



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO



LICENCIATURA EN GEOCIENCIAS

Escuela Nacional de Estudios Superiores,
Unidad Morelia

**Caracterización de velocidades de
onda y su relación con parámetros
petrofísicos de unidades de roca del
Complejo Caldérico de Acoculco,
Estado de Puebla, México.**

TESIS

QUE PARA OBTENER EL TÍTULO DE
LICENCIADO EN GEOCIENCIAS

P R E S E N T A

José Luis Cruz Márquez

Tutor: Dr. Antonio Pola Villaseñor
Co-Tutor: Hugo Iván Sereno Villaseñor

MORELIA, MICHOACÁN

febrero, 2022



Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



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.

H. CONSEJO TÉCNICO
OFICIO: HCT/720/2021
ASUNTO: solicitud
asignación jurado

Coordinación de Licenciatura
Geociencias
ENES, Unidad Morelia
P R E S E N T E

Por medio de la presente me permito informar a usted que en la **sesión ordinaria 11** del **H. Consejo Técnico** la Escuela Nacional de Estudios Superiores (ENES) Unidad Morelia celebrada el día **01 de diciembre de 2021**, acordó aprobar la **asignación de jurado** para el examen profesional del alumno **José Luis Cruz Márquez** adscrito a la Licenciatura en Geociencias, con número de cuenta **417082826**, quien presenta el trabajo titulado: "Caracterización de velocidades de onda y su relación con parámetros petrofísicos de unidades de roca del Complejo Caldérico de Acapulco, Estado de Puebla, México" bajo la dirección como **tutor** del Dr. Antonio Pola Villaseñor y como **co-tutor** el M. C. Hugo Iván Sereno Villaseñor.

Presidente: Dr. Gabriel Vázquez Castro
Vocal: Dr. Luis Rafael Olmos Navarrete
Secretario: Dr. Antonio Pola Villaseñor
Suplente 1: Dr. Ángel Gregorio Figueroa Soto
Suplente 2: Dr. Mathieu Félix Pertou

Asimismo, informo a usted y a los honorables miembros del jurado, que el Comité Académico aprobó un plazo de hasta 30 días hábiles para recibir la revisión del manuscrito de tesis, y en su caso, el voto aprobatorio.

Sin más por el momento me despido y aprovecho para enviarle un cordial saludo.

ATENTAMENTE
"POR MI RAZA HABLARÁ EL ESPÍRITU"
Morelia, Michoacán, a 02 de diciembre de 2021.
LA SECRETARIA DEL H. CONSEJO TÉCNICO



DRA. YESENIA ARREDONDO LEÓN

C.c.p. Alejandro Rebolgar Villagómez, Servicios Escolares, ENES Unidad Morelia.
Alumno
Tutor
Co-Tutor
Archivo ENESM/HCT, Unidad Morelia.
YAL/mkmf

Agradecimientos Institucionales.

Agradezco infinitamente a la Universidad Nacional Autónoma de México y a la Escuela Nacional de Estudios Superiores Unidad Morelia, por darme la oportunidad de realizar mis estudios en esta prestigiosa universidad.

Agradezco infinitamente al financiamiento otorgado por el proyecto de colaboración bilateral México – Unión Europea (268074). Cooperation in Geothermal energy research Mexico – Europe for development of Enhanced Geothermal Systems and Superhot Geothermal Systems (GEMex).

A la Unidad de Petrofísica (ARU2) de la Escuela Nacional de Estudios Superiores Unidad Morelia – UNAM, por proporcionarme un lugar de trabajo para la realización de la investigación y la experimentación, agradezco además al gran recurso humano con el que cuenta esta unidad por su ayuda durante el trabajo.

Agradecimientos Personales.

Agradezco infinitamente a mis asesores de tesis, al Dr. Antonio Pola Villaseñor por brindarme su tiempo, confianza y tiempo para realizar este trabajo de investigación. Al M. C. Hugo Iván Sereno Villaseñor por sus consejos y tiempo para mejorar la información de mi investigación.

Agradezco a los miembros del jurado por su tiempo y por sus valiosas e importantes correcciones que contribuyeron a mejorar el trabajo de tesis. Infinitas gracias, Dr. Gabriel Vázquez Castro, Dr. Luis Rafael Olmos Navarrete, Dr. Antonio Pola Villaseñor, Dr. Ángel Gregorio Figueroa Soto, Dr. Mathieu Félix Perton.

Agradezco con todo el infinito amor de mi alma a mis padres: María Chanel Márquez Ramírez y a mi fallecido padre José Luis Cruz Islas (te llevamos en nuestro corazón).

Agradezco a mis hermanos Luisa y Adolfo por estar conmigo a pesar de los buenos y malos momentos.

Agradezco a mi novia Diana por amarme, siempre apoyarme incondicionalmente, ser mi guía y compañera.

Agradezco a mi familia por apoyar a mi madre en momentos difíciles y por siempre estar ahí como soporte.

Agradezco a mis amigos y colegas de la licenciatura en Geociencias, sigamos aprendiendo.

Agradezco a los académicos e investigadores que compartieron su conocimiento conmigo.



**UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO
ESCUELA NACIONAL DE ESTUDIOS SUPERIORES, UNIDAD MORELIA
SECRETARÍA GENERAL
SERVICIOS ESCOLARES**

MTRA. IVONNE RAMÍREZ WENCE
DIRECTORA
DIRECCIÓN GENERAL DE ADMINISTRACIÓN ESCOLAR
PRESENTE

Por medio de la presente me permito informar a usted que en la sesión ordinaria 11 del H. Consejo Técnico de la Escuela Nacional de Estudios Superiores (ENES) Unidad Morelia celebrada el día 01 de diciembre del 2021, se acordó poner a su consideración el siguiente jurado para la presentación del Trabajo Profesional del alumno José Luis Cruz Márquez adscrito a la Licenciatura en Geociencias, con número de cuenta 417082826, quien presenta la tesis titulada: "Caracterización de velocidades de onda y su relación con parámetros petrofísicos de unidades de roca del Complejo Caldérico de Acoculco, Estado de Puebla, México", bajo la dirección como tutor del Dr. Antonio Pola Villaseñor y como co-tutor el M. en C. Hugo Iván Sereno Villaseñor.

El jurado queda integrado de la siguiente manera:

Presidente: Dr. Gabriel Vázquez Castro
Vocal: Dr. Luis Rafael Olmos Navarrete
Secretario: Dr. Antonio Pola Villaseñor
Suplente 1: Dr. Ángel Gregorio Figueroa Soto
Suplente 2: Dr. Mathieu Félix Pertón

Sin otro particular, quedo de usted.

Atentamente
"POR MI RAZA HABLARA EL ESPIRITU"
Morelia, Michoacán a 24 de febrero del 2022.



DRA. YESENIA ARREDONDO LEÓN
SECRETARIA GENERAL

Resumen

La caracterización física y mecánica de las rocas se ha utilizado en la geotecnia y en la explotación de recursos energéticos con el fin de identificar las propiedades internas de las rocas y cómo éstas actúan al ser sometidas a fluidos o a presiones. Este trabajo de tesis integra la evaluación de las características físicas y mecánicas de rocas calizas con diferente grado de fracturamiento y rocas volcánicas con diferente grado de alteración con base en la implementación de una serie de pruebas de laboratorio bajo estándares internacionales (ASTM, UNE-EN). Los valores de la porosidad (η), densidad (ρ), y velocidad de ondas S y P y constantes elásticas por método dinámico (E_D , v_D) se obtuvieron con métodos estándares, por medio de la intrusión de gas y mediante el uso del sistema GDS AV Acoustic Velocity, respectivamente. Mientras que la resistencia máxima ($\sigma_{\text{máx}}$) y constantes elásticas por método estático (E_S , v_S) se obtuvieron con base en una serie de pruebas de compresión simple, mediante el uso de la Prensa de Carga de Rigidez Virtual Infinita, GDS VIS de 250 kN.

De manera general las velocidades de onda en las dos litologías estudiadas (volcánica y caliza) varían de acuerdo con el porcentaje de poros, densidad y microfracturamiento de cada espécimen. En ambas litologías a mayor porosidad menor será la velocidad de onda. Por otro lado, la densidad se observa proporcional a la velocidad de onda en las litologías. El análisis de la variación de los valores de las constantes elásticas por método estático y dinámico, son parámetros básicos en la evaluación del comportamiento mecánico y fracturamiento de la roca cuando está sometida a carga. Finalmente, la relación de los parámetros mecánicos y físicos permite formular una serie de ecuaciones empíricas que sirven como herramientas para la construcción de modelos conceptuales que permiten evaluar las cualidades inherentes que presentan el conjunto de rocas estudiadas. Los datos obtenidos permitirán en un futuro servir como una potencial base de datos para la elaboración de proyectos ingenieriles tales como: perforaciones en roca, fracking, construcción de cimientos y carreteras ya que son estudios básicos del macizo rocoso.

Palabras clave: Petrofísica, comportamiento mecánico, constantes elásticas.

Abstract.

The physical and mechanical characterization of rocks has been used in geotechnics and in the exploitation of energy resources in order to identify the internal properties of rocks and how they act when subjected to fluids or pressures. This thesis work integrates the evaluation of the physical and mechanical characteristics of limestone rocks with different degrees of fracturing and volcanic rocks with different degrees of alteration based on the implementation of a series of laboratory tests under international standards (ASTM, UNE-EN). The values of porosity (η), density (ρ), and speed of S and P waves and elastic constants by dynamic method (E_D , v_D) were obtained with standard methods, by means of gas intrusion and by using of the GDS AV Acoustic Velocity system, respectively. While the maximum strength ($\sigma_{\text{máx}}$) and elastic constants by static method (E_S , v_S) were obtained based on a series of simple compression tests, using the Infinite Virtual Stiffness Loading Press, GDS VIS of 250 kN. In general, the wave velocities in the two lithologies studied (volcanic and limestone) vary according to the percentage of pores, density and microfracture of each specimen. In both lithologies, the higher the porosity, the lower the wave speed. On the other hand, the density is observed proportional to the wave speed in the lithologies. The analysis of the variation of the values of the elastic constants by static and dynamic methods, are basic parameters in the evaluation of the mechanical behavior and fracturing of the rock when it is subjected to load. Finally, the relationship of the mechanical and physical parameters allows formulating a series of empirical equations that serve as tools for the construction of conceptual models that allow evaluating the inherent qualities that the group of rocks studied present. The data obtained will allow in the future to serve as a potential database for the elaboration of engineering projects such as: rock drilling, fracking, construction of foundations and roads since they are basic studies of the rock mass.

Keywords: Petrophysics, mechanical behavior, elastic constant

Índice de Figura

Figura 1. Influencia común de la mineralogía, porosidad y fracturación sobre la velocidad de onda, la densidad y conductividad térmica en rocas ígneas (Schön, 2011). A grandes rasgos las rocas con una mayor densidad (máficas) poseen una mayor velocidad de onda. Por otro lado, la conductividad termal es directamente proporcional a la velocidad de onda.	15
Figura 2. Localización de la Zona de estudio. La estrella amarilla indica la localización de la zona de estudio. El significado de la abreviación CVTM es Cinturón Volcánico Trans-Mexicano.	19
Figura 3. Mapa de localización de la zona de estudio. Se incluyen algunos rasgos estructurales, límites de la caldera y poblados más representativos de la zona.	20
Figura 4. Ubicación de las muestras y columna estratigráfica de las rocas del área de estudio	23
Figura 5. A) Etiquetado de las muestras según los estándares de la unidad de Petrofísica (ENESMo-I-ARU2-01). B) Medición longitudinal del espécimen. C) Medición del diámetro del espécimen...31	31
Figura 6. A) Rectificadora de muestras M 55-C0201/3. B) y C) Colocación de muestras en la rectificadora. D) Cortadora de precisión de testigos.....	32
Figura 7. A) Muestras colocadas en la cámara de vacío para eliminar el aire aún presente en los poros. B) Peso saturado de la muestra, se realizan distintas mediciones de peso a cada muestra.	36
Figura 8. A) Picnómetro de helio Quantachrome modelo ULTRAPYC 1200e. B) Tamizado de espécimen triturado para usarlo en el picnómetro de helio.	39
Figura 9. A) Compresa para prueba de compresión simple y transmisión de onda sísmica. B) Montura del deformador radial y axial. C) Montura del deformador axial.	44
Figura 11. Relación de porosidad conectada entre porosidad total vs porosidad total. A) Unidades de roca caliza, en estas se observa que cuando es mayor el porcentaje de porosidad conectada, el porcentaje de la porosidad total disminuye B) Unidades de roca volcánica, a mayor porcentaje de porosidad conectada mayor es la porosidad total, el polígono gris con título Cz representa las rocas calizas.....	50
Figura 12. Relación de resistencia máxima (UCS) vs porosidad total. A) Unidades de roca caliza. Se observa que las unidades presentan homogeneidad debido a los rangos de resistencia a compresión simple y los valores de porosidad total. B) Unidades de roca volcánica. Se observa claramente que cuanto mayor es la resistencia a la compresión simple menor es la porosidad total de las unidades, siendo la más resistente la unidad ACB3.	53
Figura 13. Relación entre la velocidad de onda P (km/h) y la porosidad (%). A) Unidades de roca calizas. En estas unidades se observar la homogeneidad de velocidades de onda lo cual nos describe que la velocidad de onda P no es dependiente de la porosidad, por otro lado, estas unidades son representadas en la Figura 12 B con un polígono de color gris y las siglas Cz que muestra que presentan mayores velocidades de onda P que las rocas volcánicas. B) Unidades de roca volcánica. Se observa claramente una buena diferenciación de unidades y que cuanto mayor es la velocidad de onda P, menor es la porosidad.....	56

Figura 14. Relación entre la velocidad de onda S (km/h) y la porosidad total (%). A) Unidades de roca caliza. Se puede observar que las calizas (en la figura 13B se muestra como un polígono color gris con las siglas Cz) muestran una mayor velocidad de onda S de forma homogénea que las rocas volcánicas B) Unidades de roca volcánica. Estas presentan una tendencia de decremento cuando la velocidad de onda S disminuye la porosidad total aumenta.....57

Figura 15. Relación de resistencia a la compresión simple (UCS) vs velocidad de onda P (Vp). A) Unidades de roca caliza. En estas unidades se observa una tendencia al decremento en la cual tres unidades (ACB3, ACP2 y AcTcOc) se encuentran de forma homogénea. B) Unidades de roca volcánica. Estas presentan una tendencia al incremento y se observa una buena diferenciación entre las unidades, cuanto mayor es la resistencia a la compresión simple (MPa) mayor será la velocidad de onda P (km/h).60

Figura 16. Relación de la resistencia a la compresión simple (UCS) vs velocidad de onda S (Vs). A) Unidades de roca caliza. Se observa una ligera tendencia al decremento y con homogeneidad entre algunas unidades (ACB3, ACP2, ACPC y AcTcOc) lo cual representa una baja representatividad en el R²) Unidades de roca volcánica. Estas siguen una tendencia exponencial con las unidades bien diferenciadas cuyo menor valor de relación se encuentra en la unidad AC31.62

Figura 17. Relación de la resistencia a la compresión simple vs Módulo de Young estático. A) Unidades de roca caliza. Se observa una tendencia al incremento, con las unidades distribuidos de manera homogénea lo cual indica baja representatividad B) Unidades de roca volcánica. En esta litología de igual manera se aprecia una tendencia al incremento con una buena diferenciación entre unidades. En ambos grupos de litologías el UCS es proporcional al módulo de Young estático.65

Figura 18. Relación Constante elástica dinámico vs Velocidad de Onda P. A) Unidades de calizas. Estas unidades presentan una buena relación con tendencia al incremento, los valores más bajos de esta relación corresponden a la unidad ACb7, mientras que los valores de las unidades ACB3, ACP2 y AcTcOc se presentan en forma homogénea. B) Unidades de volcánicas presentan una tendencia al incremento, los grupos de unidades se ven bien diferenciados. En ambas unidades la constante elástica E_d es proporcional a la velocidad de onda P.68

Figura 19. Relación del Constante elástica dinámico vs velocidad de onda S. A) Unidades de roca caliza representan una tendencia al incremento y las unidades se presentan de forma homogénea excepto la unidad ACb7, en la Figura 18B este conjunto de unidades es representado por un polígono gris con la terminología Cz. B) Unidades de roca volcánicas. Estas presentan valores menores de la relación E_d/V_s, de igual manera se observa una buena diferenciación entre los grupos. Ambos grupos de unidades presentan una relación proporcional.69

Figura 20. Relación de los valores de las constantes elásticas estáticas vs dinámicas. A) Unidades de roca calizas. En este grupo se observa una baja relación lo cual se infiere que es causado por la distribución y componentes estructurales de estas unidades. B) Unidades de roca volcánica. Estas se encuentran bien diferenciadas con una tendencia al incremento. La línea roja representa una recta cuya pendiente es igual a 1.72

Índice de tablas y anexos

Tabla 1. Tabla resumen de propiedades físicas y mecánicas de las muestras de estudio. Los resultados son representados con el promedio seguido de su desviación estándar. La nomenclatura es la siguiente: ρ_r , densidad real; ρ_a , densidad aparente; η_t , porosidad total; η_o , porosidad abierta; V_P , velocidad de onda P; V_S , velocidad de onda S; ν_D , relación de Poisson dinámica; ν_S , relación de Poisson estática; E_D , Constante elástica dinámico y E_S , Constante elástica estático. Cada nomenclatura de propiedad tiene expresadas sus unidades.....	48
Anexo 1. Actividades de calibración del procedimiento técnico de transmisión de onda P y S.....	85
Anexo 2. Procedimiento técnico de la prueba de compression simple con transmission de onda S y P.....	87

Índice.

Resumen.....	6
Abstract.....	7
1. Introducción.....	12
1.2. Justificación	17
1.3. Hipótesis	17
1.4. Objetivos	18
1.5. Localización	18
2. Marco geológico – estructural	21
3. Marco teórico.....	24
4. Metodología	29
4.1. Muestreo, corte y preparación de especímenes.	30
4.2. Caracterización física	32
4.2.1 Porosidad (η).....	33
4.2.2 Densidad real (ρ) y densidad aparente (γ).....	37
4.2.3. Transmisión de onda S y P y constantes elásticas dinámicas (E_D, v_D).....	39
4.3. Caracterización mecánica	43
4.3.1. Resistencia máxima y constantes elásticas por método estático (E_s, v_s).....	43
5. Resultados y discusión.....	46
5.1 Relación empírica entre densidad aparente (ρ_b), porosidad (η) y resistencia a la compresión (UCS).	49
5.2. Relación empírica entre velocidad de onda (V_p y V_s), constantes elásticas (dinámicas y estáticas) y resistencia a la compresión (UCS).	54
6. Conclusiones.	73
Referencias.....	76
Estándares	85
Características del equipo.....	87
Procedimiento técnico.	87

1. Introducción.

La petrofísica permite determinar y evaluar las propiedades de las rocas (p. ej. físicas, mecánicas) y sus interacciones con los fluidos (p. ej. gases, líquidos, hidrocarburos y soluciones acuosas), los cuales son de gran importancia para las actividades humanas, principalmente en el ámbito energético. El material geológico que forma los reservorios, en la superficie terrestre, contiene una red tridimensional de poros los cuales en ocasiones se encuentran interconectados. Estos almacenan y permiten el flujo de los diversos fluidos en los reservorios. El estudio detallado de esta red tridimensional de poros es de gran importancia para la industria energética (p. ej. Petróleo, gas, geotermia), se resalta que la caracterización y su interacción con otras propiedades que presentan las rocas permite distinguir zonas que son potencialmente explotables para utilizar los recursos energéticos. Por ejemplo, el estudio de la naturaleza y la red de interconexiones que hay en los espacios dentro de una roca permite saber la distribución del agua, gas o petróleo, así mismo propiedades hídricas como la permeabilidad describen el potencial que tienen los fluidos de recorrer a través de la red compleja de poros. La interpretación petrofísica es fundamental en trabajos relacionados con la superficie terrestre que involucran diferentes áreas de las ciencias de la Tierra como son la geofísica, la geotecnia y la geología. Para caracterizar las propiedades petrofísicas de las rocas se requiere obtener medidas relacionadas con la geoquímica y geofísica de las rocas. Es así que, las propiedades petrofísicas se encuentran controladas por las condiciones del ambiente del sitio, el tamaño de grano por el que están formadas, la composición mineral, la orientación en la que se encuentren, la compactación y la cantidad de cementación que exista. Por otro lado, la interpretación petrofísica depende principalmente de la litología que está siendo estudiada, a partir de la cual se logra entender aspectos de la formación, comportamiento y en conjunto con otros estudios (p. ej. geológicos, geofísicos, geoquímicos) la evaluación del yacimiento.

El enfoque principal de esta tesis es la caracterización petrofísica en rocas pertenecientes a un potencial campo geotérmico, en este sentido es importante incluir los siguientes conceptos: la energía geotérmica es la energía acumulada a través del tiempo que se encuentra contenida en la corteza, el manto y el núcleo terrestre (Toth y Bobok, 2009). Esta energía es considerada como un recurso renovable cuyo interés para la sociedad es que puede

satisfacer la demanda eléctrica. Hay que mencionar que el origen de esta energía está asociado al decaimiento de núcleos de ^{235}U , ^{238}U , ^{232}Th y ^{40}K dentro de la corteza y el manto de la Tierra, a su vez, esta se ve expresada en la superficie a través de procesos sísmicos y volcánicos localizados, en mayor medida, en los límites de las placas tectónicas. Así mismo, el calor que se genera en el manto se transporta a través de la corteza formando un gradiente de presión y temperatura de entre 20 kPa/m y 30°C/km (Tiab y Donaldson, 2016b). Por otro lado, un campo geotérmico es una zona de la superficie de la Tierra que contenga manifestaciones de tipo termal como: geiseros, pozos de fluidos calientes, fumarolas y que tenga un reservorio geotérmico (Toth y Bobok, 2009). Habría que decir también que para que un campo geotérmico pueda tener usos comerciales se requieren tres condiciones: gran cantidad de agua disponible, altas temperaturas y rocas con fracturas y/o permeables que permitan el flujo del fluido. En el mundo, muchas regiones tienen recursos geotérmicos accesibles pero aquellos países que se encuentran en zonas de ruptura cortical, cercanos a el Anillo de fuego del Pacífico y en puntos calientes tienen mayor potencial para explotarlos. Los países que producen y explotan en mayor cantidad el recurso geotérmico son: Estados Unidos, Indonesia, Filipinas, Turquía, Nueva Zelanda y México. Se debe agregar que el primer pozo geotérmico se creó en Italia en la comunidad de Larderello en el año de 1904 y ya para el año de 1942 tenía una capacidad de 127,650 KWe (Toth & Bobok, 2017). Como se ha dicho, México que se encuentra dentro de los primeros lugares en explotar la energía geotérmica produce aproximadamente 1005.8 MWe (GEMex, 2020) y actualmente cuenta con cinco campos geotérmicos los cuales son: Cerro Prieto en Baja California, que produce 570 MWe; Los Azufres en Michoacán, que produce 224.8 MWe; Los Humeros en Puebla, con capacidad en operación de 93.9 MWe; Las Tres Vírgenes en Baja California Sur, que produce 10 MW y el Domo San Pedro en Nayarit que produce 17.5 MWe.

Con base en lo anteriormente expuesto se puede mencionar que, para realizar una exploración geotérmica, además de estudios multidisciplinarios, es necesario caracterizar y tener conocimientos sobre las propiedades mecánicas, físicas e hídricas que tienen las rocas pues solo de esta manera se podrán comprender las interacciones que tienen los fluidos hidrotermales a través del medio. El estudio de las propiedades físicas tiene sus orígenes con Kozeny en el año 1927 quien relacionó la permeabilidad, la porosidad y el área de superficie utilizando el flujo de los fluidos. Hacia el año de 1950, Archie quién utilizó y recopiló una

serie de investigaciones realizadas por compañías petroleras, propuso la creación de una nueva disciplina llamada petrofísica. Por otro lado, la investigación petrofísica alcanzó su meseta en la década de los sesenta, pero en las décadas siguientes ha recibido un mayor énfasis con el advenimiento de esfuerzos por combatir contra la gran demanda energética que la humanidad está requiriendo. Así, por ejemplo, analizando y creando técnicas para extraer petróleo de tipo no convencional o mediante exploración de recursos geotérmicos.

A su vez, dentro del área de estudio de esta tesis diversos investigadores dedicados a las ciencias de la Tierra se han enfocado en analizar y explorar los recursos geotérmicos presentes. Las primeras investigaciones realizadas en la caldera de Acozulco, Puebla estuvieron a cargo de la Comisión Federal de Electricidad (CFE) en la década de los 80's. Más tarde autores como Quinto et al. (1987) enfocaron sus estudios en la geoquímica de la zona para identificar el origen magmático de la zona. Algunos años después García-Palomo et al. (2002) consiguieron determinar las unidades estratigráficas de tipo volcánico presentes en la Caldera. Posteriormente Viggiano-Guerra et al. (2011) expresaron definitivamente la evolución que había tenido el sistema geotérmico de Acozulco a partir de unidades sedimentarias, volcánicas y metamórficas del complejo. Los datos geofísicos y gravimétricos han sido proporcionados por autores como Armando García-Palomo et al. (2018) que de igual manera describen estructuralmente la deformación extensional NW-SE de la zona Apan-Acozulco. Un par de años más tarde, Avellán et al. (2020), reporta que la caldera es de tipo resurgente basándose en la cronología y fases eruptivas.

Con respecto a estudios relacionados con las velocidades de onda P y S autores como Schön (2011) describen las relaciones petrofísicas que tienen las rocas enfocándose, principalmente, a los hidrocarburos. Estas siguen tendencias en el caso de las relaciones existentes entre la velocidad de onda, la conductividad térmica y la densidad (Figura 1.) p. ej. para las rocas ígneas la velocidad decrece cuando se incrementan las fracturas o porosidad e incrementa de rocas con carácter ácido/félsico a básico/máfico, así, el estrés termal incrementa la permeabilidad y disminuye la velocidad de onda, el módulo elástico dinámico, y la relación de velocidad de onda V_p/V_s . De igual manera, la conductividad termal disminuye con el incremento de fracturamiento o porosidad, por su parte la densidad disminuye cuando se incrementa el fracturamiento o porosidad e incrementa en las rocas de

ácido/félsico a básico/máfico. Para el caso de las rocas sedimentarias los factores que influyen en los parámetros petrofísicos son la composición mineral, la porosidad y la saturación de agua. En estas rocas las velocidades de onda disminuyen con el incremento de porosidad y decrecen con la saturación de agua e incrementa de areniscas a carbonatos. La densidad decrece con el incremento de porosidad y decrece con la saturación de agua, pero incrementa de arenisca a carbonato. Las propiedades elásticas de estas rocas están dominadas por las propiedades del esqueleto sólido de la roca, estos incluyen “defectos” como poros, grietas y fracturas y en muchos casos tienen dimensiones menores que las velocidades de onda.

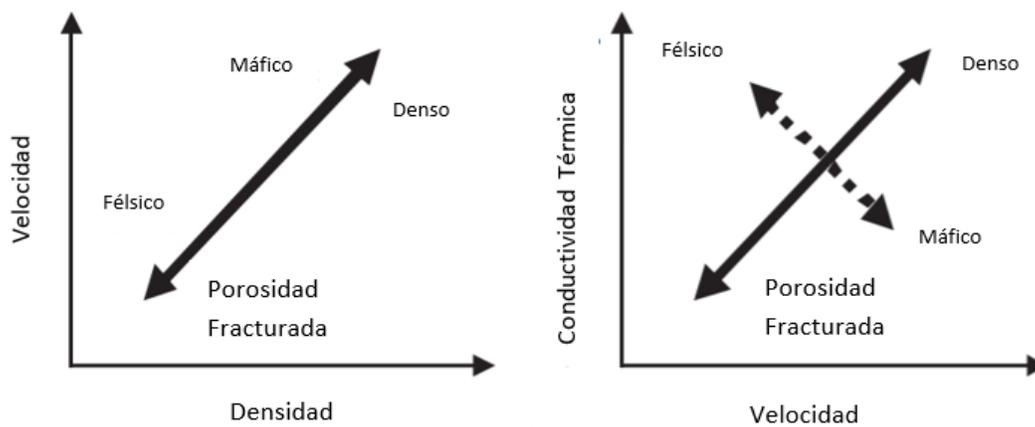


Figura 1. Influencia común de la mineralogía, porosidad y fracturación sobre la velocidad de onda, la densidad y conductividad térmica en rocas ígneas (Schön, 2011). A grandes rasgos las rocas con una mayor densidad (máficas) poseen una mayor velocidad de onda. Por otro lado, la conductividad termal es directamente proporcional a la velocidad de onda.

Recientemente, Heap et al. (2014) expone en un estudio realizado en Campi Flegrei, Italia la influencia que tiene la presión y la temperatura en la permeabilidad y módulos elásticos que tienen las rocas con la finalidad crear un modelo de deformación del suelo volcánico. Así que, el aumento de la temperatura aumenta la permeabilidad y disminuye las velocidades de ondas ultrasónicas (onda P y onda S) y módulos elásticos dinámicos. Además,

las propiedades que tienen los flujos mejoran cuando son expuestas a altas temperaturas mientras que las velocidades de onda, el módulo elástico dinámico y la relación de velocidad V_p/V_s disminuye.

Para terminar, durante el periodo de 2014 – 2019 el Centro Mexicano de Innovación en Energía Geotérmica (CeMIE-Geo) desarrolló diversos proyectos para promover el uso directo de la energía geotérmica en la República Mexicana (Romo-Jones y Gutiérrez-Negrín, 2020). A partir de esto recientemente se ha logrado formar una base de datos capturados por autores como Weydt et al., 2021 donde mencionan y concurren con los trabajos previamente mencionados que a temperaturas más altas la expansión térmica de los minerales causa microfracturas lo cual afecta negativamente las velocidades de onda ultrasónicas, la conductividad térmica y la resistencia de la roca. En esta base se incluyen datos petrofísicos, termofísicos, magnéticos, eléctrico, dinámicos y estáticos que contienen secciones de la caldera de Acoculco y los Humeros, cuya finalidad es mejorar la planificación y ejecución de futuros trabajos de investigación para identificar de mejor manera las propiedades existentes en estos yacimientos. Por todo esto, se infiere que las propiedades petrofísicas de las rocas son clave para caracterizar y evaluar yacimientos geotérmicos, minerales y petroleros que son de importancia económica para la sociedad.

1.2. Justificación

La caracterización de las propiedades físicas y mecánicas de las rocas es indispensable para la construcción de cualquier modelo conceptual con fines geotécnicos y geotérmicos. En particular, el conocimiento del esfuerzo y la deformación y propiedades relacionadas (p. ej. constantes elásticas) son necesarios para el diseño y sobre todo el desarrollo de cualquier obra (p. ej. perforación de pozos con fines geotérmicos). Normalmente la construcción de los modelos con fines geotécnicos se hace con base en la asignación de propiedades conocidas o con base en el uso de ecuaciones muchas veces limitadas, sin tomar en consideración parámetros externos (p. ej. campo de esfuerzo) o cambios que el sitio pudiera sufrir durante el desarrollo del proyecto. En este sentido, tanto las propiedades como las ecuaciones empíricas que se presentan en este trabajo podrán ayudar a predecir los valores de resistencia, velocidades de onda y constantes elásticas por método estático y dinámico de rocas volcánicas con diferente grado de alteración y rocas calizas con diferente grado de fracturamiento y así desarrollar modelos geomecánicos adecuados.

1.3. Hipótesis

Las propiedades físicas de las rocas en estudio, en primera instancia, presentan propiedades de la génesis del depósito y en segunda instancia, algunas de ellas fueron modificadas por procesos de alteración. El conjunto de las propiedades físicas condiciona el comportamiento mecánico, que puede ser leído gráficamente en curvas de esfuerzo - deformación y numéricamente con valores generados a través de mediciones estáticas (valores obtenidos con pruebas de compresión simple) y dinámicas (valores obtenidos con pruebas de transmisión de onda) en las propiedades elásticas. En un espécimen cilíndrico de roca sometido a carga axial, el aumento de la porosidad y micro fracturamiento condiciona tanto la velocidad de transmisión de las ondas como la resistencia máxima y su deformación. Por otro lado, la metodología empleada en este trabajo resulta ser una herramienta fundamental en la asignación de propiedades: el uso de herramientas no destructivas como la transmisión de onda permite diseñar adecuadamente las pruebas mecánicas, mediante la selección de la velocidad de carga y desplazamiento.

1.4. Objetivos

Caracterizar y evaluar el comportamiento mecánico y la variación de las velocidades de onda S y P con base en la relación directa de propiedades petrofísicas para establecer relaciones entre las velocidades de onda y las propiedades físicas de la roca.

Objetivos específicos

- Evaluar las características petrofísicas y su relación con la transmisión de onda S y P, para relacionar los métodos dinámicos y estáticos.
- Evaluar la relación del sistema poroso y microfracturamiento con la resistencia máxima, para elaboración de base de datos.
- Analizar la relación que existe entre las propiedades petrofísicas y las constantes elásticas obtenidas por método elástico y dinámico.

1.5. Localización

La zona de estudio se localiza en la parte oriental del Cinturón Volcánico Trans-Mexicano (CVTM), al noreste del estado de Puebla, entre los poblados de Chignahuapan, Zacatlán, Acoculco y Tetela de Ocampo. Forma parte del complejo Caldérico de Acoculco, el cual se encuentra ubicado a 130 km de la Ciudad de México y a 140 km del Estado de Puebla de Zaragoza. Particularmente, los afloramientos y zonas de muestreo se encuentran distribuidos en el entorno del poblado de Acoculco (Figura 2 y 3).

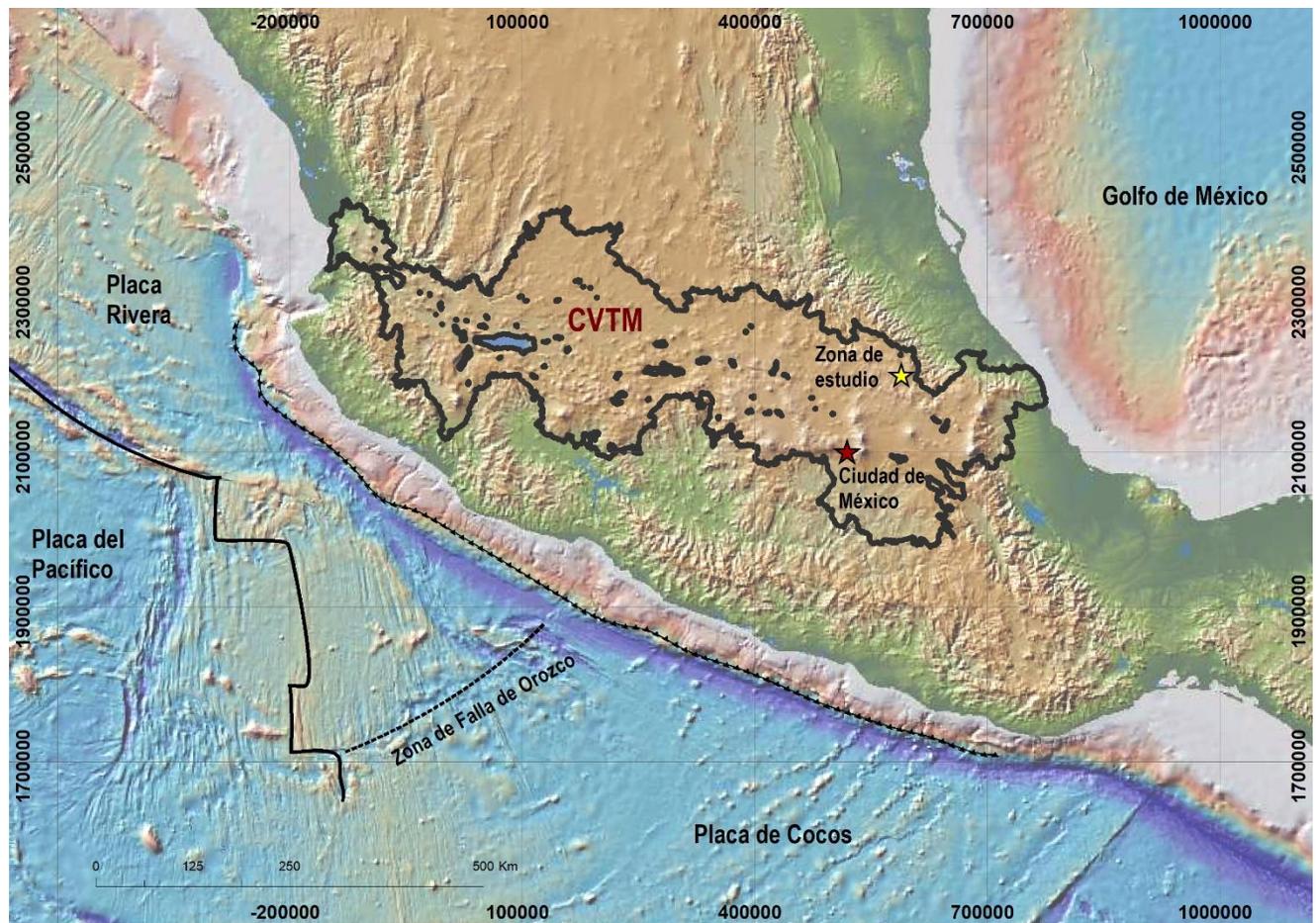


Figura 2. Localización de la Zona de estudio. La estrella amarilla indica la localización de la zona de estudio. El significado de la abreviación CVTM es Cinturón Volcánico Trans-Mexicano.

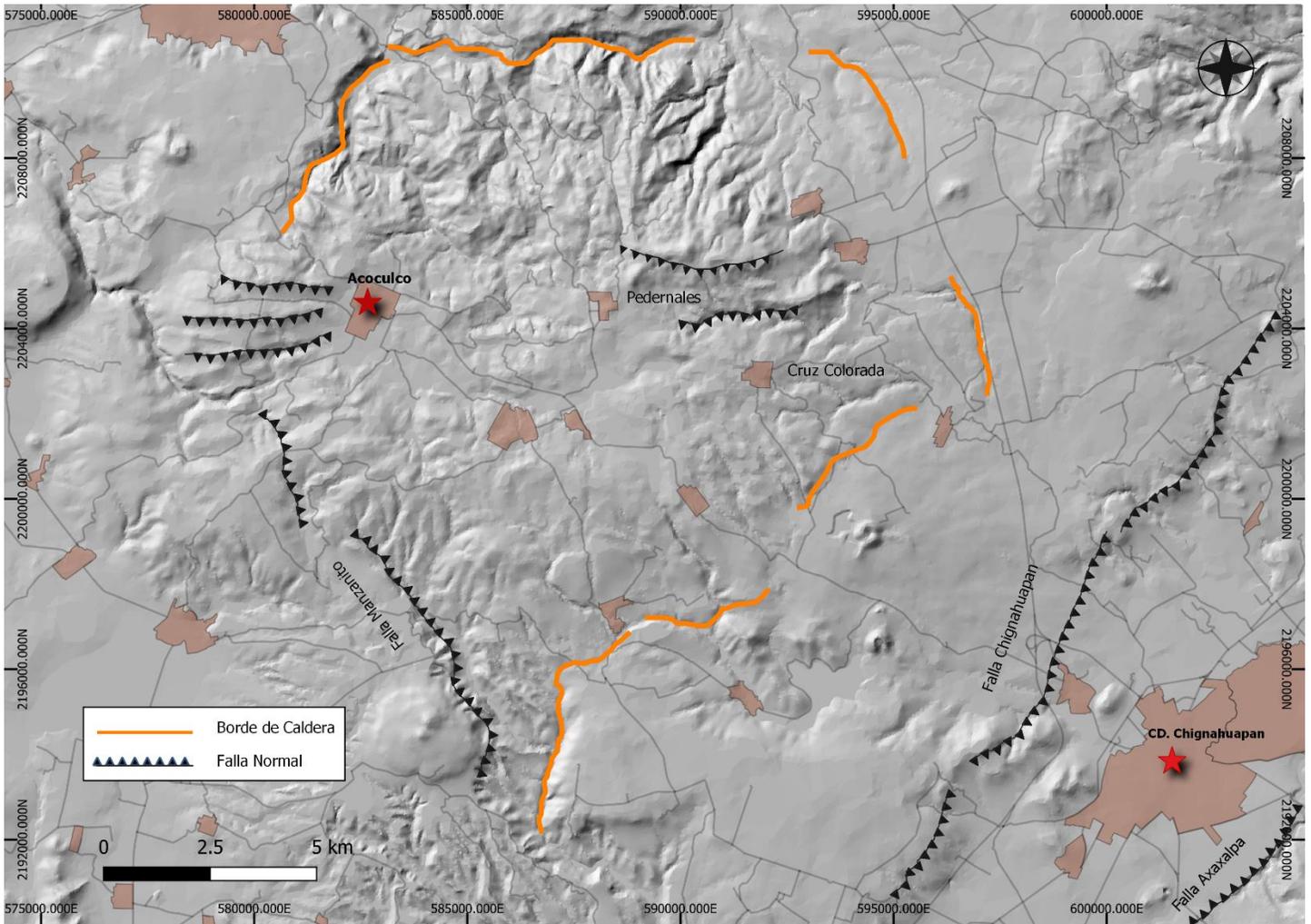


Figura 3. Mapa de localización de la zona de estudio. Se incluyen algunos rasgos estructurales, límites de la caldera y poblados más representativos de la zona.

2. Marco geológico – estructural

La configuración geológica general de la zona de estudio ha sido descrita por Ferrari et al., 2012 donde nos explica el origen del Cinturón Volcánico Trans mexicano, el cual, está asociado a el proceso de subducción, así mismo se describe la evolución del mismo en cuatro fases que involucran un cambio en la composición magmática. Así Sosa-Ceballos et al., 2018 confirman las fases eruptivas sincaldera y post-caldera. Ahora bien, Avellán et al., 2019 explica que dentro del CVTM se encuentra el complejo Caldérico de Acoculco (CCA) el cual se encuentra sobre rocas calizas del Cretácico y rocas volcánicas del Mioceno al Plioceno (~13 millones de años (Ma)), de igual manera, describe la morfología semicircular de la caldera y la geología estructural de la zona. Por otro lado, Avellán et al. (2019b) se enfoca principalmente en los sistemas de fallas que conforman y se encuentran cercanas a la zona de estudio. A su vez, gracias a trabajos realizados por instancias federales como la Comisión Federal de Electricidad (CFE) se logró identificar un gradiente de temperatura que es de 13.8 °C/100m y temperaturas que alcanzan ~300 °C (López-Hernández et al., 2009).

Con base en algunas investigaciones (Centeno-García et al., 2008), el basamento de la región está compuesto por el bloque Oaxaquia, considerado como un fragmento de la corteza y descrito como una cadena sedimentaria resultante de la acreción de la parte sur del cratón norteamericano. Esta parte basal está cubierta por rocas sedimentarias paleozoicas cubiertas a su vez por rocas volcánicas y volcanoclásticas del Pérmico y turbiditas del Mesozoico temprano (Centeno-García et al., 2008; Centeno-García, 2017), deformadas en el Jurásico temprano. La última sucesión, expuesta entre los poblados antes mencionados está cubierta por calizas del Jurásico superior al Cretácico y están relacionadas con la evolución de la vía marítima del Cretácico de América del Norte (Figura 4). Toda esta secuencia de rocas en la región de Acoculco ha estado asociada a la Sierra Madre Oriental y está intrusionada por diferentes cuerpos graníticos (Avellán et al., 2020; López-Hernández et al., 2009; Sosa-Ceballos et al., 2018), como se describe en García-Palomo et al. (2002) y de acuerdo con los descritos en campo, en la parte superior de esta secuencia se encuentran diferentes flujos de lava basáltica-andesítica alterados hidrotermalmente.

Las rocas volcánicas en la región de Tulancingo-Acocolco son de composición calcoalcalina y tienen un rango de edades que va desde el Plioceno al Pleistoceno (López-Hernández et al., 2009). Así mismo, el Complejo Caldérico de Acocolco se formó a partir de una continua actividad volcánica desarrollada entre 2.7 a 0.06 Ma. (Avellán et al., 2019a). Esta actividad volcánica incluye el emplazamiento de domos de lava, conos cineríticos, erupciones de ignimbritas y flujos de lava, conformados por rocas de diversas composiciones químicas (p. ej. andesíticas, dacíticas y riolíticas). La actividad del complejo está compuesta por diferentes fases eruptivas: sincaldera, post-caldera temprana y post-caldera tardía (Avellán et al., 2019b; Sosa-Ceballos et al., 2018). Se ha identificado que tras la formación de la caldera de Acocolco se desarrolló una intensa actividad hidrotermal en la región, provocando diferentes alteraciones en los depósitos volcánicos, producto de la interacción con gases y fluidos hidrotermales. Las alteraciones hidrotermales son el rasgo superficial más representativo del sistema, concentradas principalmente en las regiones de los Azufres y Alcaparrosa (Canet et al., 2015; López-Hernández et al., 2009; Sánchez-Córdova et al., 2020). Por otro lado, las rocas en el área de Acocolco son deformadas por dos sistemas de falla principales: el sistema de falla Tenochtitlán - Apan (NE) y el sistema de Falla Tulancingo-Tlaxco (NW). Localmente el sistema de falla Tenochtitlán-Apan es representado por las fallas de Apan-Tlaloc y Chignahuapan, mientras que el sistema de fallas Tulancingo-Tlaxco es representado por la falla Manzanito (Avellán et al., 2019a), además se piensa que estas estructuras han servido como conducto para el ascenso magmático (Peiffer et al., 2014).

El área Apan-Acocolco es dominada por estructuras de tipo extensional, como lo son los Horst y los Graben, cuya orientación es NE-SW que son el resultado de los movimientos de extensión. Este proceso de extensión se atribuye a tres eventos: durante los inicios del Plioceno las fallas de tipo normal (García-Palomo et al., 2018); entre finales del Plioceno e inicios del Pleistoceno, volcanes relacionados al CCA fueron cortados por fallas en la región de Chignahuapan (García-Palomo et al., 2018); finalmente, desde finales del Pleistoceno hasta el presente ha existido actividad en las fallas, además, se han generado paleosuelos (García-Palomo et al., 2018). Los sistemas de fallas normales que chocan con el NE y el NW se cruzan entre sí, lo cual crea un arreglo ortogonal de grabens, medios-grabens y horsts. Particularmente, la Caldera Acocolco se encuentra localizada en el horst Rosario-Acocolco NE-SW, delimitado al oeste por la falla Apan-Tlaloc con buzamiento NW y rumbo 235° y al

este por la falla de Chignahuapan cuyo buzamiento es SE y rumbo de 55° . Finalmente, en el basamento del complejo, compuesto por la secuencia sedimentara y volcánica pertenecientes a las etapas tempranas del CVTM, se han reconocido al menos siete familias de fracturas las cuales incluyen los flancos de los pliegues, fracturas generadas por tensión y tracción durante el plegamiento y fallas en Chevron que cortan o desplazan la secuencia.

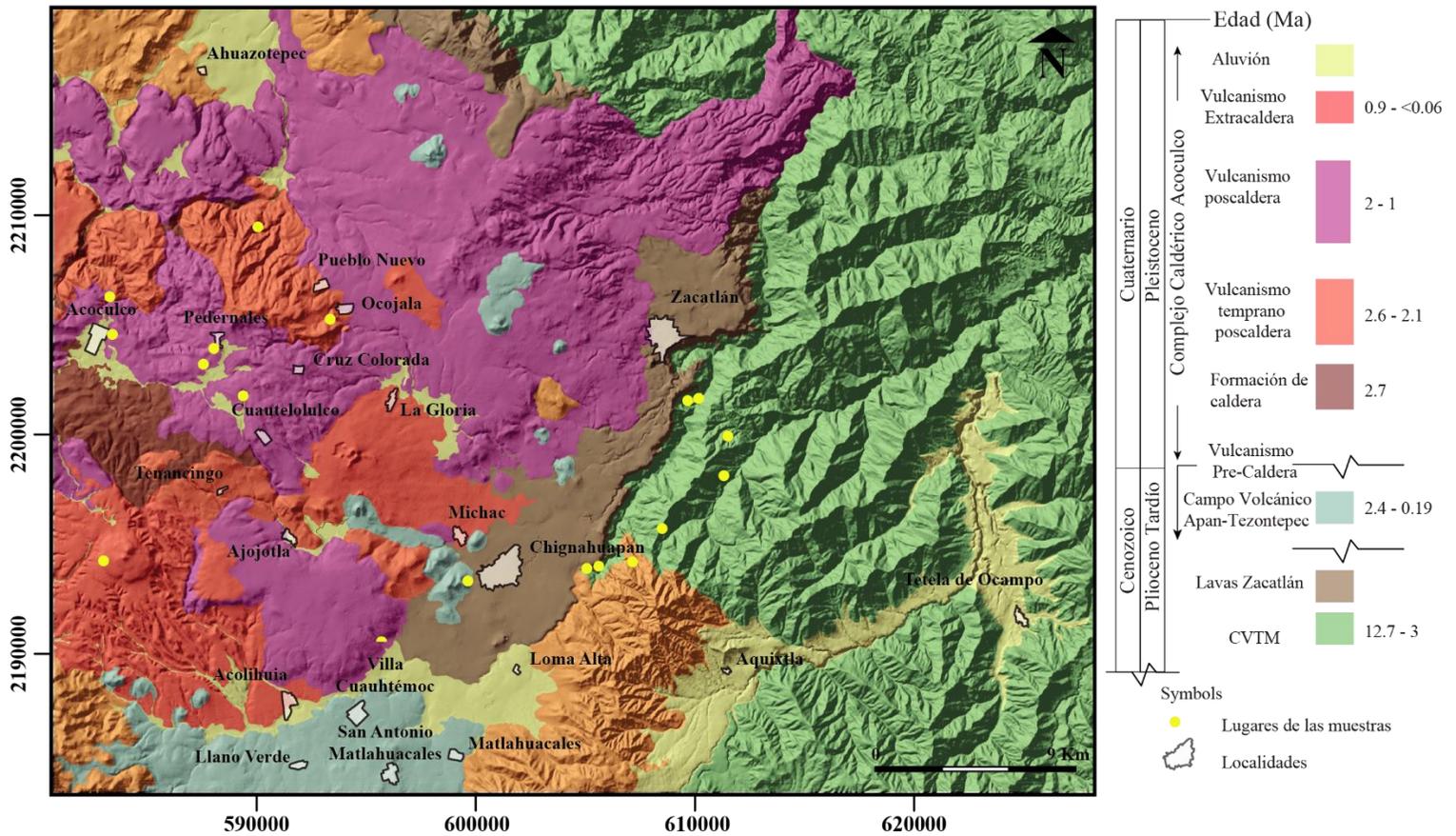


Figura 4. Ubicación de las muestras y columna estratigráfica de las rocas del área de estudio

3. Marco teórico

La caracterización detallada de las propiedades de las rocas brinda información sobre los diversos procesos que han sufrido, desde su génesis hasta la actualidad.

En ambientes volcánicos, como el de la zona de estudio, muchas veces las características petrofísicas sufren cambios por procesos de alteración hidrotermal. Estos cambios en las propiedades son atribuidos principalmente a la circulación de fluidos con alta temperatura, Ph y presión. Los procesos de alteración causados por fluidos son conocidos como alteraciones hidrotermales, su distribución está directamente relacionada tanto por las características de la matriz rocosa (p. ej. porosidad) como por el arreglo estructural como el fallamiento y las fracturas. Por otro lado, dentro de las fases minerales más importantes relacionadas a alteraciones hidrotermales se encuentran: las Opalitas (Ópalo, Tridimita, Caolinita, Cristobalita, Alunita); las rocas argílicas (Zeolitas ricas en sílice, Esmectita); Propilitas de baja temperatura (Clorita, Cuarzo, Calcita, Sericita, Prehnita, Laumontita); Propilitas de media temperatura (Cuarzo, Sericita, Albita, Wairakita, Clorita); Propilitas de alta temperatura (Muscovita, Epidota, Wairakita, Actinolita, Cuarzo, Clorita); y las cuarcitas secundarias (Moscovita, Cuarzo, Granate) (Frovolá et al., 2014)

Dentro de las características petrográficas más importantes se encuentran la porosidad (η), la cual es una medida del espacio vacío existente dentro de una roca, el conocimiento de esta propiedad es esencial cuando queremos resolver preguntas referentes a los tipos de fluidos que pueden existir en las rocas, las tasas de flujo y cantidad de fluidos que pueden encontrarse en una roca. Cuando una roca se va formando, por medio de procesos como la sedimentación y la litificación, se aíslan diversos espacios porosos debido a procesos como la cementación y la compactación mientras que otros se van uniendo, es por lo que en las rocas muchos de los poros se encuentran interconectados, pero por otro lado otros se encuentran totalmente aislados (González et al., 2002). La porosidad de una roca es una propiedad muy importante pues nos permite medir la capacidad que tiene dicha roca para guardar o almacenar fluidos como el gas, agua, petróleo. Es así, que la distribución e interconexión de los poros contenidos en las rocas condicionan la circulación de cualquier fluido y los posibles modos de fracturamiento que pueden tener las rocas al ser sometidas a

esfuerzos (Weydt et al., 2021). Así, la porosidad es la propiedad que afecta mayormente el comportamiento mecánico y la resistencia de las rocas, los valores de la porosidad son inversamente proporcionales a la resistencia y a la densidad, por otro lado, directamente proporcional a la deformabilidad, ya que la existencia de huecos o espacios propicia la formación de zonas con debilidad.

En cuanto a la relación de porosidad y esfuerzo, las rocas elásticas bien cementadas no experimentan muchos cambios de volumen al ser liberadas de su sitio de ambiente y como resultado, la porosidad en condiciones ambientales se aproxima a la porosidad en condiciones de estrés. Por su parte, los sedimentos no consolidados y mal consolidados a menudo aumentan de tamaño cuando se liberan de su estado de estrés natural. Es así como, la porosidad debe medirse en muestras de este tipo bajo una presión de confinamiento aproximadamente equivalente al estado de tensión in situ (Harari et al., 1995). En la industria y la academia, se utilizan varios enfoques para determinar la carga y confinamiento aproximados a la que se realiza en pruebas de laboratorio. Por un lado, se utiliza el concepto de presión sobre carga neta y por otro se utiliza el concepto de esfuerzo medio, el cual, requiere el conocimiento de la relación de Poisson y el módulo elástico, los cuales, generalmente se determinada a partir de pruebas de velocidad acústica en condiciones de estrés.

Uno de los parámetros fundamentales al momento de realizar un estudio petrofísico es la resistencia máxima a compresión simple, siendo este parámetro dependiente de factores físicos de la roca como la porosidad, el grado de alteración (tiempo en el que se tarda en efectuarse la meteorización de una roca), así como de las orientaciones preferentes que adoptan los componentes que conforman las rocas, además de factores relacionados con la implementación de la prueba como el tamaño y la forma de la muestra, la tasa de carga y la velocidad de la carga. El comportamiento mecánico se puede describir con base en las constantes elásticas (módulo de elasticidad [E] y el coeficiente de Poisson [ν]). Las cuales representan el registro de los esfuerzos y de las deformaciones graficadas en una curva esfuerzo-deformación. El E representa la relación del esfuerzo con la deformación, o sea, indica la rigidez de un material y se puede calcular con base en la lectura de la porción elástica del material (ASTM D3148, 2002) así mismo el ν representa la relación de las deformaciones

radiales y axiales (Tiab & Donaldson, 2016a). La resistencia depende de las propiedades intrínsecas de la roca, tales como la porosidad, el tamaño de los poros y su distribución. De manera que, para determinada carga, cuando los esfuerzos generados sobrepasan la resistencia del material se genera una rotura. Hay que mencionar, además que según sea la resistencia de la roca y de las relaciones existentes entre los esfuerzos aplicados y las deformaciones producidas, las roturas responden a dos modelos: rotura frágil (instantánea y violenta) o rotura dúctil (progresiva) (Holt et al., 1987). Es importante subrayar que la resistencia que tiene la roca refleja su historia geológica debido a los diversos procesos por los que dicha roca pasó como la compactación, depositación y cambios en el estado de esfuerzo.

Así mismo el comportamiento esfuerzo-deformación de un cuerpo se puede definir por la relación de los esfuerzos aplicados y las deformaciones producidas. En el caso del comportamiento frágil la resistencia de la roca disminuye drásticamente incluso hasta alcanzar un valor próximo a cero y suele ocurrir en rocas duras con alta resistencia; por otro lado, en las rocas que presentan un comportamiento frágil-dúctil su resistencia decrece hasta un cierto valor después de haberse alcanzado deformaciones importantes y normalmente se presenta en materiales rocosos muy porosos o fracturados y con un alto contenido de arcillas; el comportamiento dúctil, por su parte, se caracteriza porque la resistencia no se pierde al crecer la intensidad de la deformación, es decir, la resistencia se mantiene constante después de grandes deformaciones, este comportamiento se ha descrito en materiales o rocas blandas que contengan sales (González et al., 2002).

Otro de los parámetros importantes a considerar es el grado de meteorización de una roca y relacionarlo con otras propiedades petrofísicas pues esto permite clasificar a las rocas cualitativamente y aporta una idea sobre las características mecánicas o geotécnicas. Por ejemplo: en algunos casos cuando el grado de meteorización de una roca aumenta, los valores de la porosidad y la permeabilidad aumentan, mientras que los valores de deformación y resistencia disminuyen. En efecto, los materiales rocosos meteorizados o alterados pueden ser definidos como aquellos que se encuentran en la transición entre roca y suelo, estos presentan un amplio rango de propiedades geotécnicas y características mixtas entre los suelos y las rocas según sea el grado de meteorización. Para entender la diferencia entre un

suelo y una roca se tiene que establecer el grado de compactación, cementación y la durabilidad que tiene dicho material rocoso. Los procesos de meteorización son controlados por medio de condiciones climáticas y las variables de temperatura, humedad y precipitación. Las variables previamente mencionadas son fundamentales debido a que las principales acciones de carácter físico observadas en una roca meteorizada es la fracturación mecánica (Ruddy et al., 1989). Las condiciones de tensión aunados a las condiciones de meteorización influyen en la resistencia y ductilidad de las rocas, dicho lo anterior, el conocimiento de la distribución de tensión que se produce en una roca y la relación que tiene con el grado de meteorización es importante para comprender posibles problemas relacionados con el diseño y desarrollo de proyectos relacionados con el ámbito geotécnico como las pérdidas de fluido en la industria energética. Así mismo la importancia radica en que el propósito básico de un análisis en las fracturas de las rocas es la explotación de cualquier recurso energético pues a través de estas se conducen los fluidos que serán extraídos para el uso en la sociedad, y también para verificar que tan rentable será algún yacimiento o si se tienen que inyectar fluidos externos a cierta presión dentro de un medio poroso, como una roca, para aumentar el grado de fracturamiento (Schön, 2011).

Por su parte, la velocidad de onda es un criterio muy importante que debe de ser analizado en un estudio petrofísico, ya que depende de la densidad y de las propiedades elásticas que presente el material. Con base en la medición de los valores de onda podemos encontrar información relacionada con características como la porosidad, fracturamiento y contenido y distribución de diferentes elementos como minerales y fragmentos líticos. El valor de la velocidad de las ondas longitudinales o P usualmente se usa como índice de clasificación y también para identificar la calidad que tiene la roca, principalmente se correlaciona linealmente con la resistencia a compresión simple (Azimian & Ajalloeian, 2015). Autores como Tiab y Donaldson (2016) nos mencionan que la velocidad longitudinal varía de entre 2 – 6 km/s en areniscas, mientras que para rocas que han sido alteradas y meteorizadas los valores de velocidad se encuentran por debajo de 900 m/s. Generalmente, los valores de las constantes elásticas obtenidas por método dinámico se derivan de las mediciones de las velocidades de onda elásticas en rocas. Cabe mencionar que para medir módulos dinámicos se tiene que suponer una roca ideal, es decir, una roca perfectamente

lineal, elástica, homogénea e isótropa, lo cual genera que las mediciones obtenidas por el método dinámico y estático de las constantes elásticas se han diferentes.

4. Metodología

La implementación de la parte experimental de esta investigación se realizó bajo estándares internacionales (p. ej. ASTM, UNE-EN) con el objetivo de posicionar los resultados en un contexto global. Este trabajo abarca descripciones esenciales para fortalecer los procesos técnicos y estandarizar su uso. Las muestras en estudio se seleccionaron y recolectaron de acuerdo con la distribución de las unidades de roca del Complejo Caldérico.

Las rocas se recolectaron de la superficie de los afloramientos dentro de las unidades denominadas como poscaldera, Avellán et al. (2019) las describe de la siguiente manera: los especímenes AC31 corresponden a lava riolítica El Pedernal, AC50 y AC53 corresponden a lava andesítica Cuateloluco, AC66 corresponde a lava andesítica Terrerillos, ACb2 pertenece a domos de lava andesítica el Puente. Por otro lado, las calizas pertenecen a unidades cretácicas de la Sierra Madre Oriental (zonas extracaldera): la formación Tamaulipas corresponde a ACB3, AcTcOc, Acb7 y ACPC, por su parte ACP2 corresponde a la formación San Felipe.

En la muestra de mano, los especímenes se pueden describir de la siguiente manera:

Muestras volcánicas frescas:

ACb2 (Lava andesítica) muestra gris con poca alteración, presenta una textura porfídica con plagioclasas, cuarzo, anfíbol. Particularmente presenta fracturas no extendidas.

AC66 (Lava andesítica) muestra de color gris ligeramente alterada. Presenta textura porfídica con manchas marrones, fracturas y poros obturados por óxidos.

Muestras volcánicas hidrotermalmente alteradas:

AC31 (Lava riolítica) es una muestra de color blanco con mucha alteración. Presenta muchas fracturas. En lámina delgada se observa que la masa fundamental de la muestra se encuentra completamente recristalizada y se compone de vidrio y sílice amorfo.

AC50 y AC53 (lava andesítica) muestran alto nivel de alteración de color blanco a gris con ligeros tonos amarillos. Presenta textura porfídica con fracturas sinuosas las cuales están rellenas por material de grano fino.

Muestras de calizas

ACPC muestra un color gris con pequeña cantidad de fracturas las cuales están rellenas de carbonato. En lámina delgada se logran ver clastos de origen biológico (gasterópodos)

ACB3 presenta un color gris con fracturas rellenas de carbonato, perpendiculares a la laminación.

ACP2 muestra de color gris oscuro con vetas observables simple vista. En láminas delgadas presenta microfracturas que presentan oxidación. La muestra está soportada en matriz por la presencia de granos elipsoidales de carbonato de calcio, redondeados y paralelos a la laminación.

AcB7 muestra gris que presenta granos de carbonato y fósiles. Presenta un sistema de fractura con alto ángulo respecto a la laminación el cual está relleno de carbonato. Se logran ver minerales opacos con formas cúbicas y hexagonales.

AcTcOc presenta una coloración gris con fracturas rellenas de carbonato y fósiles, las cuáles son perpendiculares a la laminación. Presenta minerales opacos.

4.1. Muestreo, corte y preparación de especímenes.

Se recolectaron cincuenta bloques de roca con dimensiones de aproximadamente 30 cm de lado, representativos de la matriz rocosa de cada unidad. Tanto las muestras de roca como los especímenes se etiquetaron con base en los estándares de la unidad de Petrofísica (ENESMo-I-ARU2-01), la cual incluye las primeras dos letras del proyecto (AA) y el número de afloramiento (BB), más una numeración secuencial para cada espécimen (CC), en conjunto AABB-CC (Figura 5.).

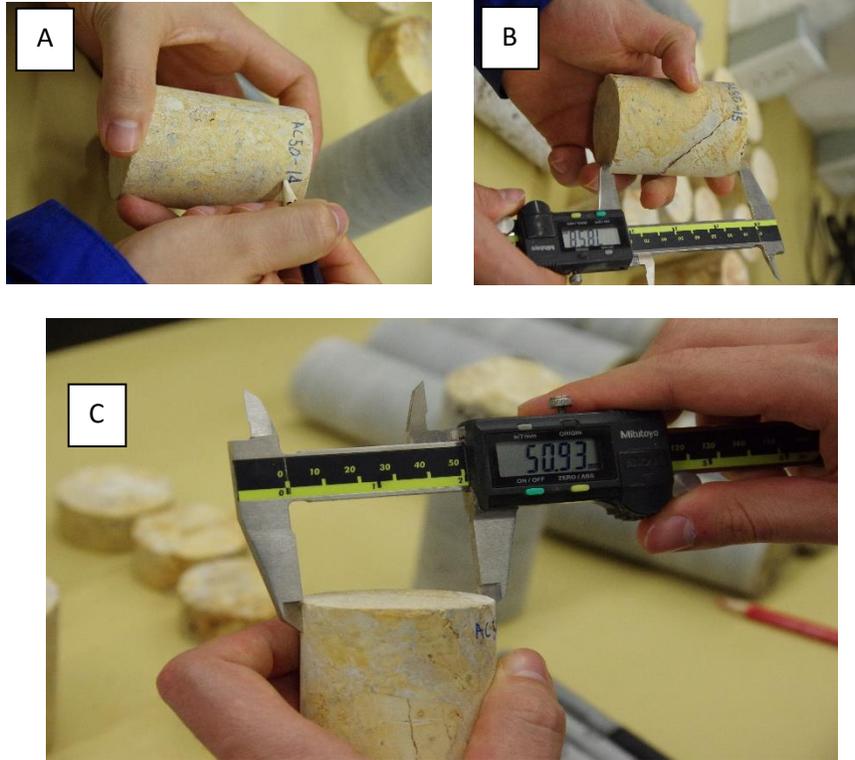


Figura 5. A) Etiquetado de las muestras según los estándares de la unidad de Petrofísica (ENESMo-I-ARU2-01). B) Medición longitudinal del espécimen. C) Medición del diámetro del espécimen.

El corte, preparación y manipulación de muestras se realizaron con los equipos Máquina de extracción de núcleos DM340 Husqvarna; 45-D0536/A cortadora de precisión; Rectificadora de muestras M 55-C0201/B y con base en lo que se especifica en las normas internacionales (ASTM D4543-01), con la finalidad de obtener resultados confiables (Figura 6.). Para este estudio y con base en el tipo de prueba, cada espécimen fue labrado de forma cilíndrica con un diámetro de $\varnothing = \sim 5$ cm por ~ 8 cm de altura. Como característica básica se puede mencionar que las dimensiones de los especímenes son adquiridas con una precisión de ± 0.01 mm (verificado con herramientas normalizadas, incluido el Specimen Flatness Gauge [GCTS, RFG-100]).

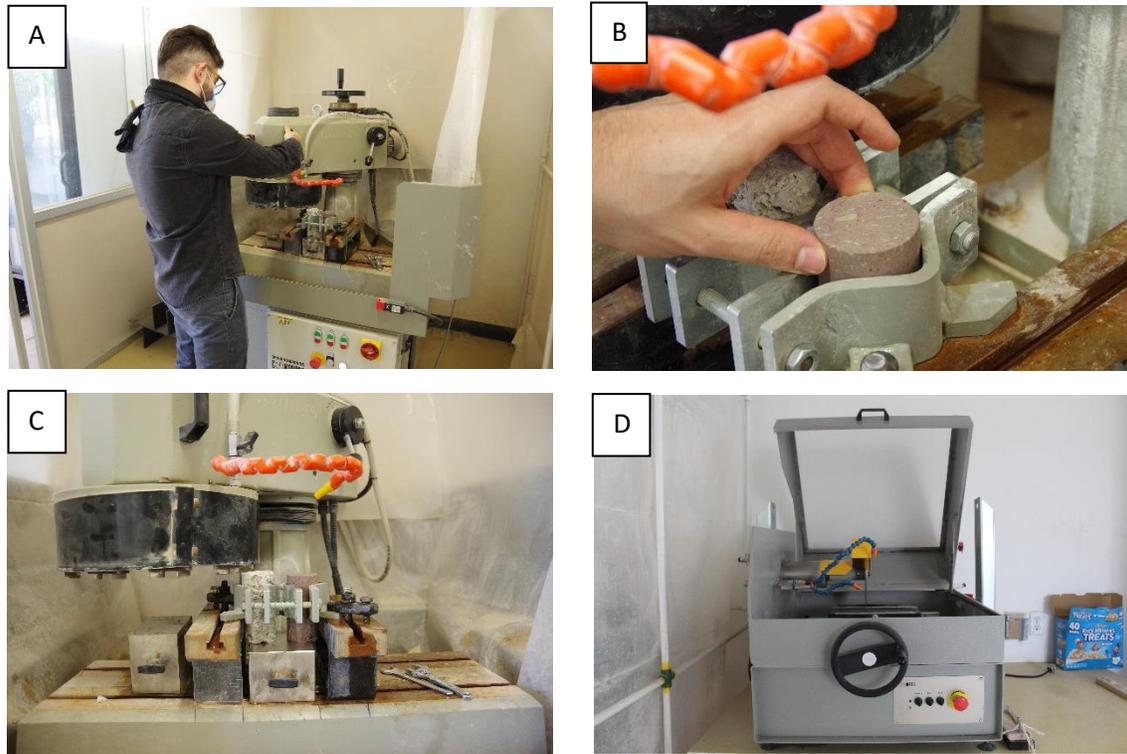


Figura 6. A) Rectificadora de muestras M 55-C0201/3. B) y C) Colocación de muestras en la rectificadora. D) Cortadora de precisión de testigos.

4.2. Caracterización física

La caracterización física es esencial en cualquier análisis de caracterización de roca. Por un lado, permite obtener la caracterización de diversas propiedades básicas como la porosidad y, por otro lado, es imprescindible para relacionarlo con otras propiedades mecánicas (esfuerzo - deformación) y de alteración. En este sentido, las propiedades físicas han sido estudiadas desde hace tiempo con un contexto de exploración e ingenieril, actualmente, se han logrado establecer modelos del comportamiento de una roca según sus propiedades y a partir de estas se pueden identificar los ambientes geológicos así el régimen de compactación en el cual se encuentra una roca (Yang, 2017). Es así como se utiliza la siguiente metodología para realizar una caracterización de la porosidad (η), la densidad (ρ) y la velocidad de onda P y S.

4.2.1 Porosidad (η)

En términos generales, la porosidad (η) es el conjunto de espacios vacíos en un material. Para las rocas, estos espacios vacíos están compuestos por vesículas o fracturas que tienen diferentes características entre sí (p. ej. Interconexión). En este sentido, hablamos en términos del sistema poroso y su complejidad. Este volumen de vacíos (V_v), que es una porción del volumen que tiene la roca en su totalidad (V_t), se expresa por medio de la siguiente ecuación:

$$\eta (\%) = (V_v/V_t) \times 100$$

donde:

$\eta \rightarrow$ Porosidad (en porcentaje).

$V_v \rightarrow$ Volumen de vacíos.

$V_t \rightarrow$ Volumen de la roca.

La porosidad puede ser clasificada de acuerdo con su interconectividad y puede ser cerrada (η_c) que es la relación entre el volumen de poros no accesibles y el volumen aparente de la roca, esta porosidad incluye todos los poros no conectados (Yang, 2017). Se obtiene por medio de la expresión:

$$\eta_c = (\eta_t - \eta_0) \times 100$$

donde:

$\eta_c \rightarrow$ porosidad cerrada

$\eta_0 \rightarrow$ porosidad abierta

$\eta_t \rightarrow$ porosidad total

Según su origen, la porosidad puede ser primaria o intergranular y secundaria o inducida. La primera se origina durante el depósito del material en el cual se forma la roca; la segunda se origina debido a procesos de meteorización lo cual llega a formar grietas y/o cavidades.

De acuerdo con el grado de comunicación, se puede clasificar en porosidad abierta (η_0) y porosidad total (η). La Porosidad abierta es la relación entre el volumen de poros abiertos y el volumen total de la roca, así mismo incluye los poros interconectados (Yang, 2017). Se calcula por medio de la siguiente fórmula y es expresada en porcentaje:

$$\eta_0 = ((m_s - m_d) / (m_s - m_h)) \times 100$$

Donde:

$\eta_0 \rightarrow$ porosidad abierta (%)

$m_d \rightarrow$ masa del espécimen seca (gr)

$m_h \rightarrow$ masa del espécimen sumergido en agua (gr)

$m_s \rightarrow$ masa del espécimen saturado (gr)

La porosidad total (η_t) se refiere al espacio intersticial total de la roca y se puede establecer como la relación que existe entre el volumen total de poros y el volumen aparente. En esta porosidad se suman los poros abiertos y los poros cerrados. La obtención de esta porosidad se realiza de forma indirecta a partir de densidades debido a que esta porosidad incluye los espacios vacíos que no se comunican con el exterior. Se puede calcular por medio de la siguiente expresión:

$$\eta = (1 - (\rho_b / \rho_r)) \times 100$$

donde:

$\eta_t \rightarrow$ porosidad total

$\rho_b \rightarrow$ densidad aparente

$\rho_r \rightarrow$ densidad real

Por otro lado, la porosidad es el resultado de numerosos procesos geológicos, químicos y físicos. Los valores cambian significativamente incluso en el mismo tipo de roca debido a factores como la distribución del tamaño del grano, la forma que tiene el grano, la

profundidad a la que se encuentra la roca y la temperatura (Liu et al., 2018). La porosidad generalmente disminuye con el incremento de la profundidad, esta relación puede ser expresada por la función logarítmica:

$$\eta = \eta_0 e^{-Az}$$

Donde η_0 es la porosidad inicial a la profundidad $z = 0$, tanto A como B son factores empíricos que dependen de la compresibilidad de las rocas (Tiab & Donaldson, 2012).

El procedimiento técnico para la obtención de la porosidad por el método de absorción de agua al vacío se describe de la siguiente forma: la prueba se realizó según la norma UNE-EN 1936: 2007 la cual se basa en extraer el aire presente en los poros de una roca para seguido de esto introducir agua con una bomba de vacío, hasta llegar a 2 kPa. Al tener ya los pesos secos y saturados, la porosidad abierta se puede calcular con la relación de pesos y volúmenes (Figura 7.). Los pasos esenciales de la prueba se incluyen a continuación:

1. Secado de especímenes en un horno ventilados a una temperatura de 60 ± 5 °C. Se tiene que obtener una masa constante y esto se verifica mediante pesajes continuos
2. Una vez que las muestras estén secas, se registra su peso (m_d), con una precisión de 0.001 g. Se colocan en una cámara al vacío y se disminuye gradualmente la presión hasta 2.0 (± 0.7) kPa. Esta presión tiene que ser mantenida durante 2 (± 0.2 h) para eliminar el aire contenido en los poros abiertos de las muestras
3. Se sumergen los especímenes y se restablece la presión atmosférica de la cámara de vacío y se dejan las muestras sumergidas durante 24 (± 2 h) a presión atmosférica. Se pesan los especímenes bajo el agua y se toma registro de la masa hidrostática (m_h), para determinar la masa saturada (m_s) se seca rápidamente con un trapo húmedo el espécimen
4. La prueba se finaliza cuando son registrados los pesos cada espécimen y se colocan nuevamente a secar en el horno ventilado a una temperatura de 60 ± 5 °C.

Finalmente y de manera general, la obtención del volumen correspondiente a los espacios vacíos, admite diversas matizaciones (en relación con los métodos utilizados para su determinación), lo que permite establecer nuevos conceptos como: 1) porosidad total, considerada como el volumen poroso total independientemente de si están o no interconectados y 2) porosidad efectiva, abierta o comunicada, la cual se refiere al porcentaje de poros interconectados que permite la circulación de fluidos, la cual se determina con base en la siguiente fórmula:

$$\eta_e = [V_o/V_i] * 100$$

Donde: η_e = porosidad efectiva, V_o = volumen de poros abiertos, V_i = volumen total de la roca.

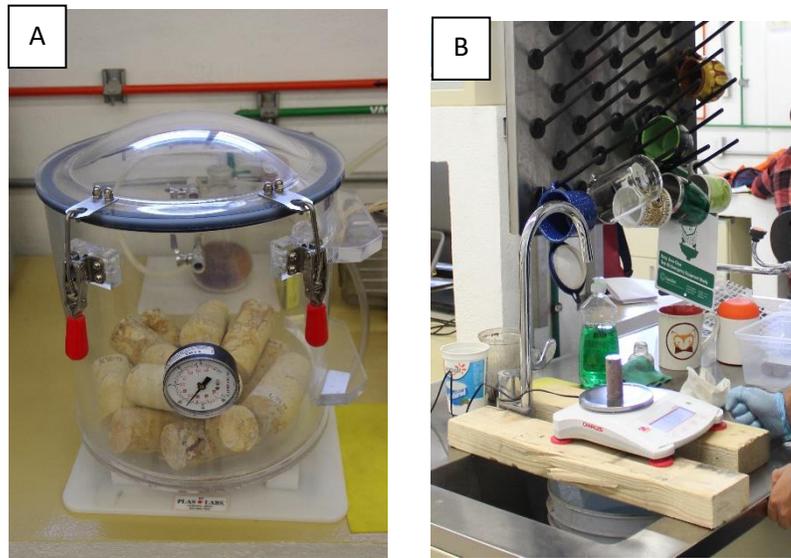


Figura 7. A) Muestras colocadas en la cámara de vacío para eliminar el aire aún presente en los poros. B) Peso saturado de la muestra, se realizan distintas mediciones de peso a cada muestra.

4.2.2 Densidad real (ρ) y densidad aparente (γ)

La densidad es definida como la masa existente por unidad de volumen de algún material. Debido a que las rocas están constituidas por diferentes elementos (p.ej. líticos y vacíos) es necesario distinguir sus diferentes densidades. Es claro que la densidad en las rocas depende de la composición mineral, la porosidad y el material de relleno presente en los vacíos, al contrario de la porosidad la densidad de las rocas incrementa junto con la profundidad a la que se encuentren (Liu et al., 2018), dado que al aumentar la profundidad la presión aumenta. La densidad es una relación que implica la cantidad de materia contenida en un volumen. En las rocas, es dividida como densidad real (ρ_r) y densidad aparente (γ_r). La primera es la relación que existe entre la masa y el volumen de la fase sólida del espécimen, mientras que la densidad aparente es la relación entre la masa y el volumen total.

La densidad se puede calcular por medio de las siguientes ecuaciones:

$$\gamma = \frac{m}{V}$$

Donde m es la masa de la roca; V el volumen; γ representa la densidad aparente.

$$\rho_r = \frac{m_s}{V}$$

Donde m_s se refiere únicamente a la masa del sólido; V el volumen y ρ_r es la densidad seca.

$$\rho_{sat} = \frac{m_{sat}}{V}$$

Donde m_{sat} se refiere a la masa de los sólidos más los huecos llenos de agua; V el volumen y ρ_{sat} es la densidad saturada.

La densidad de sólidos se obtuvo por medio de la intrusión de helio de ultra alta pureza. La picnometría de gases es un método basado en el desplazamiento de volúmenes para medir con gran precisión el volumen del esqueleto sólido de cualquier tipo de material. Los

picnómetros de Helio son capaces de medir el volumen real de materiales sólidos (ya sean polvos o sólidos porosos), estos equipos se basan en la técnica de desplazamiento de gases y en la Ley de Boyle. Esta ley establece que la presión de un gas en un recipiente cerrado es inversamente proporcional al volumen del recipiente, cuando la temperatura es constante. Se utiliza Helio ya que es un gas inerte que además puede penetrar en poros de diámetros muy pequeños (hasta 2 Angstroms). La metodología corresponde a la descrita en la norma ASTM D5550-06, este instrumento es un picnómetro de gas automatizado diseñado para medir el volumen y densidad verdadera de sólidos.

La prueba se realizó con base en el procedimiento técnico que a continuación se describe, con el picnómetro de helio Quantachrome, modelo ULTRAPYC 1200e (Figura 8).

1. Se enciende el equipo e ingresamos al menú principal, seguido de esto entramos al menú RUN.

2. Seleccionamos RUN PARAMETERS, aquí elegimos el tiempo, el tamaño de celda y se selecciona el lugar de almacenamiento del análisis (USB). Seleccionamos ENTER-RETURN

3. En el menú seleccionamos SAMPLE PARAMETERS, aquí ingresaremos el peso y el ID de la muestra. Damos ENTER y RETURN

4. Colocamos la muestra en el tamaño de celda elegido previamente y se coloca dentro del equipo.

5. Iniciamos el procedimiento en el picnómetro al darle START en el menú. En la pantalla se mostrarán los resultados y seguido de esto entramos de nuevo al menú principal.



Figura 8. A) Picnómetro de helio *Quantachrome* modelo *ULTRAPYC 1200e*. B) Tamizado de espécimen triturado para usarlo en el picnómetro de helio.

4.2.3. Transmisión de onda S y P y constantes elásticas dinámicas (E_D , ν_D)

En general, las ondas de cualquier tipo son una perturbación en un medio. En este sentido, las propiedades de las ondas son función, por un lado, del medio y sus condiciones (p. ej. saturado, seco) y, por otro lado, del tipo y sentido de pulso energético. En particular, las ondas sísmicas se originan por la liberación de energía mecánica en un proceso de ruptura, que tiene lugar en el foco de un terremoto, debido a la relajación de los esfuerzos, es energía de tipo elástico que se propaga a través de un medio. Existen dos tipos de ondas: ondas internas y ondas superficiales. Las internas viajan en todas las direcciones, y las superficiales son aquellas en las cuales las partículas experimentan desplazamientos transversales combinados con longitudinales, es decir, bidimensionales (análogas a las ondas de agua y viajan sobre la superficie de la Tierra). Se desplazan a menor velocidad que las ondas internas. Debido a su baja frecuencia provocan resonancia en edificios con mayor facilidad que las ondas de cuerpo y son por ende las ondas sísmicas más destructivas. Se generan por consecuencia de las internas, debido a la existencia de las capas superficiales. Las ondas

internas, se dividen en ondas P y ondas S, y en términos generales su velocidad depende de las características del material en el que se propagan (p. ej. densidad, porosidad y contenido de agua).

Las ondas P son ondas longitudinales que viajan en la dirección de propagación de la onda. Son las primeras ondas en llegar y su velocidad de propagación es mayor que la velocidad de las ondas S. Como características particulares, las ondas P tienen una velocidad en el agua de 1450 m/s y en medios sólidos son 1.73 veces más rápida que la onda S. Así mismo, la velocidad de onda S, onda de corte, es uno de los parámetros dinámicos más importante para la caracterización de cualquier material. La velocidad de la onda S actualmente es muy utilizada en la ingeniería Geotécnica para calcular parámetros como el módulo de cortante. La onda de corte u onda S viaja a través de los materiales sólidos, en dirección perpendicular a la dirección de propagación y producen esfuerzos cortantes, por tanto, hacen vibrar a la superficie en dirección horizontal (guarda información muy relevante acerca de cualquier cambio que se da en la estructura del material).

Se pueden determinar las velocidades de onda en laboratorios usando alguno de los siguientes métodos: pulso ultrasónico de alta frecuencia, pulso ultrasónico de baja frecuencia y el método de resonancia. Las velocidades se relacionan con las propiedades que tiene la roca y son utilizadas generalmente como un importante índice (Zhao et al., 2017). La velocidad de onda en las rocas varía con respecto a la carga (p. ej. presión de confinamiento) y la temperatura. El aumento de carga propicia un cierre de huecos y fisuras, por lo tanto, se puede generar una velocidad de onda mayor. La curva de velocidad de onda contra la presión está compuesta por dos segmentos, una porción exponencial y una tendencia lineal. Por un lado, la porción exponencial representa la caída de velocidad en referencia a la diferencia de velocidades para la variedad porosa y no porosa del mismo espécimen a una presión de confinamiento determinada y la sección lineal corresponde a la velocidad de onda correspondiente ya sea P o S.

En términos generales, la caracterización de las propiedades físicas de las rocas como la textura, la densidad, la porosidad y la caracterización de las velocidades de onda, es muy importante en la conceptualización del comportamiento de cualquier roca bajo condiciones y sin condiciones de carga. Las propiedades físicas de las rocas condicionan el

comportamiento mecánico (esfuerzo – deformación) y en gran medida el grado y modo de fracturamiento: ha sido bien descrito que la resistencia de la roca disminuye con el aumento de la porosidad (Kahraman et al., 2005), además que el modo y grado de fracturamiento está condicionado por el tamaño y distribución de los distintos elementos contenidos en la roca (p. ej. fragmentos líticos, pómez, poros) (Chang et al., 2006).

Constantes elásticas obtenidas por método dinámico (E_D , v_D)

En la actualidad no hay un método estandarizado para la determinación de arribos de la señal sísmica. En los análisis que se hacen del dominio del tiempo (métodos visuales), las mediciones son directas y se realizan por medio de gráficos de las señales en función del tiempo (p. ej. método de la primera deflexión, pico máximo, pico mínimo y primer arribo). Por otro lado, en los análisis del dominio de la frecuencia (métodos matemáticos por medio de uso de programación en Matlab), se analiza el espectro de las señales comparando los cambios de fase de los componentes. Los métodos visuales son los más intuitivos, por ejemplo, el método de la primera reflexión siendo el más fácil de analizar y consiste en la medición del tiempo entre la señal emisora y la primera reflexión importante de la señal receptora. Desafortunadamente, una desventaja de este método es que muy frecuentemente la llegada de la primera reflexión es enmascarada por el pulso emitido (efectos del campo cercano u otras interferencias) (Ditommaso et al., 2009).

Las velocidades de las ondas de compresión y de cizalla (V_p , V_{s1} y V_{s2}) se midieron mediante el equipo GDS AV - Acoustic Velocity. La forma de la onda se registró mediante el uso de software AV junto con una caja de control, mediante la transmisión directa de una señal de 125 MHz utilizando tres transductores de placas piezoeléctricas, incrustados en la tapa superior y el pedestal (Figura 8.). Uno es para generar / recibir señales de la onda P, mientras que los otros dos, orientados a 90 grados entre sí, se utilizan para generar / recibir señales de la onda S. El tiempo de llegada de la onda se verificó de acuerdo con el tiempo de viaje a través de los transductores de velocidad acústica, los retrasos de tiempo presentes en el sistema de control / adquisición y las diferencias de tiempo de llegada o anticipación causadas por la deformación de elementos del pedestal durante la carga. La verificación se

realizó mediante los siguientes dos pasos: 1) colocando el par de transductores punta con punta, aplicando carga para garantizar una buena señal y ejecutando un escaneo y 2) mediante la construcción de una hoja de verificación de una serie de escaneos de onda en tres cilindros diferentes del mismo material (aluminio, 50 mm de diámetro y 85, 100, 115 mm de altura) sometidas a diferentes cargas (1, 10, 20, 30 a 250 kN). De esta manera, el tiempo de viaje calculado a través de los transductores sometidos a diferentes cargas debe restarse del tiempo de llegada medido en cada ensayo, en cada rango de carga, preferiblemente los mismos rangos de carga que los utilizados para la construcción de la hoja de verificación. El resultado final será el tiempo de viaje de la onda a través de la muestra, en un rango de carga específico (ver anexo 1). Las constantes elásticas obtenidas por método dinámico (constante elástica obtenida por método dinámico [E_d] y relación de Poisson [ν_d] por método dinámico) se obtuvieron de acuerdo con las siguientes ecuaciones (Ecuación 1 y 2) incluidas en la norma (ASTM D2845, 2008):

$$E_D = \rho_{bulk} V_p^2 \frac{(1-2\nu_D)(1+\nu_D)}{(1-\nu_D)} \quad (1)$$

$$\nu_D = \frac{V_p^2 - 2V_s^2}{2(V_p^2 + V_s^2)} \quad (2)$$

Donde: ρ es la densidad aparente del material, V_p es la velocidad de la onda P, V_s es la velocidad de la onda S y E_d es la constante elástica dinámica y ν_d es el coeficiente dinámico de Poisson.

4.3. Caracterización mecánica

La caracterización mecánica permite estudiar el comportamiento de rocas o de algún material al aplicar una fuerza sobre este. Por medio de la compresión y la tracción se pueden encontrar propiedades como la resistencia máxima de la roca, así como las constantes dinámicas y estáticas. En una caracterización mecánica, principalmente, se observa cuánta energía puede absorber un material antes de fracturarse a través de ensayos estandarizados realizados en compresas.

4.3.1. Resistencia máxima y constantes elásticas por método estático (E_s , ν_s)

La resistencia máxima es el esfuerzo que puede soportar una roca para ser deformable. En este sentido, la compresión simple es aquella resistencia que se mide en rocas sin confinar, este resultado es muy útil para los análisis geotécnicos, los resultados están representados mediante gráficas de esfuerzo-deformación. La prueba de compresión uniaxial con mediciones de velocidades de ondas (V_p y V_s) se realizó siguiendo el procedimiento establecido en los estándares internacionales (ASTM D3148, 2002), en una prensa de carga de rigidez virtual infinita, GDS VIS de 250 kN (Figura 9), a una velocidad de desplazamiento constante de 4 mm / h. El esfuerzo y las deformaciones se registraron continuamente durante cada prueba mediante dos celdas de carga (interna [dentro de la celda de carga] y externa [integrada en el anillo de compresión]), mientras que las constantes elásticas por método estático (constante elástica [E_s] y relación de Poisson [ν_s]) se obtuvieron registrando deformaciones locales mediante el uso de tres Transformadores Diferenciales de Variación Lineal (LVDT) (dos axiales y uno radial). El E_s se calculó como la pendiente promedio de la sección elástica de cada curva de esfuerzo-deformación, mientras que ν_s se calculó mediante la relación entre la deformación radial y axial (ASTM D7012-14). Las características detalladas del equipo y del procedimiento técnico se presentan en el Anexo 2.

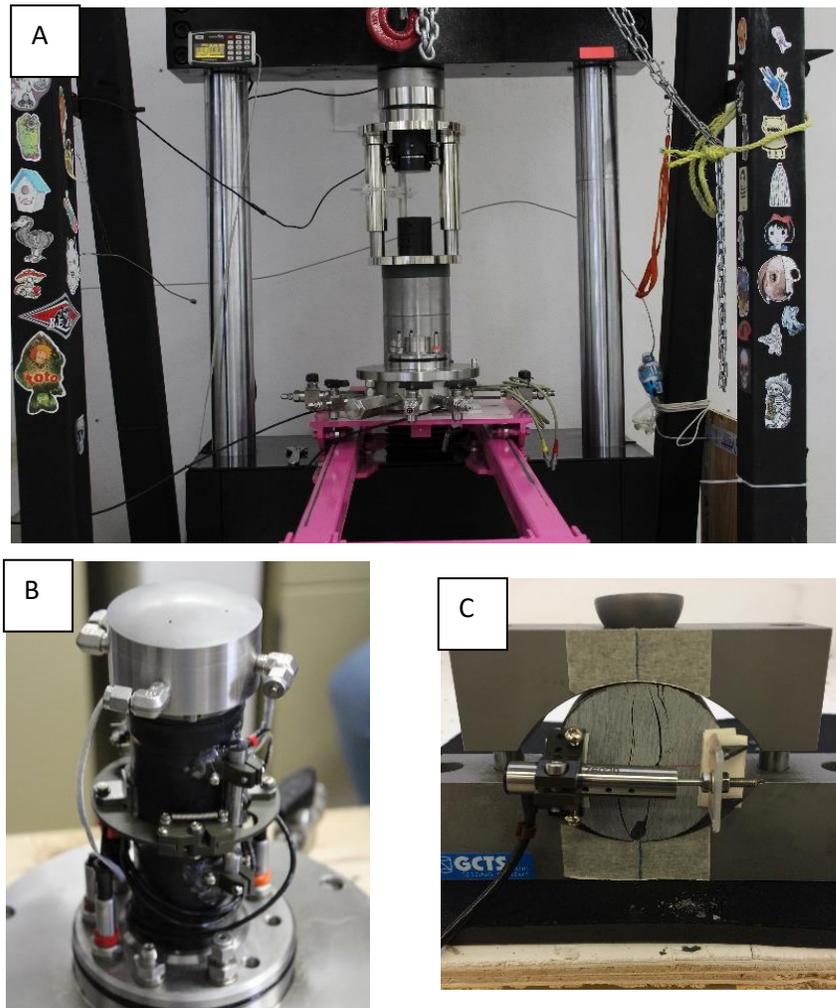


Figura 9. A) Compresa para prueba de compresión simple y transmisión de onda sísmica. B) Montura del deformador radial y axial. C) Montura del deformador axial.

Constantes elásticas por método estático (E_s , ν_s)

Por otro lado, es necesario caracterizar los valores de esfuerzo/deformación de la roca para evaluar las características de cualquier obra civil o estudios geotérmicos; estas propiedades dependerán de las formaciones de estructuras dentro de la roca (heterogeneidades). La presencia de discontinuidades es un factor que influencia la deformabilidad de la roca, por lo tanto, para determinar la deformabilidad de una roca no solo se tiene que considerar la deformabilidad de la roca intacta sino también la deformabilidad de las discontinuidades. El método más utilizado para determinar el módulo elástico es realizando pruebas de compresión simple en núcleos de roca, pero de igual forma

se suelen usar correlaciones empíricas para estimar el módulo elástico. La resistencia o compresión simple se mide en especímenes de roca sin confinar, y los resultados de las pruebas se pueden expresar mediante gráficas esfuerzo-deformación. Las pruebas inician con la aplicación de un esfuerzo y terminan con la plastificación del material. Las constantes elásticas como el Módulo elástico y la Relación de Poisson se obtienen con base en la sección lineal de la curva de la gráfica esfuerzo-deformación. Las constantes elásticas siguen parámetros de la Ley de Hooke que establece que la deformación de los materiales es proporcional al esfuerzo que se les aplica. La relación de Poisson se obtiene al relacionar las deformaciones laterales y axiales mediante la siguiente ecuación:

$$E = \frac{\sigma}{\varepsilon}$$

Donde: E es la constante elástica o Módulo elástico (MPa); σ representa el esfuerzo longitudinal normal a la sección transversal en el espécimen (MPa); ε es la deformación del espécimen (mm/mm) longitudinal. Mientras que la relación de Poisson puede ser calculada mediante la siguiente ecuación:

$$v = \frac{\varepsilon_{lat}}{\varepsilon_{axl}}$$

Donde: v representa la relación de Poisson (adimensional); ε_{lat} es la deformación lateral del espécimen (mm/mm) y ε_{axl} es la deformación axial del espécimen (mm/mm).

Cuando las rocas se encuentran sometidas a cargas, pueden mostrar una dirección preferencial de fracturamiento limitada por el contenido y distribución de elementos como minerales, poros, líticos, fracturas, etcétera.

5. Resultados y discusión

En este capítulo se exponen los datos obtenidos en las pruebas de laboratorio previamente descritas en el capítulo 4 de metodología. Los resultados se presentan a continuación con base en tablas y gráficas. En las tablas, se incluyen los valores promedio y su respectiva desviación estándar, mientras que los resultados de las gráficas corresponden a todos los valores individuales de cada espécimen.

Es ampliamente conocido que existe una relación estrecha entre las propiedades físicas y la evolución mecánica de las rocas (Pola et al., 2014; A. Pola et al., 2016; Kahraman et al., 2020). El análisis de la relación entre propiedades implica el conocimiento de diferentes características como la génesis, la arquitectura del sistema poroso, su alteración y su resistencia y deformación, descrita a través de las constantes elásticas. Recientemente, se han utilizado las propiedades mecánicas y físicas, para estimar y evaluar modelos conceptuales (esfuerzo-deformación) de las rocas *in situ*. Diversos autores (p. ej. Chang et al., 2006; Heap et al., 2010; Reyer y Philipp, 2014), destacan la importancia de emplear ecuaciones empíricas entre diversas propiedades (p. ej. η_T , UCS), como un parámetro básico para atribuir propiedades que se adecuen al contexto geológico y generar modelos de comportamiento geomecánico confiables (caracterización de reservorios geotérmicos y de hidrocarburos). Por otro lado, la modelación geomecánica de cualquier fenómeno geológico implica la cuantificación de propiedades relevantes y el desarrollo de ecuaciones empíricas específicas ($R^2 > 0.6$), así como una calibración con datos *in situ*. Chang et al., 2006, destaca que la resistencia a compresión simple (UCS) es uno de los parámetros más importantes a relacionar. Sin embargo, en la exploración geotérmica hay otros parámetros físicos relevantes como la densidad (ρ), porosidad (η), la velocidad de onda de compresión y corte (v_p , v_s) y mecánicos como las constantes elásticas estáticas y dinámicas ($E_s - v_s$, $E_d - v_d$) y la resistencia a la tensión.

En particular, estos parámetros físico – mecánicos y su relación (ecuaciones empíricas) también son necesarios en la etapa de perforación y operación de reservorios geotérmicos (Reyer y Philipp, 2014). Por ejemplo, el módulo de elasticidad estático (E_s), es fundamental en términos de la predicción de la propagación de fracturas (Gudmundsson, 2010) y la

resistencia a la tensión (T) es importante para dimensionar las operaciones de fracturamiento durante la perforación.

A continuación, se presentan las relaciones empíricas generadas que serán la base para asignar propiedades confiables y poder construir modelos geológicos y geotécnicos. Las unidades de roca fueron divididas con base en su litología en rocas calizas (cretácico) (ACb3, Acb7, ACP2, ACPC, AcTcOc) y unidades de roca volcánicas, algunas de ellas alteradas hidrotermalmente (AC31, AC50, Ac53, AC66, ACb2). Por último, se han utilizado estos datos para desarrollar regresiones lineales y ecuaciones empíricas entre propiedades con significancia estadística (p. ej. $R^2 > 0.6$), por otro lado, algunas figuras que representan la sección de unidades de las calizas (p. ej. Figura 11, Figura 12, Figura 13, Figura 19) que se presentarán a continuación no tienen una buena representatividad debido principalmente al régimen estructural y/o a que corresponden al mismo conjunto de rocas lo cual se observa en las figuras como homogeneidad, estas rocas presentan valores de $R^2 < 0.30$. La Figura 9 muestra los valores promedio de las propiedades de las unidades en estudio, con su respectiva desviación estándar. Como se puede observar la porosidad total en las rocas calizas es muy baja ($< 5.5\%$), mientras que en las rocas volcánicas alteradas llega a valores de hasta 41% . La influencia de los valores de porosidad se ve reflejada en los valores de las demás propiedades: como se puede observar en la Figura 9 los valores de las velocidades de onda disminuyen drásticamente con respecto al grado de alteración para las rocas volcánicas y al grado de fracturamiento o contenido de fracturas para las rocas calizas (p. ej. estilolitas, fracturas rellenas).

Unidad	ρ_r (g/cm ³)	η_t (%)	η_o (%)	V_P (m/s)	V_S (m/s)
Calizas					
ACb3	2.83 ± 0.05	5.53 ± 1.00	0.38 ± 0.04	6347.90 ± 26.47	3341.27 ± 25.96
Acb7	2.74 ± 0.03	4.46 ± 0.14	0.54 ± 0.14	5853.30 ± 1.04	3178.20 ± 56.48
ACP2	2.79 ± 0.03	4.27 ± 1.11	0.39 ± 0.22	6336.98 ± 21.53	3334.10 ± 9.77
ACPC	2.80 ± 0.02	5.10 ± 0.41	5.10 ± 0.60	6100.14 ± 45.20	3294.36 ± 39.32
AcTcOc	2.83 ± 0.01	4.49 ± 1.17	0.67 ± 0.24	6346.36 ± 43.95	3306.46 ± 74.28
Volcánicas					
AC31	2.74 ± 0.02	41.63 ± 9.04	36.52 ± 10.28	3744.07 ± 186.13	1527.34 ± 47.47
AC50	2.59 ± 0.01	30.77 ± 3.72	25.56 ± 2.78	3429.17 ± 145.12	2122.35 ± 57.57
Ac53	2.78 ± 0.07	25.88 ± 13.21	15.00 ± 10.52	4874.36 ± 161.29	2158.36 ± 27.87
AC66	2.57 ± 0.02	10.49 ± 1.88	3.57 ± 1.69	4686.31 ± 79.90	2818.72 ± 55.60
ACb2	2.71 ± 0.03	4.56 ± 0.79	1.52 ± 0.40	5236.37 ± 81.18	2816.4 ± 32.84
Unidad	ν_D (-)	ν_S (-)	E_D (GPa)	E_S (GPa)	ρ_a (g/cm ³)
Calizas					
ACB3	0.31 ± 0.00	0.26 ± 0.02	80.94 ± 1.13	33.40 ± 1.86	2.68 ± 0.3
Acb7	0.26 ± 0.01	0.21 ± 0.03	69.99 ± 1.95	30.72 ± 1.08	2.61 ± 0.04
ACP2	0.31 ± 0.00	0.30 ± 0.01	79.75 ± 0.26	39.87 ± 2.09	2.67 ± 0.03
ACPC	0.30 ± 0.01	0.34 ± 0.02	77.19 ± 1.31	42.74 ± 5.00	2.66 ± 0.02
AcTcOc	0.31 ± 0.01	0.34 ± 0.02	80.50 ± 2.49	31.08 ± 3.26	2.70 ± 0.03
Volcánicas					
AC31	0.40 ± 0.01	0.23 ± 0.07	17.55 ± 1.12	11.93 ± 2.42	1.60 ± 0.25
AC50	0.20 ± 0.01	0.28 ± 0.05	27.88 ± 1.33	16.81 ± 3.35	1.80 ± 0.10
Ac53	0.36 ± 0.02	0.34 ± 0.03	35.74 ± 2.87	24.69 ± 1.70	2.06 ± 0.37
AC66	0.22 ± 0.01	0.36 ± 0.02	48.77 ± 1.71	35.31 ± 3.38	2.30 ± 0.05
ACB2	0.30 ± 0.01	0.32 ± 0.01	54.70 ± 1.37	30.19 ± 0.39	0.59 ± 0.02

Tabla 1. Tabla resumen de propiedades físicas y mecánicas de las muestras de estudio. Los resultados son representados con el promedio seguido de su desviación estándar. La nomenclatura es la siguiente: ρ_r , densidad real; ρ_a , densidad aparente; η_t , porosidad total; η_o , porosidad abierta; V_P , velocidad de onda P; V_S , velocidad de onda S; ν_D , relación de Poisson dinámica; ν_S , relación de Poisson estática; E_D , Constante elástica dinámico y E_S , Constante elástica estático. Cada nomenclatura de propiedad tiene expresadas sus unidades.

5.1 Relación empírica entre densidad aparente (ρ_b), porosidad (η) y resistencia a la compresión (UCS).

Como se mencionó anteriormente, la densidad aparente (ρ_b) y porosidad (η) son propiedades fundamentales en el análisis del comportamiento mecánico de las rocas. En términos generales, mientras mayores sean los valores de la ρ_b y menores sean los de η_t , se incrementará la resistencia a la compresión simple. Estas dos propiedades, son dependientes, de la génesis, alteración e intemperismo y las características del sistema poroso, entre otras cosas. En este sentido, una caracterización a detalle del sistema poroso de las rocas incluye su interconexión, la cual podemos cuantificar como la relación entre la porosidad conectada (η_0) y la porosidad total (η_t). Heap et al. (2015), establece que la relación η_0 / η_t es útil para conocer el grado de alteración de las rocas, cuanto mayor sea esta relación menos alteración presentan las rocas y, por lo tanto, mayor resistencia. La Figura 11 muestra que las dos litologías en estudio tienen diferencias notables en su sistema poroso. Por un lado, en cuanto a la interconexión η_0 / η_t las unidades de roca caliza presentan valores que van de ~ 4 a 22% y las volcánicas un rango de ~ 19 a 98% . Por otro lado, la η_t se encuentra entre los rangos ~ 4 a 9% y de ~ 5 a 58% para las unidades calizas y volcánicas respectivamente. En la Figura 10 se pueden observar dos patrones distintos en la tendencia de la interconexión. Para las unidades volcánicas existe un incremento logarítmico ($y = 27.109\ln(x) - 12.918$, $R^2 = 0.79$), claro de la interconexión con respecto al aumento de la porosidad. Lo cual indica que, mientras mayor sea la η_t de las unidades de roca volcánicas, mayor porcentaje de interconexión tendrá su porosidad. Este comportamiento es típico de alteraciones hidrotermales y grado de soldamiento para el caso de flujos ignimbríticos. Por ejemplo, rocas menos soldadas o más alteradas (mayor η_t) tendrán más porcentaje de poros interconectados. Por otro lado, para las unidades calizas existe un decremento exponencial ($y = 29.58e^{-0.22x}$ y $R^2 = 0.30$ [No representativo]) respecto a la interconexión de poros y la porosidad total. Esta baja representatividad podría atribuirse a la génesis de las rocas calizas y sus planos de anisotropía. Así mismo, a la similitud del sistema poroso cerrado entre las diferentes unidades de roca caliza que provocan una dispersión de datos en rangos acotados que no permiten establecer una tendencia clara. Como se ha descrito en secciones anteriores el porcentaje de porosidad conectada en las rocas calizas está más relacionada al contenido de fracturas.

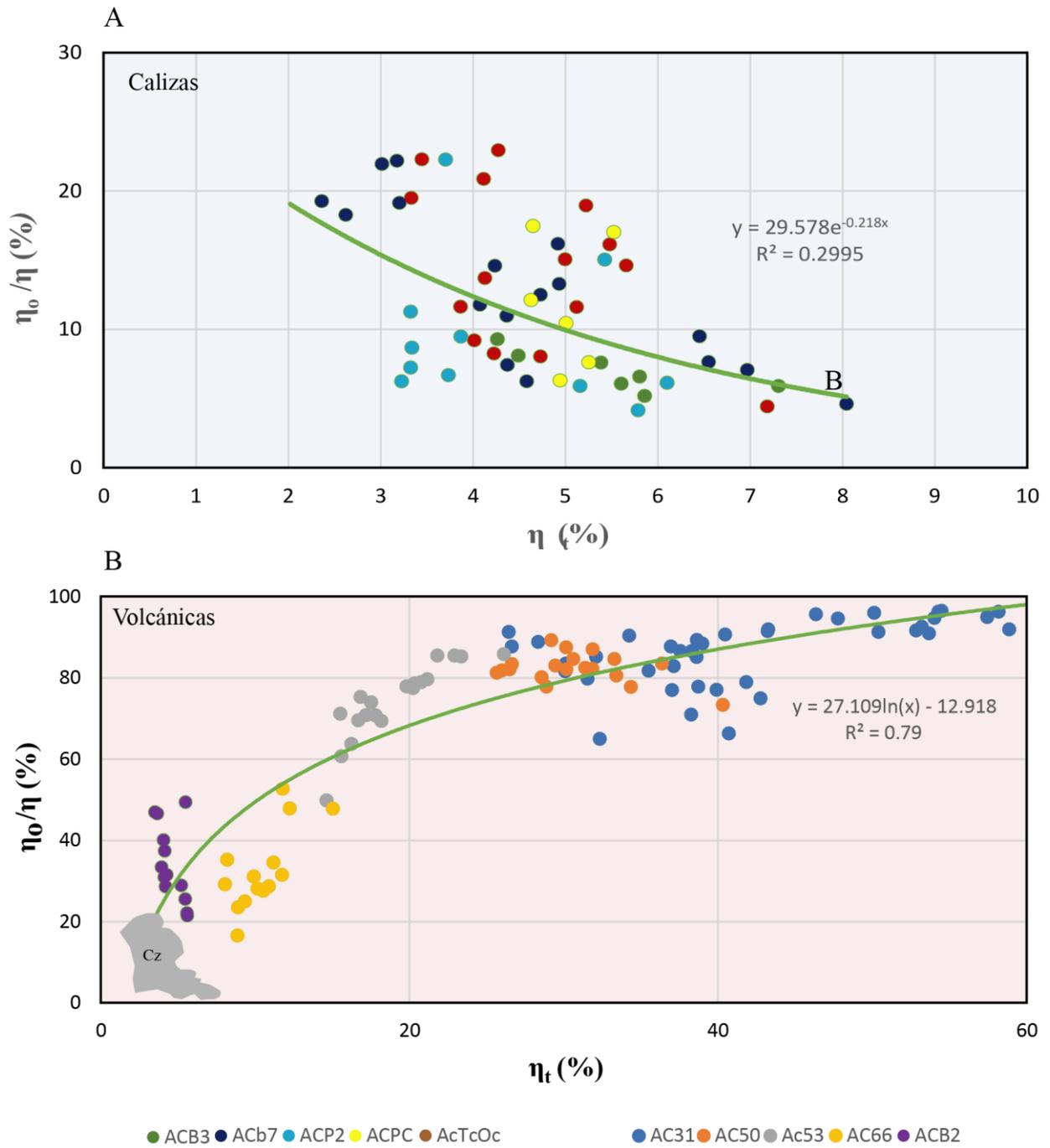


Figura 11. Relación de porosidad conectada entre porosidad total vs porosidad total. A) Unidades de roca caliza, en estas se observa que cuando es mayor el porcentaje de porosidad conectada, el porcentaje de la porosidad total disminuye B) Unidades de roca volcánica, a mayor porcentaje de porosidad conectada mayor es la porosidad total, el polígono gris con título Cz representa las rocas calizas.

Uno de los parámetros más importantes al establecer relaciones empíricas que deriven en aproximaciones sobre el comportamiento mecánico de rocas es la densidad aparente (ρ_b). En términos generales, podemos establecer a la densidad como un valor cuantitativo de masa en un volumen determinado, en otras palabras, mide la concentración de masa. ρ_b es cuantificada empleando el volumen de espacios vacíos contenidos en una porción de masa. Para el caso de rocas, estos vacíos constituyen las características del sistema poroso. Hay que destacar que, ρ_b es un parámetro sencillo de obtener en laboratorio y no involucra características geométricas del sistema poroso (p. ej. tortuosidad). Diversos autores (Chang et al., 2006; Heap et al., 2015), han utilizado la densidad aparente (ρ_b) para generar ecuaciones empíricas. Sobre todo, derivado de la estrecha relación que presenta con la UCS: mientras que, aumente el volumen de espacios vacíos, ρ_b y UCS tenderán a disminuir proporcionalmente. Sin embargo, esta relación podría variar según las características del sistema poroso. Por ejemplo, bajo un mismo estado de esfuerzos y una misma densidad; los poros uniformes, homogéneos y redondos tienden a distribuir mejor el esfuerzo que poros heterogéneos y alargados. Por lo tanto, un análisis puntual de la densidad (ρ_b) no sustituye una caracterización a detalle del sistema poroso.

Por otro lado, otro factor importante en la relación entre porosidad total y UCS es la génesis de las rocas. Se observa que en rocas muy heterogéneas y anisótropas, con contenido foliación y una dirección preferencial en el sistema poroso, tendrán una relación menos estrecha o no clara. La Figura 12 muestra la relación que hay entre la Porosidad total y la resistencia a compresión simple (UCS). Como en el caso de la porosidad, podemos observar que los valores de UCS son muy contrastantes entre litologías. Por un lado, las unidades calizas al ser poco porosas presentan resistencia a la compresión simple muy acotada (~ 46-95 MPa). Por otro lado, rocas volcánicas presentan una variación muy amplia (~ 4-96 MPa). Al observar la relación UCS y porosidad total (η_t) observamos, muy claro que para las unidades de caliza existe un decremento homogéneo de tipo potencial no representativo, la falta de representatividad en esta relación nos habla de que la porosidad total no influye en la resistencia, sino en su régimen estructural como se mencionó previamente. Mientras que en las unidades de roca volcánicas se observa un decremento lineal claro ($y = -2.90 + 118.02$ con un $R^2 = 0.91$) en cada una de las unidades diferenciadas conforme aumenta la porosidad

total y disminuye la resistencia a la compresión simple. Como se aprecia en la Figura 11 y como menciona Sabatakakis et al., 2008 en ambos grupos de roca la resistencia a la compresión simple se encuentra inversamente relacionada a la porosidad y esto confirma que los poros contenidos en la roca concentran el esfuerzo. Se ha subrayado en bibliografía que un espécimen que contenga poros grandes resiste menos que un espécimen con el mismo porcentaje de poros, pero con poros más pequeños y distribuidos.

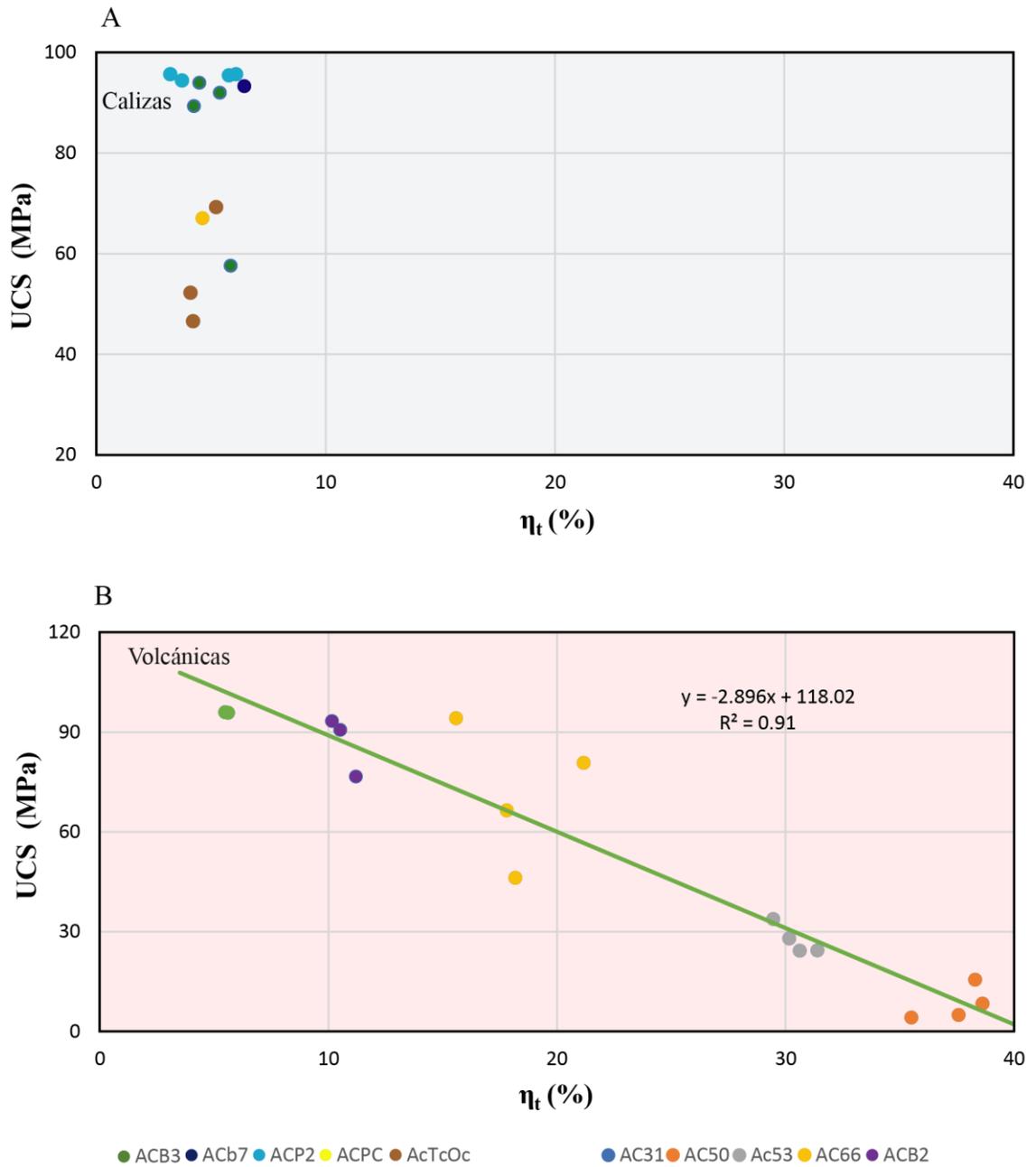


Figura 12. Relación de resistencia máxima (UCS) vs porosidad total. A) Unidades de roca caliza. Se observa que las unidades presentan homogeneidad debido a los rangos de resistencia a compresión simple y los valores de porosidad total. B) Unidades de roca volcánica. Se observa claramente que cuanto mayor es la resistencia a la compresión simple menor es la porosidad total de las unidades, siendo la más resistente la unidad ACB3.

5.2. Relación empírica entre velocidad de onda (V_p y V_s), constantes elásticas (dinámicas y estáticas) y resistencia a la compresión (UCS).

En grandes unidades de roca, las técnicas sísmicas pueden ser utilizadas para predecir tanto las características físicas como las características mecánicas (deformación y tensión) (Yagiz, 2011). Incluso Boadu (1997) menciona que los métodos sísmicos pueden ser utilizados para la determinación del grado de alteración que ha sufrido una unidad o conjunto de unidades de roca. Algunos autores (p. ej. Hicks y Berry, 1956) se han dedicado a estudiar las características de las rocas que tienen influencia en la transmisión de la onda, específicamente en las velocidades; estos autores proponen y resumen de la siguiente manera las características: 1) la estructura de roca, densidad de granos o elementos, tipo de material cementante, régimen de esfuerzos a la que está sometida la roca y el contenido y estructura de los poros; 2) fluido contenido en los espacios porosos, densidad que tiene el fluido, la compresibilidad y la presión a la que pudiera estar el fluido; y 3) temperatura del medio, donde el cambio en el rango de 25 a 150 °C provoca un cambio de velocidad en la roca seca, lo cual provoca una reducción de entre un 5 a un 7 %. Como se ha mencionado anteriormente la porosidad depende de las variaciones en el tamaño del grano, la clasificación de los granos, la cementación y su compactación. Por un lado, la presión de carga aumenta la tensión que existe en la estructura de los elementos de la roca y contribuye a variaciones significativas de la porosidad (la sobre carga produce que el grano o elemento que la soporta se compacte lo que resulta en una reducción de los poros).

Por otra parte, la relación que existe entre la velocidad de onda sísmica (V_p y V_s) y la porosidad (η) permite entender o generar pistas sobre el comportamiento del sistema poroso. Por ejemplo, las rocas muestran un incremento en la velocidad de onda cuando la roca experimenta, bajo los efectos de la compactación, una pérdida o reducción de poros. Como se ha descrito en párrafos anteriores y manera general, en las Figura 13 y 14 se observa que las unidades correspondientes a la litología volcánica presentan una disminución de velocidad de onda conforme aumenta la porosidad (η), en cambio, las unidades correspondientes a la litología de las calizas presentan homogeneidad derivada de que el rango de porosidad total y densidad aparente (ρ_b) es muy parecido. Dicho lo anterior en la

Figura 12 las rocas volcánicas presentan un decremento logarítmico ($y = -945.70 \ln(x) + 7048.30$ con un $R^2 = 0.69$) con cada una de las unidades diferenciadas cuyas velocidades de onda presentan variaciones notables ($\sim 3100 - 5300$ km/h) y una porosidad que varía de entre ~ 5 a 40 %. Por su parte, las unidades pertenecientes a las rocas calizas muestran un decremento no representativo lo cual nos habla de velocidades de onda P muy parecidas ($\sim 5900 - 6100$ km/h) y un rango de porosidad total (η) pequeño ($\sim 3 - 6$ %). Ahora bien, la relación establecida entre la velocidad de onda S y la porosidad total en las calizas presenta un ligero decremento no representativo con una velocidad de onda S que se encuentra en los ~ 3250 km/h y una porosidad total que se encuentra entre $\sim 3 - 4$ %. Por su parte, la litología volcánica presenta un decremento lineal ($y = -40.73x + 3183.60$ y un $R^2 = 0.82$) bien diferenciado debido a que su velocidad de onda S varía entre $\sim 1250 - 3250$ km/h y su porosidad en $\sim 5 - 40$ %. Como se describe en párrafos anteriores, es evidente que la velocidad de onda (tanto V_p como V_s) aumenta con la disminución de la porosidad (Hamada y Joseph, 2020).

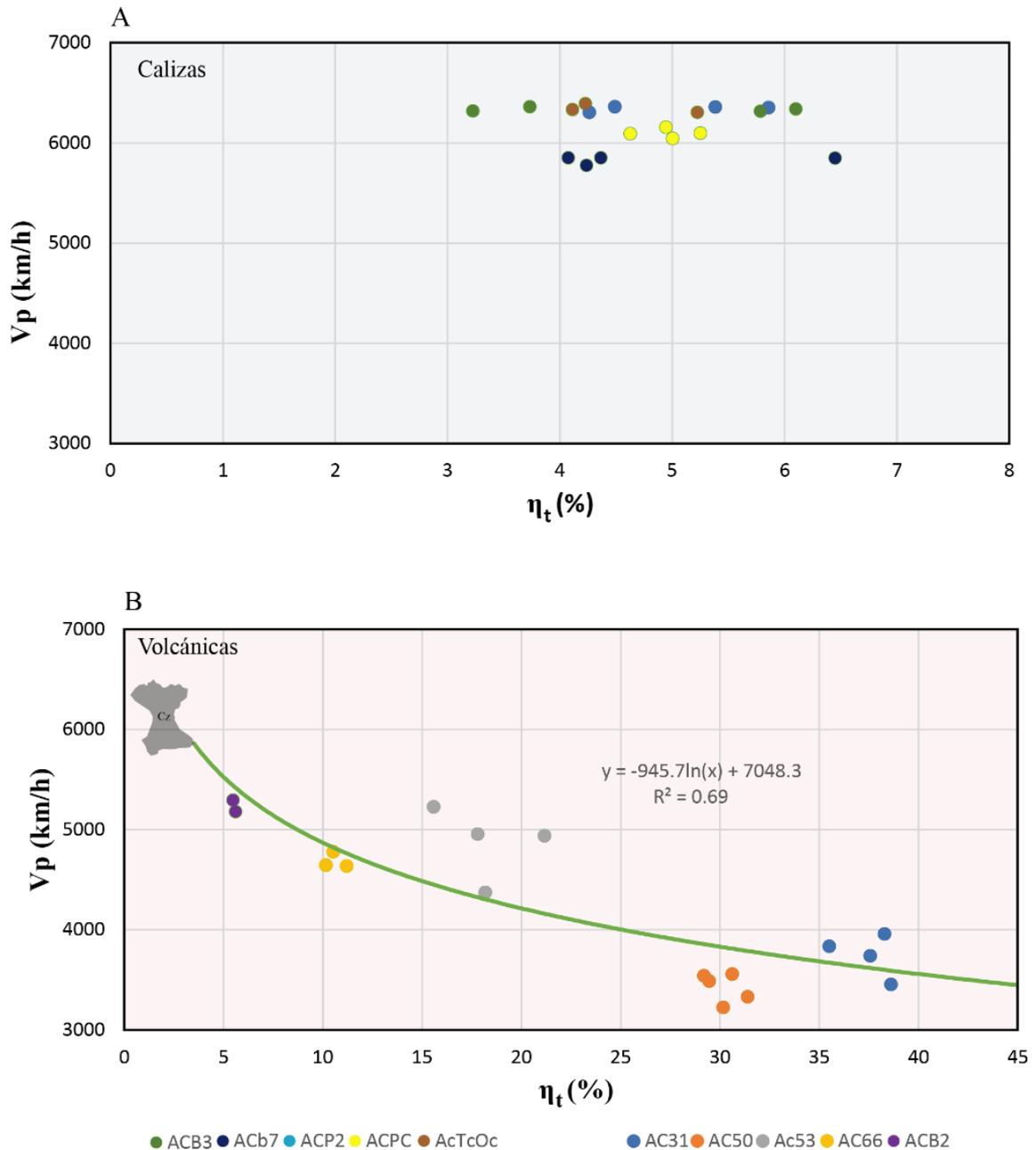


Figura 13. Relación entre la velocidad de onda P (km/h) y la porosidad (%). A) Unidades de roca calizas. En estas unidades se observan la homogeneidad de velocidades de onda lo cual nos describe que la velocidad de onda P no es dependiente de la porosidad, por otro lado, estas unidades son representadas en la Figura 12 B con un polígono de color gris y las siglas Cz que muestra que presentan mayores velocidades de onda P que las rocas volcánicas. B) Unidades de roca volcánica. Se observa claramente una buena diferenciación de unidades y que cuanto mayor es la velocidad de onda P, menor es la porosidad.

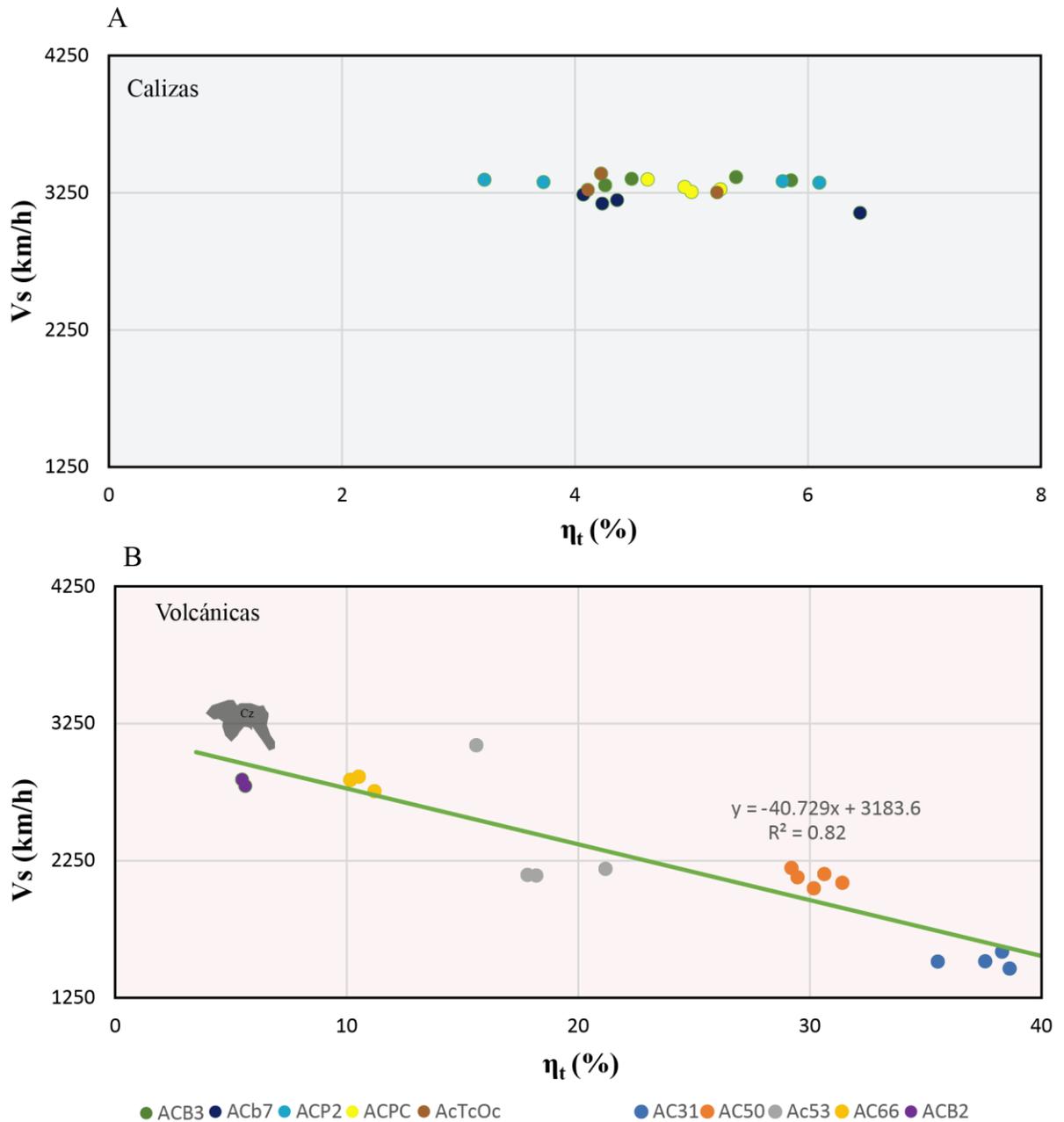


Figura 14. Relación entre la velocidad de onda S (km/h) y la porosidad total (%). A) Unidades de roca caliza. Se puede observar que las calizas (en la figura 13B se muestra como un polígono color gris con las siglas Cz) muestran una mayor velocidad de onda S de forma homogénea que las rocas volcánicas B) Unidades de roca volcánica. Estas presentan una tendencia de decremento cuando la velocidad de onda S disminuye la porosidad total aumenta.

La resistencia a la compresión simple, como se ha mencionado a lo largo de este trabajo, es un parámetro básico para la caracterización petrofísica debido a su gran utilidad en problemas geotécnicos y diseño de obras (p. ej. excavación o problemas relacionados con el soporte). Así mismo, la velocidad de onda se ha utilizado para caracterizar las propiedades de resistencia que presentan las rocas. En este sentido, existen una serie de factores que influyen en la velocidad de onda (p. ej. la densidad, tipo de roca, forma y tamaño de grano, porosidad, anisotropía, presión de confinamiento, temperatura). A nivel regional también depende de las características de alteración, de los planos de estratificación y las propiedades de las juntas (p. ej. materiales de relleno) (Fener, 2011). Las relaciones entre la velocidad de onda y las propiedades de las rocas han sido investigadas por diversos autores. Birch (1961) observó que el tiempo de transición en las ondas depende de los minerales que forman las rocas. Casi una década más tarde Youash (1970) propuso que la relación entre la velocidad de onda y la densidad de las rocas se puede considerar lineal. Chary et al. (2006) comenzaron a estudiar la relación entre la resistencia a la compresión simple (UCS) y la velocidad de onda P de areniscas, utilizando la velocidad de onda como alternativa a método de experimentación no destructivo para calcular la resistencia máxima. Los mismos autores menciona que la velocidad de onda puede ser utilizada para calcular, algunos parámetros más como la dureza y la tenacidad a la fractura.

Uno de los métodos más aceptados para investigar las relaciones entre propiedades, entre la resistencia a compresión simple y la velocidad de Onda P son las regresiones lineales (Yagiz, 2011). Los criterios para elegir una mejor ecuación son determinados por el coeficiente R^2 , el cual mide que tan cerca caen los puntos de datos medidos de los valores estimados en la curva de regresión. Algunos autores como Jamshidi et al. (2018) mencionan que la mejor correlación entre UCS y V_p corresponde a una de tipo logarítmica, basado en el mayor R^2 y el nivel más bajo de Error Estándar Estimado (SEE), en el trabajo que realizó este investigador la ecuación de correlación es $UCS = 131.77 \ln(V_p) - 1048$ con un $R^2 = 0.82$. La literatura también reporta distintas relaciones tanto lineales como no lineales (Azimian y Ajalloeian, 2015). Las principales diferencias en cuanto a la correlación R^2 son debido a la variación específica de las propiedades de cada espécimen, a las condiciones de las pruebas, el tipo de pruebas realizadas, el número y la dimensión de especímenes utilizados. Autores como Jamshidi et al., 2018, mencionan que la densidad (ρ) y la porosidad (η) tienen un efecto

muy importante en la correlación entre UCS y Vp a través de métodos de regresión multivariada.

La Figura 15 muestra dos patrones de comportamiento en la relación de resistencia a la compresión simple (UCS) y la velocidad de onda (Vp y Vs): 1) las unidades de la litología de calizas presentan un decremento polinómico de segundo orden ($y = 9^{-5}x^2 - 1.08x + 3495.30$ con un $R^2 = 0.25$ [No representativo]), este decremento es anómalo según la literatura (Chawre, 2018) pues la relación previamente mencionada debería tener una tendencia al incremento. Es posible que esta anomalía sea atribuida a la presencia de grietas o fracturas en los especímenes o a la dirección de estas, los valores de UCS en esta litología se encuentran entre $\sim 45 - 105$ MPa, mientras que los valores de velocidad de onda se encuentran en un rango de $\sim 5800 - 6400$ km/h. Por otra parte, la relación de resistencia a la compresión simple y la velocidad de onda P en la litología de tipo volcánica presenta un incremento lineal ($y = 0.04x - 135.01$ con una $R^2 = 0.80$) con rangos de resistencia a la compresión simple bien diferenciados de entre $\sim 10 - 100$ MPa y velocidades de onda P de entre $\sim 3300 - 5400$ km/h.

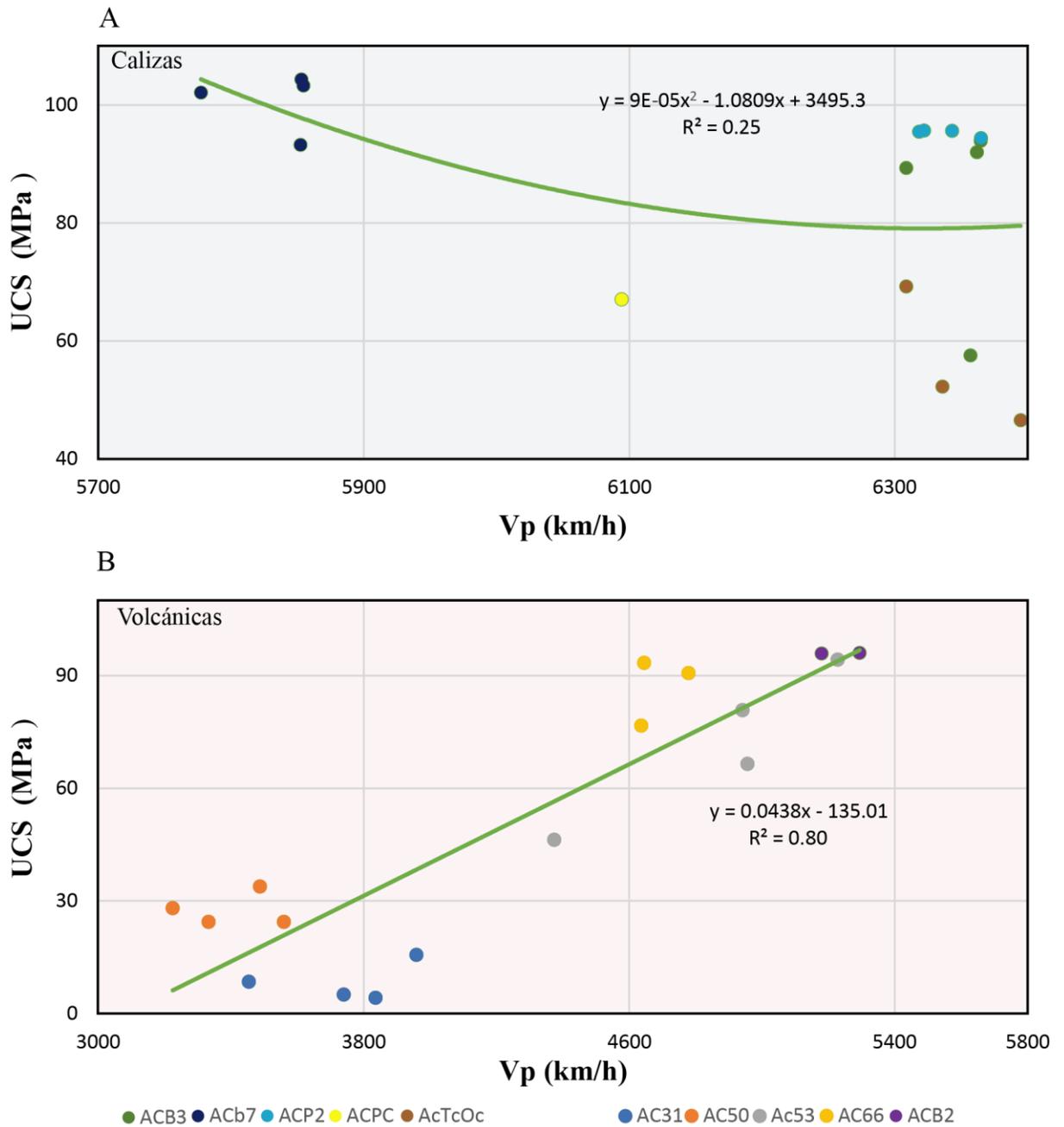


Figura 15. Relación de resistencia a la compresión simple (UCS) vs velocidad de onda P (Vp). A) Unidades de roca caliza. En estas unidades se observa una tendencia al decremento en la cual tres unidades (ACB3, ACP2 y AcTcOc) se encuentran de forma homogénea. B) Unidades de roca volcánica. Estas presentan una tendencia al incremento y se observa una buena diferenciación entre las unidades, cuanto mayor es la resistencia a la compresión simple (MPa) mayor será la velocidad de onda P (km/h).

De igual modo a lo mencionado anteriormente, la relación de resistencia a la compresión simple con la velocidad de onda S (Figura 16) en la litología de las calizas presenta un decremento de tipo lineal ($y = -0.09x + 380.03$ con un $R^2 = 0.14$ [No representativo]) donde los rangos de UCS se encuentran entre $\sim 40 - 105$ MPa y los rangos de velocidad de onda S se encuentran entre los $\sim 3100 - 3400$ km/h, y como se ha dicho esta anomalía puede ser atribuida a la presencia de fracturas o grietas e incluso a una dirección de disposición de grietas distinta entre las mismas unidades de la litología. Por su parte la litología volcánica presenta un incremento exponencial ($y = 2E-12x^{3.94}$ y un $R^2 = 0.86$) cuya resistencia a la compresión simple se encuentra en un rango de $\sim 0 - 100$ MPa y velocidad de onda de entre $\sim 1400 - 3200$ km/h. Se observa claramente que a medida que la resistencia a la compresión simple (UCS) aumenta aumentará la velocidad de onda S (V_s). Lo cual nos indica que a medida de que la velocidad de onda aumente la roca será más rígida.

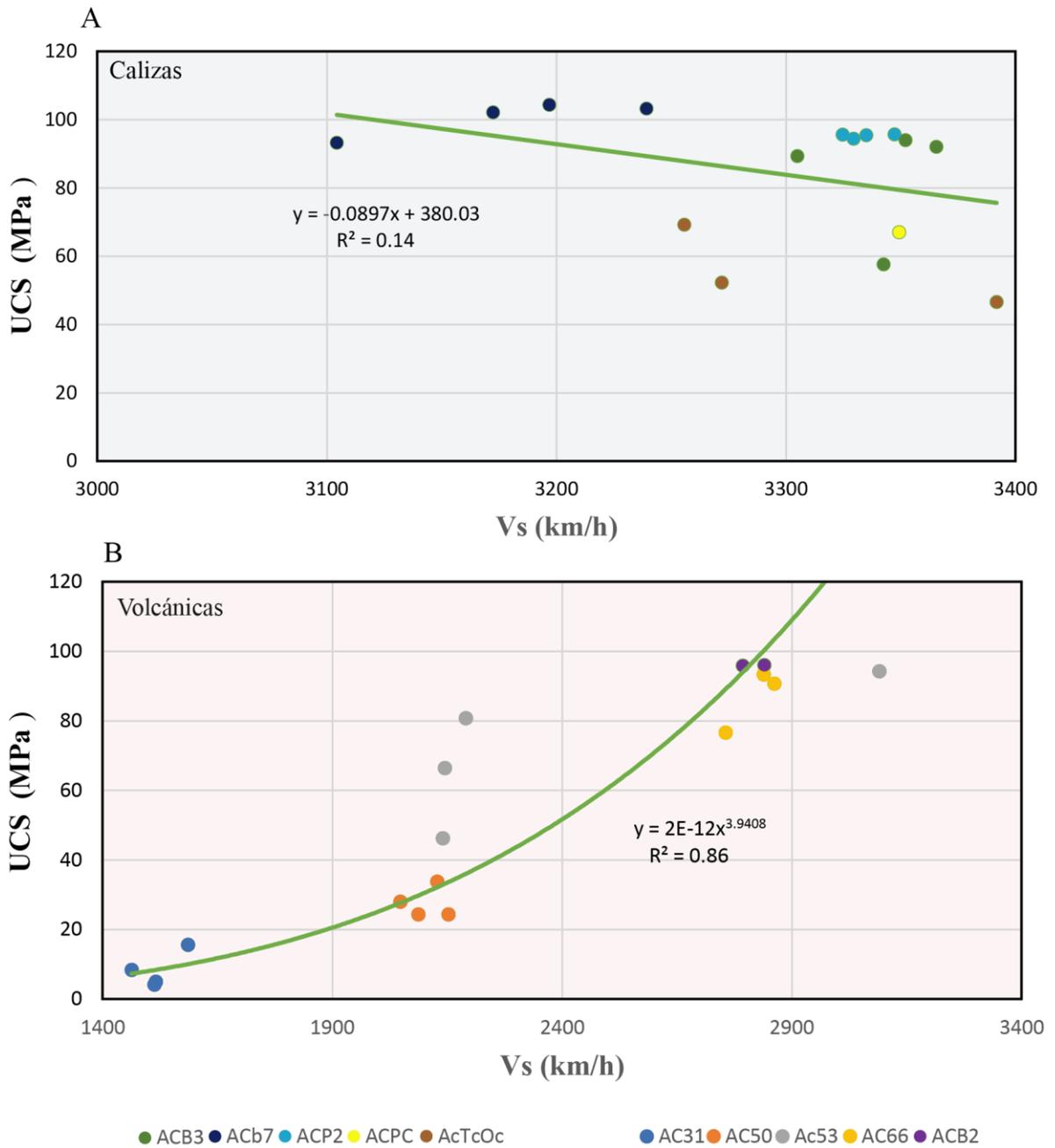


Figura 16. Relación de la resistencia a la compresión simple (UCS) vs velocidad de onda S (Vs). A) Unidades de roca caliza. Se observa una ligera tendencia al decremento y con homogeneidad entre algunas unidades (ACB3, ACP2, ACPC y AcTcOc) lo cual representa una baja representatividad en el R^2) Unidades de roca volcánica. Estas siguen una tendencia exponencial con las unidades bien diferenciadas cuyo menor valor de relación se encuentra en la unidad AC31.

La constante elástica por método estático (E_s) y la resistencia a la compresión simple (UCS) están estrechamente relacionados. A gran escala o escala regional, estos parámetros son utilizados para medir la deformación, la estabilidad y la resistencia de las estructuras rocosas, a razón de que la constante elástica describe la relación del esfuerzo y la deformación, mientras que la UCS nos definirá cuanto esfuerzo puede soportar una roca. Por su parte, autores como Wang y Aladejare (2016) mencionan que es bien conocida la relación que existe entre la constante elástica E y la resistencia a la compresión simple (UCS) la cual es conocida como la relación de modulo (E/UCS). Así mismo y de debido a que las rocas se comportan como materiales elásticos y quebradizos, algunos autores (Brady y Brown, 2006) mencionan que la constante elástica es un parámetro importante que describe el comportamiento de las rocas bajo una cierta carga. Por otro lado, autores como Małkowski et al. (2018) sugieren que uno de los mejores métodos para interpretar las constantes elásticas es realizando el test de resistencia a la compresión simple en el laboratorio. Del mismo modo, Małkowski et al. (2018) nos menciona que durante una prueba de UCS el comportamiento elástico de las rocas puede ser bien observado y medido hasta el punto en que se empieza a fracturar la roca lo cual cambia la forma de deformación a una deformación de tipo cuasi-plástica. En una gráfica esfuerzo-deformación generalmente se observan cuatro fases de deformación antes de que una roca falle y una fase post-falla. La descripción de las fases se puede describir de la siguiente forma:

1. Fase de compactación: donde las grietas, fracturas, y poros abiertos se cierran bajo una carga;
2. Fase de deformación elástica lineal: la deformación elástica predomina;
3. Fase de fracturamiento estable: en esta fase las grietas se propagan paralelamente al esfuerzo principal;
4. Fase de fracturamiento inestable: las grietas empiezas a abrirse lo cual forma un deslizamiento pequeño, propagación, aumento y unión de grietas lo cual comienza a formar cizallamiento;
5. Fase de degradación de la roca: se forman superficies de corte macro y luego se produce la falla.

Por lo que se refiere a los datos obtenidos, se observa en la Figura 17 que la litología correspondiente a las calizas presenta un incremento lineal ($y = 1.80x + 23.60$ y un $R^2 = 0.26$ [No representativo]) con valores de la constante elástica por método estático (E_s) de ~ 20 -45 GPa y una resistencia a la compresión simple de entre ~ 40 -100 MPa, por su parte, la litología volcánica presenta un incremento lineal más heterogéneo ($y = 3.04x - 13.94$ y un $R^2 = 0.88$), los valores de E_s en esta litología se encuentran entre ~ 0 - 40 GPa y los valores de UCS se encuentran entre valores mínimos de ~ 0 MPa y valores máximos de ~ 100 MPa. Se observa que la litología con mejor relación UCS/E corresponde a las rocas volcánicas lo que implica que esta litología tiene mayor capacidad de deformación lineal antes de llegar al fracturamiento. En ambos grupos de roca se observa que cuanto mayor es la constante elástica E_s mayor será la resistencia a la compresión simple (UCS) lo que nos indica que los dos parámetros son directamente proporcionales, lo cual coincide algunos autores (Dinçer et al., 2004; Małkowski et al., 2018; Wang y Aladejare, 2016).

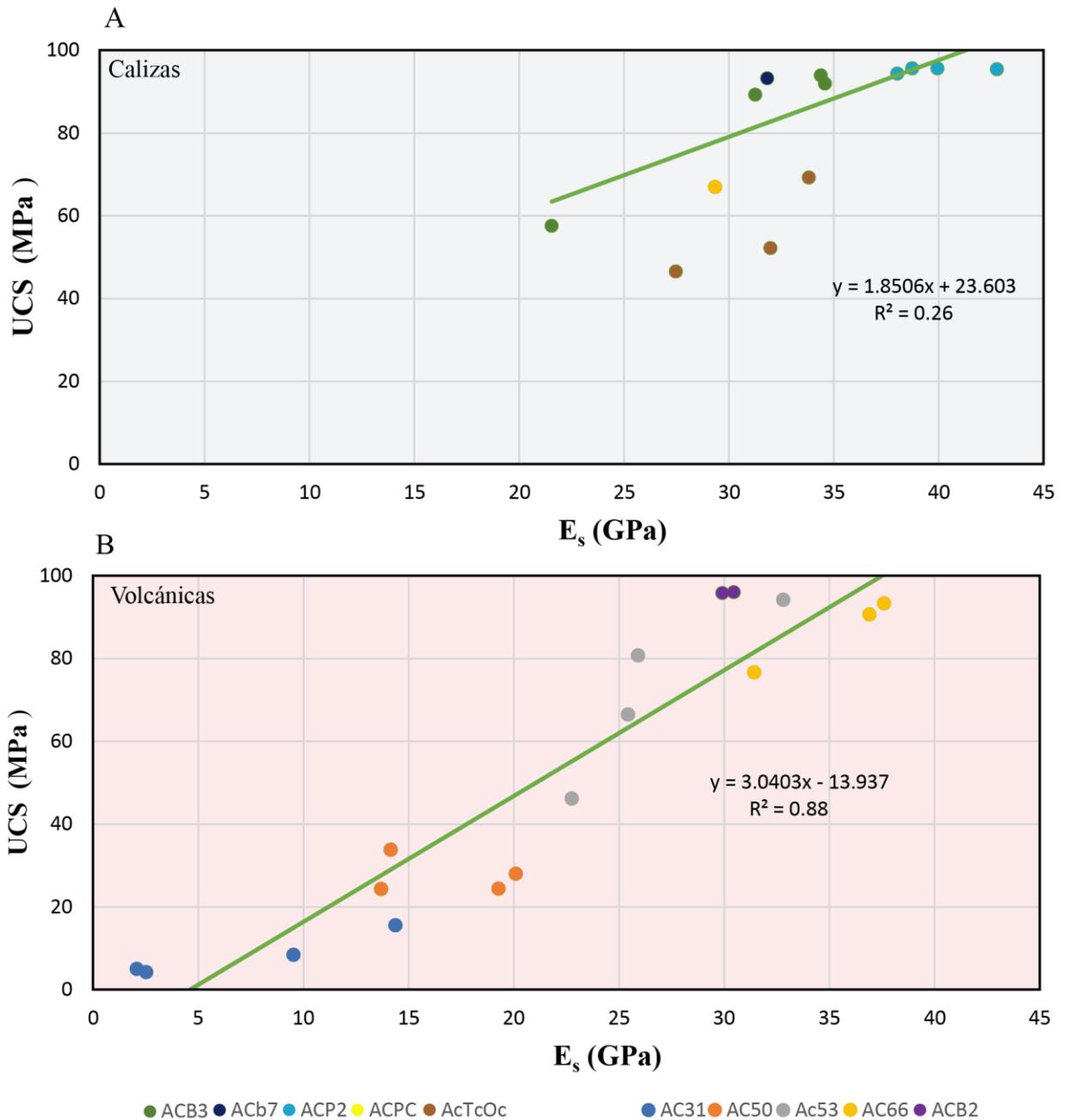


Figura 17. Relación de la resistencia a la compresión simple vs Módulo de Young estático. A) Unidades de roca caliza. Se observa una tendencia al incremento, con las unidades distribuidas de manera homogénea lo cual indica baja representatividad B) Unidades de roca volcánica. En esta litología de igual manera se aprecia una tendencia al incremento con una buena diferenciación entre unidades. En ambos grupos de litologías el UCS es proporcional al módulo de Young estático.

Como sabemos, las técnicas que involucran la propagación de ondas sísmicas son de gran importancia para la caracterización de las rocas. Algunos autores como King (1983) proponen que las ondas sísmicas pueden ser utilizadas para observar las características potenciales para la exploración minera de rocas ígneas y metamórficas en el Escudo Canadiense. Para esta tesis el método de onda sísmica puede ser utilizado como método no destructivo para calcular otras propiedades de importancia geotécnica. Las ondas elásticas se propagan a cierta velocidad, de acuerdo con las características de cada unidad de roca, en particular de cada espécimen. Con base en esta afirmación, las velocidades de onda pueden ser utilizadas para proporcionar un método mediante el cual se pueden estimar parámetros de formación y deformación en las rocas (las velocidades de onda elásticas son perturbaciones mecánicas; Fjær et al., 2008). Los mismos autores (Fjaer et al., 2008) mencionan que las constantes elásticas y las velocidades de onda están íntimamente relacionados ya que el material de la roca experimenta el mismo esfuerzo, pero con menor amplitud, que cuando una onda acústica lo atraviesa. Por otro lado, la constante elástica dinámica (E_d) se determina conociendo las velocidades de onda (V_p y V_s) junto con la densidad de la roca (Asef y Najibi, 2013). Un aumento en la velocidad de la onda, bajo tensiones de confinamiento, puede ser atribuido principalmente al cierre de microfracturas. El cierre rápido de microfracturas bajo presión de confinamiento permite un incremento exponencial en la velocidad de onda de la roca (Wang et al., 2005). De acuerdo a Asef y Najibi, 2013 la constante elástica dinámica puede ser determinada por medio de la siguiente ecuación conociendo las velocidades de onda compresionales y cortantes (V_p y V_s , respectivamente) y de igual manera la densidad de la roca.

$$E_d = \rho v_s^2 \frac{(3v_p^2 - 4v_s^2)}{(v_p^2 - v_s^2)}$$

En la Figura 18 se observa que las rocas calizas presentan un incremento con tendencia lineal ($y=0.0197 x - 44.461$ con $R^2= 0.89$) entre la relación E_d y V_p . Los valores de la constante elástica dinámica E_d se encuentran entre ~ 67 a ~ 83 GPa, por su parte, los valores de velocidad de onda P se encuentran entre ~ 1800 a ~ 6400 km/h, en esta litología se distinguen a dos grupos de rocas que corresponden a las unidades ACb7 y ACPC que presentan los valores más bajos de la relación. Por otro lado, las tres unidades restantes

(ACB3, ACP2 y AcTcOc) se presentan de forma homogénea. En cuanto a la litología de rocas volcánicas se observa un incremento exponencial ($y = 1^{-0.05x^2} - 0.0172x + 145.56$ con un $R^2 = 0.89$), en esta litología las unidades tienen valores de E_d entre ~10 a ~60 GPa y valores de velocidad de onda P entre ~ 3300 a ~ 5400 km/h, además presentan heterogeneidad a excepción de la unidad AC53. Como se aprecia en ambas litologías las gráficas tienen una tendencia al incremento, cuanto mayor es la constante E_d mayor será la velocidad de onda P. Por otro lado, la litología que presenta una mayor constante elástica son las calizas. La Figura 19 presenta la relación entre la velocidad de onda S (V_s) y la constante elástica por método dinámico E_d . En las muestras de caliza se observa un incremento lineal ($y = 0.0571x - 110.43$ con $R^2 = 0.89$), en esta relación, las unidades tienen valores de E_d entre ~ 65 a ~82 GPa mientras que sus velocidades de onda S se encuentran entre ~3100 y ~3400 km/h, además estos especímenes presentan mayor homogeneidad que la relación E_d con V_p . A su vez, las unidades presentes en la litología volcánica tienen un incremento lineal ($y = 0.0278x - 27.084$ con un $R^2 = 0.94$) cuyos intervalos de E_d se encuentran entre ~ 15 a ~ 60 GPa y sus intervalos de V_s entre ~ 1400 a ~3050 km/h. En esta litología se observa mayor heterogeneidad entre las unidades. Como se puede observar en los datos previamente mencionados y en las gráficas (Figura 18 y 19) se sabe que para la litología de calizas ambos incrementos presentan un $R^2 = 0.89$, mientras que para la litología de volcánicas la mejor relación R^2 es con la velocidad de onda S con un valor de 0.94.

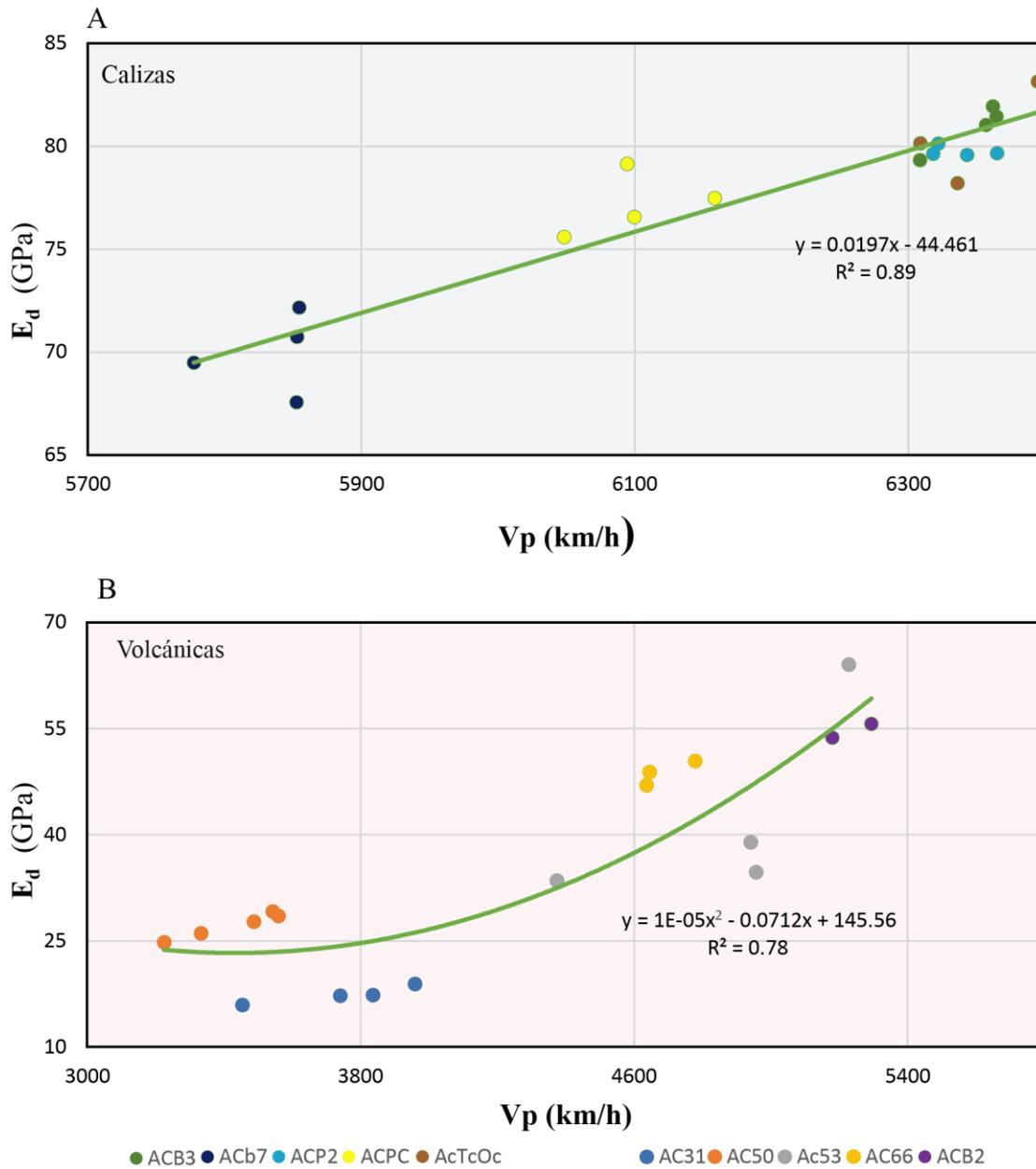


Figura 18. Relación Constante elástica por método dinámico vs Velocidad de Onda P. A) Unidades de calizas. Estas unidades presentan una buena relación con tendencia al incremento, los valores más bajos de esta relación corresponden a la unidad ACb7, mientras que los valores de las unidades ACB3, ACP2 y AcTcOc se presentan en forma homogénea. B) Unidades de volcánicas presentan una tendencia al incremento, los grupos de unidades se ven bien diferenciados. En ambas unidades la constante elástica E_d es proporcional a la velocidad de onda P.

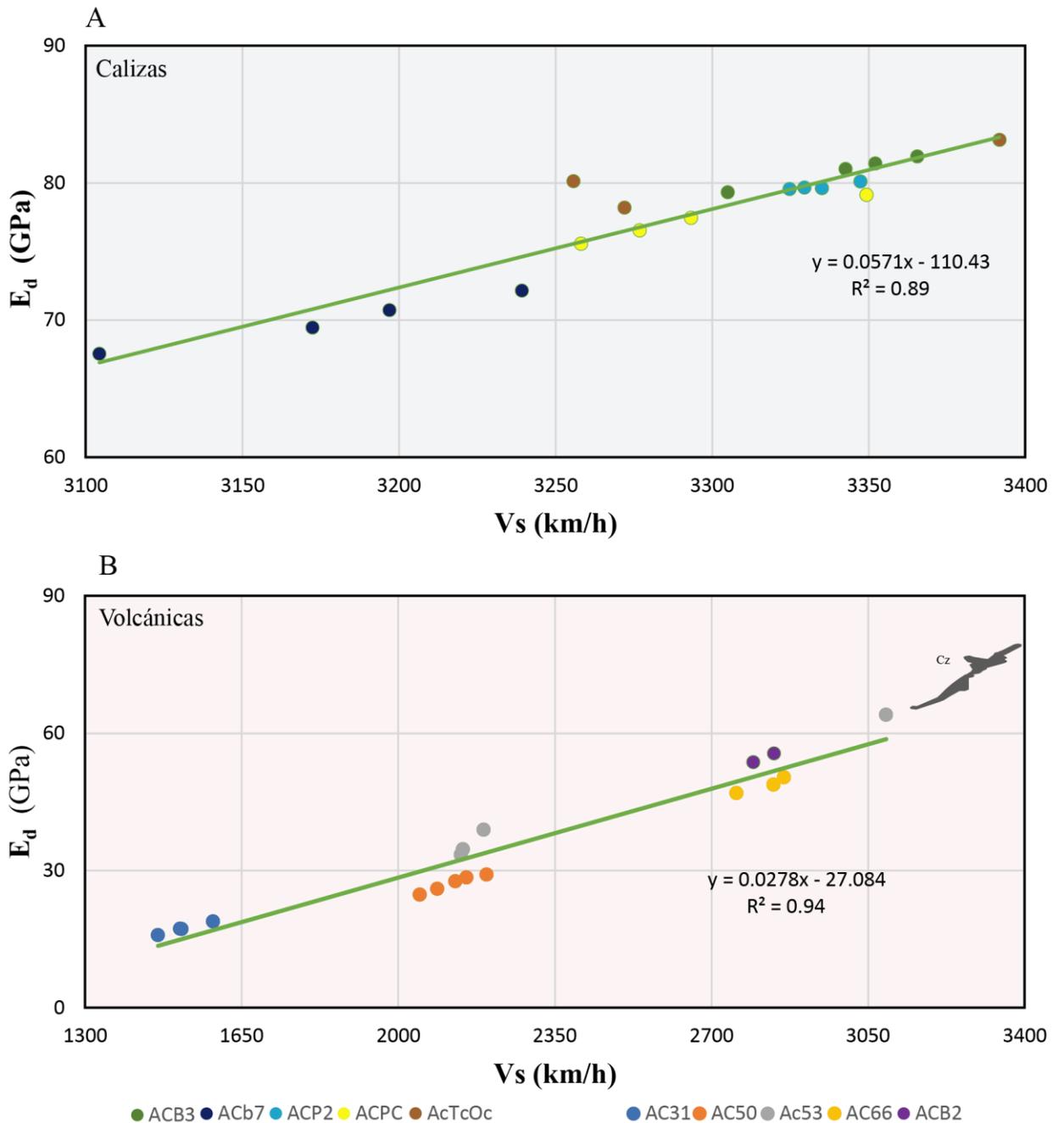


Figura 19. Relación del Constante elástica por método dinámico vs velocidad de onda S. A) Unidades de roca caliza representan una tendencia al incremento y las unidades se presentan de forma homogénea excepto la unidad ACb7, en la Figura 18B este conjunto de unidades es representado por un polígono gris con la terminología Cz. B) Unidades de roca volcánicas. Estas presentan valores menores de la relación E_d/V_s , de igual manera se observa una buena diferenciación entre los grupos. Ambos grupos de unidades presentan una relación proporcional.

Consideremos ahora que, las rocas al ser sometidas a fuerzas cambian de forma y tamaño, lo cual ocasiona una deformación. Si la fuerza aplicada a un espécimen es menor que el límite elástico que dicha roca soporta, esta podrá volver a su forma original después de que dicha fuerza cese. A esta fuerza externa se le denomina carga y la fuerza opuesta se le conoce como tensión, esta tensión determina el límite elástico que tienen las rocas. Es así como las constantes elásticas se expresan como la relación que existe entre la tensión y la deformación que sufre algún material, en este sentido, las constantes elásticas manifiestan la resistencia que tiene dicho material, o en otras palabras, la rigidez. Los métodos utilizados para hallar el valor de estas se basan en la dinámica cuya base es la vibración a través de pequeñas amplitudes de deformación, o a través estáticos, que someten a la muestra a una tensión conocida y miden simultáneamente la deformación inducida.

Por un lado, autores como Aragón-Torre (2015) propone que la determinación dinámica del valor de la constante elástica E siempre difiere sustancialmente de los valores reportados de los análisis estáticos, por otra parte, se puede observar que constantes elásticas dinámicas siempre son mayores que los valores estáticos debido a que la presencia de microfisuras afectan la tensión. Cuando la concentración de microfracturas es menor, las constantes elásticas estáticas se aproximan al valor dinámico en rocas secas. De igual modo este autor menciona que la constante elástica estática depende del historial de tensiones y aumenta significativamente para muestras sobre consolidadas (rocas y suelos), mientras que la parte dinámica se encuentra mayormente relacionado con las tensiones existentes entre partículas que con la historia de tensiones o la estructura del suelo. Por su parte, algunos autores (Fjær, 2009; Zimmer et al., 2007) también mencionan que generalmente los valores de la constante elástica estática y la dinámica son diferentes y una de las razones más importantes es la menor amplitud de deformación que se ha encontrado en experimentos dinámicos. Por otro lado, Ledbetter (1993) menciona que cuando los materiales son homogéneos y estos tienen la misma elasticidad, como el metal, E_d y E_s serán iguales. Autores como Fjær et al. (2008) mencionan que las heterogeneidades existentes propician que las constantes elásticas sean distintas entre sí. Por su parte, de Oliveira y De Ceia (2017) mencionan que bajo esfuerzos de confinamiento grandes la diferencia entre E_d y E_s se reducen y esto es consecuencia de que los grandes esfuerzos de confinamiento cierran de forma suave las microfisuras lo que

ocasiona que el comportamiento mecánico de las rocas se parezca más a un material elástico que a uno plástico.

Las propiedades elásticas de una roca pueden ser derivadas del tiempo de recorrido que tiene una onda sísmica (Blake et al., 2019). La diferencia entre las propiedades elásticas dinámicas y estáticas son causadas por factores como la anisotropía causada por el esfuerzo inducido, la magnitud de la amplitud de deformación aplicada, la presencia de microfracturas, la frecuencia a la cual el módulo es determinado, la tasa de aplicación del esfuerzo, y el tipo de fluido de poro. Blake et al. (2019) mencionan que las propiedades elásticas estáticas y dinámicas son sensibles al daño por fractura y las condiciones de tensión. Por otro lado, algunos procesos naturales (e.g. procesos de alteración en sistemas geotérmicos) generan cambios en los valores de las constantes elásticas y es proporcional al aumento o disminución de la presión efectiva.

En la Figura 20 se observan dos gráficas de relación de las constantes elásticas por método estático y dinámico. En las unidades de roca caliza se observa una tendencia linear no representativa con valores de módulo por método estático que se encuentran entre ~20 a ~40 GPa y valores de E_d que van de los ~ 65 a ~ 83 GPa. La tendencia en esta litología es muy homogénea en ambas constantes (estática, dinámica) lo cual nos habla de rocas muy similares, hasta en comportamiento mecánico. Por el contrario, las unidades de la litología volcánica presentan un incremento logarítmico ($y = 22.618 \ln(x) - 56.942$ con un $R^2 = 0.86$) que tienen valores de constante elástica por método estático entre ~ 0 a ~ 40 GPa, mientras que los valores de la constante E_d se encuentran entre ~ 20 a ~ 60 GPa, a diferencia de la litología anterior el valor de E_d presenta un rango de valores mucho más amplio, de igual forma, las unidades en la relación de las rocas volcánicas se presentan bien distribuidas. El valor mínimo de esta relación (E_s/E_d) lo presenta la unidad AC31, con los valores más altos de porosidad total y porosidad conectada, mientras que el valor mayor lo presenta la unidad Acb2 con los menores valores de porosidad total y de porosidad conectada. Al analizar la información podemos observar que el comportamiento en las muestras estudiadas es similar al comportamiento mencionado por los autores previamente incluidos, lo que significa al obtener el Módulo de Young por método estático o dinámico estos tienen una gran similitud, lo que sugiere que los métodos no destructivos como la transmisión de onda

pueden proporcionarnos buenos datos. En este sentido, se comprueba que la relación E_s/E_d tiene una tendencia al incremento y que los valores del módulo de Young por método dinámico son mayores que los valores del módulo de Young por método estático.

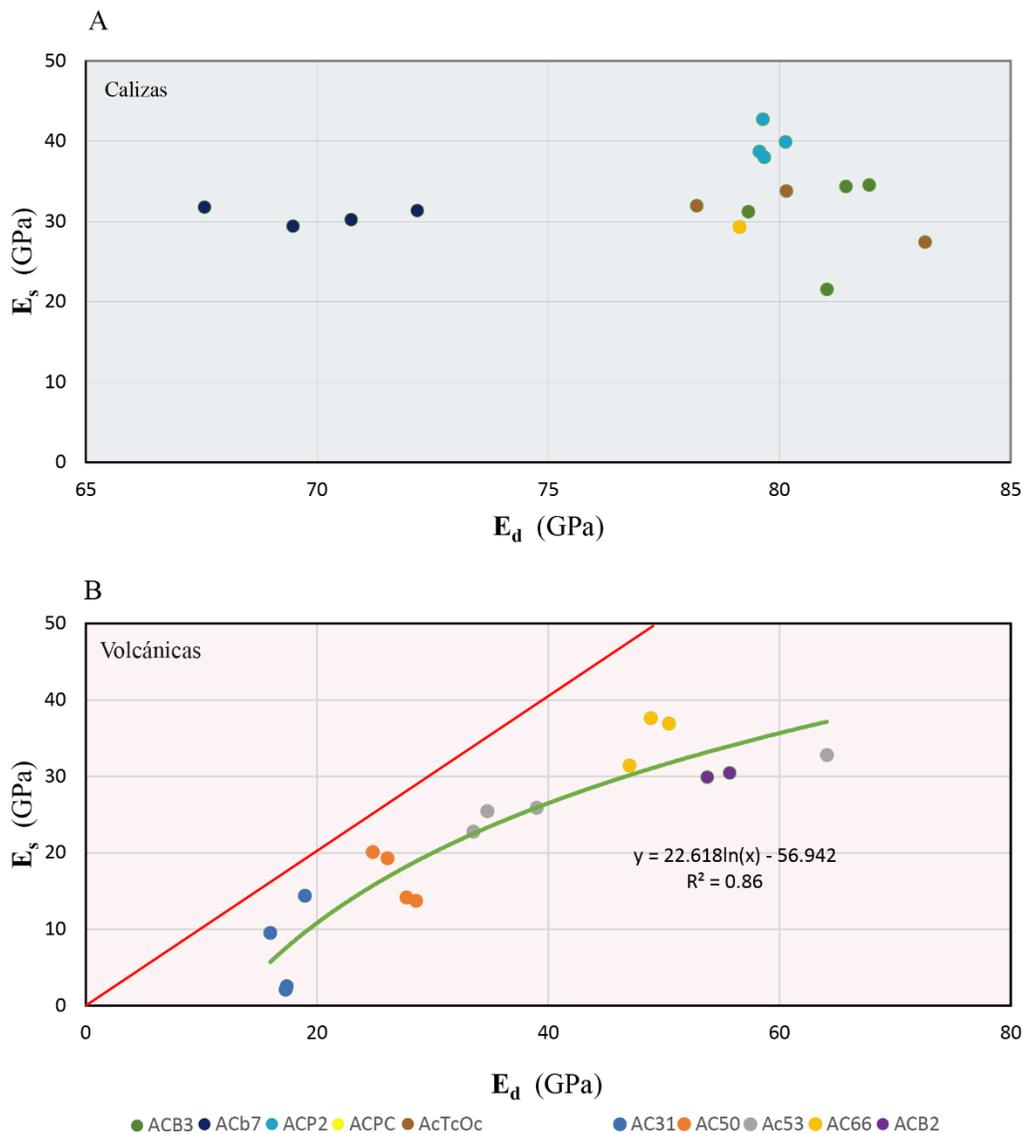


Figura 20. Relación de los valores de las constantes elásticas por método estático vs dinámico. A) Unidades de roca calizas. En este grupo se observa una baja relación lo cual se infiere que es causado por la distribución y componentes estructurales de estas unidades. B) Unidades de roca volcánica. Estas se encuentran bien diferenciadas con una tendencia al incremento. La línea roja representa una recta cuya pendiente es igual a 1.

6. Conclusiones.

En este trabajo se han hecho descripciones de los parámetros petrofísicos de dos tipos de litologías (volcánica y caliza) provenientes de la Caldera de Acoculco en el estado de Puebla, la cual ha sido estudiada por diversos investigadores con fines geotérmicos. En este sentido, se establecieron relaciones directas entre los parámetros físicos (densidad real, aparente, porosidad, velocidades de onda) y los parámetros mecánicos (resistencia, constantes elásticas estáticas). En primera instancia, se observa que la litología correspondiente a las calizas presenta homogeneidad en las cinco unidades analizadas, lo cual nos habla de una misma roca, cuyos principales cambios en los parámetros físicos corresponden a una insipiente alteración. Por parte de la litología volcánica se observa una mejor agrupación y separación en cada unidad la cual corresponde a una gama de alteración hidrotermal más amplia. En las rocas calizas se observa que la interconexión de poros es inversa a la porosidad total lo cual corresponde a características particulares de fracturamiento o a un contenido de distintos tipos de fracturas (estilolitas, vetillas rellenas, fracturas conjugadas). Mientras que para las rocas volcánicas estas muestran una relación proporcional al grado de alteración.

Por otro lado, se concluye que conforme aumenta la porosidad en cualquier unidad de roca (como es el caso de las unidades litología volcánica y caliza) la resistencia a la compresión simple disminuye, es decir son inversamente proporcionales, por lo tanto las rocas que presentan mayor cantidad de espacios o poros son más frágiles. Así mismo, las rocas volcánicas que presentaron una mayor velocidad de onda P fueron aquellas que tenían menor porcentaje de porosidad. Por parte de las unidades de caliza sucede lo mismo a excepción de la porosidad conectada. Por consiguiente, se puede afirmar que la porosidad total rige la velocidad de onda P y que entre menor sea la porosidad total en una roca mayor será la velocidad de onda P y viceversa. De igual manera la velocidad de onda S se comporta como la onda P en las dos litologías analizadas. Cuanto mayor sea la porosidad menor será la velocidad de onda S. Además, las rocas que presentan una mayor densidad aparente y real en ambas litologías tienen las mayores velocidades de onda P por lo tanto podemos afirmar que la densidad y la velocidad de onda P tienen una relación proporcional. Lo mismo sucede en el caso de la onda S, aunque en algunas

unidades de las litologías esto no se cumple debido a las características particulares de cada espécimen. A partir de esto podemos observar que los métodos dinámicos permiten obtener información fiable y es una forma no destructiva de identificar propiedades tales como la densidad y la porosidad, además, se pueden crear modelos computacionales a partir de las velocidades de onda.

Por otra parte, al relacionar la resistencia a la compresión simple (UCS) con las velocidades de onda (V_p y V_s) en la litología de las calizas se observa una relación de decremento que es debido básicamente tanto a la presencia de microfracturas como a su dirección con respecto a la dirección hacia la que se aplica la carga. En cuanto a las constantes elásticas podemos observar que cuando se relaciona la Constante elástica por método dinámico con su contraparte por método estático en ambas litologías estas se comportan con una tendencia al incremento, en otras palabras, la relación de E_s/E_d es proporcional y también se aprecia que el módulo por método dinámico siempre permanece mayor al obtenido por método estático (esta afirmación concuerda con lo que se ha descrito en bibliografía). Por otra parte, al comparar la constante elástica por método dinámico con el coeficiente de Poisson por método dinámico en ambas litologías se obtiene que son inversamente proporcionales, por el contrario, cuando se relaciona la constante elástica por método estático con el coeficiente de Poisson por método estático se observa que son proporcionales entre sí.

Finalmente, las relaciones que existen entre las propiedades físicas y mecánicas de una roca están dadas por las propiedades individuales de los componentes de la roca (minerales), el medio donde se formaron y desarrollaron y su estructura. A partir de la velocidad de onda sísmica se pueden encontrar o inferir parámetros básicos como la densidad, la porosidad y los módulos elásticos ya que estos están íntimamente relacionados. Parámetros como la densidad dependen del volumen de cada componente, así como de sus componentes, pero no depende de la distribución espacial de los elementos. Por otra parte, las velocidades de onda y las propiedades de resistencia si dependen de la distribución espacial y las interacciones entre cada elemento. Al caracterizar mecánica y físicamente las rocas de la Caldera de Acoculco se pueden identificar cualidades que proporcionen información viable para saber si la explotación

de un recurso geotérmico es rentable, ya que, a partir de las propiedades petrofísicas, en conjunto con estudios geológicos y geofísicos, se podrían establecer diferentes modelos como de comportamiento y distribución de los fluidos. Es así que, los datos obtenidos en este pueden ser utilizados para informes técnicos ingenieriles relacionados con deslizamientos, cimentaciones, construcción de vías de comunicaciones (carreteras), construcción de presas dado que esta información es básica para cualquier estudio geotécnico. Particularmente en Acozulco los datos obtenidos nos permiten identificar las propiedades geotérmicas e hidráulicas de las rocas de la zona. En lado de laboratorio, esta metodología servirá para identificar alteraciones en las unidades, tipos de fracturamiento, capacidad para soportar carga y la capacidad de deformación. También se a partir de estos datos se puede determinar del grado de deterioro que sufrían las rocas si se construye encima de estas o se realiza alguna modificación (fracking) lo cual permite establecer un control de calidad y ahorro de costos económicos.

Referencias

- Aragón Torre, G. (2015). *Determinación del módulo de deformación dinámico de un mortero de revestimiento a partir de muestras obtenidas en laboratorio e in situ*. 244. <http://tesisenred.net/handle/10259/4624>
- Asef, M. R., y Najibi, A. R. (2013). The effect of confining pressure on elastic wave velocities and dynamic to static Young's modulus ratio. *Geophysics*, 78(3), D135–D142. <https://doi.org/10.1190/GEO2012-0279.1>
- Avellán, D. R., Macías, J. L., Layer, P. W., Cisneros, G., Sánchez-Núñez, J. M., Gómez-Vasconcelos, M. G., Pola, A., Sosa-Ceballos, G., García-Tenorio, F., Reyes Agustín, G., Osorio-Ocampo, S., García-Sánchez, L., Mendiola, I. F., Martí, J., López-Loera, H., y Benowitz, J. (2019a). Geology of the late Pliocene–Pleistocene Acoculco caldera complex, eastern Trans-Mexican Volcanic Belt (México). *Journal of Maps*, 15(2), 8–18. <https://doi.org/10.1080/17445647.2018.1531075>
- Avellán, D. R., Macías, J. L., Layer, P. W., Cisneros, G., Sánchez-Núñez, J. M., Gómez-Vasconcelos, M. G., Pola, A., Sosa-Ceballos, G., García-Tenorio, F., Reyes Agustín, G., Osorio-Ocampo, S., García-Sánchez, L., Mendiola, I. F., Martí, J., López-Loera, H., y Benowitz, J. (2019b). Geology of the late Pliocene–Pleistocene Acoculco caldera complex, eastern Trans-Mexican Volcanic Belt (México). *Journal of Maps*, 15(2), 8–18. <https://doi.org/10.1080/17445647.2018.1531075>
- Avellán, D. R., Macías, J. L., Layer, P. W., Sosa-Ceballos, G., Gómez-Vasconcelos, M. G., Cisneros-Máximo, G., Sánchez-Núñez, J. M., Martí, J., García-Tenorio, F., López-Loera, H., Pola, A., y Benowitz, J. (2020). Eruptive chronology of the Acoculco caldera complex – A resurgent caldera in the eastern Trans-Mexican Volcanic Belt (México). *Journal of South American Earth Sciences*, 98(November 2019). <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2019.102412>
- Azimian, A., y Ajalloeian, R. (2015). Empirical correlation of physical and mechanical properties of marly rocks with P wave velocity. *Arabian Journal of Geosciences*, 8(4), 2069–2079. <https://doi.org/10.1007/s12517-013-1235-4>

- Birch, F. (2011). Composition of the Earth's mantle. *Elastic Properties and Equations of State, Birch 1960*, 117–133. <https://doi.org/10.1029/sp026p0117>
- Blake, O. O., Faulkner, D. R., y Tatham, D. J. (2019). International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences The role of fractures , effective pressure and loading on the difference between the static and dynamic Poisson ' s ratio and Young ' s modulus of Westerly granite. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences*, 116(May 2018), 87–98. <https://doi.org/10.1016/j.ijrmms.2019.03.001>
- Boadu, F. K. (1997). Rock properties and seismic attenuation: Neural network analysis. *Pure and Applied Geophysics*, 149(3), 507–524. <https://doi.org/10.1007/s000240050038>
- Brady, B. H. G., y Brown, E. T. (2006). Rock Mechanics for underground mining: Third edition. In *Rock Mechanics for underground mining: Third edition*. <https://doi.org/10.1007/978-1-4020-2116-9>
- Canet, C., Trillaud, F., Prol-Ledesma, R. M., González-Hernández, G., Peláez, B., Hernández-Cruz, B., y Sánchez-Córdova, M. M. (2015). Thermal history of the Aocolco geothermal system, eastern Mexico: Insights from numerical modeling and radiocarbon dating. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 305, 56–62. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2015.09.019>
- Centeno-García, E., Guerrero-Suastegui, M., y Talavera-Mendoza, O. (2008). The Guerrero Composite Terrane of western Mexico: Collision and subsequent rifting in a supra-subduction zone. *Special Paper of the Geological Society of America*, 436(13), 279–308. [https://doi.org/10.1130/2008.2436\(13\)](https://doi.org/10.1130/2008.2436(13))
- Centeno-García, Elena. (2017). Mesozoic tectono-magmatic evolution of Mexico: An overview. *Ore Geology Reviews*, 81, 1035–1052. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2016.10.010>
- Chang, C., Zoback, M. D., y Khaksar, A. (2006). Empirical relations between rock strength and physical properties in sedimentary rocks. *Journal of Petroleum Science and*

Engineering, 51(3–4), 223–237. <https://doi.org/10.1016/j.petrol.2006.01.003>

Chary, K. B., Sarma, L. P., Lakshmi, K. J. P., Vijayakumar, N. A., Lakshmi, V. N., y Rao, M. V. M. S. (2006). Evaluation of Engineering Properties of Rock Using Ultrasonic Pulse Velocity and Uniaxial Compressive Strength. *National Seminar on Non-Destructive Evaluation*, 379–385.

Chawre, B. (2018). Correlations between ultrasonic pulse wave velocities and rock properties of quartz-mica schist. *Journal of Rock Mechanics and Geotechnical Engineering*, 10(3), 594–602. <https://doi.org/10.1016/j.jrmge.2018.01.006>

de Oliveira, G. L. P., y De Ceia, M. A. R. (2017). *Differences between static and dynamic methods for pore compressibility in carbonates. i*, 903–907.
<https://doi.org/10.1190/sbgf2017-176>

Dinçer, I., Acar, A., Çobanoğlu, I., y Uras, Y. (2004). Correlation between Schmidt hardness, uniaxial compressive strength and Young's modulus for andesites, basalts and tuffs. *Bulletin of Engineering Geology and the Environment*, 63(2), 141–148.
<https://doi.org/10.1007/s10064-004-0230-0>

Ditommaso, R., Mucciarelli, M., Vona, M., y Bonis, M. De. (2009). *Evaluation of the concrete characteristics by measurements of sonic wave velocity*.

Fener, M. (2011). The effect of rock sample dimension on the P-wave velocity. *Journal of Nondestructive Evaluation*, 30(2), 99–105. <https://doi.org/10.1007/s10921-011-0095-7>

Ferrari, L., Orozco-Esquivel, T., Manea, V., y Manea, M. (2012). The dynamic history of the Trans-Mexican Volcanic Belt and the Mexico subduction zone. *Tectonophysics*, 522–523, 122–149. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2011.09.018>

Fjær, E., Holt, R. M., Horsrud, P., Raaen, A. M., y Risnes, R. (2008). Chapter 7 Mechanical properties and stress data from laboratory analysis. *Developments in Petroleum Science*, 53, 251–287. [https://doi.org/10.1016/S0376-7361\(07\)53007-4](https://doi.org/10.1016/S0376-7361(07)53007-4)

Fjær, Erling. (2009). Static and dynamic moduli of a weak sandstone. *Geophysics*, 74(2).

<https://doi.org/10.1190/1.3052113>

G. E. Archie (2). (1950). Introduction to Petrophysics of Reservoir Rocks. *AAPG Bulletin*, 34(5), 943–961. <https://doi.org/10.1306/3d933f62-16b1-11d7-8645000102c1865d>

García-Palomo, A., Macías, J. L., Tolson, G., Valdez, G., y Mora, J. C. (2002). Volcanic stratigraphy and geological evolution of the Apan region, east-central sector of the Trans-Mexican Volcanic Belt. *Geofísica Internacional*, 41(2), 133–150. <https://doi.org/10.22201/igeof.00167169p.2002.41.2.282>

García-Palomo, Armando, Macías, J. L., Jiménez, A., Tolson, G., Mena, M., Sánchez-Núñez, J. M., Arce, J. L., Layer, P. W., Santoyo, M. Á., y Lermo-Samaniego, J. (2018). NW-SE Pliocene-Quaternary extension in the Apan-Acocolco region, eastern Trans-Mexican Volcanic Belt. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 349, 240–255. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2017.11.005>

Gemex, P. (2020). Geothermal energy in Mexico: update and perspectives. *Mexican Geothermal Association*, 466(4).

Gudmundsson, A. (2010). Rock Fractures in Geological Processes. *Choice Reviews Online*, 48(04), 48-1788-48–1788. <https://doi.org/10.5860/choice.48-1788>

Hamada, G., y Joseph, V. (2020). Developed correlations between sound wave velocity and porosity, permeability and mechanical properties of sandstone core samples. *Petroleum Research*, 5(4), 326–338. <https://doi.org/10.1016/j.ptlrs.2020.07.001>

Harari, Z., Shu-Teh Wang, y Salih Saner. (1995). Pore-compressibility study of Arabian carbonate reservoir rocks. *SPE Formation Evaluation*, 10(4), 207–214. <https://doi.org/10.2118/27625-pa>

Heap, M. J., Baud, P., Meredith, P. G., Vinciguerra, S., y Reuschlé, T. (2014). The permeability and elastic moduli of tuff from Campi Flegrei, Italy: Implications for ground deformation modelling. *Solid Earth*, 5(1), 25–44. <https://doi.org/10.5194/se-5-25-2014>

- Heap, M. J., Farquharson, J. I., Wadsworth, F. B., Kolzenburg, S., y Russell, J. K. (2015). Timescales for permeability reduction and strength recovery in densifying magma. *Earth and Planetary Science Letters*, 429, 223–233.
<https://doi.org/10.1016/j.epsl.2015.07.053>
- Heap, M. J., Faulkner, D. R., Meredith, P. G., y Vinciguerra, S. (2010). Elastic moduli evolution and accompanying stress changes with increasing crack damage: Implications for stress changes around fault zones and volcanoes during deformation. *Geophysical Journal International*, 183(1), 225–236. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2010.04726.x>
- Hicks, W. G., y Berry, J. E. (1956). Application of continuous velocity logs to determination of fluid saturation of reservoir rocks. *Geophysics*, 21(3), 739–754.
- Holt, R. M., Ingsoy, P., y Mikkelsen, M. (1987). Rock Mechanical Analysis of North Sea Reservoir Formations. *Society of Petroleum Engineers of AIME, (Paper) SPE, Omega*(March), 483–490.
- Jamshidi, A., Zamanian, H., y Zarei Sahamieh, R. (2018). The Effect of Density and Porosity on the Correlation Between Uniaxial Compressive Strength and P-wave Velocity. *Rock Mechanics and Rock Engineering*, 51(4), 1279–1286.
<https://doi.org/10.1007/s00603-017-1379-8>
- Julia, F., Vladimir, L., Sergey, R., y David, Z. (2014). Effects of hydrothermal alterations on physical and mechanical properties of rocks in the Kuril-Kamchatka island arc. *Engineering Geology*, 183, 80–95. <https://doi.org/10.1016/j.enggeo.2014.10.011>
- Kahraman, S., Canpolat, A. N., y Fener, M. (2020). The influence of microwave treatment on the compressive and tensile strength of igneous rocks. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences*, 129(March), 104303.
<https://doi.org/10.1016/j.ijrmms.2020.104303>
- Kahraman, S., Gunaydin, O., y Fener, M. (2005). The effect of porosity on the relation between uniaxial compressive strength and point load index. *International Journal of*

Rock Mechanics and Mining Sciences, 42(4), 584–589.

<https://doi.org/10.1016/j.ijrmms.2005.02.004>

King, M. . (1983). Static and Dynamic Elastic Properties of Igneous and Metamorphic Rocks From Canadian Shield. *Rock Mechanics and Mining Sciences*, 20, 12.

<http://escholarship.org/uc/item/2rj0w00t>

Kozeny, J. (1927). Ober kapillare Leitungen des Wassers im Boden. *Akad. Wiss. Wien*, 136, 271–306.

Ledbetter, H. (1993). Dynamic vs. static Young's moduli: a case study. *Materials Science and Engineering A*, 165(1), 9–10. [https://doi.org/10.1016/0921-5093\(93\)90634-Q](https://doi.org/10.1016/0921-5093(93)90634-Q)

Liu, L., Fang, Z., Qi, C., Zhang, B., Guo, L., y Song, K. I. I. L. (2018). Experimental investigation on the relationship between pore characteristics and unconfined compressive strength of cemented paste backfill. *Construction and Building Materials*, 179, 254–264. <https://doi.org/10.1016/j.conbuildmat.2018.05.224>

López-Hernández, A., García-Estrada, G., Aguirre-Díaz, G., González-Partida, E., Palma-Guzmán, H., y Quijano-León, J. L. (2009). Hydrothermal activity in the Tulancingo-Acocolco Caldera Complex, central Mexico: Exploratory studies. *Geothermics*, 38(3), 279–293. <https://doi.org/10.1016/j.geothermics.2009.05.001>

Małkowski, P., Ostrowski, Ł., y Brodny, J. (2018). Analysis of Young's modulus for Carboniferous sedimentary rocks and its relationship with uniaxial compressive strength using different methods of modulus determination. *Journal of Sustainable Mining*, 17(3), 145–157. <https://doi.org/10.1016/j.jsm.2018.07.002>

Peiffer, L., Bernard-Romero, R., Mazot, A., Taran, Y. A., Guevara, M., y Santoyo, E. (2014). Fluid geochemistry and soil gas fluxes (CO₂-CH₄-H₂S) at a promissory Hot Dry Rock Geothermal System: The Acocolco caldera, Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 284, 122–137. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2014.07.019>

Pola, A., Martínez-Martínez, J., Macías, J. L., Fusi, N., Crosta, G., Garduño-Monroy, V.

- H., y Núñez-Hurtado, J. A. (2016). Geomechanical characterization of the Miocene Cuitzeo ignimbrites, Michoacán, Central Mexico. *Engineering Geology*, 214, 79–93. <https://doi.org/10.1016/j.enggeo.2016.10.003>
- Pola, Antonio, Crosta, G. B., Fusi, N., y Castellanza, R. (2014). General characterization of the mechanical behaviour of different volcanic rocks with respect to alteration. *Engineering Geology*, 169, 1–13. <https://doi.org/10.1016/j.enggeo.2013.11.011>
- Quinto, A., Santoyo, E., González, E., y Castillo, D. (1987). *producidos en la zona geotérmica de Acapulco , Puebla.*
- Reyer, D., y Philipp, S. L. (2014). Empirical relations of rock properties of outcrop and core samples from the Northwest German Basin for geothermal drilling. *Geothermal Energy Science*, 2(1), 21–37. <https://doi.org/10.5194/gtes-2-21-2014>
- Romo-jones, J. M., y Gutiérrez-negrín, L. C. (2020). *2019 Mexico Country Report. June.*
- Ruddy I.; Andersen, Mark A.; Pattillo, P.D.; Bishlawi, M. . N. F. (1989). Rock Compaction , Study Chalk Subsidence Reservoir : a Valhall. *Journal of Petroleum Technology*, 41, 741–746.
- Sabatakakis, N., Koukis, G., Tsiambaos, G., y Papanakli, S. (2008). Index properties and strength variation controlled by microstructure for sedimentary rocks. *Engineering Geology*, 97(1–2), 80–90. <https://doi.org/10.1016/j.enggeo.2007.12.004>
- Sánchez-Córdova, M. M., Canet, C., Rodríguez-Díaz, A., González-Partida, E., y Linares-López, C. (2020). Water-rock interactions in the Acapulco geothermal system, eastern Mexico: Insights from paragenesis and elemental mass-balance. *Chemie Der Erde*, 80(1), 125527. <https://doi.org/10.1016/j.chemer.2019.06.003>
- Schön, S. J. (2011). Relationships Between Some Petrophysical Properties. *Handbook of Petroleum Exploration and Production*, 8, 393–414. [https://doi.org/10.1016/S1567-8032\(11\)08011-6](https://doi.org/10.1016/S1567-8032(11)08011-6)
- Sosa-Ceballos, G., Macías, J. L., Avellán, D. R., Salazar-Hermenegildo, N., Boijseauneau-

- López, M. E., y Pérez-Orozco, J. D. (2018). The Acoculco Caldera Complex magmas: Genesis, evolution and relation with the Acoculco geothermal system. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 358, 288–306.
<https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2018.06.002>
- Tiab, D., y Donaldson, E. C. (2012). Porosity and Permeability. *Petrophysics*, 85–219.
<https://doi.org/10.1016/b978-0-12-383848-3.00003-7>
- Tiab, D., y Donaldson, E. C. (2016a). Effect of Stress on Reservoir Rock Properties. In *Petrophysics*. <https://doi.org/10.1016/b978-0-12-803188-9.00009-7>
- Tiab, D., y Donaldson, E. C. (2016b). Fluid-Rock Interactions. In *Petrophysics*.
<https://doi.org/10.1016/b978-0-12-803188-9.00011-5>
- Tiab, D., y Donaldson, E. C. (2016c). Introduction to Petroleum Geology. In *Petrophysics* (Vol. 2). <https://doi.org/10.1016/b978-0-12-803188-9.00002-4>
- Toth, A., y Bobok, E. (2009). Propagation of the cooled region in a small fractured geothermal reservoir. *Transactions - Geothermal Resources Council*, 33, 775–779.
<https://doi.org/10.1016/b978-0-12-800277-3.00012-8>
- Toth, A., y Bobok, E. (2017). What Is Geothermal Energy? *Flow and Heat Transfer in Geothermal Systems*, 1–19. <https://doi.org/10.1016/b978-0-12-800277-3.00001-3>
- Viggiano-Guerra, J. C., Armenta, M. F., y Silva, G. R. R. (2011). Evolución del sistema geotérmico de acoculco, Pue., México: Un estudio con base en estudios petrográficos del pozo EAC-2 y en otras consideraciones. *Geotermia*, 24(1), 14–24.
- Wang, Q., Ji, S., Salisbury, M. H., Xia, B., Pan, M., y Xu, Z. (2005). Pressure dependence and anisotropy of P-wave velocities in ultrahigh-pressure metamorphic rocks from the Dabie-Sulu orogenic belt (China): Implications for seismic properties of subducted slabs and origin of mantle reflections. *Tectonophysics*, 398(1–2), 67–99.
<https://doi.org/10.1016/j.tecto.2004.12.001>
- Wang, Y., y Aladejare, A. E. (2016). Bayesian characterization of correlation between

uniaxial compressive strength and Young's modulus of rock. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences*, 85, 10–19.

<https://doi.org/10.1016/j.ijrmms.2016.02.010>

Weydt, L. M., Ramírez-Guzmán, Á. A., Pola, A., Lepillier, B., Kummerow, J., Mandrone, G., Comina, C., Deb, P., Norini, G., Gonzalez-Partida, E., Ramón Avellán, D., Maciás, J. L., Bär, K., y Sass, I. (2021). Petrophysical and mechanical rock property database of the Los Humeros and Acochulco geothermal fields (Mexico). *Earth System Science Data*, 13(2), 571–598. <https://doi.org/10.5194/essd-13-571-2021>

Yagiz, S. (2011). P-wave velocity test for assessment of geotechnical properties of some rock materials. *Bulletin of Materials Science*, 34(4), 947–953.

<https://doi.org/10.1007/s12034-011-0220-3>

Yang, S. (2017). *Fundamentals of Petrophysics*. Springer. Berlin Heidelberg

Youash. (1970). Dynamic Physical Properties of Rock; Part I, Theory and Procedure. *2nd Cong. Int. Soc. Rock Mech. Beograd, 1*, 185–195.

Zhao, Y., Zhang, L., Wang, W., Tang, J., Lin, H., y Wan, W. (2017). Transient pulse test and morphological analysis of single rock fractures. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences*, 91(March 2016), 139–154.

<https://doi.org/10.1016/j.ijrmms.2016.11.016>

Zimmer, M. A., Prasad, M., Mavko, G., y Nur, A. (2007). Seismic velocities of unconsolidated sands: Part 1 - Pressure trends from 0.1 to 20 MPa. *Geophysics*, 72(1).

<https://doi.org/10.1190/1.2399459>

Estándares

ASTM D4543-01, Standard Practices for Preparing Rock Core Specimens and Determining Dimensional and Shape Tolerances, ASTM International, West Conshohocken, PA, 2001.

ASTM. D 7012, 2014. Compressive Strength and Elastic Moduli of Intact Rock Core Specimens under Varying States of Stress and Temperatures.

UNE-EN 13775 - 2002, Determinación de la absorción de agua por presión atmosférica.

ASTM D5550 - 06, Standard Test Method for Specific Gravity of Soil Solids by Gas Pycnometer

Anexo 1. Actividades de calibración del procedimiento técnico de transmisión de onda P y S

Debido a que la velocidad de onda cambia a través del material cuando está sometido a carga se tiene que calibrar la velocidad de onda en especímenes con propiedades conocidas (mismo material [titanio]), con un mismo diámetro, pero con diferentes alturas (53 mm de diámetro y 85, 100, y 115 mm de altura, respectivamente). Para la calibración del equipo se elaboró una plantilla de calibración (AV Calibration Sheet.xlsx), la cual integra las características de cada espécimen (e.g. etiqueta, dimensiones en mm [altura y diámetro], densidad real en g/cm³), las velocidades de onda (p-wave, s-wave1, s-wave2 en m/s), lectura del tiempo de llegada calculado, velocidad calculada, gráfica (altura del espécimen en x y tiempo de llegada en y), valores de carga axial ejercida por la prensa (es necesario aplicar una carga mínima para asegurar el contacto entre los transductores y el espécimen) y un esquema general de manipulación.

1. Calibración: Como se ha mencionado en párrafos anteriores, la calibración del equipo se ha realizado con base en la transmisión de onda a través de tres especímenes de un mismo material conocido (especímenes de aluminio 7075-T6 de 85, 100 y 110 mm de altura). El objetivo de la calibración es identificar el tiempo que tarda en viajar

la onda a través de las piezas en las que están montados los transductores. Las tres velocidades de onda se tendrán que medir para cada espécimen con la finalidad de saber cuánto demora la onda en ser emitida, ser transportada a través de todo el sistema y ser recolectada.

2. Corrección de velocidad de onda en especímenes de roca: la corrección de la velocidad de onda a través del espécimen de roca se hace de manera automática en la plantilla de calibración, basta con tener las características del espécimen, el valor de carga aplicada y la lectura del tiempo de arribo, extraída con Software The GDS Acoustic velocity

3. Preparación de las muestras de roca: se prepara un espécimen cilíndrico de 5.3 cm de diámetro por una altura de 2.2 veces su diámetro (entre 9 y 11 cm está bien). En caso de que la muestra no cumpla con las dimensiones, se tendrá que revisar a detalle las características técnicas incluidas en los estándares (ASTM D4543-01). Cada espécimen se seca en un horno ventilado a una temperatura de 60 ± 5 °C. El secado tendrá que ser verificado mediante pesados continuos hasta tener una masa constante (se considera que ha alcanzado la masa constante cuando la diferencia entre dos pesadas efectuadas en un intervalo de 24 hrs no es superior al 0.1 % de la masa de la muestra).

4. Pesado de muestra, etiquetado y montura de equipo: Una vez verificado que el espécimen esté seco, se etiqueta, se dimensiona y se pesa de acuerdo con los procedimientos internos de la Unidad de Petrofísica de la ENES Morelia (e.g. ENESMo-I-ARU2-01). Se subraya la necesidad de contar con una tabla resumen de la unidad de roca con la que se está trabajando. El equipo se puede montar en un marco de compresión simple o en la celda de compresión triaxial (32 MPa de capacidad de confinamiento) de acuerdo con la prueba que se quiera realizar (e.g. triaxial, triaxial multistage, simple, simple carga descarga). Se resalta que algo muy importante durante una prueba mecánica en la que se quiera medir la velocidad de onda es identificar el momento en que se hace la medición de la onda.

Anexo 2. Procedimiento técnico de la prueba de compression simple con transmission de onda S y P

Características del equipo.

El equipo se basa en una Prensa de Carga de rigidez virtual infinita GDS de 250 kN la cual es utilizada para realizar pruebas del comportamiento esfuerzo-deformación. El diseño de esta prensa fue hecho para realizar pruebas en rocas suaves, las cuales son muy porosas y/o hidrotermalmente alteradas. Las especificaciones más importantes de la prensa son las siguientes:

- Rango de carga: 250 kN
- Resolución de carga: +/- 1 en 10000
- Exactitud de carga de celda: no lineal +/- 0.03%, histéresis +/- 0.05%.
- Rango de desplazamiento: 100 mm
- Resolución de desplazamiento: 0.1 micrómetro.
- Exactitud de desplazamiento: 0.05% del rango completo.
- Rango de máximo desplazamiento: target: 3.75 mm/min, ramp: 1.20mm/min,
- UP/DOWN: 6mm/min, RAMPTARGET LOAD control: 1.0 mm/min.

Procedimiento técnico.

1. Las muestras tienen que ser cilíndricas con un diámetro aproximado de 5.3 mm y una altura de entre 10-11 cm. Los especímenes son secados en un horno ventilado a una temperatura de 60 ± 5 °C, el secado se verificará por medio de pesados continuos hasta tener una masa constante.

2. El equipo se enciende y se pone en posición adecuada para recibir el marco de compresión.

3. El espécimen cilíndrico se pone en la base del marco de compresión, sobre el pedestal que tiene el mismo diámetro. Para la montura de los deformadores locales se usa el siguiente procedimiento técnico:

a. Se coloca el espécimen en la base de la celda. El espécimen deberá haber sido preparado de acuerdo con la norma (ASTM D4543). Los accesorios de la celda están diseñados para recibir especímenes de hasta 54 mm de diámetro

b. La base de los medidores de deformación local se fijan con silicón. Los deformadores axiales se montan en una base que se removerá una vez montado el espécimen

c. Se verifica que los medidores de deformación local tengan lecturas adecuadas para no llegar a su punto máximo durante la prueba. Cabe resaltar que la capacidad de lectura de la deformación local es de 5 mm

d. Después de haber montado los medidores de deformación local, se atornilla la tierra y el medidor de la onda S y P. El orden de instalación de los accesorios es el siguiente: medidores de deformación local axial (2), medidor de deformación radial, cable de tierra del medidor de onda, cable de transmisión de onda

e. Una vez montado, se conectan los accesorios al serial pad. Previo al inicio de la prueba, es muy importante asegurarse que el pedestal esté en contacto con la base del top-cap. Para ello, desde la interfaz del software se deberá dar la orden a la celda externa para que aumente la carga lo suficiente para que la celda interna registre un valor entre 0.05 y 0.1 kN.

4. Inicio de la prueba: La prensa es manipulada mediante el software controlador a partir de los siguientes pasos:

a. Se tiene que elegir la ruta donde se guardará la información. El nombre del archivo llevará el ID del espécimen, seguido de las iniciales UCS y el número de prueba. Seguido de esto se introducen las características geométricas del espécimen (diámetro y altura promedio).

b. La velocidad de desplazamiento de la prueba tiene que ser diseñada de acuerdo con la norma ASTM D7012. Se tiene que garantizar que el diseño de la velocidad de desplazamiento llegue a su resistencia máxima en no menos de dos minutos y no más de quince minutos. La velocidad dependerá de la roca y se recomienda tener conocimiento previo de las resistencias máximas. Si no se cuenta con ningún dato se recomienda usar una velocidad lenta para la primera prueba (entre 0.03 - 0.05 mm/min).

c. La velocidad de desplazamiento se establece con un punto objetivo (target) y seleccionando el tiempo en el cual se alcanzará ese objetivo.

d. Al menos cinco pruebas se tienen que realizar sobre la misma unidad utilizando los mismos parámetros de velocidad de desplazamiento.

e. Punto de control: Para generar datos confiables se establece un punto de control que estará representado por la lectura inicial de la carga. Es recomendable observar las gráficas que nos ofrece el software en tiempo real para llevar el control general de la evolución mecánica de la muestra.

5. Recolección de información y análisis de resultados con base en la elaboración de plantillas