientos subaéreos como en cuencas submarinas (Figura 1). Las rocas analizadas en la Cuenca Cerralvo exhiben características petrográficas y geoquímicas consistentes con esta transición, lo que sugiere un origen ligado a etapas avanzadas del proceso de ruptura continental y apertura oceánica en el margen sur del golfo.

2.2. Geología del noroeste de México y Baja California

La geología del noroeste de México está dominada por una sucesión de provincias ígneas y metamórficas que reflejan una historia prolongada de subducción y acreción cortical desde el Mesozoico. En la península de Baja California, esta evolución se manifiesta en la presencia del Batolito Peninsular, de afinidad calcoalcalina y edad cretácica, y en secuencias volcánicas del Cenozoico, como el Grupo Comondú, depositadas en cuencas extensionales

superpuestas al arco magmático previo (Gastil *et al.*, 1975; McLean *et al.*, 1985; Sawlan, 1991).

El Grupo Comondú constituye una unidad volcánica y volcanosedimentaria ampliamente distribuida en el sur de la península, con espesores acumulados superiores a 2000 metros en algunas secciones (McFall, 1968; Hausback, 1984). Está compuesto por lavas andesíticas, brechas volcánicas, tobas, depósitos piroclásticos y sedimentos intercalados de origen continental y marino, acumulados entre aproximadamente 24 y 12 Ma en ambientes de arco volcánico con progresiva influencia extensional (McLean *et al.*, 1985; Ferrari *et al.*, 2013). Estas rocas muestran afinidades calcoalcalinas y patrones geoquímicos característicos del magmatismo de subducción, lo que las convierte en una unidad de referencia para interpretar otras secuencias volcánicas miocénicas en el noroeste de México, como las observadas en el subsuelo de la Cuenca Cerralvo (Hausback, 1984; Ferrari *et al.*, 2013).

Diversos estudios han documentado su evolución petrográfica y geoquímica, destacando composiciones intermedias a básicas, texturas porfídicas y mineralogía dominada por plagioclasa, piroxeno y hornblenda. Geoquímicamente, estas rocas presentan patrones enriquecidos en elementos de tierras raras ligeras (LREE) y trazas compatibles con un ambiente de arco continental, aunque en ciertas localidades se han observado firmas transicionales hacia afinidades toleíticas (Sawlan, 1991; Ferrari *et al.*, 2013). Estas características han sido reconocidas tanto en afloramientos subaéreos como en secciones submarinas, lo que permite su uso como marco comparativo directo para la interpretación de las muestras analizadas en esta tesis.

2.3. Geología local de la Isla Cerralvo y cuenca adyacente

La Isla Cerralvo, ubicada frente a la costa oriental de Baja California Sur, expone una secuencia geológica compuesta por rocas ígneas y metamórficas de edad mesozoica, cubiertas localmente por unidades volcánicas y sedimentarias del Mioceno. El núcleo de la isla está conformado por granodioritas cretácicas del Batolito Peninsular y esquistos metamorfoseados, los cuales pertenecen al complejo del Bloque Los Cabos, una unidad estructural asociada a la subducción mesozoica de la Placa Farallón (McKee *et al.*, 1985; Montrella, 2004). Estas unidades contrastan con las rocas submarinas adyacentes, de naturaleza más joven y composición predominantemente volcanoclástica (Figura 2).

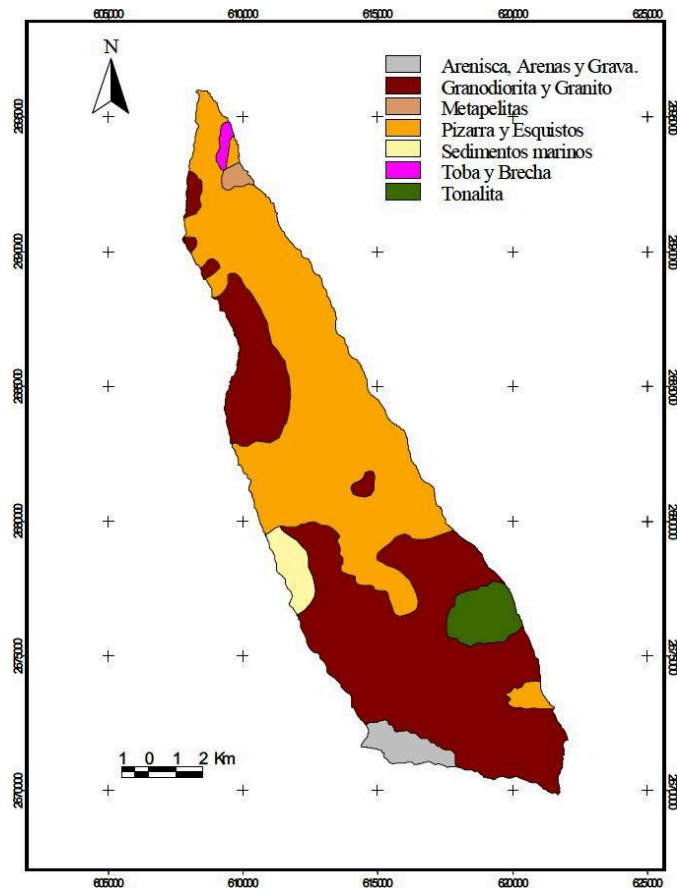


Figura 2. Mapa geológico de la Isla Cerralvo en el sur regional del Golfo de California. Tomado de [Hernandez \(2004\)](#). La ubicación regional de la isla en el Golfo de Baja California se indica en la [Figura 1b](#).

La cuenca que se extiende al este y sureste de la Isla Cerralvo presenta una configuración estructural controlada por sistemas de fallas normales de alto desplazamiento, que han generado subsidencia localizada y favorecido la preservación de depósitos volcánicos y sedimentarios del Mioceno ([Montrella, 2004](#); [Macias-Iñiguez et al., 2019](#)). Esta cuenca forma parte de un sistema más amplio de depocentros alineados en el sector sur del Golfo de California, resultado de la deformación transtensional asociada al desarrollo del sistema transformante. La geometría asimétrica de la cuenca y la disposición irregular de las unidades litológicas sugieren un contexto tectónico compartimentado, con bloques basculados, inversión estratigráfica local y heterogeneidad composicional.

A pesar de su proximidad geográfica, las relaciones entre las unidades aflorantes en la Isla Cerralvo y los depósitos submarinos de la cuenca adyacente no han sido completamente establecidas. La limitada exposición, la cobertura marina y la escasa resolución sísmica dificultan la correlación estratigráfica directa. En este contexto, la caracterización petrográfica y geoquímica de las muestras colectadas en el fondo marino constituye una herramienta fundamental para inferir su origen, establecer comparaciones con unidades continentales como el Grupo Comondú y proponer un modelo sobre la evolución tectonomagmática del sector sur del Golfo de California ([Montrella, 2004](#); [Macias-Iñiguez et al., 2019](#)).

En conjunto, la Isla Cerralvo y su cuenca adyacente constituyen un sector clave del margen sur del Golfo de California, donde convergen unidades de edad y origen contrastante. La superposición de dominios geológicos, con rocas ígneas y metamórficas mesozoicas en la isla, y depósitos volcanoclásticos y sedimentarios miocénicos en el fondo marino, junto con la limitada información petrográfica y geoquímica disponible, subraya la relevancia de su estudio para comprender los procesos de evolución tectonomagmática en esta porción del margen occidental ([Montrella, 2004](#); [Macias-Iñiguez et al., 2019](#)).

Capítulo 3

Métodos

3.1. Etapa de campo

3.1.1. Muestreo

Las muestras analizadas en este estudio fueron recolectadas en el fondo marino de la Cuenca Cerralvo durante la expedición oceanográfica FK210922, a bordo del buque de investigación R/V Falkor del Schmidt Ocean Institute. El muestreo se llevó a cabo mediante inmersiones del vehículo operado remotamente (ROV) SuBastian, el cual permitió recuperar fragmentos de roca en afloramientos submarinos con pendientes pronunciadas. Las operaciones de recolección se realizaron en dos sectores batimétricos principales ubicados al este de la Isla Cerralvo, donde se obtuvieron un total de trece muestras de roca, provenientes de escarpes submarinos interpretados como bloques estructurales elevados del sistema de rift del Golfo de California ([Figuras 3 y 4](#)).

Las muestras corresponden a dos escarpes morfológicos submarinos diferenciados, denominados Transecto 1 y Transecto 2, ambos ubicados al este de la Isla Cerralvo. El Transecto 1 ([Figura 3](#)) agrupa las muestras S0461-R1 a S0461-R3, recolectadas a profundidades cercanas a los 963 metros, mientras que el Transecto 2 ([Figura 4](#)) comprende las muestras S0469-R1 a S0469-R10, recolectadas entre 727 y 245 metros de profundidad, para un total de 13 muestras de roca.

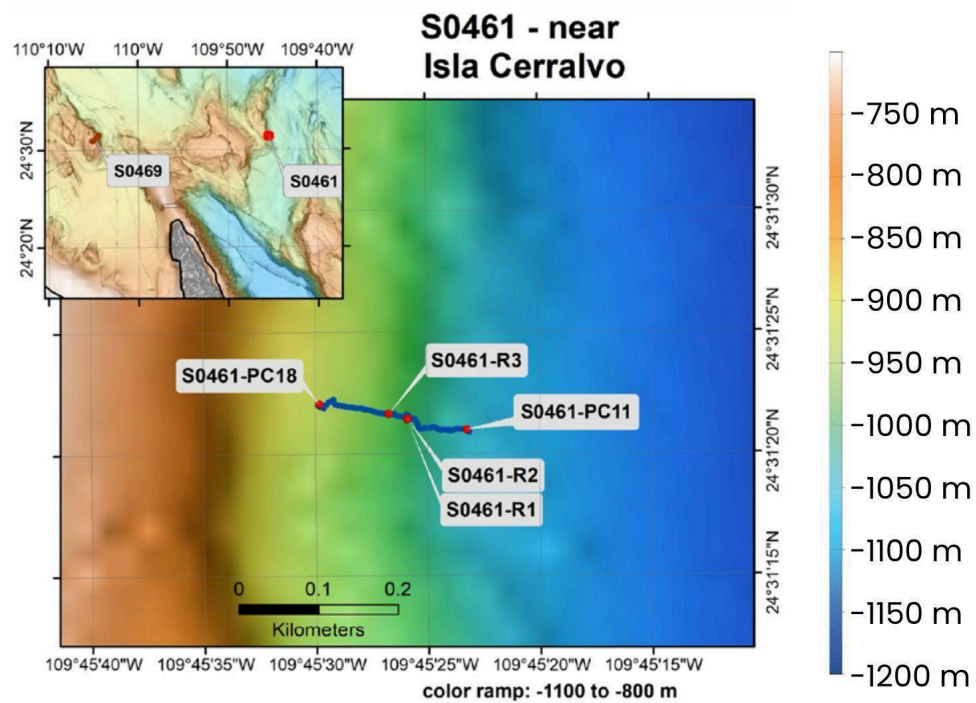


Figura 3. Mapa que muestra los sitios de inmersiones del Vehículo remoto (ROV, por sus siglas en inglés) *SuBastian* en el transecto 1 S0461 cerca de Isla Cerralvo (rectángulo en Figura 1). La línea azul indica la trayectoria seguida y los puntos rojos, los sitios donde se tomaron muestras. Tomado de: [Caress et al. \(2023\)](#).

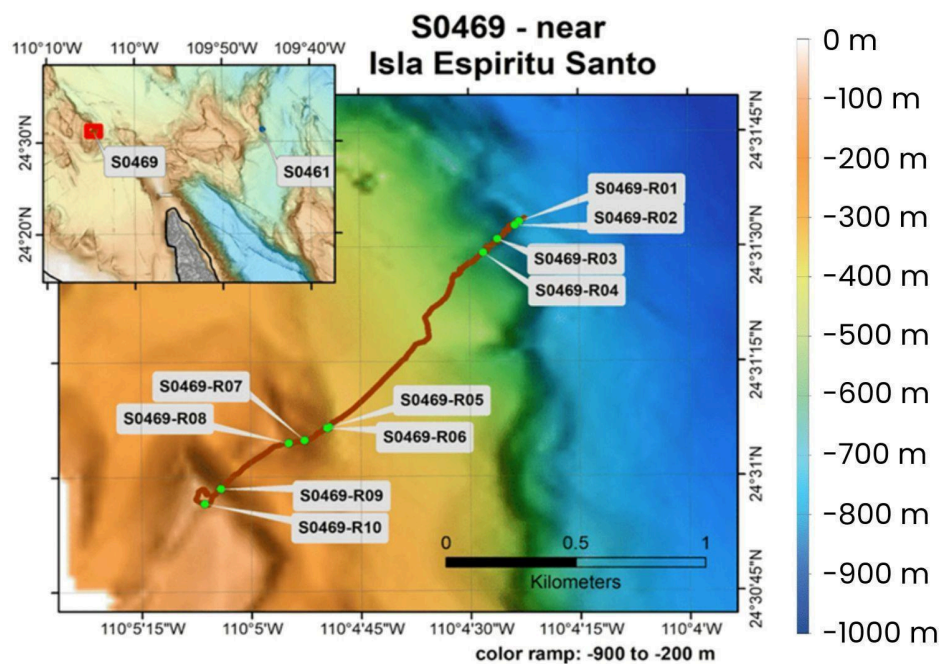


Figura 4. Mapa que muestra los sitios de inmersiones del Vehículo remoto (ROV, por sus siglas en inglés) *SuBastian* en el transecto 2 S0469 cerca de Isla Cerralvo e Isla Espiritu Santo (rectángulo en Figura 1). La línea roja indica la trayectoria seguida y los puntos verdes, los sitios donde se tomaron muestras. Tomado de: [Caress et al. \(2023\)](#).

3.2. Etapa de laboratorio

3.2.1. Descripción macroscópica y análisis petrográfico

El análisis macroscópico y la petrografía fueron fundamentales para la caracterización de las muestras de roca del área de estudio. El procedimiento se llevó a cabo en los laboratorios de separación de minerales y de petrografía del Departamento de Geología del Centro de investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, B.C (CICESE), siguiendo protocolos estandarizados para la descripción y clasificación de rocas ígneas, según la Unión Internacional de Ciencias Geológicas (*International Union of Geological Sciences - IUGS*).

3.2.1.1. Descripción macroscópica

Cada una de las muestras fue sometida a un análisis macroscópico inicial, con el fin de describir sus características externas y seleccionar fragmentos representativos para análisis posteriores. Las observaciones se realizaron a simple vista y con lupa de mano (10x), registrando parámetros como color, textura, tamaño de grano, estructura, grado de meteorización, mineralogía y alteración superficial. Para examinar la estructura y mineralogía interna de las rocas, se realizaron cortes frescos utilizando una cortadora de roca equipada con disco diamantado. Esta etapa permitió eliminar la superficie externa alterada o meteorizada y exponer el interior de la muestra, facilitando la observación directa de sus características internas no afectadas por la intemperización.

3.2.1.2 Análisis petrográfico

Después del análisis macroscópico, se seleccionaron fragmentos representativos de

las 13 muestras para la elaboración de secciones delgadas estándar (30 μm de espesor). Para ello, los fragmentos fueron pegados a portaobjetos mediante resina epóxica y luego adelgazados mediante esmerilado y pulido hasta alcanzar el espesor requerido para análisis en microscopía de polarización. Las 13 láminas delgadas ([Figura 5](#)) fueron analizadas con un microscopio petrográfico de polarización Leica DM2700 P, ubicado en el Departamento de Geología del CICESE, utilizando luz plana y nicols cruzados. Además, se realizó documentación fotográfica de las principales características mineralógicas y texturales observadas. El análisis permitió identificar los minerales presentes, estimar sus proporciones relativas, reconocer relaciones texturales, grados de alteración y deformación, así como describir texturas diagnósticas, tales como porfirítica, intergranular, vesicular, vítrea, entre otras.

Esta caracterización petrográfica contribuyó a refinar la clasificación litológica de las muestras, así como a establecer interpretaciones sobre su origen, los procesos post-formacionales que las afectaron y su contexto geológico. Las texturas fueron clasificadas conforme a esquemas establecidos para rocas ígneas, volcanoclásticas y sedimentarias litificadas, siguiendo criterios ampliamente aceptados en la literatura especializada. La comparación entre las características de la superficie meteorizada y del material fresco interno fue clave para distinguir entre modificaciones superficiales por intemperismo y la mineralogía primaria conservada.



Figura 5. Colección de láminas delgadas preparadas para las rocas colectadas en la cuenca Cerralvo.

3.2.2. Análisis geoquímico en roca total

Con el objetivo de caracterizar la composición química de las rocas, se seleccionaron tres muestras representativas (S0469-R1, S0469-R9, S0469-R10). Las muestras S0469-R1 y S0469-R9 fueron enviadas para su análisis a los laboratorios comerciales del Servicio Geológico Mexicano (SGM) en el Departamento de Química

Analítica, Subdirección de Estudios Ambientales y Experimentación) en Oaxaca de Juárez, Oaxaca. La muestra S0469-R10 se analizó en el Geoanalytical Lab, Washington State University (Pullman, WA). En estos laboratorios, las muestras fueron trituradas, pulverizadas y preparadas para análisis químico. Los análisis incluyeron la determinación de óxidos mayores por fusión y análisis mediante fluorescencia de rayos X (FRX), y elementos traza y tierras raras por dilución y espectrometría de emisión óptica con plasma acoplado inductivamente (ICP-OES) y espectrometría de masas con plasma acoplado inductivamente (ICP-MS).

Los resultados analíticos de las muestras de roca fueron recalculados al 100% en peso, excluyendo las pérdidas por ignición (LOI), con el objetivo de estandarizar los datos y facilitar su comparación e interpretación. Este cálculo se realizó utilizando Microsoft Excel, lo que permitió organizar y preparar los datos para su análisis posterior.

Para la interpretación geoquímica, se empleó el software IgPet, desarrollado por M.J. Carr y distribuido por Terra Softa, Inc. IgPet es una herramienta especializada en petrología ígnea que permite la generación de diversos diagramas y gráficos utilizados en estudios geoquímicos. Con el uso de IgPet, se elaboraron diagramas de clasificación geoquímica, diagramas multielementales (*spider*) y diagramas de elementos de tierras raras (REE), así como diagramas de discriminación tectónica. Estos diagramas se construyeron utilizando datos de elementos mayoritarios, minoritarios y traza, lo que permitió una interpretación del origen, evolución y contexto tectónico de las muestras analizadas.

3.2.3. Base de datos para comparación regional e interpretación tectonomagmática

Con el fin de contextualizar los resultados obtenidos, se construyó una base de datos

comparativa a partir de información geoquímica previamente publicada sobre unidades volcánicas miocénicas del noroeste de México, específicamente del Grupo Comondú en Baja California. Para ello, se integraron datos de clasificación de la roca (andesitas), composiciones químicas de elementos mayoritarios, minoritarios y traza, así como edades geocronológicas y características petrológicas relevantes.

La comparación entre las muestras analizadas y esta base de datos geoquímica permitió identificar afinidades composicionales y posibles correlaciones estratigráficas. Estos criterios facilitaron el reconocimiento de patrones evolutivos comunes y sustentaron una interpretación preliminar sobre el contexto tectónico y magmático en el que se originaron las rocas estudiadas.

3.2.4. Preparación de muestras para geocronología K-Ar

La datación potasio-argón (K-Ar) es una técnica radiométrica utilizada en geocronología para determinar la edad absoluta de rocas y minerales que contienen potasio. Este método se basa en la desintegración radiactiva del isótopo ^{40}K a ^{40}Ar , un gas noble que, al quedar atrapado en la estructura cristalina del mineral tras su solidificación, permite calcular el tiempo transcurrido desde ese evento geológico (Dalrymple y Lanphere, 1969; McDougall y Harrison, 1999).

Se seleccionaron cuatro muestras de andesita (SO469R7, SO469R8, SO469R9, SO469R10) para la datación por el método K-Ar debido a su idoneidad para este tipo de análisis. Las andesitas, al ser rocas volcánicas intermedias, suelen contener minerales ricos en potasio, como plagioclasa, anfíboles y biotita, que son aptos para la medición de la relación isotópica ^{40}K - ^{40}Ar . Además, su textura y composición mineralógica permiten una

retención efectiva del argón radiogénico, lo que contribuye a obtener edades geológicas confiables mediante esta técnica (Lewandowska *et al.*, 2007).

Inicialmente, las rocas fueron trituradas utilizando una prensa hidráulica hasta obtener fragmentos menores a 2 mm. Estos fragmentos se tamizaron para obtener fracciones de tamaño específico, generalmente entre 250 y 400 μm , adecuadas para la separación. La fracción seleccionada fue sometida a procesos de limpieza, incluyendo baños ultrasónicos para eliminar contaminantes superficiales y minerales secundarios, y después se secaron en horno a baja temperatura. Posteriormente, se realizó la separación de fragmentos de matriz sin alteración, utilizando un microscopio binocular, con la preparación de cuatro fracciones o alícuotas por cada muestra. Este procedimiento aseguró que las mediciones de potasio y argón reflejaran con precisión la composición isotópica original de la matriz de las rocas, permitiendo obtener edades geológicas confiables mediante la técnica K-Ar.

Los análisis fueron realizados en colaboración con investigadores del Departamento de geología del CICESE (Bodo Weber, René González-Guzmán) mediante fotometría de emisión de llama para mediciones de potasio y un espectrómetro de masas VG-5400 acoplado a un láser para mediciones de Ar.

Capítulo 4

Resultados

En este capítulo se presentan los resultados de los análisis petrográficos, geoquímicos en roca total y geocronológicos mediante el método K-Ar realizados en rocas de la cuenca de Cerralvo, ubicada en el sur del Golfo de California. Estos resultados permiten caracterizar la composición mineralógica, los procesos magmáticos y sedimentarios involucrados, así como establecer las edades estimadas de eventos geológicos registrados en la región. La información obtenida contribuye a reconstruir la evolución tectónica y magmática de esta zona clave en el contexto de la apertura del Golfo de California.

4.1. Descripción macroscópica y análisis petrográfico

El presente estudio petrográfico tiene como objetivo describir y analizar un conjunto de 13 muestras de roca recolectadas en escarpes de la cuenca Cerralvo, ubicada en el sur del Golfo de Baja California. Las muestras provienen de dos transectos distintos: tres del primer transecto ([Figura 3](#)) y diez del segundo ([Figura 4](#)). Para cada muestra se realizó una descripción detallada tanto de la muestra de mano como de la lámina delgada, con el fin de caracterizar su textura, mineralogía, grado de alteración y estructura interna. Como resultado, se identificaron diferentes tipos de rocas ígneas, volcanoclásticas y sedimentarias con influencia volcánica.

4.1.1. Transecto 1

Muestra S0461-R1 — Andesita alterada

La muestra de mano S0461-R1 (Figura 6) fue recolectada a una profundidad de 963.1 m.b.n.m. Presenta dimensiones aproximadas de 26 x 14 x 16 cm, lo que le confiere una forma subdiscoidal con bordes redondeados. En el exterior de la muestra se observa una matriz afanítica bien consolidada color gris oscuro, con manchas de diversas tonalidades de marrón y naranja, que resulta de la presencia de óxido (Figura 6). En el interior de la muestra, la matriz se presenta porfírica y bien consolidada de color gris oscuro con pequeños cristales color blanco.



Figura 6. Muestra de mano perteneciente al punto S0461-R1, donde se muestra la parte exterior de la roca que presenta manchas de óxido en una matriz afanítica.

En la lámina delgada (Figura 7), la matriz vítrea se encuentra manchada, y algunos minerales muestran signos de alteración (Figura 7a). Además, se identifican minerales de alteración como epidota y clorita (Figura 7b), lo que sugiere un posible proceso de

alteración por hidrotermalismo. La muestra se encuentra lo suficientemente alterada como para dificultar la identificación de microcristales, así como la clara identificación de plagioclasas (alteradas a sericita+epidota) y piroxenos o si hay presencia de clastos (Figura 7c). Sin embargo, mediante el uso de los nicoles paralelos y cruzados, se pueden identificar vetas rellenas de epidota y clorita, en las que se observa una alteración selectiva (Figura 7d).

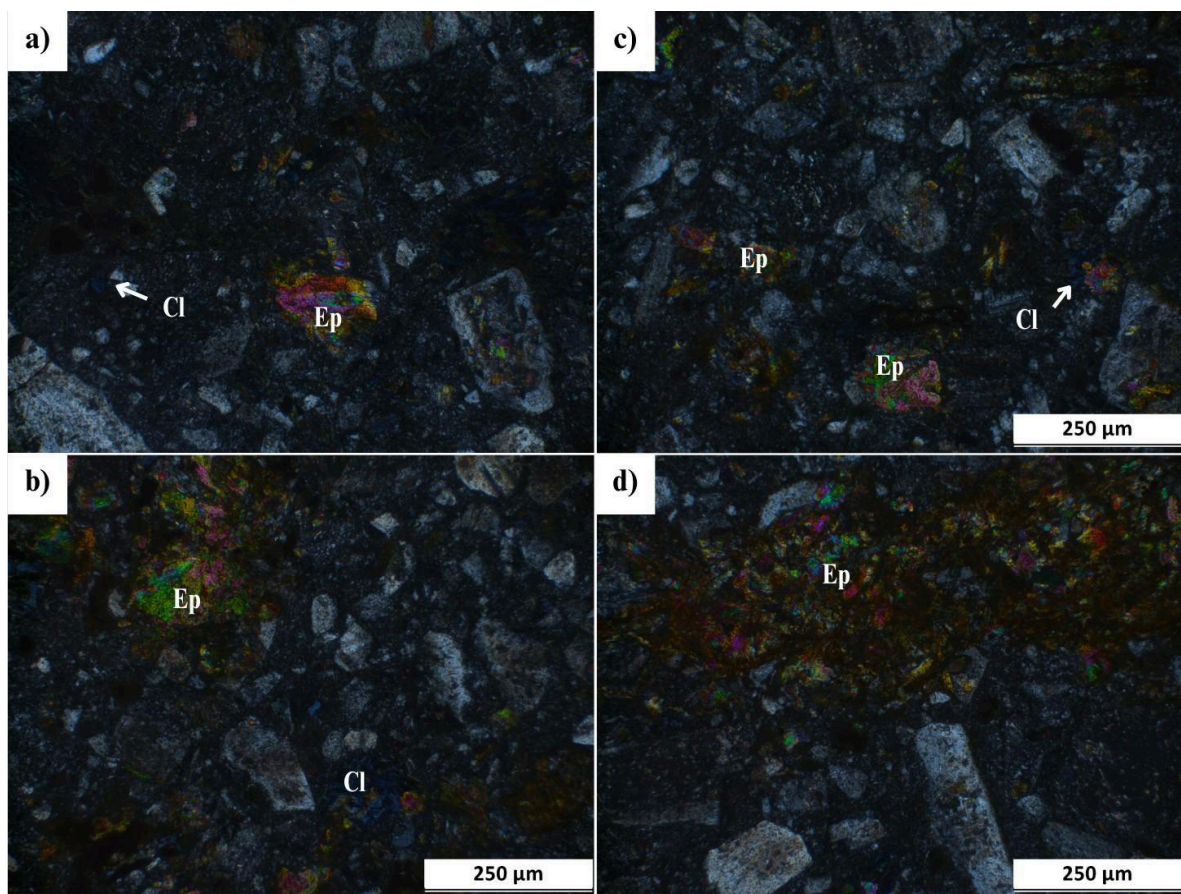


Figura 7. Fotomicrografías en nicoles cruzados de la muestra S0461-R1 donde se señalan los elementos más representativos a partir de los cuales se puede inferir el resto del contenido de la fotomicrografía. Se aprecia una matriz alterada de apariencia vítrea. (a) Cristales de plagioclasa alterados a sericita+epidota, cristal de epidota y clorita de alteración con el típico azul de Berlín. (b) Veta rellena de epidota y un poco de clorita en los bordes. Ep: Epidota; Cl: Clorita.

Muestra S0461-R2 — Toba lítica

La muestra de mano S0461-R2 (Figura 8) fue recolectada a una profundidad de 963.4 m.b.n.m. Presenta dimensiones aproximadas de 13.5 x 12 x 10 cm, lo que le confiere forma subesférica angular. Tanto en el exterior como el interior, la muestra presenta una matriz afanítica color gris, embebida con clastos aparentemente ígneos mal sorteados, los cuales varían entre subredondeados y redondeados (Figura 8a). Los clastos presentan diferentes estados de oxidación, reflejado en una variación de color rojo anaranjado al gris oscuro. En la parte exterior de la muestra, se pueden encontrar también evidencias de oxidación presente como manchas rojizas (Figura 8b). Debido a su coloración y características texturales, se puede inferir que la muestra es volcanoclástica.

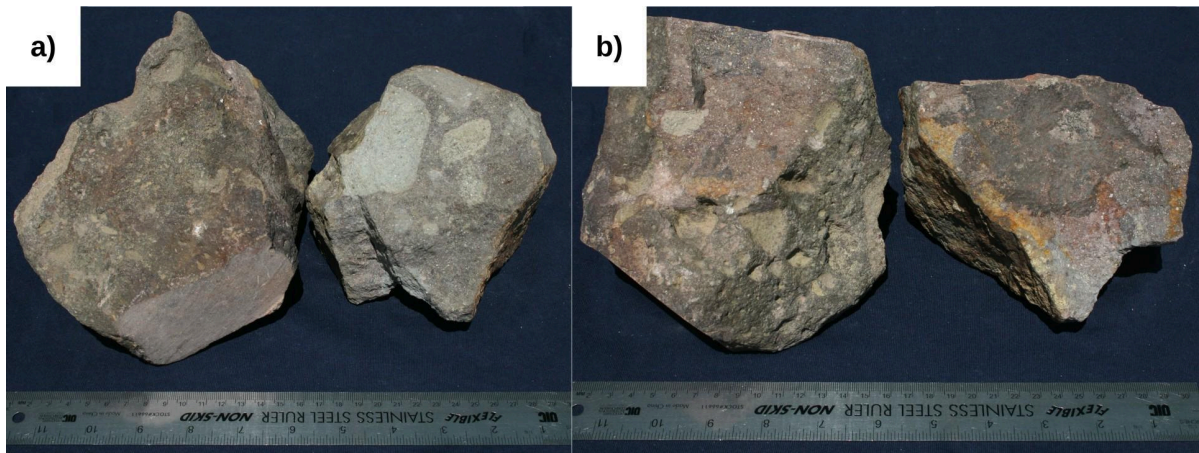


Figura 8. Muestra de mano perteneciente al punto S0461-R2. a) Corte interno que presenta una matriz afanítica con clastos sub-redondeados mal sorteados y diferentes estados de oxidación. b) Vista exterior de la muestra que presenta matriz afanítica con manchas de diferentes estados de oxidación.

En la lámina delgada (Figura 9), se observa una matriz ligeramente oxidada (posiblemente ceniza) que abarca cerca del 60% de la lámina. Esta matriz se mezcla con sedimentos terrígenos, los cuales aportan cristales de cuarzo que representan aproximadamente el 5% de la lámina (Figura 9a). Además, la matriz contiene fragmentos líticos angulares de composición similar, formada por clinopiroxenos, plagioclasas y

minerales derivados del óxido de hierro (Figura 9b). Estos fragmentos presentan concentraciones variables y diferentes estados de oxidación. Dado que la composición de los clastos parece ser concordante y presentan una matriz vítrea, se puede inferir que su origen es ígneo.

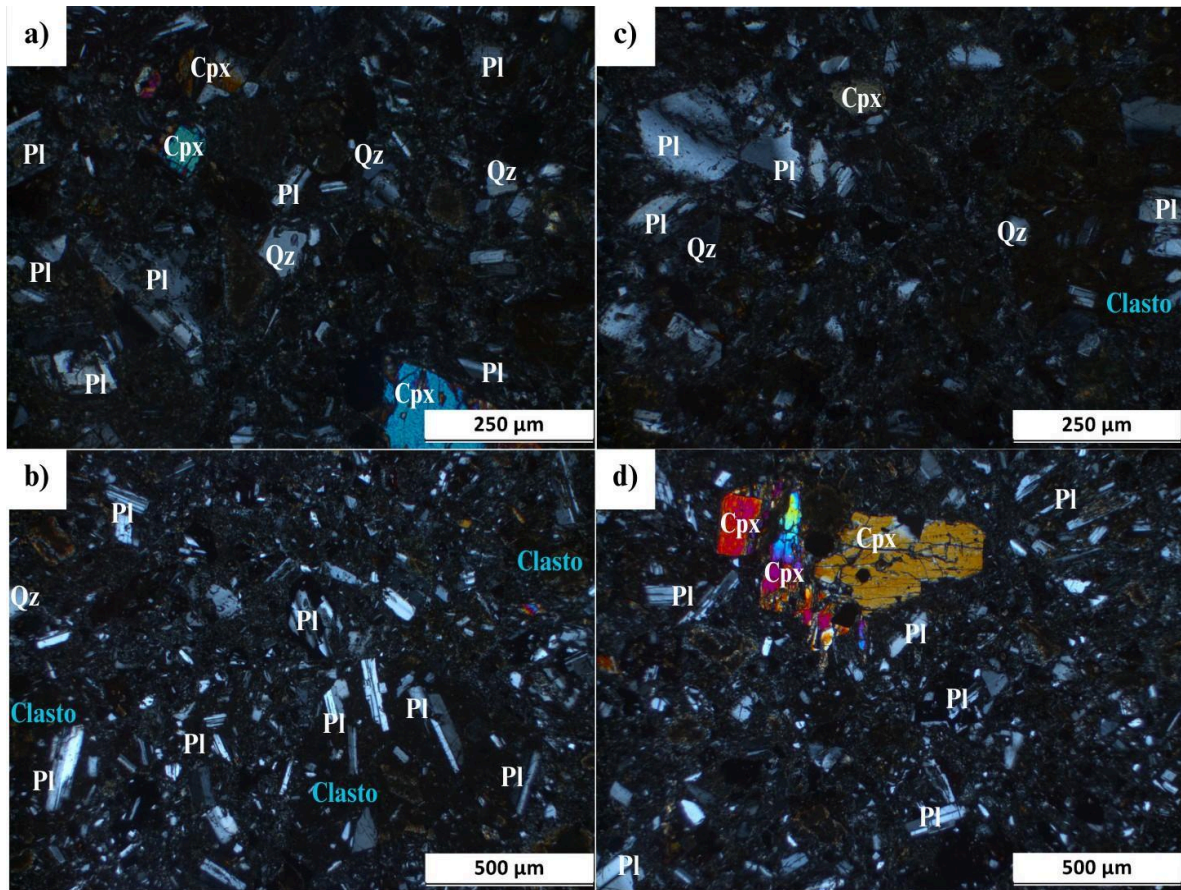


Figura 9. Fotomicrografías en niclos cruzados de la muestra S0461-R2. Se aprecia una matriz general aparentemente vítrea donde se señalan los elementos más representativos a partir de los cuales se puede inferir el resto del contenido de la fotomicrografía. a) Matriz vítrea ligeramente oxidada que presenta cristales individuales de clinopiroxeno, plagioclasa y cuarzo. b) Clastos presentes en la muestra señalados con letreros color azul, los cuales presentan principalmente cristales de plagioclasa. c) Clasto del lado derecho señalado con letras color azul, a la izquierda un glomérulo de plagioclasa con extinción ondulatoria. d) Se destaca un glomérulo de clinopiroxenos con colores de interferencia predominantes de segundo orden, acompañado de cristales de plagioclasa y cuarzo. Pl: Plagioclasa; Cpx: Clinopiroxeno. Qz: Cuarzo.

Como se mencionó anteriormente, la matriz presenta cristales de cuarzo, microcristales de plagioclasa y piroxeno que constituyen el 10% de la lámina. Además, se

encuentran cristales y glomérulos de plagioclasa que representan 20% de la lámina (Figura 9c), los cuales presentan zonación oscilatoria y extinción ondulatoria. Los clinopiroxenos, que comprenden el 10% de la lámina, aparecen tanto como cristales individuales como en glomérulos (Figura 9d) y se caracterizan por su maclado y por mostrar colores de interferencia de segundo orden. La mayoría de los cristales tienen bordes bien definidos, aunque muchos presentan “manchas”, lo que sugiere una alteración.

En los clastos predominan cristales de plagioclasa, los cuales se encuentran poco alterados en comparación con los cristales presentes en la matriz general de la lámina delgada. La mayoría de los clastos muestra una ausencia o una disminución de los microcristales (Figura 9b).

Muestra S0461-R3 — Limolita fosilífera

La muestra de mano S0461-R3 (Figura 10) fue recolectada a una profundidad de 963.4 m.b.n.m. Presenta dimensiones aproximadas de 6 x 6 x 5.5 cm, lo que le otorga forma subesférica subangular. Tanto en el exterior como en el interior de la muestra se observa una matriz afanítica color gris en tonos oscuros, a excepción de algunas manchas de óxido en la zona exterior (Figura 10a). En el corte de la muestra se aprecia una diferencia de textura cerca de uno de los extremos exteriores, así como la presencia de clastos de diferentes tamaños y composiciones (Figura 10b). Algunos de estos clastos incluso muestran una matriz de textura porfírica con pequeños cristales blancos.



Figura 10. Muestra de mano perteneciente al punto S0461-R3. a) Vista exterior de la muestra que presenta una matriz afanítica bien consolidada con manchas de oxidación. b) Vista desde corte transversal donde se muestra una diferencia textural en la parte superior de la muestra y la presencia de clastos redondeados.

En lámina delgada se observa que el 60% corresponde a una matriz lodosa. Aproximadamente el 10% de la lámina está conformado por microfósiles, tales como cámaras de foraminíferos y otras estructuras que indican actividad biológica, como pellets y restos carbonatados (Figura 11a-b). El 5% de la lámina corresponde a los ooides, de los cuales 1% de la lámina delgada está compuesto por oolitos de glauconita, que se distinguen por su ligera tonalidad verdosa y brillo cuando se observan bajo nicoles cruzados (Figura 11c), mientras que el 4% lo componen ooides con núcleos de origen volcánico. En cuanto a composición mineralógica, el 20% de la lámina está compuesto por microcristales de cuarzo (Figura 11c), piroxeno con colores de interferencia de segundo orden y plagioclasa. En algunos casos, los clinopiroxenos presentan colores de interferencia tan tenues que podrían llegar a confundirse con los colores de las plagioclasas.

Finalmente, se observa un clasto con una zona de contacto “hueca” con el resto de la lámina delgada, mismo que es apreciable a simple vista en la muestra de mano. Aparentemente el clasto fue está conformado por al menos dos eventos de sedimentación, ya que cerca de la mitad del clasto se aprecia un cambio textural en la matriz (Figura 11d), evidente por las diferencias en la coloración y tamaño de grano de la matriz, además de variación en cámaras de foraminíferos y ooides.

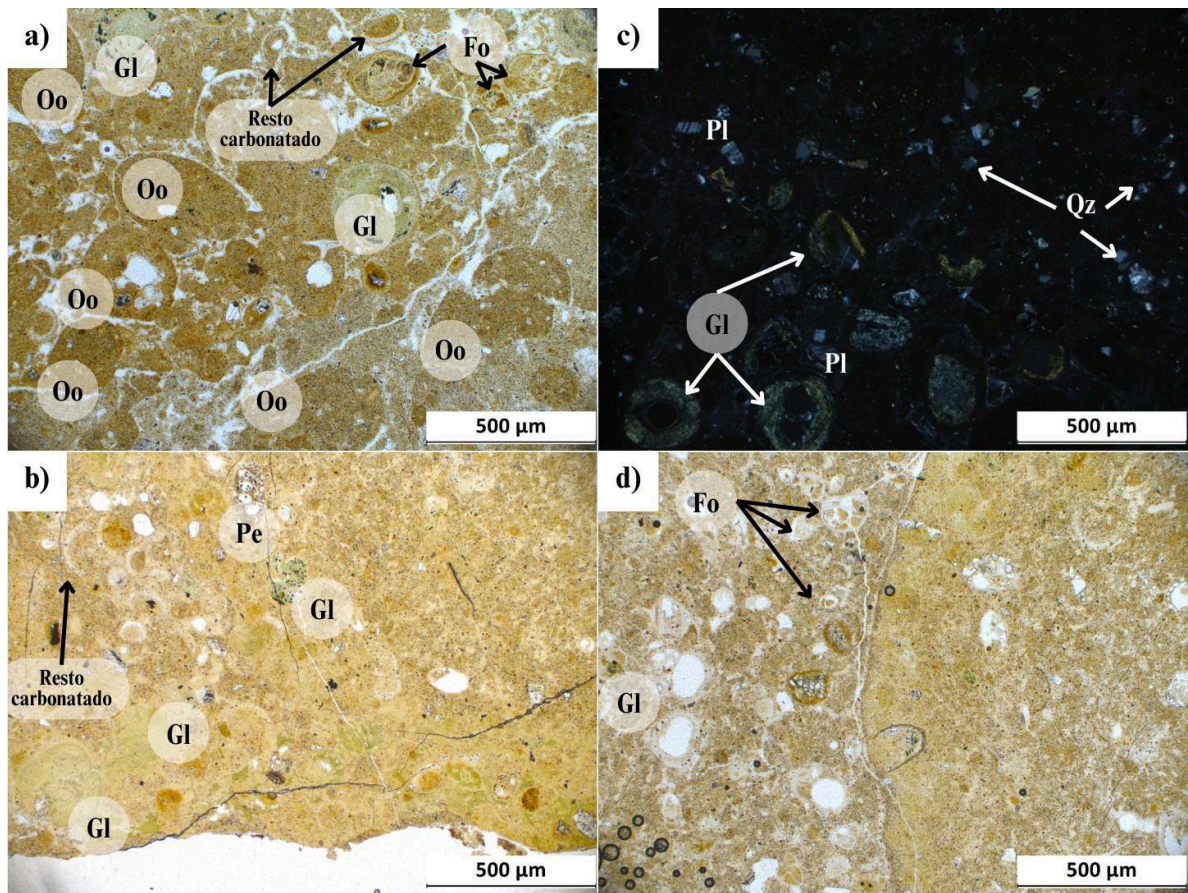


Figura 11. Fotomicrografías de la muestra S0461-R3 de una matriz aparentemente formada por lodo donde se señalan los elementos más representativos a partir de los cuales se puede inferir el resto del contenido de las fotomicrografías. (a, b y d) en nicols paralelos y (c) en nicols paralelos. a) Restos carbonatados, ooides, ooides de glauconita y cámaras de foraminíferos en una matriz lodosa. b) Ooides de glauconita, pellets y una serie de restos carbonatados del lado superior izquierdo. c) Oolitos de glauconita color de interferencia brillante, pequeños fragmentos de cuarzo y plagioclasa. d) fotomicrografía del clasto presente en la lámina delgada donde se muestra la diferencia textural del mismo. Gl: Ooide de glauconita, Pe: Pellet; Fo: Cámara de foraminífero, Qz: Cuarzo; Oo: Ooide.

4.1.2. Transecto 2

Muestra S0469-R1 — Toba lítica

La muestra de mano S0469-R1 (Figura 12a) fue recolectada a una profundidad de 727 m.b.n.m. Presenta dimensiones aproximadas de 24 x 20 x 16 cm, con forma subesférica subangular. La roca se disgrega fácilmente en el exterior, y su matriz está conformada principalmente por ceniza de colores claros, como gris y beige. Esta matriz se encuentra imbuida con clastos de color gris que muestran variaciones en las tonalidades. Algunos clastos, al igual que la matriz, poseen una textura afanítica.

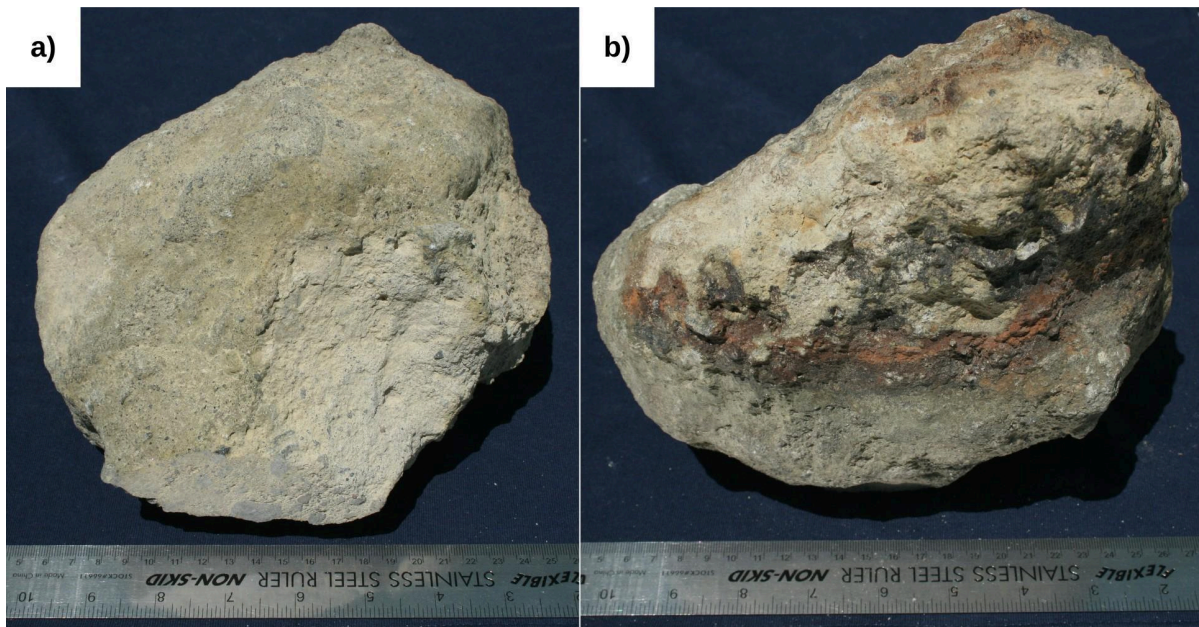


Figura 12. Muestra de mano perteneciente al punto S0469-R1. a) Vista frontal desde el exterior donde se muestra la matriz afanítica y se aprecian algunos de los clastos presentes embebidos en la roca. b) Vista trasera del exterior donde se aprecian franjas negras y rojizas debido a la oxidación.

A simple vista no se observa alteración significativa por óxido en el interior de la roca; sin embargo, en el exterior se pueden identificar bandas de color negro, rojo y gris (Figura 12b), que se distribuyen a lo largo de la muestra. En la zona media se distingue una banda compuesta por cristales blancos tubulares difícilmente identificables a simple vista,

acompañados de pequeños clastos bien sorteados y redondeados, de aproximadamente 2 mm de tamaño. Esta variabilidad en la textura y el color de la roca sugiere diferentes procesos de alteración, aunque es posible un origen volcánico tanto para la matriz como para los clastos.

Al examinar la lámina delgada (Figura 13), se observa que la matriz está conformada principalmente por un material que podría corresponder a ceniza o a vidrio alterado. Este material abarca cerca del 60% de la lámina y presenta una evidente ausencia de microcristales. Sin embargo, se identifican fragmentos de piroxeno y plagioclasa (Figura 13a) que representan aproximadamente el 30% de la matriz. Algunos de estos cristales muestran signos de fragmentación y fracturación, con bordes indefinidos. Por otro lado, los clastos contienen microcristales bien definidos, y no se observan fracturas en sus cristales, aunque sí se encuentran fragmentados (Figura 13b). Los límites entre los clastos y la matriz son angulares, y los bordes de los clastos se aprecian claramente definidos.

La mayoría de los clastos son de origen volcánico, aunque presentan variaciones en cuanto al estado de oxidación y la preservación de los cristales. No obstante, la composición mineralógica parece ser homogénea. Dentro de los clastos, la forma de los cristales varía entre subhedral y anhedral, con los bordes bien definidos. Debido a que la concentración de minerales varía entre clastos, no se realizó un conteo preciso de los porcentajes de cada uno. Sin embargo, se ha determinado que los colores de interferencia predominantes en los clinopiroxenos corresponden a los de segundo orden, tanto en los clastos como en la matriz (Figura 13c). Aproximadamente el 50% de los clinopiroxenos, tanto en los clastos como en la matriz, presentan maclas. En cuanto a la plagioclasa,

alrededor del 15% de los cristales muestran zonación oscilatoria, mientras que un 30% exhibe extinción ondulatoria (Figura 13b).

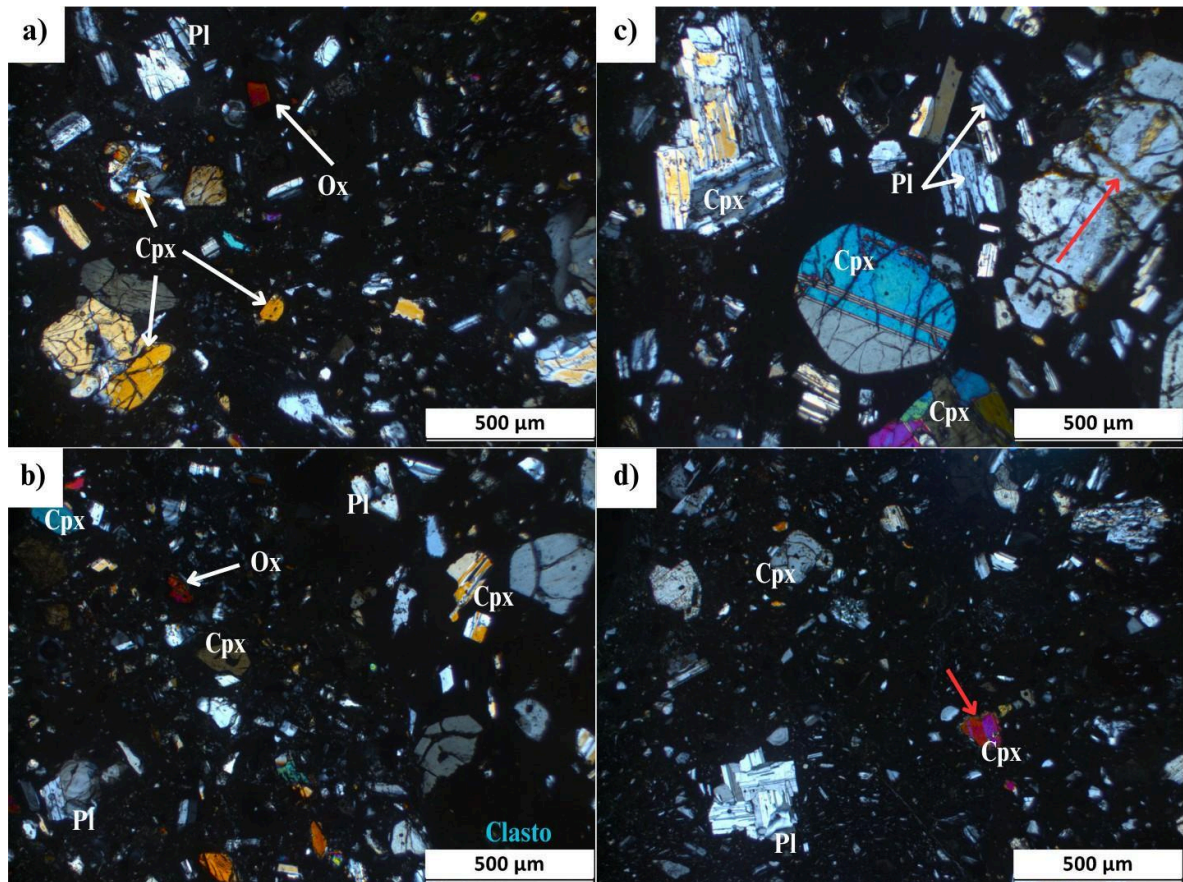


Figura 13. Fotomicrografías en nicules cruzados de la muestra S0469-R1 donde se señalan los elementos más representativos a partir de los cuales se puede inferir el resto del contenido de la fotomicrografía. Se aprecia una matriz general aparentemente vítrea, con clastos igualmente con matriz vítrea, cristales fragmentados de clinopiroxeno y plagioclasa, y ausencia de microcristales. a) Glomérulos de clinopiroxenos con cristales de plagioclasa y cristales derivados de ferróxidos. b) Matriz aparentemente vítrea que ocupa el 60% de la fotomicrografía del lado izquierdo con un clasto de matriz vítrea del lado derecho. c) Clasto con matriz vítrea, glomérulos de clinopiroxeno y, a la derecha, un clinopiroxeno fracturado relleno por microcristales del mismo material señalados con una flecha color rojo. d) Glomérulos de plagioclasa, clinopiroxenos y un cristal coronado por el mismo material señalado con una flecha color rojo. Pl: Plagioclasa; Cpx: Clinopiroxeno; Ox: Derivados de ferróxido.

Dentro de los clastos también es posible observar cristales coronados por microcristales de piroxeno así como glomérulos de plagioclasa (Figura 13d). Estos detalles

sugieren un proceso de cristalización complejo, que implica una interacción dinámica entre los distintos minerales, lo que refuerza la interpretación de un origen volcánico para esta muestra.

Muestra S0469-R2 — Roca volcanoclástica

La muestra de mano S0469-R2 fue recolectada a una profundidad de 631.7 m.b.n.m. Presenta dimensiones aproximadas de 5 x 7 x 4 cm, con forma subesférica subangular. Su matriz de textura afanítica está compuesta por un tamaño de grano fino color rojo terracota, el cual se disgrega con facilidad, aunque se pueden observar clastos subredondeados que varían entre mal y medianamente sorteados (Figura 14). El tamaño promedio de los clastos es de 5 mm, destacando un clasto de origen ígneo que mide 3.5 x 2.5 cm, el cual presenta una textura porfirítica con cristales tubulares blancos homogéneos de aproximadamente 2 mm de longitud.

En la lámina delgada se tiene una muestra volcanoclástica con ceniza como material cementante, embebida con una gran cantidad y variedad de clastos angulares mal sorteados cuya composición individual varía entre ígnea y sedimentaria. La matriz parece ocupar entre el 20 y el 30% de la lámina delgada, de los cuales aproximadamente el 5% corresponde a microcristales de plagioclasa y piroxeno sin bordes definidos (Figura 15a). Los clastos presentes en la muestra están mal sorteados y se encuentran en diferentes grados de oxidación (Figura 15b). La composición mineralógica es la misma, pero varía la concentración, tamaño y alteración según el clasto. Sin embargo, en ninguno de los clastos se encuentran microcristales, sino fragmentos pequeños de plagioclasa y clinopiroxeno que

no llegan a considerarse como tal (Figura 15c). Los clinopiroxenos presentes en los clastos presentan colores de interferencia de segundo y tercer orden pero predominan los colores de interferencia de segundo orden. De igual manera, se pueden encontrar en algunos clastos glomérulos de clinopiroxeno (Figura 15d). Cerca del 30% de las plagioclasas que se encuentran en la lámina presentan extinción ondulatoria y zonación oscilatoria (Figuras 15a y 15b).



Figura 14. Muestra de mano perteneciente al punto S0469-R2, donde se muestra el corte interno que muestra la matriz afanítica con clastos mal sorteados de textura porfirítica.

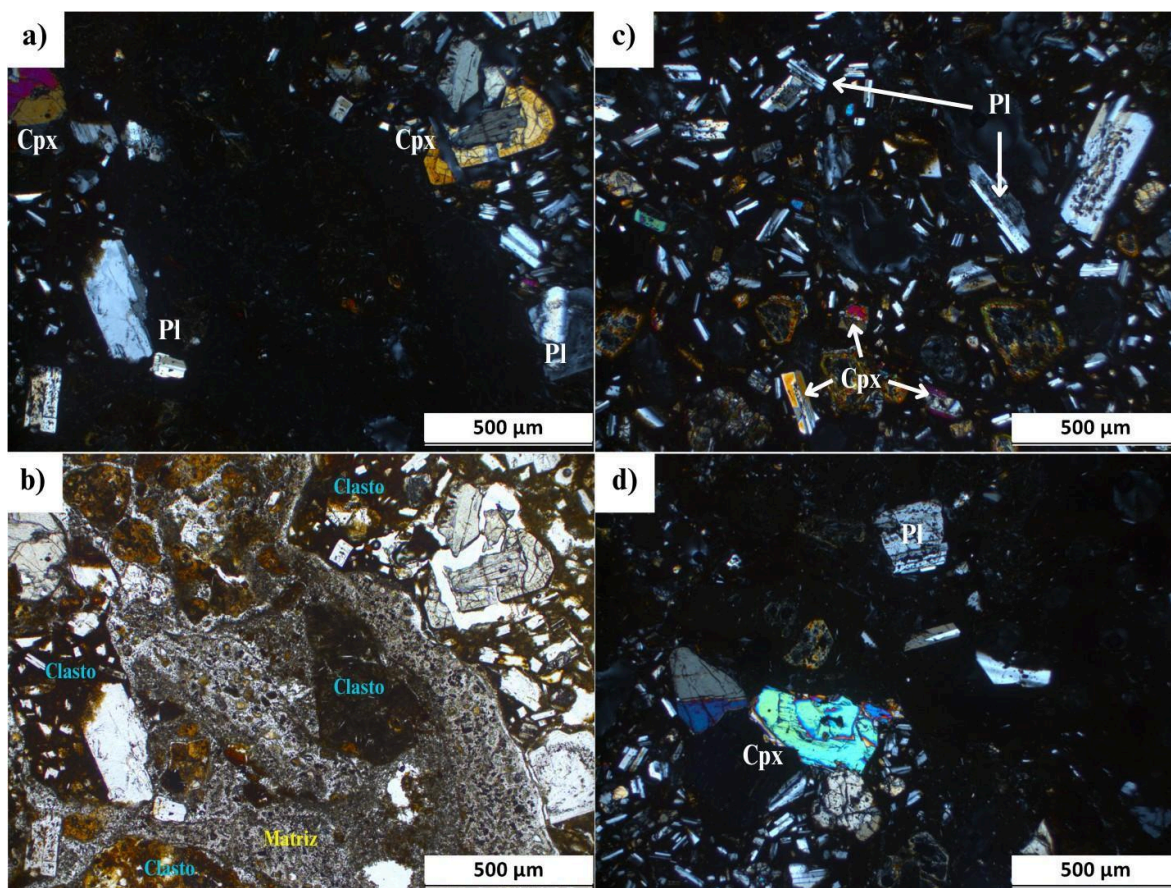


Figura 15. Fotomicrografías de la muestra S0469-R2 de una matriz aparentemente formada por ceniza donde se señalan los elementos más representativos a partir de los cuales se puede inferir el resto del contenido de la fotomicrografía. (a, c, d) en nicols cruzados y (b) en nicols paralelos. a) Matriz conformada de ceniza y se aprecia un clasto del lado izquierdo y derecho con presencia de cristales fracturados de clinopiroxeno y plagioclasa. b) Diferentes estados de oxidación de algunos clastos presentes en la muestra. c) Matriz vítrea donde se muestran fragmentos de plagioclasa, clinopiroxeno y algunos cristales coronados por microcristales de piroxeno; no se observan microcristales. d) Clasto de matriz vítrea con cristales de clinopiroxeno, plagioclasa y un glomérulo de clinopiroxenos. Pl: Plagioclasa; Cpx: Clinopiroxeno.

Muestra S0469-R3 — Roca volcanoclástica con fósiles

La muestra de mano S0469-R3 fue recolectada a una profundidad de 631.7 m.b.n.m. (Figura 16). Presenta dimensiones aproximadas de 12 x 9 x 5 cm, con una forma cilíndrica subredondeada. En el exterior se observa una matriz afanítica con dos texturas y colores diferentes, que se distribuyen casi equitativamente en la muestra. Una mitad se disgrega con facilidad (Figura 16a), exponiendo tonalidades más claras, mientras que la segunda

mitad ([Figura 16b](#)) presenta más consolidada y de tonos más oscuros. En la zona de corte ([Figura 16c](#)), la textura también es afanítica, pero presenta pequeños clastos medianamente sorteados y vesículas con diámetro de 2 mm que cubre cerca del 30% de la superficie. Los colores predominantes de la matriz interna son tonos marrones rojizos con un anillo exterior gris, junto con manchas que sugieren procesos de oxidación.



Figura 16. Muestra de mano perteneciente al punto S0469-R3, donde se aprecia una matriz afanítica. a-b) muestran las dos diferentes texturas y gamas de color en el exterior. c) Muestra el corte de la roca con una matriz afanítica.

En la lámina delgada, la matriz parece estar compuesta por lodo y ceniza ([Figura 17a](#)), la cual abarca 60% de la lámina delgada. En ésta se encuentran pequeños clastos de apariencia sedimentaria, así como espinas de erizo ([Figura 17b](#)) y restos carbonatados de organismos. En cuanto a la mineralogía en la matriz, se encuentra que menos del 1% corresponde a microcristales de óxido de hierro. El 2% de la lámina delgada está compuesta por fragmentos subhedrales de cuarzo ([Figura 17c](#)). Muchos de los cristales (cuarzo, plagioclasa y piroxeno) se encuentran muy fragmentados, aunque no llegan a considerarse microcristales.

Las plagioclasas abarcan aproximadamente el 10% de la lámina delgada. Éstas se encuentran altamente fragmentadas, con bordes definidos y forma subhedral. El 56% de las

plagioclasas son labradorita, mientras que 44% son andesina; de las cuales aproximadamente el 60% presentan extinción ondulatoria y 20% zonación oscilatoria. Los piroxenos abarcan alrededor del 30% de la lámina delgada y presentan una forma que varía entre subhedral y la anhedral, con los bordes bien definidos. Los colores de interferencia presentes son de segundo y hasta tercer orden (Figura 17d).

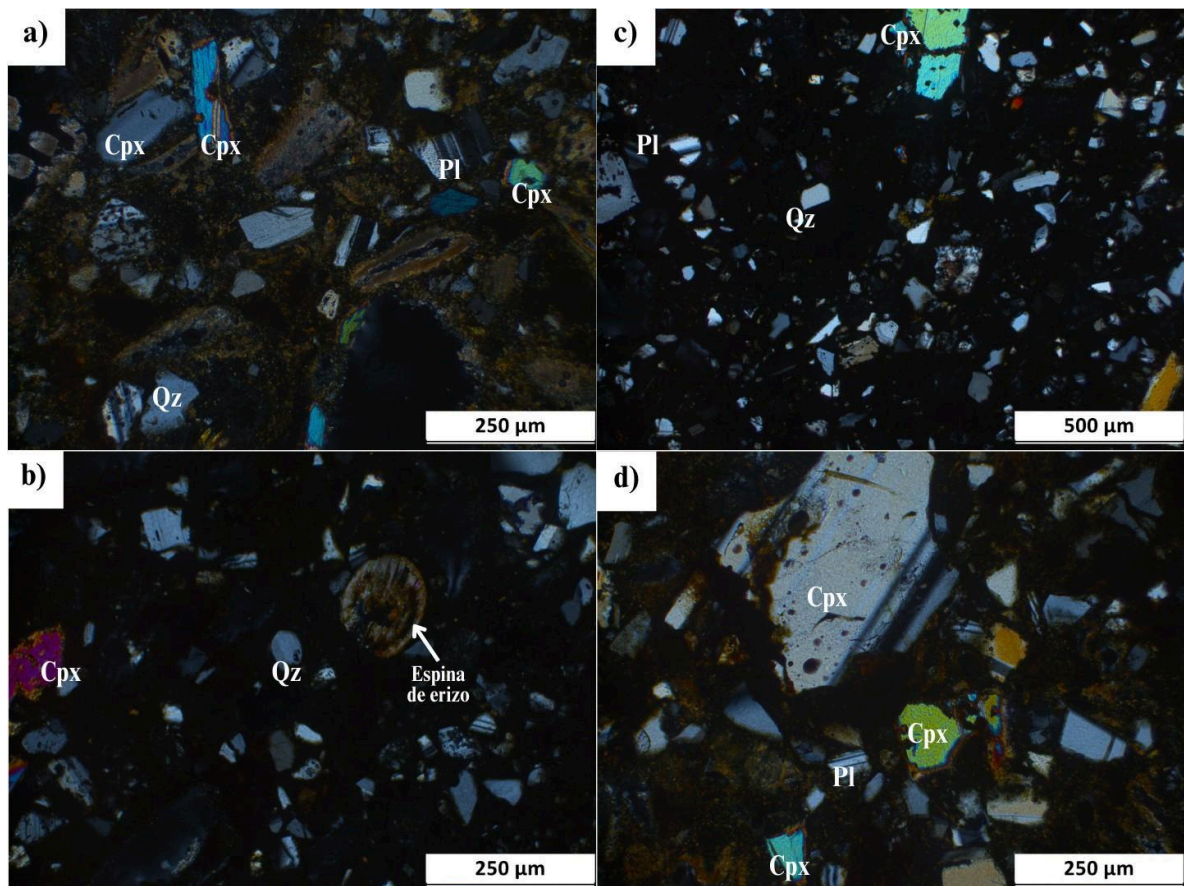


Figura 17. Fotomicrografías en nicoles cruzados de la muestra S0469-R3 donde se señalan los elementos más representativos a partir de los cuales se puede inferir el resto del contenido de la fotomicrografía. a) Se pueden apreciar cristales de cuarzo, plagioclasa y piroxeno en una matriz que aparenta no ser vítrea. b) Pequeños fragmentos de cuarzo y plagioclasa, cristales de piroxeno y una espina de erizo. c) Se destaca la ausencia de microcristales al igual que la presencia de cristales de cuarzo, plagioclasa y clinopiroxeno. d) Cristales de clinopiroxeno con colores de interferencia de tercer orden. Qz: Cuarzo; Pl: Plagioclasa; Cpx: Clinopiroxeno.

Muestra S0469-R4 — Limolita fosilífera

La muestra de mano S0469-R4 fue recolectada a una profundidad de 609.6 m.b.n.m. (Figura 18). Presenta dimensiones aproximadas de 19 x 16 x 6 cm, con una forma discoidal subredondeada. En el exterior se observa una matriz de color negro con textura afanítica, en la que se aprecian manchas claras compuestas por material friable. En un corte transversal de la muestra, es posible identificar varios estratos con textura afanítica, delimitados por bandas con un degradado que varía de negro a gris (Figura 18). Estos estratos contienen clastos de aproximadamente 1 mm de diámetro, mayormente visibles en los estratos centrales, especialmente en las zonas de tonos más claros.

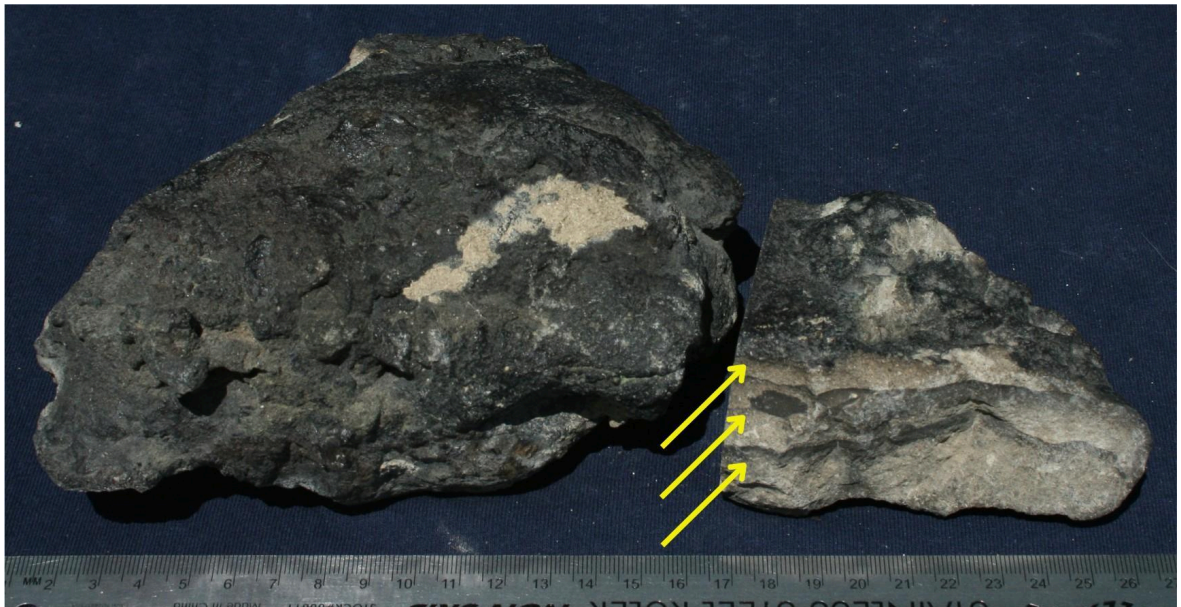


Figura 18. Muestra de mano perteneciente al punto S0469-R4, donde se muestra la parte exterior e interior y se pueden apreciar señaladas con flechas amarillas las bandas con variaciones de color.

En lámina delgada (Figura 19a), se pueden identificar cinco estratos, los cuales son diferenciables por los cambios de coloración, riqueza y abundancia de organismos presentes, como cámaras de foraminíferos, gasterópodos, radiolarios y diatomeas. En general, la matriz es lodosa a pesar de presentar diferentes coloraciones, presentando pocos

microcristales de cuarzo, plagioclasa y piroxeno, que constituyen menos del 1% del total de la lámina delgada.

El primer estrato es el más grande, abarca el 50% del total de la lámina delgada y es el que presenta la mayor concentración de microfósiles. Estos organismos son más abundantes en la parte media del estrato ([Figura 19b](#)), mientras que en los extremos el contenido de lodo es mayor y se observan pequeños fragmentos líticos, aparentemente de origen ígneo. El segundo estrato representa aproximadamente el 8% del total de la lámina delgada y presenta la matriz más homogénea de todos los estratos. En este estrato predominan los radiolarios, aunque también se encuentran cámaras de foraminíferos y algunos bivalvos ([Figura 19c](#)). Entre el primer y segundo estrato se observa una banda oscura bien definida, compuesta por algunos clastos dispersos en la matriz lodosa ([Figura 19a](#)).

El tercer estrato es el más delgado, abarcando únicamente el 2% de la lámina delgada. Presenta una baja concentración de organismos, con escasos radiolarios y cámaras de foraminíferos. Además, incluye una delgada franja de matriz lodosa con una tonalidad más oscura que el resto del estrato ([Figura 19d](#)). El cuarto estrato ocupa el 15% del total de la lámina delgada. Se compone principalmente de radiolarios y cámaras de foraminíferos, junto con algunos pellets y ooides, concentrados en la parte más clara del estrato. Este estrato se distingue por la mayor presencia de glauconita, especialmente en el borde de contacto con el quinto estrato ([Figura 19e](#)).

Finalmente, en el quinto estrato, el cual abarca el 25% del total de la lámina delgada, se observan ooides, microcristales de cuarzo y glauconita. También hay una

notable presencia de radiolarios y cámaras de foraminíferos, excepto en las partes más oscuras del estrato, que corresponden a la última sección de la lámina delgada (Figura 19f).

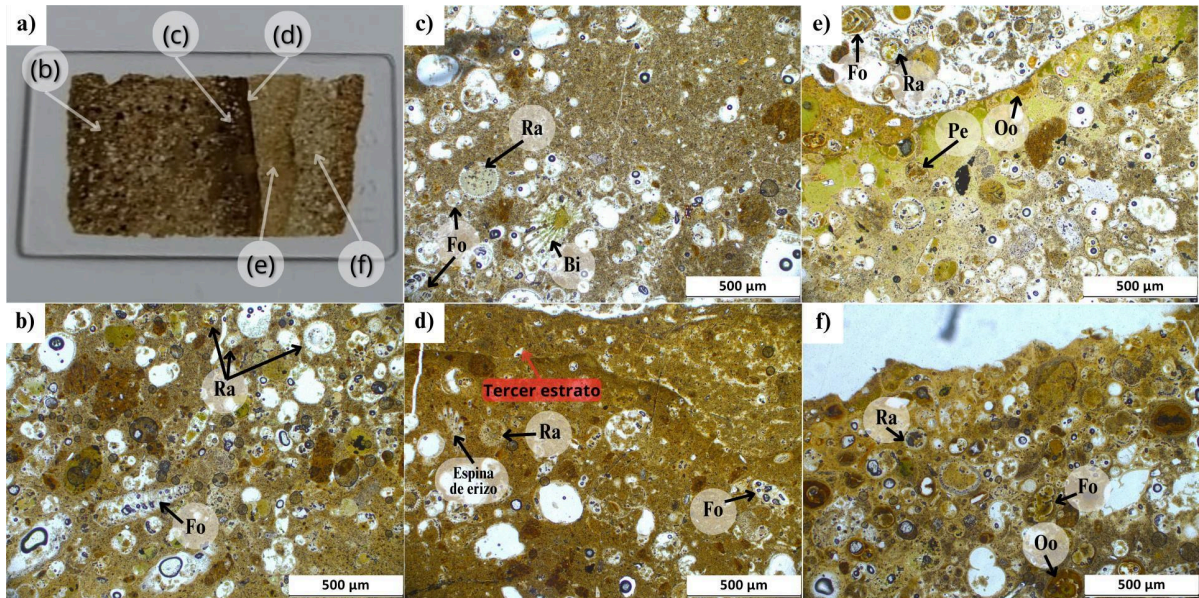


Figura 19. Fotomicrografías en nicols paralelos de los estratos sedimentarios de la muestra S0469-R4, donde se señalan los elementos más representativos a partir de los cuales se puede inferir el resto del contenido de la fotomicrografía. a) Fotografía de la lámina delgada, donde se indican los estratos. b) Abundante concentración de microfósiles en el primer estrato. c) Radiolarios, foraminíferos y bivalvos en el segundo estrato. d) Tercer estrato, con menor abundancia de microfósiles, señalado con una flecha roja. e) Además de foraminíferos y radiolarios, se observan pellets y ooides en el cuarto estrato; también se resalta la presencia de glauconita. f) Ooides, microcristales de cuarzo, glauconita, radiolarios y cámaras de foraminíferos en el quinto estrato. Bi: Bivalvo; Fo: Cámara de foraminífero; Oo: Ooide; Pe: Pellet; Ra: Radiolario.

Muestra S0469-R5 — Escoria volcánica

La muestra de mano S0469-R5 fue recolectada a una profundidad de 408.2 m.b.n.m. (Figura 20). Presenta dimensiones aproximadas de 3.5 x 4 x 3 cm, con una forma subsférica subangular. La parte exterior muestra una textura afanítica de color marrón rojizo, con manchas negras y blancas (Figura 20a). El interior también exhibe una textura afanítica de color rojo, con vacuolas en promedio de 1 mm de diámetro que cubren un alto porcentaje de la superficie de corte. Esto le otorga una porosidad significativa y una baja

densidad (Figura 20b). El color, la textura y la morfología del clasto sugieren que esta muestra es una escoria volcánica.

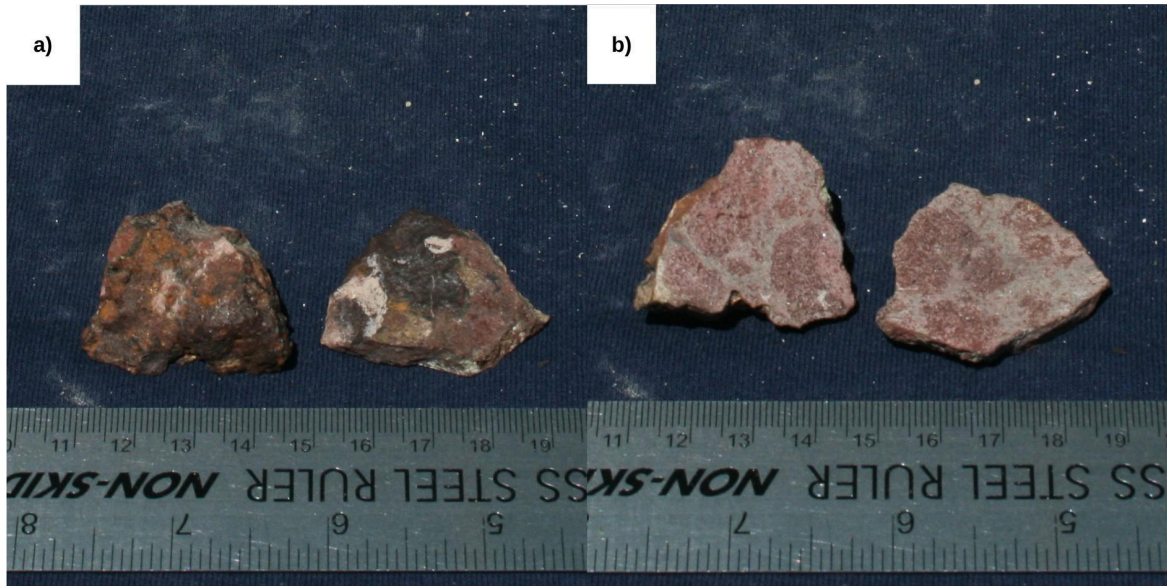


Figura 20. Muestra de mano perteneciente al punto S0469-R5. a) Vista desde el exterior donde se muestra la matriz afanítica con las manchas producto de la oxidación. b) Corte de la muestra que expone las vacuolas de 2 mm de diámetro en una matriz rojiza afanítica (Figura 21).

En la lámina delgada (Figura 21), las vacuolas abarcan aproximadamente el 50% del total de la lámina delgada; sin embargo, es posible observar que la matriz es vítrea y abarca cerca del 30% de la lámina delgada, sin presencia evidente de microcristales, así como zonas bastante alteradas por oxidación (Figura 21a). Algunas vacuolas están rellenas con material lodoso (Figura 21b).

Los cristales de plagioclasa representan cerca del 13% de la lámina delgada. De éstos, aproximadamente 56% son labradorita y 44% andesina. La forma que presentan es euédral con los bordes definidos y a pesar de estar altamente fragmentados, no llegan a considerarse microcristales (Figura 21c). En el 90% de las plagioclasas se observa extinción ondulatoria, mientras que el 70% exhibe zonación oscilatoria, fenómenos que con

frecuencia ocurren en el mismo cristal. Los clinopiroxenos representan sólo el 7% de la lámina delgada. Presentan colores de interferencia de primer y segundo orden. La forma de los cristales es anhedral y en muchos casos sin bordes definidos. Se observan clinopiroxenos maclados y fracturados (Figura 21d), en algunos muestran presentan zonación oscilatoria.

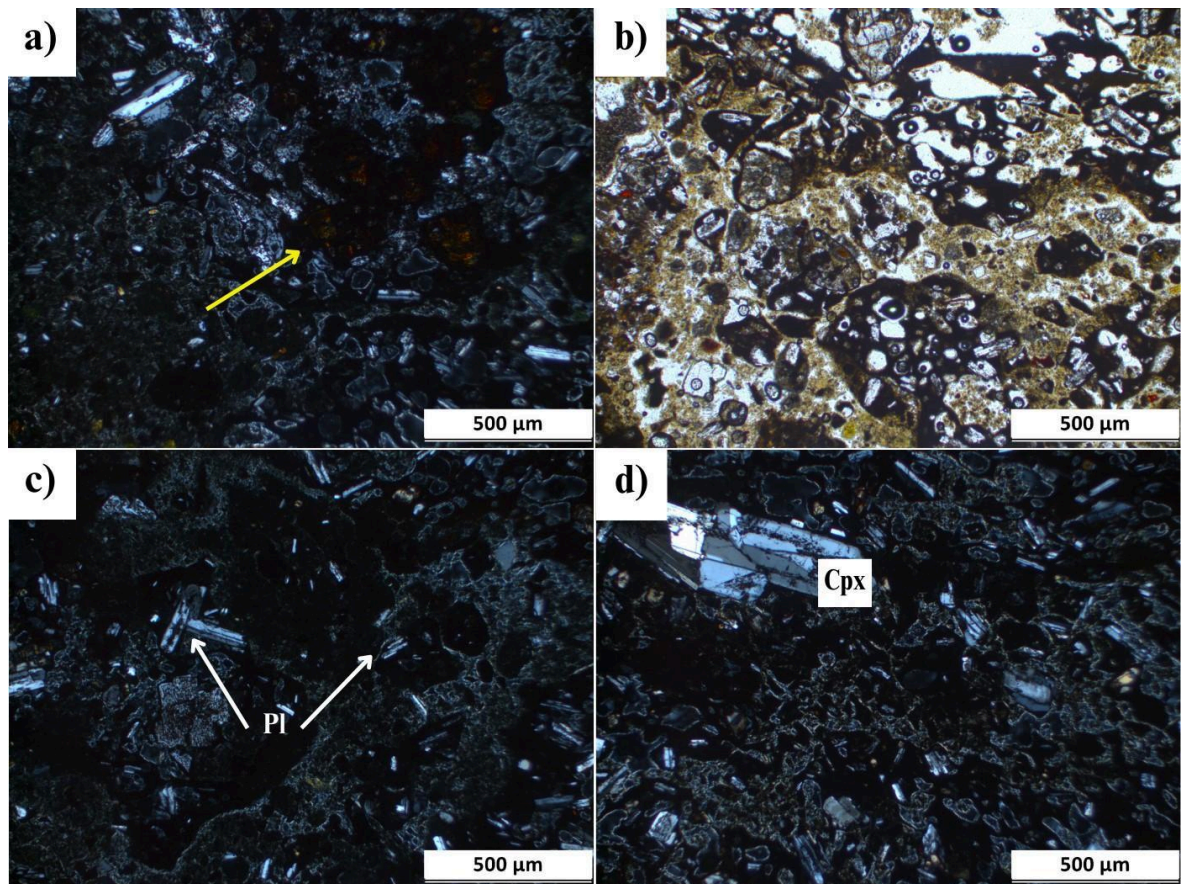


Figura 21. Fotomicrografías de la muestra S0469-R5 de andesita basáltica en una matriz vítrea con vesículas donde se señalan los elementos más representativos a partir de los cuales se puede inferir el resto del contenido de la fotomicrografía. (a, c, d) en nicoles cruzados y (b) en nicoles paralelos. a) Se señala con una flecha amarilla las alteraciones debidas al óxido. b) Se puede apreciar la matriz de la muestra de un color café negruzco, diferenciable del sedimento que rellena las vacuolas por el color más claro del mismo, así como se pueden apreciar pequeños clastos embebidos en la matriz lodosa. c) Se señala con flechas blancas algunos de los cristales de plagioclasa embebidos en la matriz vítrea. d) Cristal grande de clinopiroxeno maclado. Pl: Plagioclasa; Cpx: Clinopiroxeno.

Muestra S0469-R6 — Brecha volcánica

La muestra de mano S0469-R6 fue recolectada a una profundidad de 403.4 m.b.n.m. (Figura 22). Presenta dimensiones de 12 x 9 x 8.5 cm, con una forma subsférica subredondeada. La parte exterior muestra una textura afanítica de color gris oscuro a negro, con manchas color café anaranjado asociadas a la oxidación (Figura 22a). En el interior se observa que está compuesta por varios fragmentos líticos: uno de origen ígneo y cuatro de origen sedimentario (Figura 22b). Los bordes de contacto entre los fragmentos varían entre subredondeados y redondeados, están bien definidos y no muestran evidencia clara de zonas de cocimiento. Los líticos sedimentarios presentan diferentes formas angulares, diferente composición, no se encuentran laminados y están mal sorteados.

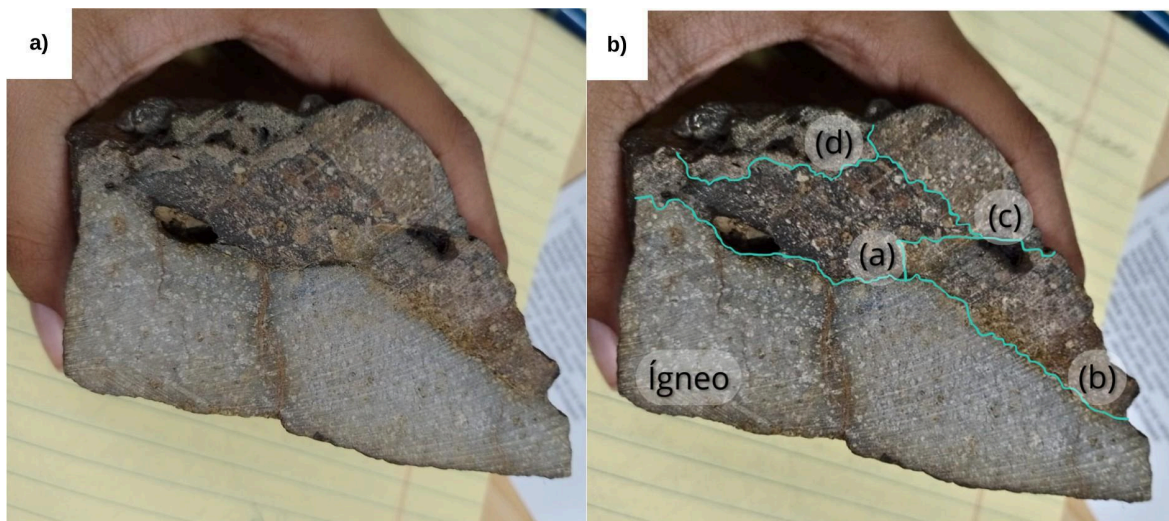


Figura 22. Muestra de mano perteneciente al punto S0469-R6. a) Vista de la zona exterior con algunas manchas debido a la alteración por óxido. b) Corte de la muestra, donde se muestra la división entre los clastos ígneo y sedimentarios a-d descritos en el texto.

El fragmento lítico ígneo representa aproximadamente el 50% de la muestra de mano. Tiene matriz color gris claro de textura porfírica con fenocristales de plagioclasa, entre otros, algunos de los cuales están alterados por el óxido, del mismo modo que se

presentan vetas de óxido. La descripción de los líticos sedimentarios se divide según las distintas texturas, composición aparente y los bordes de contacto observados:

- Lítico sedimentario (a): Se encuentra sobre el lítico ígneo, a la izquierda del lítico (b) y debajo de los líticos (c) y (d) según las letras indicadas en la (Figura 23b). Mide alrededor de 6.5 x 2.5 cm y representa aproximadamente el 25% de la muestra. En la zona de contacto con el fragmento ígneo se observa una franja de burbujas que pueden medir hasta aproximadamente 1 cm, mientras que sus bordes con los otros líticos están bien consolidados. Su matriz es color negro con una textura afanítica con clastos subangulares y mal sorteados que van de 1 mm a 3 mm. Dentro de éstos, predominan los clastos de color blanco y marrón rojizo.
- Lítico sedimentario (b): Está ubicado sobre el lítico ígneo, a la derecha del lítico (a) y debajo del lítico (c). Los bordes de contacto con los líticos sedimentarios son subangulares, mientras que con el lítico ígneo son redondeados. Tiene forma elongada, con dimensiones aproximadas de 5 x 2 cm y abarca cerca del 10% de la muestra. Su matriz es afanítica de un color marrón rojizo oscuro, con clastos más claros medianamente sorteados, de tamaño promedio de 3 mm. La zona más cercana al exterior presenta mayor alteración por oxidación, y los clastos muestran una menor variación en la composición aparente de los clastos, en comparación con el fragmento lítico sedimentario (a).
- Lítico sedimentario (c): Se encuentra a la derecha del lítico sedimentario (d) y sobre los líticos sedimentarios (a) y (b). La zona de contacto con estos fragmentos líticos sedimentarios es subangular. Tiene forma elongada, con dimensiones de 3.5 x 1.5 cm, y abarca aproximadamente el 10% de la muestra. La matriz es gris, con

manchas de óxido; los clastos, de color gris claro, son equiangulares con un tamaño promedio de 1.5 mm. Este fragmento presenta la mayor oxidación en su exterior.

- Lítico sedimentario (d): Se encuentra a la izquierda del fragmento lítico sedimentario (c) y sobre el fragmento lítico sedimentario (a). La zona de contacto presenta bordes que van de subredondeados a redondeados. Tiene forma elongada, con dimensiones aproximadas de 2.5 x 1.2 cm, y representa cerca del 5% de la muestra. Su matriz es de color gris marrón muy oscuro, con una textura afanítica y vesiculada.

Es posible observar que aproximadamente el 88% de la lámina delgada ([Figura 23](#)) corresponde a la parte ígnea, donde se observa una matriz vítrea que abarca cerca del 76% de la lámina delgada total. Dicha matriz tiene una textura intersertal y un flujo interno caótico a excepción de una banda con un ligero ordenamiento; también se pueden ver en la matriz vetas y alteraciones derivadas del óxido ([Figura 23a](#)). Aproximadamente el 80% de la matriz está compuesta por microcristales de plagioclasa, 5% por microcristales piroxeno con colores de interferencia de segundo orden y el 1% por óxidos de hierro.

Los cristales de plagioclasa constituyen cerca del 17% del total de la lámina delgada ([Figura 23b-e](#)). De éstos, aproximadamente el 89% son labradorita y 11% andesina. Las formas que presentan varían entre anhedral y subhedral, algunos cristales, incluso presentan bordes poco definidos, posiblemente debido a procesos de reabsorción. Los cristales se encuentran fracturados y fragmentados, muchos incompletos y algunos incluso coronados con microcristales de piroxeno ([Figura 23c](#)), pero aun así se puede apreciar la presencia de extinción ondulatoria con zonación oscilatoria. La mayoría de las plagioclasas se

encuentran en glomérulos de solo plagioclasas (Figura 23d) o junto con clinopiroxenos (Figuras 23b, 23d).

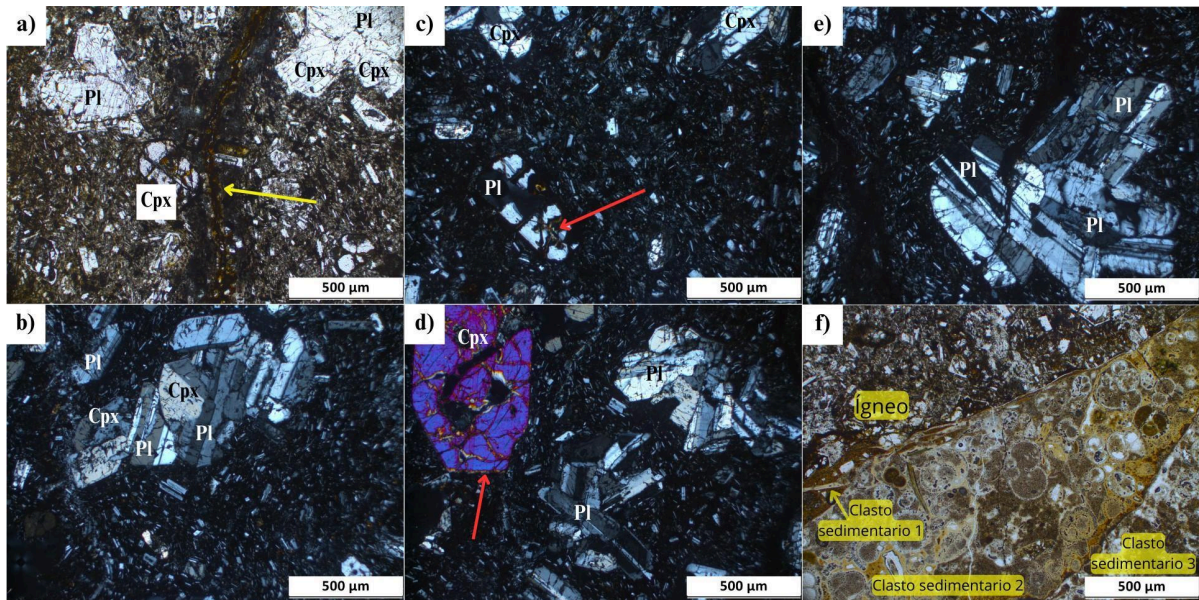


Figura 23. Fotomicrografías de andesita basáltica (a-e) y zona sedimentaria (f) en la muestra S0469-R6 donde se señalan los elementos más representativos a partir de los cuales se puede inferir el resto del contenido de la fotomicrografía. (b-d) en nicoles cruzados; a y f en nicoles paralelos. a) Veta de óxido señalada por una flecha amarilla con remineralizaciones de clinopiroxeno y alteración por óxido alrededor. b) Glomérulo de clinopiroxenos y plagioclasas. c) Cristal de plagioclasa fragmentado (flecha roja), coronado por remineralización de clinopiroxeno. d) A la izquierda, un cristal de clinopiroxeno incompleto con colores de interferencia de segundo orden, coronado por microcristales de clinopiroxeno marcados por una flecha roja; se observan dos glomérulos de plagioclasa a la derecha. e) Glomérulos fracturados de plagioclasas. f) En la parte superior se muestra parte del lítico ígneo, a la izquierda se muestra una pequeña porción del denominado clasto sedimentario 1; se muestra el clasto sedimentario 2 con una actividad biológica predominante de diatomeas y a la derecha un fragmento del clasto sedimentario 3; todos los clastos sedimentarios presentan una matriz lodosa limolítica. Pl: Plagioclasa; Cpx: Clinopiroxeno.

Los clinopiroxenos abarcan aproximadamente el 5% de la lámina delgada. Predominan los cristales de forma subhedral bastante fracturados y fragmentados en su mayoría, con colores de interferencia de primer orden. Sin embargo, en los cristales de mayor tamaño predominan los colores de interferencia de segundo orden (Figura 23e).

En uno de los bordes de la lámina delgada se pueden encontrar tres pequeños fragmentos sedimentarios que abarcan aproximadamente el 2% de la lámina delgada

(Figura 23f), dichos fragmentos son diferenciables principalmente por el color de la matriz y riqueza de los organismos presentes. El denominado primer lítico sedimentario es el que se encuentra con una mayor área de contacto con el lítico ígneo y representa el 20% del total de la zona sedimentaria, de los tres fragmentos sedimentarios. Tiene una matriz lodosa de color café oscuro y cuenta con una mayor influencia de sedimentos terrígenos, pues muestra algunos microcristales de piroxeno y un pequeño fragmento lítico. El segundo fragmento sedimentario abarca el 35% de la parte sedimentaria, presenta una matriz lodosa color café y presenta una mayor cantidad de diatomeas, aunque también es posible encontrar algunos gasterópodos y cámaras fósiles de foraminíferos. Finalmente, el tercer fragmento lítico sedimentario, al ser el más grande abarca el 45% de la zona sedimentaria, sigue presentando una matriz lodosa pero muestra una mayor cantidad de cámaras fosilizadas de foraminíferos, muy pocos gasterópodos y diatomeas.

Muestra S0469-R7 — Andesita

La muestra de mano S0469-R7 fue recolectada a una profundidad de 346.05 m.b.n.m. (Figura 24). Presenta dimensiones de 14 cm x 12 cm x 6 cm, con una forma discoidal ligeramente cúbica y bordes redondeados. La parte exterior muestra una textura afanítica de color café oscuro, casi negro, con manchas de tonos más claro y marrones asociados a la oxidación (Figura 24a). En el interior, se observa una matriz porfírica de grano fino color gris, compuesta aproximadamente en un 30% de cristales de plagioclasa menores a 1 mm de tamaño (Figura 24b). Además, se identificaron cristales ligeramente alterados por óxido en proporciones menores al 1% de la muestra. Un anillo de oxidación

tenué, de aproximadamente 2 mm de espesor, es visible aunque puede ser pasado por alto con facilidad.



Figura 24. Muestra de mano perteneciente al punto S0469-R7. a) Vista desde el ángulo frontal, donde se muestra parte de la zona exterior más oscura. b) Corte de la muestra, donde se puede apreciar una matriz de color gris, con textura porfirítica de grano fino y fenocristales de plagioclasa de medidas menores a 1 mm. Además, se observa un borde de oxidación tenue de 2 mm de grosor. Escala: regla en centímetros.

En la lámina delgada (Figura 25), la matriz parece ser predominantemente vítrea y presenta una textura intersertal. Es posible que algunas manchas observadas sean resultado de oxidación deutérica, lo cual podría explicar ciertas alteraciones presentes en los minerales. Aproximadamente el 80% de la lámina muestra impregnaciones de óxido, mientras que menos del 1% está compuesto por óxidos de hierro. No se observan microcristales de piroxeno y plagioclasa en la matriz, aunque sí es posible identificar vetas de óxido (Figura 25a) de tonos rojizos y anaranjados, asociados a minerales alterados por oxidación. De igual manera, se encuentran glomérulos de plagioclasa (Figura 25b) y piroxeno (Figura 25a), algunos de los cuales están coronados por microcristales de piroxeno.

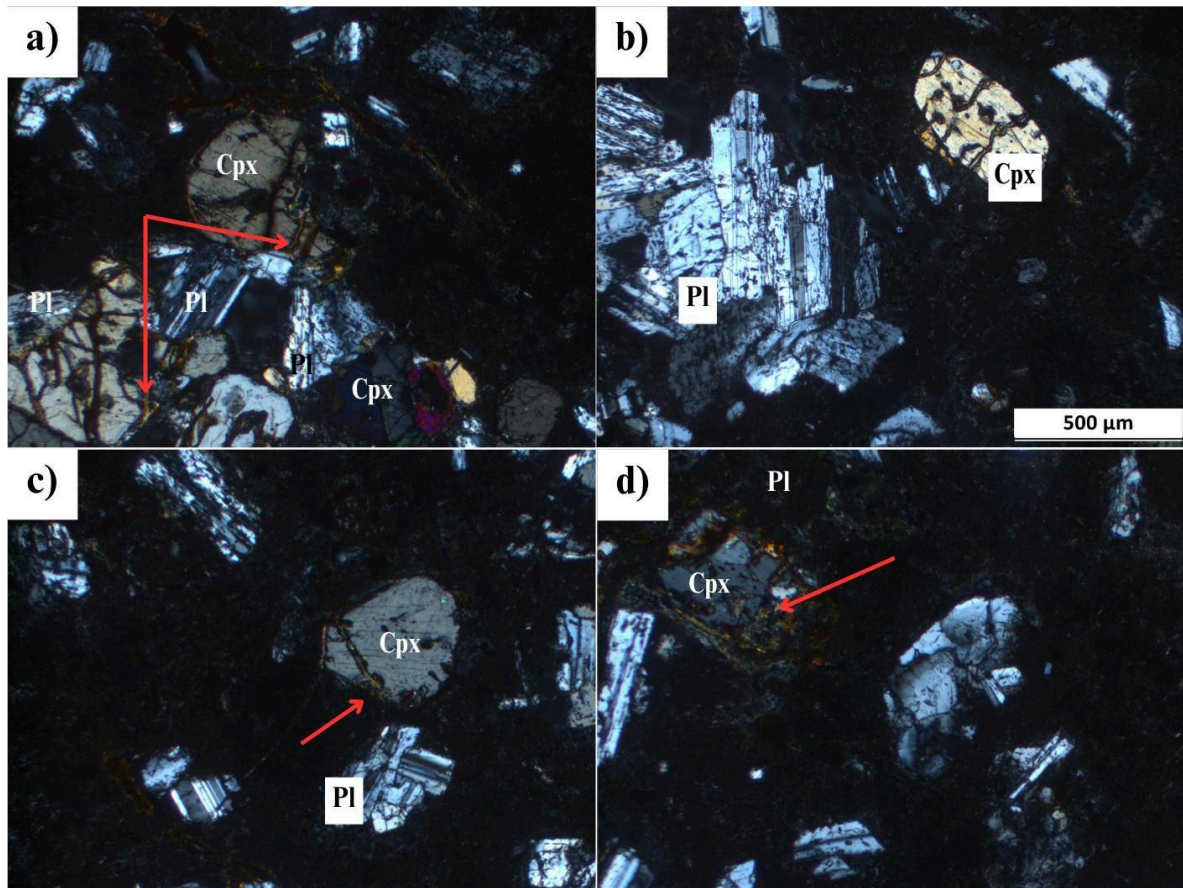


Figura 25. Fotomicrografías en nicoles cruzados de andesita basáltica de la muestra S0469-R7. Los cristales se encuentran fracturados y manchados embebidos en una matriz vítrea donde se señalan los elementos más representativos a partir de los cuales se puede inferir el resto del contenido de la fotomicrografía. a) Glomérulo conformado en su mayoría por clinopiroxenos y unos cuantos cristales de plagioclasa, se destacan con flechas rojas remineralizaciones de piroxeno en las fracturas de los cristales. b) A la izquierda se observa un glomérulo de plagioclasas y a la derecha un cristal de clinopiroxeno. c) Se puede apreciar un clinopiroxeno con remineralizaciones en sus fracturas señaladas con una flecha color rojo así como un pequeño glomérulo de plagioclasas debajo. d) Cristales de clinopiroxeno, uno de ellos con remineralización de piroxeno en sus fracturas (flecha color rojo). Pl: Plagioclasa; Cpx: Clinopiroxeno.

Las plagioclasas constituyen cerca del 9% del total de la lámina delgada. Su forma varía de subhedral a anhedral, con bordes poco definidos, posiblemente debido a procesos de reabsorción térmica. Cerca del 44% de las plagioclasas son andesinas y el 56% son labradoritas. Del total de plagioclasas, el 70% presenta extinción ondulatoria mientras que el 30% muestra zonación oscilatoria.

Los clinopiroxenos comprenden aproximadamente el 11% del total de la lámina delgada. Predominan las formas anhedrales, aunque también se observan algunas formas subhedrales. Los cristales son inequigranulares y muestran colores de interferencia de primer orden. Muchas de estas fases presentan maclas y fracturas. Menos del 1% de los clinopiroxenos se encuentran coronados por microcristales de piroxeno. Además, se observan incursiones y remineralizaciones de piroxenos en las fracturas de los cristales y en las vetas de óxido (Figura 25a, 25c y 25d).

Muestra S0469-R8 — Andesita

La muestra de mano S0469-R8 fue recolectada a una profundidad de 315.940 m.b.n.m. (Figura 26). Posee dimensiones de 4 cm x 10 cm x 15 cm, lo que le otorga una forma elipsoidal angular. La textura es porfírica, con una matriz gris de grano fino y manchas de color beige asociadas a la oxidación (Figura 26a). Los bordes de la muestra presentan una franja de oxidación evidente de aproximadamente 5 mm de espesor (Figura 26b). A lo largo de la muestra se observan vetas de óxido y fenocristales de plagioclasa sin alteración aparente (Figura 26b). Estos cristales tienen un tamaño promedio de 1 mm y abarcan aproximadamente el 30% de la muestra. Las vetas de óxido presentan tonalidades gris y marrón.

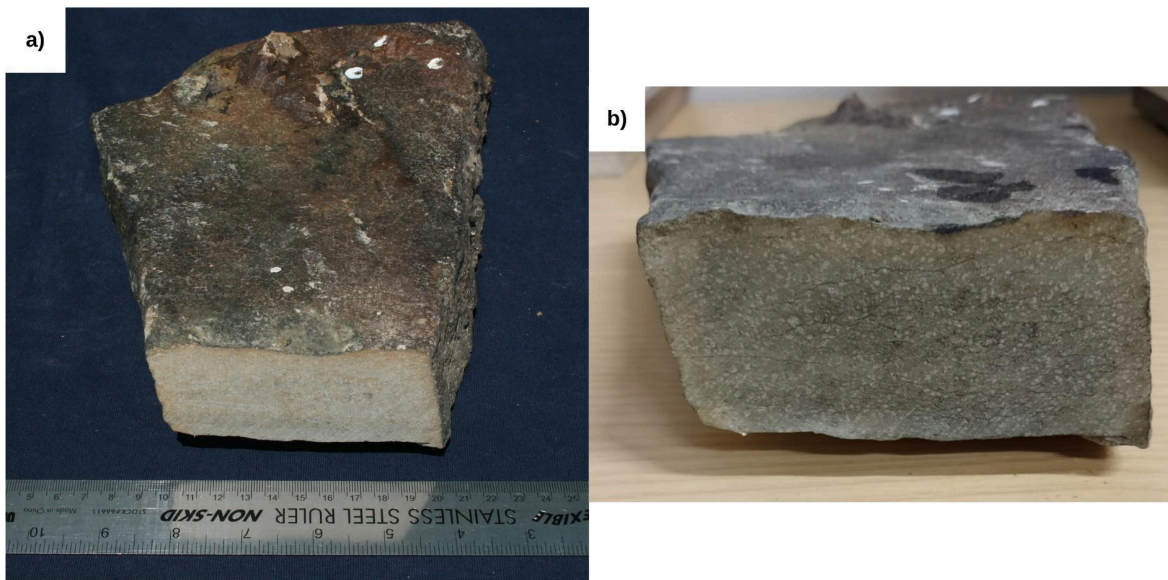


Figura 26. Muestra de mano perteneciente al punto S0496-R8. a) Vista frontal, donde se muestra parte de la zona exterior donde se aprecian manchas color café generadas por oxidación. b) Corte de la muestra, donde se puede apreciar una matriz color gris, con textura porfírica de grano fino y fenocristales de plagioclasa de aproximadamente 1mm. Además, se observa un borde de oxidación de 5 mm de grosor. Escala: regla en centímetros.

En la lámina delgada (Figura 27), se observa una matriz vítrea que abarca cerca del 70% de la lámina delgada, con un flujo interno semi caótico y una textura intersertal. Aproximadamente el 70% de la matriz está compuesta por microcristales de plagioclasa, un 8% por microcristales de piroxeno con colores de interferencia de segundo orden, y el resto por óxidos de hierro. Los cristales presentan bordes definidos y su forma varía de subangular a angular. A pesar de que muchos cristales están fracturados, no se observan fragmentados. También se distinguen vetas de óxido acompañadas de remineralizaciones de piroxeno y óxidos de hierro (Figura 27a-b). Por una parte, los cristales de plagioclasa constituyen aproximadamente el 20% del total de la lámina delgada. De éstos, cerca del 78% son labradoritas y el 22% andesinas. Alrededor del 35% de las plagioclasas presenta ondulatoria (Figura 27c), mientras que el 40% muestra zonación oscilatoria. También se observan glomérulos de plagioclasa (Figura 27b, 27c y 27d), algunos de ellos con

incursiones o coronación de piroxenos. Por otra parte, los clinopiroxenos representan cerca del 10% del total de la lámina delgada. Los colores de interferencia predominantes son los de primer orden, aunque también se presentan colores de interferencia de segundo y tercer orden. De acuerdo con las características mineralógicas, texturales y de color, se clasifica a la roca S0469-R8 como andesita basáltica.

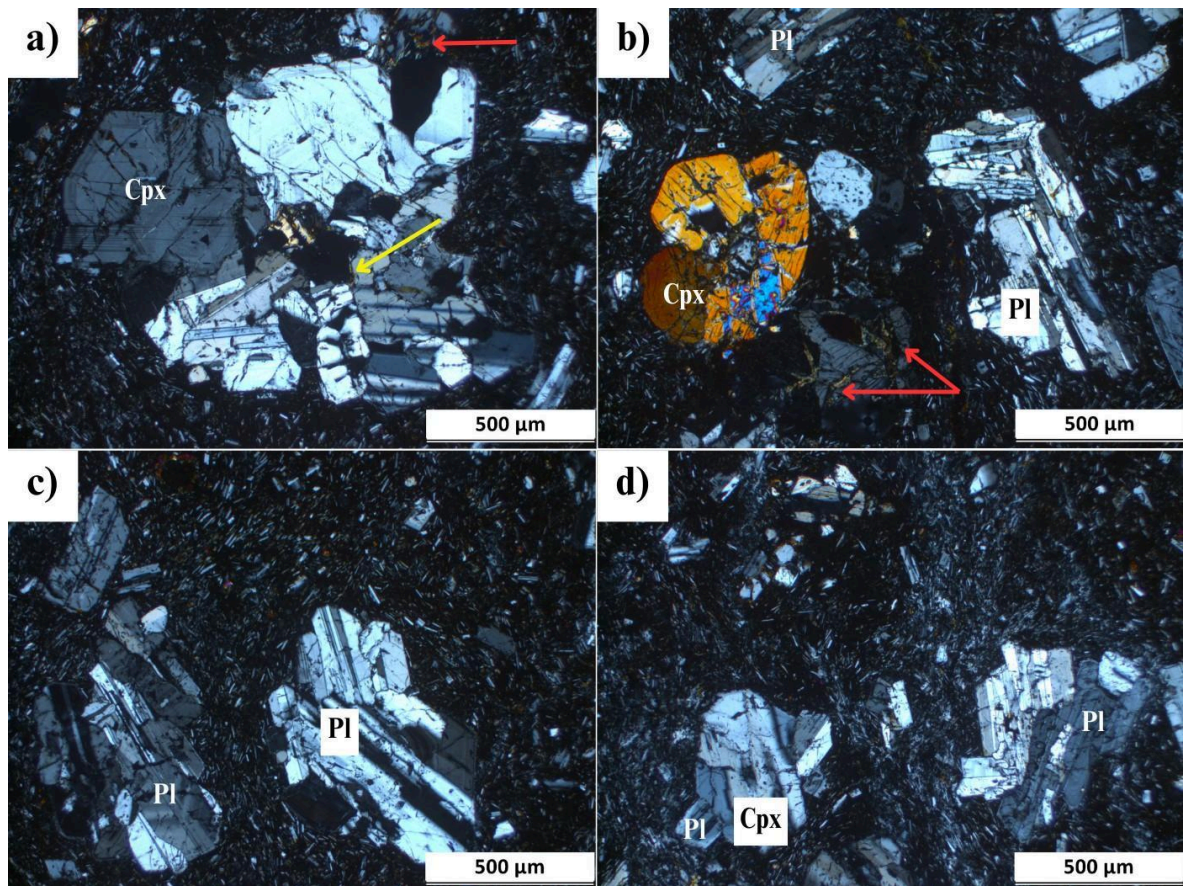


Figura 27. Fotomicrografías en nicóles cruzados de andesita basáltica de la muestra S0469-R8. Se observan varios glomérulos embebidos en una matriz vítrea donde se señalan los elementos más representativos a partir de los cuales se puede inferir el resto del contenido de la fotomicrografía. a) Glomérulo de clinopiroxenos, algunos de los cuales presentan zonación oscilatoria y otros se encuentran maclados; con una flecha amarilla se señala un clinopiroxeno coronado con microcristales de piroxeno, mientras que la flecha roja indica remineralización de piroxeno en las fracturas de un cristal. b) Se presenta a la izquierda un glomérulo de clinopiroxenos y a la derecha uno de plagioclasas; con flechas rojas se señalan remineralizaciones de piroxeno en las fracturas presentes en los cristales. c) Se presentan glomérulos de plagioclase, el glomérulo a la izquierda presenta algunos cristales de plagioclase con zonación oscilatoria. d) A la izquierda se observa un glomérulo de plagioclase con un clinopiroxeno maclado dentro, a la derecha se observa un glomérulo de plagioclasas. Pl: Plagioclase; Cpx: Clinopiroxeno.

Muestra S0469-R9 — Andesita

Dos muestras de roca fueron recolectadas a una profundidad de 271.655 m.b.n.m. (Figura 28), de las cuales solo la más pequeña fue cortada para obtener una lámina delgada. Ambas muestras presentan zonas cubiertas de sedimento litificado, visibles como manchas de color claro que se disgregan fácilmente, mientras que otras zonas, más oscuras, están bien consolidadas.

En ambas muestras es posible observar evidencias significativas de actividad biológica, como restos de organismos marinos. La muestra más pequeña tiene una forma esférica subangular, con dimensiones aproximadas de 10 cm x 7.5 cm x 7.5 cm. En el exterior se observan conchas blancas de aproximadamente 1 cm de tamaño, junto con otros organismos marinos que cubren cerca del 40%.

Es posible observar en su interior una textura porfirítica bien definida. La matriz tiene un color gris oscuro y contiene cristales blancos de aproximadamente 1 mm, que son visibles a simple vista. Además, los bordes de la muestra están rodeados por sedimento litificado de color claro con pequeños clastos imbuidos. Junto al fragmento lítico ígneo, que constituye la mayor parte de la muestra, se encuentra un fragmento lítico piroclástico blanco. Este fragmento presenta una zona de transición con respecto a la composición y la textura de la roca.

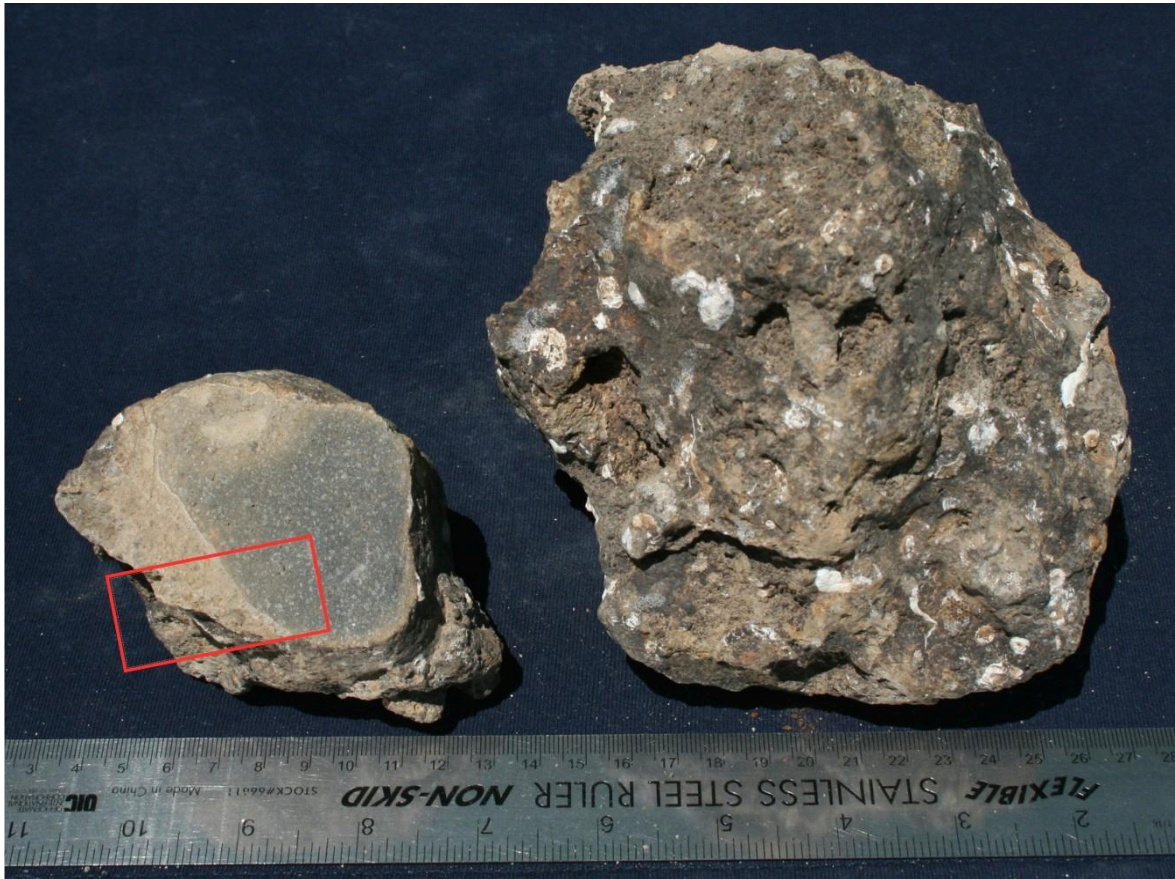


Figura 28. Muestras de mano pertenecientes al punto S0469-R9. El rectángulo rojo representa la zona donde se realizó la lámina delgada de la Figura 2. Se puede observar en el exterior de la muestra un borde de color gris claro, posiblemente ceniza, con clastos de tamaño variable imbuídos; la zona interior presenta una matriz gris de textura porfírica de grano fino con cristales de plagioclasa de aproximadamente 1 mm en promedio.

En la lámina delgada, se identifican dos composiciones distintas en áreas claramente definidas (Figura 29). La primera composición es de origen ígneo (Figura 29a y 29b) y representa aproximadamente el 60% de la lámina delgada. Esta parte presenta una matriz vítrea con una textura intersertal y flujo interno caótico. Los cristales presentes en esta sección son lo suficientemente grandes como para no ser considerados microcristales. Además, están poco fracturados, no presentan fragmentación significativa y no muestran alteración visible. El 20% de la parte ígnea está compuesto por plagioclasas, las cuales tienen un tamaño considerable y algunas se encuentran en glomérulos. Los cristales de

plagioclasa son subhedrales y presentan bordes bien definidos. Cerca del 10% de las plagioclasas muestran zonación y aproximadamente el 50% de las plagioclasas exhiben extinción ondulatoria con algunas ocasiones en las que convergen ambos efectos en el mismo cristal.

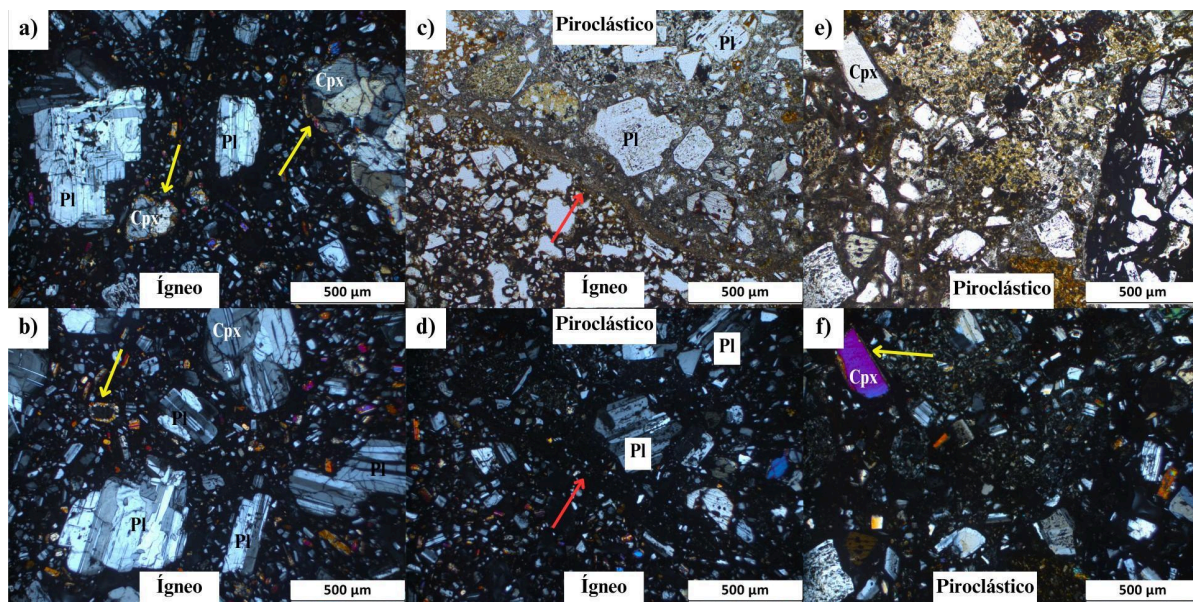


Figura 29. Fotomicrografías de andesita basáltica y borde piroclástico en la muestra del punto S0469-R9 donde se señalan los elementos más representativos a partir de los cuales se puede inferir el resto del contenido de la fotomicrografía. a, b, d y f en nicoles cruzados; c y e en nicoles paralelos. a-b) Zona ígnea de la muestra, donde se observa una matriz vítrea con cristales pequeños de clinopiroxeno y plagioclasa, glomérulos de los mismos cristales y coronas de clinopiroxenos señalados por flechas color amarillo. c-d) Zona de contacto entre la parte volcánica y piroclástica de la muestra señalado con una flecha roja; en d) se observa una matriz vítrea con cristales de plagioclasa y clinopiroxenos para ambas zonas, pero sólo hay microcristales en la zona piroclástica. e-f) Zona piroclástica con una matriz vítrea/ceniza, donde en (e) se aprecian los clastos de diferente tamaño y estado de oxidación, mientras que en (f) se observan cristales de plagioclasa y piroxeno de diferentes tamaños y en diferentes proporciones según el clasto; también se observa un clinopiroxeno coronado con microcristales de clinopiroxenos señalados con una flecha amarilla. Pl: Plagioclasa; Cpx: Clinopiroxeno.

Los cristales de piroxeno en la muestra presentan una amplia variedad de tamaños y representan cerca del 40% de la zona ígnea. Los colores de interferencia de estos cristales varían desde los de primer orden hasta los de tercer orden, aunque los colores de segundo orden son los predominantes. Los cristales de piroxeno se encuentran tanto en glomérulos

como de manera individual, algunos de ellos coronados por microcristales del mismo mineral (Figura 29a y 29b). Los bordes de estos cristales están bien definidos, y su forma varía entre subangulares y subredondeadas. Aproximadamente el 5% de los cristales de piroxeno presentan zonación oscilatoria y extinción ondulatoria. Aunque el tamaño de los cristales varía considerablemente, ninguno es lo suficientemente pequeño como para ser clasificado como microcristal. Entre los cristales más pequeños, aproximadamente el 50% son plagioclasas y el 50% son piroxenos, con colores de interferencia de primer y segundo orden.

La zona de contacto entre la parte ígnea y piroclástica (Figura 29c y 29d) se localiza cerca del centro de la lámina delgada, delimitando aproximadamente un 40% de la zona ígnea y un 60% de la zona piroclástica. La matriz de esta sección parece estar formada por ceniza volcánica impregnada por fragmentos líticos de diversos tamaños y grados de oxidación, que constituyen aproximadamente el 20% de la sección piroclástica (Figura 29e y 29f). En la matriz se observan microcristales de piroxeno y plagioclasa. Los fragmentos líticos, a diferencia de la matriz, presentan una matriz vítrea bien consolidada y microcristales de plagioclasa y piroxeno, junto con microlitos de óxidos de hierro. La textura de esta zona es intersertal seriada, pero no muestra un orden interno claro. Los cristales varían en tamaño y en el porcentaje de plagioclasa y piroxeno entre los líticos, pero es evidente la ausencia de material terrígeno.

Muestra S0469-R10 — Andesita

La muestra de mano S0469-R10 fue recolectada a una profundidad de 245.404 m.b.n.m. (Figura 30). Presenta dimensiones aproximadas de 11 cm x 12 cm x 9 cm, lo que le confiere una forma subsférica subangular. Presenta una textura porfírica de grano fino, con una matriz de color gris que contiene fenocristales alargados de plagioclasa de un tamaño promedio de 1 mm. No se observan signos de alteración en los fenocristales. En la roca se observa una capa de meteorización química, con un espesor aproximado de 7 mm, que varía de gris claro a café claro (Figura 30a). Además, cerca del 70% del exterior de la muestra está cubierto por manchas blancas y pequeños organismos marinos, evidenciando actividad biológica significativa (Figura 30b).

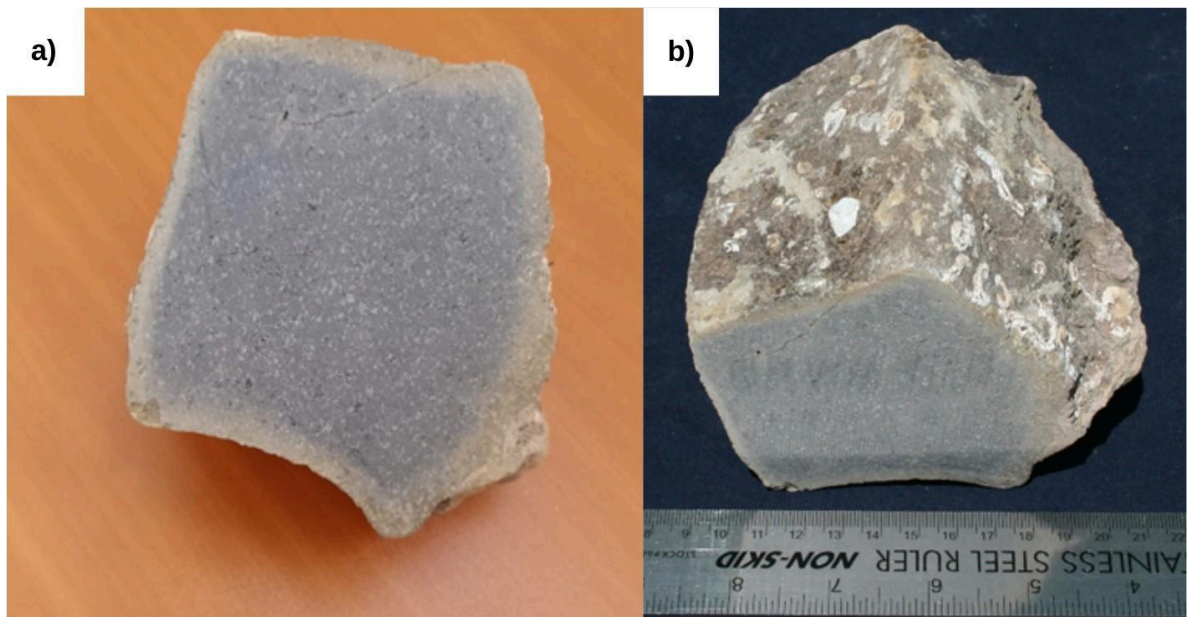


Figura 30. Muestra de mano perteneciente al punto S0469-R10. a) Corte de la muestra, donde se puede apreciar una matriz color gris, con textura porfírica de grano fino y fenocristales de plagioclasa de aproximadamente 1 mm. Además, se observa un borde de oxidación de unos 7 mm de grosor. b) Fotografía desde el ángulo frontal, donde se muestra parte de la costra con evidencia de oxidación. Escala: regla en centímetros.

El análisis petrográfico de la lámina delgada revela una textura homogénea, con un tamaño y una distribución consistente de los minerales a lo largo de la muestra (Figura

31a-d). En términos generales, se encuentra en estado fresco, excepto en los bordes superior e inferior, donde se distingue una banda de oxidación. La matriz vítrea constituye aproximadamente el 70% de la lámina delgada y presenta una textura intersertal. Dentro de la matriz se identifican microcristales, que abarcan cerca del 5% de la lámina, distribuidos en un flujo interno caótico. La mayoría de estos microcristales están conformados por plagioclasas (90%), que aunque fragmentados, no muestran fracturas evidentes. El 9% de los microcristales corresponden a piroxenos, que presentan colores de interferencia predominantes de segundo orden. El 1% restante pertenece a los óxidos de hierro.

Las plagioclasas constituyen el 17% de la lámina delgada, con una composición que se distribuye en un 33% de andesina y 67% de labradorita. Los cristales de plagioclasa presentan bordes bien definidos y formas que varían entre subhedral y anhedral. Alrededor del 50% de los cristales de plagioclasa presentan extinción ondulatoria, mientras que algunos muestran maclado polisintético y zonación oscilatoria. También se observan glomérulos de plagioclasas (Figura 31a), algunos de los cuales presentan intercrecimiento con piroxenos.

Los cristales de clinopiroxeno representan el 13% de la lámina delgada. Estos cristales, en su mayoría, son de tamaño mediano a pequeño en comparación con las plagioclasas, aunque se destaca un piroxeno de gran tamaño en la esquina inferior derecha de la lámina delgada (Figura 31b). Este piroxeno se encuentra coronado por microcristales del mismo mineral. Los cristales de clinopiroxeno presentan colores de interferencia de segundo orden o superiores. También se identifican glomérulos de piroxenos (Figura 31c).

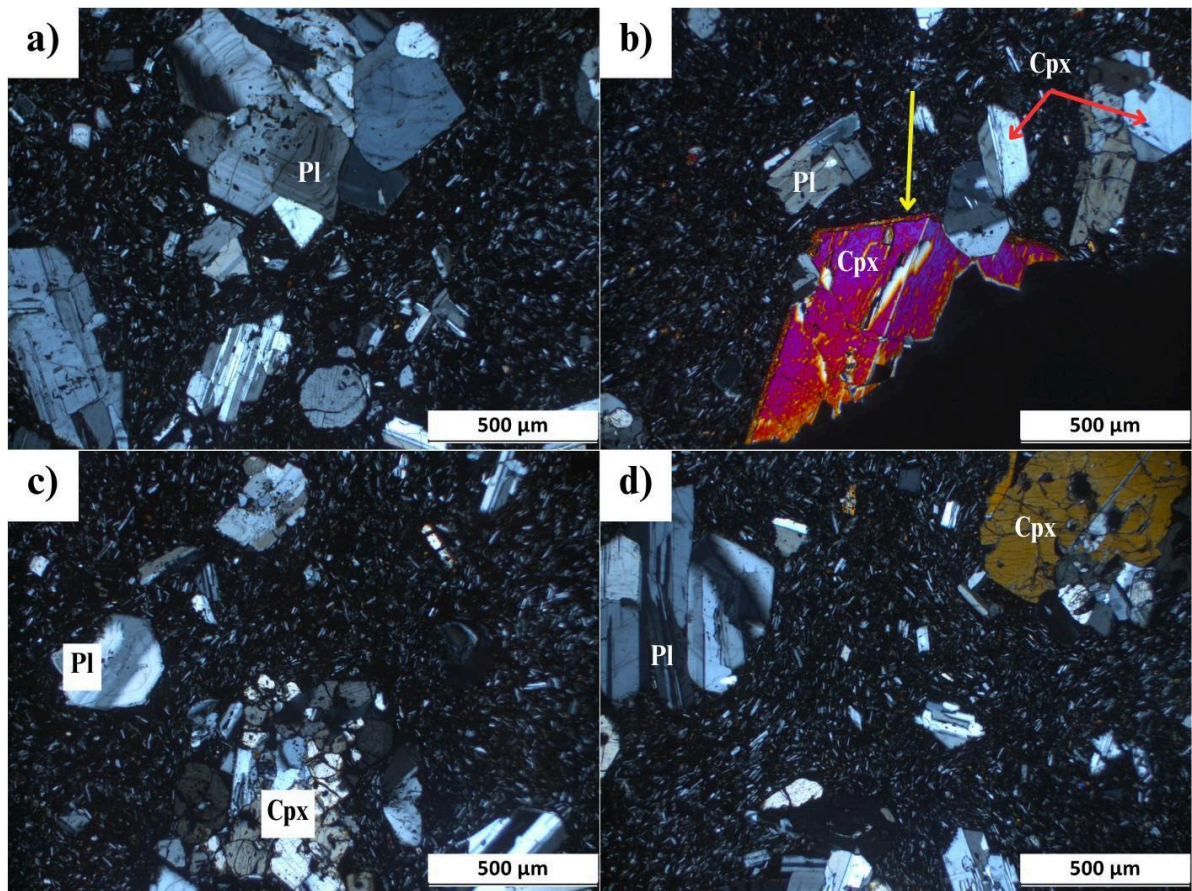



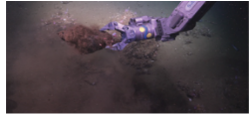
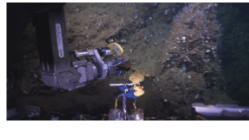


Figura 31. Fotomicrografías en nicols cruzados de andesita basáltica de la muestra S0469-R10 donde se señalan los elementos más representativos a partir de los cuales se puede inferir el resto del contenido de la fotomicrografía. En general, no se observa alteración de los cristales embebidos en la matriz vítrea. a) Glomérulo grande de plagioclasas que presenta zonación oscilatoria y extinción ondulatoria, en la parte central superior. b) Se destaca un clinopiroxeno con colores de interferencia de segundo y tercer orden; también se aprecian clinopiroxenos maclados en la parte superior. c) Glomérulo de clinopiroxenos, en la zona central inferior. d) A la derecha se aprecia un glomérulo de plagioclasas con extinción ondulatoria, mientras que en la esquina superior derecha se observa un glomérulo de piroxenos. Pl: Plagioclasa; Cpx: Clinopiroxeno

En la [Tabla 1](#) se presenta un resumen de las principales características y la clasificación litológica de cada muestra, basada en el análisis petrográfico, así como una fotografía representativa de cada muestra durante su recolección en el escarpe submarino.

Tabla 1. Descripción breve, clasificación litológica preliminar y fotografía de recolección con el robot *SuBastian* de las muestras de roca en la Cuenca Cerralvo.

| Código de muestra | Prof. (m.b.n.m) | Descripción breve | Clasificación litológica preliminar | Fotografía durante recolección |
|--------------------------|------------------------|--|--|---|
| Transecto 1 | | | | |
| S0461-R1 | 963.1 | Matriz afanítica y porfirítica con alteración hidrotermal (epidota y clorita), cristales poco reconocibles | Andesita alterada |  |
| S0461-R2 | 963.4 | Matriz vítrea oxidada con clastos ígneos, cuarzo y fragmentos líticos | Toba lítica |  |
| S0461-R3 | 963.4 | Matriz lodosa con microfósiles, ooides y clastos volcánicos de plagioclasa y cuarzo | Posiblemente limolita fosilífera con aporte volcánico. |  |
| Transecto 2 | | | | |
| S0469-R1 | 727 | Matriz de ceniza con clastos volcánicos bien definidos y matriz vítrea | Toba lítica vítrea |  |
| S0469-R2 | 631.7 | Matriz de ceniza con clastos ígneos y sedimentarios mal sorteados | Roca volcanoclástica |  |

| | | | | |
|-----------|---------|--|---|---|
| S0469-R3 | 631.7 | Matriz lodosa con clastos y fósiles, espinas de erizo, plagioclasa y piroxeno. | Roca volcanoclástica/terrígena con contenido fosilífero |  |
| S0469-R4 | 609.6 | Matriz lodosa estratificada con fósiles (radiolarios, foraminíferos), glauconita | Limolita fosilífera (con aporte volcánico menor) |  |
| S0469-R5 | 408.2 | Textura vesiculada, matriz vítrea, vacuolas rellenas, alta porosidad | Escoria volcánica (andesita vesiculada) |  |
| S0469-R6 | 403.4 | Fragmento ígneo dominante con líticos sedimentarios. | Brecha volcánica |  |
| S0469-R7 | 346.05 | Matriz porfirítica con oxidación, plagioclasas y piroxenos | Andesita |  |
| S0469-R8 | 315.940 | Textura porfirítica, matriz vítrea con plagioclasas y clinopiroxenos | Andesita |  |
| S0469-R9 | 271.655 | Parte ígnea y parte piroclástica bien diferenciadas | Andesita con borde piroclástico (?) |  |
| S0469-R10 | 245.404 | Textura porfirítica, matriz vítrea, sin alteración, con microcristales | Andesita |  |

4.2. Geoquímica en roca total

En esta sección se presentan los análisis geoquímicos de elementos mayores, menores y traza de tres muestras representativas de roca (Tabla 2): S0469-R9 y S0469-R10 corresponden a muestras de origen volcánico mientras que S0469-R1 tiene un origen volcanoclástico, seleccionadas en función de su variabilidad litológica. Junto con los resultados de este estudio, con el fin de comparar y ubicar las cuatro muestras, se presentan quince análisis químicos de andesitas y andesitas basálticas de grupo Comondú, con edades radiométricas miocénicas comprendidas entre aproximadamente 20 Ma y 15 Ma. Dichas muestras se ubican en las siguientes localidades o regiones de la península de Baja California: (1) San Borja (Pallares *et al.*, 2007 y 2008), (2) Jaraguay (Pallares *et al.*, 2007 y 2008), (3) Baja California Sur (Benoit *et al.*, 2002), (4) Pescadero (Duque-Trujillo *et al.*, 2014), (5) El Cajón Dam (Duque-Trujillo *et al.*, 2014), (6) Valle Chico (Martín-Barajas *et al.*, 1995), (7) Los Hemes (Martín-Barajas *et al.*, 1995), (8) El Faro (Martín-Barajas *et al.*, 2000). Para esta revisión sólo se consideraron las referencias que reportaban elementos mayores, menores y traza, así como edad, tipo de roca y ubicación geográfica.

4.2.1. Grado de alteración química

Los estudios geonequímicos de rocas ígneas deben considerar alteraciones químicas que pudieron ocurrir después de su formación (Nesbitt y Young, 1982). En primera instancia, se considera que no hay alteraciones químicas importantes en las muestras, debido a que las pérdidas por ignición (LOI) están por debajo de 3 wt. % (p. ej., Taguibao y Takahashi, 2018), con promedio de 1.3 wt. % (Tabla 2).

Tabla 2. Geoquímica en roca total de muestras de andesita de la Cuenca Cerralvo.

| Muestra | S0469-R1 | S0469-R9 | S0469-R10 |
|--------------------------------|-----------------|-----------------|------------------|
| Óxidos (wt. %) | | | |
| SiO ₂ | 59.42 | 56.00 | 59.36 |
| TiO ₂ | 0.780 | 0.960 | 0.899 |
| Al ₂ O ₃ | 16.19 | 18.15 | 18.10 |
| FeO | 3.18 | 4.12 | 5.94* |
| Fe ₂ O ₃ | 3.57 | 2.57 | |
| MnO | 0.160 | 0.150 | 0.103 |
| MgO | 4.02 | 2.74 | 3.16 |
| CaO | 6.03 | 7.53 | 7.07 |
| Na ₂ O | 2.82 | 3.21 | 3.16 |
| K ₂ O | 1.60 | 1.55 | 1.51 |
| P ₂ O ₅ | 0.230 | 0.540 | 0.214 |
| % LOI | 1.77 | 1.68 | 0.41 |
| Suma | 99.76 | 99.20 | 99.93 |
| Elementos traza (ppm) | | | |
| Ni | 25 | 15.10 | 20 |
| Cr | 86 | 26.93 | 48 |
| Sc | 18.93 | 16.55 | 18.2 |
| V | 147.95 | 168.95 | 162.22 |
| Ba | 577.5 | 565.75 | 631 |
| Rb | nm | nm | 40.1 |
| Sr | 327.75 | 502.5 | 443 |
| Zr | nm | nm | 145 |
| Y | 22.74 | 26.01 | 22.07 |
| Nb | nm | nm | 7.27 |
| Ga | nm | nm | 19.68 |
| Cu | 14.83 | 20.23 | 13.66 |
| Zn | 91.43 | 83.35 | 77.15 |
| La | 23.26 | 24.24 | 20.92 |
| Ce | 40.95 | 42.7 | 44.31 |
| Pr | 5.32 | 5.59 | 5.52 |
| Nd | 20.91 | 23.03 | 21.89 |
| Sm | 4.08 | 5.13 | 4.64 |
| Eu | 1.07 | 1.29 | 1.23 |
| Gd | 4.11 | 4.57 | 4.35 |
| Tb | 0.67 | 0.75 | 0.68 |
| Dy | 4.16 | 4.62 | 3.98 |
| Ho | 0.87 | 0.97 | 0.79 |
| Er | 2.25 | 2.55 | 2.16 |
| Tm | 0.36 | 0.39 | 0.32 |
| Yb | 2.29 | 2.47 | 2.03 |

| Continuación Tabla 2. | | | |
|-----------------------|-------|-------|------|
| Lu | 0.36 | 0.39 | 0.32 |
| Th | 6.94 | 5.75 | 5.48 |
| Hf | nm | nm | 3.82 |
| Ta | nm | nm | 0.47 |
| U | 2.6 | 1.77 | 1.21 |
| Pb | 16.03 | 36.43 | 9.52 |
| Cs | nm | nm | 1.16 |
| CIA ^a | 50.36 | 51.04 | 49.6 |
| (La/Sm) _N | 1.83 | 1.79 | 2.01 |
| (La/Yb) _N | 0.26 | 0.13 | 0.46 |
| (Gd/Yb) _N | 0.14 | 0.07 | 0.21 |
| Eu/Eu* ^b | 0.16 | 0.16 | 0.15 |

nm: No medido.

*Reportado como FeO total.

^aCIA: Índice de alteración química (Nesbitt y Young, 1982). Explicación en el texto.

^bEu/Eu* = Eu_N / (Sm_N × Gd_N)^{0.5} (Rollinson, 2014).

Uno de los índices más usado para evaluar la meteorización química de rocas de origen ígneo es el CIA (*Chemical Index of Alteration*) de Nesbitt y Young (1982), en el cual se usan las proporciones moleculares de óxidos mayoritarios según la Ecuación 1:

$$CIA = \frac{[Al_2O_3]}{100} \quad (\text{Ecuación 1})$$

$$[Al_2O_3 + CaO^* + K_2O + Na_2O]$$

Donde CaO* es corregido por apatito (wt. % CaO = wt. % CaO - 3.33 × wt. % P₂O₅). Según el diagrama A-CN-K de la Figura 32, las rocas consideradas en este estudio tienen CIA < 52, lo cual indica que las rocas están frescas a muy débilmente meteorizadas. Esto podría indicar que las muestras de origen ígneo, o con un componente ígneo (volcanoclásticas), están lo suficientemente frescas como para considerar los elementos

mayores en clasificaciones e interpretaciones. Sin embargo, la mayoría de las interpretaciones sobre la petrogénesis de las rocas se basarán en las concentraciones de los

elementos de alta carga iónica o HFSE (*high-field strength elements*) y los elementos de tierras raras o REE (*rare earth elements*), ya que estos se consideran inmóviles frente a procesos de alteración o metamorfismo, y por lo tanto reflejan las características geoquímicas originales de las muestras (p. ej., Taylor y McLennan, 1985).

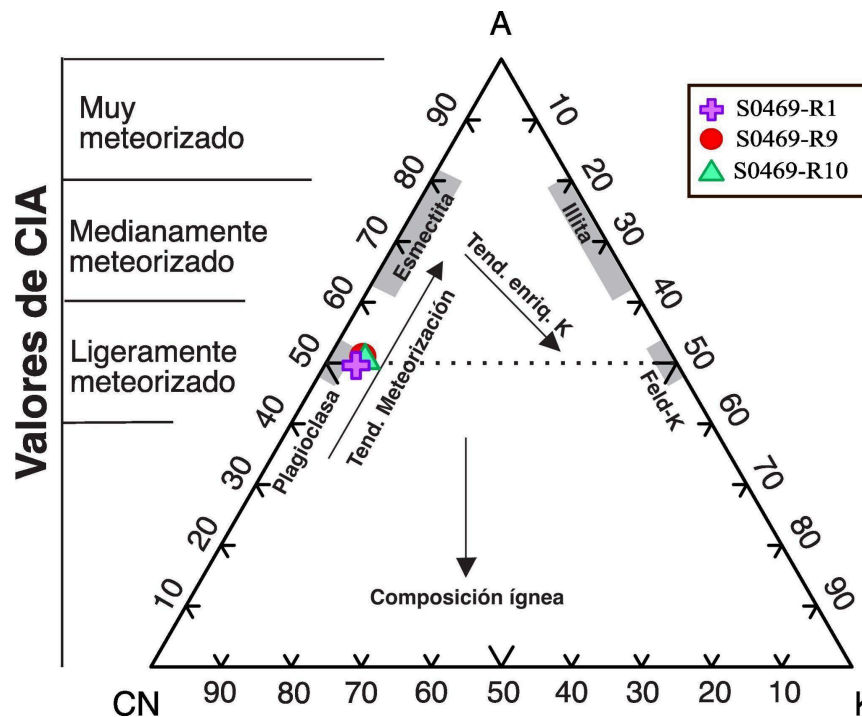


Figura 32. Índice químico de meteorización para rocas ígneas y volcanoclásticas de la Cuenca Cerralvo. Diagrama A-CN-K y CIA de Nesbitt y Young (1982; Ecuación 1) modificado de Babechuck *et al.* (2014); A = [Al₂O₃], CN = [CaO*+Na₂O], K = [K₂O]; *CaO corregido por apatito (ver texto).

4.2.2. Clasificación geoquímica

En general, las rocas analizadas tienen contenidos de SiO₂ entre 56.0 y 59.4 wt. %.

El FeO_t tiene muy poca variación, entre 5.9 y 6.8 wt. %, al igual que el MgO, entre 2.7 y 4.0 wt. % (Tabla 2). El #Mg ([Mg/(Fe²⁺+Mg) × 100]) en estas rocas está en el rango de 45 a 54, típico de rocas intermedias (Winter, 2010).

4.2.3 Diagramas de elementos de tierras (REE) y multielementales (*spider*)

En los diagramas de REE normalizados a condritos ([Figura 34a](#)), las muestras volcánicas exhiben un patrón caracterizado por un enriquecimiento moderado a fuerte en tierras raras ligeras (LREE), con valores de La_N que superan más de 100 en algunas muestras. En contraste, las tierras raras pesadas (HREE), como Yb_N y Lu_N , presentan valores más bajos, entre 10 y 20, lo que genera una pendiente negativa pronunciada ($La_N/Yb_N = 6.7 - 7.2$). Este comportamiento es típico de magmas derivados de una fuente mantélica enriquecida o modificada por la incorporación de fluidos o fundidos relacionados con procesos de subducción ([Sun y McDonough, 1989](#); [Pearce, 2008](#)).

Las HREE muestran un patrón relativamente plano ($Gd_N/Yb_N = 1.5 - 1.8$), lo que sugiere una baja influencia de minerales residuales como granate en la fuente ([Rollinson, 2014](#)) y una fusión a profundidades menores, posiblemente dentro del manto litosférico ([Winter, 2010](#)).

Asimismo, se observa una anomalía negativa de europio significativa ($Eu/Eu^* = 0.80-0.86$; [Figura 34a](#)), que indica una remoción preferencial de Eu^{2+} del fundido, probablemente debido a la cristalización fraccionada de plagioclasa, ya que este mineral puede incorporar europio en su estado reducido ([Rollinson, 2014](#)). Esta evidencia es coherente con procesos de diferenciación en cámaras magmáticas someras, donde la plagioclasa es uno de los primeros minerales en cristalizar ([Winter, 2010](#)). Aunque la anomalía no es muy marcada, sugiere que el fraccionamiento ha influido de forma moderada en la composición final del magma, sin eliminar completamente su carácter primitivo; este tipo de firma geoquímica es característica de magmas en ambientes de arco

volcánico, donde la diferenciación puede ocurrir durante su ascenso hacia la superficie (Henderson, 1984; Pearce y Peate, 1995).

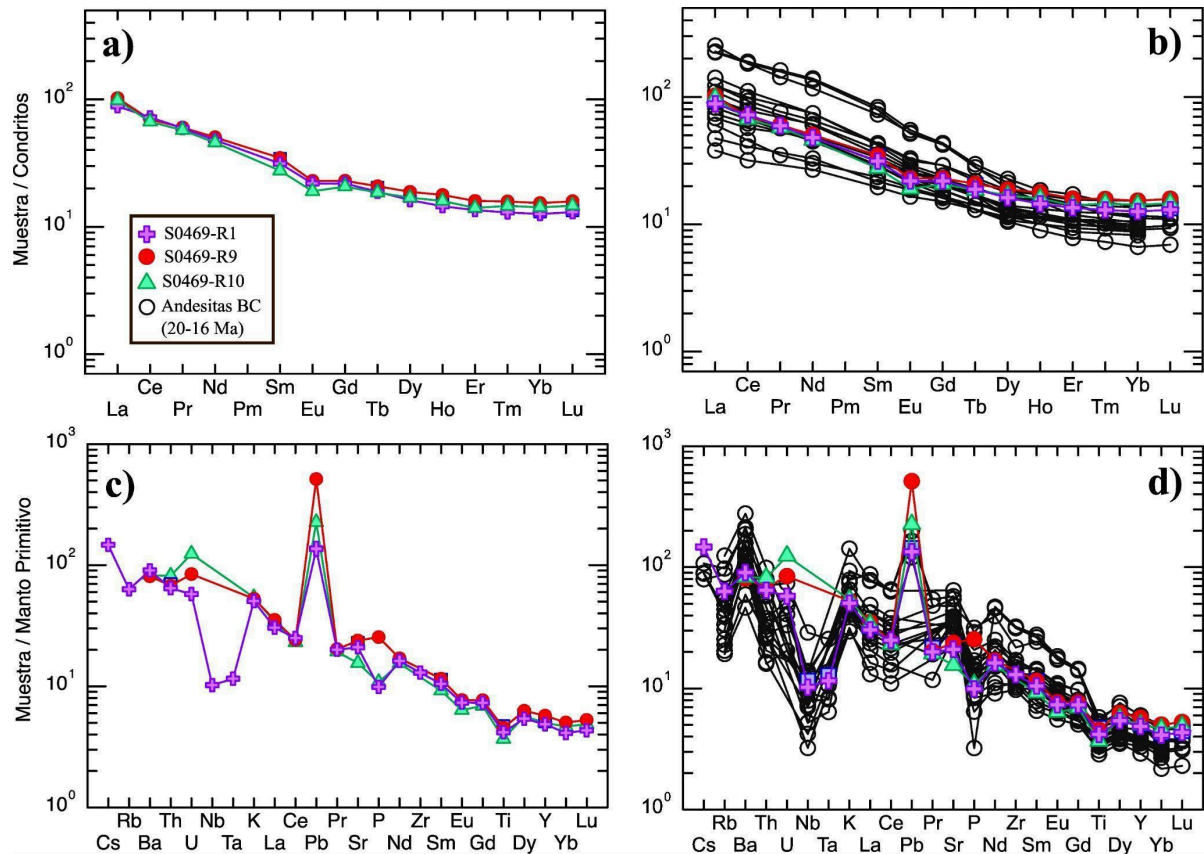


Figura 34. Diagramas multielementales para rocas andesíticas de la Cuenca Cerralvo (a, c) y comparación con datos publicados de rocas miocénicas del Grupo Comondú en la Península de Baja California (b, d). (a-b) Diagramas de REE normalizados a valores de condritos (McDonough y Sun, 1995). (c-d) Diagramas multielementales (*spider*) normalizados a valores de del manto primitivo (Sun y McDonough, 1989).

En el diagrama de elementos traza normalizado con respecto al manto primitivo (Sun y McDonough, 1989) de la (Figura 34c), las muestras volcánicas muestran un patrón característico de ambientes de subducción, con enriquecimiento en elementos móviles en fluidos (LILE) como Ba, Rb, Th y U, lo cual sugiere una influencia de componentes derivados de la placa subducida (Pearce, 2008). Se observa una marcada anomalía positiva

de Pb, indicativa de la adición de sedimentos oceánicos o fluidos ricos en Pb a la fuente mantélica (Woodhead *et al.*, 2001).

El patrón de elementos de alto campo iónico (HFSE), como Nb, Ta y Ti, muestra depresiones marcadas, lo cual es también es característico de magmas generados en ambientes de subducción (Pearce y Peate, 1995). En particular, las anomalías negativas de Nb y Ta son típicas de este contexto tectónico, ya que estos elementos son poco móviles en los fluidos derivados de la losa subducida y suelen quedar retenidos en fases residuales o no son incorporados eficientemente al

fundido (Pearce y Peate, 1995). Una anomalía negativa de Ti en rocas andesíticas suele interpretarse como resultado de la retención de titanio en minerales como el rutilo o la ilmenita en la fuente del magma o durante la cristalización fraccionada, ya que el Ti no se incorpora eficientemente al fundido em ambientes de subducción (Groove *et al.*, 2005). Esta firma geoquímica refuerza la interpretación de una afinidad calcoalcalina de arco volcánico para las muestras analizadas. Por otro lado, la coherencia del patrón entre las distintas muestras indica un origen común del magma y un grado moderado de diferenciación.

Por último, en el diagrama multielemental o *spider* de la (Figura 34c) se observa que una muestra presentan anomalía positiva de P, mientras que otras dos muestran una anomalía negativa, lo cual puede atribuirse a diferencias en el grado de fraccionamiento de apatita (Winter, 2010). Este mineral fosfatado cristaliza en etapas intermedias a tardías de la evolución magmática, y su presencia o ausencia en equilibrio con el fundido influye directamente en la concentración de P_2O_5 (Winter, 2010). Una anomalía positiva sugiere que la apatita aún no ha comenzado a cristalizar significativamente, mientras que una

anomalía negativa indica que ya se ha removido P del sistema por cristalización fraccionada de este mineral (Watson, 1980).

4.2.4. Diagramas de discriminación tectónica

Los diagramas de discriminación tectónica de Wood (1980) y Cabanis y Lecolle (1989) en la Figura 35 indican que las rocas volcánicas se agrupan en el campo correspondiente a arcos volcánicos continentales, lo cual es consistente con una génesis asociada a la subducción de una placa oceánica bajo un continente. Este ambiente tectónico se caracteriza por magmas calcoalcalinos con firmas geoquímicas enriquecidas en elementos móviles (LILE) y empobrecidas en elementos de alta campo iónico (HFSE), rasgos coherentes con los patrones observados en los diagramas multielementales de la Figura 34c (Pearce y Peate, 1995).

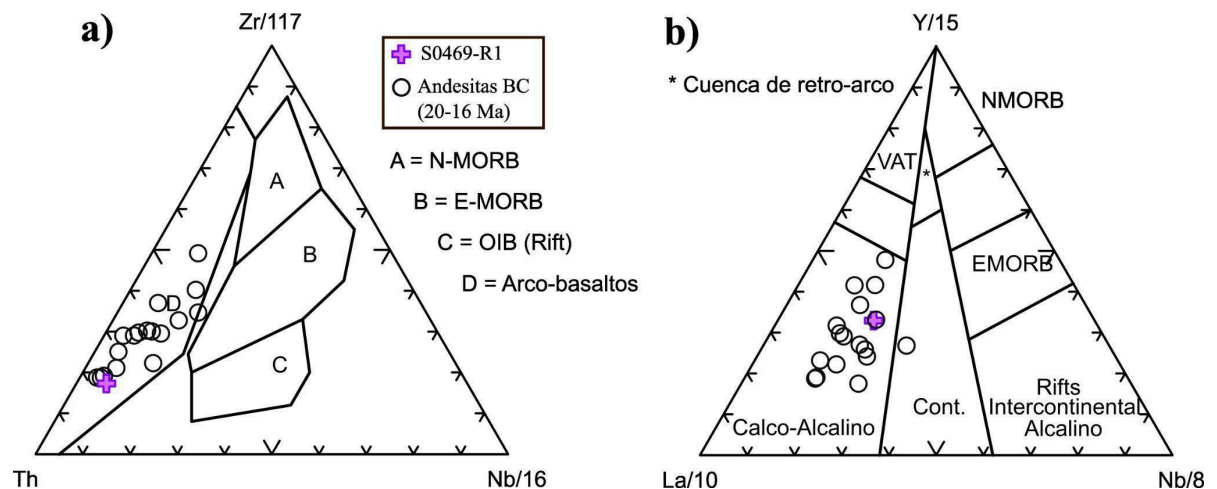


Figura 35. (a) Diagrama Th-Zr/117-Nb/16 del esquema de clasificación de Wood (1980), aplicable a rocas máficas, intermedias y silíceas. NMORB - basalto normal de dorsal oceánica, EMORB - basalto enriquecido de dorsal oceánica, IAT - toleíta de arco de islas, CAB - basalto de arco continental, WPT - toleíta intraplaca, OIB - basalto de isla oceánica. (b) Diagrama La-Y-Nb para discriminación de series de rocas volcánicas de Cabanis y Lecolle (1989). BAB - basalto de cuenca retro-arco o detrás del arco.

Por otro lado, el diagrama Sc/Ni vs La/Yb de Bailey (1981) es aplicado específicamente a la discriminación de ambiente tectónico de rocas andesíticas (Figura 36) y también sugiere un origen en ambientes de subducción, ubicando las muestras en el campo de arcos volcánicos.

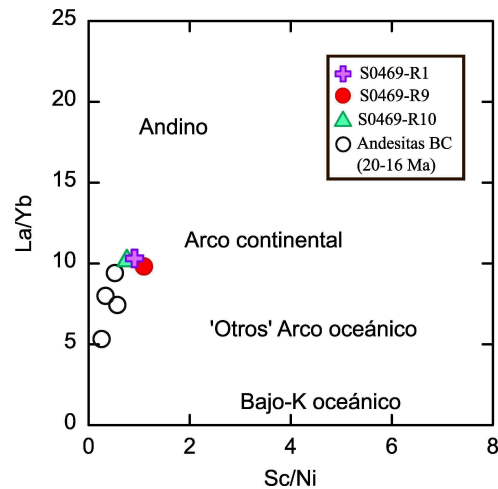


Figura 36. (a) Diagrama Sc/Ni vs La/Yb para discriminación de ambiente tectónico de rocas andesíticas de Bailey (1981).

4.2.5. Aspectos destacados de la geoquímica de las rocas volcánicas de la Cuenca Cerralvo

- Clasificación geoquímica: Las muestras analizadas corresponden a rocas volcánicas del tipo andesitas calcoalcalinas.
- Patrones REE: Los diagramas de tierras raras (REE) normalizados a condrita revelan un enriquecimiento marcado en LREE y un patrón plano en HREE, sin evidencia de granate residual en la fuente ($La_N/Yb_N = 6.7-7.2$; $Gd_N/Yb_N = 1.5-1.8$).
- Anomalía de europio: Se detecta una anomalía negativa de Eu moderada ($Eu/Eu^* = 0.80-0.86$), atribuida a cristalización fraccionada de plagioclasa en cámaras magmáticas someras.

- Diagrama multielemental o *spider*: Los patrones normalizados al manto primitivo muestran enriquecimiento en elementos móviles (Ba, Rb, Th, U) y anomalías negativas en HFSE (Nb, Ta, Ti), consistentes con magmas generados en ambientes de subducción.
- Fósforo variable: Se observan tanto anomalías positivas como negativas de fósforo, lo que sugiere diferencias en el grado de cristalización de apatita entre muestras.
- Discriminación tectónica: Los diagramas de discriminación tectónica ([Wood, 1980](#); [Cabanis y Lecolle, 1989](#); [Bailey, 1981](#)) ubican consistentemente las muestras en campos propios de arcos volcánicos continentales, lo que sugiere un origen en un margen activo convergente.

4.3. Geocronología K-Ar

En rocas volcánicas, las edades obtenidas mediante el método K-Ar pueden reflejar distintos eventos geológicos, dependiendo del comportamiento térmico y químico del sistema. En muchos casos, la edad K-Ar se interpreta como la edad de cristalización del magma, especialmente si los minerales fechados son primarios y el sistema se ha mantenido cerrado al potasio (K) y al argón (Ar) desde su formación ([McDougall y Harrison, 1999](#)). Sin embargo, también puede representar la edad de enfriamiento, es decir, el momento en que la roca descendió por debajo de la temperatura de cierre del sistema isotópico, permitiendo la retención del ^{40}Ar radiogénico (Dodson, 1973). Además, las edades K-Ar pueden verse afectadas por procesos post-eruptivos como la pérdida de Ar por difusión térmica o alteración hidrotermal, así como por la ganancia de Ar atmosférico o adsorbido, lo que puede llevar a edades erróneas o ambiguas si no se interpretan

cuidadosamente (Turner, 1971; Dalrymple y Lanphere, 1969). Por ello, la interpretación de estas edades debe considerar tanto el contexto geológico como la petrología y el comportamiento isotópico de los materiales analizados.

Las edades K-Ar obtenidas en matriz de las rocas andesíticas de la cuenca de Cerralvo indican una actividad volcánica y volcanoclástica comprendida entre 20.27 ± 0.97 Ma y 16.07 ± 0.77 Ma (Tabla 3). Las muestras SO469-R10 y SO469-R8 presentan edades promedio ponderadas de 20.27 ± 0.97 Ma y 20.24 ± 0.97 Ma, respectivamente, lo que sugiere una fase magmática del Mioceno temprano. Las muestras SO469-R7 y SO469-R9 muestran edades entre 16.07 ± 0.77 Ma y 17.20 ± 0.84 Ma, respectivamente, lo cual podría reflejar múltiples pulsos magmáticos en el Mioceno medio.

Los valores de MSWD (*Mean Square of Weighted Deviates*, por sus siglas en inglés) están entre 0.18 y 4.10, indicando buena coherencia interna en la mayoría de los conjuntos analizados, con ligera dispersión en una de las muestras, posiblemente atribuible a heterogeneidades mineralógicas o pérdida parcial de argón.

Tabla 3. Resultados de la geocronología K-Ar para cuatro muestras de roca (cuatro alícuotas por cada una) de la Cuenca Cerralvo.

| Muestra | Litología | Peso (g) | K (%) | 2σ (abs) | ⁴⁰ Ar* (%) | t(Ma) | 2σ (abs) | Edad promedio ponderada |
|-----------|-----------|----------|-------|----------|-----------------------|-------|----------|--------------------------------|
| S0469-R7 | Andesita | 0.005646 | 1.258 | 0.034 | 47.99 | 16.01 | 1.53 | 16.07 ± 0.77 Ma MSWD = 0.38 |
| S0469-R7 | | 0.005646 | 1.258 | 0.034 | 47.55 | 15.99 | 1.53 | |
| S0469-R7 | | 0.005056 | 1.258 | 0.034 | 47.03 | 16.76 | 1.61 | |
| S0469-R7 | | 0.005429 | 1.258 | 0.034 | 40.98 | 15.60 | 1.50 | |
| S0469-R8 | Andesita | 0.002034 | 1.440 | 0.030 | 57.64 | 20.96 | 2.00 | 20.24 ± 0.97 Ma MSWD = 4.10 |
| S0469-R8 | | 0.004112 | 1.440 | 0.030 | 67.43 | 22.00 | 2.09 | |
| S0469-R8 | | 0.005961 | 1.440 | 0.030 | 65.41 | 17.84 | 1.70 | |
| S0469-R8 | | 0.003336 | 1.440 | 0.030 | 71.80 | 21.26 | 2.03 | |
| S0469-R9 | Andesita | 0.005635 | 1.492 | 0.088 | 46.74 | 18.26 | 1.78 | 17.20 ± 0.84 Ma MSWD = 0.94 |
| S0469-R9 | | 0.006115 | 1.492 | 0.088 | 52.79 | 16.27 | 1.58 | |
| S0469-R9 | | 0.006358 | 1.492 | 0.088 | 54.09 | 17.26 | 1.67 | |
| S0469-R9 | | 0.004638 | 1.492 | 0.088 | 52.98 | 17.23 | 1.67 | |
| S0469-R10 | Andesita | 0.002907 | 1.008 | 0.024 | 67.63 | 21.52 | 2.06 | 20.27 ± 0.97 Ma MSWD = 2.80 |
| S0469-R10 | | 0.003502 | 1.008 | 0.024 | 65.41 | 19.07 | 1.83 | |
| S0469-R10 | | 0.001229 | 1.008 | 0.024 | 67.01 | 22.23 | 2.14 | |
| S0469-R10 | | 0.009625 | 1.008 | 0.024 | 64.43 | 19.06 | 1.81 | |

2σ (error absoluto): intervalo de confianza que representa el doble de la desviación estándar; indica la precisión de la edad reportada con un 95% de confianza. Calculado mediante propagación de errores, considerando las incertidumbres en la adquisición de los datos de K, Ar y el peso de la muestra (Kelley, 2002).

MSWD (Mean Square of Weighted Deviates): valor que indica la dispersión de los datos respecto a la edad promedio ponderada; un MSWD cercano a 1 sugiere una buena consistencia entre las réplicas analíticas, mientras que valores significativamente mayores pueden reflejar heterogeneidad en la muestra o errores no considerados.

Capítulo 5

Discusión

5.1. Diversidad litológica y estratigrafía

La asociación de rocas ígneas, volcanoclásticas y sedimentarias analizadas en los dos transectos submarinos de la Cuenca Cerralvo evidencia un entorno geológico complejo, caracterizado por la superposición de fases volcánicas y sedimentarias en un contexto tectónico activo. Esta diversidad litológica, junto con la disposición vertical de las unidades y la presencia de relaciones estratigráficas no convencionales, como rocas volcanoclásticas alternadas con depósitos terrígenos fosilíferos, sugiere procesos de evolución tectonomagmática en una cuenca transicional entre corteza continental y oceánica.

En el transecto S0469, las muestras más profundas (727–631.7 m) corresponden principalmente a rocas volcanoclásticas, con intercalaciones de depósitos sedimentarios de limolitas ricas en fósiles, seguidas por una escoria volcánica y una brecha volcánica de origen mixto. Hacia niveles superiores, la litología cambia hacia andesitas relativamente frescas, indicando una transición desde un ambiente predominantemente explosivo hacia uno dominado por flujos lávicos. Dichas andesitas tienen edades comprendidas entre aproximadamente 20.27 ± 0.97 Ma y 16.07 ± 0.77 Ma, obtenidas por geocronología K-Ar en este trabajo.

Las muestras S0469-R7 y S0469-10 presentan una aparente inversión estratigráfica, considerando las edades de los eventos volcánicos andesíticos de 16.07 ± 0.77 Ma y 20.27 ± 0.97 Ma, respectivamente. Esta inversión podría ser el resultado de fallamiento normal o movimientos tectónicos asociados a la evolución extensional de la región durante el

Mioceno, o por pérdida de argón radiogénico en la muestra de edad más joven.

Asimismo, el transecto S0461, a mayor profundidad (963.4–963.1 m), presenta unidades sedimentarias y volcanoclásticas con aporte terrígeno y componentes biogénicos, lo que sugiere condiciones de depositación marina somera en etapas tempranas. La similitud litológica entre los niveles basales de ambos transectos permite plantear una posible continuidad lateral del sistema deposicional o su evolución temporal en respuesta a cambios en el régimen volcánico y sedimentario.

La coexistencia de escorias, andesitas, brechas ígneas y depósitos sedimentarios apunta a un sistema volcánico de comportamiento variable, posiblemente condicionado por variaciones en la viscosidad, el contenido volátil, la dinámica del sistema de alimentación y contexto tectónico. Las rocas andesíticas, con texturas porfiríticas y grados variables de alteración, sugieren una cristalización fraccionada en condiciones intermedias de presión. La presencia de escorias indica fases efusivas con desgasificación, probablemente posteriores a episodios explosivos. Esta alternancia eruptiva es consistente con modelos de evolución magmática en arcos volcánicos, donde las fases explosivas iniciales son seguidas por emisiones más tranquilas a medida que el magma se empobrece en volátiles y se estabiliza la cámara magmática (Preece *et al.*, 2016; Filipovich *et al.*, 2019; Tarbuck *et al.*, 2005).

La identificación de unidades sedimentarias terrígenas en la columna litológica, con microfósiles marinos como foraminíferos y radiolarios, indica un ambiente de depositación con influencia marina desde etapas tempranas. Esta evidencia sugiere que la cuenca Cerralvo comenzó a acumular sedimentos durante una fase transicional entre plataforma continental somera y ambiente marino profundo, posiblemente previa a la apertura activa

del Golfo de California. La presencia de glauconita y ooides en algunas muestras refuerza esta interpretación, al tratarse de indicadores típicos de plataformas marinas de baja energía y sedimentación lenta (Abbott *et al.*, 1993). Esto permite postular que la evolución inicial de la cuenca estuvo asociada a una transgresión marina progresiva, seguida por episodios volcánicos y deformación estructural.

Las rocas identificadas en la Cuenca Cerralvo contrastan con las rocas que afloran en la Isla Cerralvo, donde predominan rocas metamórficas e ígneas mesozoicas y están reportados muy pocos afloramientos de sedimentos marinos, así como tobas y brechas volcánicas (Figura 2).

5.2. Procesos magmáticos, afinidad geoquímica y alteraciones post-emplazamiento

Las texturas intersertales, porfíricas y la presencia de glomérulos en numerosas muestras indican una evolución magmática compleja, caracterizada por etapas de cristalización fraccionada y enfriamiento variable. El predominio de andesitas sugiere magmas intermedios, probablemente generados a partir de fuentes enriquecidas por subducción o por diferenciación de basaltos toleíticos. La coexistencia de cristales bien formados y fases vítreas sugiere un enfriamiento rápido posterior a una etapa de nucleación lenta, consistente con el emplazamiento en niveles someros de la corteza. Además, la identificación de coronas de clinopiroxeno y plagioclasa sugiere procesos de reabsorción o crecimiento secuencial bajo condiciones de desequilibrio térmico, comunes en magmas evolutivos de arcos volcánicos (Tarbuck *et al.*, 2005; Arnosio, 2010).

Desde el punto de vista geoquímico, las muestras volcánicas se clasifican como andesitas y se ubican en el campo calcoalcalino, típico de ambientes de subducción o arcos

volcánicos continentales. Esta afinidad magmática sugiere que los magmas se originaron a partir de una fuente enriquecida, posiblemente mediante fusión parcial del manto suprasubducido y posterior cristalización fraccionada.

Los patrones de tierras raras (REE) y los diagramas multielementales revelan un enriquecimiento en elementos móviles como Ba, Rb, Th y U, junto con anomalías negativas en elementos de alto potencial de ionización (HFSE), como Nb, Ta y Ti. Este patrón es característico de magmas originados en ambientes de subducción ([Pearce, 1983](#); [Hawkesworth et al., 1997](#)). Asimismo, los diagramas de discriminación tectónica ubican de forma consistente a las muestras dentro del campo de arcos volcánicos continentales, sugiriendo un origen en un margen convergente activo.

La presencia de minerales secundarios como epidota, clorita y sericita en varias muestras indica un grado significativo de alteración hidrotermal, característico de ambientes donde la circulación de fluidos calientes altera las fases primarias originales. Estas asociaciones minerales son típicas de la facies propilítica, comúnmente vinculada a sistemas volcánicos activos o a márgenes de cuerpos intrusivos en contextos tectónicamente activos ([Damian, 2003](#); [Guilbert y Park, 1986](#); [Pirajno, 2009](#)). Las evidencias texturales observadas en la andesita de la muestra S0469-R1 —como vetillas rellenas de epidota y halos de oxidación— sugieren que dicha alteración ocurrió con posterioridad al emplazamiento de las rocas, posiblemente facilitada por estructuras de falla o zonas de debilidad litológica que actuaron como canales para el flujo de fluidos. Este tipo de alteración localizada refuerza la interpretación de un entorno tectónicamente activo, en el cual las deformaciones locales habrían modificado la arquitectura original del depósito.

5.3. Comparación geoquímica regional y contexto tectónico

La presencia de clastos volcánicos bien preservados, texturas frescas y cristales poco alterados en algunas muestras sugiere que una parte significativa del material analizado es autóctono, producto de eventos eruptivos locales. Sin embargo, otras muestras contienen fragmentos sedimentarios y evidencias de retrabajo, lo que plantea la posibilidad de una mezcla con materiales erosionados desde unidades continentales más antiguas. Esta dualidad puede explicarse por la proximidad de la cuenca a bloques estructurales elevados como la Isla Cerralvo, que exponen unidades jurásicas y podrían haber contribuido con material alóctono a través de procesos gravitacionales o corrientes de turbidez (Hernández, 2004; Macias-Iñiguez *et al.*, 2019).

Las edades K-Ar obtenidas para las unidades volcánicas de la Cuenca Cerralvo coinciden con algunos de los principales pulsos magmáticos del Mioceno medio en el noroeste de México, en particular entre aproximadamente 20 y 16 Ma. Esta cronología concuerda con la evolución del Grupo Comondú y con los registros isotópicos de otras cuencas del margen occidental del Golfo de California (Umhoefer, 2001; Macias-Iñiguez *et al.*, 2019). En este marco, las andesitas de Cerralvo, por su mineralogía, afinidad geoquímica y edad, se interpretan como parte del Grupo Comondú. Por ello, se comparan con datos geoquímicos de andesitas afines a lo largo de la península de Baja California, con el fin de establecer correlaciones regionales (Capítulo 4, Geoquímica).

Tradicionalmente, la tectonoestratigrafía del Grupo Comondú ha sido interpretada como el registro de depósitos volcánicos y volcanoclásticos generados en una cuenca de antearco, asociada al borde de un arco volcánico vinculado con la subducción al oeste de Baja California Sur (Hausback, 1984; Sawlan, 1991; Martín-Barajas *et al.*, 1995; Umhoefer

et al., 2001; Pallares *et al.*, 2007). Sin embargo, interpretaciones más recientes han cuestionado este modelo, proponiendo en cambio que el magmatismo contemporáneo al Grupo Comondú en la región del Golfo de California se originó por fusión por descompresión, inducida por una extensión moderada que afectó desde el continente mexicano hasta la región del golfo. Este enfoque plantea un sistema de graben en estrechamiento progresivo en etapas incipientes de formación del golfo, en lugar de un arco volcánico lineal a lo largo del eje del Golfo (Ferrari *et al.*, 2013; Bryan *et al.*, 2014; Duque-Trujillo *et al.*, 2014).

Ambas interpretaciones para el grupo Comondú, origen de arco volcánico o *rift* estrecho, están sólidamente fundamentadas y podrían estar relacionadas con los resultados obtenidos en este estudio. No obstante, dada la naturaleza y alcance de los datos disponibles, no es posible establecer con certeza cuál de los dos modelos tectónicos se ajusta de manera más precisa a la evolución de esta porción de la Cuenca Cerralvo. Estas interpretaciones alternativas destacan la complejidad del entorno tectónico durante la formación del Grupo Comondú, y sugieren que tanto procesos de subducción como de extensión litosférica pudieron haber influido en su evolución (Drake *et al.*, 2017).

Los patrones geoquímicos observados en las muestras de Cerralvo guardan similitudes con los reportados en cuencas volcánicas del sur del Golfo de California, como Pescadero y Guaymas. En estas regiones, también se han documentado rocas intermedias con afinidades calcoalcalinas, asociadas a procesos de extensión cortical sobre una corteza previamente modificada por subducción (Lizarralde *et al.*, 2007; Macias-Iñiguez *et al.*, 2019). La presencia de fases volcánicas con distintos grados de evolución magmática, así como evidencias de alteración hidrotermal y sedimentación marina, sugiere una evolución

compartida entre estas cuencas, vinculada a los episodios de apertura progresiva del margen occidental del Golfo.

5.4. Modelo conceptual

Con base en los resultados litológicos, petrográficos, geoquímicos y geocronológicos obtenidos, es posible proponer un modelo de evolución tectonomagmática para la Cuenca Cerralvo, que se enmarca en el contexto más amplio de la apertura del Golfo de California. Este modelo busca integrar las características observadas en las muestras recolectadas con los procesos geológicos regionales. La secuencia de eventos propuesta se sustenta en relaciones estratigráficas inferidas, composiciones mineralógicas y afinidades geoquímicas, y permite explicar la disposición actual de las rocas en el sector oriental de la isla Cerralvo. A continuación se listan los eventos observados en la Cuenca Cerralvo, señalados en el modelo conceptual de la [Figura 37](#):

- (1) Sobre rocas mesozoicas se emplazaron depósitos volcanoclásticos de composición variable, que incluyen tobas líticas, brechas volcánicas y rocas sedimentarias con aporte ígneo (muestras S0469-R1, R2). Las rocas muestran texturas caóticas, clastos mal sorteados y evidencias de mezcla entre material piroclástico, lo cual sugiere un volcanismo de carácter explosivo sin-eruptivo. Probablemente tienen una edad Mioceno Inferior. La presencia de clinopiroxenos, plagioclasas zonadas y fragmentos vítreos en estos depósitos, junto con su disposición estratigráfica y grado de alteración, indica una etapa de actividad volcánica recurrente, ligada a la evolución de sistemas magmáticos asociados a márgenes convergentes en transición ([Arnosio, 2010](#)).

- (2) Depósitos terrígenos con componentes biogénicos (limolita fosilífera), posiblemente asociados a una incursión marina temprana, antes de aproximadamente 20 Ma. Este evento puede estar relacionado a una transgresión marina reportada por [Drake et al. \(2017\)](#) alrededor de 23 Ma en la parte inferior del grupo Comondú en el sur de la Península de Baja California (S0469-R3-R4 S0461-R2-R3).
- (3) Posteriormente, siguen los depósitos de escoria volcánica de la muestra S0469-R5, retomando así fases efusivas, después de un período de pausa de la actividad volcánica y subsidencia relativa de la cuenca, durante la transgresión anterior ([Drake et al., 2017](#)).

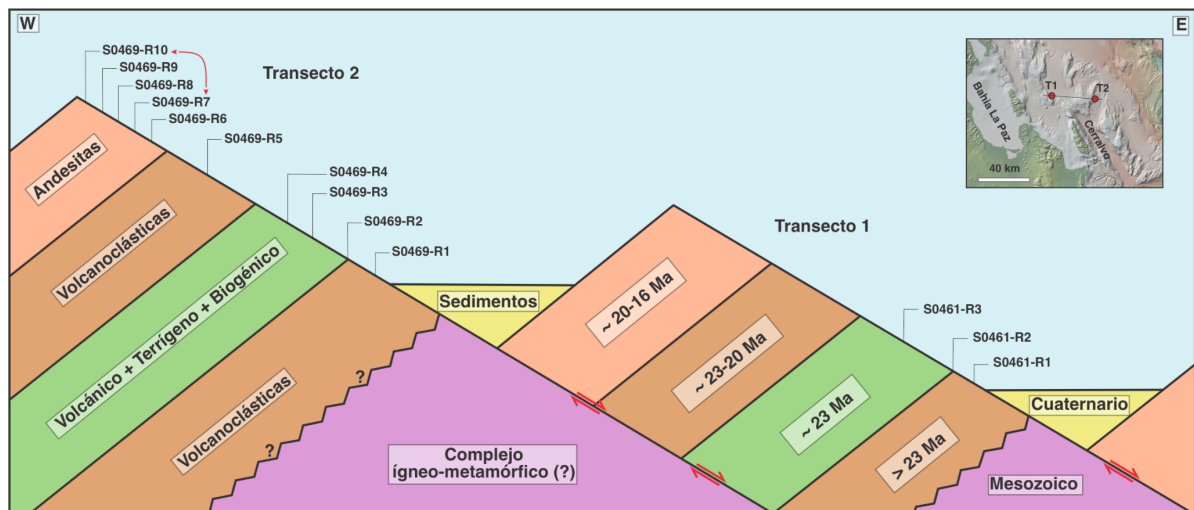


Figura 37. Modelo conceptual basado en interpretaciones estratigráficas preliminares de la cuenca Cerralvo (no a escala). Se ilustran los principales eventos geológicos identificados en este estudio: depósitos piroclásticos, una transgresión marina intercalada y una fase final de volcanismo andesítico. También se muestra la profundidad relativa de las muestras, en relación con su posición estratigráfica inferida. La flecha roja indica una aparente inversión estratigráfica de las muestras S0469-R10 (20.27 ± 0.97 Ma) y S0469-R7 (16.07 ± 0.77 Ma). Modelo basado en la estratigrafía del Grupo Comondú propuesta por [Drake et al. \(2017\)](#). Interpretación estructural basada en el modelo de [Macías-Iñiguez et al. \(2019\)](#).

- (4) Las unidades superiores de ambos transectos están dominadas por andesitas (S0469-R6-R10), con texturas porfiríticas, intersetales y evidencias de cristalización fraccionada, como glomérulos de plagioclasa y clinopiroxeno. Estas características, junto con su bajo grado de alteración y mayor frescura relativa, sugieren una fase eruptiva de tipo efusivo posterior a los eventos explosivos iniciales. Esta transición desde depósitos volcanoclásticos a flujos lávicos masivos es coherente con modelos de evolución eruptiva donde la desgasificación progresiva del sistema magmático reduce la violencia de las erupciones (Tarbuck *et al.*, 2005; Filipovich *et al.*, 2019).

La disposición actual de las unidades litológicas en la Cuenca Cerralvo, así como la presencia de escarpes apunta a un control estructural significativo posterior al emplazamiento volcánico. Modelos estructurales previos han propuesto la existencia de fallas lítricas y bloques basculados como producto de la extensión cortical asociada a la apertura del Golfo de California (Martín-Barajas *et al.*, 2013; Macias-Iñiguez *et al.*, 2019). Esta deformación habría facilitado tanto la exposición de unidades mesozoicas en la isla Cerralvo como la subsidencia diferencial de sectores adyacentes, donde se preservaron depósitos miocénicos submarinos. La circulación de fluidos hidrotermales por estructuras de falla, evidenciada por la alteración propilítica en algunas muestras, refuerza la interpretación de una tectónica activa post-eruptiva, típica de márgenes en apertura o cuencas tipo pull-apart.

En conjunto, los datos litológicos, petrográficos, geoquímicos, geocronológicos y estructurales permiten reconstruir una evolución secuencial de la Cuenca Cerralvo en

cuatro fases principales: volcanismo explosivo con depósitos piroclásticos y volcanoclásticos re TRABAJADOS, alternado con un ambiente de transgresión marina pre-Golfo caracterizada por una sedimentación terrígena fosilífera, una fase de actividad efusiva andesítica, y una etapa final de deformación tectónica extensional con reorganización estructural. Este modelo resulta consistente con los esquemas propuestos para otras cuencas del sur del Golfo de California, como Pescadero y Carmen, así como observaciones en el continente en el sur de la Península de Baja California. Por tanto, se sugiere un patrón compartido de evolución tectonomagmática durante la transición del margen convergente mesozoico a un sistema de rift activo miocénico.

Capítulo 6

Conclusiones

La asociación de rocas volcanoclásticas, sedimentarias y andesíticas documentada en los transectos submarinos de la cuenca Cerralvo revela una sucesión compleja de ambientes deposicionales controlados por episodios volcánicos, sedimentación mixta y cambios en el nivel del mar. La presencia de fósiles marinos, ooides y glauconita en las unidades basales sugiere una evolución desde ambientes someros hasta condiciones más profundas, lo cual respalda un escenario de subsidencia progresiva vinculado a la apertura del Golfo de California. Se identificaron al menos cuatro eventos: volcanismo explosivo sin-eruptivo, sedimentación terrígena fosilífera por transgresión marina, nuevamente volcanismo eruptivo y por último, actividad efusiva andesítica entre aproximadamente 20 Ma y 16 Ma. Este esquema coincide con modelos propuestos para otras cuencas como Pescadero y Carmen.

Las texturas intersertales, los glomérulos minerales y la zonación oscilatoria observadas en las andesitas indican una evolución magmática por cristalización fraccionada y enfriamiento a distintas profundidades. La alteración hidrotermal registrada en algunas muestras profundas, mediante la presencia de epidota y clorita, sugiere la interacción con fluidos calientes posterior al emplazamiento, posiblemente canalizados por estructuras tectónicas activas.

La afinidad geoquímica calcoalcalina dominante en las muestras analizadas es consistente con un ambiente tectónico de arco volcánico o retroarco vinculado a subducción entre aproximadamente 20 Ma y 16 Ma. Las características petrográficas y geoquímicas, junto con las edades K-Ar estimadas y el contexto tectónico, sugieren que las rocas analizadas podrían correlacionarse con unidades volcánicas miocénicas del Grupo Comondú y otras formaciones contemporáneas del noroeste de México, por ejemplo, andesitas en la Sierra de El Infierno

(Mioceno Medio, Sinaloa), en la región del Rayón (16.5 ± 0.6 Ma, Sonora) y a lo largo de la Provincia volcánica de la Sierra Madre Occidental ([Anaya, 2018](#); [Aranda-Gómez et al., 2003](#); [Gómez-Valencia et al., 2015](#)).

Referencias

- Abbot, P, Hanson, A, Thomas, C, Logue, D, Bradshaw, K, Pollard, W, Seeliger, T. (1993). Geology of the paleocene sepultura formation, mesa de la sepultura, Baja California. *Ciencias Marinas*, 19(1). 75-93. <http://dx.doi.org/10.7773/cm.v19i1.919>.
- Anaya, (2018). Vulcanismo del Mioceno en la Sierra de El Infierno, Sinaloa: Estratigrafía, geoquímica y correlación regional: Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Ingeniería, tesis de licenciatura, 166 pp.
- Aragón-Arreola, M, Martín-Barajas, A. (2007). Geometría de la cuenta Wagner, Golfo de California, a partir de sistemas de reflexión. *GEOS*, 28(3). 376-388.
- Aranda-Gómez, J. J., Henry, C. D., Ferrari, L., McDowell, F. W., & Valencia-Moreno, M. (2015). La evolución volcánotectónica del noroeste de México durante el Cenozoico: Una sección a lo largo de la autopista MEX 40D a través del campo volcánico de la Sierra Madre Occidental y datos acerca del magmatismo asociado a la extensión en la parte meridional de las provincias tectónicas de Cuencas y Sierras y del Golfo de California. *Guías de Excursiones Geológicas de México*, número 1, edición especial bilingüe, 82 pp. Universidad Nacional Autónoma de México, Centro de Geociencias.
- Arnosio, M. (2010). Evidencia textural y geoquímica de mezcla de magmas en el volcán Chimpa, Puna Salteña. *Asociación Geológica Argentina*, 66(1). 253-2270.
- Atwater, T., Stock, J. (1998). Pacific-North America plate tectonics of the Neogene southwestern United States: an update. *International Geology Review*, 40(5), 375-402. <https://doi.org/10.1080/00206819809465216>.
- Babechuk, M. G., Widdowson, M., Kamber, B. S. (2014). Quantifying chemical weathering intensity and trace element release from two contrasting basalt profiles, Deccan Traps, India. *Chemical Geology*, 363, 56-75. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2013.10.027>.
- Bailey, J. (1981). Geochemical Criteria for a Refined Tectonic Discrimination of Orogenic Andesites. *Chemical Geology*, 38. 27-34. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(81\)90135-2](https://doi.org/10.1016/0009-2541(81)90135-2).
- Benoit, M, Aguillón-Robles, A, Calmus, T, Maury, R, Bellon, H, Cotten, J, Bourgois, J, Michaud, F. (2002). Geochemical Diversity of Late Miocene Volcanism in Southern Baja California, Mexico: Implication of Mantle and Crustal Sources during the Opening of an Asthenospheric Window. *The Journal of Geology*, 110(6). 627-648.
- Bot, A., Geoffroy, L., Authemayou, C., Bellon, H., Graindorge, D., Pik, R. (2016). Miocene detachment faulting predating EPR propagation: Southern Baja California. *Tectonics*, 35(5), 1153-1176 <https://doi.org/10.1002/2015TC004030>.
- Bryan, S, Orozco-Esquivel, T, Ferrari, L, López-Martínez, M. (2014). Pulling apart the Mid to Late Cenozoic magmatic record of the Gulf of California: is there a Comondú Arc?.

Geological Society, London, Special Publications, 385. 389-407. <https://doi.org/10.1144/SP385.8>

Cabanis, B, Lecolle, M. (1989). Le diagramme La/10-Y/15-Nb/8: n outil pour discrimination des séries volcaniques et la mise en évidence des processus de mélange et/ou de contamination crustale. *Comptes rendus de l'Académie des sciences*, 309. 2023-2029.

Caress, D. Paduan, J. Schmidt Ocean Institute. (2023). Schmidt Ocean Institute Expedition Report: Interdisciplinary Investigation of the Pescadero Basin. Zenodo. <https://doi.org/10.5281/zenodo.7545653>.

Dalrymple, G. Lanphere, M. (1969). Potassium-argon dating: Principles, techniques, and applications to geochronology: San Francisco, W. H. Freeman and Co. 258p.

Damian, F. (2003). The mineralogical characteristics of the hydrothermal types alteration from Nistru ore deposit, Baia Mare metallogenic district. *Studia Universitatis Babeş-Bolyai Geologia*, 48(1). 101-112.

Dodson, M. H. (1973). Closure temperature in cooling geochronological and petrological systems. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 40(3), 259–274. <https://doi.org/10.1007/BF00373790>.

Drake, W, Umhoefer, P, Griffiths, A, Vlad, A, Peters, L, McIntosh, W. (2017). Tectono-stratigraphic evolution of the Comondú Group from Bahía de La Paz to Loreto, Baja California Sur, Mexico. *Tectonophysics*, 719. 107-134. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2017.04.020>.

Duque-Trujillo, J, Ferrari, L, Orozco-Esquivel, T, López-Martínez, M, Lonsdale, P, Bryan, S.E, Kluesner, J, Piñero-Lajas, D, Solari, L. (2014). Timing of rifting in the southern Gulf of California and its conjugate margins: Insights from the plutonic record. *Geological Society of America Bulletin*, 127(5-6). 702–736. <https://doi.org/10.1130/B31008.1>.

Ferrari, L, López-Martínez, M, Orozco-Esquivel, T, Bryan, S, Duque-Trujillo, J, Lonsdale, P, Solari, L. (2013). Late Oligocene to Middle Miocene rifting and synextensional magmatism in the southeast Sierra Madre Occidental, Mexico: The beginning of the Gulf of California rift, *Geosphere*, 9(5). 1161-1200. doi: <https://doi.org/10.1130/GES00925.1>.

Fletcher, J. M., Munguia, L. (2000). Active continental rifting in southern Baja California, Mexico: Implications for plate motion partitioning and the transition to seafloor spreading in the Gulf of California. *Tectonics*, 19(6), 1107-1123. <https://doi.org/10.1029/1999TC001131>.

Fletcher, J, Grove, M. David Kimbrough, Oscar, L, Gehrels. (2007). Ridge-trench interactions and the Neogene tectonic evolution of the Magdalena shelf and southern Gulf of California: Insights from detrital zircon U-Pb age from the Magdalena fan and

adjacent

areas.

GSA

Bukketun,

119(11-12).

1313-1336.

<https://doi.org/10.1130/B26067.1>.

- Filipovich, R, Báez, W, Bustos, E, Villagrán, A, Chiodi, A, Viramonte, G. (2019). Estilos eruptivos asociados al volcanismo monogenético máfico de la región de Pasto Ventura, Puna Austral, Argentina. *Andean Geology*, 46(2). 300-335.
- Gastil, R, Phillips, R, Allison, E. (1975). Reconnaissance geology of the State of Baja California, Geological Society of America Memoir, 140. 170.
- Gómez-Valencia, A. M., Vidal-Solano, J. R., López-Martínez, M., Vega-Granillo, R., & Pallares, C. (2015). Petrografía, geoquímica y geocronología del magmatismo orogénico en Rayón: Características petrológicas de los últimos magmas asociados a la subducción en Sonora, México. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 32(2), 219–238.
- Grove, T. L., Chatterjee, N., Parman, S. W., Médard, E. (2002). The influence of H₂O on mantle wedge melting. *Earth and Planetary Science Letters*, 249(1-2), 74–89. [10.1016/j.epsl.2006.06.043](https://doi.org/10.1016/j.epsl.2006.06.043)
- Grove, T. L., Baker, M. B., Price, R. C., Parman, S. W., Elkins-Tanton, L. T., Chatterjee, N., & Müntener, O. (2005). Magnesian andesite and dacite lavas from Mt. Shasta, northern California: Products of fractional crystallization of H₂O-rich mantle melts. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 148(5), 542–565. <https://doi.org/10.1007/s00410-004-0619-6>
- Guilbert, J. M., Park, C. F. (1986). *The geology of ore deposits* (2nd ed.). Waveland Press.
- Hausback B, (1984). Cenozoic volcanic and tectonic evolution of Baja California Sur, Mexico. *Geology of the Baja California Peninsula and mineralogists*.
- Hawkesworth, C, Turner, S, McDermott, F, Peate, D, Van Calsteren, P. (1997). U–Th isotopes in arc magmas: Implications for element transfer from the subducted crust. *Science*, 276(5312). 551–555. <https://doi.org/10.1126/science.276.5312.551>.
- Henderson, P. (1984) *Rare Earth Element Geochemistry*. Elsevier Science Publishers B.V., Amsterdam, 510 p.
- Hernández, H., 2004, Diagnóstico ambiental de Isla Cerralvo, B. C. S., México: La Paz, B.C.S., Centro de Investigaciones Biológicas del Noroeste, S.C., tesis de maestría, 106 pp.
- Irvine, T, Barajar, W. (1971). A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian journal of the earth sciences*, 8(5). 523-548
- Juliá-Miralles, M, Yarbuh, L, Spelz, R. M, Negrete-Aranda, R, Contreras, J, Fletcher, J, González-Fernández, A, Zierenberg, R. y Caress, D. W. (2023). Strain Localization Instabilities and the Genesis of Multiple Axes of Seafloor Spreading in the Carmen

Basin, Southern Gulf of California. *International Journal of Earth Sciences*. 9(23).

17-28. <https://doi.org/10.35429/JRD.2023.23.9.17.28>.

Le Maitre, R. (2002). *Igneous Rocks. A classification and glossary of Terms. Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks* (2da ed.) Cambridge University Press, New York, Melbourne.

Lewandowska, A., Banaś, M., Zygoń, K. (2007). K-Ar dating of amphiboles from andesite of complex dyke in Dubie (Southern Poland). *Geochronometria*, 27, 11–15. <https://doi.org/10.2478/v10003-007-0016-zSciendo+1geochronometria.pl+1>.

Lizarralde, D, Axen, G, Brown, H, Fletcher, J, González-Fernández, A, Harding, A, Holbrook, S, Kent, G, Paramo, P, Sutherland, F, Umhoefer, P. (2007). Variation in styles of rifting in the Gulf of California. *Nature*, 448. 466-469. doi:10.1038/nature06035. <https://doi.org/10.1038/nature06035>

Macias-Iñiguez, I., Yarbuh, I., Spelz-Madero, R., González-Fernández, A., Fletcher, J. M., Contreras, J., Ramírez-Zerpa, N., Santa Rosa-del Río, M. A., Guardado-France, R. (2019). Modo de extensión de la corteza y formación del Sistema Extensional de Cerralvo, sur del Golfo de California, a partir de datos de reflexión sísmica en 2D. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 36(3), 334-347. <https://doi.org/10.22201/cgeo.20072902e.2019.3.1352>.

Martín-Barajas, A, Stock, J, Renne, P, Hausback, B., López-Martínez, M. (1995). Arc-rift transition volcanism in the Puertecitos Volcanic Province, northeastern Baja California, México. *Geological Society of America Bulletin*, 107(4). 407-424. [10.1130/0016-7606\(1995\)107<0407:ARTVIT>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1995)107<0407:ARTVIT>2.3.CO;2)

Martín-Barajas, A, Fletcher, J, López-Martínez, M, Mendoza-Borunda, R. (2000). Waning Miocene subduction and arc volcanism in Baja California: the San Luis Gonzaga volcanic field. *Tectonophysics*, 318(1-4). 27-51. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(99\)00305-4](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(99)00305-4)

Martín-Barajas, A, González-escobar, Fletcher, J, Pacheco, M, Oskin, M, Dorsey, R. (2013). Thick deltaic sedimentation and detachment faulting delay the onset of continental rupture in the Northern Gulf of California: Analysis of seismic profiles. *Tectonics*, 32(5). 1294-1311. <https://doi.org/10.1002/tect.20063>.

McDonough, W. F., Sun, S. S. (1995). The composition of the Earth. *Chemical geology*, 120(3-4), 223-253. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(94\)00140-4](https://doi.org/10.1016/0009-2541(94)00140-4)

McDougall, I., Harrison, T. M. (1999). *Geochronology and Thermochronology by the ⁴⁰Ar/³⁹Ar Method* (2nd ed.). Oxford University Press.

McFall, C. (1968). *Reconnaissance geology of Concepcion Bay Area, Baja California, México: Stanford Publications, Geological Science*, 10. 1-25.

McKee, W, Thomas, ZW, Anderson, T. (1988). Las Delicias basin: A record of late paleozoic arc volcanism in northeastern Mexico. *Geology*, 16(1). 37-40.

[https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1988\)016<0037:LDBARO>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1988)016<0037:LDBARO>2.3.CO;2).

- McLean, D. M. (1985). Mantle degassing induced dead ocean in the Cretaceous-Tertiary transition. *The Carbon Cycle and Atmospheric CO₂: Natural Variations Archean to Present*, 32, 493-503. <https://doi.org/10.1029/GM032p0493>
- Montrella, J. J. (2004). *Geology of Isla Cerralvo, Baja California Sur, Mexico*: San Diego State University, Department of Geological Sciences, tesis doctoral, 113 pp.
- Nesbitt, H. W., Young, G. M. (1982). Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites. *Nature*, 299(5885), 715-717. <https://doi.org/10.1038/299715a0>
- Pallares, C, Maury, R, Bellon, H, Royer, J, Calmus, T, Aguillón-Robles, A, Cotten, J, Benoit, M, Michaud, F, Bourgois, J. (2007). Slab-tearing following ridge-trench collision: Evidence from Miocene volcanism in Baja California, México. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 16(1-2), 95-117. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2006.11.002>
- Pallares, C, Bellon, H, Benoit, M, Maury, R, Aguillón-Robles, A, Calmus, T, Cotten, J. (2008). Temporal geochemical evolution of Neogene volcanism in northern Baja California (27°-30° N): Insights on the origin of post subduction magnesian andesites. *Lithos*, 105(1-2), 162-180. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2008.03.004>
- Pearce, J. A. (1983). Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. In C. J. Hawkesworth M. J. Norry (Eds.), *Continental basalts and mantle xenoliths* (pp. 230–249). Shiva Cheshire, UK.
- Pearce, J. A., y Peate, D. W. (1995). Tectonic implications of the composition of volcanic arc magmas. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 23, 251–285. [10.1146/annurev.ea.23.050195.001343](https://doi.org/10.1146/annurev.ea.23.050195.001343)
- Pearce, J. A. (2008). Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust. *Lithos*, 100(1-4), 14–48. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2007.06.016>.
- Pirajno, F. (2009). *Hydrothermal processes and mineral systems*. Springer.
- Preece, K, Gertisser, R, Barclay, J, Charbonnier, S, Komorowski, J, Herd, R. (2016). Transitions between explosive and effusive phases during the cataclysmic 2010 eruption of Merapi volcano, Java, Indonesia. *Bull Vulcanol*, 78(54). <https://doi.org/10.1007/s00445-016-1046-z>
- Rollinson, H. R. (2014). *Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation*. Routledge. <https://doi.org/10.4324/9781315845548>.
- Sawlan, M. G. (1991). *Magmatic evolution of the Gulf of California rift*.

<https://doi.org/10.1306/M47542C17>.

- Schwarz, W. H., Trieloff, M. (2007). Intercalibration of ^{40}Ar – ^{39}Ar age standards NL-25, HB3gr hornblende, GA1550, SB-3, HD-B1 biotite and BMus/2 muscovite. *Chemical Geology*, 242(1-2), 218-231. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2007.03.016>.
- Stock, J. M., Hodges, K. V. (1990). Miocene to Recent structural development of an extensional accommodation zone, northeastern Baja California, Mexico. *Journal of Structural Geology*, 12(3), 315-328. [https://doi.org/10.1016/0191-8141\(90\)90016-R](https://doi.org/10.1016/0191-8141(90)90016-R).
- Sun, S. S., McDonough, W. F. (1989). Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. Geological Society, London, Special Publications, 42(1), 313-345. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1989.042.01.19>.
- Taguibao, K.j., Takahashi, R. (2018). Whole-Rock Geochemistry of Host Rocks and K/Ar Age of Hydrothermal Mineral of the Co-O Epithermal Gold Deposit, Mindanao, Philippines. *Open Journal of Geology*, 8. 383-398. <http://doi.org/10.4236/ojg.2018.84022>
- Tarbuck, E, Lutgens, F, Tasa, D. (2005). *Ciencias de la Tierra: Una Introducción a la Geología Física*, (8a ed.). Pearson Prentice Hall. ISBN: 84-205-4400-0.
- Taylor, S. R., McLennan, S. M. (1985). *The continental crust: its composition and evolution*. Blackwell Scientific Pub., Palo Alto, California.
- Turner, G. (1971). ^{40}Ar – ^{39}Ar ages and the interpretation of disturbed age spectra. *Earth and Planetary Science Letters*, 10(2), 227–234. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(71\)90027-0](https://doi.org/10.1016/0012-821X(71)90027-0).
- Umhoefer, P. (2003). A model for the North America Cordillera in the Early Cretaceous: Tectonic escape related to arc collision of the Guerrero terrane and change in North America plate motion. *Earth and Sustainability*, 374. 117-134. <https://doi.org/10.1130/0-8137-2374-4.117>.
- Watson, E. (1980). Apatite saturation in basic to intermediate magmas. *Geophysical Research Letters*, 7(11). 1005–1008. <https://doi.org/10.1029/GL006i012p00937>
- Wilson, M. (1989). *Igneous petrogenesis*. Springer. <https://doi.org/10.1007/978-94-009-1217-6>.
- Winter, J.D. (2010) – *Principles of Igneous and Metamorphic Petrology*. 2nd ed., Pearson.
- Wood, D. A. (1980). The application of a ThHfTa diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary Volcanic Province. *Earth and planetary science letters*, 50(1), 11-30. [http://dx.doi.org/10.1016/0012-821X\(80\)90116-8](http://dx.doi.org/10.1016/0012-821X(80)90116-8).
- Woodhead, J. D., Hergt, J. M., Davidson, J. P., y Eggins, S. M. (2001). Hafnium isotope evidence for ‘conservative’ element mobility during subduction zone processes. *Earth and Planetary Science Letters*, 192(3), 331-346.