



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA

CENTRO DE GEOCIENCIAS

**CARACTERIZACIÓN PETROFÍSICA DE ROCAS MÁFICAS FRACTURADAS COMO
RESERVORIOS DE CARBONO (CO₂)**

TESIS

PARA LA OBTENCIÓN DE GRADO DE:

MAESTRO EN CIENCIAS DE LA TIERRA

PRESENTA:

MANUEL ALEJANDRO SOLÍS SÁNCHEZ

TUTOR:

DR. LUIS MARIANO CERCA MARTÍNEZ

CENTRO DE GEOCIENCIAS, UNAM.

JURIQUILLA, SANTIAGO DE QUERETARO, SEPTIEMBRE 2021



Universidad Nacional
Autónoma de México



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

Todo el material contenido en esta tesis esta protegido por la Ley Federal del Derecho de Autor (LFDA) de los Estados Unidos Mexicanos (México).

El uso de imágenes, fragmentos de videos, y demás material que sea objeto de protección de los derechos de autor, será exclusivamente para fines educativos e informativos y deberá citar la fuente donde la obtuvo mencionando el autor o autores. Cualquier uso distinto como el lucro, reproducción, edición o modificación, será perseguido y sancionado por el respectivo titular de los Derechos de Autor.

Declaración de ética académica

“Declaro conocer el Código de Ética de la Universidad Nacional Autónoma de México, plasmado en la Legislación Universitaria. Con base en las definiciones de integridad y honestidad ahí especificadas, aseguro mediante mi firma al calce que el presente trabajo es original y enteramente de mi autoría. Todas las citas de, o referencias a la obra de otros autores aparecen debida y adecuadamente señaladas, así como acreditadas mediante los recursos editoriales convencionales”.



Manuel Alejandro Solís Sánchez

Agradecimientos

Quiero expresar una enorme gratitud a mi asesor el Dr. Luis Mariano Cerca Martínez por todo el conocimiento, tiempo, confianza y sobre todo paciencia durante mi estancia en la maestría. Por darme la oportunidad de realizar dicho proyecto en el cual me desarrolle académicamente, así como personalmente.

Al centro de Geociencias al Laboratorio de Mecánica de Geosistemas (LAMG) de la UNAM por el apoyo en el trabajo de laboratorio. Al laboratorista y amigo Ricardo J. Carrizosa Elizondo, por su apoyo en el trabajo de laboratorio.

Al Laboratorio de Fluidos Corticales, a la Dra. Marina Vega González del Centro de Geociencias de la UNAM por su apoyo en los análisis de Microscopía Electronica de Barrido (SEM) y Difracción de rayos X (DRX).

Al Laboratorio Universitario de Microtomografía de Rayos X (LUMIR), al Laboratorista Dante Arteaga Martínez por su apoyo en el análisis de Microtomografía computarizada (micro) de rayos X (LUMIR) y la simulación de la fractura en las muestras de mano.

Al Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica (IPICYT), al Laboratorio de Petrografía y Petrofísica, a la M.C María Mercedes Zavala Arriaga por su apoyo en el análisis de porosimetría de helio en tapones de roca.

A CONACYT por el apoyo económico brindado durante mi estancia en la maestría.

A mis asesores de tesis Dra. Sandra Vega, Dra. Ana Paulina Gómora, Dr. Antonio Pola Villaseñor, Dr. Moisés Dávila.

A mi familia quienes en el transcurso de mi estancia en la maestría me apoyaron, y me enseñaron que a base de esfuerzo y dedicación todo es posible. En especial a mi hermana Mónica y mi prima Marissa que en mis ratos de tirar la toalla me alentaban para seguir esforzándome para terminar la maestría.

A los compañeros que conocí y que ahora son amigos para toda la vida, con los cuales compartí momentos de aprendizaje y también buenos momentos de risas inmemorables,

empezando por los que me brindaron su ayuda en el primer año de mi estancia en la maestría, con su sabio conocimiento en cada una de las materias, Lupita, Alejo, Lazcano, Diego, Mariam, Oscar. A los que hice en el proceso de mi tesis, Caro, Brighith Gustavo, Alexis, Argelia, aportándome un consejo o una crítica para desarrollar en la tesis.

Resumen

El enjambre de diques de Nanchititla representa el análogo en superficie de un probable reservorio fracturado de rocas máficas. Estas rocas contienen una gran cantidad de fenocristales por lo que los planos de fractura tendrían áreas importantes de contacto de las fases minerales que pueden reaccionar con el CO₂. En México, los estudios de caracterización en este tipo de rocas con fines de almacenamiento de CO₂ son pocos. Por tal motivo se plantea en esta tesis estudiar los factores que condicionarán el uso de estos sistemas como reservorios de almacenamiento de CO₂ en el futuro. En este trabajo se integraron algunas técnicas de caracterización de materiales para obtener propiedades petrofísicas de las rocas máficas. Para entender su paragénesis, se hizo un análisis de petrografía, microscopía electrónica de barrido (SEM) y difracción de rayos-X de polvos (DRXP). Para la obtención de datos petrofísicos se determinaron valores de densidad, porosidad y permeabilidad, además de un análisis de microtomografía de rayos-X para la visualización de la permeabilidad de fracturas en las rocas. Los valores de porosidad y permeabilidad de la matriz rocosa resultaron bajos, pero la permeabilidad de las fracturas que se encontraban en las muestras de mano arrojaron valores de entre 3.77 y 0.94 darcies, los cuales probablemente subestimaban la permeabilidad del reservorio fracturado.

Abstract

The Nanchititla dyke swarm represents the surface analogue of a probable fractured reservoir of mafic rocks. These rocks contain a great amount of phenocrystals provoking that the fracture planes would have large contact areas of mineral phases that can react with CO₂. In Mexico, the characterization studies on these rocks for CO₂ storage purposes are scarce. For this reason, this thesis aims at studying the factors that will condition the use of these systems as CO₂ storage reservoirs in the future.

In this work, materials characterization techniques were integrated to obtain petrophysical properties of mafic rocks. Petrography, scanning electron microscopy (SEM) and X-ray powder diffraction (XRPD) analysis were performed to understand its paragenesis. density, porosity and permeability values were determined to obtain petrophysical data, in addition to an X-ray microtomography analysis to visualize the permeability of fractures in rocks. The porosity and permeability values of the rocky matrix were low, but the permeability of the fractures in the hand samples yielded values between 3.77 and 0.94 Darcy, which probably underestimate the permeability of the fractured reservoir.

Índice

1. Introducción	8
2. Marco geológico del área de estudio	19
3. Marco Teórico	24
3.1 Yacimientos naturalmente fracturados	24
3.2 Mecanismos de entrapamiento del dióxido de carbono	25
3.3 Formaciones que pueden servir para almacenar CO ₂	27
4. Metodología para una caracterización petrofísica y mecánica de rocas máficas fracturadas como reservorios de carbono (CO ₂)	31
4.1 Recopilación de Información	34
4.2 Análisis de Información	36
4.3 Interpretación de datos de microtomografía	48
5. Resultados	51
5.1 Catálogo de texturas de muestras de rocas del enjambre de diques de Nanchititla	52
5.2 Análisis petrográfico	61
.....	81
5.3 Microscopia electrónica de Barrido (SEM)	82
5.4 Difracción de rayos-X de polvos (DRXP)	85
5.5 Densidad	86
5.6 Porcentaje de Plagioclasas	88
5.6.1 Porosidad y Permeabilidad	89
5.6.2 Permeabilidad de fractura a partir de la microtomografía de Rayos X.	91
6. Discusión	92
7. Conclusiones	103
8. Referencias	105
9. Anexos	112

1. Introducción

En México, a partir del acuerdo internacional de París (2012), para el cambio climático (COP 21), se establecieron acciones para frenar calentamiento global, para mantener el incremento de la temperatura promedio del planeta por debajo de los 2° C. Como parte de las acciones para la reducción de las emisiones de CO₂, México estableció un mapa de Ruta tecnológica para la captura de carbono, uso y almacenamiento (*CCUS, Carbon capture, use and storage*, por sus siglas en inglés) (SENER 2014, 2018). La figura 1.1 muestra la ubicación de las fuentes fijas que emiten dióxido de carbono en el país, donde se muestra que en los estados del centro del país se concentra la mayor cantidad de emisiones de este gas de efecto invernadero.

La tecnología de CCUS es en realidad un conjunto de aplicaciones tecnológicas con el propósito de reducir las emisiones de carbono en la atmósfera, capturando el CO₂ y almacenando en el subsuelo de manera segura y permanente el CO₂. Además, se puede utilizar este gas para procesos de recuperación mejorada de hidrocarburos (SENER 2014). Se ha realizado el almacenamiento de CO₂ de manera exitosa, en depósitos de petróleo ya explotados, en formaciones muy profundas de agua con alto contenido de sales y en mantos de carbón con interés económico (SENER 2014). Otra alternativa donde se puede almacenar el dióxido de carbono es en rocas basálticas y México cuenta con una zona de interés para el almacenamiento de dióxido de carbono.



Figura 1.1 Principales fuentes emisoras fijas de Gases de Invernadero en México. Imagen tomada de SENER (2014) Mapa de Ruta Tecnológica de CCUS.

Una alternativa que ha demostrado buenos resultados a nivel mundial es el almacenamiento de CO₂ en rocas máficas y ultramáficas, a partir de la mineralización de estas rocas, las fases minerales reaccionan con el gas. Las rocas máficas y ultramáficas fracturadas son un gran potencial para el almacenamiento permanente de CO₂ en forma de mineralización y entrapamiento físico (Gislason, et al., 2014, Matter, et al., 2009), y se ha explorado la posibilidad de almacenarlo en basaltos, y en peridotitas.

El almacenamiento de dióxido de carbono por mineralización en el subsuelo mediante la inyección en rocas volcánicas máficas es un tema que, hasta la fecha, no se ha explorado con detalle en México. Aunque se han realizado trabajos en este tema (Cantú-Apodaca, 2018, Ortiz-Lucas, 2020, Sánchez-Ayala, 2019).

Una opción para mineralizar el CO₂ en México podría ser las rocas volcánicas de la Faja Volcánica Transmexicana (Gómez-Tuena et al., 2005; Chávez-Álvarez et al., 2012, 2020), compuesto en algunas regiones por rocas máficas, lo que hace factible que en el futuro se pueda encontrar una zona en la cual se pueda almacenar dichas emisiones. El almacenamiento de CO₂ en basaltos consiste en la inyección de CO₂ en estado supercrítico ó de CO₂ disuelto en agua, que reaccionara con cationes metálicos divalentes como el Ca²⁺, Mg²⁺, y Fe²⁺, los cuales formarán carbonatos estables como calcita, dolomita, magnesita y siderita, como lo que se ha visto en el proyecto Carbfix, Islandia (Gíslason et al., 2018). En la siguiente tabla 1.2 muestra una comparación entre las rocas ígneas de México y de Islandia (Carbfix) (Ortiz-Lucas, 2020).

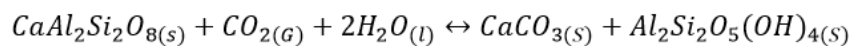
Tabla 1.2 Descripción de las características de las formaciones de basaltos en México e Islandia

México (FVTM) ^{26 24}	Islandia ²³
<ul style="list-style-type: none"> ● Es un arco magmático, constituido por alrededor de 8,000 estructuras volcánicas y algunos cuerpos intrusivos. La provincia es de aproximadamente de 1,000 km de longitud y tiene una amplitud irregular de entre 80 y 230 km. ● La FVTM cuenta con una geoquímica heterogénea, ya que estos se generaron de varios derrames a distintas profundidades. Cuenta con basaltos calcialcalinos. ● No se conocen espesores de las formaciones por lo que no es posible estimar el volumen de almacenamiento de CO₂. Debido a su naturaleza genética, se puede inferir que no son mayores a los 250 m. 	<ul style="list-style-type: none"> ● Es una dorsal oceánica que se eleva a más de 3,000 m sobre el fondo marino circundante, así como plumas del manto que ascienden por convección y cubre aproximadamente 350,000 km². ● La geoquímica en las formaciones de Islandia es homogénea. Cuenta con basaltos toleíticos generados a partir de una fusión por descompresión de un manto empobrecido. ● Los volúmenes de almacenamiento de CO₂ son significativamente considerables respecto a la FVTM, debido al proceso de extensión, lo cual permitió la acumulación del material magmático de manera continua y sin ninguna obstrucción.

Existen dos tipos de mineralización una In-situ (en el lugar) y -Ex-situ (fuera del lugar o a distancia). En los experimentos realizados previamente sobre mineralización Ex-situ se ha observado que las rocas ultramáficas tienen una gran capacidad de mineralizar el dióxido de carbono (Snæbjörnsdóttir & Gislason, 2016), pero en esta tesis se quiere estudiar la posibilidad de mineralizarlo en rocas máficas, ya que este tipo de rocas tiene cualidades similares que las rocas ultramáficas, ya que cuentan con un gran contenido de minerales que pueden reaccionar con el CO₂. Para su almacenamiento, el gas es disuelto en agua para formar ácido carbónico (H₂CO₃), éste es inyectado a la formación, y al hacer contacto con las rocas basálticas (por ejemplo, minerales de plagioclasa), comienza una reacción donde los cationes divalentes de la roca se disuelven y forman carbonatos minerales (Gíslason et al., 2018).

En estos yacimientos el CO₂ se puede almacenar de distintas formas (1) por entrapamiento físico, (2) entrapamiento por saturación, (3) entrapamiento por disolución y por ultimo (4) entrapamiento mineral (Matter & Kelemen, 2009) mediante la formación de minerales carbonatados estables (Bachu et al., 1994). Sin embargo, la transformación de CO₂ es un proceso lento (3 – 6 meses) (Baines y Worden, 2000).

Para el sistema plagioclasa + CO₂ + H₂O, sucede la siguiente reacción, cuando la anortita, mineral -rico en Ca⁺² es el mineral reactivo (Wawersik et al., 2001).



Anortita

Calcita

Caolinita

Esto implica que la calcita precipita como la fase de captura de CO₂. Por otro lado, para las plagioclasas ricas en Na (albita), los modelos predicen que la dawsonita precipita como la fase portadora de CO₂ (Johnson et al., 2001; Xu et al., 2004, 2005; Bateman et al., 2005; Lagneau et al., 2005; Zerai et al., 2006) según la reacción:



Albita

Dawsonita

Sílice

Estas reacciones se observan durante la meteorización natural y los procesos diagenéticos que suceden en la superficie (Brady & Carroll, 1994; Baker et al., 1995; Dyni, 1996). Sin embargo, a partir de los últimos años se ha generado información acerca de las reacciones en condiciones del yacimiento y es importante conocer si las mismas reacciones ocurren o no a presiones altas (0.4 a 15 MPa), temperaturas (200 a 300°), presión de poro ocupada parcialmente por CO₂ y el tipo de mineral con el que reaccione el CO₂ (Gíslason et al., 2018, Hangx & Spiers, 2009, McGrail et al., 2006).

En cuestiones a la mineralización In-situ hay análogos alrededor del mundo donde se ha observado la mineralización del CO₂ que está en la atmosfera. Un ejemplo se encuentra en Omán, en esta zona la roca fracturada forma una vía de fluido natural y aumenta el área de superficie disponible para la carbonatación (Stephen et al, 2013). Las rocas que sirven como yacimiento son peridotitas (Kelemen, et al., 2011), a partir de la fijación química. Keleman y Matter (2009) proponen una reacción química entre el CO₂ y la peridotita (principalmente compuesta por olivino y piroxeno, rica en magnesio y calcio) que forman una estructura sólida parecida a la del mármol, de gran estabilidad. Esta reacción se produce de forma natural en el desierto de Omán.

Los basaltos también han sido propuestos como posibles almacenadores de CO₂ debido a que están compuestos por minerales con alto contenido de Calcio, Magnesio y Hierro (Matter, et al., 2009). Los basaltos pueden contener una gran cantidad de minerales de plagioclasas con alto contenido en calcio, como son la anortita o la albita, que al interactuar con el dióxido de carbono pueden ser alterados y presentar una precipitación

de calcita o caolinita (Hangx & Spiers, 2009). Además, otros feldespatos tienen un alto contenido de calcio y su alta reactividad con el CO₂ puede afectar significativamente las propiedades de transporte de las rocas del reservorio al aumentar la porosidad (Sorai et al., 2007).

En Islandia existe un gran potencial de almacenamiento Ex-situ de CO₂ en las rocas basálticas que se encuentran en el mar cerca de la costa. Se captura el CO₂ puro directamente de las emisiones de gas de la planta geotérmica Hellisgeid, y se inyectan en estado supercrítico disuelto en agua en un campo cercano, esto permite la interacción del CO₂ con los basaltos por más tiempo, este proyecto se encuentra en fase comercial (Gíslason et al., 2018). En un primer tiempo la inyección provocó una sobrepresión y una sismicidad inducida que desapareció con el tiempo durante la operación. Hoy en día es una operación en curso que continúa demostrando la viabilidad de inyectar grandes volúmenes de fluido (CO₂+H₂O) en rocas basálticas fracturadas (Snæbjörnsdóttir & Gíslason, 2016) (Gíslason et al., 2018).

Por último, el Grupo Basalto del Río Columbia (proyecto Wallula) es un proyecto de almacenamiento Ex-situ que se encuentra en fase experimental, localizado en Estados Unidos, es una formación que cuenta con capas interconectadas de brechas basálticas muy fragmentadas y vesiculares con unidades densas de baja permeabilidad, esta formación cuenta con las propiedades adecuadas de extensión, permeabilidad y porosidad para soportar el almacenamiento de CO₂ en gran volumen, (McGrail et al., 2006). En el proyecto Wallula se espera que la formación pueda contener, y mineralizar permanentemente grandes cantidades de gas. En el basalto, el CO₂ disuelto debería reaccionar con el calcio y el magnesio para formar calizas en el transcurso del tiempo. Hasta que el gas se bloquee, las capas de basalto poroso están cubiertas por roca sólida que evitará fugas. Eso debería eliminar las preocupaciones sobre fugas para almacenar. Estos 3 ejemplos muestran que es posible realizar el almacenamiento de CO₂ en rocas volcánicas máficas y ultramáficas con expectativas realistas de éxito.

En México no se cuenta con una evaluación de la capacidad de almacenamiento del CO₂ en reservorios de roca máficas fracturadas. Sin embargo, el potencial es prometedor porque el país cuenta con una Provincia volcánica importante como es la Faja Volcánica Transmexicana (FVTM) (figura 1. 3 y 1.4), la cual está compuesta por una gran cantidad de rocas ígneas, estas rocas se clasifican en; andesitas basálticas, basaltos fracturados, andesitas y dacitas (Gómez-Tuena et al., 2005) (García-Tovar et al., 2015). Adicionalmente, como ya se mencionó un alto porcentaje de las emisiones de CO₂ se produce en ciudades localizadas sobre esta Provincia volcánica de FVTM. Los arcos volcánicos como la FVTM tienen una arquitectura caracterizada por la presencia de conductos alimentadores o diques por debajo de una cobertura compuesta por los edificios volcánicos y sedimentos, es decir que puede haber un reservorio fracturado de basaltos sellado por una cobertura poco porosa e impermeable.

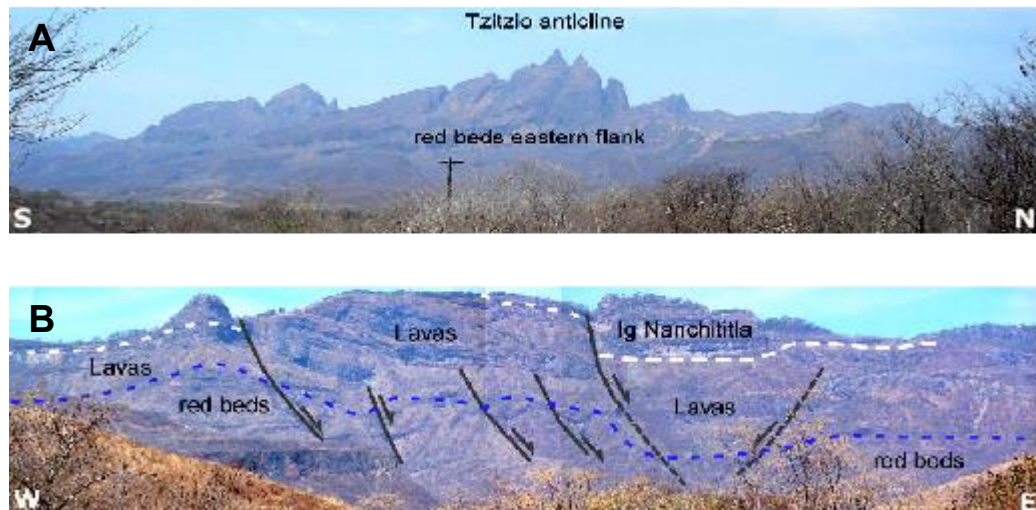


Figura 1.3 A) Estructura del anticlinal de Tzitzio, B) Ignimbritas de Nanchititla y lavas sobre lechos rojos afectados por fallas normales (Chávez-Álvarez et al., 2012).

Convencionalmente un perfil factible para la inyección de CO₂ puede consistir en un flujo de este gas a través del basalto fracturado, el cual cuenta con una capa de sedimento que pueda funcionar como roca sello, sin embargo, el CO₂ puede fugarse no solo a la superficie. Las formaciones de rocas basálticas generalmente no cuentan con una roca sello (ver figura 1.5). El yacimiento consiste en una capa de basalto fracturado el cual se encuentra vesiculado originalmente y brechado por la deformación, esta es la característica principal en la que se podría inyectar CO₂. Esta masa corresponde a las emisiones de una pequeña a mediana planta de energía a base de carbón (McGrail, et al, 2006). En la otra posibilidad se aprovecharían los conductos magmáticos alimentadores de los volcanes que forman la FVTM, en profundidades mayores a 1000 m. Sobre estas secuencias se encuentra una cobertura de rocas volcánicas y sedimentarias superficiales que pueden servir como unidades sello. Esta es una posibilidad que vale la pena explorar. Desafortunadamente, no se cuenta con la información suficiente para realizar un estudio detallado de los reservorios que se podrían utilizar en la FVTM.

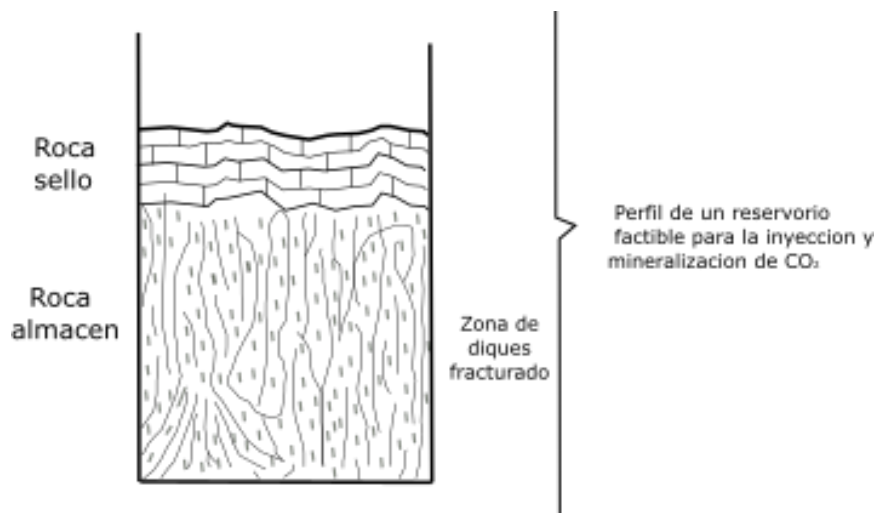


Figura 1.5 Principales características para un reservorio factible de inyección de CO₂.

En esta tesis, se plantea el estudio de un yacimiento fracturado de rocas máficas compuesto por un el enjambre de diques máficos Nanchititla (Chávez-Álvarez et al., 2012; 2019), el cual se encuentra expuesto al sur de la faja volcánica en los límites de los estados de Michoacán, Guerrero y México ubicado entre las poblaciones de Tuzantla, Nanchititla y Tiquicheo. En esta zona se puede apreciar que los diques mineralizan el CO_2 a través de sus fracturas, formando una capa de posibles carbonatos como se aprecia (figura 1.6). Este enjambre de diques es un laboratorio natural para analizar las características de los conductos volcánicos que pueden ser utilizados como yacimientos y que se encuentran cubiertos en la FVTM. Se llevó a cabo el análisis de los diques de Nanchititla, en este trabajo se incluye la caracterización de propiedades físicas y geológicas selectas, en particular porosidad, permeabilidad, petrografía, de muestras del yacimiento.



Figura 1.6 Se aprecia precipitación de CO_2 en los diques. La figura de la parte izquierda se observa una fractura rellena de carbonatos, además de presentar carbonato en su superficie de la roca, mientras que la figura de la derecha se observa una fractura precipitando CO_2 de color blanco.

Hipótesis

Un complejo de diques máficos puede ser considerado como un sitio de interés para estudiar la mineralización permanente de dióxido de carbono debido a que:

1. Son complejos fracturados y permeables que presentan grandes superficies de fracturas, sobre estos planos los minerales pueden reaccionar con CO₂.
2. Se encuentran generalmente confinados por la cobertura sedimentaria, que en algunos casos puede ser impermeable, el estudio de la variación de las propiedades petrofísicas durante el almacenamiento de CO₂, puede verse afectado en largo plazo.

Objetivo

Caracterizar parámetros petrofísicos seleccionados de una zona del complejo de diques aflorantes para estudiar su comportamiento como posible reservorio de dióxido de carbono (CO₂).

Objetivos particulares

1. Describir la mineralogía y la petrofísica de la zona de enjambre de diques Nanchititla como un reservorio fracturado para el almacenamiento de CO₂.
2. Caracterizar las propiedades petrofísicas de muestras seleccionadas del enjambre de diques: densidad real de los minerales, porosidad, permeabilidad, textura y fracturas.
3. Visualizar el medio poroso a partir de la microtomografía de rayos-X computarizada.
4. Por último, integrar los resultados a un modelo de yacimiento y discutir su aplicabilidad para el almacenamiento de CO₂.

2. Marco geológico del área de estudio

La región del sur de México, en el límite entre los estados de México, Guerrero y Michoacán está caracterizada por una geología compleja en un ambiente de frente de arco. La información disponible permite conocer los antecedentes del entorno geológico para este trabajo.

En particular, el área de estudio se encuentra localizada en la zona fisiográfica de la Sierra Madre del Sur, que se ubica entre los estados de Michoacán, Guerrero y México (Chávez-Álvarez et al., 2012; 2020) (Figura 2.1). Esta zona está caracterizada por tener más de 140 diques máficos individuales que tienden a tener una orientación NW-SE, el enjambre tiene una forma alargada con medidas de 24 km de ancho y 28 km de largo (Chávez-Álvarez et al., 2012; 2020). En su mayoría se observan diques máficos que van desde el Eoceno tardío hasta Oligoceno Temprano (Chávez-Álvarez et al., 2020). Los diques afloran entre el anticlinorio de Tzitzio al este, y al oeste del centro volcánico de Nanchititla (González-Cervantes, 2007). Finalmente, las condiciones geológicas del enjambre de diques de Nanchititla, como su alto fracturamiento y contenido de fenocristales hacen que pueda ser considerado teóricamente como posible reservorio para almacenamiento de dióxido de carbono (CO₂). El mapa geológico del grupo de diques de Nanchititla que se utilizó como base para este trabajo fue el de Chávez-Álvarez et al. (2020).

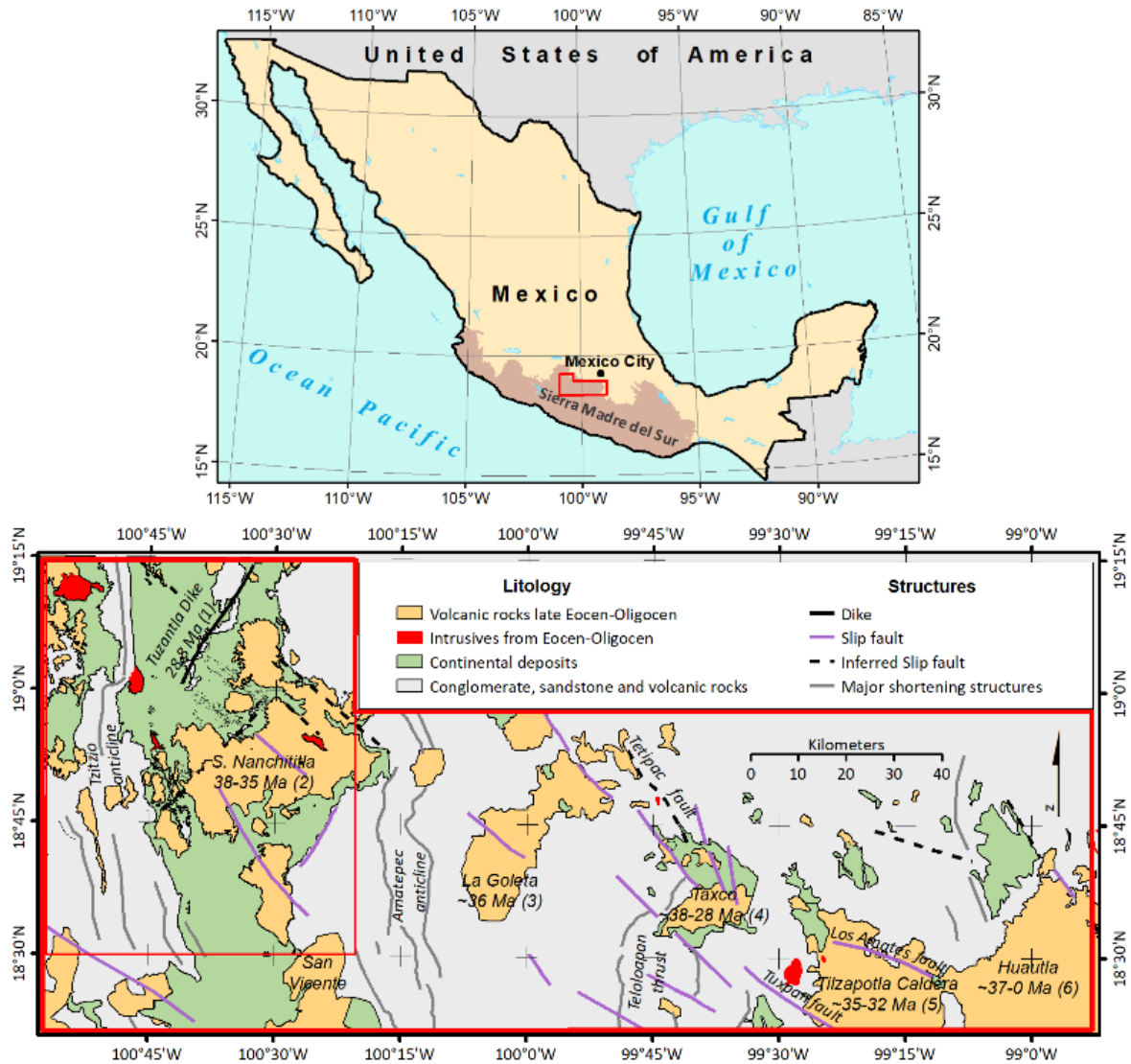


Figura 2.1 Mapa geológico regional que muestra el enjambre de diques y su localización respecto al centro volcánico. Mapa tomado Chávez-Álvarez et al 2012

La excepción en la orientación general del enjambre de diques es el dique de Tuzantla, el cual cuenta con una orientación NE-SW y una edad del Mioceno (Serrano-Duran, 2005; Chávez-Álvarez et al., 2020). La edad de emplazamiento del enjambre de diques fue revisada recientemente por Chávez-Álvarez et al. (2020) quienes interpretan que los diques tienen edades entre 34.5 y 30 Ma en la matriz volcánica y que los megafenocristales de plagioclasa que contienen, tienen edades más viejas entre 42 y 35 Ma. Esto ha sido interpretado como que el magma fluido arrastró los fenocristales desde una fuente profunda. El caso del dique de Tuzantla que tiene una orientación diferente y también ha arrojado edades relativamente más jóvenes en los reportes disponibles. Por

ejemplo, Gómez-Vasconcelos et al. (2015) reportó una edad de 28.8 ± 0.6 Ma para la matriz de este dique.

Algunos de estos diques se le asocian con flujos basálticos que preceden al magmatismo silíceo del Oligoceno (Chávez-Álvarez et al., 2012). Los diques de Nanchititla presentan fracturas, es decir, no hay desplazamientos grandes de la roca encajonante a ambos lados del dique, tienen paredes planas y casi verticales. Estas estructuras intruyeron simétricamente una secuencia gruesa de aproximadamente 2,500 m de conglomerado, areniscas y lechos rojos, depositadas en el ambiente continental fluvial y lacustre en el tiempo Campaniano a principios del Eoceno. Sin embargo, también se han observado diques con morfología no plana, diques de forma echelon y sills a menudo en distintos niveles estratigráficos de la roca encajonante (Chávez-Álvarez et al 2012; 2020). En particular, se observan sills asociados a contactos litológicos con contrastes de alta resistencia en la secuencia sedimentaria, donde la arenisca y los conglomerados cubren sedimentos limosos y arcillosos.

En cuanto a la roca encajonante, esta es una secuencia que contempla más de 2.5 km de depósitos sedimentarios de color rojo compuestos por conglomerados, areniscas y limolitas depositados en un ambiente fluvial y lacustre. Esta secuencia se ha descrito por numerosos autores recientemente (Martini et al., 2009; Cerca et al., 2010) dando énfasis a las secuencias del Cretácico, la cual consiste en más de 2 km de capas rojas de la formación Cutzamala (Campa et al., 1980; Altamira-Areyán, 2002) y cubre de manera discordante el Grupo Arcelia Palmar Chico (GAP) así como la sucesión de Huetamo y en su base registra un cambio importante de depósitos marinos a continentales.

La secuencia Cutzamala está expuesta en los flancos del anticlinorio de Tzitzio donde se determinó que su edad de inicio es en el Cretácico tardío a partir de información paleontológica (Benammi et al., 2005). Las capas más jóvenes de lechos rojos que no fueron afectadas por el acortamiento están cortadas por los diques y otros cuerpos intrusivos (como el intrusivo de Parangueo), y la parte más cercana a la superficie muestra interestratificación y una capa cubierta de ignimbritas silíceas del Eoceno-Oligoceno (Serrano-Durán, 2005; González-Cervantes, 2007; Díaz-Bravo y Morán-Zenteno, 2011).

En cuanto a la tectónica, esta zona se caracteriza por que ocurrieron dos eventos geológicos de gran importancia para la tectónica del Sur de México: 1, el acortamiento Laramídico y 2, un régimen de desplazamiento lateral izquierdo de mediana intensidad en el Terciario Inferior. El acortamiento Laramídico del Cretácico tardío y Terciario temprano produjo estructuras de acortamiento que se observan como un cinturón de pliegues y cabalgaduras de ángulo bajo con una orientación preferencial N-S (Morales-Gómez, 2005) y vergencia hacia el oriente. Las estructuras de acortamiento en el área incluyen el cabalgamiento hacia el este y la transpresión en el grupo Arcelia Palmar Chico (Delgado-Argote et al., 1992) contra el anticlinorio y plegamiento suave del área Huetamo. El anticlinorio de Tzitzio es una estructura que se desarrolló en el post-Campaniano el cual es un pliegue asimétrico mayor con un plano axial que buza hacia el oeste (Martini et al., 2009).

Por otro lado, el enjambre de diques se encuentra asociado a una zona de cizalla, la cual se piensa que es contemporáneo al emplazamiento de los diques, debido a que no hay evidencia de desplazamiento normal o transcurrente en las paredes de los diques y no hay desplazamiento de las rocas volcánicas del Oligoceno (Chávez-Álvarez et al 2012).

El enjambre de diques Nanchititla está compuesto principalmente por rocas intrusivas, alcalinas, de composición basáltica y andesítica-basáltica de color verde oscuro a gris (Serrano-Duran, 2005). Muestran principalmente texturas intergranulares, glomeroporfidas caracterizadas por un importante contenido de mega-fenocristales de plagioclasas. Estos fenocristales de plagioclasas tienden a tener tamaños que superan 2.5 cm de longitud y conforman un alto porcentaje volumétrico de los diques.

El tamaño de los fenocristales de plagioclasa que se encuentra en la mayoría de los diques sugiere que la cristalización en la cámara procedió como frentes de solidificación (ver, por ejemplo, Marsh, 1996) durante largos períodos de crecimiento en el depósito hasta que fueron arrastrados a niveles superiores por el magma. La distribución y la concentración de fenocristales de plagioclasa en el magma emplazado cerca de la superficie se ha explicado como zonas de alta concentración de fenocristales posiblemente formadas por flotación (McBirney, 1996).

En los niveles de la superficie, se han observado fenocristales de plagioclasa en lavas basálticas en cordilleras meso-oceánicas, puntos calientes intraplaca, zonas de fractura y durante ciertas fases de erupción del volcán Surtsey y flujos de lava Eldfell (Cullen et al., 1989; Furman et al., 1991). El enjambre de diques de Nanchititla contiene una gran cantidad de fenocristales en la mayoría de las estructuras que lo conforman. Chávez-Álvarez et al. (2020) proponen que el 80 % de los magmas transportados a través de los diques de Nanchititla contienen una gran cantidad de fenocristales de plagioclasa. Estos autores clasificaron las texturas porfiríticas por el tamaño relativo de los fenocristales para propósitos de cartografía.

Para ser breve, el enjambre de diques de Nanchititla cuenta con una sección transversal de gran tamaño con flujos de basalto fracturado, aproximada de 24 km, contiene gran cantidad de fenocristales de plagioclasas, con un porcentaje volumétrico de hasta 35 %, este tipo de mineral hace reacción con el CO₂ para formar carbonatos (Oelkers et al., 2008, Hangx & Spiers, 2009, Matter, et al., 2009). También cuenta con una secuencia de lechos rojos (areniscas, conglomerados y limolitas de ambiente continental) que puede funcionar lateralmente como capa sello, está evitaría la filtración del dióxido de carbono (CO₂) hacia la superficie. Debido a que no cuenta con una cobertura, su exposición permite observar directamente la arquitectura del enjambre y su relación con la roca encajonante. Es un laboratorio natural que nos permite plantear una discusión sobre el uso de este tipo de yacimientos como almacenamiento de CO₂ en el futuro.

3. Marco Teórico

3.1 Yacimientos naturalmente fracturados

Un yacimiento naturalmente fracturado contiene fracturas creadas de manera natural. Todos los yacimientos presentan cierta cantidad de fracturas creadas naturalmente, sin embargo, para la geología un yacimiento naturalmente fracturado, es aquel en que las fracturas afectan de manera significativa, ya sea positiva o negativa; la migración, el almacenamiento y la extracción (Ahmed, 2018) de fluidos.

Las fracturas son rupturas mecánicas, que se producen por la concentración del esfuerzo alrededor de fallas, heterogeneidades y discontinuidades físicas. Las propiedades hidráulicas de las fracturas afectan el flujo del fluido y la estabilidad mecánica del yacimiento. Una comprensión integral del mecanismo del flujo de fluidos en el sistema de la matriz rocosa y su interacción con la fractura es un requisito esencial para estimar el potencial volumétrico en estos reservorios (Narr, 1996, Ortega et al., 2006).

Por ejemplo, las fracturas completamente mineralizadas, crean barreras que impiden el flujo del fluido, así como también provoca daños en el yacimiento, mientras que las fracturas abiertas no cementadas o parcialmente mineralizadas ayudan a crear un incremento a la permeabilidad del yacimiento (Nelson, 2001), tienen un efecto positivo en el flujo (EJ. de aceite), sin embargo, cuando además de aceite hay presencia de otras fases, como agua y gas; las fracturas pueden generar un efecto negativo en la recuperación de aceite debido a los efectos de conificación de agua y gas por diferencia de viscosidades y efectos de capilaridad. La conificación se refiere al perfil en cono producido por el flujo preferencial de fluidos en fases diferentes, alrededor del pozo que puede ser difícil de predecir y controlar. Las fracturas totalmente mineralizadas pueden crear barreras de permeabilidad, esto puede generar pequeños compartimientos dentro del yacimiento y dar como resultado recuperaciones bajas económicamente no viables (Narr, 2006).

Los yacimientos fracturados naturalmente se han clasificado de acuerdo con la contribución relativa de la matriz y de las fracturas a la producción total de fluidos (Nelson, 2001). En consecuencia, los yacimientos fracturados se clasifican en: Tipo 1: las fracturas proporcionan porosidad y permeabilidad esenciales. Tipo 2: las fracturas proporcionan permeabilidad esencial y Tipo 3: las fracturas proporcionan asistencia para la permeabilidad.

3.2 Mecanismos de entrapamiento del dióxido de carbono

En los depósitos geológicos, el dióxido de carbono puede ser entrapado por mecanismos tanto físicos como químicos, lo que puede dar como resultado tener un almacenamiento seguro y a largo plazo. Según Matter y Kelemen (2009), y Davison et al. (2005) los mecanismos de entrapamiento de CO₂ se clasifican en:

Entrapamiento físico: El principal mecanismo de captura de CO₂ es la presencia de roca de cobertura de baja permeabilidad, como lutitas (*shales*) y depósitos de sal. Las trampas estratigráficas se encuentran presentes cuando las rocas de alta porosidad del yacimiento están cubiertas por rocas de baja permeabilidad, como resultado de cambios en el ambiente de deposición durante la sedimentación. –Las trampas estructurales incluyen pliegues y fallas. Los pliegues pueden formar domos cerrados o anticlinales ocupados por agua salina, aceite y gas, mientras que las fallas pueden actuar como una barrera permeable o como una vía preferencial para el escape del fluido o el gas (Matter & Kelemen, 2009).

Entrapamiento por saturación residual: Se presenta cuando por medio de la presión capilar, el CO₂ inyectado puede quedar atrapado como una fase en el espacio poroso, a veces forman burbujas de dióxido de carbono aisladas dentro de los fluidos acuosos (Matter & Kelemen, 2009). Cabe resaltar que este mecanismo se crea posterior a la inyección de CO₂ y sucede principalmente durante la migración de dicho gas (Flett et al., 2004).

Entrampamiento por disolución: La disolución de CO₂ en el agua de la formación crea un fluido acuoso rico en CO₂, el cual es ligeramente más denso que el agua de la formación libre de CO₂. Por lo tanto, la captura por disolución elimina la fuerza que impulsa el CO₂ libre hacia la superficie con respecto a fluidos acuosos (Matter & Kelemen, 2009).

Entrampamiento mineral: La disolución del CO₂ en el agua produce ácido carbónico (H₂CO₃), el cual es un ácido débil, éste se disocia en agua para formar iones bicarbonato (HCO₃⁻) y protones H⁺. El exceso de ácido carbónico promueve la disolución de los iones divalentes y el bicarbonato se disocia en carbonatos y protones, estos carbonatos reaccionan entonces con los iones divalentes. La reacción continua, combina iones de bicarbonato con calcio, magnesio y hierro disueltos en minerales de silicatos como feldespatos, olivinos, piroxenos o arcillas, para formar carbonatos sólidos (Matter & Kelemen, 2009). La precipitación mineral es el mecanismo de entrampamiento más seguro pero el menos probado a escala comercial (Davison et al., 2005).

3.3 Formaciones que pueden servir para almacenar CO₂

La captura y almacenamiento de dióxido de carbono es un proceso que consiste en separar este gas de las fuentes industriales y energéticas, para transportarlo a una zona donde pueda ser almacenado de forma permanente.

El almacenamiento geológico de CO₂ se presenta como una opción más en la lista de acciones para reducir la concentración atmosférica de dióxido de carbono (Benson & Surlles, 2006). Para esto existen distintos mecanismos geológicos de almacenamiento los cuales se describen a continuación.

Campos maduros de Hidrocarburo

Un yacimiento maduro de hidrocarburos es una acumulación de aceite y/o gas en el subsuelo donde la producción ha decaído a tal punto que no es posible mantener la producción de hidrocarburos por recuperación primaria o secundaria. Entonces este tipo de yacimientos se vuelven candidatos para emplear técnicas de recuperación terciarias o mejoradas, o para el almacenamiento de CO₂, algunos ejemplos se encuentran en Canadá Argelia y Turquía que demuestran la utilización y almacenamiento de dióxido de carbono (Ansarizadeh et al., 2015). Los yacimientos de petróleo y gas son la primera alternativa para el almacenamiento de CO₂, debido a que la gran mayoría de los yacimientos tienen una larga historia de exploración y producción (Bachu, 2000). Además, para la acumulación de hidrocarburos es necesario que exista una roca sello con un espesor suficiente y condiciones de entrapamiento que estén probadas para prevenir el flujo. Sin embargo, este tipo de formaciones también tienen algunos problemas; por ejemplo, debido a la gran cantidad de pozos perforados hacia la formación, estos pueden actuar como facilitadores de fugas, el tamaño volumétrico de la trampa puede ser pequeño (estructural/estratigráfico), la posibilidad de decaimiento en la presión de poro puede producir un colapso en los poros lo cual disminuye también el volumen de almacenamiento (Bachu, 2008).

Depósitos de carbón no explotables

El mecanismo físico por el cual el dióxido de carbono permanece almacenado en este medio es a partir de la adsorción física. El CO₂ puede ser almacenado en estas formaciones consideradas económicamente no explotables, o puede ser utilizado para la recuperación mejorada del metano. El CO₂ tiene mayor afinidad por el carbón en comparación con el metano (CH₄), con una relación 2:1, por ello al almacenar dióxido de carbono en lechos de carbón, sale desplazado el metano. Es de gran importancia que el metano liberado no se convierta en una emisión a la atmósfera debido a que tiene un mayor efecto invernadero (21 veces mayor de acuerdo con Khalil, 2000) que el CO₂. La capacidad de almacenamiento en los depósitos de carbón es mayor a profundidades menores de 600 m, debido a que la permeabilidad del carbón disminuye con la profundidad, da como resultado la disminución de macroporos debido a la compactación producida por los estratos superiores, cuando el CO₂ se encuentra en fase gaseosa (no en fase supercrítica) (Bachu, 2008).

Lutitas con alto contenido de materia orgánica

La gran mayoría de las lutitas contienen poco porcentaje de materia orgánica, la cual es un sustrato de adsorción para el CO₂. Este proceso es parecido al almacenamiento de dióxido de carbono en los lechos de carbón. No se han realizado proyectos de inyección de CO₂ en lutitas debido a que aún se buscan obtener índices económicamente viables para esta técnica, además de la baja permeabilidad que poseen las lutitas (Dávila, 2011).

Acuíferos salinos

Son capas de rocas permeables con fluidos salinos en sus espacios porosos. Los acuíferos profundos contienen agua fósil, con alta salinidad (Bachu, 2000). Las formaciones salinas existen en todo el mundo dentro de las cuencas sedimentarias y tienen el potencial más grande para el almacenamiento de CO₂ antropogénico, debido principalmente a su gran volumen de poros y distribución espacial, estas formaciones presentan una ventaja al encontrarse cerca de las fuentes emisoras de CO₂.

Uno de los problemas con el que cuenta este tipo de formaciones es que, al no conocerse con detalle, debido a la falta de conocimiento la selección de sitios potenciales está muy condicionada, como otros tipos de reservorios, cualquier estimación de su capacidad de almacenamiento genera incertidumbres (Medina-Romero, 2015). Las rocas que cuentan con mejores condiciones para almacenar fluido son las areniscas y las calizas. Sin embargo, para ser considerados como reservorios potenciales de almacenamiento de CO₂ deben de tener las siguientes características (Bachu, 2008):

Tamaño: el reservorio debe de tener capacidad volumétrica suficientemente grande para poder almacenar cantidades de CO₂ esperadas.

Porosidad y permeabilidad: estos parámetros deben ser relativamente altos para proveer de un volumen suficiente para la inyección del CO₂. Si la permeabilidad de la roca es baja o existen barreras para el flujo, la inyección provocará un aumento en la presión de poro concentrada en el mismo punto de inyección. Esto limitará la tasa de inyección del fluido y, finalmente, puede reducir la cantidad de CO₂ a almacenar. Los reservorios delimitados en compartimientos por rasgos estructurales son menos rentables para almacenar CO₂ en comparación con los reservorios altamente permeables y con grandes extensiones que no presentan una cantidad elevada de fallas estructurales (Bachu, 2008; Medina-Romero, 2015).

Presión y temperatura: usualmente, sólo los yacimientos con profundidades mayores a 800 m son considerados para el almacenamiento de CO₂, pero a las condiciones de presión y temperatura que existen en el subsuelo, es decir, a profundidades de 800 m en adelante, el CO₂ se presenta en estado supercrítico y ocupa menos capacidad de volumen de poro que en su fase gaseosa (Bachu, 2008; Medina-Romero, 2015).

Basaltos

Los basaltos son rocas ígneas extrusivas de tonalidades entre verde oscuro a negro generadas por la solidificación de lava rica en sílicatos que contienen cationes como Calcio, Magnesio y Hierro, mineralógicamente esta roca se compone de minerales plagioclasas, anfíboles, piroxenos y olivinos. Sus propiedades químicas permiten que sus componentes atrapen potencialmente el CO₂ para convertirlo en minerales sólidos de carbonatos. Algunos de los minerales necesarios para estas reacciones son: forsterita, serpentina, y plagioclasa cálcica, además del vidrio basáltico; y los principales productos son calcita, magnesita, dawsonita y siderita (Oelkers et al., 2008). Las investigaciones recientes están enfocadas en aumentar la velocidad de las reacciones minerales e incrementar el flujo de CO₂ en las formaciones de basaltos (Medina-Romero, 2015).

4. Metodología para una caracterización petrofísica y mecánica de rocas máficas fracturadas como reservorios de carbono (CO₂)

Diversos autores han propuesto metodologías generales de caracterización de reservorios para el almacenamiento geológico del CO₂ (Bachu, et al., 2007; McGrail, et al., 2006). Específicamente, para secuencias sedimentarias en provincias petroleras se ha desarrollado un trabajo muy intenso (Bachu, et al., 2007; Metz, et al., 2005; Michael, et al., 2010; Gibson-Poole, 2008). En menor medida, también se han desarrollado metodologías para el almacenamiento de CO₂ en reservorios de rocas ígneas máficas y ultramáficas que han arrojado resultados prometedores (Matter, et al., 2009, McGrail, et al., 2006, Snæbjörnsdóttir & Gislason, 2016).

En este trabajo se analizó un enjambre de diques de edad Oligoceno que se encuentra expuesto en la superficie por la erosión, pero su emplazamiento ocurrió en una zona profunda como posible yacimiento para el almacenamiento de CO₂. Se considera un análogo de los posibles yacimientos que se encuentran por debajo de la Faja Volcánica Transmexicana. Como se mencionó anteriormente, el enjambre de diques de Nanchititla se considera un reservorio fracturado con una anisotropía marcada en la dirección vertical (la inclinación de los diques), compuesto por rocas magmáticas máficas y rocas sedimentarias (lechos rojos) como roca encajonante.

Se integró e implementó una metodología construida sobre los trabajos previos que han realizado análisis en lavas fracturadas someras (Hangx & Spiers, 2009). Los enjambres de diques máficos tienen una alta anisotropía vertical, con una alta permeabilidad a lo largo de los diques y porosidades asociadas principalmente con la presencia de fracturas. Generalmente, los enjambres de diques se encuentran por debajo de una cobertura de rocas volcánicas y sedimentarias. Estas capas pueden funcionar como sello del reservorio, por lo que se buscaría inyectar el CO₂ diluido en agua lo que ayudaría a la aceleración de carbonatos en la zona de los diques y permitir su transporte hacia la parte por debajo de las rocas impermeables. Durante el trayecto se espera que el CO₂ reacciona con la roca y se entrampe por mineralización.

Aunque ambos tipos de rocas han sido propuestos como reservorios anteriormente (Bachu, et al., 2007; Matter, et al., 2009; McGrail, et al., 2006; Metz, et al., 2005;) nuestro enfoque es en la caracterización petrofísica de las rocas máficas, las cuales son solo uno de los elementos que conforman el yacimiento completo.

El diagrama de flujo de la metodología implementada se muestra en la figura 3.1. Consiste en tres etapas de trabajo para la caracterización inicial con fines de almacenamiento de CO₂. La primera etapa toma en cuenta la recopilación de información disponible de distintas fuentes, desde la selección de artículos, la elección y delimitación del área de estudio, hasta la selección de muestras de rocas con la que se iniciaría el proceso para la caracterización.

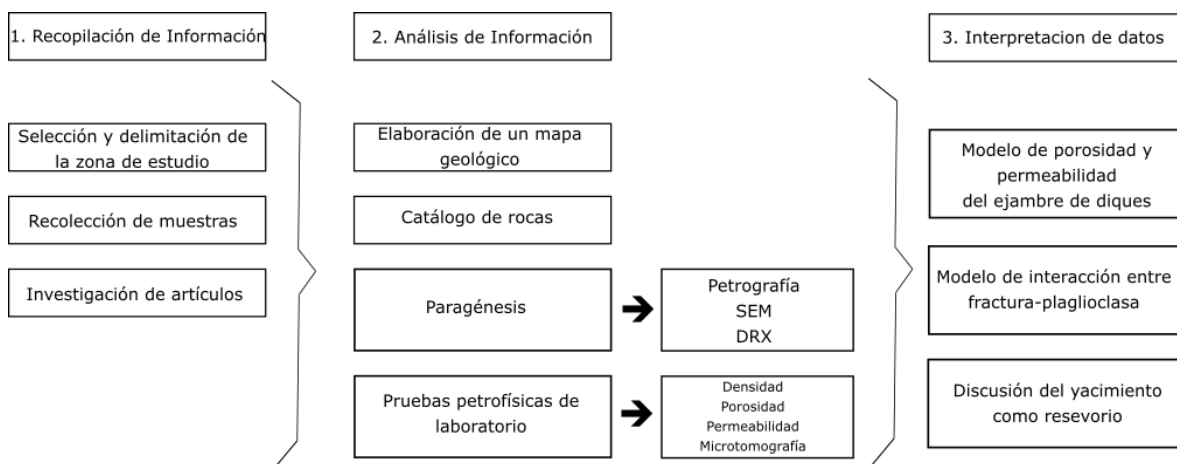


Figura 3.1 Metodología propuesta para el trabajo de tesis.

La segunda etapa comprende el análisis de información, en el cual se genera un mapa geológico que muestra el lugar donde se recolectaron las muestras, un catálogo de rocas con una descripción de textura en muestra de mano, el análisis de la paragénesis de las muestras representativas, que contemplan técnicas de petrografía, microscopía electrónica de barrido (SEM) y difracción de rayos X de polvos (DRXP), por último se

realizaron pruebas petrofísicas de laboratorio para la medición de densidad, porosidad, permeabilidad.

En la tercera etapa nombrada interpretación; se generaron modelos en escala de la microestructura que permiten visualizar y cuantificar la permeabilidad de la fractura, se determinó el contacto de superficie entre fractura-plagioclasa en relación a la muestra total, así como también se realizó la segmentación mediante el análisis digital de imágenes de algunas láminas delgadas para conocer el porcentaje de plagioclasas, posterior a esto se agrupa la información desde la descripción de la paragénesis, las pruebas de laboratorio y el modelo de permeabilidad para obtener una caracterización para el almacenamiento de CO₂ en rocas máficas fracturadas.

4.1 Recopilación de Información

Se analizaron los trabajos publicados de varios sitios en el mundo donde se ha llevado a cabo la mineralización de CO₂ en rocas máficas y ultramáficas. Los sitios que se mencionan son los más relevantes debido a que se cuenta con mayor información, pero no son los únicos lugares en los que se han realizado la inyección de dióxido de carbono, estos sitios son:

1. Sultanato de Omán (In-situ) (Stephen et al, 2015; Keleman y Matter ,2009).
2. Islandia (Ex-situ) (Snæbjörnsdóttir & Gislason, 2016).
3. Grupo Basalto de Río Columbia (Ex-situ) (McGrail et al., 2006; Tollefson, 2013).

En México se cuenta con algunos antecedentes sobre la evaluación de las rocas ígneas en para almacenar y mineralizar el CO₂ (Cantú-Apodaca et al., 2018) (Ortiz-Lucas, 2020) (Sánchez-Ayala, 2019) a nivel de laboratorio.

En este trabajo de tesis se analiza la mineralización de CO₂ atmosférico de un complejo que expone un enjambre de diques máficos emplazados en una zona profunda de la corteza (Chávez-Álvarez et al., 2012; en prensa; González-Cervantes, 2007; Serrano-Duran, 2005) y que fueron exhumados posteriormente.

La zona de estudio cuenta con características para el almacenamiento y fijación potenciales de dióxido de carbono, principalmente porque es una zona fracturada de diques. En estas estructuras se puede filtrar el dióxido de carbono, y por el gran porcentaje de minerales de plagioclasas que contiene este medio se espera que estos minerales reaccionan con el dióxido de carbono para precipitar carbonatos. Aunque en esta zona está ausente la roca sello, en otros lugares de la FVTM esta capa podría impedir que el flujo de CO₂ se filtre hacia la superficie. La zona de estudio está comprendida en la zona fisiográfica de la Sierra Madre del Sur, ubicados en los estados de Michoacán, Guerrero y México.

La geología de la zona de estudio en este trabajo ha sido analizada por varios autores anteriormente. Las muestras, de mano representativas, láminas delgadas y datos geocronológicos y estructurales, utilizados en esta tesis se adquirieron del Centro de Geociencias Campus Juriquilla (CGEO). En este trabajo se utilizaron 4 muestras de mano de las 115 colectadas de los diques de Tuzantla Nanchitla, anteriormente; se elaboró un catálogo digital de las 25 muestras. En el catálogo se incluyó la clasificación de texturas de roca, primero entre las afaníticas y porfídicas, segundo las muestras porfídicas se clasificaron por el tamaño de minerales de plagioclasas. Por último, se realizaron e interpretaron las láminas delgadas. Posterior a este análisis se seleccionaron 4 muestras como representativas y a las cuales se les realizó una caracterización petrofísica más detallada.

4.2 Análisis de Información

Uno de los parámetros importantes a determinar con la metodología propuesta, es la capacidad que pueden tener los diques de reaccionar con el CO₂ y precipitar minerales de carbonato. Esta capacidad puede estar relacionada con la abundancia de los minerales ricos en Calcio, Magnesio y Hierro como se mencionó en la introducción, pero hay que dejar claro que no es la única variable para estimar la capacidad de almacenamiento. Los diques del enjambre de Nanchititla se caracterizan por contener abundantes fenocristales de plagioclasa.

Para estimar la cantidad de minerales que pudieran tener un efecto en la mineralización del CO₂, se generó un catálogo de fotografía de las rocas en muestra de mano que describe el tipo de textura para las 115 muestras de roca seleccionadas.

Antes del análisis petrográfico se realizó un tratamiento a las muestras que consta de lavar la roca y cortarla de forma de una galleta (prisma rectangular con medidas 4 x 2.5 x 1 cm) para después llevarlas al laboratorio de laminación y generar láminas delgadas. Para conocer las paragénesis de las muestras se utilizaron las siguientes técnicas: (1) análisis petrográfico que se realizó a partir de láminas delgadas con la finalidad de conocer la mineralogía, (2) estudio de microscopía electrónica de barrido (SEM) para conocer la composición química elemental y morfología de los minerales y (3) difracción de rayos X de polvos (DRXP), para identificar los minerales primarios (Rogers et al., 2006, Rosenbauer et al., 2012). Mediante estas técnicas se obtuvieron datos para conocer los minerales que componen las rocas máficas de los diques.

Además, realizamos las siguientes pruebas petrofísicas de laboratorio: (1) densidad, de fragmentos de roca medidos, a partir de una balanza analítica con el método de Jolly, (2) porosidad y permeabilidad, con el porosímetro permeámetro automatizado AP-608, de tapones (2.54 y 3.8 cm de diámetro y 3.15 a 4.10 cm de longitud) de núcleos.

4.2.1 Análisis petrográfico

Se analizaron 25 láminas delgadas seleccionadas de las rocas ígneas, correspondientes a los diques de la región de Tuzantla Nanchititla, de las cuales 15 láminas fueron hechas por Chávez-Álvarez et al., 2012 y las otras 10 se realizaron durante este trabajo de tesis.

Se describieron los minerales que forman la roca a partir de un microscopio petrográfico OLYMPUS BX41 y los objetivos que se utilizaron fueron 2.5x, 5x y 10x, las fotografías de las láminas delgadas se generaron a partir de una cámara que se acopla a este microscopio, MicroPublisher 3.3 RTV de la marca Qimaging y para las fotografías utilizamos los objetivos de 5x y 10x. A partir de la recolección de las 115 muestras de mano y de las 25 láminas delgadas, se seleccionaron las 4 muestras: **M3D51**, **M4D8**, **M6D6** y **M1D80**, a partir de la textura de los diques (tamaño de los minerales). La cual consiste en tamaño y forma de los fenocristales, desde glomerpórfidos de gran tamaño, mayores a 2.5, a cristales de 0.5 mm.

De las cuatro muestras mencionadas, que fueron cortadas en prismas regulares, se obtuvieron 2 láminas delgadas en dos planos perpendiculares entre sí para cada una como se muestra en la figura 4.2.1. Se identificaron características descriptivas, tales como su composición mineralógica, textura y algunos rasgos estructurales como vetas y fracturas.

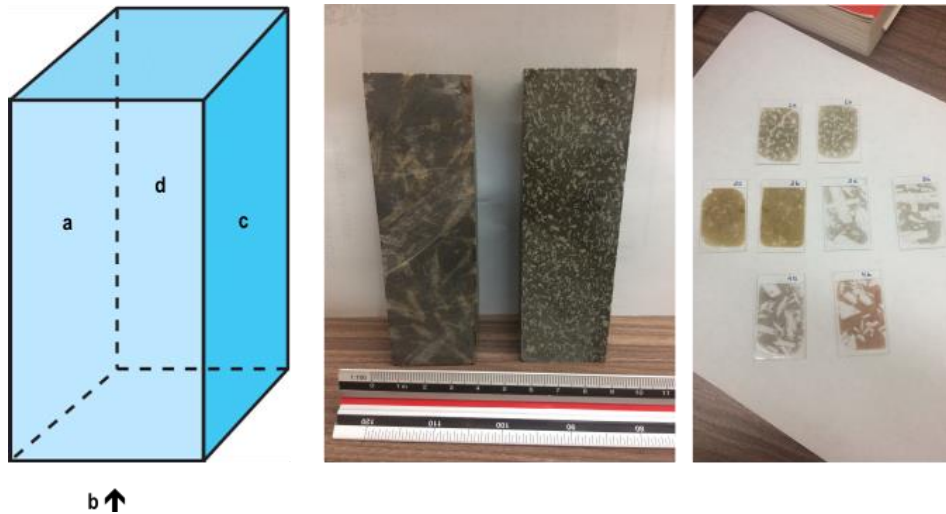


Figura 4.2.1 Las muestras M3D51, M4D8, M6D6 y M1D80, se cortaron secciones de los lados b y d para la generación de láminas delgadas (24 x 40 mm por 30 μ m de espesor), dos láminas por cada prisma.

4.2.2 Microscopía electrónica de Barrido (SEM)

En el SEM se analizaron 4 láminas delgadas que corresponden a las 4 muestras representativas, las muestras **M3D51**, **M4D8**, **M6D6** y **M1D80**, con el fin de conocer su composición elemental y su morfología.

El Microscopio Electrónico de Barrido (SEM) utilizado es un HITACHI modelo TM-1000 (figura 4.2.2), tiene un filamento de tungsteno en un extremo, el cual emite un rayo de electrones de 15 kilowatts que es impactado hacia la lámina delgada, este rayo es re proyectado en un espejo que genera la imagen, Los análisis elementales se hicieron con un dispositivo de espectroscopia de energía dispersiva (EDS) Oxford acoplado al microscopio con un tiempo de conteo de 60 s.

Se realizaron varias mediciones puntuales de la composición para las 4 muestras; a las muestras **M3D51**, **M4D8** y **M6D6**, se les realizó de 6 a 8 mediciones; mientras que en la muestra **MID80** se realizaron 13 mediciones, debido a que la información visual obtenida por petrografía fue escasa. El equipo generó micrografías en escala de grises en donde se puede apreciar la morfología del mineral y el porcentaje elemental composicional de cada uno, en el que se realizó la medición puntual.



Figura 4.2.2 Equipo de Microscopía electrónica de barrido; a) Zona donde se introduce la muestra, b) Equipo para la obtención composicional elemental.

4.2.3 Difracción de Rayos X de polvos

Para el estudio de difracción de rayos X, se usaron las muestras, **M3D51**, **M4D8**, y **M1D80**, de la zona de enjambres de diques de Nanchititla para identificar sus minerales primarios. La muestra M6D6 no se analizó debido a que mineralógicamente es muy similar (contenido de minerales y tamaño) a la muestra M4D8.

Para la preparación de las muestras, se lavaron los fragmentos de roca y después se pulverizaron las fracciones de grano fino (<0.002) en un mortero de ágata, hasta pasar el tamiz del No. 100 y los polvos secos se cargaron en placas de aluminio (figura 4.2.3).

Las muestras se analizaron usando un difractómetro Miniflex Rigaku usando radiación de Cobre $K\alpha$ 1.5406 \AA , se utilizó un barrido desde 5 a 80 grados 2θ en pasos de 0.02 grados y 0.06 s para el punto medido. Las fases cristalinas se identificaron utilizando la base de datos PDF-2 (Centro Internacional de Datos de Difracción, 2005).



Figura 3.2.4 Equipo de difracción de rayos X de polvos (DRXP); a) preparación de la muestra, b) Zona donde se introduce la muestra, para la obtención de minerales primarios.

4.2.4 Densidad

Para las muestras **M3D51**, **M4D8**, **M6D6** y **M1D80** se determinó: la densidad total de la roca, densidad de la matriz y densidad del mineral más representativo “plagioclasas”. Este mineral es el más representativo por el alto porcentaje que se encuentra en las muestras.

Para la medición de la densidad total de la roca se cortaron bloques, de aproximadamente 1 cm, las muestras originales tenían dimensiones de 40 x 30 x 30 cm aproximadamente. Para determinar la densidad de la matriz y de mineral componente de los fenocristales, se pulverizó la roca en el área de molienda después se pasó por una malla del número 100 y con el equipo FRANTZ, separador de laboratorio de barrera magnética, se separaron los minerales ferromagnesianos de los que no lo son, se usaron amplitudes de 0.5, 1, 1.5 y 2 para obtener 2 concentrados uno magnético y el otro no magnético. Del concentrado que no contiene minerales magnéticos, se separaron las plagioclasas, con ayuda de unas pinzas se eligieron los cristales de plagioclasas y estos pudieron ser medidas en la balanza analítica, equipo RADWAG modelos WAS 160/X con el método Jolly, en el cual se registraron 7 mediciones de cada parámetro que quería ser medido, que es roca, matriz y del mineral (figura 4.2.4).

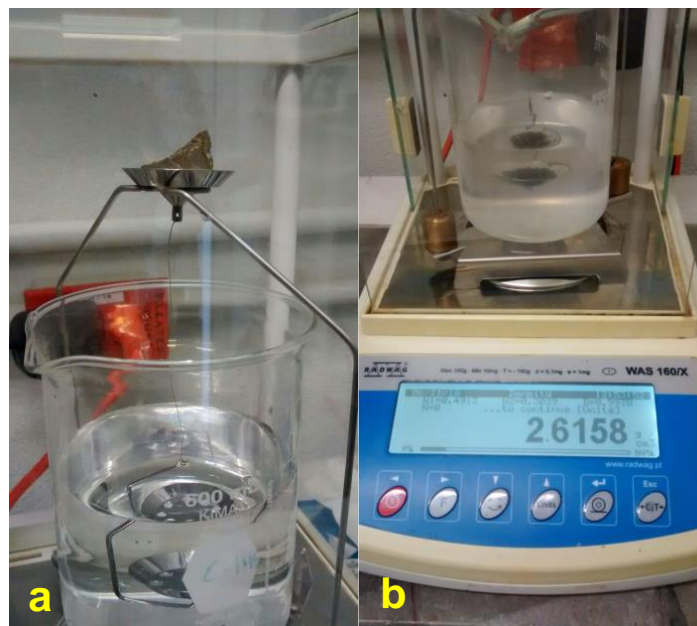


Figura 4.2.4 Balanza analítica, equipo RADWAG; a) medición en aire, b) medición en agua.

4.2.5 Porcentaje de Plagioclasas

Se realizó un análisis del porcentaje de plagioclasas $(\text{Na,Ca})(\text{Si,Al})_3\text{O}_8$ en las muestras **M3D51**, **M4D8**, **M6D6** y **M1D80**. Para esto se utilizaron las imágenes digitales obtenidas de las láminas delgadas. Las imágenes fueron procesadas por medio del programa Image J como se puede ver en la figura 4.2.5. El procesado incluye la segmentación, o separación por medio de un procesado digital de imágenes de las fases minerales que se quiere analizar. Para ello, las imágenes en color RGB fueron convertidas a escala de grises.

En las figuras se observa por cada una de las muestras tres columnas, que describen el proceso de la segmentación. La imagen del lado izquierdo muestra la imagen en color RGB, en cada imagen central se muestra nuevamente la imagen en escala de grises. Una vez obtenida esta imagen, se llevó a cabo un proceso de umbralización (thresholding) que permitió separar la fase bajo estudio. En las imágenes del lado derecho muestra la imagen con la fase de fenocristales y cristales de plagioclasa segmentada en blanco, mientras que todos los demás componentes tienen un color negro. Este mismo procedimiento se hizo para delimitar la muestra **M4D8** que tiene una veta de calcio, pero en vez de ser segmentada en color blanco, fue de color rojo. A partir de estos resultados se calcularon los porcentajes de área cubiertos por la fase bajo estudio.

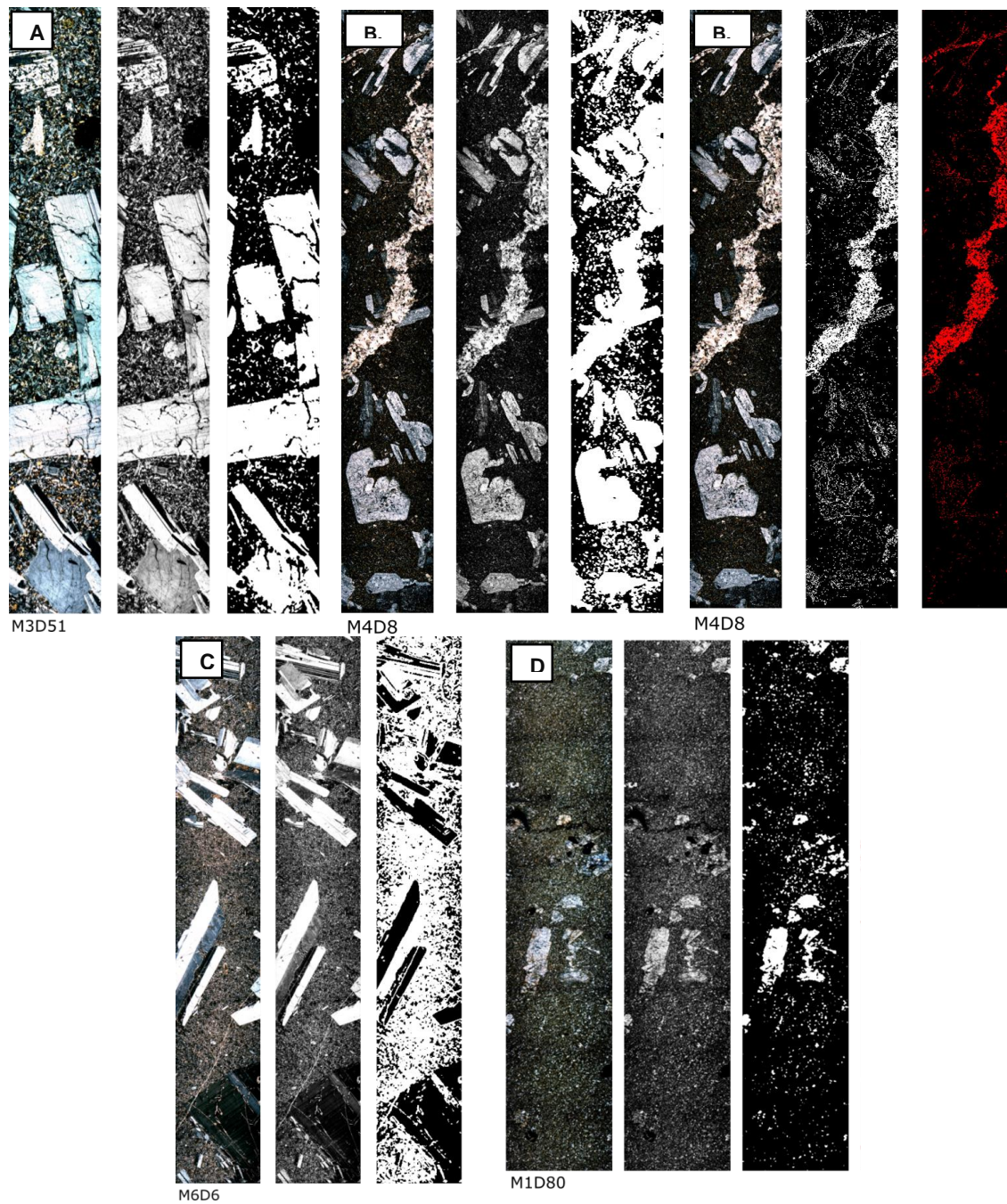


Figura 4.2.5 Proceso de Segmentación de las muestras **M3D51**, **M4D8**, **M6D6** y **M1D80**

4.2.6 Porosidad y Permeabilidad

El análisis de Porosidad y Permeabilidad se llevó a cabo en el Laboratorio de Petrología y Petrofísica del Instituto Potosino de Investigación y Tecnología (IPICYT) en San Luis Potosí, con ayuda de la M.C. María Mercedes Zavala. Se determinó la porosidad y la permeabilidad de cuatro muestras (**M3D51, M4D8, M6D6 y M1D80**) del enjambre de diques de Tuzantla-Nanchititla.

Para la preparación de las muestras se cortaron 4 tapones cilíndricos, 2 cilindros con 1" de diámetro y 2 cilindros con 1.5" de diámetro, estos tapones se realizaron a partir de los bloques del análisis de microtomografía computarizada de rayos-X, la medida anterior de los bloques iban de los 2 a 3 cm por lado y por la apotema, mientras que las alturas son de 10 a 15 cm.

—La diferencia en el diámetro de los tapones se debió a que dos muestras tenían un tamaño pequeño que no permitió cortar el tapón de 1.5". Los tapones fueron perforados usando un equipo MDP-405, marca Core Test, que es un taladro de perforación con recirculación de fluidos no contaminantes y se utilizó agua para la lubricación de la broca. Primero se cortó la muestra tomando en cuenta el área de dónde desea sacar el núcleo, después se ancló la muestra y se utilizó el taladro de perforación para obtener el tapón. Las superficies de las muestras se pulieron con la sierra individual de corte STS-425, pulidos por sus dos caras con esmeriladora unilateral SFG-426, para evitar bordes además de dejar el tapón a la misma altura.

Los ensayos físicos para obtener valores de porosidad y permeabilidad, se realizaron en el porosímetro-permeámetro automatizado AP-60 de la marca Core-Test, en cual se introdujeron los tapones (Anexo 1). Se despresurizó el contenedor en donde se puso la muestra. Para después ser ajustada por dos pistones que hacen presión sobre la muestra. En el equipo se ingresaron las medidas de la muestra (peso, longitud y diámetro), además de las condiciones de confinamiento a las que fueron sometidas las muestras, 500 psi (35.16 kg /cm²).

Los parámetros que midió el equipo fueron porosidad al helio, volumen de poro, permeabilidad de Klinkenberg y permeabilidad al helio.

4.2.7 Microtomografía computarizada de rayos X (LUMIR)

Para obtener una idea de la distribución espacial de los parámetros petrofísicos en las muestras analizadas, se utilizó el microtomógrafo de rayos X, en el cual se obtienen imágenes en escala de grises con la finalidad de visualizar la estructura interna de la roca. En particular, fue de interés estimar la permeabilidad de las rocas seleccionadas, tanto en la matriz como en la fractura, y comparar con los valores obtenidos con el permeámetro-porosímetro.

La microtomografía de rayos X es una técnica que se ha abierto camino en campos de interés académico y económico para la industria en nuestro país. Esta técnica no altera o destruye la muestra que se analiza, permite visualizar imágenes radiográficas consecutivas en escala de grises que pueden producir imágenes tridimensionales para visualizar la estructura interna del material (Farr et al. 2018). Esta técnica ha sido descrita en detalle por autores como Baker et al. (2012) y Salvo et al. (2003).



Figura 3.2.7 Microtomógrafo Xradia Versa 510; a) preparación de la muestra, b) Equipo de microtomografía para la obtención de imágenes en escala de grises.

Para la determinación del medio poroso, las muestras **M3D51, M4D8, M6D6 y M1D80** se midieron en el microtomógrafo Xradia Versa 510 (ubicado en el Laboratorio LUMIR del Centro de Geociencias), las cuales son montadas en una plataforma de metal.

Nuevamente se utilizaron las muestras M3D51, M4D8, M6D6 y M1D80, las cuales se cortaron en forma de prisma cuadrangular (figura 3.2.7), pero al obtener ruido en los lados angulosos de la muestra durante el análisis, se optó por formas de prisma octogonal para reducir el ruido al momento de la tomografía. La medida de los prismas va desde los 2 a 3 cm por lado y por la apotema, mientras que las alturas son de 10 a 15 cm, las muestras originales tenían una dimensión de 40 x 30 x 30 cm. ▯

A las muestras se les hizo pasar un haz de rayos-X a través de la muestra por un tiempo determinado, el tiempo de exposición depende de las propiedades del material o del tamaño. Los rayos-X que atraviesan la muestra, se impactan contra una sección con un compuesto fluorescente, que, al hacer contacto con el haz, crea luz en el espectro visible.

Una vez obtenida la proyección, la muestra se rota en distintos ángulos para repetir el mismo proceso (figura 3.2.8).

Por último, son amplificadas (una rebanada de la muestra de roca) por medio de óptica y detectadas por una cámara de dispositivo de carga acoplada (CCD), la cual transforma la luz visible en una imagen digital (figura 3.2.9) (Arteaga-Martinez, 2018).

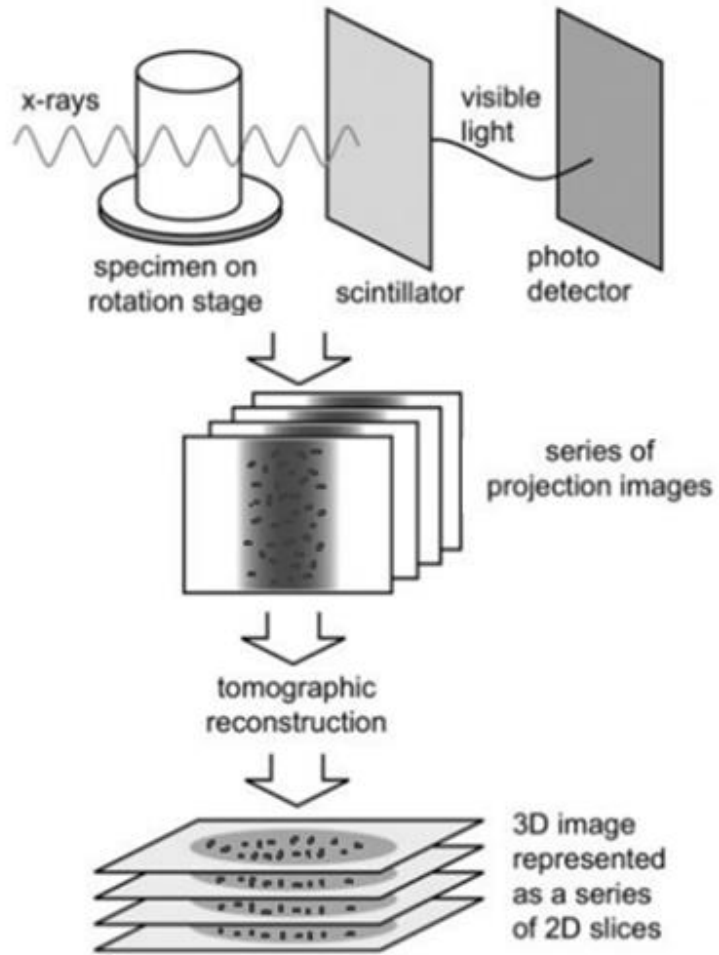


Figura 3.2.8 esquema de la secuencia de la obtención de la microtomografía, tomada y modificada de Landis & Keane, (2010)

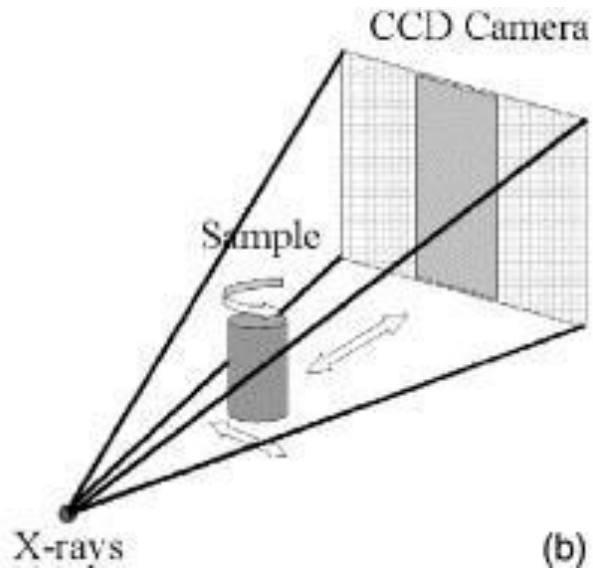


Figura 3.2.9 la muestra se amplifica en el detector a partir de la geometría cónica del haz proveniente de la fuente, tomado y modificado de (Salvo et al., 2003).

Después de que la muestra es escaneada se generan imágenes en escala de grises. De cada muestra se obtuvo una carpeta con distintas cantidades de imágenes 1678, 1013, 1023, 1023; respectivamente. Además de contener también distintos tamaños de pixel 51.90, 48.26, 52.65, 57.92; respectivamente.

4.3 Interpretación de datos de microtomografía

En esta etapa se trabajó en dos partes. Por un lado, se visualizaron imágenes en 3D en el software AVIZO (provisto para el microtomografo por Thermo-Fisher Scientific) para conocer, visualizar y medir la permeabilidad de la fractura. Este programa permite la visualización en 3D y el análisis de los datos obtenidos mediante las imágenes de la tomografía. El procesamiento en esta etapa fue realizada por el técnico del laboratorio Dante Arteaga Martínez. Una vez procesada la imagen 3D, se identificó los contactos de fractura-plagioclasas a partir de un módulo llamado *labeling*, esta visualización en 3D se realizó a partir de las imágenes en escala de grises.

Adicionalmente, se realizó un análisis digital de imágenes mediante la segmentación de algunas láminas delgadas para conocer el porcentaje de fenocristales de plagioclasas. El procesamiento se realizó con el software Image J, el cual es un poderoso procesador de fuente libre y multiplataforma (<https://imagej.nih.gov/ij/index.html>)

Procesamiento digital de imágenes

-El procesamiento digital de imágenes para la segmentación se contempla en tres etapas: 1) el pre-procesado de imágenes o filtrado, 2) el procesado de imágenes o segmentación y 3) la obtención de datos cuantitativos a partir de imágenes. Cada una de estas etapas cuenta con herramientas que permiten manipular el proceso para la segmentación de la muestra.

1) Pre-procesado (preparación) de imágenes / Filtrado

Para esta etapa se utilizó el módulo *Anisotropic Difussion* que ayudo a la preparación de la imagen. Después de haber digitalizado la muestra, se buscó una zona con las características de interés (fracturas, plagioclasas, zonas de porosidad), estas zonas se identifican a partir de la densidad del material, por lo tanto, el material menos denso se presenta con tonalidades oscuras y los materiales densos con tonalidades claras (Vega et al., 2018).

Debido a la naturaleza propia del análisis, los bordes tienden a tener afectaciones, sin embargo, debido a las dimensiones del cubo (véase en la tabla 4.3.1) bastó con extraer una sub-muestra que elimina la parte superior e inferior del prisma, con esto, se obtuvo la mayoría del volumen libre de ruido en los bordes.

Tabla 4.3.1 Dimensiones de cada muestra por lado

Muestra	Voxeles
M3D51	1678
M4D8	1013
M6D6	1023
M1D80	1023

El volumen adquirido de la sub-muestra fue un cubo de 500 voxeles por lado, cada vóxel (unidad cubica que compone un objeto tridimensional) tiene un tamaño de 48.26 micrómetros por lado, lo que arroja un volumen resultante de 24.1 cm^3 . Una vez adquirido el volumen que se analizará es necesario remover el ruido generado durante la tomografía. Para reducir este ruido del umbral en el centro de las imágenes fue remover las primeras y las últimas imágenes, en la figura 4.3.2 se puede observar el umbral en el centro de las imágenes.

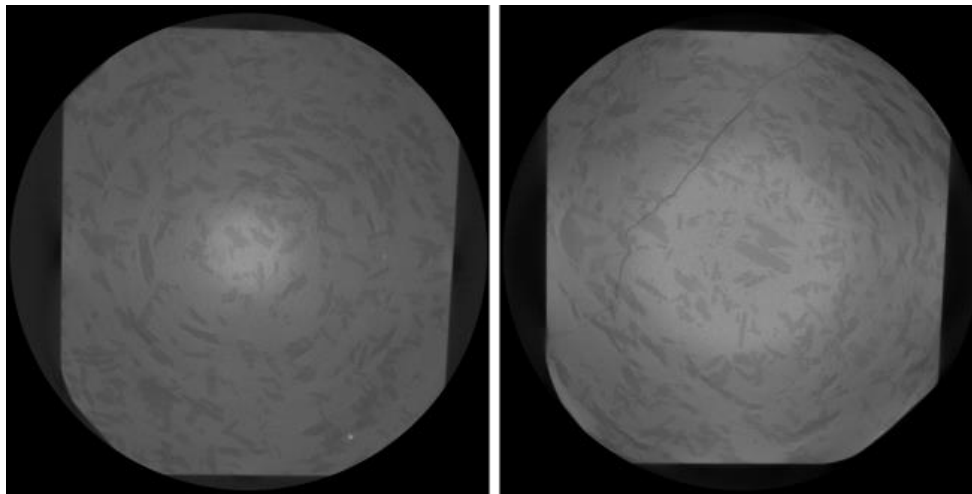


Ilustración 4.3.2 en el centro de las fotografías se puede observar el umbral que es tomado como ruido.

Después se utilizó un filtro llamado *anisotropic diffusion*, el cual es un método de regularización de imágenes con valores de vector mediante métodos variacionales. Entre sus principales ventajas destaca la eliminación del ruido sin afectar las características principales de la muestra (Sheppard et al., 2004).

2) Procesado / Segmentación

Una vez finalizada la etapa de filtros es posible determinar el medio poroso. Utilizando algoritmos como el propuesto por Otsu (1979) es posible segmentar el medio poroso. Para las muestras analizadas en este trabajo se aplicó un *auto thresholding* (autoumbralización) de 3 fases que ajustó el valor umbral perteneciente a la porosidad. El análisis en tres fases contempla la fase de poros, zona intermedia y matriz. Al aplicar el valor de umbral y segmentar para hallar la porosidad, solo los poros bien definidos son seleccionados, mientras que los poros pequeños o no muy bien definidos son considerados como zona intermedia.

Dos de las cuatro muestras presentaron conectividad al ser segmentadas, fue la muestra M4D8 y M1D80, en ellas la conectividad se presentó a través de la fractura. La zona de simulación fue tomada de una parte de la muestra, ya que de haber tomado la totalidad de la muestra se habría generado un valor subestimado.

3) Obtención de datos cuantitativos a partir de imágenes

Una vez obtenida la imagen del medio poroso se puede realizar una simulación numérica para obtener una estimación de la permeabilidad absoluta, para esto se utilizó un módulo del software Avizo denominado "Absolute Permeability Experiment Simulation".

Posteriormente, se determinó el contacto de interés entre los planos de fractura y el área de los fenocristales de plagioclasas contemplando el volumen total de la muestra, esto solo se realizó en la muestra M4D8 debido a que era la única muestra que presentó una fractura y minerales de plagioclasa, los cuales fueron detectados por el módulo. Se utilizó el módulo de *labeling* que lo que hace es asignar valores a cada estructura (plano de fractura) de la muestra. Finalmente, se utilizó el comando llamado *volume fraction*, el cual relaciona la estructura más grande con el volumen total de muestra.

5. Resultados

A continuación, se describen los resultados obtenidos al aplicar la metodología mostrada en esta tesis. Y en las secciones posteriores se muestran los resultados.

1) En primer lugar, se describen 25 muestras de roca que se utilizaron para integrar un catálogo digital del reservorio. Se seleccionaron muestras representativas que se encuentran distribuidas en la zona de estudio como se observa en (la figura 4.1). De estas rocas se describen las características principales en escala de muestra de mano.

2) A partir del catálogo digital se describió la petrografía de 21 muestras en lámina delgada. Las 4 muestras seleccionadas M3D51, M4D8, M6D6 y M1D80 se llevó un análisis petrográfico más detallado y la determinación de propiedades petrofísicas selectas que incluyen densidad de los minerales, porosidad y permeabilidad de las rocas y de las fracturas que las afectan.

3) Las muestras M3D51, M4D8, M6D6 y M1D80 de la zona del enjambre de diques fueron analizadas mediante la técnica Microscopia Electrónica de Barrido (SEM) para determinar la composición mineralógica de cristales. Con estos resultados se comprueba la presencia de fases minerales que podrían ser de interés para el almacenamiento.

4) En las muestras M3D51, M4D8 y M1D80 se realizó un análisis de Difracción de Rayos X de polvos (DRXP) con el fin de identificar cuáles son las fases minerales que más predominan en las muestras, estas interpretaciones realizadas apoyan los pasos 2 y 3. La muestra M6D6 no se analizó debido a que mineralógicamente es muy similar a la muestra M4D8.

5) Además de la composición mineralógica de las muestras se presentan resultados sobre propiedades petrofísicas selectas del reservorio. Estas incluyen la densidad de los minerales de interés que se realizó mediante una balanza analítica con el método de Jolly.

6) La porosidad y la permeabilidad se determinaron mediante un porosímetro-permeámetro en laboratorio y a partir de imágenes de tomografía de rayos X se modeló la permeabilidad de fractura en dos de las muestras.

7) Se segmentan las imágenes de láminas delgadas para identificar el porcentaje de plagioclasas a partir de un programa de visualización (Image J). Además, se pudo conocer el contacto de interés entre fractura-plagioclasas, con el programa Avizo, como se mencionó antes, este programa permite visualizar en 3D y cuantificar la permeabilidad de la fractura.

5.1 Catálogo de texturas de muestras de rocas del enjambre de diques de Nanchititla

En la figura 5.1.1., se muestra un mapa geológico simplificado del área de estudio y la ubicación de las muestras recolectadas previamente por Chávez-Álvarez et al. (2012) en campo. Este mapa es una proyección simplificada de acuerdo con los resultados de Chávez-Álvarez et al. (2012). Como material suplementario de esta tesis se anexa el mapa producido por estos autores Chávez-Álvarez et al. (2012). En esta tesis la clasificación de las muestras de mano de acuerdo al tamaño de los fenocristales se llevó a cabo de acuerdo con los criterios establecidos por los autores mencionados anteriormente.

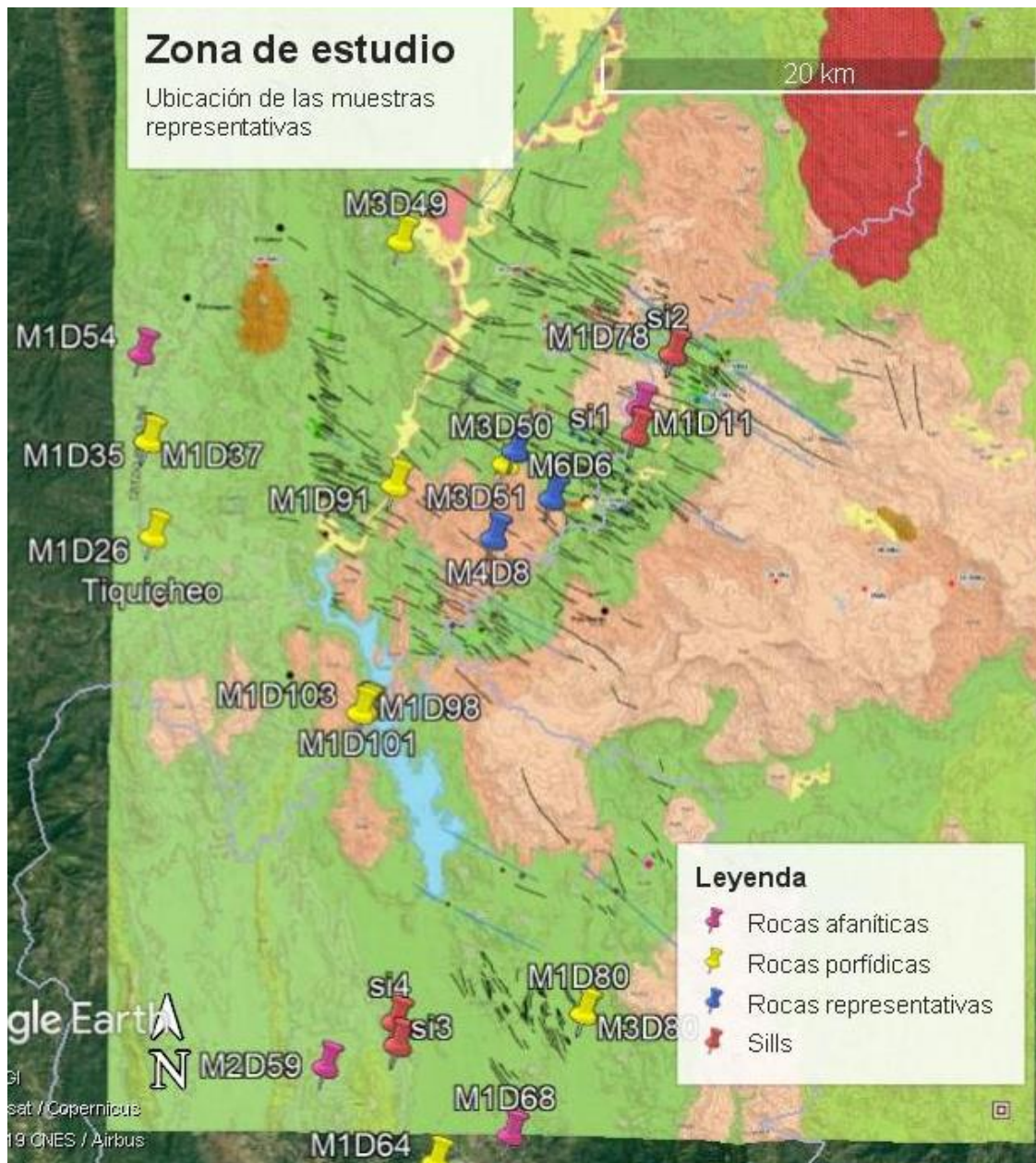


Figura 5.1.1 Mapa tomado de Chávez-Álvarez et al. (2012) y modificado que muestra la ubicación de las muestras de mano colectadas en el área de estudio.

El catálogo de rocas en muestra de mano que se compiló para esta tesis incluye fotografías de las muestras de rocas del enjambre de diques de Nanchititla con texturas porfídicas y afaníticas. Se tomaron fotografías de superficies expuestas de muestras de rocas que se cortaron en el laboratorio. Esta zona se caracteriza por contener rocas de tipo basáltico o basalto-andesítico con tonalidades que van desde el verde oscuro a gris (Serrano-Durán, 2005). Algunos de estos diques cuentan con un alto grado de meteorización y están fracturados. Gran cantidad de estos diques cuentan con texturas porfídicas además de contener fenocristales de plagioclasas en su mayoría.

El catálogo de texturas en muestra de mano fue realizado para el mapa presentado por Chávez-Álvarez et al. (2020), por lo que la clasificación de las texturas siguió un criterio similar. Este catálogo cuenta con una descripción petrográfica el cual no se encuentra en los trabajos presentados por Chávez-Álvarez. Las texturas porfídicas fueron clasificadas en función del tamaño de los fenocristales. Las rocas que contienen fenocristales con tamaño menores que 5 mm, se distribuyen espacialmente en los márgenes norte y sur del enjambre y tienen menor presencia en la parte central. Las rocas con fenocristales entre 5 y 25 mm de largo se observan en la parte norte del enjambre predominantemente. Por otro lado, las rocas con fenocristales mayores a 25 mm se observan predominantemente en la parte central del enjambre, donde, también se encontraron rocas que presentan una textura afanítica. En cuanto a las rocas que contienen fenocristales mayores a 25 mm se encontraron preferentemente en los seis diques con mayor espesor en el enjambre.

En las siguientes fotografías (Figuras 5.1.2 - 5.1.6) se muestran ejemplos del catálogo de rocas, las cuales fueron recolectadas por Chávez-Álvarez et al. 2012, y fotografiadas y caracterizadas petrográficamente por un servidor. El catálogo completo fue incluido como material suplementario y puede ser consultado en el trabajo de Chávez-Álvarez et al. (2020). Las muestras son nombradas por el número de muestra M, que se colectó en cada dique D. De esta manera, M1D1 quiere decir la muestra 1 del primer dique cartografiado. En este trabajo se muestran 17 fotografías de rocas con una textura porfídica. Cuatro de estas muestras fueron seleccionadas para una caracterización petrofísica más completa. Otras ocho muestras de roca presentan una textura afanítica.

El primer grupo de imágenes, presentadas en la Figura 5.1.2, muestra rocas con una textura porfídica, con distintos tamaños de minerales de plagioclasas que van desde 1 a 15 mm. Además de la textura, las muestras presentan rasgos geológicos relevantes para este estudio, como las fracturas y las vetas. La muestra M1D35 presenta una veta de calcita. Las muestras M1D35, M1D37, M3D49, M3D50 presentan fracturas mayores a los 5 cm de largo en la muestra de mano. Este grupo de imágenes presentan colores de azul verdoso a café rojizo, lo que indica alteración.

En el segundo grupo de imágenes (Figura 5.1.3) las muestras de roca presentan una textura porfídica con cristales de plagioclasas menores a los 5 mm. Adicionalmente, las muestras M1D78, M3D80 y M1D98 presentan fracturas que van desde los 3 cm hasta 8 cm. Las muestras M1D78, M1D94 y M1D98 presentan un color azul, de color amarillo verdoso M1D91 y M1D101 y de color rojizo la muestra M3D80.

El tercer grupo de imágenes (Figura 5.1.4) también presentan una textura porfídica. Las muestras M3D51 y M6D6 presentan fenocristales de plagioclasas con tamaños de 30 mm mientras que en las muestras M1D103, M4D8, M1D80 presenta cristales de plagioclasas no mayores a 5 mm. Las muestras M3D51, M4D8 y M1D80 contienen fracturas que rebasan los 3 cm de longitud. Las tonalidades de color son de azul a verde en las muestras M3D51 y M1D103, verde en la muestra M4D8, rojizo en la muestra M6D6 y amarillo M1D80.

En el cuarto grupo de imágenes (Figura 5.1.5) las rocas presentan una textura afanítica, y en estas muestras no se identificaron fracturas. Las muestras M1D11, M1D54, M1D68 M1D96 presentan una tonalidad de color de verde oscuro, la muestra M2D59 presenta un color azul mientras que la muestra M1D96 es blanca con manchas de color azul.

Finalmente, el quinto grupo de imágenes (Figura 5.1.6) presentan una textura afanítica. La muestra M1D99 presenta una vetilla de carbonato, estas muestras cuentan con tonalidades de azul a verde.

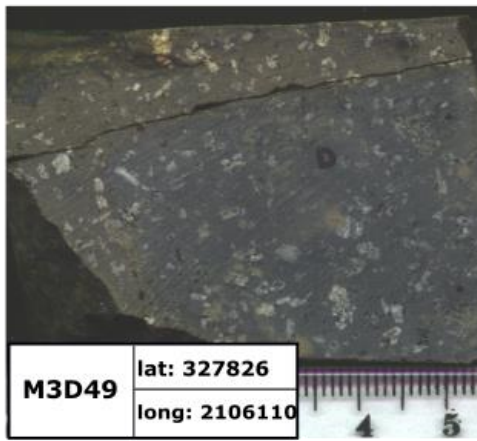


Figura 5.1.2 muestras de la zona de Nanchititla con textura porfídica

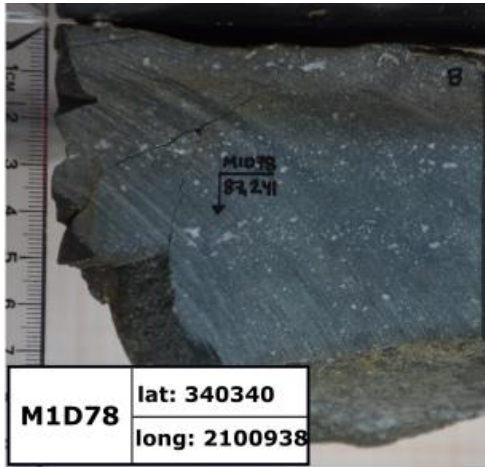


Figura 5.1.3 muestras de la zona de Nanchititla con textura porfídica

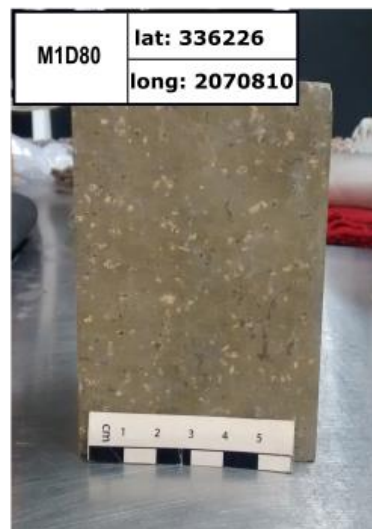


Figura 5.1.4 muestras de la zona de Nanchititla con textura porfídica, las muestras M3D51, M4D8, M6D6, M1D80 fueron las seleccionadas para realizarse un análisis petrofísico.



Figura 5.1.5 muestras de la zona de Nanchititla con textura afanítica

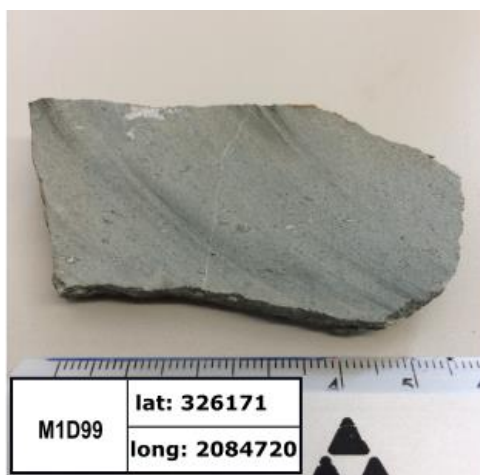


Figura 5.1.6 muestras de la zona de Nanchititla con textura afanítica

5.2 Análisis petrográfico

Se seleccionaron 21 muestras de la zona de enjambre de diques de la región de Tuzantla Nanchititla para realizar un análisis petrográfico detallado, los resultados confirman las observaciones de Serrano-Durán (2005). El análisis de las 21 muestras es más detallado en composición mineralógica, primero se describieron 17 láminas delgadas para concluir con las muestras M3D51, M4D8, M6D6, M1D80, se describieron minuciosamente. A continuación, se presentan las petrografías.

M1D26 Textura Holocristalina

En esta lámina se observan fenocristales de plagioclasas subhedrales, con un maclado simple, con un tamaño de 0.5 a 1 mm, se observan también grupos de plagioclasas con un arreglo en forma radial. Los piroxenos se observan de forma subhedral con tamaños de 0.5 mm y minerales opacos. La muestra presenta alteración de clorita de forma radial. Se observan fenocristales de cuarzo polisintético. Cuenta con una textura intergranular con gran cantidad de minerales de plagioclasas, piroxenos, cuarzos y minerales opacos.

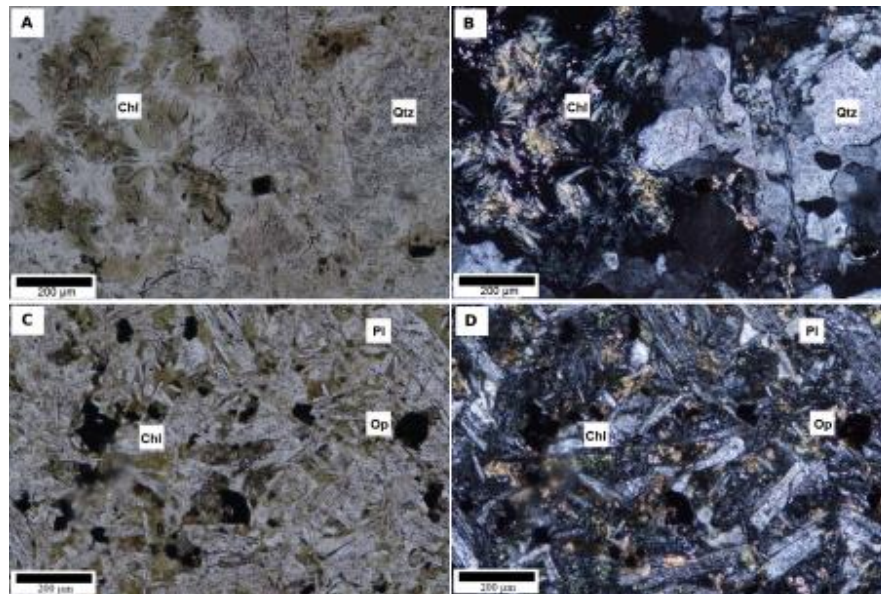


Figura 4.2.1 Microfotografía de la muestra M1D26, en las fotos de la parte superior (A y B) se puede apreciar del lado izquierdo de las fotos una ligera alteración a clorita (Chl) mientras que al lado derecho se encuentra un fenocristal de cuarzo (Qtz) policristalino. Por otra parte, las fotografías de la parte inferior (C y D) muestran una textura intergranular con cristales de plagioclasa (Pl).

M1D35 Textura Holocristalina, con un 5 % de fenocristales

Contiene fenocristales de plagioclasas euhedrales a subhedrales, con un maclado simple y polisintético, algunas presentan zoneamiento y algunas una textura antipertíticas.

También se pueden visualizar piroxenos de forma subhedral-anhedral que se encuentran muy alterados. La matriz se compone en su mayoría por microlitos de plagioclasas, piroxenos y minerales opacos. La muestra presentó fenocristales de plagioclasas que se encontraban consumidos en sus bordes y reemplazados por calcita.

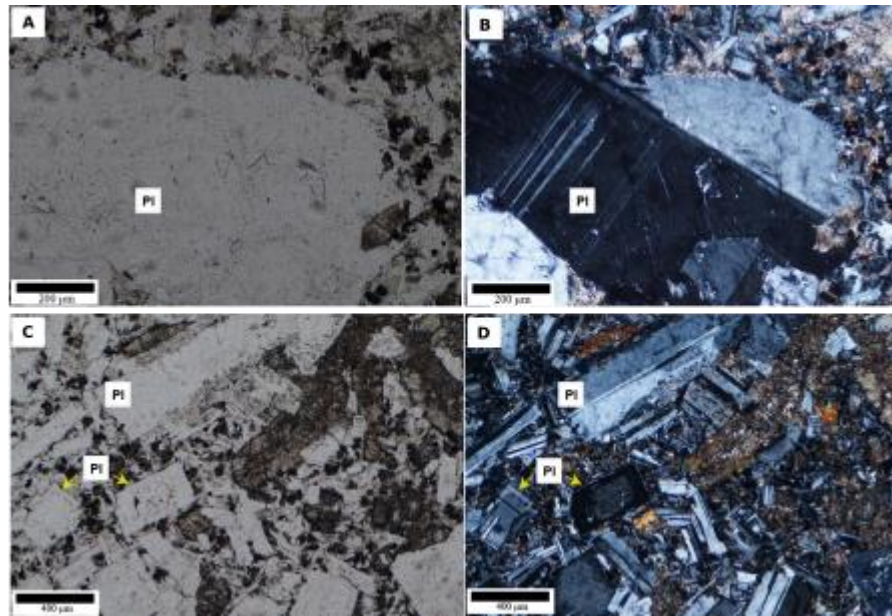


Figura 4.2.2 Microfotografía de la muestra M1D35 en las fotografías de la parte superior (A y B) se puede apreciar un fenocristal de plagioclasa (Pl) con un maclado simple con una textura antipertíticas, las fotografías de la parte inferior (C y D) muestran gran cantidad de cristales de plagioclasas (Pl) algunas con zoneamiento, mientras que a su lado superior de la foto se encuentra calcita.

M1D37 Textura Hipocristalina

Contiene cristales de plagioclasas anhedrales alterados a epidota o clorita, se pueden identificar algunos fantasmas de piroxenos, además de contener minerales opacos.

La matriz tiene textura pilotáxica y está compuesta en su mayoría por microlitos de plagioclasas, piroxenos y minerales opacos. La muestra presenta alteración a clorita y a su alrededor se presenta calcita, también se puede apreciar un fenocristal de ortoclasa.

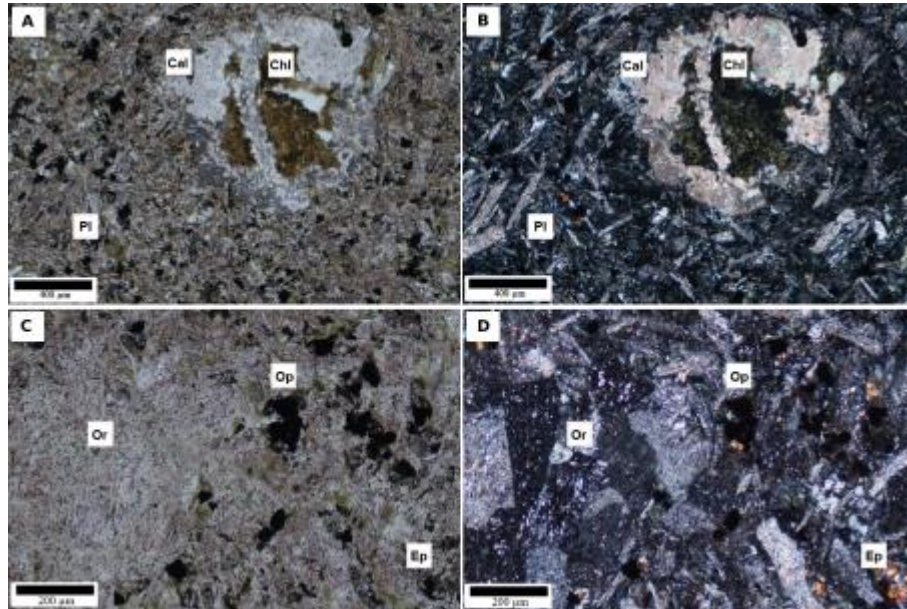


Figura 4.2.3 Microfotografía de la muestra M1D37 las fotografías de la parte superior (A y B) se puede apreciar alteración de clorita (Chl) y a su alrededor calcita (Cal) embebidos en una matriz pilotáxica con gran mayoría de microlitos de plagioclasas (Pl). Las fotografías de la parte inferior (C y D) del lado izquierdo muestran un fenocristal de ortoclasa (Or) mientras que en el borde inferior lado derecho alteración a epidota (Ep).

M3D49 Textura Holocristalina, con un 25 % de fenocristales

Gran porcentaje de fenocristales de plagioclasas, son de forma euhedral con un maclado simple y polisintético, las plagioclasas atrapan poikiliticamente cristales de piroxenos y anfíboles.

Los cristales de anfíboles presentan un color amarillo además que se encuentran muy fracturados, mientras que los piroxenos cuentan con tonalidades tornasol. Los fenocristales se encuentran embebidos en una matriz pilotáxica compuesta de microlitos de plagioclasas, piroxenos, anfíboles y minerales opacos, se puede encontrar minerales con reemplazamiento a epidota.

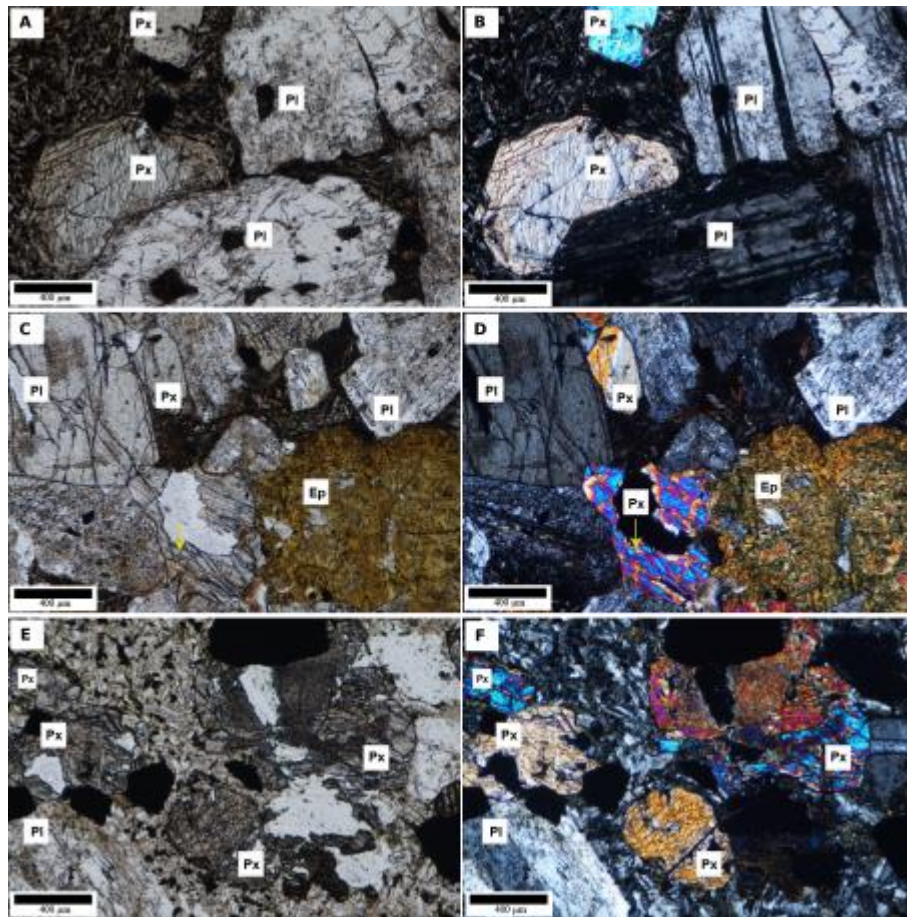


Figura 4.2.4 Microfotografías de la muestra M3D49, las fotografías de la parte superior (A y B) muestran fenocristales de plagioclasas (Pl) con un maclado polisintético y en la parte del centro superior de color celeste se puede apreciar un piroxeno (Px). Las fotografías del centro (C y D) en la parte del medio muestran un piroxeno (Px) de color tornasol y a su lado derecho se observa alteración a epidota (Ep). Las fotografías de la parte inferior (E y F) muestran distintas tonalidades de piroxenos (Px) y en la parte inferior lado izquierdo una plagioclasa (Pl) con maclado simple también esas fotografías muestran una textura pilotáxica de la matriz.

M3D50 Textura Holocristalina contiene un 30 % de fenocristales

Las plagioclasas tienen forma euhedral, con un maclado simple y polisintético, cuentan con zoneamiento, además de encontrarse en su mayoría fracturados, se pueden presentar como glomeroporfidos de plagioclasas con intervención de piroxenos.

Los minerales de piroxenos se encuentran muy alterados. Estos fenocristales se encuentran embebidos en una matriz pilotáxica con microlitos de plagioclasas, piroxenos y minerales opacos, en su mayoría de hematita, por su color rojizo.

Algunos de los fenocristales de plagioclasas cuentan con alteración a minerales de clorita y calcita. También la matriz cuenta con sílice criptocristalino resultado del reemplazo de vidrio.

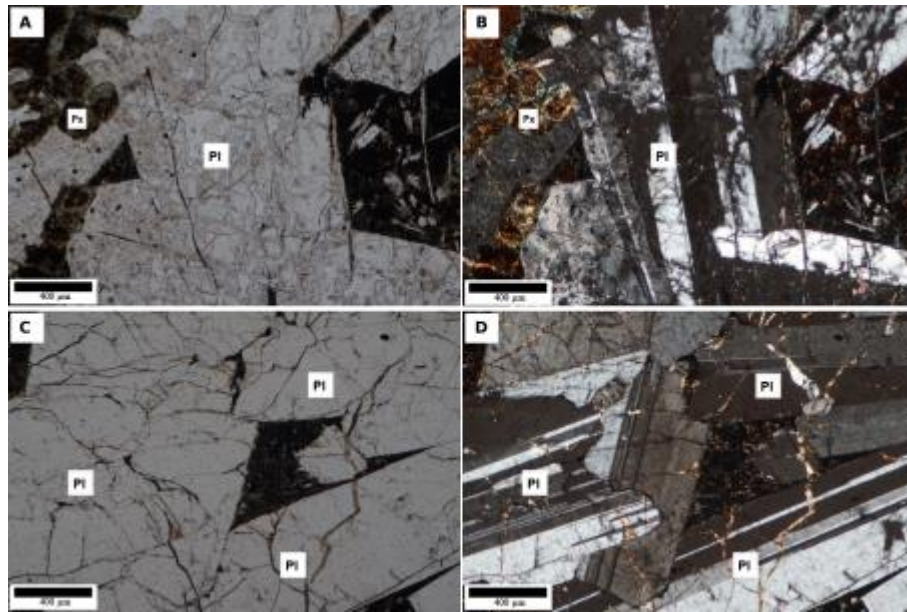


Figura 4.2.5 Microfotografía de la muestra M3D50, las fotografías de la parte superior (A y B) muestran un glomeroporfido de plagioclasa (Pl) con maclado simple y polisintético que atrapan poikiliticamente cristales de piroxenos (Px) que pueden estar alterados a hematita por su color rojizo. En las fotografías de la parte inferior (C y D) se muestran un glomeroporfido de plagioclasa (Pl) con maclado simple y polisintético. En los dos pares de fotografías las plagioclasas están fracturadas.

M1D64 Textura Holocristalina contiene un 20 % de fenocristales

Los fenocristales de plagioclasas son subhedrales con un maclado simple, algunos se encuentran en unidades simples o como glomeropórfidos. Estos minerales de plagioclasas se encuentran alterados a sericita. Cuenta con algunos fenocristales de cuarzo polisintético.

La matriz tiene una textura traquítica con gran cantidad de microlitos de plagioclasas, minerales opacos y piroxenos, además de contener alteración a minerales de clorita. La muestra presenta vetas de sericita que van desde 1 hasta 2 cm de largo.

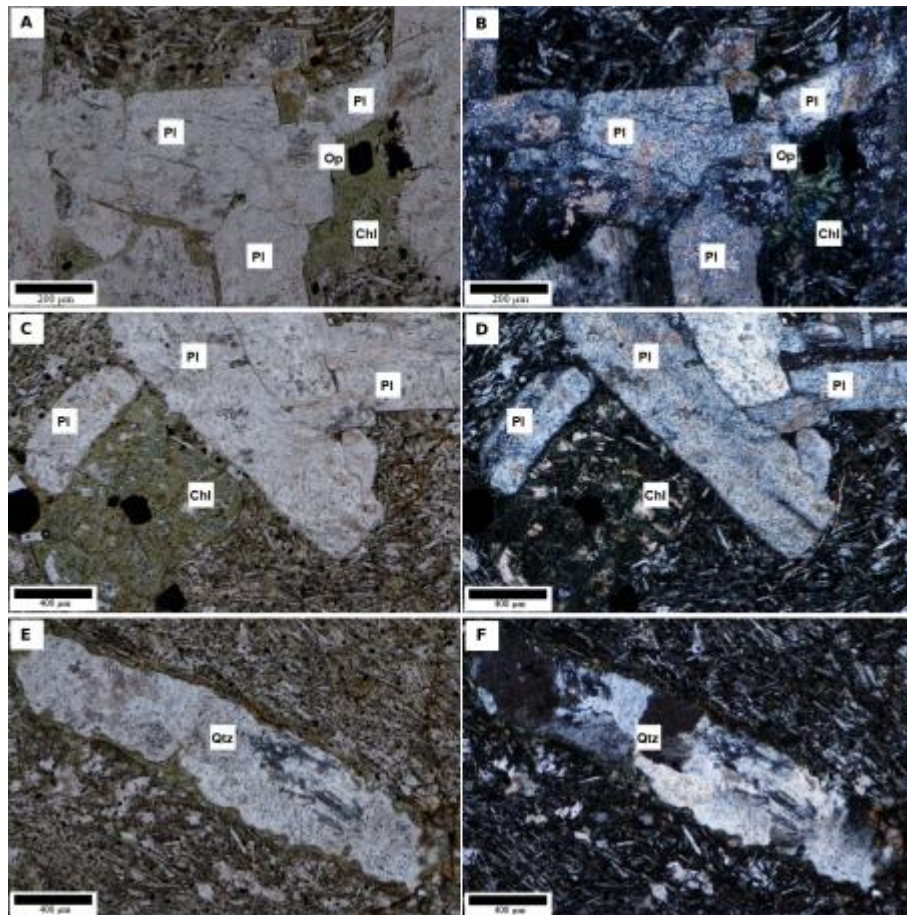


Figura 4.2.6 Microfotografía de la muestra M1D64, las fotografías de la parte superior (A y B) son glomeropórfidos de plagioclasa (Pl) con alteración a sericita. Las fotografías del centro (C y D) son un glomeropórfido de plagioclasa (Pl), alterados a sericita y del lado izq se contempla un mineral que está siendo alterado a clorita (Chl). Las fotografías inferiores (E y F) muestran un fenocristal de cuarzo (Qtz) policristalino. En estas imágenes se puede ver que los cristales están embebidos en una matriz traquítica.

M1D78 Textura Holocristalina contiene un 15 % de fenocristales

Los fenocristales de plagioclasas tienen forma subhedral a anhedral con un maclado simple. Algunos de los minerales de plagioclasas se encuentran alterados a sericita.

Los minerales de piroxenos se encuentran muy alterados.

La matriz tiene una textura pilotáxica con microlitos de plagioclasas euhedral a subhedral, piroxenos, cuarzos y minerales opacos, se puede observar que la matriz sufre alteración a clorita. Además, la muestra presenta presencia de calcita.

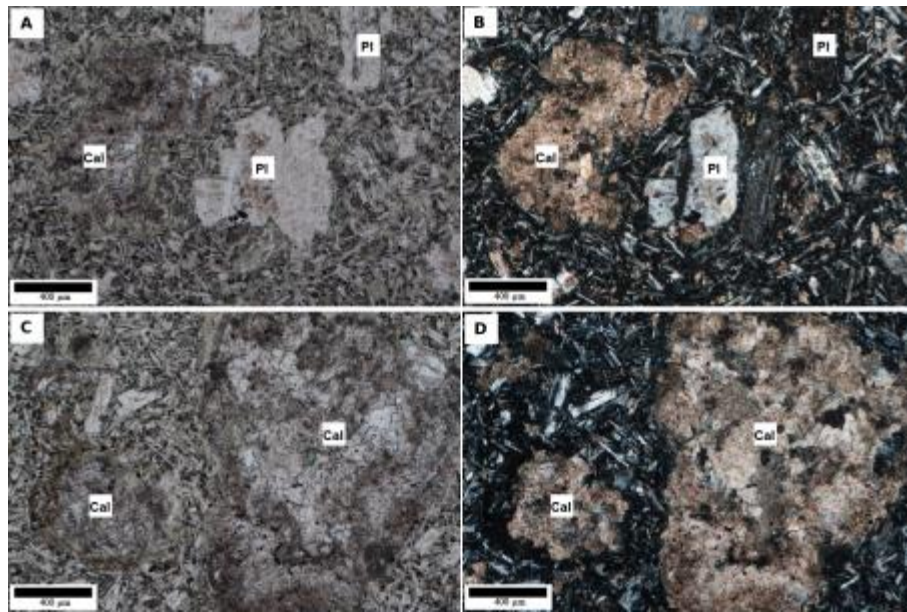


Figura 4.2.7 Microfotografía de la muestra M1D78, las fotografías de la parte superior (A y B) muestran algunos cristales de plagioclasas (Pl) alterados y a su lado izquierdo presencia de calcita (Cal). Las fotografías de la parte inferior (C y D) muestran dos complejos de calcita (Cal) y se puede apreciar la textura pilotáxica de la matriz.

M3D80 Textura Hipocristalina con un 12 % de fenocristales

Se pueden observar fantasmas de plagioclasas subhedrales, los fenocristales de plagioclasas atrapan poikiliticamente minerales de piroxeno, los minerales de plagioclasas se encuentran alterados a sericita.

Los minerales de piroxenos presentan alteración, la muestra también presenta cuarzo policristalino. La matriz cuenta con una textura pilotáxica con microlitos de plagioclasas alterados a sericita. Esta roca pudo contener vidrio en la matriz y ahora se ve agregado criptocristalino de sílice y feldespato, presenta fragmentos de una roca anterior (lítico volcánico) y contiene venas de calcita.

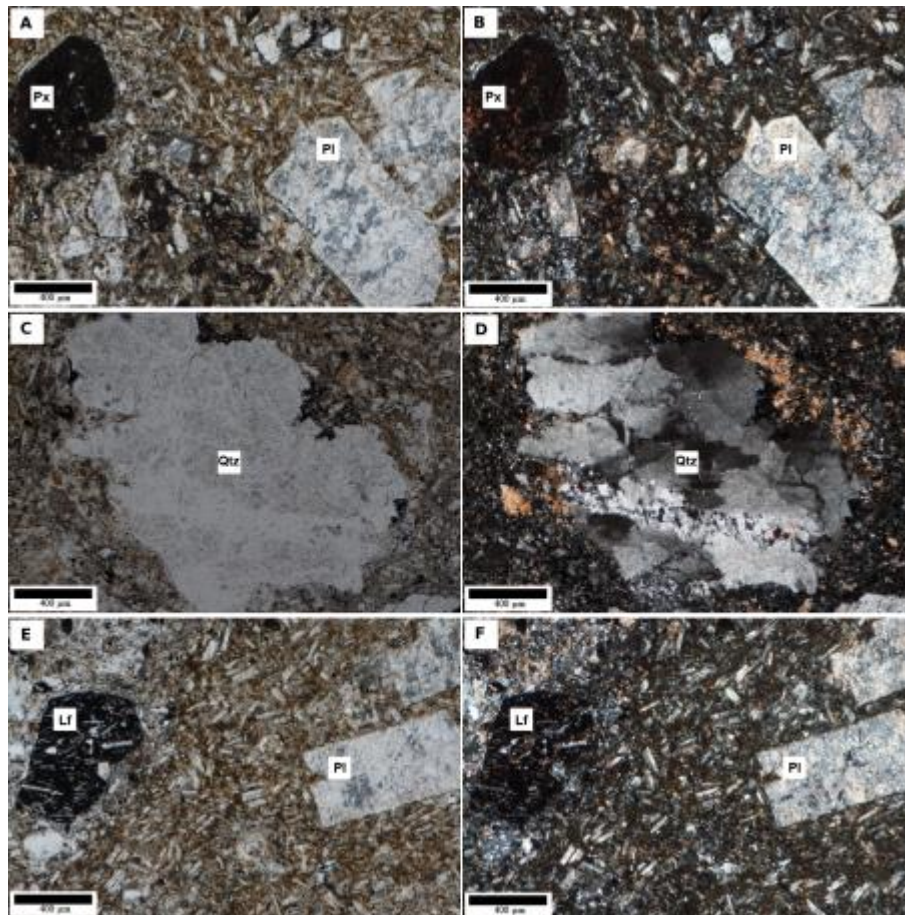


Figura 4.2.8 Microfotografía de la muestra M3D80, las fotografías de la parte superior (A y B) muestran cristales de plagioclasa (Pl) alterados a sericita a su lado derecho y al lado izquierdo un cristal de piroxeno (Px). Las fotografías de la parte central (C y D) muestran un fenocristal de cuarzo policristalino. Por último, las fotografías de la parte inferior (E y F) muestran a su lado izquierdo un lítico volcánico (Lf), a su lado derecho cristales de plagioclasas (Pl) alterados de sericita embebidos en una matriz pilotáxica.

M1D91 Textura Holocristalina con un 5 % de fenocristales

Presenta fenocristales de plagioclasas tienen forma euhedral a subhedral con un maclado simple, estos se pueden encontrar en unidades simples o como glomerporfidos.

Cuenta con pocos piroxenos y cuarzos. La matriz presenta una estructura traquítica, orientada referente a los microlitos de plagioclasas, contiene también piroxenos y minerales opacos en su matriz, tiende a alterarse a la epidota. La muestra presenta varias betas una de clorita y otra de calcita con alteración a epidota.

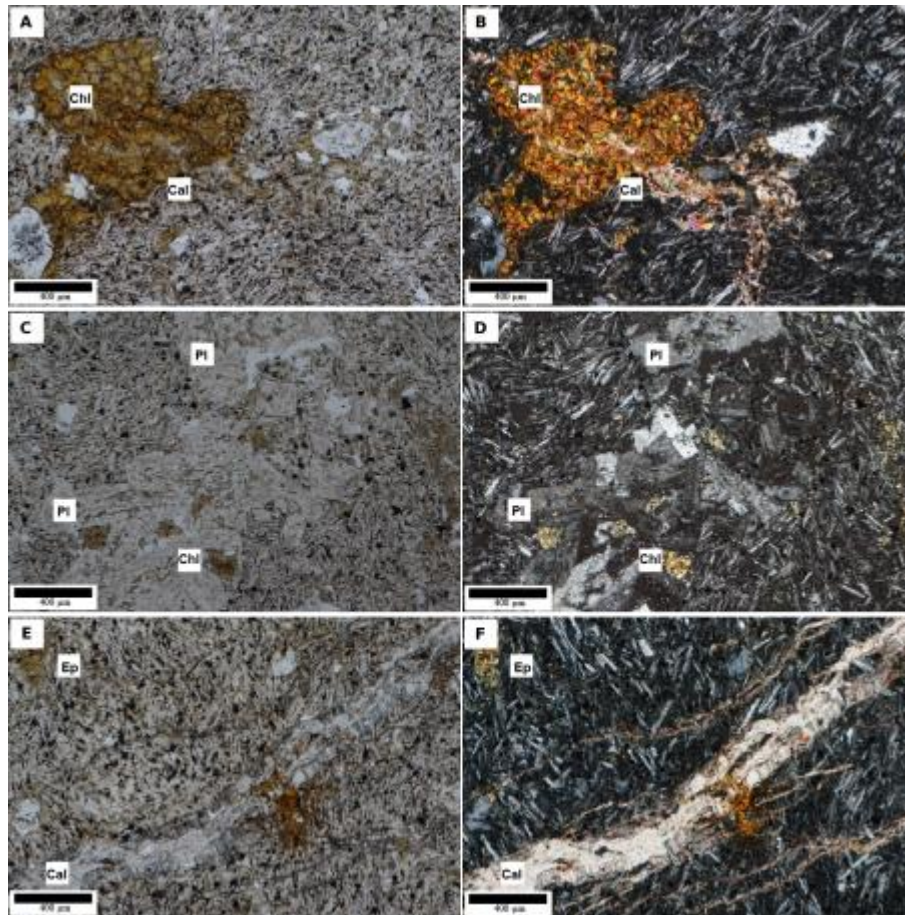


Figura 4.2.9 Microfotografía de la muestra M1D91, las fotografías de la parte superior (A y B) muestran a su lado izquierdo alteración a clorita (Chl), mientras que a su lado derecho parte baja presencia de calcita (Cal) además que la textura de la matriz es traquítica. En las fotografías de la parte del medio (C y D) presentan glomeroporfidos de plagioclasa (Pl), y por último las fotografías de la parte inferior (E y F) muestra una veta de calcita y su parte superior lado izquierdo alteración a epidota (Ep).

M1D94 Textura Holocristalina, con un 12% de fenocristales

Los fenocristales de plagioclasas tienen forma euhedral a subhedral con un maclado simple. Algunos de estos cristales tienen textura antipertíticas. Algunos se encuentran en unidades simples o como glomeropórfidos, las plagioclasas atrapan poikiliticamente cristales de piroxenos severamente alterados a sericita, además de contener piroxenos, se reconocen cuarzos.

La matriz cuenta con una textura traquítica de cristales de plagioclasa, piroxenos cuarzo y minerales opacos.

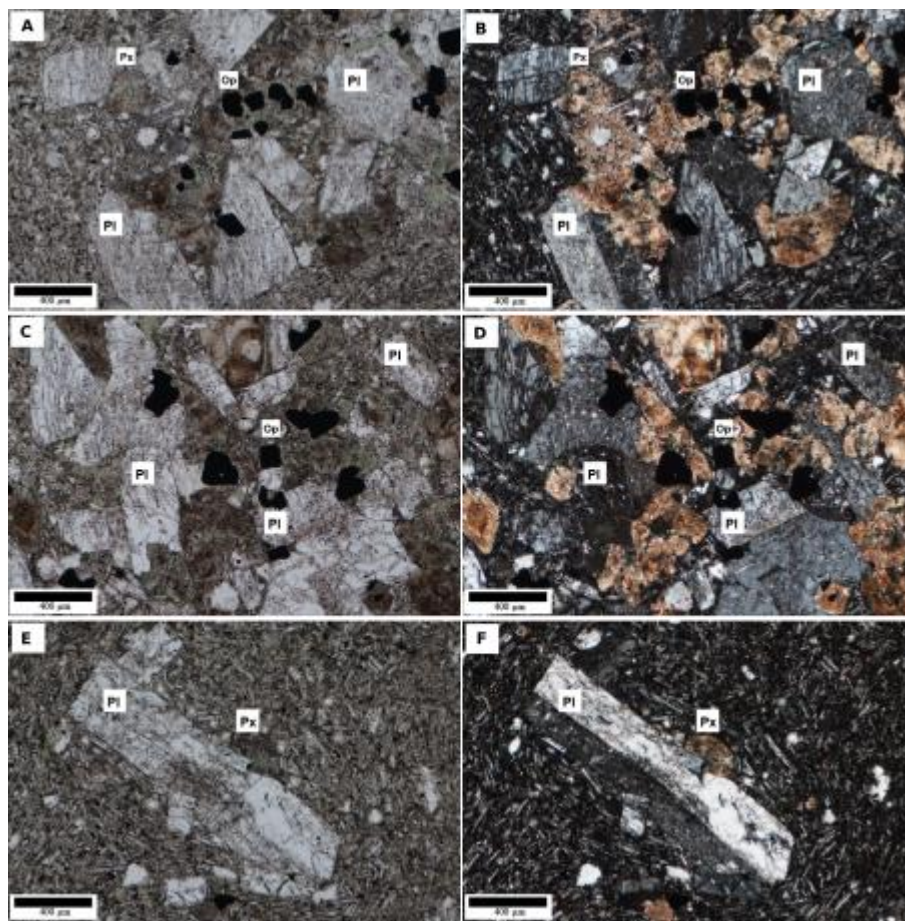


Figura 4.2.10 Microfotografía de la muestra M1D94, las fotografías de la parte superior (A y B) y la parte media (C y D) muestran glomeropórfidos de plagioclasa (Pl) con una textura simple, algunas de estas cuentan con textura antipertíticas. Las fotografías de la parte inferior (E y F) muestran una plagioclasa (Pl) con un maclado simple que interactúa con un piroxeno (Px) alterado y su matriz traquítica.

M1D98 Textura Holocristalina, con un 20 % de fenocristales

Los fenocristales de plagioclasas tienen forma subhedral con un maclado simple. Algunos se encuentran en unidades simples o como glomerporfidos, las plagioclasas cuentan con alteración a sericita además que se encuentran muy fracturados.

Cuenta con piroxenos muy alterados a clorita, se presentan algunos cuarzos.

La matriz cuenta con una textura pilotáxica que contiene cristales de plagioclasas piroxenos y minerales opacos.

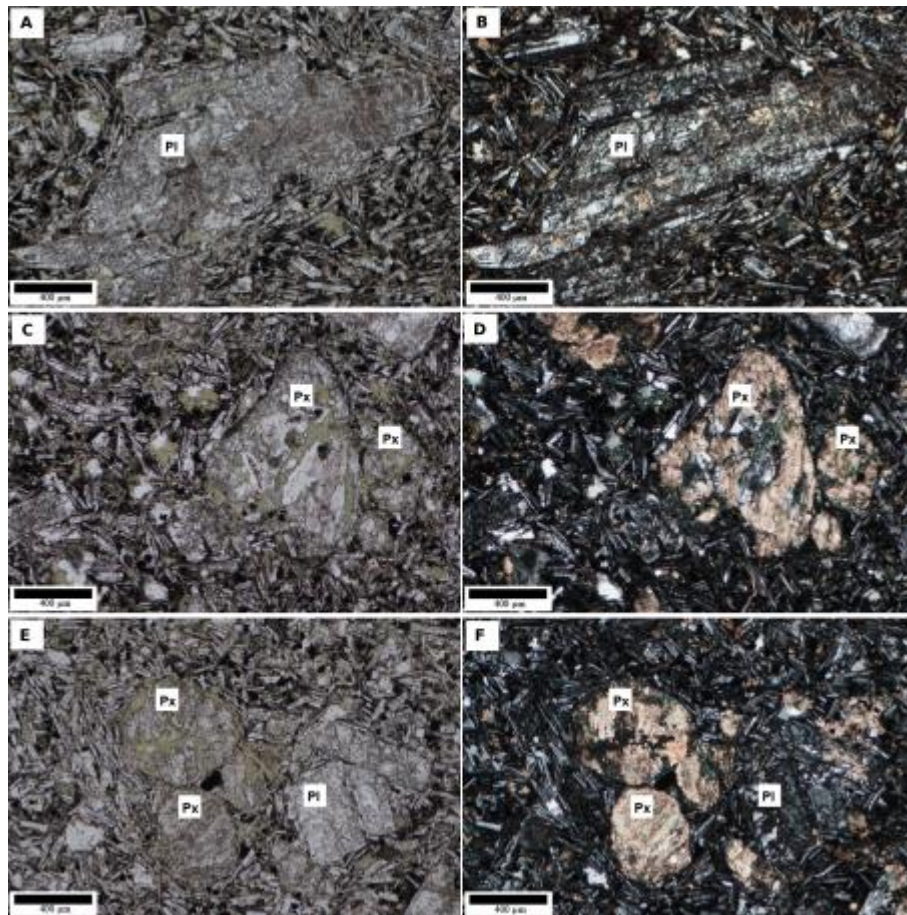


Figura 4.2.11 Microfotografía de la muestra M1D98 las fotografías de la parte superior (A y B) muestran una plagioclasa (Pl) con alteración sericita. Las fotografías de la parte media (C y D) e inferior (E y F) muestran minerales de piroxenos (Px) alterados a clorita. Los tres pares de imágenes se pueden apreciar la textura pilotáxica de la matriz.

M1D101 Textura Hipocristalina, con un 20 % de fenocristales

La muestra presenta una alta alteración, se pueden reconocer algunos fenocristales. Los fenocristales de plagioclasa tienen forma anhedral, algunos se encuentran en unidades simples o como glomerporfidos, además que atrapan poikiliticamente minerales de piroxenos, estos minerales de plagioclasas se encuentran muy alterados a sericita.

También se identifican fantasmas de piroxenos muy alterados y minerales opacos. Estos fenocristales se encuentran embebidos en una matriz traquítica que la compone cristales de plagioclasa, cuarzos minerales opacos. En la muestra se presenta una veta de calcita que fue reemplazada por óxido de hierro.

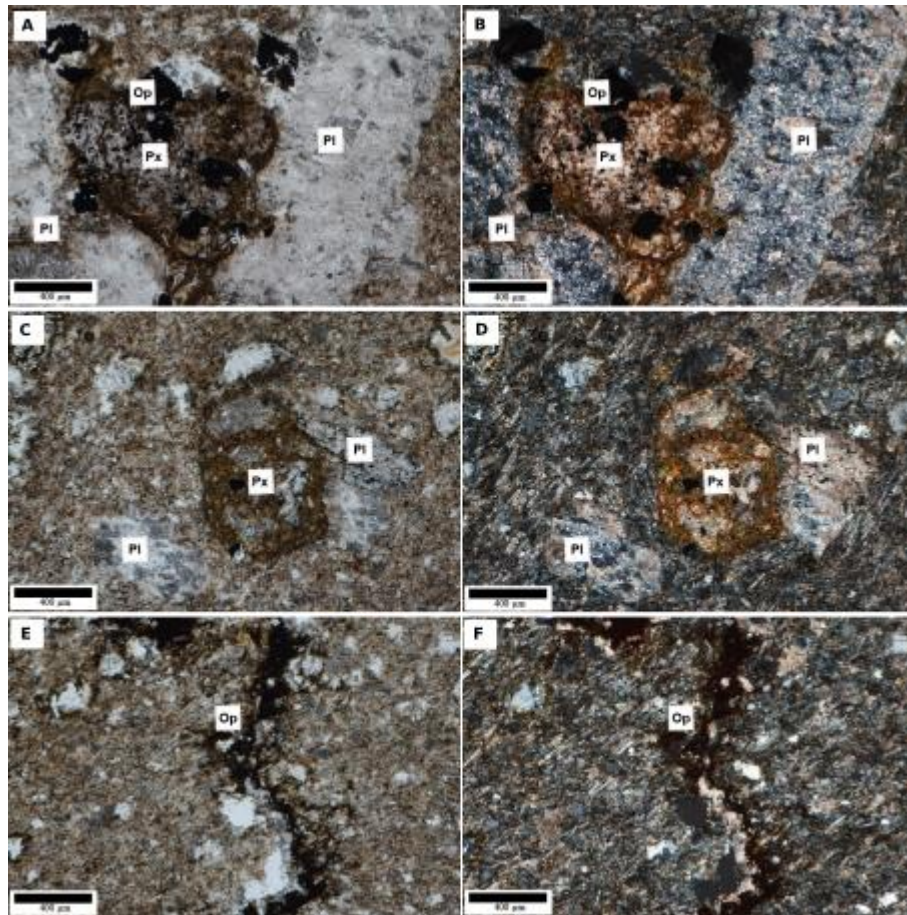


Figura 4.2.12 Microfotografía de la muestra M1D101, las fotografías de la parte superior (A y B) muestran en el centro lo que posiblemente es un piroxeno (Px) pero muy alterado y a su alrededor algunas plagioclasas (Pl) alteradas a sericita. Las fotografías del medio (C y D) muestran un cristal de piroxeno (Px) alterado y a su alrededor pedazos o partes incompletas de posibles plagioclasas (Pl). En las fotografías de la parte inferior (E y F) se aprecia una veta de óxido de hierro.

M1D103 Textura Holocristalina, con un 10 % de fenocristales

La muestra presenta alteración, los fenocristales de plagioclasa son de subhedrales a anhedrales con maclado simple. Presentan cristales de piroxenos con tonalidades de azul y rosa que están siendo alterados a clorita.

Los fenocristales se encuentran embebidos en una matriz traquítica compuesta en su mayoría por minerales de plagioclasas. La muestra presenta zonas con calcita.

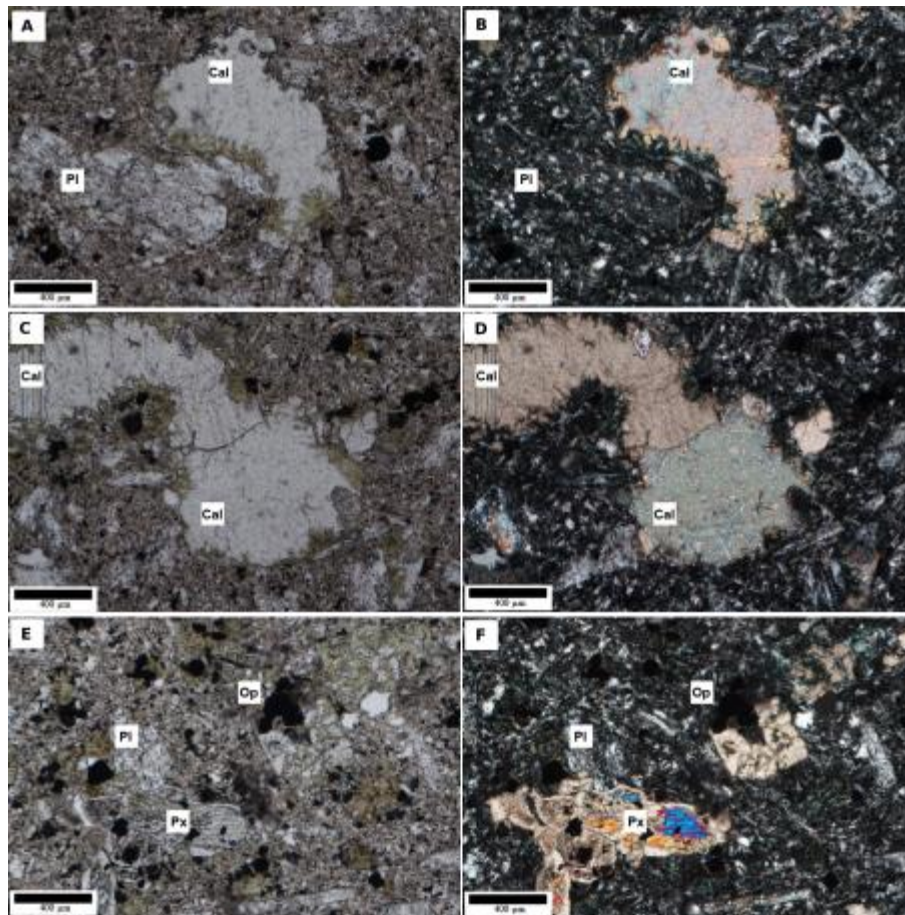


Figura 4.2.13 Microfotografía de la muestra M1D103, la fotografía de la parte superior (A y B) muestran en el lado izquierdo un cristal de plagioclasa (Pl) y se percibe mejor en nicoles paralelos (fotografía lado izquierdo A) y a lado derecho de las fotografías se muestra calcita (Cal) y en los bordes alteración a clorita. Las fotografías del medio (C y D) se encuentran calcita (Cal). Las fotografías de la parte inferior (E y F) en el borde inferior lado izquierdo se observa un piroxeno (Px) con distintos colores que van del azul al rosa.

M1D95 Textura Holocristalina

La muestra presenta alteración, la matriz tiene una textura pilotáxica compuesta por microlitos de plagioclasas, además de contener cuarzo y minerales opacos

Cuenta con muy pocos fenocristales, posiblemente de piroxenos que se encuentran alterados. Se pueden identificar concentraciones de calcita.

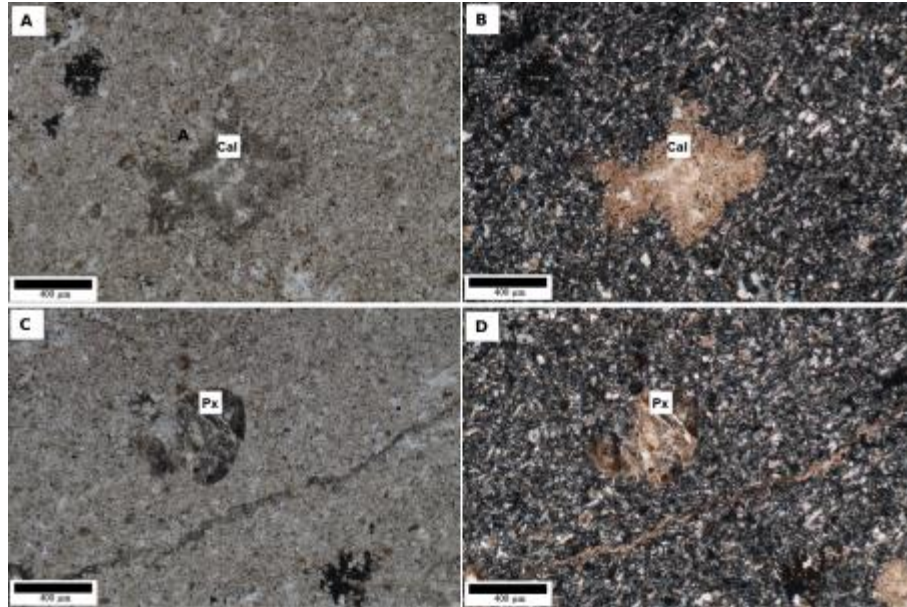


Figura 4.2.14 Microfotografía de la muestra M1D95, las fotografías de la parte superior (A y B) muestran calcita (Cal). Las fotografías de la parte inferior (C y D) al centro de la fotografía se encuentran un piroxeno (Px) que está alterado y debajo del piroxeno una vetilla de calcita.

M1D96 Textura Holocristalina

Contiene fenocristales de plagioclasa anhedral con un maclado simple, se encuentran de manera simple o como glomerpórfidos, pocos de estos minerales presentan una textura de tamiz.

Contiene minerales de piroxenos con tonalidades de azul y otros de color café, algunos de los piroxenos presentan alteración a serpentinita y minerales opacos.

Estos fenocristales se encuentran embebidos en una matriz traquítica que contiene en su mayoría microlitos de plagioclasas, piroxenos y opacos.

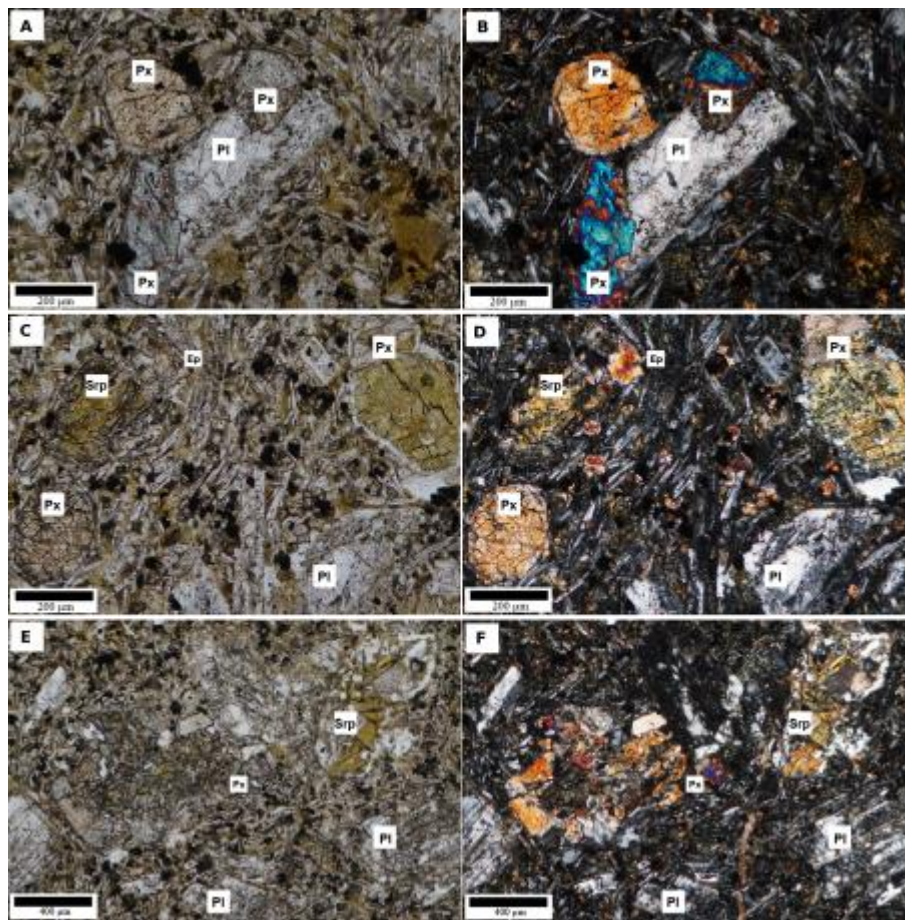


Figura 4.2.15 Microfotografía de la muestra M1D96, las fotografías de la parte superior (A y B) muestran en el centro un fenocristal de plagioclasa (Pl) con textura de tamiz y a su alrededor fenocristales de piroxeno (Px). Las fotografías del centro (C y D) en la parte superior lado derecho es un piroxeno (Px) que está siendo alterado a serpentinita, al lado izquierdo parte inferior un piroxeno (Px) y al lado derecho parte inferior una plagioclasa (Pl). Las fotografías de la parte inferior (E y F), en la parte superior lado derecho se observa un mineral alterado a serpentinita, en el centro de la fotografía un piroxeno (Px) de color tornasol y en la parte derecha parte baja unas plagioclasas (Pl) con maclado polisintético.

M1D97 Textura Holocristalina

Contiene fenocristales de plagioclasa desde subhedral a anhedral, con un maclado simple y polisintético, se encuentran de manera simple o como glomeropórfidos, estos minerales presentan fracturas. Se identifican minerales de piroxenos con tonalidades de color azul a rosa.

Estos fenocristales se encuentran embebidos en una matriz pilotácica que contiene en su mayoría microlitos de plagioclasas, piroxenos y opacos, la matriz presenta alteración a sericita. Observación presenta vetas de calcita, además de alteración a clorita y se presenta un mineral con forma de mano posiblemente a una biotita alterada.

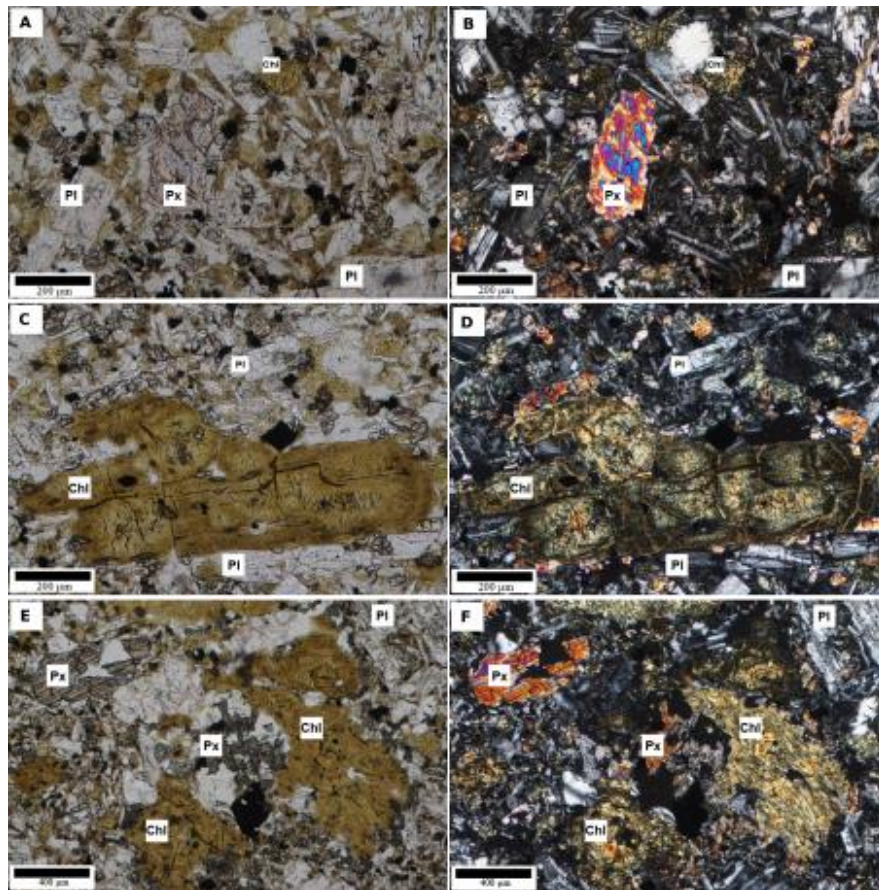


Figura 4.2.16 Microfotografía de la muestra M1D97, en las fotografías de la parte superior (A y B), en el centro se ubica un fenocristal de piroxeno (Px) de color tornasol, embebidos en una matriz pilotácica en su mayoría de cristales de plagioclasa (Pl). En las fotografías del centro (C y D) se puede observar un mineral que está siendo alterado a clorita (Chl) posiblemente una biotita. En las fotografías de la parte baja (E y F), se observa en la parte superior lado izquierdo un cristal de piroxeno (Px) y en el centro un cristal de piroxeno (Px) que está siendo alterado a clorita (Chl).

M1D99 Textura Holocristalina

Contiene fenocristales de plagioclasas de euhedral a subhedral, con un maclado simple, se encuentran de forma simple o como glomeroporfidos, algunos de estos cristales cuentan con fracturas además que se encuentran alterados a sericita.

Se identificaron algunos piroxenos que tienden a alterarse a clorita y pocos cuarzos

Los fenocristales se encuentran embebidos en una matriz traquítica que contiene en su mayoría microlitos de plagioclasas, y opacos, la matriz presenta alteración a sericita. La muestra presenta una veta de calcita, el borde de esta beta presenta alteración de clorita.

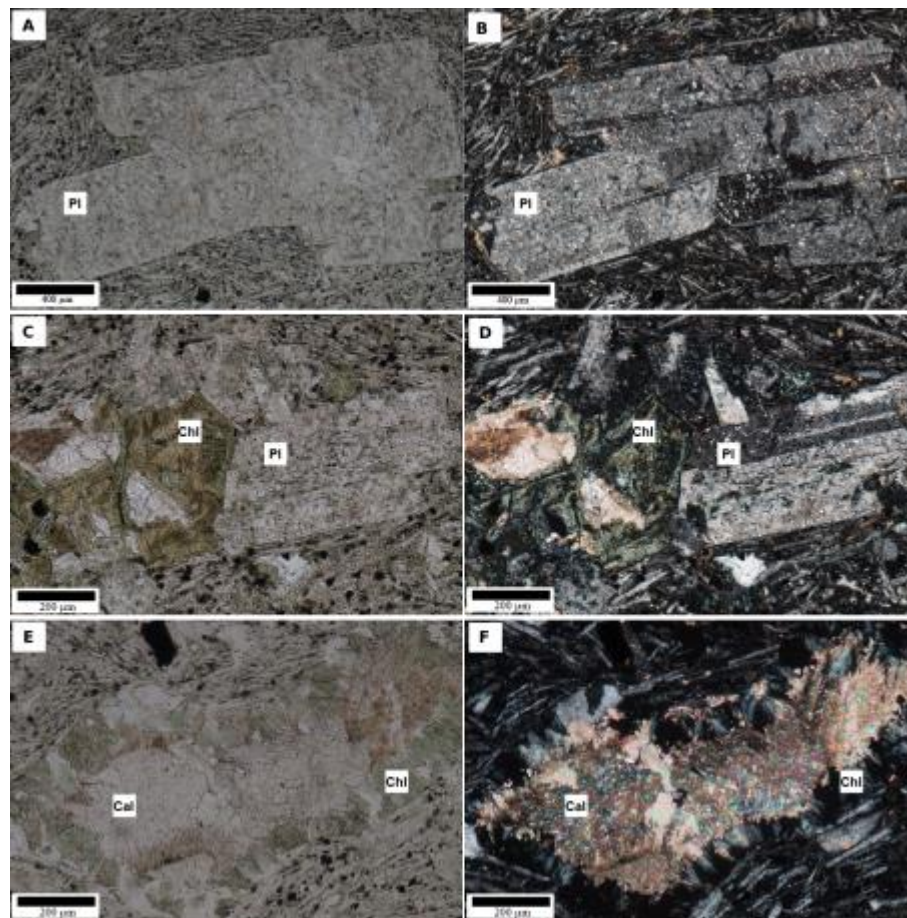


Figura 4.2.17 Microfotografía de la muestra M1D99, las fotografías de la parte superior (A y B) muestran un fenocristal de plagioclasa (Pl) alterado a sericita al centro. En las fotografías de la parte del centro (C y D) se puede apreciar del lado izquierdo un mineral que fue alterado a clorita (Chl) mientras que del lado derecho una plagioclasa (Pl) con maclado simple. Las fotografías de la parte de abajo (E y F) muestran una beta de calcita y en su borde alteración a clorita. En las imágenes se aprecia que la matriz cuenta con una textura traquítica en su mayoría de plagioclasa.

Las muestras de mano M3D51, M4D8, M6D6, M1D80 fueron seleccionadas como representativas de las texturas en el enjambre de diques, la elección de estas 4 muestras se debió a una clasificación de tamaño de fenocristales de plagioclasas.

Muestra 1. M3D51 Textura: Porfídica, Holocristalina

30 % de matriz y 70 % de fenocristales

Fenocristales. En su mayoría plagioclasas, contiene el 90 % de la muestra, estos tienen forma euhedral a subhedral, bordes rectos en su mayoría, maclados polisintéticos. Su tamaño es 3 cm a 0.5 mm, algunos fenocristales atrapan poikiliticamente a fenocristales de piroxeno alterados. Algunos de los cristales de plagioclasa presentan textura de parche, de tamiz y pocas maclas de Carlsbad. Mientras que otras cuentan con fracturas, estas fracturas se encuentran alteradas por posible sericita.

Minerales opacos: no identificados contiene el 5%.

Piroxeno: menor al 5 % de forma euhedral a subhedral, con maclas simple. Su tamaño es de 0.5mm a 0.3mm. La mayoría de estos minerales se encuentran alterados presentando un color de café a amarillo, pero hay pocos que presentan un color tornasol.

Anfíbol: menor al 2 % de forma anhedral, su tamaño de 0.5mm a 0.3mm, presenta distintas tonalidades de café.

Matriz. Pilotáxica formada por microlitos de plagioclasas euhedral a subhedral, piroxenos intersticiales y opacos. La matriz es rica en óxidos de hierro.

Muestra 2. M4D8 Textura: Porfídica Holocristalina

60 % de matriz y 40 % de fenocristales

Fenocristales. Gran parte de la muestra contiene plagioclasas aproximadamente un 85 %, estos tienen forma de subhedral a euhedral, bordes en su mayoría rectos, con maclado simple. Alteradas a arcillas posiblemente (sericita o illita), presentan texturas

en parche, además algunos fenocristales atrapan poikiliticamente a fenocristales de piroxenos que se encuentran alterados.

Minerales opacos: no identificados contiene el 10 %

Piroxenos: menor al 5% de forma cristalina anhédral

Hornblenda: menor al 2% de forma subhédrica

Matriz. Pilotáxica formada por microlitos de plagioclasa euهدral, piroxenos intersticiales y opacos. La matriz es rica en óxidos de hierro.

Vena rellena de carbonatos además algunas zonas de la plagioclasa presentan una alteración a calcita, (alteración hidrotermal).

Muestra 3. M6D6 Textura: Porfídica, Holocristalina

50 % de matriz y 50 % de fenocristales

Fenocristales. Predominan en su mayoría con el 95 % del mineral de plagioclasa, su forma es de euhedral a subhedral, bordes rectos en su mayoría, el tamaño de estos cristales es de 1.7 cm a 0.5 mm. La mayoría de las plagioclasas que se observan cuentan con un maclado polisintético con un ligero zoneamiento y otros pocos con textura de tamiz. Se visualizan algunos aglomerados de plagioclasas con piroxenos, y en las fracturas de las plagioclasas cuentan con meteorización.

Piroxenos: contiene menor al 5 % de mineral, su forma es de euhedral a subhedral, su tamaño va desde 0.5 mm a 0.3 mm se puede observar que se encuentran reemplazados por otro material debido a que no se puede sacar sus propiedades ópticas. Se observan vetillas de óxidos.

Matriz. Pilotáxica presentan gran cantidad de microlitos de plagioclasas de forma euhedral a subhedral, algunos pocos microlitos de piroxeno y minerales opacos se encuentran embebido en esta matriz, están alterados a sericita.

Muestra 4. M1D80 Textura: Porfídica Hipocristalina

80 % de matriz y 20 % de fenocristales

La matriz vítrea está muy alterada y hay microcristales de cuarzo

Se pueden observar formas subhedrales reemplazados por una matriz fina, debido a su forma el mineral original es plagioclasa.

También se puede apreciar formas romboédricas que pudieron ser originalmente minerales de anfíbol o piroxeno.



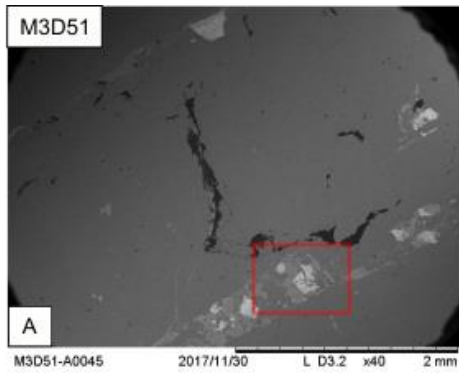
Figura 4.2.18 Microfotografías de las muestras M3D51, M4D8, M6D6 y M1D80

5.3 Microscopia electrónica de Barrido (SEM)

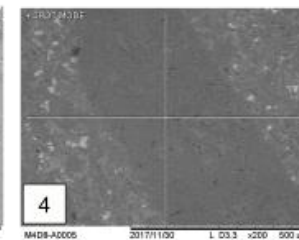
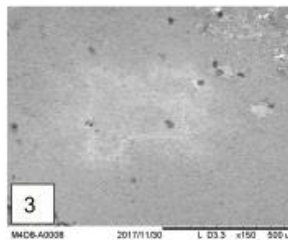
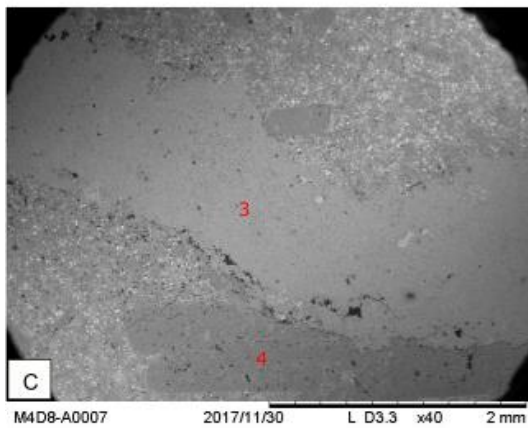
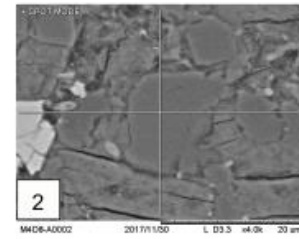
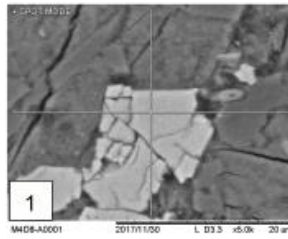
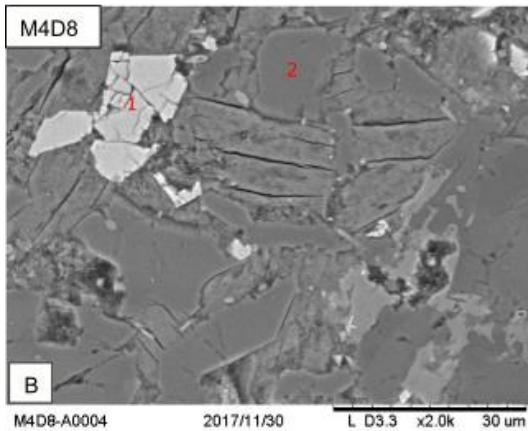
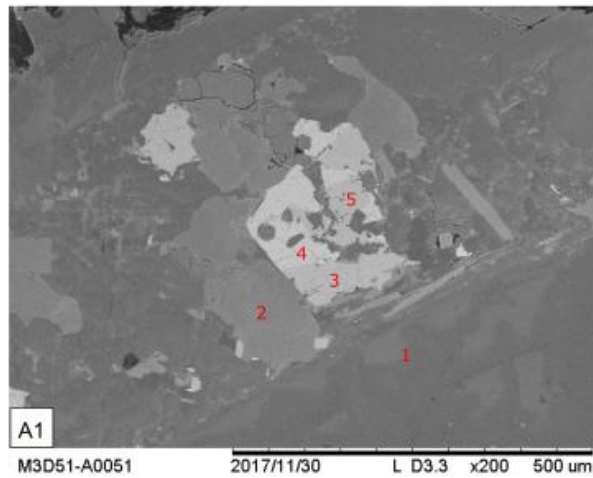
Se analizaron ocho láminas delgadas, dos de cada una de las muestras; M1D51, M4D8, M6D6, M1D80 figura (4.3.1 y 4.3.2), mediante microscopía electrónica de barrido (SEM) con EDS acoplado para conocer de una manera semicuantitativa la composición elemental de los minerales contenidos en las muestras. A partir de su composición elemental se identificaron las fases minerales que contiene cada muestra (Howie et al., 1992).

En la figura 4.3.1., las muestras M1D51, M4D8, M6D6 muestran cristales de plagioclasa cálcicas (anortita) en una mayor proporción, con forma tabular con tamaños mayores a los 3 mm, estas muestras también presentan minerales opacos ricos en titanio, entre otros minerales accesorios. En particular, la muestra M4D8 presenta una fractura rellena de calcita con un tamaño mayor a los 4 mm.

La muestra M1D80 presenta cristales ricos en Fe y Ti, tales como rutilos, ilmenitas, magnetitas. También presenta vetillas de barita y calcita. Con un tamaño de 300 μm para la veta de barita mientras que para la vetilla de calcita mayor a los 500 μm . Con estos resultados se confirma la composición anortítica de los fenocristales de plagioclasa.



1. Anortita
2. Anfíbol
3. Mo. (Titanio)
4. Mo. (Magnetita)
5. Mo. (Titanio)



- 1 Mo. (Magnetita)
2. Anortita
3. Veta de calcita
4. Anortita.

Figura 4.3.1 Muestras M3D51 y M4D8 presentan presencia de anortitas, minerales opacos y en la muestra M4D8 una veta de calcita. La muestra M3D51 está representada con la letra A, un acercamiento de esta misma A1, y en ella se puede observar los números 1 al 5 que representa donde se hizo la medición. Mientras que la muestra M4D8 está representada con la letra B y C y los números 1 al 4 donde se realizó la medición.

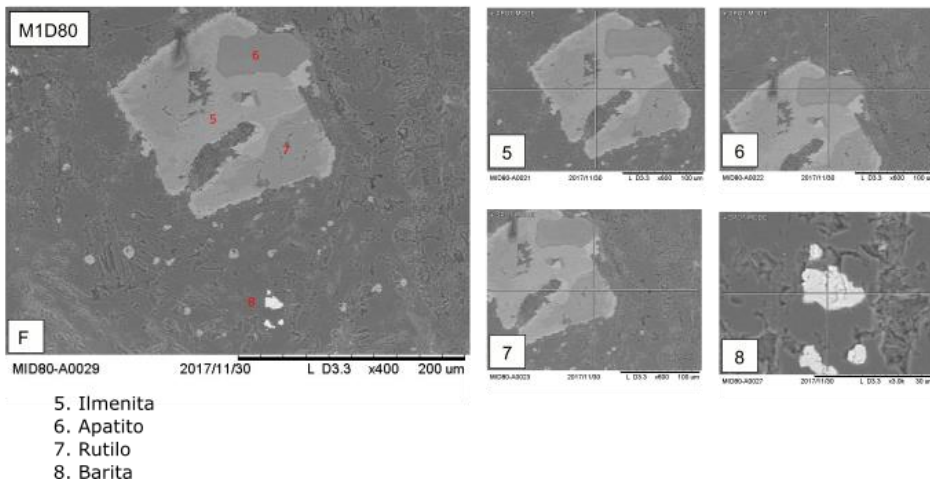
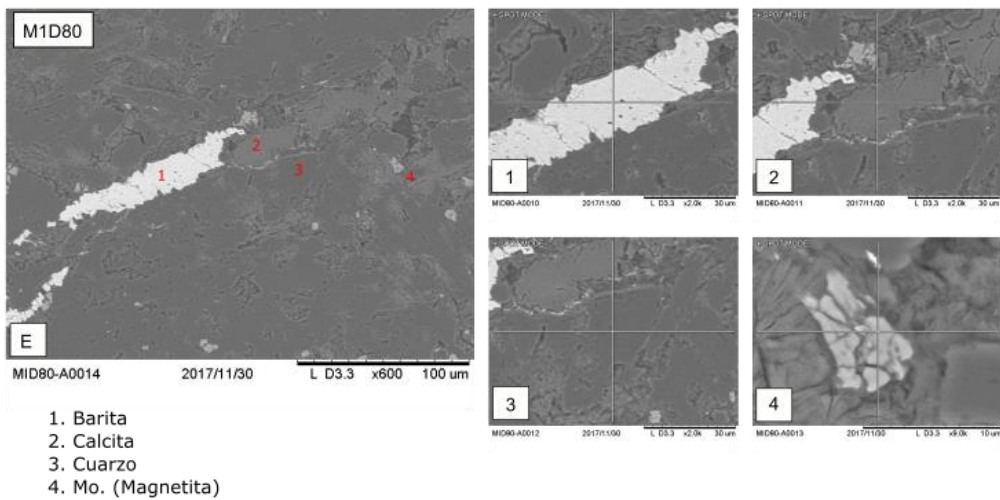
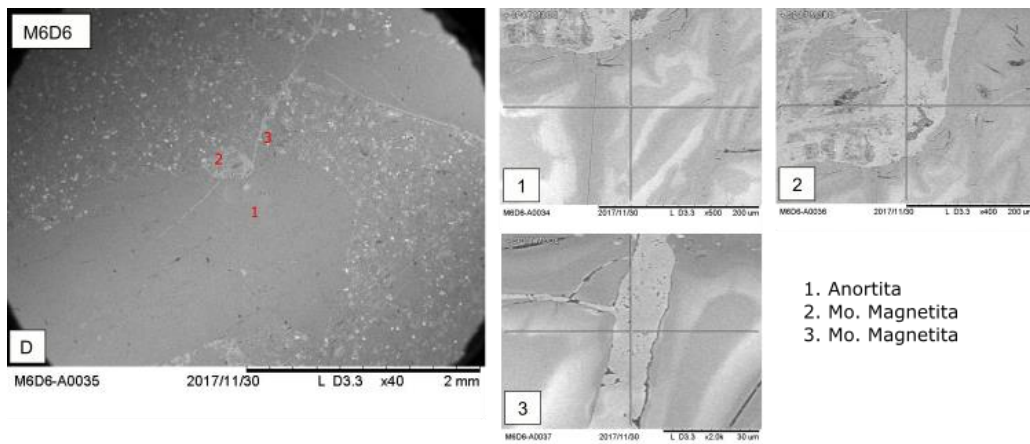


Figura 4.3.2 muestras M6D6 con presencia de anortitas mientras que la muestra M1D80 presenta barita, calcita y minerales opacos. La muestra M6D6 está representada con la letra D y los valores del 1 al 3, las mediciones que se hicieron, por último, la muestra M1D80 está representada con la muestra E y D y del 1 al 8 son las mediciones que se realizaron.

5.4 Difracción de rayos-X de polvos (DRXP)

Para el análisis de difracción de rayos-X de polvos (DRXP) se analizaron 3 muestras, M3D51, M4D8, M1D80, la muestra M6D6 no se registró debido a que el tamaño del mineral era muy similar que la muestra M4D8. Los resultados del análisis se muestran a continuación:

Los picos obtenidos se correlacionan con minerales aluminosilicatos, en particular anortita, mientras que otros picos representan fases de minerales accesorios ricos en Fe como magnetitas. En la muestra M1D80 se encontró una fase rica en sílice, como cuarzo. Los picos observados en los minerales de anortita corresponde a valores (Figura 4.4.1 $2\theta = 28^\circ$, 27.8° y 28°) mientras que los valores de minerales de magnetitas ($2\theta = 35.5^\circ$, y 35.7° , el valor de cuarzo en la muestra M1D80 ($2\theta = 27^\circ$)).

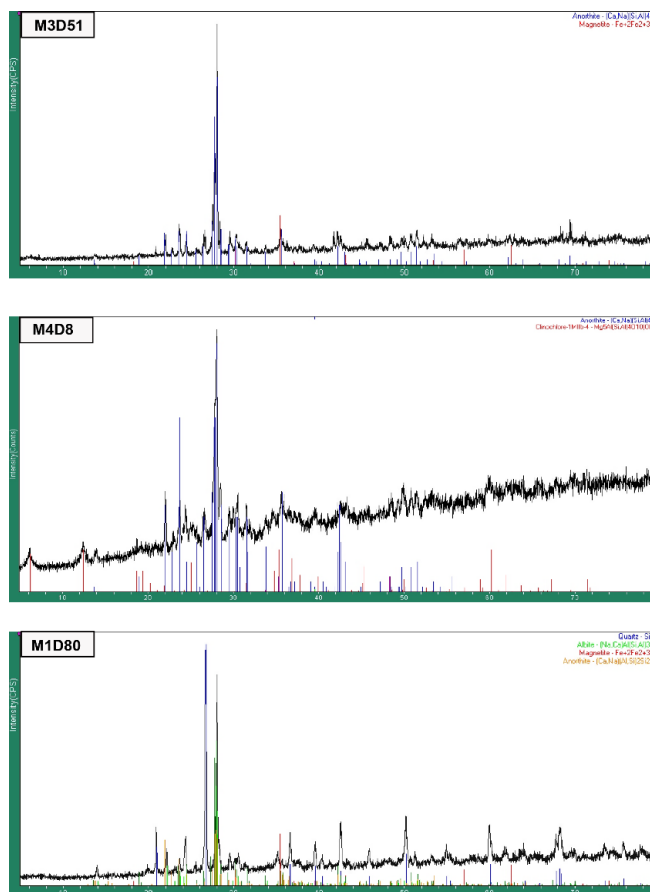


Figura 4.4.1 Muestra que, en las tres muestras, los picos coinciden con anortita con valores $2\theta = 28$, 27.8 y 28° además de contener otros minerales accesorios.

5.5 Densidad

Para que los datos de densidad de roca, de matriz y de fenocristales fueran confiables se realizaron 28 mediciones de cada muestra, M3D51, M4D8, M6D6, M1D80 lo cuales se pueden encontrar en el Anexo 2, a continuación, se presenta la Tabla 5.5.1 el cual muestra los datos resumidos. En la primera columna presenta el número de muestra, en la segunda columna presenta la densidad promedio con su desviación estándar de roca, la tercera columna presenta densidad promedio con su desviación estándar de la matriz y la última columna muestra la densidad promedio con su desviación estándar de los minerales de plagioclasas.

Los valores de densidad de estas rocas varían entre 2.5 y 2.8 g/cm³ mientras que para las plagioclasas rondan de 2.62 a 2.76 g/cm³ según (Chesterman, 1978). Los valores encontrados a partir del método de Jolly oscilan entre 2.55 a 2.8 g/cm³ para roca, y 2.65 a 3.0 g/cm³ para la matriz. Mientras que la densidad de las plagioclasas oscila 2.4 a 3.3 g/cm³.

Tabla 5.5.1 Valores de densidad promedio en g/cm³ con su desviación estándar para las muestras M3D51, M4D8, M6D6 y M1D80 de la secuencia sedimentaria que sirve como roca encajonante.

Muestra	Roca [g/cm ³]	Matriz [g/cm ³]	Plagioclasas [g/cm ³]
M3D51	2.794 ± 0.016	3.003 ± 0.296	3.306 ± 0.517
M4D8	2.608 ± 0.083	2.783 ± 0.209	2.473 ± 0.283
M6D6	2.732 ± 0.075	2.920 ± 0.199	2.712 ± 0.408
M1D80	2.586 ± 0.012	2.663 ± 0.012	2.651 ± 0.495

Tabla 5.5.2 Densidad para las muestras de la roca encajonante tomadas de la tesis (Chávez-Álvarez et al., 2012). Esta tabla cuenta con tres tipos de roca: arenisca, brecha y limolita. La densidad de la arenisca ronda 2.28 a 2.73 g/cm³, la densidad de la brecha 2.38 a 2.58 mientras que la limolita 2.5 a 2.59.

Tipo de roca	Densidad [g/cm ³]
Arenisca	2.28
Arenisca	2.38
Arenisca	2.4
Arenisca	2.4
Arenisca	2.41
Arenisca	2.42
Arenisca	2.45
Arenisca	2.45
Arenisca	2.45
Arenisca	2.48
Arenisca	2.49
Arenisca	2.5
Arenisca	2.52
Arenisca	2.55
Arenisca	2.57
Arenisca	2.73
Brecha	2.38
Brecha	2.4
Brecha	2.45
Brecha	2.46
Brecha	2.51
Brecha	2.51
Brecha	2.52
Brecha	2.58
Limolita	2.5
Limolita	2.57
Limolita	2.59

5.6 Porcentaje de Plagioclasas

Además de tener fracturas y discontinuidades permeables que permitan el paso de los fluidos de inyección, en el caso de almacenamiento de CO₂, es importante que el fluido interactúe químicamente con la roca para precipitar carbonatos. Como se mencionó anteriormente, es necesario que el yacimiento contenga una gran cantidad de minerales con Ca, Mg y Fe. En el caso del enjambre de Nanchititla, se realizó un análisis del porcentaje de plagioclasas (Na,Ca)(Si,Al)₃O₈ en las muestras M3D51, M4D8, M6D6 y M1D80. Los porcentajes del área obtenidos para las muestras se presentan en la Tabla 5.7.

Tabla 5.7. Porcentaje y área de las plagioclasas presentes en las láminas delgadas.

Muestra	Área total de la lámina (cm ²)	Área de plagioclasas (cm ²)	% de plagioclasas	% de veta de calcio
M3D51	2.43	0.67	27.61 %	
M4D8	1.91	0.55	28.58 %	10.72 %
M6D6	2.47	0.89	36.19 %	
M1D80	3.2	0.27	8.54 %	

Adicionalmente se aplicó el programa Avizo en las **imágenes 3D** de microtomografía para determinar el porcentaje de fractura y los minerales de plagioclasa de la muestra M4D8, además de la interacción que hay entre la fractura y las plagioclasas. Dicha muestra tiene un porcentaje del 25 % (plagioclasa + fractura). Por otro lado, se calculó la presencia de plagioclasas en la fractura, el área de fractura y el área cubierta por los minerales de plagioclasas (fractura y minerales de plagioclasas que están conectados) del volumen total de la muestra, los cuales tienen un valor del 22%. De acuerdo con la resolución obtenida, el programa sólo registró una fractura relevante, sin embargo, es posible que puedan existir otras fracturas que no se hayan observado.

5.6.1 Porosidad y Permeabilidad

En la tabla 5.6.1.1, se muestran los resultados obtenidos. En la primera columna, se muestra el número de muestra, en la segunda columna muestra la profundidad de la muestra la cual es desconocida, aunque se colectaron en la superficie. La tercera columna muestra la presión de confinamiento a la cual fueron sometidas las muestras, que en este caso fue de 500 psi. La cuarta columna muestra los valores de la porosidad al Helio, en la quinta columna el volumen de poro, en la sexta columna muestra el valor de permeabilidad de Klinkenberg y por último el valor de permeabilidad al helio en unidades de mili-Darcy. Los resultados muestran bajas porosidades y permeabilidades en las muestras, excepto por la muestra M1D80, que contenía una fractura abierta y posiblemente esto fue lo que aumentó sus valores de porosidad y permeabilidad. Las porosidades obtenidas van del 1.46 al 6.62 %. La permeabilidad de las rocas es muy baja, en general menor a 1 mD.

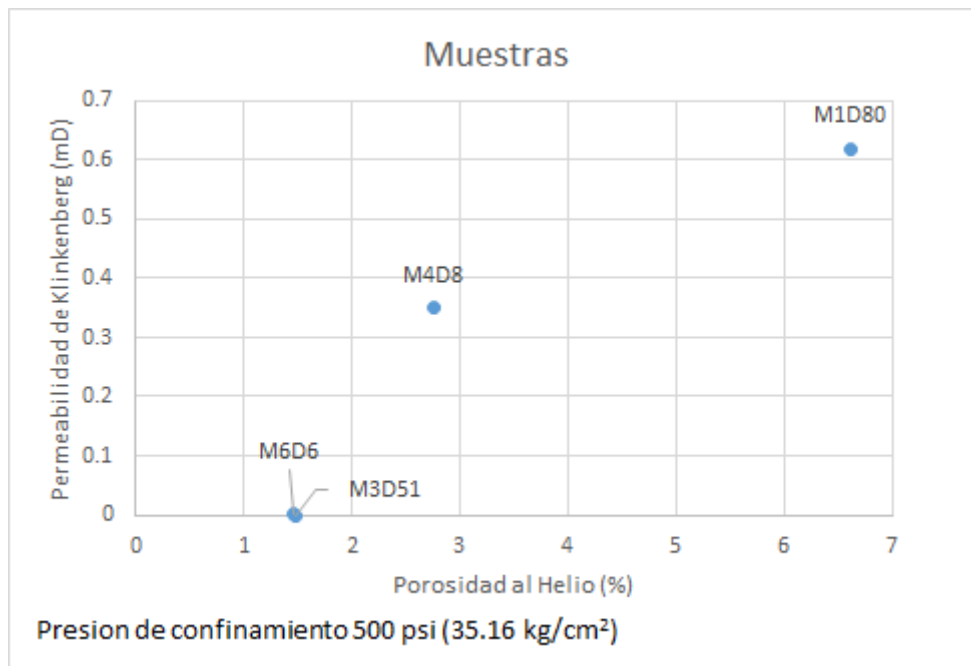
Tabla 5.6.1.1.

Muestra	Profundidad (m)	Presión de confinamiento (psi)	Porosidad al Helio (%)	Vol. de poro (cm ³)	Permeabilidad Klinkenberg (mD)	Permeabilidad al Helio (mD)
M3D51	Superficial	500	1.487	0.531	<0.0002	< 0.0008
M4D8	Superficial	500	2.762	0.498	0.3506	0.4233
M6D6	Superficial	500	1.466	0.303	0.0002	0.0008
M1D80	Superficial	500	6.627	1.574	0.6197	0.7686

La figura 5.6.1.2 muestra la relación de la porosidad (%) contra la permeabilidad de Klinkenberg (mD) para las muestras M3D51, M4D8, M6D6, M1D80.

Esta gráfica muestra que el valor de la permeabilidad es proporcional al valor de la porosidad, entre mayor sea el valor de la porosidad de la muestra, mayor será la permeabilidad. Las muestras M4D8, M1D80 contienen fracturamiento (área expuesta), resultaron presentar un mayor valor de porosidad y permeabilidad.

Se utilizó la permeabilidad klinkenberg porque nos interesa conocer la permeabilidad de las rocas cuando tiene un fluido líquido (agua) mezclado con el CO₂.



La figura 5.6.1.2 muestra la relación de la porosidad vs permeabilidad klinkenberg

5.6.2 Permeabilidad de fractura a partir de la microtomografía de Rayos X.

Para obtener una estimación de permeabilidad en las fracturas que contienen las rocas, se realizó microtomografía de Rayos X en las muestras M3D51, M4D8, M6D6 y M1D80, pero debido a que se aplicó una resolución baja, solo se pudo detectar fracturas en las muestras M4D8 y M1D80. La visualización del medio poroso consistió en realizar una representación digital de la muestra de roca en 3D con el programa Avizo.

Para obtener la permeabilidad de las muestras tiene que haber conexión a través de la fractura en su medio poroso. El valor de permeabilidad de la muestra M4D8 es 3.77 D, mientras que para la muestra M1D80 es 0.94 D se puede observar en la tabla 4.6.2.

Los valores de permeabilidad son mucho más altos que los obtenidos mediante el porosímetro–permeámetro que mide la permeabilidad total de la muestra de roca, debido a que solo contempla el área en donde se encuentra la fractura y no toda la muestra. Mientras que este valor obtenido a partir de las imágenes de tomografía es más bien representativo de la permeabilidad de las fracturas abiertas con conexión que se observan en las muestras. En todo caso, ambos valores subestiman la permeabilidad del sistema de diques que presenta en campo una gran cantidad de fracturas abiertas y otras rellenas de minerales de alteración (Chávez-Álvarez, 2012).

Tabla 4.6.2. Valores obtenidos de la estimación de permeabilidad en las fracturas a partir de la visualización con el programa Avizo.

Muestra	k(μm^2)	(mD)
M4D8	3.775545	3770
M1D80	0.947897	947.8

6. Discusión

6.1 La zona del enjambre de diques máficos de Nanchititla como un reservorio fracturado para el almacenamiento de CO₂.

Los trabajos previos en las zonas donde se ha inyectado CO₂ en rocas volcánicas máficas (Gislason, et al., 2014) muestran que las formaciones de basalto tienen las características adecuadas para ser consideradas como una opción para el secuestro geológico de dióxido de carbono. Según McGrail et al., (2006), las características principales que debe de tener un reservorio de diques para el almacenamiento de CO₂, es una sección de espesor importante de basaltos vesiculares y fracturados, además de contar con una cobertura de depósitos sedimentarios, que funcione como roca sello y no permita fluir el dióxido de carbono hacia la superficie.

Los reservorios de diques basálticos son considerados actualmente entre las fuentes más prometedoras para la captura y almacenamiento de dióxido de carbono (Rigopoulos et al., 2015), debido a que se encuentran grandes volúmenes en todo el mundo. Además estos reservorios contienen minerales de silicato con altas proporciones de Mg²⁺, Ca²⁺, Fe²⁺ que son los necesarios para que reaccionen con CO₂ para formar carbonatos estables como la calcita (CaCO₃), la magnesita (MgCO₃), o la dolomita (CaMg(CO₃)₂) (Rigopoulos et al., 2015; Wawersik et al., 2001); es necesario que haya dióxido de carbono disuelto en agua (líquida) para liberar elementos químicos como el Ca²⁺, Mg²⁺, Fe²⁺, disminuye el pH para después precipitar en carbonatos estables.

Una característica importante que afecta el reservorio es la cantidad de CO₂ disuelto en agua que se inyecta en la formación, y tomar en cuenta la capacidad que tenga el yacimiento para permitir fluir el dióxido de carbono.

El enjambre de diques de Nanchititla es un reservorio que cumple con el requisito de tener una sección de gran espesor de rocas volcánicas (alrededor de 2500 m expuestos). El enjambre de diques de Nanchititla contiene una gran cantidad de

fracturas verticales con una alta permeabilidad, por lo que su principal anisotropía es lateral. La mineralización CO₂ que se da en estos yacimientos de diques es In-situ y el dióxido de carbono que se “transforma” en carbonatos proviene de la atmósfera. Este es un proceso que toma muchos años y de buscar que se realice de manera rápida se tendría que agregar aditivos, ácidos o modificar condiciones termodinámicas. Los diques de Nanchititla son una prueba de la factibilidad de mineralizar el CO₂ en este tipo de rocas.

6.2 Caracterización de las propiedades petrofísicas textura, densidad, porosidad, permeabilidad, fracturas en las muestras seleccionadas del enjambre de diques

Las muestras presentan una textura porfídica, con fenocristales muy grandes de plagioclasas que si se encuentran presentes en las fracturas pueden ser de utilidad para la fijación de dióxido de carbono.

Las muestras M4D8 y M1D80 presentan valores de porosidad entre 2 a 6 % y permeabilidad 0.3 a 0.7 mD, por medio de mediciones del porosímetro-permeámetro. En otros lugares como en Islandia (proyecto CarbFix) los valores medidos de porosidad en basaltos son de 3.68 % y de permeabilidad de 0.157 mD (Callow, et al., 2018; Snæbjörnsdóttir, et al., 2014). El Basalto de Grand Ronde (Xiong, et al., 2018) tiene valores de porosidad de 3.65 %. Los valores de estos dos proyectos son muy similares a los valores que se presentaron en nuestras muestras.

Algunas de las dificultades que se contemplaron al utilizar este método del porosímetro-permeámetro, es que estas muestras no tuvieran fracturas expuestas, ya que al momento de hacer pasar el helio en alguna de las fracturas expuestas se sobrevaloraron los datos. En muchos de estos yacimientos, la permeabilidad de las fracturas puede ser el factor de control más importante del flujo de fluidos.

El hecho de que exista una roca porosa no significa necesariamente que sea permeable, debido a la conexión entre los poros de la roca; la permeabilidad es otro

factor a tomar en cuenta debido que puede aportar o impedir flujo de fluidos (dióxido de carbono) a través de los poros o fracturas del medio. La disolución de la roca por efecto del CO₂ disuelto en agua puede alterar las propiedades de porosidad y permeabilidad.

Otros parámetros que se deben de contemplar para tener una caracterización petrofísica más completa es la saturación de fluidos, la capilaridad, la mojabilidad, la tortuosidad. Estos parámetros no fueron determinados en este trabajo. Otros elementos que deben considerarse en el caso de que se realice un análisis de este tipo son: la caracterización de la roca sello para evitar fugas, un análisis de técnicas geofísica (sísmica o magnetotelúrica) para obtener una imagen completa del yacimiento bajo estudio.

6.3 Visualización del medio poroso a partir de la tomografía computarizada y obtención de propiedades petrofísicas

La resolución obtenida para las imágenes por la tomografía de Rayos X presenta un intervalo de valores entre 48 a 57 ($\mu\text{m} / \text{voxel}$), solo se determinó la permeabilidad a las muestras que contenían porosidad conectada en las fracturas; M4D8 y M1D80, las muestras M3D51 y M6D6 no mostraron alguna fractura debido a que no contenían fractura o sus fracturas eran de menor resolución aplicada.

La muestra M4D8 presenta una resolución de 48.26 ($\mu\text{m} / \text{voxel}$) (figura 6.3.1), y la muestra M1D80 presenta una resolución 57.92 ($\mu\text{m} / \text{voxel}$) (figura 6.3.2). Los datos a partir del porosímetro-permeámetro presentan valores de porosidad bajos, pero ambos presentan conectividad alta en las fracturas presentes. Respecto a la porosidad de la matriz, para estas muestras, se observó una fracción muy pequeña de la porosidad total, y con una conectividad baja

La simulación de la permeabilidad se realizó mediante un ejercicio de inyección de un fluido que se transporta dentro de la fractura, se intenta que la inyección siga al plano z para simular la fractura.

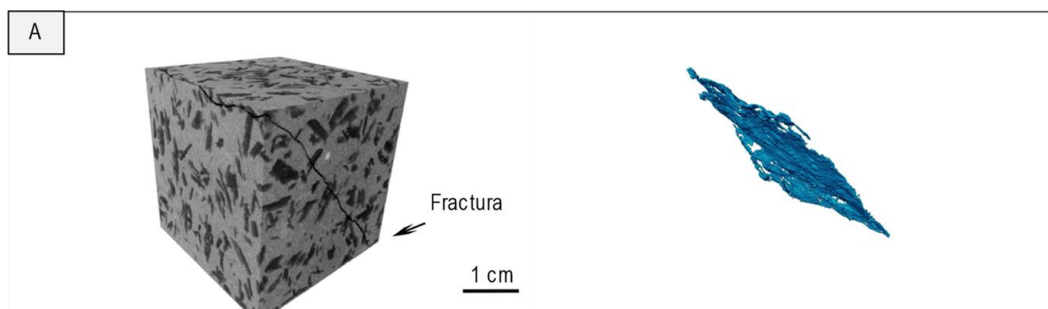


Figura 6.3.1 Del lado izquierdo, representación en 2D de la muestra M4D8 y del lado derecho, muestra la representación de la conectividad de la fractura.

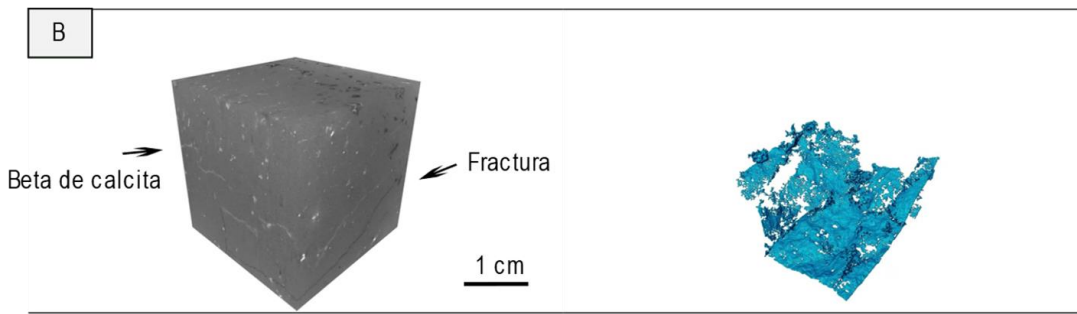


Figura 6.3.2 Del lado izquierdo, representación en 2D de la muestra M1D80 y del lado derecho, muestra la representación de la conectividad de la fractura.

En las figuras 6.3.1., y 6.3.2., se muestran imágenes en 3D para las muestras M4D8 y M1D80 (parte izquierda) y se observan las texturas de estas rocas. En el caso de la muestra M4D8, los grises oscuros corresponden a las plagioclasas, se muestra también en negro la fractura que corta la muestra. A la derecha, se observa una imagen de los voxeles que conforman el plano de fractura. Es notorio que los poros que forman el plano de fractura se encuentran interconectados para formar una fractura.

En la figura 6.3.2., se muestran imágenes en 3D de la muestra M1D80. Esta roca tiene una textura con fenocristales más pequeños. Se observan las fracturas rellenas de calcita y una fractura sin relleno, en esta figura se puede visualizar un plano de fractura el cual tiene dos fracturas que se intersectan.

Entender la dinámica del flujo de fluido en la fractura permeable de las rocas, es de gran importancia para los procesos de entrapamiento de CO₂. El software Avizo contiene un módulo que permite realizar un experimento de simulación de las propiedades petrofísicas (tamaño de poro y conectividad), el flujo de fluidos y el cálculo de la permeabilidad de rocas. El análisis acerca de la simulación de permeabilidad se realizó para las muestras M4D8 y M1D80 ya que presentaban fracturas.

La simulación de la muestra M4D8 mostro una alta permeabilidad vertical del basalto (3.82 Darcy) que corresponde a la fractura. Las líneas que presenta (Figura 6.3.3) representan la zona interconectada entre los poros y la fractura por donde se desplazaría el fluido. Los colores más cálidos como rojo o naranja de la figura representan un mayor desplazamiento del fluido mientras que los colores fríos como el azul o morado un desplazamiento menor.

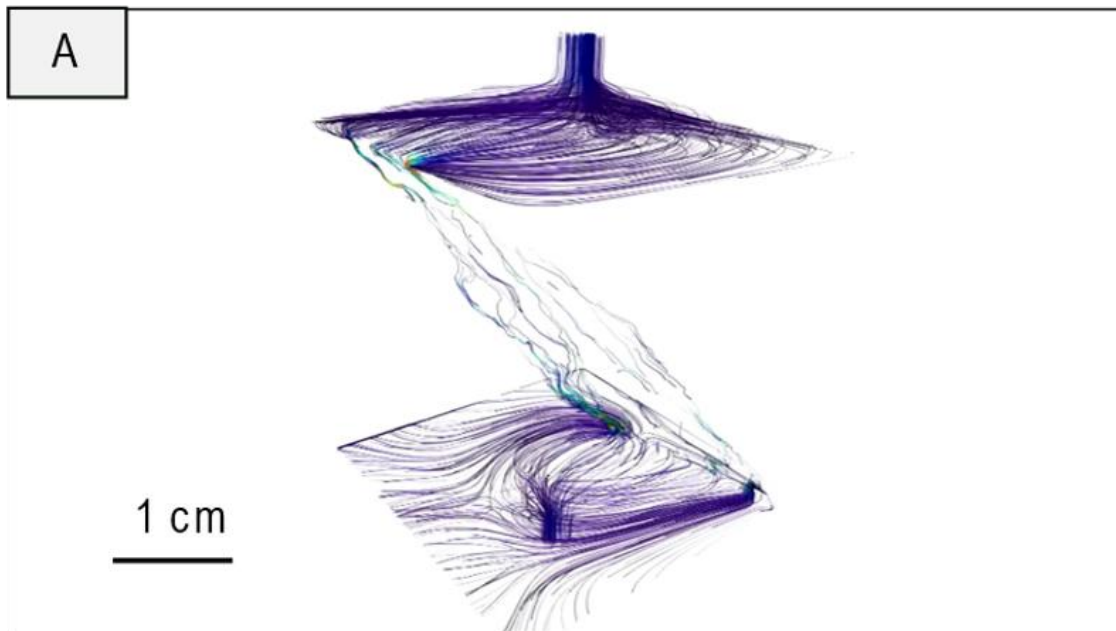


Figura 6.3.3 representación de la simulación de la permeabilidad con una orientación vertical en el basalto.

Por otro lado, la simulación de la muestra M1D80 (Figura 6.3.4) presenta permeabilidad horizontal (0.96 Darcy) la cual se determinó a partir de la fractura de la muestra. Esta muestra presenta dos puntos donde se incrementa la permeabilidad (flechas de color rojo).

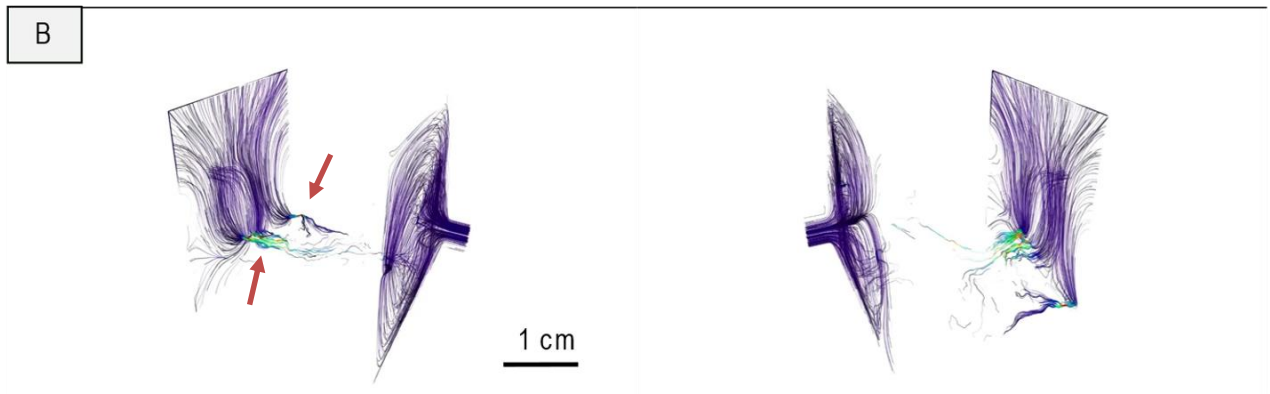


Figura 6.3.4 Representación de la simulación de la permeabilidad con una orientación horizontal en el basalto, las flechas de color rojo muestran puntos donde se presenta el flujo de permeabilidad.

6.4. Integración de un modelo de yacimiento, una discusión de aplicabilidad para el almacenamiento de CO₂

La zona de Nanchititla es una estructura análoga donde se encuentran enjambres de dique por debajo de la Faja Volcánica Transmexicana. Estas estructuras geológicas pueden funcionar como un reservorio de dióxido de carbono debido a que cuenta con algunas características que hacen posible el almacenamiento y fijación de este gas.

Este reservorio cuenta con más de 140 diques que intruyen en la formación Cutzamala. En sección, el reservorio incluye depósitos sedimentarios que sirven como roca encajonante, cuenta con un volumen de 450 km³ la cual corresponde a una secuencia potente de conglomerados, areniscas y limolitas del Cretácico. Los diques del Eoceno Tardío y Oligoceno Temprano se observan muy fracturados con un alto porcentaje de minerales de plagioclasas (Chávez-Álvarez et al., 2012; 2019, Serrano-Durán, 2005). Estas dos cualidades hacen posible la filtración y fijación de dióxido de carbono.

Basado en la composición de los diques basálticos de Nanchititla, los enjambres de diques tienen el potencial de ser zonas de inyección de CO₂. La disolución de este gas en los acuíferos contenidos en los enjambres de diques por debajo de la Faja Volcánica Transmexicana (FVTM) puede ayudar en el proceso. De esta manera, los enjambres de diques pueden ser considerados como yacimientos fracturados con una gran área de contacto potencial entre los minerales del basalto y el CO₂ disuelto. En los afloramientos de Nanchititla, debido a la erosión, se observa la zona de fracturamiento vertical asociada con el emplazamiento de estos cuerpos volcánicos. Antes de ser erosionada la cubierta se encontraba una secuencia volcánica y sedimentaria sobre el enjambre. Esta secuencia está compuesta por una secuencia de flujos de lavas máficas que cubre directamente los diques, sobreyaciendo hay una secuencia potente de rocas volcánicas silícicas (domos riolíticos e ignimbritas) como se puede observar en la figura 6.4.

Estas dos secuencias del Oligoceno se depositaron de manera horizontal sobre el enjambre de diques y su roca encajonate. El enjambre se encuentra intruyendo a los lechos rojos de la Formación Cutzamala, la cual es una secuencia de areniscas, limos y lutitas de origen continental. Las areniscas de cuarzo y feldespato de esta secuencia pueden funcionar como un reservorio adicional. Las fracturas que se observan en el enjambre de diques pueden funcionar como canales preferenciales donde puede fluir el CO₂. El contacto del gas con los minerales presentes en las rocas, por ejemplo, las plagioclasas, pueden hacer una reacción formando carbonatos y almacenando este fluido siempre y cuando las condiciones termodinámicas fueran las adecuadas.

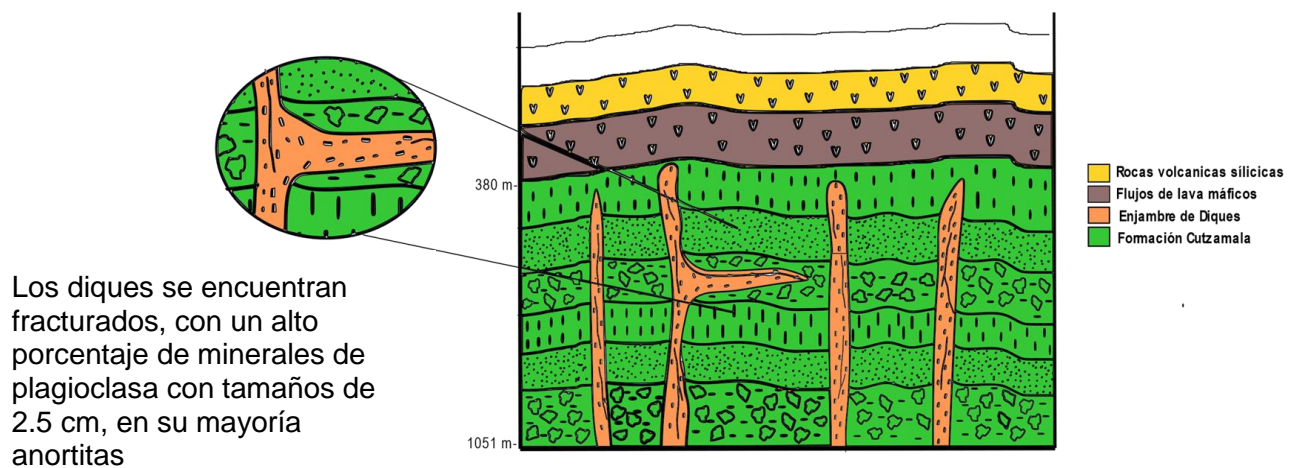


Figura 6.4 Modelo conceptual del enjambre de diques de la zona de Nanchititla.

Se han hecho intentos para estimar el potencial de almacenamiento mineral de CO₂ en rocas basálticas. El primero en intentarlo fue (McGrail et al, 2014) que estimó el potencial de almacenamiento de basaltos, suponiendo que los basaltos del Río Columbia cubren más de 200,000 km² de partes del este de Washington, el noroeste de Oregón y el oeste de Idaho y tiene la estimación conservadora de capacidad de almacenamiento de CO₂ de 10 a 50 Gt de CO₂.

Mientras que para Islandia el área seleccionada es 93, 000 km² de la costa, da una estimación aproximada de 60 Gt CO₂. Esta es una estimación conservadora considerando el CO₂ total medido para ser fijado dentro de los sistemas geotérmicos activos de alta temperatura de Islandia (Matter et al., 2009). McGrail et al, (2006) difiere de dos formas fundamentales. Primero, las formaciones basálticas del estudio son basaltos continentales con diferente estructura y propiedades petrofísicas que las formaciones basálticas jóvenes y vítreas de la corteza oceánica. En segundo lugar y más importante, anticipan que el CO₂ se inyecta como una fase flotante supercrítica en las rocas basálticas que requiere pozos más profundos y una capa de roca para evitar que el CO₂ supercrítico se filtre fuera del depósito. La inyección de CO₂ supercrítico también da como resultado una tasa de mineralización de órdenes de magnitud menor en comparación con el CO₂ que se disuelve en agua antes o durante la inyección utilizando el método CarbFix (Gislason y Oelkers, 2014, Matter et al., 2009).

Para resumir, la mayoría de las rocas en el enjambre de diques pueden ser objetivo teóricamente de inyección de CO₂, muestran una composición máfica y muy pobre en sílice. Se ha demostrado anteriormente que la tasa de disolución de CO₂ en vidrios volcánicos incrementa con la disminución del contenido de sílice (Wolff-Boenisch et al., 2004). Además, existen cálculos empíricos en las zonas donde ya se inyecta CO₂ en basaltos que indican que, con un pH adecuado, presión, temperatura y, en presencia de Mg²⁺, Ca²⁺, y Fe²⁺ se precipitan carbonatos con la inyección de agua saturada de sal cargadas con CO₂. Algunos minerales de las rocas del enjambre de Nanchititla son ricas en Ca²⁺, Mg²⁺ y Fe²⁺ como se demostró en el análisis petrográfico. De esta manera, hay una fuente importante de cationes que se podrían combinar con el CO₂ durante una eventual inyección.

El almacenamiento de CO₂ en forma de carbonatos de Ca²⁺, Mg²⁺ y Fe²⁺ en rocas de composición basáltica puede ser una solución de largo plazo para reducir las emisiones de CO₂ de la industria. En esta tesis, hemos intentado reportar la estratigrafía y propiedades petrofísicas de una zona que funciona como reservorio análogo. La exposición del enjambre de diques de Nanchititla (figura 5.4) nos permitió observar directamente algunas de las características geológicas relevantes que se podrían analizar en el caso de estudiar un reservorio similar por debajo de la Faja Volcánica Transmexicana.

7. Conclusiones

Los trabajos recientes muestran que los basaltos y, en general, las rocas máficas representan una posibilidad importante para el almacenamiento geológico de CO₂ con miras a la mineralización permanente.

En este trabajo se realizó un estudio de petrofísica y geología para caracterizar un enjambre de diques máficos aflorantes y discutir sobre el potencial que tiene los yacimientos para almacenar dióxido de carbono (CO₂).

Teóricamente, hay una gran cantidad de diques máficos por debajo de la Faja Volcánica Transmexicana. Estos posibles reservorios se encuentran por debajo de zonas industriales que producen una gran cantidad de gases de invernadero. El enjambre de diques estudiado se encuentra expuesto por lo que las observaciones geológicas y petrofísicas pueden ser analizadas directamente en el campo o en muestras. Funciona como un análogo superficial de lo que podría ocurrir a profundidad. El enjambre de diques de Nanchititla representa un reservorio fracturado con grandes áreas de contacto sobre las fases minerales que pueden reaccionar con el CO₂.

Los diques contienen una cantidad importante de fenocristales de Anortita (plagioclasa cálcica), minerales de Hierro, como Magnetita, y Piroxenos. La porosidad y la permeabilidad de la matriz rocosa son muy bajas, al igual que el tamaño de poro excepto la muestra M1D80 que presenta la porosidad más alta con un valor de casi 7 %. La porosidad y la permeabilidad de las fracturas contenidas en las muestras de mano mostraron valores altos que subestiman la porosidad y permeabilidad del reservorio fracturado.

El entender las fracturas del yacimiento nos da una idea de cómo se comportaría, como vías que permiten el flujo del dióxido de carbono mezclado con agua a través del medio poroso, así como también, los minerales que se encuentren en contacto con las fracturas reaccionan con este fluido para convertirse en minerales de carbonatos.

Pero hay que tomar en cuenta la capacidad de almacenamiento en un medio poroso donde las fracturas se encuentran comunicados con los poros. La muestra M1D80 presenta los valores con mayor conexión entre porosidad, permeabilidad y volumen de poro. Pero la buena conexión de las muestras de mano no necesariamente quiere decir que el yacimiento se comporte de la misma forma.

El análisis mediante microtomografía de rayos X permitió observar el medio poroso y, en particular la fractura, y simular el flujo a través de ella. Aunque este trabajo no es exhaustivo, el modelo geológico obtenido muestra que se puede discutir la aplicabilidad de la inyección de CO₂ en reservorios similares.

8. Referencias

- Ahmed, T. (2018). *Reservoir engineering handbook*. Gulf Professional Publishing.
- Altamira-Areyán, A. (2002). Las litofacies y sus implicaciones de la cuenca sedimentaria Cutzamala-Tiquicheo, estado de Guerrero y Michoacán, México, (Tesis de Maestría) Universidad Nacional Autónoma de México Instituto de Geología.
- Ansarizadeh, M., Doods, K., Gurpinar, O., Pekot, L., Kalfa, Ü., Sahin, S., Uysal, S., Ramakrishnan, T., Sacuta, N., Whittaker, S. (2015). El dióxido de carbono: Desafío y oportunidades. *Oilfield Review*. 27:2
- Bachu, S. (2000). Sequestration of CO₂ in geological media: criteria and approach for site selection in response to climate change. *Energy conversion and Management*, 41(9), 953-970.
- Bachu, S. (2008). CO₂ storage in geological media: Role, means, status and barriers to deployment. *Progress in Energy and Combustion Science*, 34(2), 254-273.
- Bachu, S., Bonijoly, D., Bradshaw, J., Burruss, R., Holloway, S., Christensen, N. P., & Mathiassen, O. M. (2007). CO₂ storage capacity estimation: Methodology and gaps. *International journal of greenhouse gas control*, 1(4), 430-443.
- Bachu, S., Gunter, W.D., Perkins, E.H., (1994). Aquifer disposal of CO₂: hydrodynamic and mineral trapping. *Energy Convers. Manag.* 35 (4), 269–279.
- Baines, S.J., Worden, R.H., (2000). Geological CO₂ disposal: understanding the long-term fate of CO₂ in naturally occurring accumulations. In: Williams, D.J., Durie, R.A., McMullan, P., Paulson, C.A.J., Smith, A.Y. (Eds.), *Proceedings of 5th International Conference on Greenhouse Gas Control Technologies (GHGT-5)*, pp. 311–316.
- Baker, D. R., Mancini, L., Polacci, M., Higgins, M. D., Gualda, G. A. R., Hill, R. J., & Rivers, M. L. (2012). An introduction to the application of X-ray microtomography to the three-dimensional study of igneous rocks. *Lithos*, 148, 262-276.
- Baker, J.C., Bai, G.P., Hamilton, P.J., Golding, S.D., Keene, J.B., (1995). Continental-scale magmatic carbon dioxide seepage recorded by dawsonite in the Bowen-Gunnedah-Sydney Basin system, eastern Australia. *J. Sediment. Res.* 65 (3a), 522-530.
- Bateman, K., Turner, A.M., Pearce, J., Noy, D.J., Birchall, D., Rochelle, C., (2005). Large-scale column experiment: study of CO₂, porewater, rock reactions and model test case. *Oil Gas Sci. Tech.* 60 (1), 161-175.
- Benammi, M., Centeno-García, E., Martínez-Hernández, E., Morales Gámez, M., Tolson, G., Urrutia-Fucugauchi, J., (2005). Presencia de dinosaurios en la Barranca Los Bonetes en el sur de México (Región de Tiquicheo, Estado de Michoacán) y sus implicaciones cronoestratigráficas: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*.

Benson, S. M., & Surles, T. (2006). Carbon dioxide capture and storage: An overview with emphasis on capture and storage in deep geological formations. *Proceedings of the IEEE*, 94(10), 1795-1805.

Brady, P.V., Carroll, S.A., (1994). Direct effects of CO₂ and temperature on silicate weathering: possible implications for climate control. *Geochim. Cosmochim. Acta* 58 (8), 1853-1856.

Callow, B., Falcon-Suarez, I., Ahmed, S., & Matter, J. (2018). Assessing the carbon sequestration potential of basalt using X-ray micro-CT and rock mechanics. *International Journal of Greenhouse Gas Control*, 70, 146-156.

Campa, J. Ramirez, R Flores, P.J.Coney. Terrenos tectonoestratigráficos de la sierra madre del sur, región comprendida entre los estados de Guerrero, Michoacán, México y Morelos. V Convención Nacional de la Sociedad Geológica Mexicana, México D.F., (1980).

Cantú Apodaca, E (2018). Análisis de la factibilidad para la eliminación de dióxido de carbono mediante la formación de carbonatos a través de basaltos (Tesis de licenciatura). Universidad Nacional Autónoma de México, UNAM, México.

Cerca, M., Ferrari, L., Corti, G., Bonini, M., & Manetti, P. (2010). Analogue model of inversion tectonics explaining the structural diversity of Late Cretaceous shortening in southwestern Mexico. *Lithosphere*, 2(3), 172-187.

Chávez-Álvarez, M. (2012). Condiciones físicas de emplazamiento del enjambre de diques de Nanchititla, sur de México: estudio mediante modelos analógicos (Tesis de doctorado). Universidad Nacional Autónoma de México, UNAM, México

Chávez-Álvarez, M. J., Cerca, M., Lopez Martinez, M., Origel-Gutiérrez, G., & Ferrari, L. (2020). The Eocene-Oligocene Nanchititla dike swarm, eastern Michoacán, México. *Journal of Maps*, 16(2), 87-97.

Cullen, A., Vicenzi, E. & McBirney, A. R. (1989). Plagioclase-ultraphyric basalts of the Galapagos Archipelago. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 37, 325-337.

Dante, A. (2018). Análisis multiescalar de porosidad y permeabilidad de un intervalo permeable usando microtomografía de rayos X, caso de estudio campo geotérmico Los Humeros (Tesis de pregrado). Universidad Nacional Autónoma de México UNAM, México

Dávila-Serrano, M. (2011). Viabilidad técnica y ambiental para el almacenamiento geológico de CO₂ en México, Instituto Politécnico Nacional, Tesis de Doctorado, 195 p.

Davidson, O., de Coninck, H., Loos, M., & Meyer, L. (2005). IPCC special report on carbon dioxide capture and storage. Prepared by working group III of the intergovernmental panel on climate change.

Delgado-Argote, L. A., López-Martínez, M., York, D., & Hall, C. M. (1992). Geologic framework and geochronology of ultramafic complexes of southern Mexico. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 29(7), 1590-1604.

Díaz-Bravo, B.A., Morán-Zenteno, D.J. (2011). The exhumed Eocene Sultepec-Goleta Volcanic Center of southern Mexico: record of partial collapse and ignimbritic volcanism fed by wide pyroclastic dyke complexes: *Bulletin of Volcanology*, DOI 10.1007/s00445-011-0460-5.

Dyni, J.R., (1996). Sodium carbonate resources at the Green River Formation, U.S. Geological Survey, 39 pp. Fernandez-Bastero, S., García, T., Santos, A., Gago-Duport, L. 2005. Geochemical potentiality of glauconitic shelf sediments for sequestering atmospheric CO₂ of anthropogenic origin. *Ciencias Marinas* 31 (4), 593-615.

Farr, R. S., Vukmanovic, Z., Holness, M. B., & Griffiths, E. (2018). Reconstructing grain-shape statistics from electron back-scatter diffraction microscopy. *Physical Review Materials*, 2(7), 073804.

Flett, M., Gurton, R. M., & Taggart, I. J. (2004). Heterogeneous saline formations: long-term benefits for geo-sequestration of greenhouse gases, GHGT7. In *Proceedings of the 7th International Conference on Greenhouse Gas Technologies, Vancouver, Canada*.

Furman, T., Frey, F. A. & Park, K.-H. (1991). Chemical constraints on the petrogenesis of mildly alkaline lavas from Vestmannaeyjar, Iceland; the Eldfell (1973) and Surtsey 1963-1967) eruptions. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 109, 19-37.

García-Tovar, Gloria P., & Martínez-Serrano, Raymundo G., & Solé, Jesús, & Correa-Tello, Juan Carlos, & Núñez-Castillo, Elizabeth Y., & Guillou, Hervé, & Monroy-Rodríguez, Emir (2015). Geología, geocronología y geoquímica del vulcanismo Plio-Cuaternario del Campo Volcánico Apan-Tecocomulco, Faja Volcánica Trans-Mexicana. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 32(1),100-122.[fecha de Consulta 4 de Febrero de 2021]. ISSN: 1026-8774. Disponible en: <https://www.redalyc.org/articulo.oa?id=572/57237105009>.

Gibson-Poole, C. M. (2008). Site Characterization for Geological Storage of Carbon Dioxide: Examples of Potential Sites from Northwest Australia. The University of Adelaide.

Gislason, S., Broecker, W., Gunnlaugsson, E., Snaebjornsdottir, S., Mesfin, K., Alfredsson, H., & Matter, J. (2014). Rapid solubility and mineral storage of CO₂ in basalt. In *Energy Procedia* 63 (Vol. 63, pp. 4561-4574). Elsevier.

Gislason, S.R., Oelkers, E.H. Carbon Storage in Basalt. *Science*. 2014; 344 : 373-4

Gislason, S. R., Sigurdardóttir, H., Aradóttir, E. S., & Oelkers, E. H. (2018). A brief history of CarbFix: Challenges and victories of the project's pilot phase. *Energy Procedia*, 146, 103-114.

Gómez-Tuena, A., Orozco-Esquivel, M., & Ferrari, L. (2005). Petrogénesis ígnea de la faja volcánica transmexicana. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 57(3), 227-283.

González-Cervantes, N. (2007). *Evolución del centro silíceo de Nanchititla. Estados de México y Michoacán: Universidad Nacional Autónoma de México, Posgrado en Ciencias de la Tierra* (Doctoral dissertation, MSc Thesis, 104 pp).

- Hangx, S. J., & Spiers, C. J. (2009). Reaction of plagioclase feldspars with CO₂ under hydrothermal conditions. *Chemical Geology*, 265(1-2), 88-98.
- Hitchon, B., (1996). Aquifer Disposal of Carbon Dioxide: Hydrodynamic and Mineral Trapping — Proof of Concept. Geoscience Publishing Ltd., Sherwood Park, Alberta, Canada. 165 pp.
- Howie, R. A., Zussman, J., & Deer, W. (1992). An introduction to rock-forming minerals. Longman.
- Johnson, J.W., Nitao, J.J., Steefel, C.I., Knauss, K.G., (2001). Reactive transport modeling of CO₂ sequestration in saline aquifers: the influence of intra-aquifer shales and the relative effectiveness of structural, solubility, and mineral trapping during prograde and retrograde sequestration, First National Conference on Carbon Sequestration, Washington, D.C., pp. 60.
- Kelemen, P. B., Matter, J., Streit, E. E., Rudge, J. F., Curry, W. B., & Blusztajn, J. (2011). Rates and mechanisms of mineral carbonation in peridotite: natural processes and recipes for enhanced, in situ CO₂ capture and storage. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 39, 545-576.
- Khalil, M. A. K. (2000). Atmospheric methane: an introduction. In *Atmospheric Methane* (pp. 1-8). Springer, Berlin, Heidelberg.
- Klinkenberg, L. J., (1941). "The permeability of porous media to liquids and gases, Drilling and Production Practice". American Petroleum Institute. Pp. 200–213.
- Lagneau, V., Pipart, A., Catalette, H., (2005). Reactive transport modelling of CO₂ sequestration in deep saline aquifers. *Oil Gas Sci. Tech.* 60 (2), 231-247.
- Landis, E. N., & Keane, D. T. (2010). X-ray microtomography. *Materials characterization*, 61(12), 1305-1316.
- Marsh, B.D. (1996). Solidification fronts and magmatic evolution. *Mineralogical Magazine*, 1996. Vol. 60 (pg. 5-40)
- Martini, M., Ferrari, L., López-Martínez, M., Cerca-Martínez, M., Valencia, V., Serrano-Durán, L., & Dickinson, W. R. (2009). Cretaceous–Eocene magmatism and Laramide deformation in southwestern Mexico: No role for terrane accretion. *Backbone of the Americas: Shallow subduction, plateau uplift, and ridge and terrane collision: Geological Society of America Memoir*, 204, 151-182.
- Matter, J. M., & Kelemen, P. B. (2009). Permanent storage of carbon dioxide in geological reservoirs by mineral carbonation. *Nature Geoscience*, 2(12), 837.
- Matter, J. M., Broecker, W. S., Stute, M., Gislason, S. R., Oelkers, E. H., Stefánsson, A., & Björnsson, G. (2009). Permanent carbon dioxide storage into basalt: the CarbFix pilot project, Iceland. *Energy Procedia*, 1(1), 3641-3646.

McBirney., A., R. (1996). The Skaergaard Intrusion. Editor(s): Richard Grant Cawthorn, Developments in Petrology, Elsevier, Volume 15. Pages 147-180. Doi:10.1016/S0167-2894 (96)80007-8.

McGrail, B. P., Schaef, H. T., Ho, A. M., Chien, Y. J., Dooley, J. J., & Davidson, C. L. (2006). Potential for carbon dioxide sequestration in flood basalts. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 111(B12).

McGrail, B. P., Spane, F. A., Amonette, J. E., Thompson, C. R., & Brown, C. F. (2014). Injection and monitoring at the Wallula basalt pilot project. *Energy Procedia*, 63, 2939-2948.

Medina-Romero. (2015). Metodología para la selección y conceptualización de sitios potenciales para el almacenamiento geológico de CO₂ en acuíferos salinos de la provincia de Burgos. (Tesis de Maestría). UNAM, Querétaro.

Metz, B., Davidson, O., De Coninck, H., Loos, M., & Meyer, L. (2005). IPCC special report on carbon dioxide capture and storage. Intergovernmental Panel on Climate Change, Geneva (Switzerland). Working Group III.

Michael, K., Golab, A., Shulakova, V., Ennis-King, J., Allinson, G., Sharma, S., & Aiken, T. (2010). Geological storage of CO₂ in saline aquifers—A review of the experience from existing storage operations. *International Journal of Greenhouse Gas Control*, 4(4), 659-667.

Morales Gámez. Geología estructural del sistema de fallas transcurrentes postcretácico de la región de Tiquicheo, Michoacán, sur de México, 2005.

Narr, W. (1996). Estimating average fracture spacing in subsurface rock. *AAPG bulletin*, 80(10), 1565-1585.

Narr, W. y Schechter D. S. (2006). Naturally Fractured Reservoir Characterization. Richardson, Texas: Society of Petroleum Engineers.

Nelson, R. A. (2001). Geologic Analysis of Naturally Fractured Reservoirs. Segunda Edición. Estados Unidos: Gulf Professional Publishing.

Oelkers, E. H., Gislason, S. R., & Matter, J. (2008). Mineral carbonation of CO₂. *Elements*, 4(5), 333-337.

Ortega, O. J., Marrett, R. A., & Laubach, S. E. (2006). A scale-independent approach to fracture intensity and average spacing measurement. *AAPG bulletin*, 90(2), 193-208.

Ortiz-Lucas, P. (2020). Estudio sobre la mineralización de basaltos mexicanos en presencia de CO₂ (Tesis de Licenciatura). UNAM, Ciudad de México.

Petroquimex , (2018). Recuperación Mejorada de Petróleo Mediante la Inyección de Dióxido de Carbono Antropogénico, 54pp consultado en línea <https://petroquimex.com/PDF/JulAgo18/EOR-Con-CO2.pdf>, consulta 23/04/19

Rigopoulos, I., Petallidou, K. C., Vasiliades, M. A., Delimitis, A., Ioannou, I., Efstathiou, A. M., & Kyratsi, T. (2015). Carbon dioxide storage in olivine basalts: Effect of ball milling process. *Powder technology*, 273, 220-229.

Salvo, L., Cloetens, P., Maire, E., Zabler, S., Blandin, J. J., Buffière, J. Y., & Josserond, C. (2003). X-ray micro-tomography an attractive characterisation technique in materials science. *Nuclear instruments and methods in physics research section B: Beam interactions with materials and atoms*, 200, 273-286.

Sanchez Ayala, Y.Y. (2019) Viabilidad técnica del almacenamiento de CO₂ en basaltos en México (Tesis de Licenciatura). UNAM, Ciudad de México.

SENER, (2014) Mapa de Ruta Tecnológica de CCUS en México, 37pp consultado en línea <https://www.gob.mx/cms/uploads/attachment/file/52268/MRTPUBLICA.pdf> , consulta 23/11/18

Serrano-Durán. Estudio de los enjambres de diques y del fallamiento terciario en la región de Tuzantla-Tiquicheo-Nanchititla, estados de Michoacán, México y Guerrero, 2005.

Snæbjörnsdóttir, S. Ó., & Gislason, S. R. (2016). CO₂ storage potential of basaltic rocks offshore Iceland. *Energy Procedia*, 86, 371-380.

Snæbjörnsdóttir, S. Ó., Wiese, F., Fridriksson, T., Ármansson, H., Einarsson, G. M., & Gislason, S. R. (2014). CO₂ storage potential of basaltic rocks in Iceland and the oceanic ridges. *Energy Procedia*, 63, 4585-4600.

Sorai, M., Ohsumi, T., Ishikawa, M., Tsukamoto, K., (2007). Feldspar dissolution rates measured using phase-shift interferometry: implications to CO₂ underground sequestration. *Appl. Geochem.* 22 (12), 2795–2809.

Stephen, A. L., Jenkin, G. R. T., Styles, M. T., Smith, D. J., Naden, J., Boyce, A. J., ... & Millar, I. L. (2013). Tracing carbon: natural mineral carbonation and the incorporation of atmospheric vs. recycled CO₂. *Energy Procedia*, 37, 5897-5904.

Tiab D., Donaldson E.C., (2016). "Petrophysics: Theory and Practice of Measuring Reservoir Rock and Fluid Transport properties" Elsevier. ISBN: 978-0-12-803188-9.

Tollefson, J. (2013). Pilot projects bury carbon dioxide in basalt. *Nature News*, 500(7460), 18.

Vega, S., Carrasco-Núñez, G., Arteaga, D., Cid, H., y Manea, Vlad. (2018). Microtomografía de rayos X: preparación de muestras de rocas para una mejor visualización y caracterización del espacio poroso. *NTHE*, (20), 25-32.

Wawersik, W.R., Rudnicki, J.W., Dove, P., Harris, J., Logan, J.M., Pyrak-Nolte, L., Orr Jr., F.M., Ortoleva, P.J., Richter, F., Warpinski, N.R., Wilson, J.L., Wong, T.-F., (2001). Terrestrial sequestration of CO₂: an assessment of research needs. *Adv. Geophys.* 43, 97-177.

Wolff-Boenisch, D., Gislason, S.R., Oelkers, E.H. and Putnis, C.V., (2004). The dissolution rates of natural glasses as a function of their composition at pH 4 and 10.6, and temperatures from 25 to 74°C. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 68, 4843-4858.

Xiong, W., Wells, R. K., Horner, J. A., Schaef, H. T., Skemer, P. A., & Giammar, D. E. (2018). CO₂ mineral sequestration in naturally porous basalt. *Environmental Science & Technology Letters*, 5(3), 142-147.

Xu, T., Apps, J.A., Pruess, K., (2004). Numerical simulation of CO₂ disposal by mineral trapping in deep aquifers. *Appl. Geochem.* 19, 917-936.

Xu, T., Apps, J.A., Pruess, K., (2005). Mineral sequestration of carbon dioxide in a sandstone-shale system. *Chem. Geol.* 217, 295- 318.

Zerai, B., Saylor, B.Z., Matisoff, G., (2006). Computer simulation of CO₂ trapped through mineral precipitation in the Rose Run Sandstone, Ohio. *Appl. Geochem.* 21, 223-240.

9. Anexos

1. Porosidad y Permeabilidad

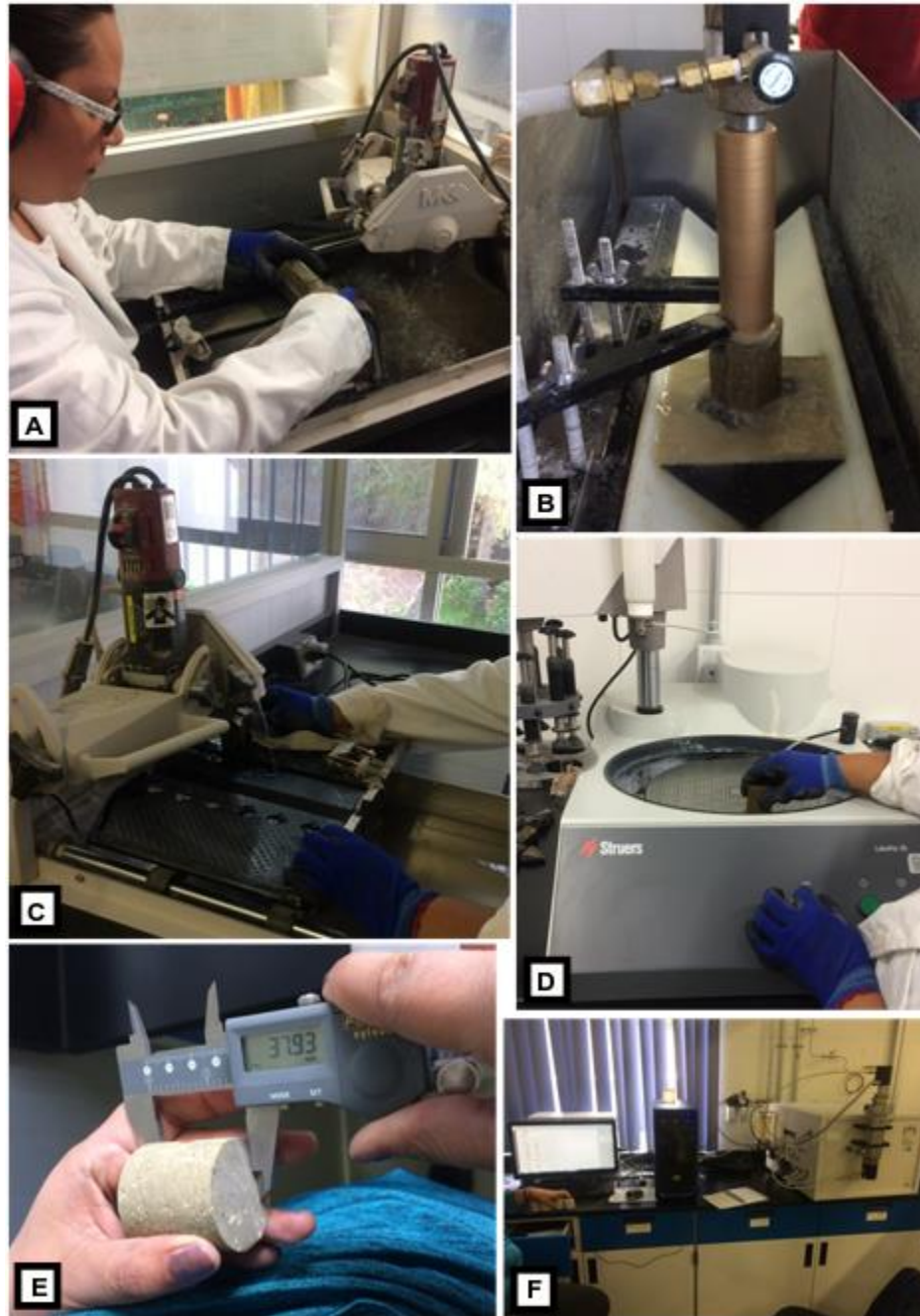


Figura 4.2.6 Proceso para la obtención de la porosidad y la permeabilidad; A) Recorte para reducir la muestra, B) Taladro de perforación para la obtención del tapón, C) Recorte del tapón para tener la misma altura de las dos superficies, D) Se pule el tapón para evitar bordes, E) Medición de algunos parámetros del tapón como: altura, diámetro y peso, F) Equipo en donde se introduce el tapón para obtener la porosidad y la permeabilidad.

2. Densidad

El anexo 2 presenta 28 mediciones de cada muestra M3D51, M4D8, M6D6, M1D80 de la secuencia sedimentaria que sirve como roca encajonante, en la primera columna se presenta el número de muestra, la segunda columna presenta la densidad de roca, la tercera columna determina la densidad de la matriz, y la cuarta columna presenta la densidad de las plagioclasas. En las últimas 3 filas de cada columna, se presenta el valor más alto, el valor menor y el promedio.

Muestra 1. M3D51	Roca g/cm ³	Matriz g/cm ³	Plagioclasa g/cm ³
1.	2.7758	2.8260	5.0784
2.	2.7763	3.5604	3.9414
3.	2.7966	2.9152	3.9481
4.	2.8175	2.9085	3.2164
5.	2.7804	3.0846	3.0565
6.	2.7785	2.7601	2.7680
7.	2.7966	2.7900	2.9036
Valor más alto	2.8175	3.5604	5.0784
Valor menor	2.7758	2.7601	2.7680
Promedio	2.7888	2.9778	3.5589

Muestra 2. M4D8	Roca total g/cm ³	Matriz g/cm ³	Plagioclasa g/cm ³
1.	2.4278	2.7508	3.8404
2.	2.6573	3.0850	2.8259
3.	2.5890	2.9702	2.1112
4.	2.6523	2.7823	2.5064
5.	2.6314	2.5431	2.4032
6.	2.6620	2.6158	2.7586
7.	2.6340	2.7043	2.2345
Valor más alto	2.6620	3.0850	3.8404
Valor menor	2.4278	2.5431	2.1112
Promedio	2.6076	2.7787	2.6686

Muestra 3. M6D6	Roca total g/cm ³	Matriz g/cm ³	Plagioclasa g/cm ³
1.	2.6388	2.7105	2.5508
2.	2.8027	3.2373	2.8987
3.	2.6430	2.9057	3.0941
4.	2.8131	2.8359	2.9233
5.	2.7240	2.8393	2.8970
6.	2.7059	3.0447	2.0002
7.	2.7985	2.6578	2.4560
Valor más alto	2.8027	3.2373	3.0941
Valor menor	2.6388	2.6578	2.0002
Promedio	2.7323	2.8901	2.6885

Muestra 4. MID80	Roca total g/cm ³	Matriz g/cm ³	Plagioclasa g/cm ³
1.	2.5768	2.8890	2.4058
2.	2.5729	2.9698	2.3000
3.	2.5846	2.9097	2.3715
4.	2.5933	2.7761	3.6005
5.	2.5781	2.4308	2.7864
6.	2.6066	2.7843	2.4532
7.	2.5895	2.4147	2.3951
Valor más alto	2.6066	2.9698	3.6005
Valor menor	2.5729	2.4147	2.3000
Promedio	2.5860	2.7392	2.6160