



**UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DEL ESTADO DE HIDALGO
INSTITUTO DE CIENCIAS BÁSICAS E INGENIERÍA
ÁREA ACADÉMICA DE CIENCIAS DE LA TIERRA Y
MATERIALES**

TESIS

**DETERMINACIÓN DE ATRIBUTOS CUANTITATIVOS Y
CUALITATIVOS DE FRACTURAS GEOLÓGICAS EN LA
MESA DE LAVA HUEXOYUCAN, TLAXCALA.
IMPLICACIONES EN EL CONOCIMIENTO
HIDROGEOLÓGICO DEL SECTOR NORTE DEL VALLE
TLAXCALA-PUEBLA.**

**Para obtener el título de
Licenciada en Ingeniería en Geología Ambiental**

Lisset Moreno Almaraz

Director (a) interno

Dra. Ingrid Arcega Santillán

Director externo

Dr. Alberto Vásquez Serrano (UNAM)

Comité tutorial

Dr. Fred Yoan Pérez Corona

Dr. Enrique Cruz Chaves



Universidad Autónoma del Estado de Hidalgo
Instituto de Ciencias Básicas e Ingeniería

Instituto de Ingeniería y Tecnología

Mineral de la Reforma, Hgo. , a 23 de mayo de 2024

Número de control: ICBI-D/656/2024

Asunto: Autorización de impresión

MTRA. OJUKY DEL ROCÍO ISLAS MALDONADO
DIRECTORA DE ADMINISTRACIÓN ESCOLAR DE LA UAEH

Con fundamento en lo dispuesto en el Título Tercero, Capítulo I, Artículo 18 Fracción IV, Título Quinto, Capítulo II, Capítulo V, Artículo 51 Fracción IX del Estatuto General de nuestra Institución, por este medio le comunico que el Jurado asignado a la pasante de la Licenciatura en Ingeniería en Geología Ambiental **Lisset Moreno Almaraz**, quien presenta el trabajo de titulación "**Determinación de atributos cuantitativos y cualitativos de fracturas geológicas en la mesa de lava Huexoyucan, Tlaxcala. Implicaciones en el conocimiento hidrogeológico del sector norte del valle Tlaxcala-Puebla**" después de revisar el trabajo en reunión de Sinodales ha decidido autorizar la impresión del mismo, hechas las correcciones que fueron acordadas

A continuación, firman de conformidad los integrantes del Jurado

Presidente: Dr. Enrique Cruz Chávez

Secretario: Dr. Fred Yoan Pérez Corona

Vocal: Dra. Ingrid Arcega Santillán

Suplente: Dr. Alberto Vásquez Serrano

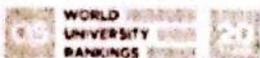
Sin otro particular por el momento, reciba un cordial saludo

Atentamente
"Amor, Orden y Progreso"

Dr. Otilio Arturo Acevedo Sandoval
Director del ICBI

Ciudad del Conocimiento, Carretera Pachuca-Tulancingo Km. 4.5 Colonia Carboneras, Mineral de la Reforma, Hidalgo, México. C.P. 42184
Teléfono: 771 71 726 50 Ext. 40001
direccion_icbi@uaeh.edu.mx
oacevedo@uaeh.edu.mx

DAAS/YCC



DEDICATORIA

A mi madre, por el constante apoyo que me ha brindado para que cada día luche por alcanzar mis sueños. Te amo mucho.

A mi padre, porque su memoria ha sido motivo para seguir adelante y esforzarme en cada etapa de mi vida.

A mis hermanas por su apoyo, amor y cariño.

AGRADECIMIENTOS

Deseo expresar mi sincero agradecimiento al Programa de Apoyo a Proyectos de Investigación e Innovación Tecnológica (PAPIIT) por haberme otorgado la beca que me ha permitido desarrollar mi tesis, la cual forma parte del proyecto titulado "Estudio de la cinemática, geometría e historia de deformación de un sistema complejo de fallas: sistema de fallas Tenochtitlan en la región Hidalgo-Tlaxcala", con número de registro PAPIIT-IA100323.

Quiero agradecer especialmente a mi asesor externo, el Dr. Alberto Vásquez Serrano, por su apoyo, confianza, paciencia y dedicación. Gracias por compartir tus experiencias y conocimientos conmigo, así como por brindarme la oportunidad de colaborar contigo.

Asimismo, agradezco a mi asesora y maestra, la Dra. Ingrid Santillán Arcega, por sus consejos, apoyo y atención durante este proceso.

A los integrantes del sínodo, quiero expresar mi gratitud al Dr. Fred Yoan Pérez Corona por sus consejos, comentarios y observaciones que contribuyeron a mejorar la estructura de mi trabajo. También al Dr. Enrique Cruz Chávez por sus consejos y comentarios que influyeron positivamente en mi proyecto de investigación. Además, estoy agradecida por las pequeñas pláticas que mejoraron mi estado de ánimo.

Agradezco a mi mamá y hermanas por todo su amor y apoyo incondicional, por siempre confiar en mí. También a mi tío Gilberto por ofrecerme apoyo y consejos que me han ayudado a tomar mejores decisiones.

A mis amigas del Shinki Squad, Karla, Pao y Fane, les estoy sumamente agradecida por todo el apoyo que me brindaron, compartiendo momentos de tensión y alegría conmigo. Especialmente a Fane, quien me escuchó y dio ánimos para seguir adelante. Tus consejos fueron fundamentales para la conclusión de este trabajo, y no tengo palabras suficientes para expresar mi agradecimiento.

Quiero agradecer también a mi amiga y compañera, Rubi, por su constante apoyo a pesar de las dificultades, por su cariño y amistad, una de las amistades más valiosas que me ha regalado la universidad.

Por último, agradezco a mis amigos Vianey, Lizeth y Alejandro por su cariño y el tiempo que me dedicaron en momentos difíciles.

ÍNDICE

CAPÍTULO I GENERALIDADES	15
1.1. Introducción.....	15
1.2. Antecedentes.....	16
1.3. Justificación.....	18
1.4. Objetivo general.....	19
1.4.1. Objetivos específicos.....	19
1.5. Hipótesis.....	20
1.6. Zona de estudio y vías de acceso.....	20
1.6.1. Clima.....	21
1.6.2. Suelo.....	21
CAPÍTULO II MARCO GEOLÓGICO	23
2.1. Condiciones tectónicas y volcánicas.....	23
2.1.1. Geología Estructural.....	23
2.1.1.1. Regional.....	23
2.1.1.2. Local.....	23
2.1.2. Estratigrafía.....	23
2.1.2.1. Regional.....	23
2.1.2.2. Local.....	25
2.2. Geomorfología.....	25
2.3. Hidrogeología.....	27
CAPÍTULO III MARCO TEÓRICO	31
3.1. Vulcanismo.....	31
3.2. Estructuras volcánicas.....	31
3.2.1. Volcanes Monogenéticos.....	31

3.2.2.	Volcanes Poligenéticos.....	33
3.3.	Flujos de lava.....	35
3.3.1.	Coladas cordadas (pahoehoe flow).....	36
3.3.2.	Coladas aa.....	37
3.3.3.	Coladas de bloques.....	38
3.3.4.	Coladas almohadilladas.....	38
3.4.	Estructuras geológicas.....	39
3.4.1.	Fallas.....	40
3.4.2.	Fracturas.....	41
3.4.3.	Principios físicos sobre el desarrollo de fracturas.....	42
3.4.4.	Modos de fracturas.....	44
3.4.5.	Clasificación de las fracturas de acuerdo a procesos geológicos.....	45
3.4.6.	Análisis sistemático de las fracturas.....	45
3.5.	Distribución fractal en estructuras geológicas.....	49
3.5.1.	Estructuras fractales aplicadas a la Geología.....	49
3.5.2.	Análisis fractal de fracturas geológicas.....	54
CAPÍTULO IV METODOLOGÍA.....		57
4.1.	Trabajo de campo.....	57
4.1.1.	Distribución espacial, espaciamiento y espesor de afloramientos fracturados.....	57
4.2.	Trabajo de gabinete.....	57
4.2.1.	Mapas de fracturas.....	58
4.2.2.	Paquetes de cómputo: Fractalyse, FracAnalysis y FrcaPaQ.....	59
CAPÍTULO V RESULTADOS Y DISCUSIÓN.....		65
5.1.	Geología en los alrededores del poblado de Huexoyucan.....	65
5.1.1.	Estructuras frágiles.....	70
5.2.	Fracturas en la zona sur.....	74

5.3. Fracturas en la zona norte	88
5.4. Parámetros fractales en los mapas de fracturas	96
5.5. Conectividad entre fracturas	101
5.6. Desarrollo de fracturas geológicas en la mesa Huexoyucan	102
CAPÍTULO VI CONCLUSIONES	104
REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	106

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1. Mapa de localización y vías de acceso de la unidad de estudio	21
Figura 5. Mapa Edafológico del Estado de Tlaxcala.....	22
Figura 2. Mapa de la provincia fisiográfica Faja Volcánica Transmexicana (modificada de Jaimes-Viera, 2018).....	26
Figura 3. Mapa de macroregiones del estado de Tlaxcala (González-Jácome, 2009).....	27
Figura 4. Mapa hidrogeológico de la mesa Huexoyucan	28
Figura 6. Diagramas de volcanes monogenéticos (Sigurdsson <i>et al.</i> , 2015). a) Perfil de un cono de escoria: b) Volcán Parícutín, Michoacán, México. c) Perfil de un maar-diatrema y un anillo de toba: d) Laguna Aljojuca, Puebla, México. e) Perfil de un cono de toba: f) Fort Rock, Oregón, E.E.U.U. (imágenes tomadas de Google Earth).	33
Figura 7. Volcanes poligenéticos. a) Perfil de un volcán compuesto: b) volcán Iztaccíhuatl, México (fotografía de Carlos Lira Valdez, 2010). c) Perfil de un volcán escudo: d) Cofre de Perote, Veracruz, México (fotografía de Rita Vázquez de Mercado). e) Perfil de una caldera volcánica: f) Caldera La Primavera, Jalisco, México (Imagen obtenida de Google Earth). 35	
Figura 8. a) Descripción de las características distintivas de los flujos pahoehoe y, b) la formación de nuevos lóbulos (Sigurdsson <i>et al.</i> , 2015).	37
Figura 9. Perfil de un flujo de tipo aa (Harris & Rowland, 2015).	38
Figura 10. Lavas almohadilladas asociadas a una colada tabular (Carracedo <i>et al.</i> , 1999).	39
Figura 11. Elementos de una falla. a) Desplazamiento de dos o más zonas de alta tensión con indicadores cinemáticos (estrías), se observa una fractura de cizallamiento en la pared de la unidad; b) Núcleo de falla y zona de daño (Fossen, 2020).....	40
Figura 12. Desplazamiento característico para los diferentes tipos de fallas (Twiss & Moores, 1992).....	41
Figura 13. Modelo de una fisura en una placa infinita (Modelo de Griffith, 1921)	43
Figura 14. Modos de fractura: a) modo I o modo de apertura; b) modo II o modo deslizante; c) modo III o modo de rotura transversal (Broek, 1986)	45

Figura 16. Intensidad de fracturas. En la imagen a la derecha, se señala las intersecciones entre las fracturas y la circunferencia de la ventana (Moreno-Sánchez & García-Cabrejo 2006).	47
Figura 17. Los rombos representan los puntos finales de las fracturas que caen en la ventana circular (Moreno-Sánchez & García-Cabrejo 2006).	48
Figura 18. Dimensiones fractales a partir de una línea: polvo de Cantor (Turcotte, 1997; Gumiel-Martínez & Arias-Liorente, 2005)	50
Figura 19. Tapete de Sierpinski (Turcotte, 1997)	51
Figura 20. La Esponja de Menger se forma a partir de un cubo dividido en 9 cubos donde el resto es retirado, el segundo paso consiste en dividir nuevamente en 9 partes eliminando el cubo central (Bermejo-Santoyo, 2018)	52
Figura 21. Triádica de Koch. Partiendo de un triángulo equilátero, cada lado se divide en tres partes y se agrega un triángulo equilátero en el centro. El número de interacciones es infinito y con un perímetro continuo, además de presentar una invarianza en la escala (Bermejo-Santoyo, 2018).	52
Figura 22. Estimación de la longitud de la línea de costa para Gran Bretaña realizada por Mandelbrot (1967) para mediante métodos fractales.	53
Figura 23. Función de densidad de probabilidad ($F(y)$), con un índice de Pareto (α)= 1, 2 y 3.	54
Figura 24. Ventana de trabajo de CorelDRAW X7, trazos de fracturas de enfriamiento del afloramiento SS9.	58
Figura 25. a) Ventana de trabajo del programa FracAnalysis, b) gráfico logarítmico para el análisis de fracturas de muestreo SS9.	60
Figura 26. a) Ventana de trabajo del programa Fractalyse, puntos de intersección de fracturas SS9; b) grafico de dimensión fractal para intersecciones de fracturas SS9.	61
Figura 27. Pantalla principal del código FracPaQ.	62
Figura 28. Estimador de Máxima Verosimilitud para la longitud de trazas de las fracturas.	63
Figura 29. Fotografía panorámica de la mesa Huexoyucan y otras unidades volcánicas.	65

Figura 30. Mapa geológico y columna estratigráfica de la mesa Huexoyucan y de las unidades aledañas.....	67
Figura 31. Columna geológica y gráficas de dispersión de la intensidad, densidad y conectividad de fracturas en el sector norte de la mesa Huexoyucan	68
Figura 32. a) falla lateral izquierda con orientación NW-SE y presencia de fracturas con la misma orientación; b) falla normal con dirección SW-NE; c) flujo de escombros de rocas vulcanoclásticas asociados con las fallas normales al sur del área de estudio; d) estrías en plano de falla tipo normal; e) pared en un cono de escoria afectado por fallas conjugadas de tipo normal; f) Plano de falla tipo normal con dirección SW-NE.....	69
Figura 33. Diagrama de roseta; a) fallas geológicas medidas en campo, la orientación W-E predomina en las fallas medidas. b) Diagrama de las 238 fracturas medias. Se evidencia tres orientaciones dominantes: N-S, NE-SW y NW-SE.	70
Figura 34. Fracturas de enfriamiento en afloramientos de la mesa Huexoyucan; a) fracturas subverticales que forman columnas entre ellas. b) Flujos de lava al norte de la mesa Huexoyucan, las fracturas subverticales afectan la zona superior de los flujos de lava, también se observa en menor cantidad fracturas subhorizontales, seguido de una brecha vilcanoclastica y, por último, se encuentran los depósitos lacustres. c) Fracturas tectónicas. d) Interacción entre las fracturas de enfriamiento y tectónicas formando lajas y boleos en los bloques de lava. e) Flujo de lava afectado por fracturas, en la parte superior las rocas tienen forma cubica.	71
Figura 35. Fotografía perteneciente a la estación SS10, familias de fracturas y diagrama de rosas.....	72
Figura 36. Gráficos logarítmicos de apertura (a) y esparcimiento (b) creados a partir de los datos muestreados al azar, mesa Huexoyucan.....	74
Figura 37. Diagramas de rosa de las estaciones localizadas en el sector sur del área de estudio.....	76
Figura 38. Triángulo de conectividad de la zona sur de la mesa Huexoyucan. Se muestra que todas las estaciones se encuentran en el nodo I, aislados del umbral que determina alta conectividad en un patrón de fracturas.....	79
Figura 39. Diagramas de densidad de fracturas para la zona sur de la mesa Huexoyucan	84

Figura 40. Diagrama de Intensidad de fracturas para la zona sur de la mesa Huexoyucan.	87
Figura 41. Diagramas de rosas de las estaciones zona norte de la mesa Huexoyucan. .	89
Figura 42. Diagramas de densidad de fracturas para la zona norte de la mesa Huexoyucan	91
Figura 43. Diagramas de intensidad de fracturas para la zona sur de la mesa Huexoyucan	92
Figura 44. Triángulo de conectividad de la zona norte de la mesa Huexoyucan. La estación SN5 es la única que se encuentra en el umbral, seguido de la estación SN7, aunque esta última no logra pasar por debajo del umbral.	93
Figura 45. Representación gráfica de la dimensión de caja para estaciones de la zona norte.	95
Figura 46. Representación gráfica de la dimensión de masa (puntos medios) para estaciones de la zona norte.	96
Figura 47. Modelo esquemático para la formación de las fracturas que afectan a las rocas de la mesa Huexoyucan	103

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 1. Parámetros hidrogeológicos para el acuífero Alto Atoyac.	29
Tabla 2. Análisis MLE para mapas de fracturas de la zona sur, Mesa Huexoyucan.	77
Tabla 3. Registro de tipos de nodos conectados para cada mapa de la zona sur.....	78
Tabla 4. Resultados obtenidos para conectividad, dimensión de masa y dimensión de caja, zona sur de la Mesa Huexoyucan. Los espacios en blanco (intersecciones) se debe a que los puntos son insuficientes para realizar el análisis.	80
Tabla 5. Análisis MLE para mapas de fracturas zona norte de la Mesa Huexoyucan.	90
Tabla 6. Registro de tipos de nodos conectados para cada mapa de la zona norte.	93
Tabla 7. Resultados obtenidos para conectividad, dimensión de masa y dimensión de caja, zona norte. Los espacios en blanco (intersecciones) se debe a que los puntos son insuficientes para realizar el análisis.....	94

RESUMEN

El estado de Tlaxcala resulta ser de interés hidrogeológico por sus formaciones volcánicas naturalmente fracturadas, que pueden influir en la recarga de acuíferos subterráneos. El análisis fractal de fracturas es una herramienta importante que permite determinar y comprender su distribución, así como, su importancia en el transporte de flujos de fluidos. En este trabajo se presenta un análisis geométrico y fractal 2D del sistema de fracturas que afecta a los flujos de lava en la mesa Huexoyucan, Tlaxcala. Para estimar su potencial hidrogeológico en el valle Tlaxcala-Puebla, se determina el espaciamiento y apertura (espesor) de las fracturas y, se usan los programas FracAnalysis, Fracstalyse y el código FracPaQ para estimar las propiedades cuantitativas de las mismas. El análisis en campo permitió identificar tres familias de fracturas: NE-SW, denominadas como fracturas de enfriamiento; y N-S y NW-SE, consideradas como fracturas tectónicas. Los valores obtenidos del exponente de frecuencia acumulada del espaciamiento y espesor indican que las fracturas se encuentran en grupos, pero mal distribuidos, además de que se caracterizan por aperturas pequeñas. La longitud de fracturas sigue más de una distribución estadística, lo que indica, diferentes grados de deformación y limitantes en el muestreo. Por otro lado, el triángulo de conectividad muestra que la mayoría de fracturas no tienen el mínimo de fracturas conectadas para estimar una buena conectividad. Por último, en los diagramas de densidad se registra aumento de fracturas a medida que disminuye la escala del mapa. Para los diagramas de intensidad, la escala no influye en la intensidad de las fracturas. Se revela que no todos los macizos rocosos fracturados representan un potencial hidrogeológico.

ABSTRACT

The state of Tlaxcala is of hydrogeological interest due to its naturally fractured volcanic formations, which can influence the recharge of subway aquifers. Fractal analysis of fractures is an important tool to determine and understand their distribution, as well as their importance in the transport of fluid flows. This paper presents a 2D geometric and fractal analysis of the fracture system affecting lava flows in mesa Huexoyucan, Tlaxcala. To estimate their hydrogeological potential in the Tlaxcala-Puebla valley, the spacing and aperture (thickness) of the fractures are determined and the programs FracAnalysis, Fracstalyse and the FracPaQ code are used to estimate their quantitative properties. The field analysis allowed the identification of three fracture families: NE-SW, denominated as cooling fractures; and N-S and NW-SE, considered as tectonic fractures. The values obtained from the cumulative frequency exponent of spacing and thickness indicate that the fractures are found in groups, but poorly distributed, and are characterized by small openings. The fracture length follows more than one statistical distribution, indicating different degrees of deformation and sampling constraints. On the other hand, the connectivity triangle shows that most fractures do not have the minimum number of connected fractures to estimate good connectivity. Finally, the density diagrams show an increase in fractures as the map scale decreases. For the intensity diagrams, the scale does not influence the fracture intensity. It is revealed that not all fractured rock massifs represent a hydrogeological potential.

CAPÍTULO I GENERALIDADES

1.1. Introducción

Una fractura es cualquier discontinuidad producida por fuerzas tectónicas o por fuerzas internas (por ejemplo, térmica). Cuando un cuerpo sólido supera la resistencia mecánica se manifiesta mediante la separación y fragmentación. Las fracturas son importantes estructuras geológicas que permiten conocer los tipos y las fases de deformación, también influyen en la permeabilidad de muchas rocas por lo que es importante determinar sus características. Pueden afectar el flujo de fluidos en los yacimientos de petróleo, así como en aguas subterráneas de diversas maneras, desde zonas de fractura altamente permeables en calizas o rocas cristalinas, hasta el sellado de estructuras de falla en yacimientos de hidrocarburos (Fossen, 2010). Por ello, tienen importantes implicaciones en campos como la geología estructural, la ingeniería civil, la geomorfología del paisaje, la hidrogeología y la geología del petróleo.

Los aspectos geométricos de las fracturas se establecen a partir de las características físicas de las rocas. Algunos aspectos para el análisis geométrico son: la estratificación, la foliación, la porosidad y la tracción en la roca. Además de afectaciones por la meteorización y alteración hidrotermal causando el aumento o disminución de porosidad al igual que la compactación de esta; e igualmente por la presencia de fluidos que proporcionen un aumento de presión, incluso por consecuencia faciliten la generación de fallas y fracturas (Massiot, 2017). Sin embargo, al tratarse de estructuras tridimensionales tanto el origen como la distribución son complejas, lo que implica difícil elaborar el análisis de sus patrones en específico de sus propiedades de manera cualitativa y cuantitativa.

El término fractal puede definirse como una estructura que permanece constante sin importar la escala de observación (Mandelbrot, 1985). Muchos fenómenos naturales presentan invariancia de escala, por ejemplo, la distribución frecuencia-tamaño en fragmentos de roca, fallas, fracturas, erupciones volcánicas, depósitos minerales inclusive campos petrolíferos. Comúnmente, su estudio se basa en aplicar técnicas usando los datos de fracturas en planos bidimensionales; se aplica métodos fractales y geoestadísticos para estimar sus propiedades además de comprender su formación, también para hacer predicciones sólidas sobre su extensión y escala en el subsuelo. A partir de propiedades como densidad, intensidad, longitud, espaciamiento, apertura y orientación de las fracturas

se puede establecer la permeabilidad del afloramiento, así como la distribución espacial de las fracturas.

El estado de Tlaxcala se caracteriza geomorfológicamente por presentar conos volcánicos, mesas de lava, una red de drenaje bien definida, procesos erosivos y llanuras. La mesa Huexoyucan tiene un área de aproximadamente 7.27km^2 se ubica al norte del municipio de Panotla en la localidad de San Mateo Huexoyucan. Las rocas que constituyen la mesa de lava son de composición andesítica las cuales están afectadas por una red de fracturas que posiblemente se reactivaron con fallas que actúan como conductores de fluidos en la recarga del acuífero del Alto Atoyac.

En el presente trabajo se plantea un análisis geométrico y fractal para determinar las propiedades cualitativas y cuantitativas del sistema de fracturas que afecta los flujos de lava en la mesa Huexoyucan,

1.2. Antecedentes

Entre los estudios internacionales se encuentra el trabajo de Gumiel-Martínez & Hernández (1996), desarrollaron el programa SIMFRAC con la finalidad de comprender la evolución de las fracturas en un sistema natural, caracterizar su geometría mediante fractales y analizar la conectividad. Consideraron 6 tipos de rocas fracturadas: rocas graníticas, basálticas, ultramáficas, metamórficas y sedimentarias. Los parámetros a considerar son dimensión e intensidad de fracturas, número de fracturas, número de intersecciones y conectividad. El programa calcula dos dimensiones fractales: Dimensión de Caja y Dimensión de Masa. Los resultados obtenidos indican que la longitud de fracturas, la variación de exponente y la orientación no influyen de forma considerable la dimensión fractal. Sin embargo, si afecta la densidad de fractura del macizo rocoso. Por último, se demostró que la dimensión fractal aumenta con la densidad de fractura.

En el año 2006, Moreno-Sánchez y García-Cabrejo caracterizaron sistemas de fracturas mediante líneas de muestreo y ventanas circulares. La metodología ya mencionada fue aplicada en datos sintéticos y datos reales obtenidos en el Anticlinal de Usaquén, NE de Bogotá, Colombia. Los resultados indicaron que existe una relación entre la dimensión fractal de las fracturas y la intensidad obtenida usando las ventanas circulares.

Dentro de las investigaciones realizadas en el área de estudio se tiene el trabajo de Lermo-Samaniego y Bernal-Esquia (2006), donde analizaron la intensidad de 45 sismos registrados durante 1984 y 2004 con la finalidad de proponer una zonificación sísmica para

el estado de Tlaxcala. Identificaron tres zonas sísmicas: zonas de alta, media y baja sismicidad. Concluyeron que la región centro y sur del estado es de alta sismicidad cuya actividad está asociada a la presencia de fallas con orientación NE-SO y E-O.

Existen diferentes programas que permiten calcular la distribución fractal en una red de fracturas, por ejemplo, Toro-Salas *et al.* (2007) calcularon la dimensión fractal de la Falla del sur-occidente de Colombia con los programas HarFA y Benoit 1.3. El procesamiento comenzó con el escaneo de un mapa geológico de la región con una resolución de 200 ppp (puntos por pulgadas) y en formato BMP. Los resultados obtenidos a partir de los dos programas demostraron valores similares, las zonas con alto riesgo sísmico tienen un rango de valores de 1.27-1.40 de dimensión fractal. Los resultados permitieron asociar las fallas geológicas como una característica referida a riesgos sísmicos.

De los estudios geológicos que se han elaborado en el sector centro-sur del estado de Tlaxcala destaca el trabajo de Sedov *et al.* (2009). Estos autores analizaron muestras de paleosuelos provenientes de tres unidades de suelo (Gris, Marrón y Rojo) cercanas a las localidades de Tlalpan y Mamut en el municipio de Panotla, Tlaxcala con el fin de interpretar la secuencia paleoclimática del Pleistoceno medio y del Holoceno. Para establecer la edad de la sección Tlalpan procesaron muestras de material volcánico con datación K/Ar, mientras que en la localidad el Mamut usaron datación por radiocarbono. Demostrando que la sección Tlalpan corresponde al periodo de la Transición Climática del Pleistoceno Medio; y la sección Mamut, indica un cambio de clima seco hacía condiciones húmedas y frías. Gracias a este estudio se conoce que la mesa Huexoyucan tiene una edad de 2.2 Ma.

El análisis fractal ha sido aplicado en diferentes sistemas geológicos con el objetivo de conocer la importancia de las fracturas como conductores de fluidos; es el caso de Vásquez-Serrano (2013), donde implementa el análisis fractal 1D y 2D en distintos sistemas de fracturas geológicas encontrados en yacimientos de petróleo.

Healy *et al.* (2016) desarrollaron el código FracPaQ que permite cuantificar los patrones de fracturas a partir de imágenes satelitales en 2D utilizando métodos cuantitativos previamente usados en análisis de fracturas 1D. FracPaQ es usado como una herramienta del programa MATLAB. Además de ayudar a comprender el origen, la extensión y la escala del patrón de fracturas en el subsuelo, permite determinar la capacidad de transportar fluidos (permeabilidad). Sin embargo, se debe considerar limitaciones como truncamiento, censura y sesgo.

Escamilla-Casas *et al.* (2017), mediante la herramienta FracPaQ del software

MATLAB aplicaron métodos fractales para determinar el comportamiento mecánico de las rocas fracturadas y fallas en la sierra de Pachuca. El análisis fractal se elaboró a partir de una imagen escaneada del mapa geológico de la región a escala 1:20,000. Concluyeron que las zonas con mayor concentración de minerales (Au-Ag) presentan mayor conectividad siendo un indicador en zonas con buena permeabilidad.

De igual manera, Bermejo-Santoyo (2018) aplica parámetros fractales en fracturas geológicas ubicados en los campos geotérmicos del Lago Cuitzeo para determinar cómo estas estructuras controlan el ascenso de los fluidos geotérmicos. Para el análisis de las dimensiones fractales 1D implementó los parámetros de dimensión de caja, de correlación y el exponente de Lyapunov. Así mismo, determinó que las fracturas no tienden a ser invariantes a la escala. Por el contrario, en los mapas fractales para el análisis 2D, pudo interpretar que las fracturas se acercan a la autosimilitud, pero con algunas variaciones, y con una lacunaridad heterogénea.

Mientras que Nilsson (2020) elaboró un análisis cuantitativo de una red de fallas de una intrusión magmática, específicamente el dique Sosa en Neuquén Basin, Argentina. El mapa de la red de fracturas mostró dos familias de fracturas de enfriamiento; el primer conjunto de fracturas forma columnas en los afloramientos, y el segundo conjunto forma foliación en la roca. Usando FracPaQ determinó que las fracturas tienen altos valores de intensidad y densidad siendo indicadores de buena permeabilidad en la zona. Sin embargo, los resultados de conectividad indican baja permeabilidad. Concluyó que para tener un resultado más seguro es necesario realizar estudios en otra parte del dique y analizar las propiedades de la roca huésped para determinar si el dique se comporta como conductor o como barrera.

Por otro lado, Tarazona-Lizcano *et al.* (2021) implementaron un análisis cuantitativo para fracturas pertenecientes a la Mesa de los Santos haciendo uso del software FracPaQ, Para este caso, demostraron que las fracturas relacionadas con fallas orientadas al NW-SE son potenciales corredores para la circulación de fluidos.

1.3. Justificación

Las fracturas en las rocas influyen en las propiedades mecánicas de la misma. Su estudio permite conocer la capacidad que tienen para el proceso de flujo de fluidos. En consecuencia, se han diseñado diferentes métodos y modelos para categorizar redes de fracturas. Sin embargo, dependiendo del método a elegir puede que exista limitaciones y

por lo tanto los resultados no sean favorecedores. En las últimas décadas se han planteado diversos métodos para estudiar y analizar las estructuras geológicas, cuyo propósito es obtener resultados que permitan comprender los procesos de deformación en la corteza terrestre y flujo de fluidos relacionados a yacimientos petroleros y/o aguas subterráneas.

El estado de Tlaxcala resulta atractivo desde el punto de vista hidrogeológico debido a la existencia de formaciones volcánicas representadas principalmente por flujos de lava que se caracterizan por presentar fracturas. No obstante, a pesar de su importancia hidrogeológica, son pocos los estudios estructurales e hidrogeológicos realizados en la zona. Esto implica una limitante para conocer y caracterizar los potenciales acuíferos en el sector norte del valle Tlaxcala-Puebla y en general dentro de la Faja Volcánica Transmexicana.

Se propone conocer la orientación, distribución espacial, conectividad y densidad de las fracturas en la mesa Huexoyucan. Estas variables son fundamentales para conocer el proceso de flujo de fluidos, con especial interés en el agua, en flujos de lava fracturados. Debido a la complejidad que presentan las fracturas geológicas se utilizará un análisis multiescalar, por lo que será útil el uso de Sistemas de Información Geográfica (SIG) y fotografías a escala mesoscópica para elaborar mapas de fracturas. Así mismo, se aplicará el código FracPaQ para conocer atributos cuantitativos y cualitativos de los mapas de fracturas.

Los resultados obtenidos en este trabajo de investigación permitirán comprender la importancia y si los flujos de lava fracturados son potencialmente formadores de acuíferos.

1.4. Objetivo general

Determinar un análisis detallado de las propiedades geométricas de las fracturas, aplicando técnicas fractales y el código FracPaQ para estimar orientación, conectividad y distribución del tamaño de estas estructuras.

1.4.1. Objetivos específicos

- Obtener la orientación, apertura y distribución espacial de las fracturas expuestas.
- Aplicar métodos fractales para determinar las propiedades geométricas de las fracturas.
- Utilizar FracPaQ para analizar mapas de fracturas.
- Establecer un modelo conceptual de las fracturas en un flujo de lava y su relación con la generación de un acuífero somero.

1.5. Hipótesis

En su mayoría las rocas volcánicas se caracterizan por tener valores bajos en porosidad y permeabilidad, por lo que es difícil definir su comportamiento hidrogeológico. Las fracturas geológicas pueden originar permeabilidad secundaria en formaciones geológicas. A diferencia de la permeabilidad de sedimentos no consolidados, la permeabilidad secundaria se diferencia por la filtración de flujos de fluidos dependientes de la extensión, grosor y número de fracturas. Si bien los flujos de lava son estructuras volcánicas constituidas por material impermeable, los procesos externos (deformación por fallas y fracturamiento) llegan a generar permeabilidad secundaria y, por lo tanto, aumentar el potencial hidrogeológico de estas estructuras. Por ello, aplicando métodos fractales y Sistemas de Información Geográfica (SIG's) se analizará los atributos cuantitativos de las fracturas geológicas en la mesa Huexoyucan. Esto con el fin de entender el origen y la formación de acuíferos libres que forman parte del sector norte del Valle Tlaxcala- Puebla, específicamente su influencia en el acuífero Alto Altoyac.

1.6. Zona de estudio y vías de acceso

El Estado de Tlaxcala se encuentra en la región centro-oriente de la República Mexicana. La capital, Tlaxcala de Xicohtécatl, se localiza entre las coordenadas geológicas 19 25´-19 35´ N y 98 18´-98 28´ O (INEGI, 2017).

La Mesa Huexoyucan es una estructura volcánica que se ubica al noroeste del municipio de Panotla, en la localidad de San Mateo Huexoyucan. Colinda con los municipios de Hueyotlipan e Ixtacuixtla de Mariano Matamoros. Se puede acceder mediante las autopistas Puebla-Tlaxcala 119D y Arco Norte, de ellas se desprenden la Carretera Federal San Martín-Tlaxcala/México 117D, la Carretera a San Tadeo Huiloapan y la Carretera Panotla, finalmente, se puede llegar por Av. Independencia, o por la Calle Prol. Independencia (Figura 1).



Figura 1. Mapa de localización y vías de acceso de la unidad de estudio

1.6.1. Clima

El clima templado subhúmedo prevalece en mayor parte del territorio, a excepción de la cumbre del volcán La Malinche, donde el clima es frío y se registran heladas con un rango de 140 a 160 días al año. La precipitación media anual va de 600 mm a 1200 mm en las zonas centro y sur, por el contrario, en el noroeste y oriente las lluvias son menores de 500 mm al año. La precipitación promedio mínima es de 8.1 mm y la máxima es de 157 mm (INEGI, 1996).

1.6.2. Suelo

En el estado de Tlaxcala se registran suelos tipo cambisoles, litosoles, andosoles, regosoles, gleysoles, fluviosoles, vertisoles, solonchaks, ranker, resndzinas, serosoles e histosoles. De acuerdo con la Carta Edafológica Ciudad de México E14-2 serie II Escala 1:250,000 elaborado por INEGI (2007), los suelos que se encuentran en el área de estudio son cambisoles y leptosoles (Figura 5). Por otro lado, Sedov et al. (2009) mencionan suelos

de color marrón grisáceo con 30 cm de espesor denominados como cambisol mollicálico. A continuación, se describen los suelos de acuerdo con la FAO (2008):

- Cambisoles: son suelos de sedimentos piroclásticos translocados con capas de tepetate. Generalmente compuestos por arenas arcillosas hasta arcillas limosas. La transformación del material parental se distingue por la formación de estructura, incremento en el porcentaje de arcilla, y/o remoción de carbonatos. Se caracterizan por meteorización ligera a moderada del material patenal y por ausencia de arcilla iluvial, materia orgánica, compuestos de Al y/o Fe.
- Leptosoles: se trata de suelo someros, extremadamente gravillosos y pedregosos. Son comunes en áreas montañosas y sobre rocas que son resistentes a la meteorización.

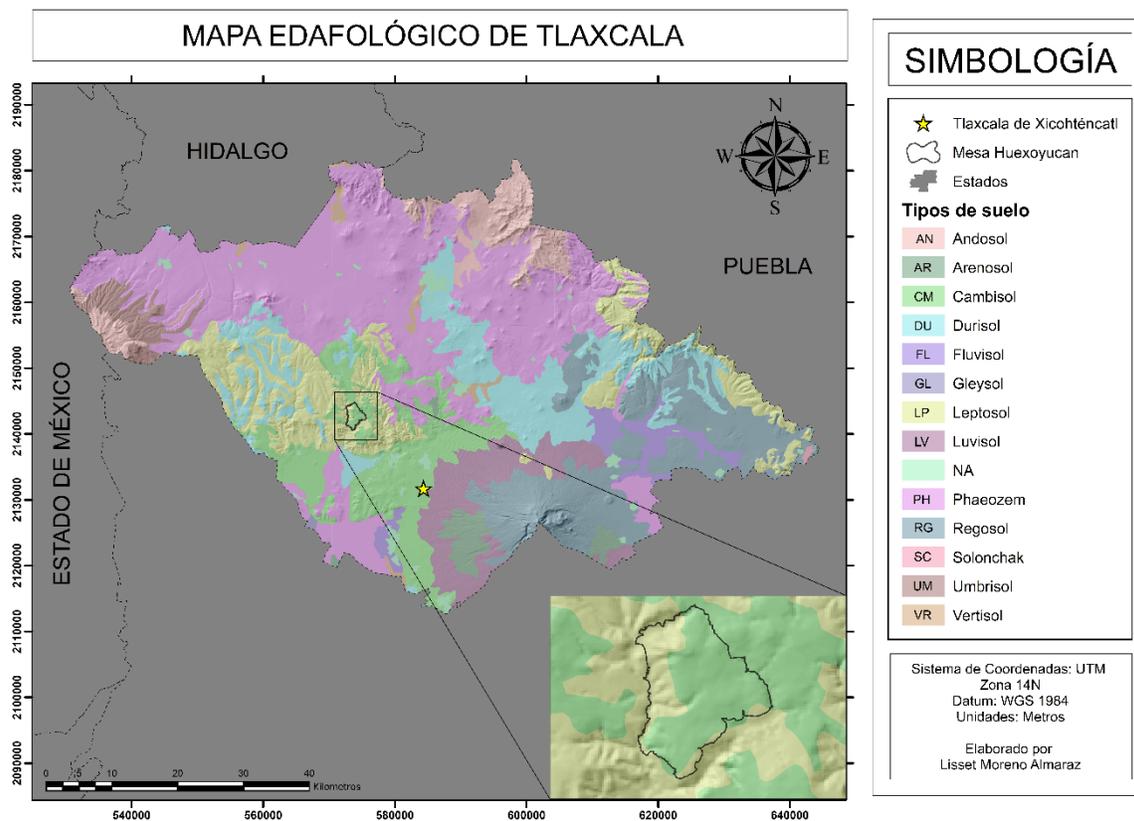


Figura 5. Mapa Edafológico del Estado de Tlaxcala.

CAPÍTULO II MARCO GEOLÓGICO

2.1. Condiciones tectónicas y volcánicas

2.1.1. Geología Estructural

2.1.1.1. Regional

Muchos de los aspectos estructurales y tectónicos están relacionados con la presencia del Volcán la Malinche, no obstante, también influyen otras estructuras volcánicas y fallas geológicas que atraviesan la región.

Durante el Neógeno los agentes de denudación fluvial y fluvio-glaciar iniciaron en el estado de Tlaxcala una actividad tectónica intensa que condujo a la nivelación de un relieve de topografía accidentada. (Lermo-Samaniego & Bernal-Esquia, 2006). De acuerdo con un estudio elaborado por el Servicio Geológico Mexicano (SGM) junto a Protección Civil de Tlaxcala (2006), al noroeste del estado, las fallas y el fracturamiento en rocas tienen una tendencia en dirección NE-SW, asociadas a la presencia de conos volcánicos situados al norte del estado. Estas estructuras afectan principalmente rocas de composición andesítica, basáltica y dacítica.

2.1.1.2. Local

Dentro de área de estudio, se registró una falla de tipo lateral izquierda con un rumbo de N 40°E e inclinación de 79°NW (SGM & Protección Civil de Tlaxcala, 2006). Esta información corresponde con la obtenida durante la visita de campo al área de estudio y sus alrededores, la cual se describe en el Capítulo V.

2.1.2. Estratigrafía

Las secuencias estratigráficas que afloran en el Estado de Tlaxcala son relativamente jóvenes con una edad del Mioceno al Cuaternario.

2.1.2.1. Regional

Secuencias lacustres

Las unidades estratigráficas más antiguas son las rocas sedimentarias, las cuales se formaron en un ambiente lacustre debido a que el estado estuvo cubierto por grandes cuerpos de agua que, de acuerdo a su litología, son clasificados como areniscas, calizas y lutitas (CONAGUA, 2015). Durante el Plioceno la actividad volcánica y tectónica levantó el Bloque Tlaxcala ocasionando condiciones endorreicas lo que permitió el depósito de los sedimentos. Los derrames andesíticos y tobas intermedias cubrieron las rocas sedimentarias (Vilaclara, *et al.*, 1997; INEGI, 1986).

De acuerdo con los trabajos elaborados por Rico *et al.* (1997) y Vilaclara *et al.* (1997), afloran depósitos de diatomeas al norte del municipio de Panotla, con una edad estimada del Plioceno-Pleistoceno.

Paleosuelos

Sedov *et al.* (2009) elaboraron un estudio donde determinaron las propiedades pedogenéticas de los paleosuelos de Tlaxcala. Identificaron tres unidades de suelos en las secciones Tlalpan y Mamut, estos son: Gris, Marrón y Roja.

a) Unidad Roja

La Unidad Roja es la más antigua, tiene un espesor de 360 cm y está constituido por dos paleosuelos. Se caracteriza por la meteorización avanzada y la presencia de piroxenos, plagioclasas y anfíboles en sus horizontes. A diferencia de las demás secuencias, la unidad Roja tiene una concentración elevada de óxidos de hierro, de 9 a 12.1 mg/g. Sedov *et al.* (2009) mediante datación K/Ar registraron una edad de 2.6 a 2.8 Ma para lava andesítica que aflora en Barranca Blanca, sección Tlalpan.

Los paleosuelos de la Unidad Roja son un registro de los ciclos glaciares-interglaciares durante el Pleistoceno medio y tardío. Los suelos clasificados como luvisoles demostraron un conjunto de procesos de formación de suelos típicos de bosques templados cálidos a subtropicales húmedos. La poca ciclicidad glacial/interglacial produjo un mayor desarrollo del suelo debido a que los periodos de estabilidad fueron más largos, siendo evidencia para vincular la pedogénesis de los paleosuelos con las condiciones ambientales de la Transición Climática en el Altiplano Central de México.

b) Unidad Marrón

Los tres paleosuelos que forman a la Unidad Marrón se definieron como luvisoles dúricos háplicos y tienen un grosor de 303 a 1168 cm. Se caracterizan por estar bien desarrollados y estar sustentados por tepetate. Algunos horizontes tienen una estructura de bloques prismáticos y cubiertos por arcilla iluvial (es decir, restos de arcilla de los horizontes superiores descienden al horizonte inferior). Al igual que los suelos luvisoles que hay en la Unidad Roja, los suelos de la Unidad Marrón son evidencia de los procesos que causaron el cambio de ecosistemas.

c) Unidad Gris

A diferencia de las demás unidades que solo tiene registro en la sección Tlalpan, la Unidad Gris también se encuentra en la sección Mamut. En la sección Tlalpan, está formado por dos paleosuelos de color gris que están separados por un horizonte endurecido, es

decir, por tepetate. Se caracterizan por una estructura prismática de bloques subangulares con arcilla iluvial. También se encuentran carbonatos secundarios en la parte superior de la unidad. Tiene un espesor de 30 a 303 cm. Se ha establecido una edad de aproximadamente 3000 años por la presencia de bloques carbonatados (Sedov *et al.*, 2009).

La sección Mamut incluye los mismos paleosuelos de la sección Tlalpan, y dos paleosuelos adicionales. Comparten algunas características como la estructura prismática y revestimientos iluviales de arcilla. Los paleosuelos adicionales están separados por sedimentos coluviales, laminados y compactos, con un espesor de 260 a 287 cm.

2.1.2.2. Local

Secuencias lacustres

Además de los depósitos lacustres, el análisis de 20 muestras de fósiles de madera permineralizada pertenecientes a las localidades Las Antenas y La Mina, permitió determinar la presencia de comunidades tropicales establecidas durante el Mioceno en Tlaxcala. (Castañeda-Posadas, 2004).

Flujos de lava

La Mesa Huexoyucan es de las pocas estructuras volcánicas en Tlaxcala cuya edad está registrada. Mediante datación K/Ar, Sedov *et al.* (2009) procesaron muestras de lava andesítica de Barranca Blanca, sección Tlalpan, misma donde hay presencia de diatomitas; como resultado determinaron que el material volcánico tiene una edad de 2.6 a 2.87 Ma. Concluyeron que el desarrollo de esta secuencia se produjo después del levantamiento del bloque, y como resultado terminó con el ambiente lacustre y dio inicio con los procesos geomórficos de denudación.

La presencia de formaciones volcánicas adyacentes a la Mesa Huexoyucan permite identificar la unidad de mayor antigüedad. Durante las campañas de campo fue posible determinar la estructura que se formó antes y después de la Mesa Huexoyucan, lo cual se describe en el Capítulo V.

2.2. Geomorfología

El área de estudio presenta numerosas geoformas que han contribuido a modelar el relieve y, que están asociadas a la actividad volcánica y tectónica continental. El estado de Tlaxcala se ubica en el extremo oriente de la provincia geológica denominada Faja Volcánica Transmexicana (FVTM), su origen se debe a la subducción de la Placa de Cocos

y Rivera debajo de la Placa Norteamericana (Ferrari *et al.*, 2012). La FVTM está constituida por alrededor de 8,000 estructuras volcánicas (domos, conos, mesas de lava, entre otros) y cuerpos intrusivos, que abarcan desde las costas del Pacífico, en San Blás, Nayarit y Bahía de Banderas, Jalisco, hasta las costas del Golfo de México en Palma Sola, Veracruz (Demant, 1978). La provincia tiene una extensión de 900 km a 1000 km aproximadamente, se distribuye preferencialmente de E a W en su parte central y oriental, WNW-ESE en su parte occidental, dando como resultado un ángulo cercano a los 16° con respecto a la Trinchera Mesoamericana (Gómez-Tuena *et al.*, 2005). Su nombre se atribuye a la distribución transversal que tiene en comparación con otras provincias fisiográficas mexicanas que se desplazan a una orientación NNW-SSE (Ortega-Gutiérrez *et al.*, 1992) (Figura 2).

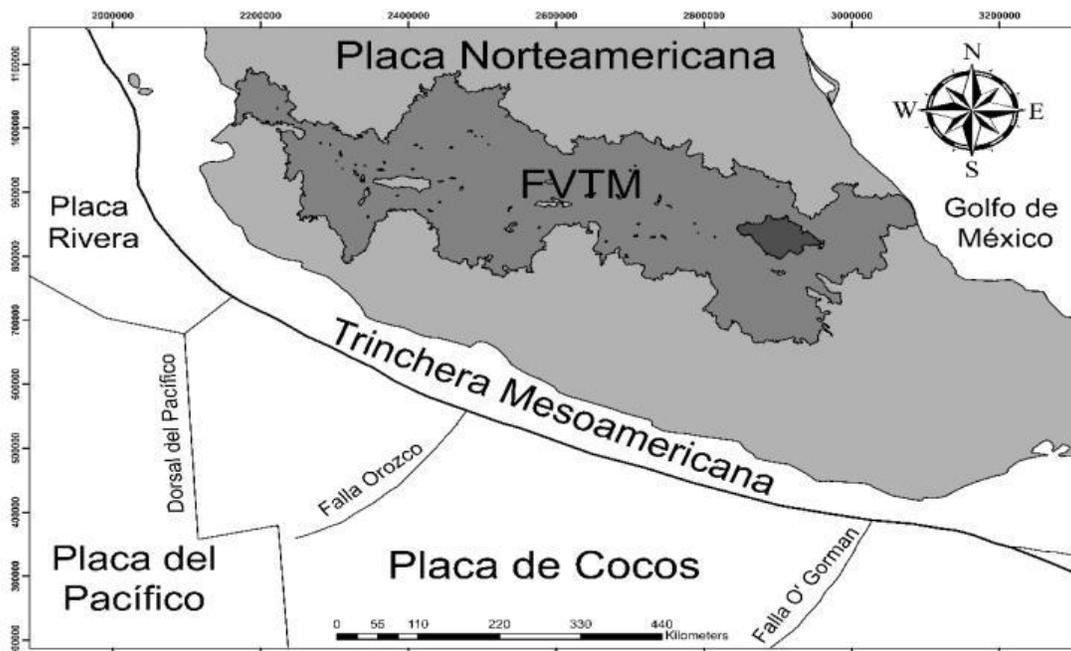


Figura 2. Mapa de la provincia fisiográfica Faja Volcánica Transmexicana (modificada de Jaimes-Viera, 2018)

Pfeifer, G. (1966) propuso una subdivisión de Tlaxcala basada en elementos fisiográficos donde estableció ocho regiones naturales o macroregiones: (1) espolón de la Sierra Nevada, (2) Bloque Tlaxcala, (3) llanos de Apan y Pie Grande, (4) sierra Tlaxco-Caldera-Huamantla, (7) valle de Tlaxcala-Puebla y, (8) volcán Malinche (Figura 3). De acuerdo con esta clasificación, la Mesa Huexoyucan pertenece al Bloque Tlaxcala. Esta macroregión está formada por un conjunto de mesetas asociadas a laderas rocosas y abruptas, divididas por fallas y líneas de erosión, originadas por sedimentos lacustres del Mioceno (González-Jácome, 2003). El Bloque Tlaxcala se elevó debido a una falla normal

durante el Mioceno Temprano (Lermo-Samaniego y Bernal-Esquia, 2006; Mooser *et al.*, 1996).

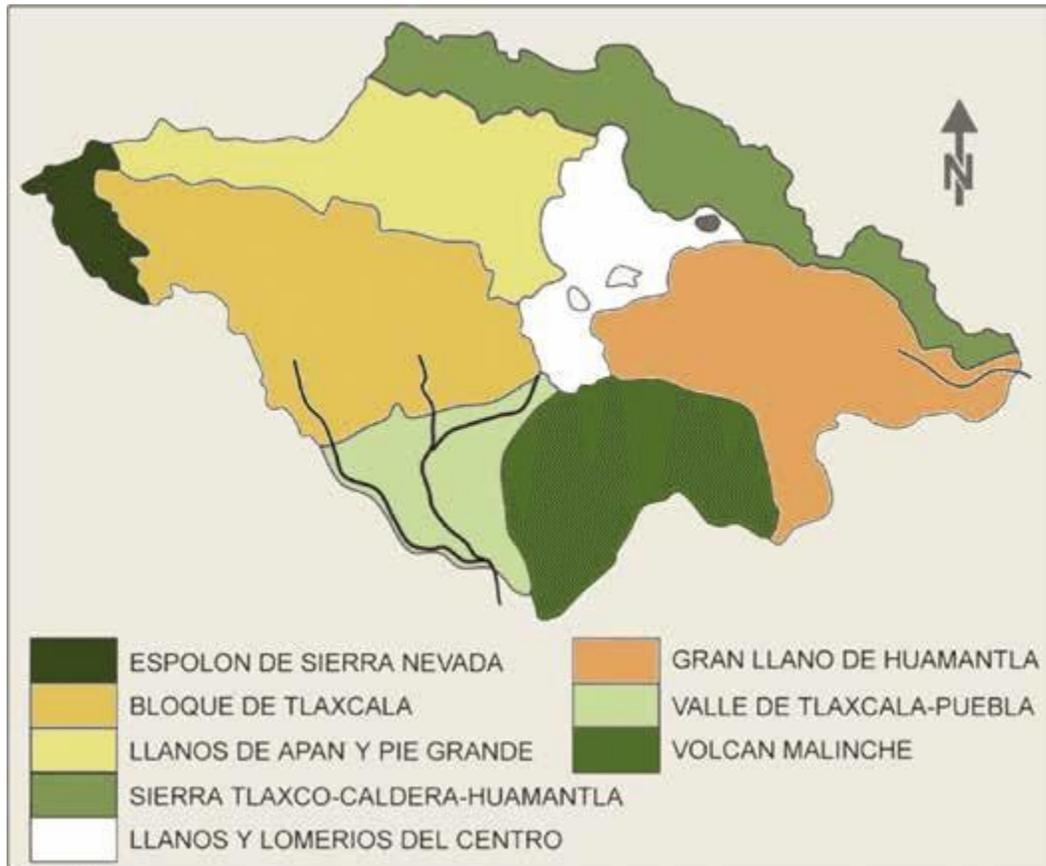


Figura 3. Mapa de macroregiones del estado de Tlaxcala (González-Jácome, 2009)

2.3. Hidrogeología

En la entidad se encuentran tres regiones hidrológicas: Balsas, Pánuco y Tuxpan-Nautla. La Región Hidrológica No.18 Balsas está limitada por las Sierras Madre del Sur y la de Juárez, así como por el eje Neovolcánico. Incluye en su totalidad al Estado de Morelos, y parcialmente a los estados de Tlaxcala, Puebla, México, Oaxaca, Guerrero, Michoacán y Jalisco. Para fines de planeación y manejo administrativo, la Región Hidrológica Balsas se integra por 15 subcuencas hidrológicas, entre ellas se encuentran las subcuencas hidrológicas Río Alto Atoyac, Huamantla, Emiliano Zapata y Soltepec, mismas que pertenecen al Estado de Tlaxcala (DOF, 2011) (Figura 4).

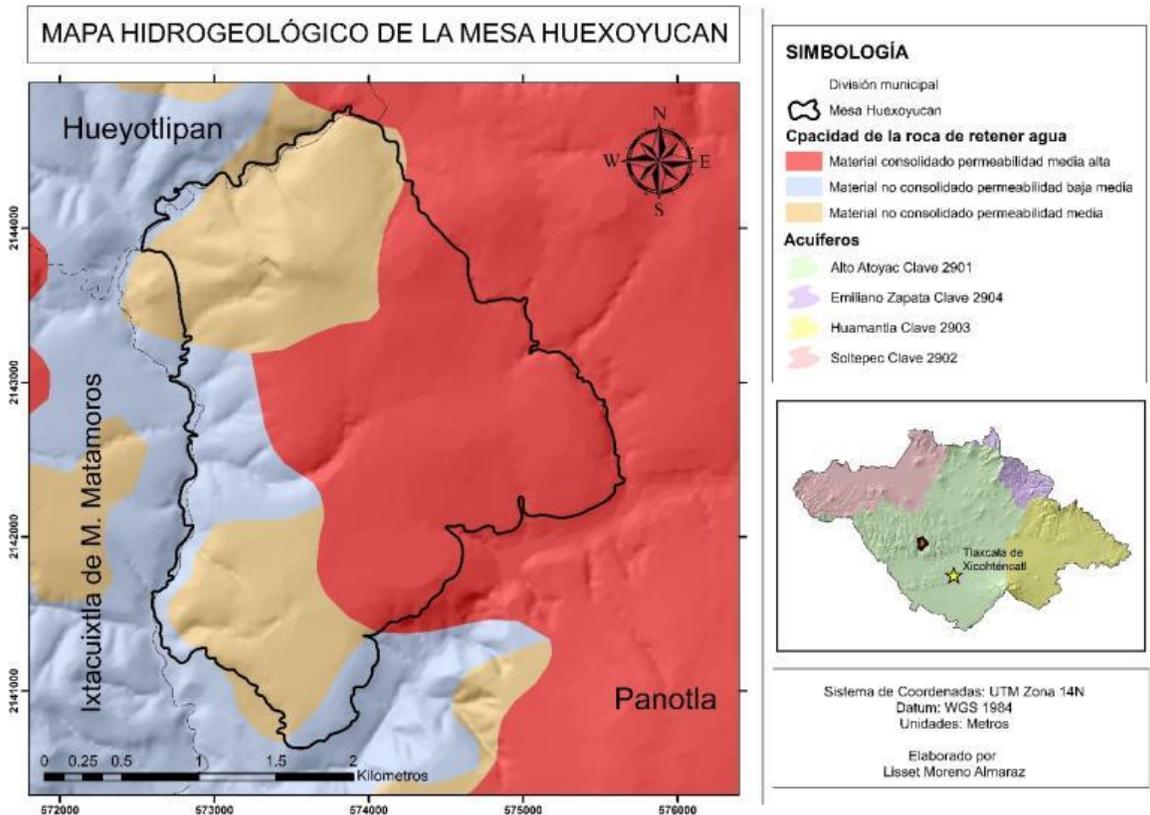


Figura 4. Mapa hidrogeológico de la mesa Huexoyucan

Cuenca Hidrológica Río Atoyac

El acuífero Alto Atoyac se define con la clave 2901 de acuerdo al Sistema de Información Geográfica para el Manejo del Agua Subterránea de la Comisión Nacional del Agua (SIGMAS). Inicia a partir del Río Atoyac llegando hasta donde se encuentra la presa Manuel Ávila Camacho, localizada en la región central de Tlaxcala, entre las coordenadas geográficas 98°05'45" O y 18°54'30" N (DOF, 2011). Limitada al norte con el acuífero Tacolutla, clave 3002, perteneciente al Estado de Veracruz; al sureste con el acuífero Valle de Tecamachalco, clave 2101, y al sur con el acuífero Valle de Puebla, clave 2104, ambos del Estado de Puebla. Por último, al noreste se encuentra el acuífero Emiliano Zapata, clave 2904, al este con el acuífero de Huamantla, clave 2903, y al noreste con el acuífero Soltepec, clave 2902 (CONAGUA, 2015).

De acuerdo a su litología, en la parte superior, el acuífero se aloja sobre sedimentos aluviales y fluviales con una granulometría variada. La porción inferior se aloja sobre rocas ígneas extrusivas, principalmente basaltos, tobas y andesitas, las cuales se caracterizan por presentar permeabilidad secundaria debido al fracturamiento. Se describe como un acuífero de tipo libre heterogéneo y anisótropo, es decir, que tiene variaciones hidráulicas

verticales y horizontales. La recarga anual es de $212.4 \frac{hm^3}{año}$, de las cuales $186.9 hm^3$ son recarga natural y $25.5 hm^3$ recarga inducida. Con respecto a la disponibilidad de aguas subterráneas (DAS) se tiene un volumen de $46'724 m^3$ (CONAGUA, 2015).

En los años 2007 y 2011, se realizaron estudios hidrogeológicos por las corporaciones UNITEC, S.A. de C.V, y GEOPSA S.A. de C.V., los resultados se correlacionaron con estudios realizados en acuíferos aledaños y cuya litología es parecida al acuífero Alto Atoyac. En la tabla 1 se muestra los resultados obtenidos para cada parámetro (CONAGUA, 2015):

Tabla 1. Parámetros hidrogeológicos para el acuífero Alto Atoyac.

Comportamiento hidráulico	Año	Descripción
Profundidad a nivel estático	2001	Valores que varían de 5 a 160 m. En las profundidades más someras los valores son de 5 a 25 m, encontrándose en el sector sur del acuífero. Profundidades mayores se registraron en dirección al volcán La Malinche
Elevación del nivel estático	2011	Los valores varían de 2650 a 2200 msnm; incrementándose, debido a la topografía. El flujo subterráneo es de norte a sur, y las principales zonas de recarga se localizan al norte del acuífero.
Hidrogeoquímica y calidad del agua subterránea		
Sólidos totales disueltos (STD)	2011	Se registraron valores de 100 a 500 ppm, valores que se mantienen por debajo de los establecidos en la NOM-127-SSA1-1994. Sin embargo, en localidades como Villa Mariano Matamoros y Santa Cruz la concentración de STD alcanzó 1400 ppm

pH	2011	Los valores obtenidos son de 4 a 10, representada como agua ligeramente alcalina.
Temperatura	2011	Valores que varían de 15 a 31°C
Conectividad eléctrica	2011	De acuerdo al criterio de Wicox, el agua extraída se clasifica como salinidad media (C_2) y contenido bajo de sodio (S_1).

CAPÍTULO III MARCO TEÓRICO

3.1. Vulcanismo

Los sismos y el vulcanismo son resultado del movimiento de las placas tectónicas. Son manifestaciones que permiten la liberación de la energía acumulada, a causa de esto provocan accidentes geográficos. La actividad volcánica tiene origen en tierra como en los océanos. En los límites de placas divergentes, el vulcanismo es responsable de la formación de cadenas montañosas submarinas, conocido como dorsales oceánicas. Se ha descubierto que más del 80% del vulcanismo ocurre en las profundidades del océano. Sin embargo, la mayoría pasa desapercibida por el ser humano (Sigurdsson *et al.*, 2015). En los límites de placas convergentes se han documentado la mayoría de las erupciones volcánicas. Cuando dos placas tectónicas colisionan entre sí, se originan zonas de subducción. Un ejemplo muy conocido es la colisión entre la placa de Nazca y la Placa Suramericana, como resultado la formación de Los Andes. Las erupciones pueden variar de intensidad pequeña a muy grande. La mayoría de lava volcánica es de composición basáltica, sin embargo, pueden ser de otras composiciones, mientras que el contenido de gases y vapor influyen en el comportamiento eruptivo (Sigurdsson *et al.*, 2015).

Las formas definidas en el relieve dependen del tipo de erupción y del material expulsado. Por lo general, cuando hay emisiones repetidas con frecuencia de lava con baja viscosidad, se forman cúpulas planas o volcanes en escudo. Las largas cadenas montañosas son el resultado de emisiones de lava viscosa, las áreas tabulares y mesetas resultan de lavas muy fluidas. Los volcanes conos de ceniza y toba son formaciones volcánicas extrañas de encontrar, su origen se debe a múltiples eventos eruptivos. A diferencia de los volcanes de ceniza, los estratovolcanes son estructuras más comunes, se forman por flujos de lava, diques y material piroclástico suelto (Machatschek, 1876).

3.2. Estructuras volcánicas

Los edificios volcánicos se pueden clasificar como monogenéticos y poligenéticos. Así mismo, de manera más simplificada pueden diferenciarse por los procesos que generan el relieve: conos de escoria, calderas, domos, etc.

3.2.1. Volcanes Monogenéticos

Se forman por un solo episodio eruptivo generando un volcán monogenético. El evento eruptivo puede durar desde horas hasta años. Sin embargo, una vez que la erupción cesa lo hace de forma definitiva. El magma producido procede de un reservorio profundo

sin conexión con cámaras magmáticas superficiales, como resultado al finalizar su descarga se detiene la erupción y por lo tanto la formación del edificio (Rodríguez-González & Fernandez-Turiel, 2015). Los conos de ceniza, conos de toba, maars y domos son ejemplos de edificios monogenéticos.

a) Conos de cenizas

También llamados como conos de escoria, están constituidos con fragmentos de lava que al solidificarse durante la expulsión adoptan el aspecto de cenizas o escorias. Son los volcanes monogenéticos más abundantes, comunes de erupciones estrombolianas. Son producto de magmas basálticos ricos en gas, y comúnmente su altura oscila entre los 30 y 300 metros (Tarbuck & Lutgens, 2005). Suelen tener flancos regulares con una pendiente media de 26° , presentan en su parte superior un cráter, aunque algunos tienen forma de herradura. Esta forma puede deberse a cuatro factores: 1) la energía de la erupción; 2) el tipo y tamaño de los piroclásticos; 3) la dirección y fuerza del viento durante el evento; y 4) la pendiente de la topografía donde surge el edificio volcánico (Rodríguez-González & Fernandez-Turiel, 2015). El cráter de un cono de escoria suele ser de color rojo debido a la oxidación de los minerales por los gases calientes; las paredes exteriores son de color oscuro y no se oxidan (Figura 6a y b) (Sigurdsson *et al.*, 2015).

b) Maars-diatrema

Son depresiones circulares donde el fondo del cráter se encuentra por debajo de la superficie preruptiva. Los cráteres suelen tener una diatrema de 2 km de profundidad. Con lados escapados, rellenos con una mezcla de material fragmentado joven (Figura 6c y d) (Sigurdsson *et al.*, 2015).

c) Anillos de toba y conos de toba

Los conos de toba son rasgos planos y anchos con pendientes pronunciadas de 20° a 30° . En cuanto a los anillos de toba, son rasgos planos y anchos con pendientes demasiado suaves. A diferencia de los maars que están excavados en el sustrato, los anillos de toba se originan sobre el sustrato (Figura 6e y f) (Sigurdsson *et al.*, 2015). De acuerdo con De Silva y Lindsay (2015), se originan por erupciones freatomagmáticas explosivas, donde la cantidad de agua no afecta al grado de explosividad formando anillos de toba.

a) Domos

Son las formas volcánicas comúnmente silíceas. Son cuerpos gruesos que representan flujos lentos debidos a la alta viscosidad del magma. Suelen estar relacionados

con conos compuestos o con una caldera que este situada a lo largo de fallas. Debido a la mezcla entre magmas máficos invasores y los magmas silícicos residentes se forman lavas bandeadas, lo que origina domos andesíticos (Sigurdsson *et al.*, 2015).

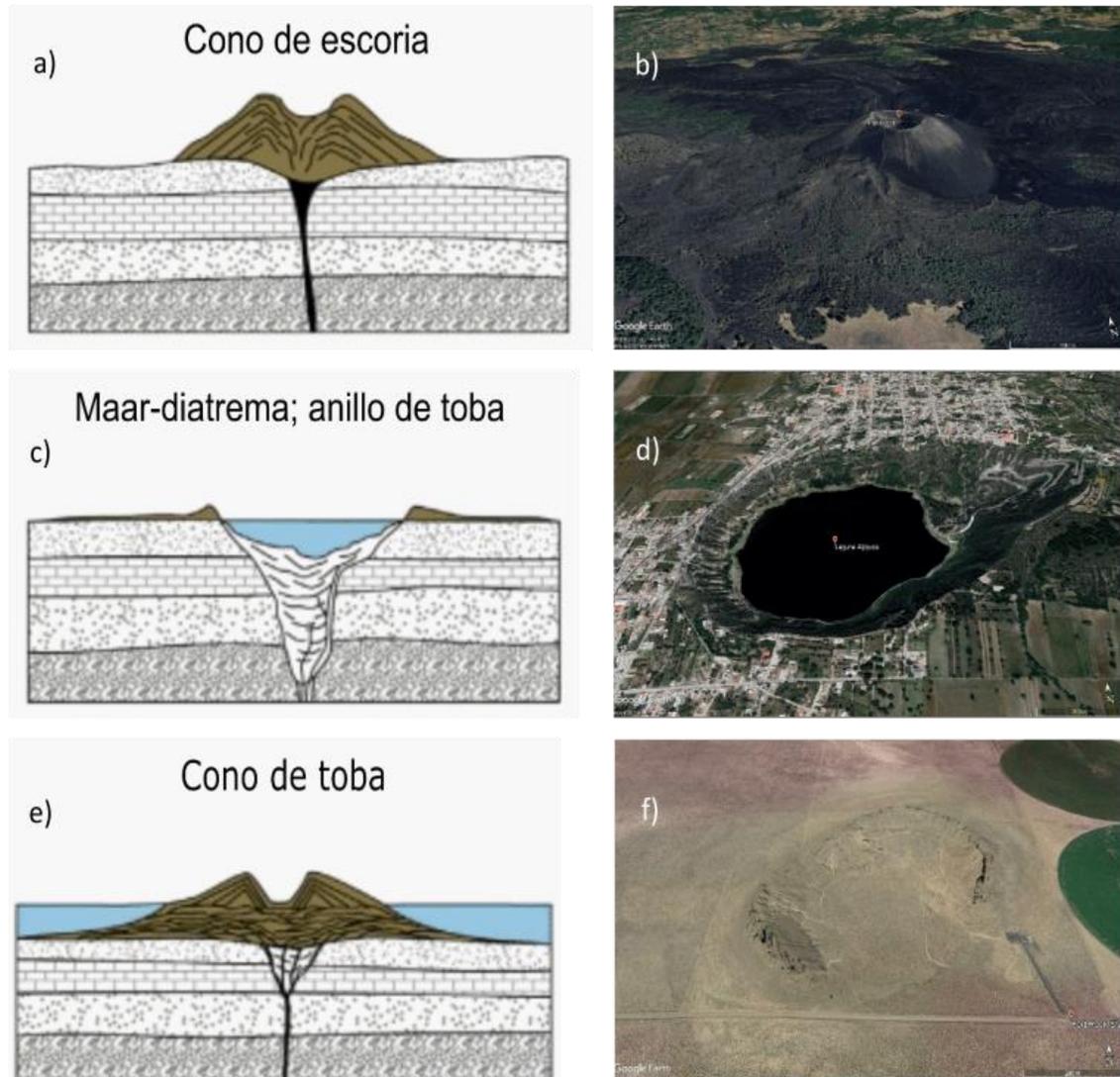


Figura 6. Diagramas de volcanes monogenéticos (Sigurdsson *et al.*, 2015). a) Perfil de un cono de escoria: b) Volcán Parícutín, Michoacán, México. c) Perfil de un maar-diatrema y un anillo de toba: d) Laguna Aljojuca, Puebla, México. e) Perfil de un cono de toba: f) Fort Rock, Oregón, E.E.U.U. (imágenes tomadas de Google Earth).

3.2.2. Volcanes Poligenéticos

Son resultado de la acumulación de material volcánico a lo largo de diferentes episodios eruptivos. Los conductos volcánicos permanecen activos durante largos periodos de tiempo, manteniendo las condiciones perfectas que favorecen la concentración de erupciones y una fuente magmática activa que los alimenta periódicamente. A este grupo

pertenecen los volcanes en escudo y estratovolcanes (Rodríguez-González & Fernández-Turiel, 2015).

a) Volcanes en escudo

La acumulación de lava basáltica adopta la forma de una estructura abovedada, parecido a un domo, adquiriendo la forma del escudo de un guerrero (Figura 7c y d). Debido al bajo contenido de sílice y volátiles evita que las erupciones sean explosivas. Cuando el escudo es joven, la lava fluye desde una chimenea en el centro de la cima, y con laderas suaves que oscilan entre 1 y 5 grados. Cuando el escudo es maduro, tienen un perfil cónico en forma de escudo invertido, con pendientes que suelen ser de 10 grados, y la cima y sus flancos se vuelven planos. Los flujos de lavas emitidas suelen ser de tipo cordadas, pero conforme se enfrían en el descenso, se pueden convertir en coladas AA con aspecto de escoria (Tarbuck & Lutgens, 2005).

b) Conos compuestos

Conos compuestos o estratovolcanes, la mayoría se encuentra en la zona de subducción ubicada en el océano Pacífico denominada Cinturón de Fuego del Pacífico. (Tarbuck & Lutgens, 2005). Los volcanes compuestos son formas de relieve poligenéticas formadas por repetidas erupciones de un sólo respiradero (Sigurdsson *et al.*, 2015). Están compuestos de lava y depósitos piroclásticos, deben su forma a las lavas andesíticas ricas en gas. Se deben a erupciones explosivas que arroja grandes cantidades de material piroclástico, junto con lavas viscosas que contribuyen al crecimiento del cono (Figura 7a y b) (Tarbuck & Lutgens, 2005).

c) Canteras

Las calderas son estructuras de colapso cuya forma es más o menos circular. Se pueden originar en conos compuestos. En estratovolcanes, las calderas se originan cuando el volcán tiene una erupción tan catastrófica que provoca el hundimiento de su parte superior (Figura 7e y f). En los volcanes en escudo, el hundimiento de la parte superior es provocado por un drenaje subterráneo desde una cámara magmática (Tarbuck & Lutgens, 2005). A su vez, las calderas volcánicas pueden clasificarse en dos tipos, calderas de drenaje y calderas explosivas. El primer grupo, calderas de drenaje, se forman cuando el magma es drenado a elevaciones menores, causando que el techo se derrumbe. Las calderas explosivas están asociadas con erupciones piroclásticas violentas, provocando el hundimiento del techo de la cámara magmática (Lockwood & Hazlett, 2010)

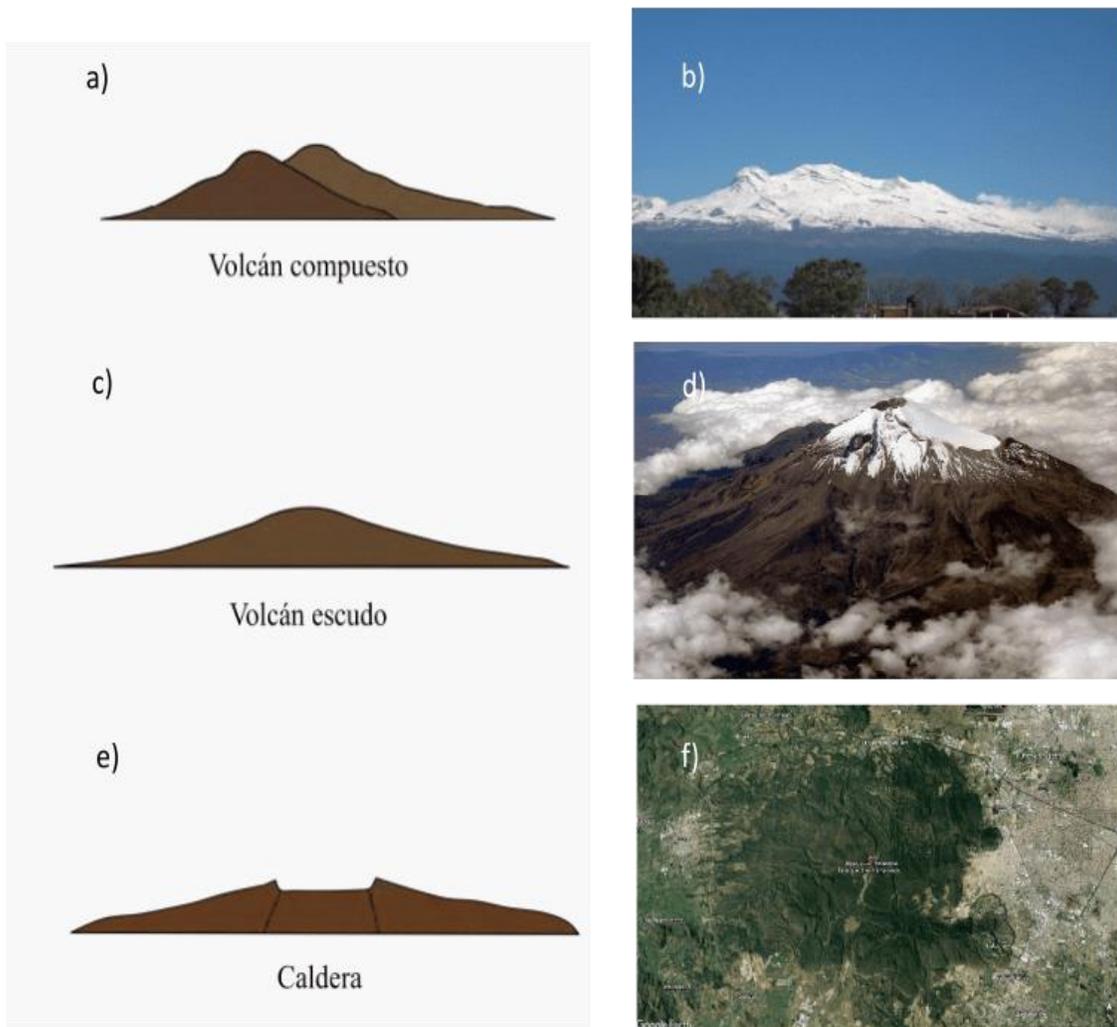


Figura 7. Volcanes poligenéticos. a) Perfil de un volcán compuesto: b) volcán Iztaccíhuatl, México (fotografía de Carlos Lira Valdez, 2010). c) Perfil de un volcán escudo: d) Cofre de Perote, Veracruz, México (fotografía de Rita Vázquez de Mercado). e) Perfil de una caldera volcánica: f) Caldera La Primavera, Jalisco, México (Imagen obtenida de Google Earth).

3.3. Flujos de lava

Se calcula que al menos el 90% del volumen total de la lava terrestre corresponde a lavas de composición basáltica; seguido de lavas andesíticas y otras composiciones; mientras que las coladas riolíticas ricas en sílice corresponden el 1% total. (Tarbuck & Lutgens, 2005). Las lavas basálticas fluyen formando láminas delgadas y anchas, suelen ser muy fluidas debido a su bajo contenido en sílice. Caso contrario son las lavas riolíticas, donde el movimiento de la lava es menor y difícil de percibir, resultado del alto contenido de sílice que las caracteriza. Con respecto a las lavas andesíticas, el movimiento de la lava

tiene una composición intermedia. (Tarbuck & Lutgens, 2005). MacDonald (1953) distingue tres tipos de lava: pahoehoe, aa y bloques de lava.

3.3.1. Coladas cordadas (pahoehoe flow)

Cuando se solidifican las lavas basálticas la corteza puede tomar diferentes formas. Las coladas cordadas se caracterizan por una corteza lisa que se arruga a medida que la lava, que aún se encuentra fundida, sigue avanzando (Tarbuck & Lutgens, 2005). El núcleo se mantiene fluido mientras la corteza exterior se endurece con el tiempo (Figura 8) (Sigurdsson *et al.*, 2015). Suelen tener conductos horizontales que solían servir para transportar la lava desde la chimenea volcánica hasta el frente de la colada (Figura 8). Debido a la alta temperatura, la lava que se encuentra en el interior de los ductos puede seguir moviéndose. (Tarbuck & Lutgens, 2005). Las lavas cordadas pueden clasificarse de acuerdo a su aspecto en pahoehoe tipo S y tipo P. Pahoehoe tipo S contiene mayor cantidad de vesículas, son pequeñas y esféricas. Las vesículas comprenden más del 40% del volumen de la roca con un diámetro menor de 4 mm. La pahoehoe tipo P es menos común y normalmente se forman cuando las pendientes de la superficie subyacente son menores a 4°, también tiene vesículas de gran tamaño (Sigurdsson *et al.*, 2015). Cuando el frente de los flujos de pahoehoe se enfría se crean nuevos lóbulos (Figura 18b) (Lockwood & Hazlett, 2010).

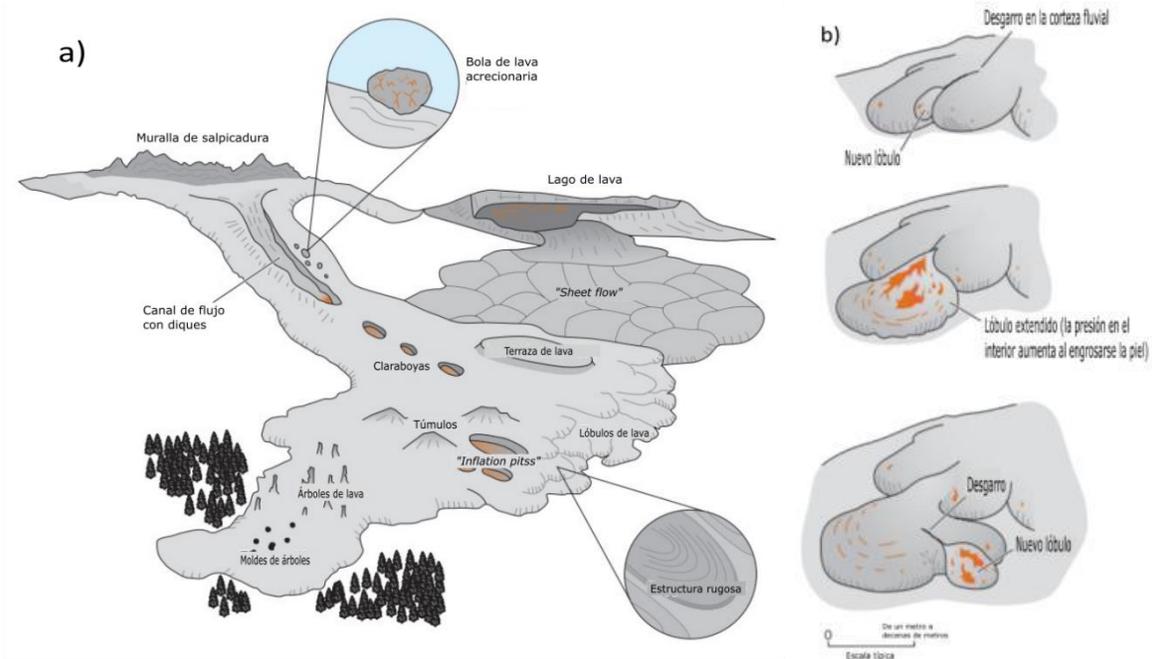


Figura 8. a) Descripción de las características distintivas de los flujos pahoehoe y, b) la formación de nuevos lóbulos (Sigurdsson *et al.*, 2015).

3.3.2. Coladas aa

Al igual que las coladas cordadas, las coladas aa son comunes en las lavas basálticas. Sin embargo, la lava es un poco más viscosa en los flujos aa. Se trata de bloques ásperos y desiguales con bordes afilados. Avanzan a velocidades de 5 a 50 metros por hora, y debido a los gases la lava solidificada tiene huecos (Figura 9a) (Tarbuck & Lutgens, 2005). La autobrecha de las coladas 'aa' se denominan "*clinker*", estos clastos son subredondeados, con superficies rugosas, espinosas, con tendencia vesicular, y bastantes densos. El movimiento de los clastos desgarga la superficie de la lava, exponiendo el núcleo de lava más caliente (Sigurdsson *et al.*, 2015).

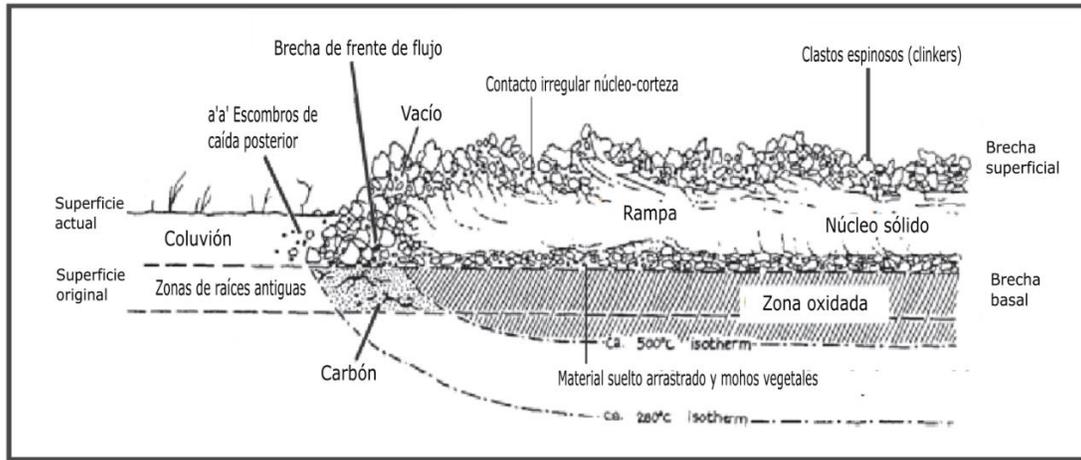


Figura 9. Perfil de un flujo de tipo aa (Harris & Rowland, 2015).

3.3.3. Coladas de bloques

Comunes en magmas silícicos, andesíticos y riolíticos. Las coladas de bloques, como su nombre lo dice, se trata de bloques separados. A diferencia de las coladas aa, los bloques tienen una superficie lisa y mucho más gruesos (Tarbuck & Lutgens, 2005). Los bloques de lava son densos, con pocas vesículas. Algunos flujos de lava silícicos carecen de bloques y en su lugar la superficie está compuesta de escombros de grano grueso (Sigurdsson *et al.*, 2015). Las coladas en bloques son comunes en lavas andesíticas y basálticas, y suelen estar asociados a flujos de domos (Lockwood & Hazlett, 2010).

3.3.4. Coladas almohadilladas

Cuando las erupciones o efusiones de lava se originan en una cuenca oceánica, o la lava entra en contacto con el océano, las coladas de lava se enfrían rápidamente. Sin embargo, la lava puede seguir moviéndose hacia adelante rompiendo la capa endurecida. Como resultado se forman estructuras alargadas parecidas a almohadas grandes que se pegan y se ponen encima de las otras. Las coladas almohadillas son importante para reconstruir la historia terrestre (Tarbuck & Lutgens, 2005).

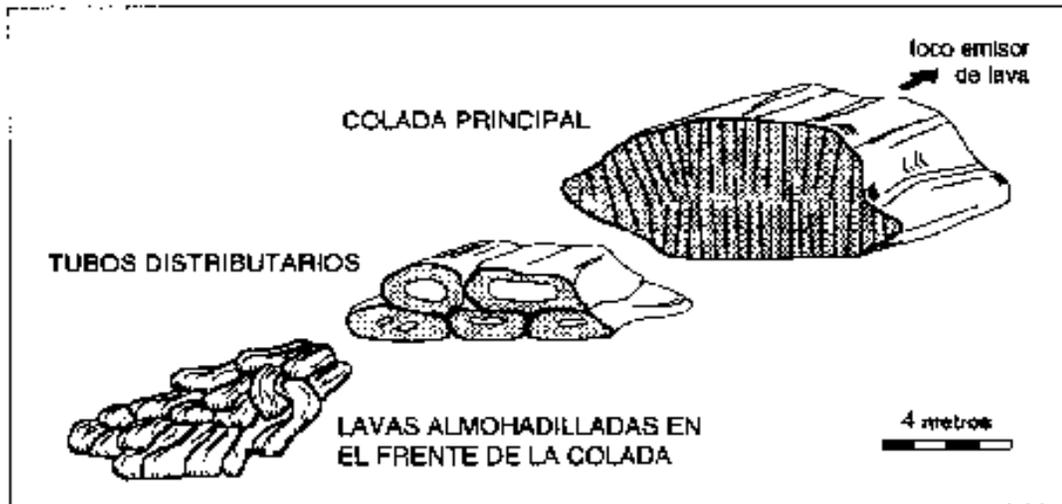


Figura 10. Lavas almohadilladas asociadas a una colada tabular (Carracedo *et al.*, 1999).

3.4. Estructuras geológicas

Los procesos físicos, químicos y biológicos afectan los cuerpos rocosos y a su vez ayudan a moldear el relieve terrestre. Las estructuras geológicas poseen características geométricas y atributos físicos que las diferencian de su entorno. Pueden estar relacionadas a procesos tectónicos, actividad volcánica o sísmica, y procesos sedimentarios. Afectan el flujo de fluidos en los yacimientos de petróleo y aguas subterráneas de diversas maneras, desde zonas de fractura altamente permeables en calizas o rocas cristalinas hasta el sellado de estructuras de falla en yacimientos de hidrocarburos. Ya sea en campo o mediante imágenes satelitales, observar las estructuras nos permite identificar el resultado final de los procesos de deformación y sedimentación. Las descripciones y observaciones deben ser claras, precisas y objetivas, de esto depende que los modelos, que posteriormente se realizaran, sean realistas y los resultados satisfactorios. (Fossen, 2010). Las estructuras geológicas se clasifican de acuerdo a los procesos que las forman: primarias y secundarias. Las primarias se originan debido a procesos sedimentarios o de emplazamiento, su análisis permite conocer procesos de acumulación y el paleoambiente del entorno. Dentro de este grupo se encuentran la estratificación, laminación, bandeamiento de flujos, entre otras. Las fracturas, pliegues, fisuras y fallas se forman a partir de procesos de deformación y cambios de temperatura en la corteza terrestre, se denominan como estructuras secundarias (Fossen, 2016).

3.4.1. Fallas

Una falla representa una discontinuidad física que afecta un macizo rocoso. El desplazamiento de los planos está asociada a procesos de deformación. El concepto de falla se puede definir como cualquier superficie o zona angosta con desplazamiento de corte visible a lo largo del área. Tienden a ser zonas complejas de deformación que consisten en múltiples superficies de deslizamiento, fracturas subsidiarias y quizás también bandas de deformación. Esto último, es evidente en fallas grandes con escala de kilómetros (Fossen, 2010).

La zona de falla se refiere a superficies sobre las que se produce movimiento a causa de una falla mayor compuesta o por una multitud de fallas de menor escala (Fossen, 2020). Debido a esto, en los planos de falla podemos observar superficies estriadas por el frote entre las caras a medida que se movía, las estrías indican la dirección del movimiento (Figura 11a) (Park, 1989). En algunos casos el desplazamiento no solo se limita a una falla mayor, sino que puede estar directamente enlazado con fallas pequeñas donde existen varias superficies de desplazamiento (Fossen, 2020). El fallamiento ocurre debido a diferentes desplazamientos sistemáticos relacionados a un gran número de fracturas estrechamente espaciadas (Billings, 1946).

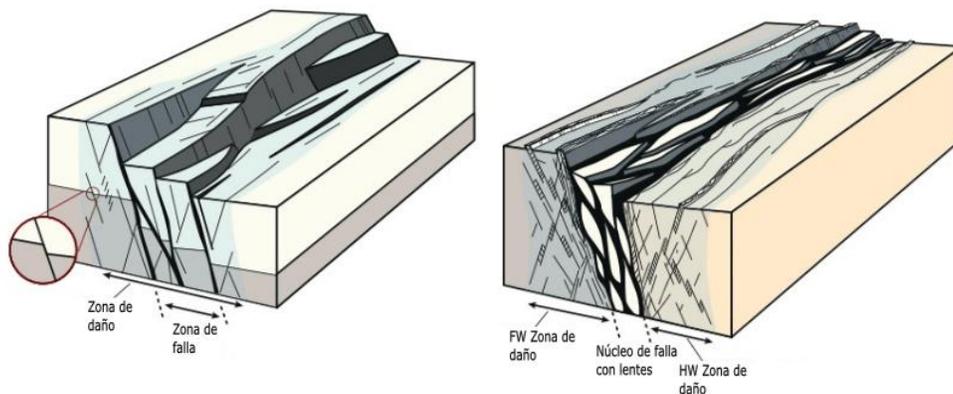


Figura 11. Elementos de una falla. a) Desplazamiento de dos o más zonas de alta tensión con indicadores cinemáticos (estrías), se observa una fractura de cizallamiento en la pared de la unidad; b) Núcleo de falla y zona de daño (Fossen, 2020).

Internamente, una zona de falla está formada por (Figura 11b) (Fossen, 2020):

- Núcleo de falla, rodeada por la zona de daño, consiste en rocas altamente cortadas que pueden estar representadas por fallas; es decir, fracturas de corte, vetas, diaclasas cortas y bandas de deformación.

- Zona de daño, se le denomina a la zona de estructuras de desplazamiento bajo y con alto fracturamiento.

3.4.1.1. Clasificación de fallas

Las fallas se clasifican de acuerdo con el movimiento que tienen (Figura 12) (Twiss & Moores, 2007):

- *Falla normal.* Ocurre cuando el bloque de techo se desplaza hacia abajo, quedando por debajo del bloque de muro. Suelen tener un ángulo de buzamiento de 60° que disminuye con la profundidad. Se forman por movimientos extensivos.
- *Falla inversa.* El bloque de techo se mueve por encima del bloque de muro, cuando su inclinación es de 45° se le denomina falla de cabalgamiento. Las fallas inversas tienden ser de pequeña escala, por el contrario, las fallas por cabalgamiento se pueden extenderse por cientos de kilómetros. Se forman por fuerzas compresivas, originándose en elevaciones montañosas.
- *Fallas de desplazamiento lateral.* El movimiento se da de forma paralela a su rumbo y son de cualquier escala. Su desplazamiento es esencialmente horizontal, ya sea una cizalladura lateral derecha o izquierda. Tienden a poseer un ángulo de buzamiento cercano a los 90° .

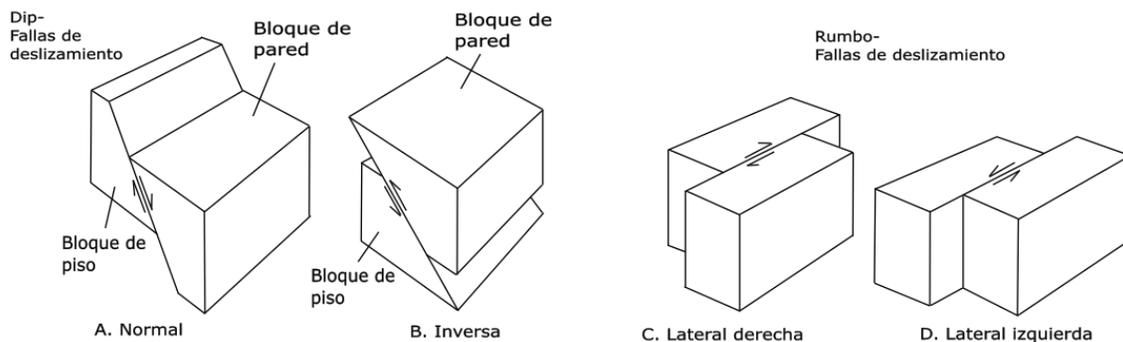


Figura 12. Desplazamiento característico para los diferentes tipos de fallas (Twiss & Moores, 1992)

3.4.2. Fracturas

La deformación frágil ocurre cuando la tensión acumulada supera los niveles de resistencia en la corteza terrestre, originando fracturas. El fracturamiento por deformación frágil se forma en rocas sometidas a exhumación y enfriamiento. Las fracturas son discontinuidades planas o subplanar con una dimensión estrecha que se pueden originar por una tensión externa (movimiento tectónico) o interna (Fosse, 2016). A diferencia de las fallas, las fracturas presentan bajo o nulo desplazamiento. Son sitios importantes de

mineralización, ya que las fracturas desarrolladas pueden estar ocupadas por material, formando vetas, en el espacio creado entre ambos planos (Park, 1989).

3.4.3. Principios físicos sobre el desarrollo de fracturas

La mecánica de fracturas es el principio que permite comprender los procesos que intervienen en la deformación de la roca y la propagación de las fracturas o fisuras en el material. Para entender el comportamiento mecánico es necesario conocer las propiedades elásticas, plásticas, viscoelásticas y viscoplásticas (Arana-Bilbao y González-Martínez, 2002; Vásquez-Serrano, 2013). Tiene como objetivo cuantificar las combinaciones de esfuerzo y tamaño de la fisura que produzca la extensión de esta (Griffith, 1921, como se cita en Vásquez-Serrano, 2013). Los parámetros por considerar son (Griffith, 1921, como se cita en Vásquez-Serrano, 2013):

- El esfuerzo aplicado sobre el cuerpo.
- La resistencia del material ante la fractura.
- El tamaño de la fisura responsable del desarrollo de las fracturas.

Otros aspectos a considerar son el tipo de fractura, la tensión y la rapidez con la que se desarrolla la fractura. Cuando la roca presenta un cambio en su volumen cuando se rompe, se le conoce como fractura dúctil. Será fracturamiento frágil cuando las fracturas aparezcan sin que exista deformación dúctil en la roca. Una fractura rápida se debe a la propagación inestable de una fisura en la roca, mientras que una fractura lenta será estable y mantendrá un desarrollo constante (Vásquez-Serrano, 2013).

A partir del primer principio de termodinámica, Griffith formula la teoría de la generación fractura lineal, en ella menciona que una fisura se hace inestable y se desarrolla en una fractura cuando el cambio de energía tensional (resultado del crecimiento de una fisura) es suficiente para superar la energía superficial del material (Arana-Bilbao y González-Martínez, 2002). Lo descrito anteriormente se expresa mediante la siguiente ecuación (Vásquez-Serrano, 2013):

$$\sigma_c = \left(\frac{2E\gamma_s}{\pi a} \right)^{1/2}$$

Donde σ_c es la tensión requerida para la propagación de una fractura, E es el módulo de Young del material, γ es la tensión superficial, y a es el semieje mayor de la elipse que corresponde a la fisura (Figura 13).

En 1957, Irwin planteó que el proceso de fractura no puede concentrarse en un solo punto, sino que se presenta en una pequeña zona que a su vez es finita y, por lo tanto, las tensiones dejan de ser infinitas debido a que parte

de la energía elástica se consume en la deformación plástica del material próximo a la punta de la fractura (Ávila-Álvarez, 2005). Con este importante aporte en la mecánica de fracturas es como se introduce en parámetro llamado Factor de intensidad de tensiones.

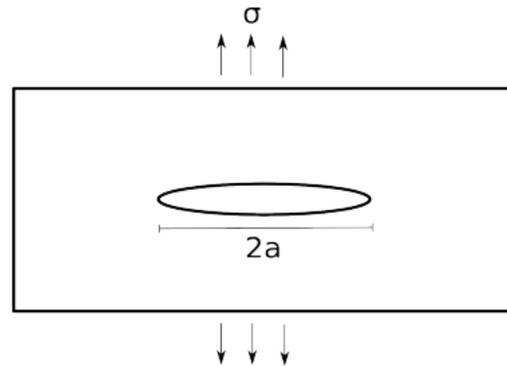


Figura 13. Modelo de una fisura en una placa infinita (Modelo de Griffith, 1921)

3.4.3.1. Factor de Intensidad de tensiones

El Factor de intensidad de tensiones (K), ayuda a conocer el campo de tensiones que hay alrededor de una fisura. Es útil para comparar las características de las fisuras que se distribuyen en un mismo material, pero con diferentes geometría y longitud (Ávila-Álvarez, 2005). K depende de la geometría del material, el estado de esfuerzo y la longitud de la fisura (Vásquez-Serrano, 2013):

$$K = \sigma_c(\pi a)^{1/2}$$

Cuando K alcanza un valor crítico (K_c), se provoca la inestabilidad necesaria para que la fisura se propague. K_c es un valor importante ya que cuantificará la resistencia de dicho material al fracturamiento, es decir, la tenacidad:

$$K_c = (2E\gamma_s)^{1/2}$$

3.4.3.2. Mecánica de fractura elasto-plástica o no lineal

Cuando una roca es sometida a una deformación elástica y supera sus límites, la roca se fractura y por consecuencia es imposible que recupere su forma original, a esto se le denomina como deformación plástica (García-Rodríguez, 2012). El modelo propuesto por Griffith (1921, como se cita en Vásquez-Serrano, 2013) demostró que el origen de fracturas es resultado de un proceso de conversión de energía que depende de la tensión aplicada y del tamaño mismo de las fisuras. Sin embargo, este modelo solo puede aplicarse a

mecanismos de rotura en materiales muy frágiles, como el vidrio y la cerámica, además de que resulta complicado evaluar la energía de superficie (Ávila-Álvarez, 2005).

Desarrollada por Rice en 1968, se establece un nuevo parámetro conocido como Integral J, siendo análogo del parámetro K. La integral J se utiliza para caracterizar la intensidad del campo tensión-deformación en el extremo de la fisura. La principal diferencia entre ambos parámetros es que J, representa la intensidad del campo elasto-plástico que rodea el extremo de la fisura, mientras que K es la intensidad de campo elástico circundante (Vásquez-Serrano, 2013).

3.4.4. Modos de fracturas

De acuerdo con Broek (1986), una grieta puede manifestarse mediante tres diferentes modos de tensiones (Figura 14):

a) Fracturas de extensión

Modo I, también conocida como extensión de apertura, se le considera el más importante y predominante. Se origina cuando el esfuerzo principal menor es perpendicular a la superficie de la grieta o fractura.

b) Fracturas de cizalla

Modo II, se produce en planos que forman ángulos de 90° donde los desplazamientos de las superficies de la grieta son perpendiculares al plano de la falla, así mismo, los esfuerzos cortantes son paralelos al plano.

Modo III o modo de rotura transversal, ocurre cuando los esfuerzos cortantes son paralelos al plano de fractura provocando el desplazamiento de las superficies de fracturas en sentidos opuestos.

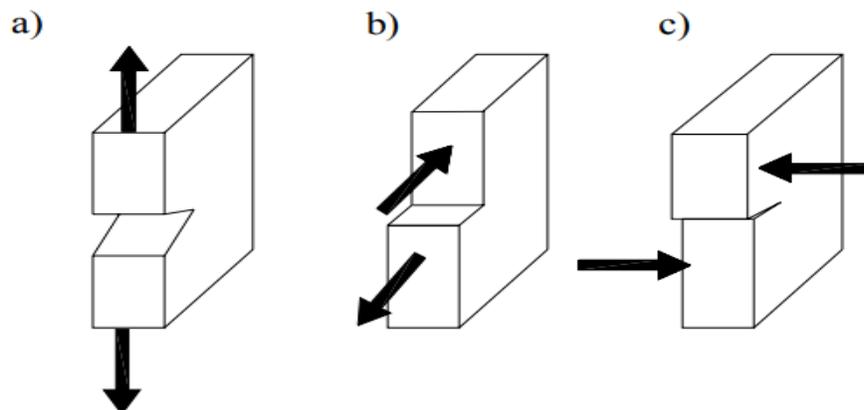


Figura 14. Modos de fractura: a) modo I o modo de apertura; b) modo II o modo deslizante; c) modo III o modo de rotura transversal (Broek, 1986)

3.4.5. Clasificación de las fracturas de acuerdo a procesos geológicos

3.4.5.1. Fracturas por actividad tectónica

Comúnmente, las fracturas geológicas se producen en la corteza por medio de esfuerzos tectónicos. Se originan cuando se supera la resistencia mecánica de las rocas y se rompe. Se obtienen dos tipos de fracturas, diaclasas o fallas. Las primeras carecen de desplazamiento; y en las fallas, los dos bloques se desplazan entre sí.

3.4.5.2. Fracturas de enfriamiento

Se originan por el enfriamiento de las rocas ígneas. Las fracturas verticales o fracturas de enfriamiento se consideran como fracturas de modo I, debido a la baja tendencia al deslizamiento. Su formación es en dirección perpendicular al esfuerzo comprensivo. Son muy numerosas en rocas volcánicas y a menudo las estrías se encuentran en varias direcciones que las hacen difíciles de interpretar sus propiedades mecánicas (Botero-Santa *et al.*, 2020). Las fracturas de enfriamiento pueden estar relacionadas a la evolución y crecimiento de fallas normales preexistentes.

3.4.6. Análisis sistemático de las fracturas

3.4.6.1. Descripción cualitativa

El análisis cualitativo consiste en analizar las propiedades físicas de las fracturas y utilizar el método fractográfico. En las propiedades físicas se incluye el espaciamiento, rectitud o curvatura de la superficie de fractura, inclinación, relación con otras superficies, anastomosis e interacciones entre fracturas. La fractografía determina la evolución y el mecanismo de fractura. Para ello se requiere tomar una fotografía de la superficie fracturada. Es importante considerar las condiciones de luz; mientras mayor iluminación haya, los detalles serán más notorios en la superficie (Vásquez-Serrano, 2013).

3.4.6.2. Análisis cuantitativo

El análisis cuantitativo de las fracturas tiene como objetivo caracterizar los atributos en afloramientos fracturados como la orientación, espesor, espaciamiento, longitud, densidad, intensidad, distribución espacial y tamaño de las fracturas (Vásquez-Serrano, 2013). Los atributos se adquieren empleando diferentes métodos y que se pueden complementar utilizando Sistemas de Información Geográfica (SIGs). Sin embargo, el sistema de fracturas en un afloramiento presenta geometrías de naturaleza 3D lo que

implica limitaciones para su análisis. Debido a que los métodos para su estudio solo tienen acceso al muestreo 2D y 1D, se obtienen errores y resultados incompletos (Moreno-Sánchez & García-Cabrejo, 2006). A continuación, se describen los inconvenientes más comunes (Moreno-Sánchez & García-Cabrejo, 2006):

- *Sesgo por Orientación:* La medición se realiza de manera perpendicular al rumbo de la estructura. Se selecciona la dirección que predomina en las fracturas, a la que se denomina familia de fracturas. Si se tienen familias con otras orientaciones, no se consideran en el muestreo, causando un sesgo por orientación. En la figura 15^a.
- *Sesgo por truncamiento:* Depende de la escala o resolución considerada para el muestreo. Debido a ello se puede perder información que solo es posible observar a una escala menor o microscópica.
- *Censura:* Fenómeno causado por el volumen y la totalidad de fracturas existentes en el área de muestreo. A menor escala los detalles estructurales y las fracturas de menor tamaño son visibles. Por el contrario, a mayor escala se puede identificar estructuras de mayor longitud, pero las de menor longitud no serán visibles. En la figura 15c, el rectángulo A representa el afloramiento, las fracturas dentro del rectángulo corresponden a información accesible a medición; mientras que aquellas fracturas que se encuentran en el rectángulo B representan información fuera del alcance para el observador.

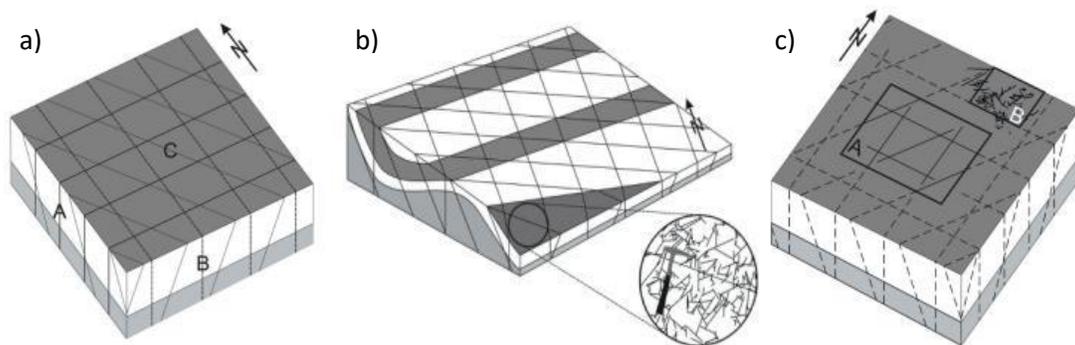


Figura 15. a) sesgo por orientación; b) sesgo por truncamiento; c) sesgo por censuramiento (Moreno-Sánchez & García-Cabrejo, 2006)

3.4.6.3. Densidad e intensidad de fracturas

La densidad e intensidad de fracturas son parámetros que en conjunto con el muestreo de línea de exploración circular y ventana circular disminuye el sesgo de orientación, truncamiento y censura (Mauldon *et al.*, 2001). Así mismo, son fundamentales para entender el proceso de flujo de fluidos (Vásquez-Serrano, 2013).

- **Intensidad de fracturas:** Este parámetro se relaciona con el espaciamiento promedio entre fracturas a través de una línea de muestreo con dirección definida (Figura 16) (Moreno-Sánchez & García-Cabrejo, 2006). Nieto-Samaniego *et al.* (2003) la define como la longitud de fractura por unidad de área (P10). Para su análisis se necesita conocer el número de intersecciones entre las fracturas representado por n y el radio de la circunferencia usada, r (Figura 16). Se obtiene mediante el número de intersecciones entre las fracturas y la circunferencia externa, por medio de la siguiente expresión (Mauldon *et al.*, 2001):

$$I = \frac{n}{4r}$$

Nieto-Samaniego *et al.* (2003) plantea la siguiente ecuación para estimar la intensidad de un plano (P10):

$$I = \frac{1}{A} \sum_{K=1}^{N_{tot}} l_k$$

Donde l es la longitud de las fracturas y A es el área de muestreo.

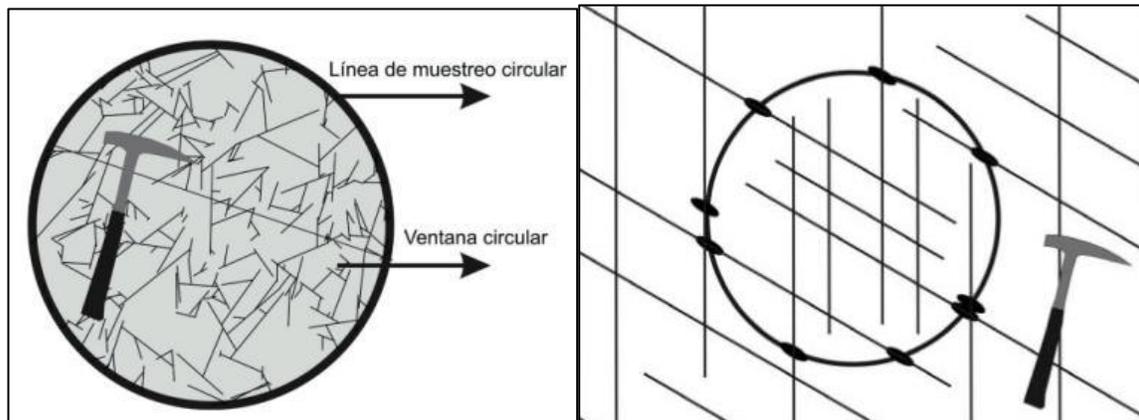


Figura 16. Intensidad de fracturas. En la imagen a la derecha, se señala las intersecciones entre las fracturas y la circunferencia de la ventana (Moreno-Sánchez & García-Cabrejo 2006).

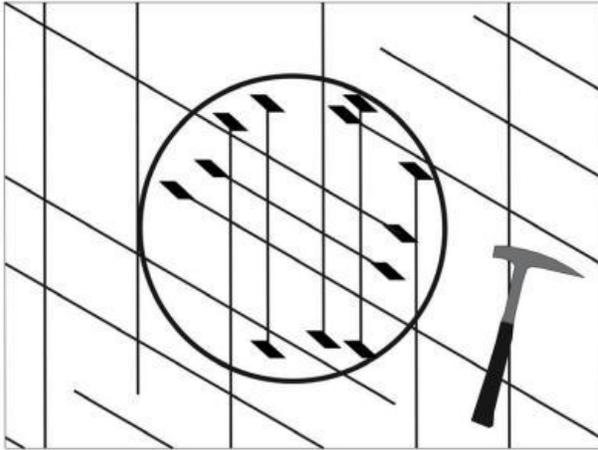


Figura 17. Los rombos representan los puntos finales de las fracturas que caen en la ventana circular (Moreno-Sánchez & García-Cabrejo 2006).

• **Densidad de fracturas:** Se define como el número total de fracturas dentro del área estimada (P20) (Figura 17). Comúnmente se expresa como (Mauldon *et al.*, 2001):

$$D = \frac{n}{A}$$

Donde n corresponde al número de fracturas dentro de la ventana y A es el área de la ventana circular. Sin embargo, este método no es del todo

confiable ya que algunas fracturas puede que no estén completamente expuesta dentro de la ventana, dando como resultado sesgo de censura (Moreno-Sánchez & García-Cabrejo 2006; Vásquez-Serrano, 2013).

Para resolver esta limitación se utilizan los puntos terminales de la fractura de la siguiente forma (Mauldon *et al.*, 2001):

$$p = \frac{1}{2} \left(\frac{m+}{A} + \frac{m-}{A} \right) = \frac{m}{2A}$$

Donde $m+$ es la terminal positiva, $m-$ la terminal negativa, A es el área de la ventana superficial y m es el número total de puntos terminales. La descripción anterior es válida para cualquier forma de ventana. Mauldon *et al.* (2001) describe el estimador utilizado para una ventana circular:

$$p = \frac{m}{2\pi r^2}$$

Donde m es el número total de terminales de las fracturas y r es el radio de la circunferencia usada.

3.5. Distribución fractal en estructuras geológicas

La dimensión fractal define a los fractales como una composición de réplicas exactas de sí mismos independientemente de la escala a la que se observe (Paredes-Bartolome, 1995). Aunque no existe un concepto general para explicar la distribución fractal debido a su complejidad. En 1919, Felix Hausdorff construyó una teoría matemática que permitía determinar conjuntos fractales. En la actualidad se le conoce como Métrica de Hausdorff. Finalmente, durante los años 60 fue Mandelbrot quien introdujo el concepto de Geometría Fractal a partir de la Métrica de Hausdorff y de otras aportaciones que estudiaban las geometrías fractales, entre ellas las creadas por Besicovitch (Paredes-Bartolome, 1995).

La complejidad de las formas y de los procesos que encontramos en la naturaleza puede ser descrita por la distribución fractal. Los fractales son morfologías o patrones complejos que sin importar el aumento y disminución de la escala se mantienen de la misma forma. El comportamiento repetitivo que presentan algunos sistemas geológicos es de importancia debido a que pueden proporcionar información a una determinada escala que sea de interés (Gumiel-Martínez, 1996). Se utiliza en diferentes áreas de la Ciencia de la Tierra. Nos permite analizar la distribución geométrica de una red fluvial; describir la distribución de precipitados minerales; determinar las propiedades físicas y mecánicas de una red de fracturas en un macizo rocoso; estudiar las estructuras del subsuelo; inclusive, los Modelos de Elevación Digital (DEM) se usan técnicas fractales para simular detalladamente los accidentes topográficos. La aplicación de fractales es de mayor interés en la ingeniería del petróleo, esencialmente en la descripción de modelos que simulen el movimiento del petróleo en medios porosos (Paredes-Bartolome, 1995).

3.5.1. Estructuras fractales aplicadas a la Geología

3.5.1.1. Fractales determinísticos

Se les denomina fractales determinísticos aquellos en los que no hay ninguna componente perturbadora en forma de ruido en su conceptualización- Es decir, que cada parte reducida de tamaño es exactamente similar (Paredes-Bartolome, 1995). Los procesos tectónicos en la corteza terrestre son considerados como ejemplos de un fractal determinístico (Gumiel-Martínez & Arias-Liorente, 2005). Podemos definir un conjunto fractal con la siguiente expresión:

$$N_i = \frac{C}{r_i^D}$$

Donde N_i es el número de fragmentos, r_i es la dimensión lineal características, C es una constante de proporcionalidad y D es la dimensión fractal. Siendo la dimensión fractal un número fraccionario, de ahí el termino fractal. De acuerdo con Turcotte (1997) lo descrito anteriormente se representa como:

$$D = \frac{\ln (N_{i+1}/N_i)}{\ln (r_i/r_{i+1})} = \frac{\log (N_{i+1}/N_i)}{\log (r_i/r_{i+1})}$$

Para explicar el término de dimensión fractal, Turcotte (1997) usa una línea de longitud unitaria $N_1 = 1, r_1 = 1$. En la figura 18a, la línea es segmentada en dos partes y se quita el segmento de la derecha, se expresa como $N_1 = 1, r_1 = 1/2$. Nuevamente, el segmento restante se divide en dos partes, otra vez se quita el segmento derecho ($N_2 = 1, r_2 = 1/4$). Con este procedimiento puede extenderse a más pasos, pero a medida que n se acerca a ∞ , la longitud de la línea tiende a 0 (Vásquez-Serrano, 2013). Otro caso se muestra en la figura 16b, donde los segmentos se dividen, pero se conservan todas las divisiones; el orden i de la longitud de la línea original permanece constante ($D=\ln 2/\ln 2=1$), correspondiendo a la dimensión euclidiana de una línea (Turcotte, 1997; Vásquez-Serrano, 2013). Por último, en la figura 18c, la línea unitaria se divide en tres partes y el segmento del centro es removido, se vuelve a dividir los segmentos restantes en tres partes y nuevamente eliminar la parte central. A esta expresión se le denomina polvo de Cantor y tiene una dimensión fractal ($D=\ln 2/\ln 3=0.6309$).



Figura 18. Dimensiones fractales a partir de una línea: polvo de Cantor (Turcotte, 1997; Gumiel-Martínez & Arias-Liorent, 2005)

Polvo de Cantor

El polvo de Cantor fue presentado por Georg Cantor en 1883, como un subconjunto fractal con intervalo real $C_i = [0,1]$ utilizado para objetos fractales unidimensionales. Lo descrito anteriormente (figura 18c) se expresa como (Alfaro *et al.*, 2010):

$$C_1 = \left[0, \frac{1}{3}\right] \cup \left[\frac{2}{3}, 1\right]$$

El conjunto C_2 se obtiene al remover el tercio central de los dos intervalos, de manera que:

$$C_2 = \left[0, \frac{1}{3}\right] \cup \left[\frac{2}{9}, \frac{1}{3}\right] \cup \left[\frac{2}{3}, \frac{7}{9}\right] \cup \left[\frac{8}{9}, 1\right]$$

Al seguir la secuencia se obtiene una sucesión de conjuntos cerrados. Su dimensión fractal es > 1 y $< 2 = \frac{\ln 2}{\ln 3} = 0.6309$.

Tapete de Sierpinski

Siendo análogo del Conjunto de Cantor, el tapete de Sierpinski pertenece a planos bidimensionales. Se construye partiendo de un cuadro, se agrega ocho cuadros alrededor y se extrae el cuadrado central. El paso anterior se aplica nuevamente a cada uno de los ocho cuadrados. El tapete de Sierpinski es un conjunto que queda como resultado de este proceso repetido al infinito (Figueiras *et al.*, 2000) (Figura 19). Su dimensión fractal es $\frac{\ln 8}{\ln 3} = 1.8928$ (Turcotte, 1997).



Figura 19. Tapete de Sierpinski (Turcotte, 1997)

Esponja de Menger

Utilizada para objetos tridimensionales. Debido a su aproximación con la distribución de los poros de una roca, permite el estudio del flujo de fluidos en medios porosos (Turcotte, 1997). Su construcción es igual al tapete de Sierpinski, pero aplicándose en las seis caras del cubo (Figura 20). Su dimensión fractal es $\frac{\ln 20}{\ln 3} = 2.7268$ (Turcotte, 1997).

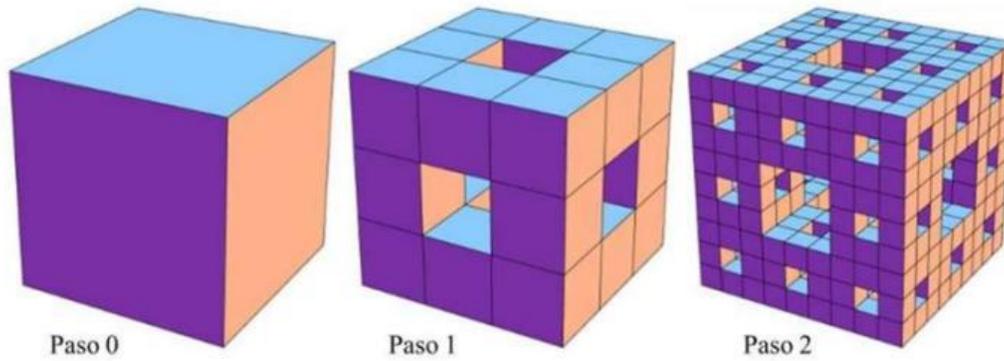


Figura 20. La Esponja de Menger se forma a partir de un cubo dividido en 9 cubos donde el resto es retirado, el segundo paso consiste en dividir nuevamente en 9 partes eliminando el cubo central (Bermejo-Santoyo, 2018)

Tríadica de Koch

La tríadica de Koch se caracteriza por tener una escala invariante y ser determinista. Para elaborarlo se construye un triángulo equilátero, en donde cada lado del triángulo se divide en tres partes $N_0 = 3, r_0 = 1$. Posteriormente, se coloca en cada lado un triángulo en el centro, obteniendo 12 lados, al seguir con el paso anterior de tendrá 48 lados y así sucesivamente (Figueiras *et al.*, 2000) (Figura 21). Su dimensión fractal se representa como

$$\frac{\ln 4}{\ln 3} = 1.2618$$

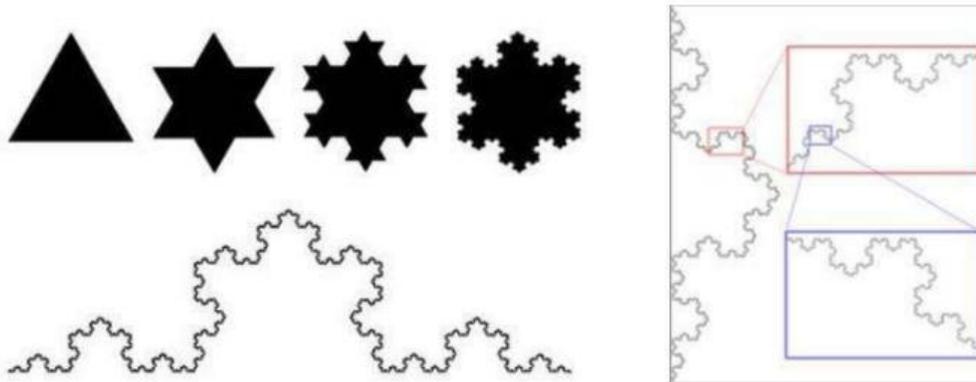


Figura 21. Tríadica de Koch. Partiendo de un triángulo equilátero, cada lado se divide en tres partes y se agrega un triángulo equilátero en el centro. El número de interacciones es infinito y con un perímetro continuo, además de presentar una invarianza en la escala (Bermejo-Santoyo, 2018).

3.5.1.2. Fractales estadísticos

Para entender el concepto de fractales estadísticos, podemos considerar las diferencias entre el perímetro del modelo de Koch con la línea de costa. Como se mencionó

anteriormente, la triádica de Koch es invariante de escala y una línea de costa tendrá diferencias a diversas escalas, por lo que se considera estadístico. También la escala en ambas es diferente, mientras que en la triádica de Koch la escala mínima es infinita y la escala máxima depende del modelo de origen, la línea de costa tiene como escala máxima 10^3 y 10^4 km (tamaño continental), y escala mínima el tamaño de un grano de roca, generalmente 1 mm (Turcotte, 1997).

Mandelbrot (1967) determinó la dimensión fractal de la costa oeste de Gran Bretaña (Figura 22) realizando un gráfico logarítmico comparando la longitud de la costa (P) con la longitud de la barra usada (r), cuyo valor obtenido fue $D = 1.25$, demostrando que la línea de costa es un fractal y estadísticamente invariante a la escala. Algunos fenómenos naturales y geológicos presentan una invariancia estadística a una escala determinada (Vásquez-Serrano, 2009). Por ejemplo, Gaonach *et al.* (1992) demostró que los perímetros de flujos de lava basálticas son fractales, sin embargo, Goodchild (1980) menciona que no toda topografía es fractal.

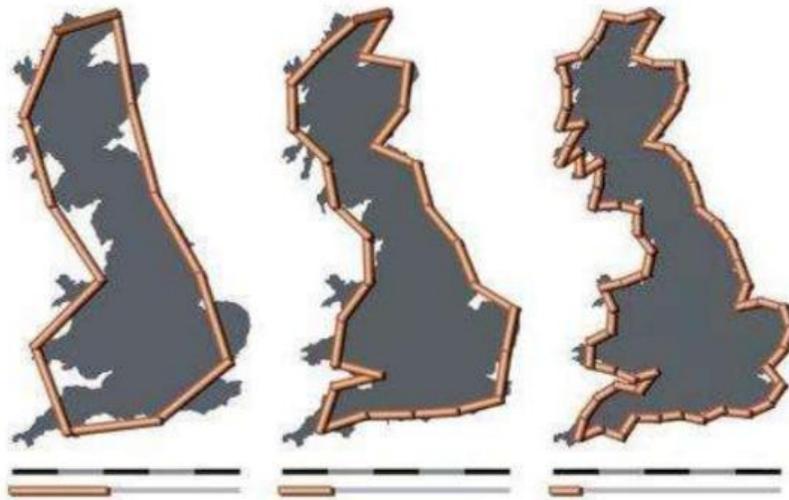


Figura 22. Estimación de la longitud de la línea de costa para Gran Bretaña realizada por Mandelbrot (1967) para mediante métodos fractales.

3.5.1.3. Fragmentación

La fragmentación es un proceso natural que ocurre en diferentes fenómenos geológicos. Una roca puede fragmentarse debido a la meteorización, por procesos explosivos, actividad tectónica, entre otros. Este proceso define la formación de las fracturas y la propagación de las mismas. Autores como Grady y Kipp, y Clark (1987) han discutido el concepto de fragmentación. La propagación de fracturas es un proceso no lineal con modelos complejos y que interactúa con diversas escalas, lo que demuestra que la

distribución del tamaño de los fragmentos es estadística (Turcotte, 1997). Turcotte (1997) aplica la distribución de Pareto para entender la distribución estadística del tamaño de fragmentos. Determinó que la función de Pareto sigue una ley de potencia, misma que es igual a la distribución fractal de los valores observados (Figura 23). El fenómeno de fragmentación ayuda a determinar la porosidad de material fracturada y a su vez se relaciona con la permeabilidad. Ambos atributos son importantes para entender el flujo de fluidos en rocas fracturadas (Vásquez-Serrano, 2013).

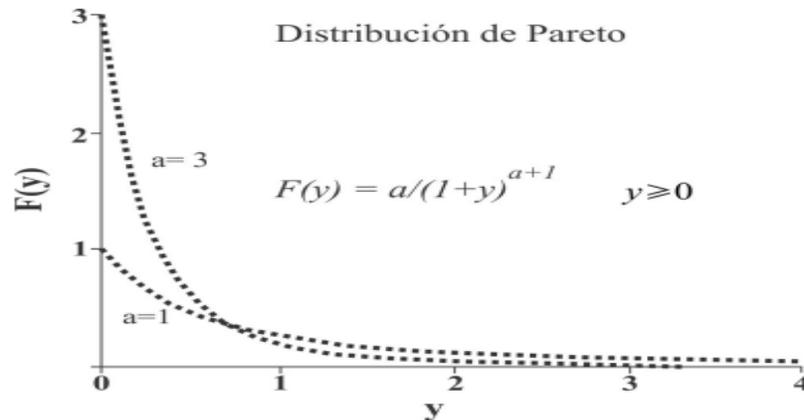


Figura 23. Función de densidad de probabilidad (F(y)), con un índice de Pareto (α)= 1, 2 y 3.

3.5.2. Análisis fractal de fracturas geológicas

El trabajo de campo es fundamental para iniciar con el análisis de fracturas en 2D. Los datos recolectados deben abarcar al menos 3 órdenes de escala: los mapas de lineamientos se usan para marcar rasgos topográficos (lineamientos) que probablemente estén asociados a fallas, con escala en kilómetros. La escala en metros se adquiere al tomar datos y fotografías de los afloramientos. Por último, el rango en milímetros corresponde en elaborar láminas delgadas, sin embargo, en este trabajo nos enfocamos en la escala mesoscópica (escala de metros) debido a los objetivos de este trabajo.

- Frecuencia acumulada (apertura y espaciamiento de fracturas): Siguiendo el concepto de fragmentación (Frecuencia-tamaño), es una técnica donde la relación entre la frecuencia acumulada y el espaciamiento o espesor se describe en la siguiente ecuación:

$$S = v^D$$

Donde S es la frecuencia acumulada de la variable (espaciamiento o

espesor), v es la variable de interés, y D es la dimensión fractal que nos dará una medida del grado de agrupamiento de las fracturas a lo largo de la línea de muestreo; donde una dimensión pequeña significa distancias grandes y grupos de fracturas muy concentrados (Vásquez-Serrano, 2013).

3.5.2.1. Análisis fractal de estructuras en 2D

a) Dimensión de Caja (conteo de caja): Este método comienza colocando una rejilla de cuadrados (de diferentes tamaños) sobre el mapa de fracturas; la celda de mayor tamaño abarca la fractura más grande, y la celda de menor tamaño corresponde a la fractura más pequeña. Después se contabiliza el número de celdas ocupadas por fracturas (Barton, 1995). Para calcular la dimensión fractal se debe conocer el tamaño de la caja y el número de cajas que cuenten con fracturas. Este análisis se expresa con la siguiente ecuación:

$$N = r^{-D}$$

Donde N es el número de cajas ocupadas por fracturas, r es el tamaño de la caja y D es la dimensión fractal. Este atributo, estima la distribución fractal con un margen de error de 2-5% (Babadagli, 2001; Vásquez-Serrano, 2013). Las dimensiones euclidianas 1 y 2 rigen los valores para dimensión de caja, si los valores oscilan a 1 las fracturas serán escasas, si tienden a 2 las fracturas son abundantes (Barmejo-Santovo, 2018).

b) Dimensión de masa: Método propuesto por Babadagli (2001). Donde n representa el número de cajas con el mismo centro, pero con diferente tamaño. Denominada maya, es colocada sobre los mapas de puntos medios e intersecciones de las fracturas. Después el número de puntos dentro de cada caja es contado. Si el sistema es fractal, el gráfico del número de puntos ($M(r)$) contra el tamaño de la caja r seguirá una ley de potencia (Bunde y Havlin, 1995) y la pendiente que forman los datos en un gráfico bilogarítmico será la dimensión de masa (D_m).

$$M(r) = r^{D_m}$$

Mediante una variación de este método (*Sand Box*), donde la ventana de muestreo es circular (Jafari y Babadagli, 2011), se puede analizar los puntos medios y los puntos de intersección entre las fracturas y así calcular su dimensión de masa.

c) Frecuencia acumulada de la longitud de las fracturas (Dimensión de

fragmentación): Es la representación de longitudes fractales contra la frecuencia acumulada de la longitud (Nieto-Samaniego *et al.*, 2005). En trabajos anteriores se demostró que la longitud de fracturas y fallas en la corteza terrestre sigue una ley de potencia, es decir que la presencia de fracturas pequeñas es superior en comparación de fracturas con mayor dimensión (Vásquez-Serrano, 2013). La frecuencia acumulada se representa a través de la pendiente de un gráfico biológico. Puede aproximarse a una forma exponencial, log-normal o por ley de potencia. Expresa la relación entre el tamaño-número de fracturas con la dimensión fractal. Si la pendiente es grande habrá mayor número de fracturas pequeñas, caso contrario si la pendiente es pequeña, existe mayor número de fracturas grandes (Vásquez-Serrano, 2013).

d) Conectividad: Gumiel-Martínez (1996) define la conectividad (ζ) como el número de fracturas conectadas (N_{if}) con respecto al número total de fracturas (N_f). Describe las propiedades de un grupo de fracturas contenidas en un espacio (Vásquez-Serrano, 2013). Por consiguiente:

$$\zeta = \frac{N_{if}}{N_f}$$

CAPÍTULO IV METODOLOGÍA

El análisis 2D de fracturas parte en elaborar mapas que ayuden a determinar la distribución de las fracturas, puntos medios e intersecciones, densidad, intensidad y longitud de las mismas. La obtención y procesamiento de los datos se realizó en dos etapas: trabajo de campo y trabajo de gabinete. A continuación, se describe a detalle ambas etapas:

4.1. Trabajo de campo

Para el análisis estructural se realizó una visita al área de estudios del 4 al 7 de febrero de 2023. Las actividades realizadas durante la campaña fueron: reconocimiento y descripción detallada de la litología, y estructuras geológicas. Así mismo, se midió el espaciamiento, espesor e intensidad de fracturas en macizos rocosos, con la medición de planos de falla e indicadores cinemáticos.

El material usado para el trabajo en campo consistió en martillo de geólogo, brújula tipo Brunton, lupa, HCl al 10%, mapas de sombras y lineamientos, y cinta métrica. Con ayuda de la brújula se tomó el rumbo y echado de los planos de falla. La descripción de las formaciones geológicas que colindan con la mesa Huexoyucan permitió elaborar el mapa geológico y la columna estratigráfica del área de estudio (ver Capítulo V).

4.1.1. Distribución espacial, espaciamiento y espesor de afloramientos fracturados

El primer paso consistió en buscar afloramientos con abundantes fracturas. Usando una cinta métrica se midió el espaciamiento entre las fracturas y el espesor; para documentar la abertura de las fracturas más pequeñas se usó un comparador graduado logarítmicamente (Ortega *et al.*, 2006). Esta herramienta tiene líneas de diferentes anchos, comenzando con una línea con un ancho de 5 mm y terminando con un ancho de 0.05 mm. (Ortega *et al.*, 2006). En total se registró el rumbo y echado de 238 fracturas y alrededor de 290 datos de apertura y espaciamiento. Posteriormente, se tomaron fotografías de las fracturas en afloramientos de escala mesoscópica; a partir de las fotos se obtuvo 33 puntos de muestreo, mismas que fueron sometidas a los procedimientos descritos a continuación.

4.2. Trabajo de gabinete

El trabajo de gabinete consistió en procesar los datos y las fotografías obtenidas en campo. Para su análisis se utilizaron los programas QGIS Desktop 3.18.3, FracAnalysis, Fractalyse, y el código FracPaQ. El rumbo y echado de las estructuras tectónicas se graficaron mediante diagramas de rosas usando el programa GEOrient v.10. Para los datos de espaciamiento y espesor se elaboró gráficos logarítmicos para determinar el exponente

de frecuencia acumulada.

4.2.1. Mapas de fracturas

Los mapas de fracturas permiten obtener información sobre la longitud, densidad, intensidad, distribución de fracturas, puntos medios e intersecciones. Para su elaboración se usó los programas QGIS Desktop 3.18.3 y CoreIDRAW X7. Es importante considerar que debido a la resolución de las imágenes pueden estar condicionados al sesgo (Vásquez-Serrano, 2013).

La elaboración de los mapas de fracturas incluye los siguientes pasos: 1) se importa la fotografía con mejor resolución; 2) después se usa la herramienta 'Mano alzada' para dibujar las fracturas visibles; 3) al terminar de trazar las fracturas se elimina la imagen base y el archivo se guarda en formato *svg. (Figura 24). A partir de estos mapas se puede realizar el análisis cuantitativo bidimensional de la longitud y orientación de las fracturas, así como la intensidad, densidad, conectividad y permeabilidad de la red de fracturas.

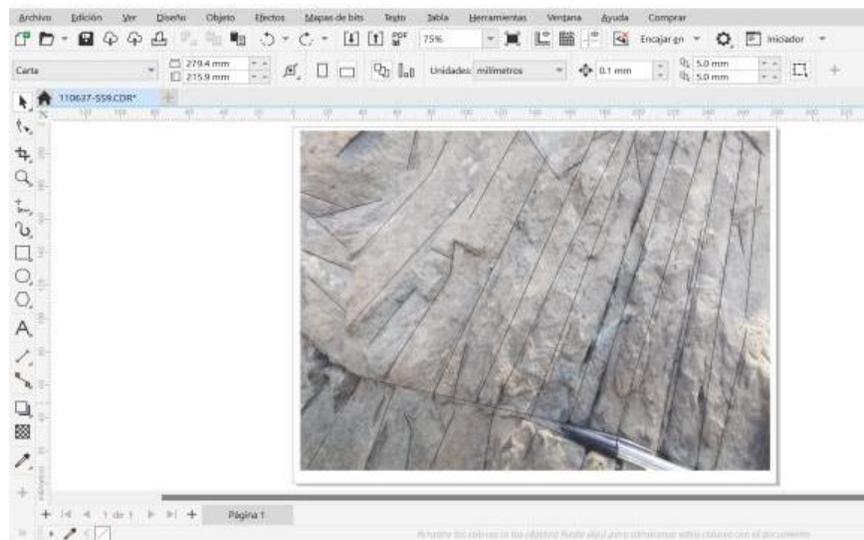


Figura 24. Ventana de trabajo de CoreIDRAW X7, trazos de fracturas de enfriamiento del afloramiento SS9.

4.2.1.1. Mapas de puntos medios e intersecciones

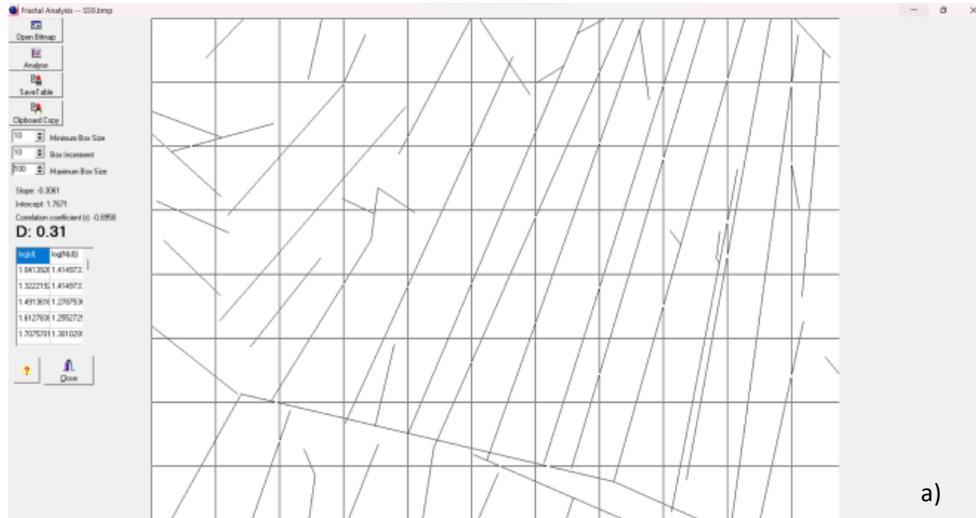
Para crear los mapas de puntos medios e intersecciones se usó el programa de libre acceso QGIS 3.18.3. Como archivo de entrada se insertó la fotografía y se creó un nuevo *shapefile* de geometría lineal. Después se elige la opción 'Conmutar edición' y se inicia a trazar las fracturas visibles. En la caja de herramientas de "Procesos" se busca la herramienta 'Intersección de líneas' la cual crea una nueva capa vectorial de puntos, los cuales representan las líneas que se interceptan. En 'Capa de entrada' y 'Capa de

intersección' se selecciona el *shapefile* de líneas creado anteriormente. Por último, se da *click* en "Ejecutar" y al terminar el proceso se observa en la ventana de trabajo los puntos de intersección de las líneas. Para agregar los puntos medios en cada línea se utilizó la herramienta 'Centroides'. Al dar en "Ejecutar" se creará una nueva capa vectorial con los puntos medios.

4.2.2. Paquetes de cómputo: Fractalyse, FracAnalysis y FrcaPaQ

4.2.2.1. FracAnalysis

El análisis de la dimensión de caja se realizó mediante FracAnalysisv12, un programa de uso libre y escrito por el Dr. Tolson que se basa en el método *Box Flex* de Barton y La Pointe (1995). Para iniciar, se ingresa en *Open Bitman* un mapa de fracturas en extensión *.bmp o *.tif. El procesamiento consiste en colocar una rejilla grande que corresponde al máximo espacio sin fracturas y una rejilla pequeña para la fractura más pequeña, así como un número de interacciones (Bermejo-Samtoyo, 2018) (Figura 25a). Al terminar el procesamiento, el programa llena una tabla de valores $\log(N)$ y $\log(R)$ y arroja un gráfico logarítmico de N vs r , donde la pendiente de la recta representa la dimensión fractal (Figura 25b).



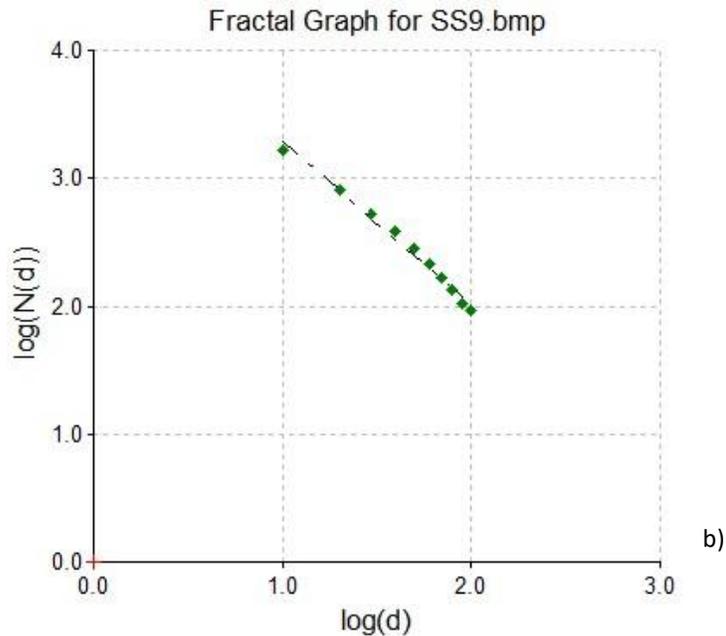


Figura 25. a) Ventana de trabajo del programa FracAnalysis, b) gráfico logarítmico para el análisis de fracturas de muestreo SS9.

4.2.2.2. Fractalyse

Creado por Frankhauser (2005), Fractalyse se basa en la metodología propuesta por Jafari (2011), donde se usa ventanas circulares para analizar los puntos medios e intersecciones entre fracturas (Figura 26a). Fractalyse permite ingresar imágenes en formato *.tif., y archivos *shapefile*. Ya sea de puntos medios o intersecciones, se abre el archivo *.shp desde *Load vector data* en el menú File. Al desplegar el menú Vector se encuentra el submenú *Radial*, al elegirlo se abrirá una ventana que permite modificar algunas opciones para ejecutar el análisis, escogemos la opción *Arithmetic* y *Aceptar*. El programa coloca un círculo sobre los puntos y también se abre una nueva ventana de trabajo. En la barra desplegable *Type*, al elegir LOG el programa inserta más círculos sobre la población de puntos, el círculo de menor diámetro abarca al menos un punto, el número de círculos y su tamaño depende del número de puntos que pueda cubrir (Figura 26a). En esta misma ventana se presenta la dimensión fractal de masa obtenida a partir del gráfico $\log(N)$ vs $\log(r)$, así como los parámetros b y R^2 (Figura 26b).

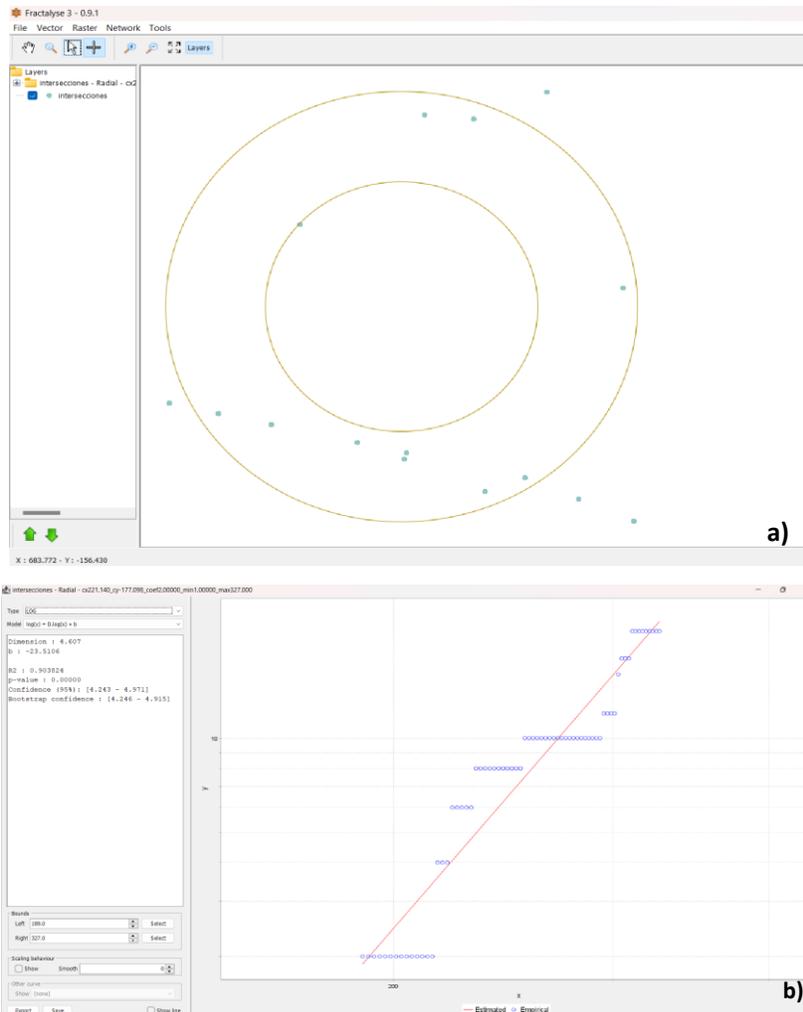


Figura 26. a) Ventana de trabajo del programa Fractalyse, puntos de intersección de fracturas SS9; b) grafico de dimensión fractal para intersecciones de fracturas SS9.

4.2.2.3. FracPaQ

Healy *et al.* (2017), describen un nuevo paquete de herramientas del programa MATLAB diseñado para trazar patrones de fracturas en 2D. Proyectar y adquirir las propiedades cualitativas es posible debido al ingreso de métodos a MATLAB que han sido validados en trabajos anteriores (Healy *et al.*, 2017).

Al abrir el programa, en el comando de MATLAB se escribe 'guiFracPaQ2D' y se presiona *Enter*. Se abre la ventana del código de FracPaQ. Los parámetros de entrada se encuentran al lado izquierdo y a la derecha se encuentran los parámetros de salida. En el centro se observa la vista previa de los datos de entrada seleccionada. Para iniciar, se hace *click* en *Browse* y se elige el mapa de fracturas elaborado previamente en CoreIDRAW X7. Después, se hace clic en *Preview* para abrir el archivo y visualizar el mapa en la ventana

principal, del lado izquierdo inferior se muestra un cuadro de texto que señala las estadísticas sobre el patrón (Figura 27).

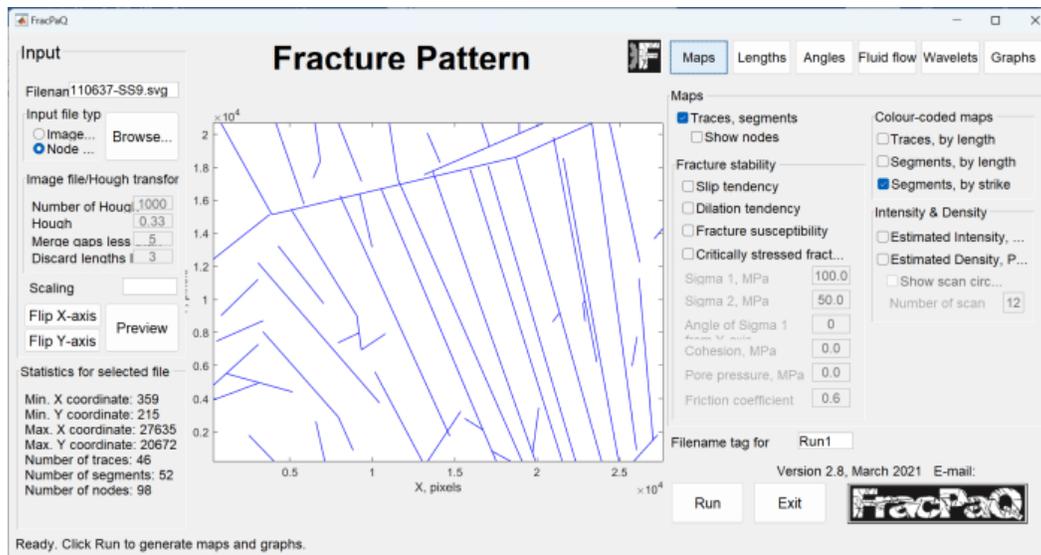


Figura 27. Pantalla principal del código FracPaQ.

4.2.2.3.1. Longitud

Elegir la distribución estadística correcta para la longitud de las fracturas puede ser complicado. Se debe elegir la mejor distribución estadística, y a partir de esto modelar la tendencia de los atributos de fractura en pequeña y gran escala (Rizzo *et al.*, 2017). El Estimador de Máxima Verosimilitud (MLE) es una herramienta que permite al usuario evaluar la mejor distribución estadística que se ajuste a los atributos de fracturas entre distribuciones de ley de potencia, log-normal y exponencial (Rizzo *et al.*, 2017).

Al seleccionar la casilla 'MLE analysis' en FracPaQ, se generan 3 gráficos para datos de longitud de traza y 3 gráficos para datos de longitud de segmento (Healy *et al.*, 2017). Para este proyecto solo se usó los gráficos de longitud de trazas. FracPaQ usa la prueba Kolmogorov-Smirnoff (KS) para comparar la distribución observada de una variable de interés con la distribución esperada, es decir, si una distribución se ajusta al conjunto de datos (Rizzo *et al.*, 2017). Esta prueba se basa en la medición de la distancia máxima entre la Función de Densidad Acumulativa (CDF) de los datos y el modelo ajustado. Para calcular la prueba KS, se ejecuta la siguiente ecuación (Rizzo *et al.* 2017):

$$D = \max_{X \geq X_{min}} |S(x) - P(x)|$$

Dónde $S(x)$ es la CDF del dato y $P(x)$ es la CDF del modelo ajustado. Cuando los gráficos terminan de ejecutarse, en la ventana de trabajo de MATLAB se registra los parámetros correspondientes para cada función estadística, así como el porcentaje de confianza (Figura 28).

- Ley de potencia, donde x_{min} es el valor mínimo para el cual se aplica el comportamiento de ley de potencia en los datos, alfa (α) es un valor mayor que 1, y el exponente se define como a .
- En la distribución exponencial, lambda (λ) indica el número de veces que se espera que ocurra el evento durante un tiempo determinado.
- Distribución log-normal, donde mu (μ) es la medida de los valores logarítmicos, y sigma (σ) es la desviación estándar de los valores logarítmicos.

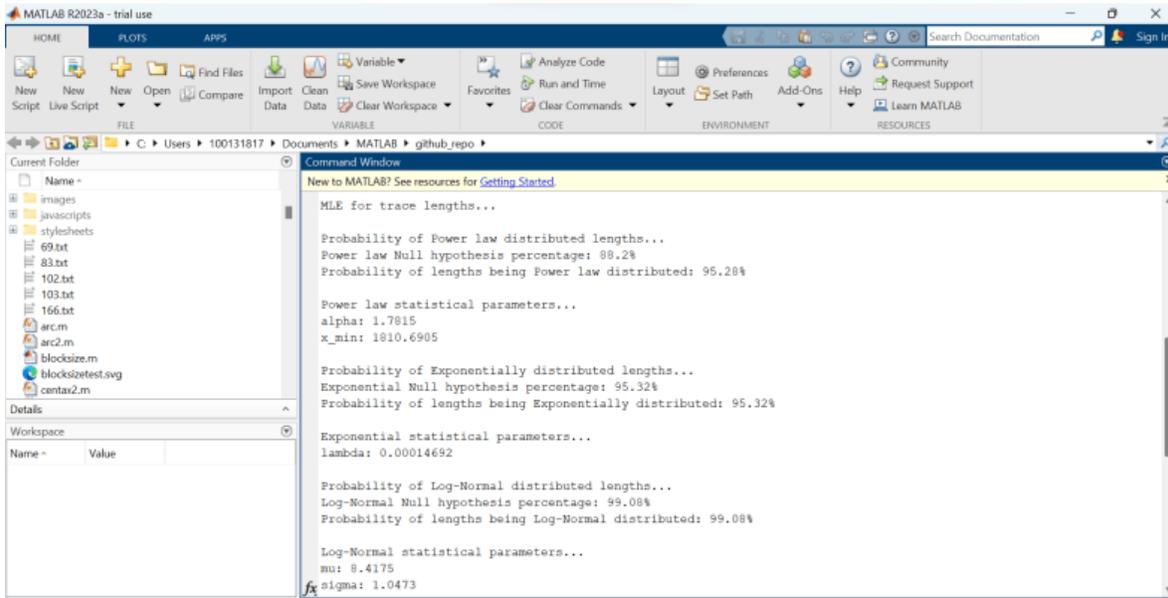


Figura 28. Estimador de Máxima Verosimilitud para la longitud de trazas de las fracturas.

4.2.2.3.2. Orientación

La orientación de una red de fracturas es importante para conocer la historia tectónica de las rocas, la permeabilidad y resistencia del macizo rocoso. Para este atributo FracPaQ proporciona diferentes gráficos para evaluar la orientación de un patrón de fracturas bidimensional (Healy *et al.*, 2017), estas opciones se encuentran en la pestaña *Angles*. Los diagramas de rosas son la forma más común para representar la orientación en 2D, sin embargo, es propensa al sesgo. Para evitar el sesgo se grafica el diagrama de

rosa con el área de cada sector que es proporcional a la frecuencia de las orientaciones.

4.2.2.3.3. Intensidad y densidad

Para estimar la intensidad y densidad, FracPaQ utiliza el método de línea de muestreo y ventana circular propuesta por Mauldon *et al.* (2001). Sobre el archivo de entrada FracPaQ coloca un patrón de cuadrícula regular utilizando el número de ventanas circulares. Se habilita la casilla de Intensidad estimada, P21 y Densidad estimada, P22. La intensidad P21 se define como la longitud total de la fractura en un área determinada, mientras que la densidad P22 se define como el número de fracturas por unidad de área (m^{-2}). Ambos atributos fueron denominados por Dershowiltz y Herna (1992), y tienen unidades en $m/m^2 = m^{-1}$ (Healy *et al.* 2017). En el cuadro de texto '*Number of scan circles*' se puede especificar el número de ventana circulares utilizadas para el muestreo de las fracturas en la superficie, o bien, dejar el valor predeterminado que es 12. Si se deja dicho valor FracPaQ genera una cuadrícula de 12*12 y como resultado se tiene 144 círculos de escaneo. Al dar clic en la casilla '*Show scan circle*' se muestra la ubicación y el tamaño de los círculos de escaneo utilizados para determinar estas propiedades, para este trabajo se dejó el valor predeterminado.

4.2.2.3.4. Conectividad

La conectividad se puede estimar habilitando la opción '*I-Y-X Connectivity*' en la pestaña *Fluid Flow*. FracPaQ emplea el triángulo de conectividad introducido por Manzocchi (2002). Los tres vértices del triángulo corresponden a los nodos I, Y y X de la red de fracturas. Los nodos se clasifican como 'I' (para extremos aislados de trazas), 'Y' (para puntos de ramificación, aplastamientos o estribos) o 'X' (para intersecciones transversales). Como resultado, las redes más conectadas se trazan hacia los nodos Y-X; es decir, en la parte inferior del diagrama, mientras que las redes menos conectadas se trazan en el vértice 'I' (Healy *et al.*, 2017). FracPaQ también dibuja dos líneas de 'contorno' de conectividad, $C_1 = 2$ y 3.57. Donde C_1 es el número de intersecciones por línea o por trazo (Healy *et al.*, 2016).

CAPÍTULO V RESULTADOS Y DISCUSIÓN

5.1. Geología en los alrededores del poblado de Huexoyucan

A los alrededores de la mesa Huexoyucan afloran depósitos lacustres del Mioceno, siendo la secuencia más antigua que conforma al estado de Tlaxcala. Se trata de sedimentos de arenisca y caliza con contenido de diatomeas. En algunas zonas los depósitos lacustres presentan estratificación. Sobre los sedimentos se encuentran rocas volcánicas extrusivas resultado de erupciones efusivas durante el Plioceno, y en la parte superior existen suelos de tipo cambisoles y leptosoles (Figura 29). A continuación, se describe cada una de las unidades volcánicas aledañas a la mesa Huexoyucan (Figura 30):



Figura 29. Fotografía panorámica de la mesa Huexoyucan y otras unidades volcánicas.

La mesa Totozintla es la unidad volcánica más antigua. Se trata de bloques de lava de composición andesítica con un alto contenido en plagioclasa, son de color gris a gris-oscuro con textura porfídica. Sobre la mesa Totozintla, se solidificó lava andesítica con un alto contenido en piroxenos, a esta unidad se nombró mesa Agua Santa. Después se encuentra el Cerro Agua Santa, el cual se describe como un domo volcánico que, a diferencia de la mesa Agua Santa, afloran rocas andesíticas con una menor cantidad en piroxenos. La siguiente unidad, denominada Cerro El Águila, se diferencia por ser un cono volcánico y por tener una composición mineralógica parecida a las rocas de la mesa Huexoyucan. Al igual que la mesa Totozintla, las andesitas del Cerro Tlacotepec tienen un alto contenido en plagioclasa que son afectadas por fracturas de enfriamiento subhorizontales. Debido al asentamiento urbano, se desconoce la composición mineralógica del Cerro San Tadeo. La mesa Huexoyucan es la segunda unidad más joven; las rocas andesíticas tienen minerales de plagioclasa y piroxeno, este último tiene un color

verdoso debido al intemperismo. Los bloques de lava de esta unidad se encuentran lajeados y en boleos ya que son afectados por fracturas de enfriamiento subverticales y subhorizontales. Por último, la mesa Temezontla es la unidad más reciente; en ella afloran rocas basálticas con minerales de plagioclasa, piroxeno y olivino; de textura afanítica a porfídica; originalmente son de color negro pero debido al intemperismo adquirieron un color rojo pardo.

Al sur de la mesa Huexoyucan se encuentran fallas geológicas de longitud kilométrica. La falla más grande separa la mesa Huexoyucan de la mesa Temezontla y se trata de una falla de tipo normal con orientación noreste. Otra falla normal pasa sobre ambas mesas, pero esta vez con orientación noroeste. Los depósitos lacustres y los depósitos de la mesa Totozintla son afectados por una falla lateral izquierda con dirección noroeste (Figura 32a). Cerca de la falla lateral izquierda se encuentra el plano de falla de una segunda estructura geológica con estrías, el indicador cinemático permitió determinar la dirección de desplazamiento de los bloques (Figura 32d), se concluyó que se trata de una falla de tipo normal con orientación suroeste que se originó después de la falla lateral izquierda (Figura 32b) y se asocia con flujos de escombros locales (Figura 32c)

Al norte de la mesa Huexoyucan, otro grupo de fallas normales afecta mayormente a las estructuras volcánicas. En la figura 32e se aprecia una falla conjugada encontrada en un cono volcánico probablemente usado como cantera para la extracción de escoria. Cerca del área se encuentra el plano de una falla normal con orientación sureste (Figura 32f). La mesa en estudio es separada del Cerro El Águila por una falla normal con dirección al noreste que, a su vez, corta a otra falla normal que atraviesa ambas unidades. Finalmente, se registró una falla normal con dirección noreste que afecta a los depósitos lacustres y a rocas pertenecientes al Cerro El Águila. En la figura 33a, se muestra el diagrama de rosas para las fallas mencionadas anteriormente.

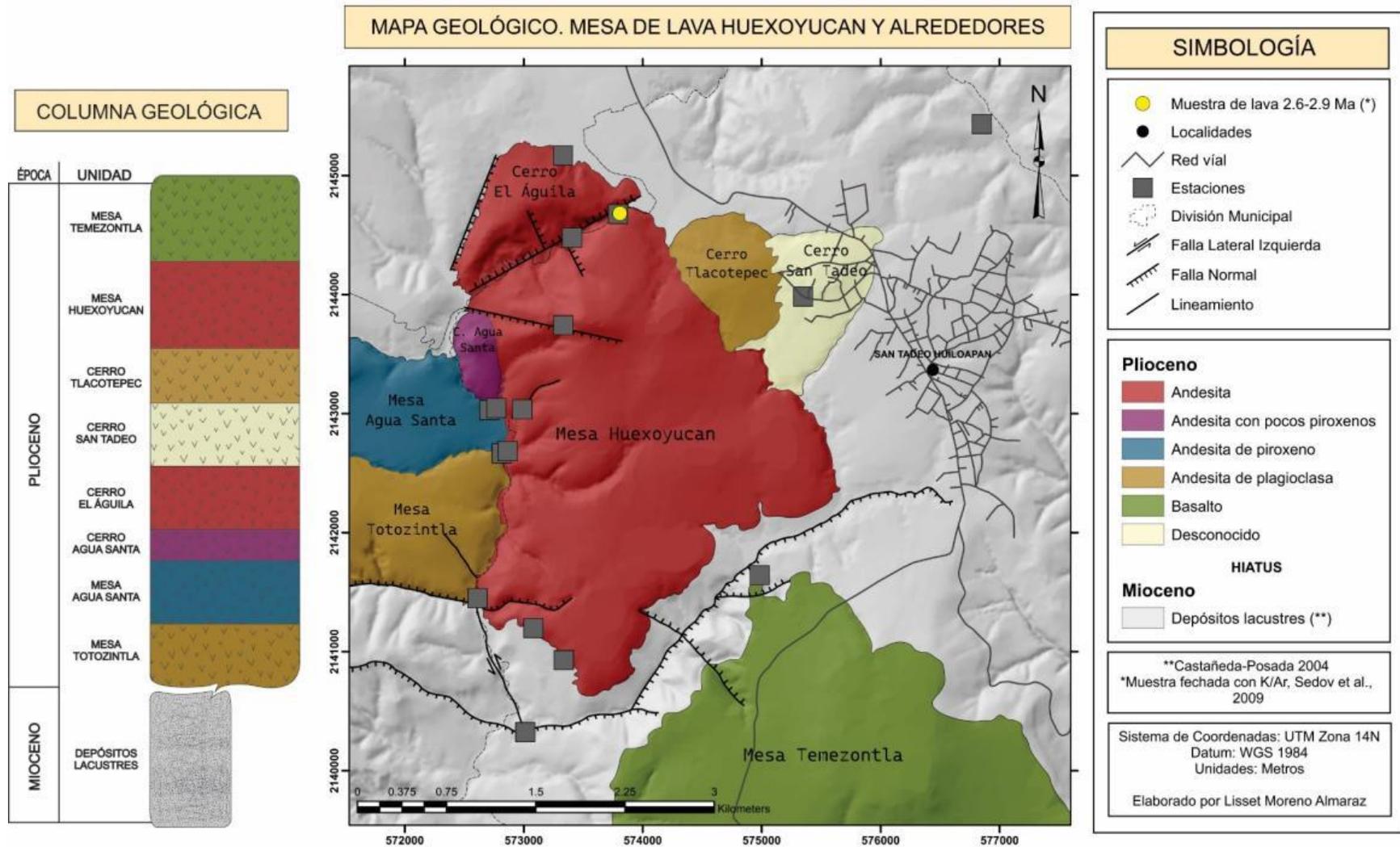


Figura 30. Mapa geológico y columna estratigráfica de la mesa Huexoyucan y de las unidades aledañas.

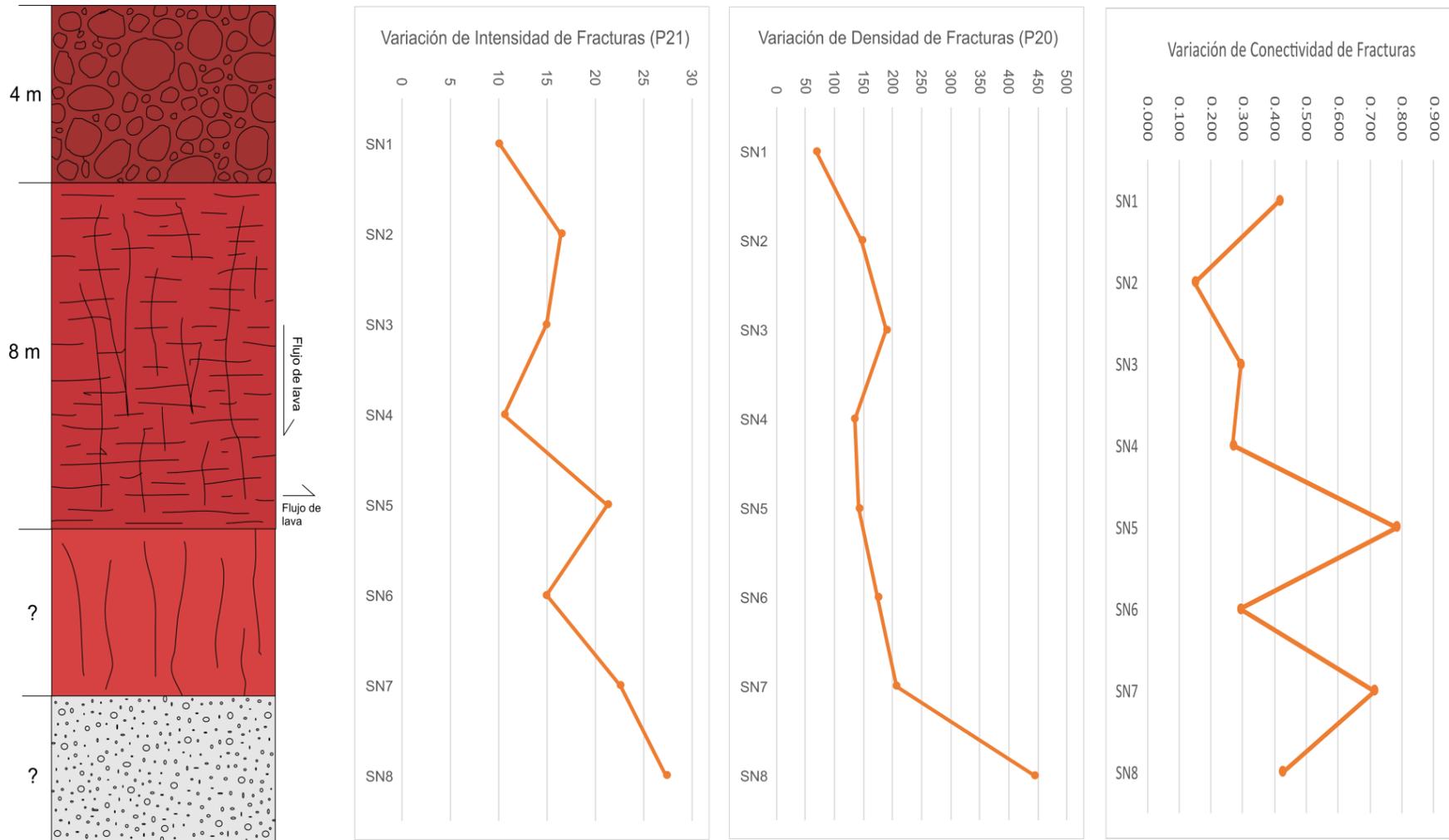


Figura 31. Columna geológica y gráficas de dispersión de la intensidad, densidad y conectividad de fracturas en el sector norte de la mesa Huexoyucan

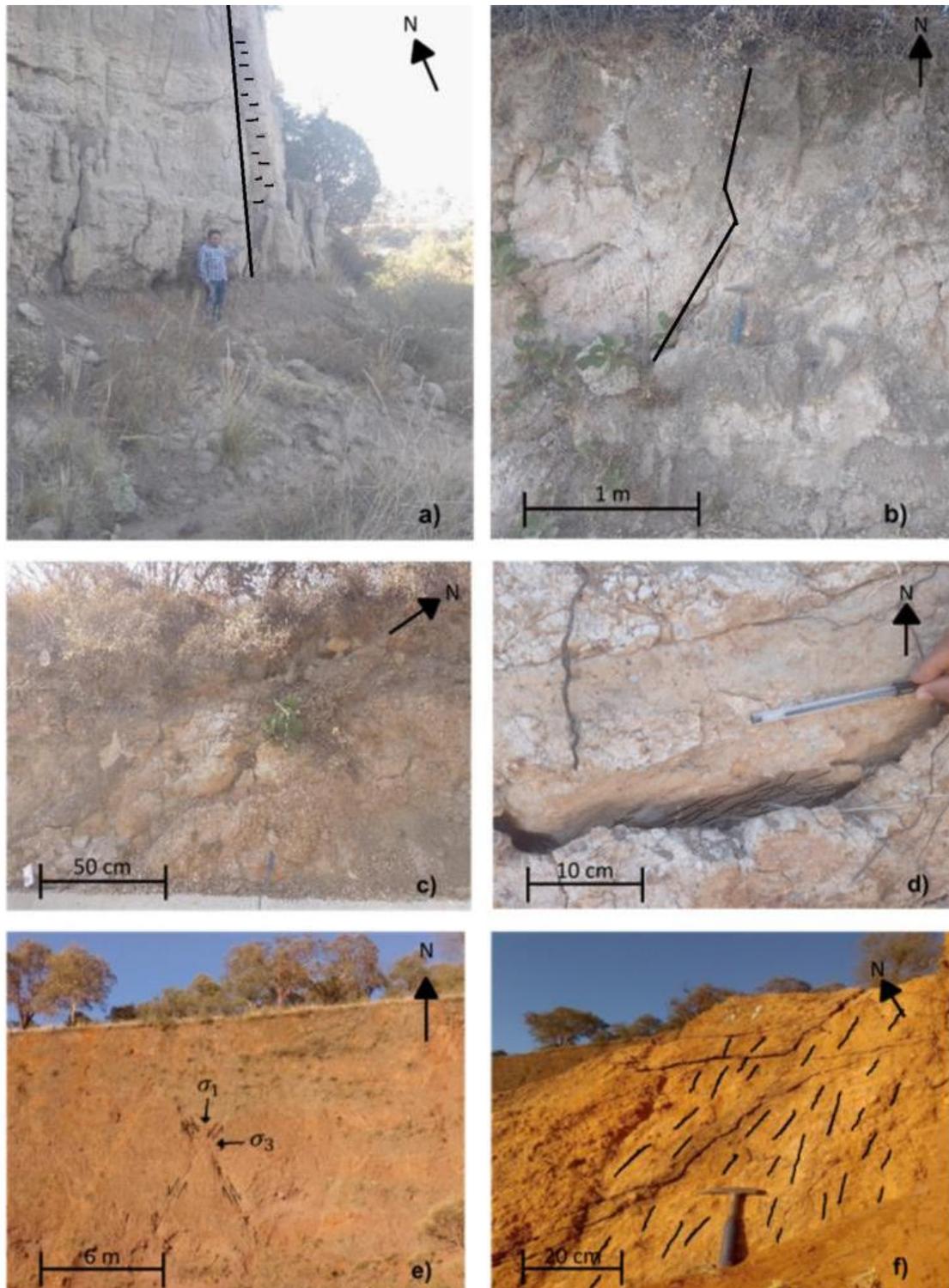


Figura 32. a) falla lateral izquierda con orientación NW-SE y presencia de fracturas con la misma orientación; b) falla normal con dirección SW-NE; c) flujo de escombros de rocas vulcanoclásticas asociados con las fallas normales al sur del área de estudio; d) estrías en plano de falla tipo normal; e) pared en un cono de escoria afectado por fallas conjugadas de tipo normal; f) Plano de falla tipo normal con dirección SW-NE.

5.1.1. Estructuras frágiles

En la figura 33b, se presenta el diagrama de rosa para las fracturas tomadas en campo. En total se identificaron tres familias de fracturas que afectan a los macizos rocos de la mesa Huexoyucan: F_1 , F_2 y F_3 (Figura 35).

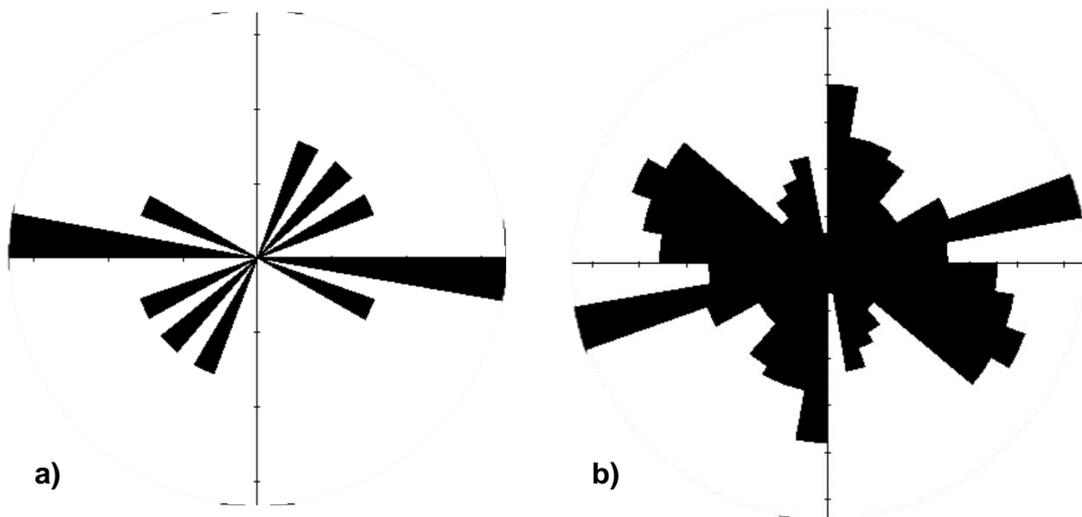


Figura 33. Diagrama de roseta; a) fallas geológicas medidas en campo, la orientación W-E predomina en las fallas medidas. b) Diagrama de las 238 fracturas medias. Se evidencia tres orientaciones dominantes: N-S, NE-SW y NW-SE.

a) *Fracturas de enfriamiento.* La primera familia de fracturas (F_1) se caracteriza por tener una orientación NE-SW y simboliza las primeras fracturas que se formaron en los afloramientos. Se clasifican como fracturas de enfriamiento o también conocidas como fracturas de extensión o modo I, debido al imperceptible desplazamiento lateral entre sus bloques. Estas fracturas se observan como columnas (Figura 34a). Sin embargo, en algunos afloramientos estas fracturas también siguen una dirección subhorizontal (Figura 34b).

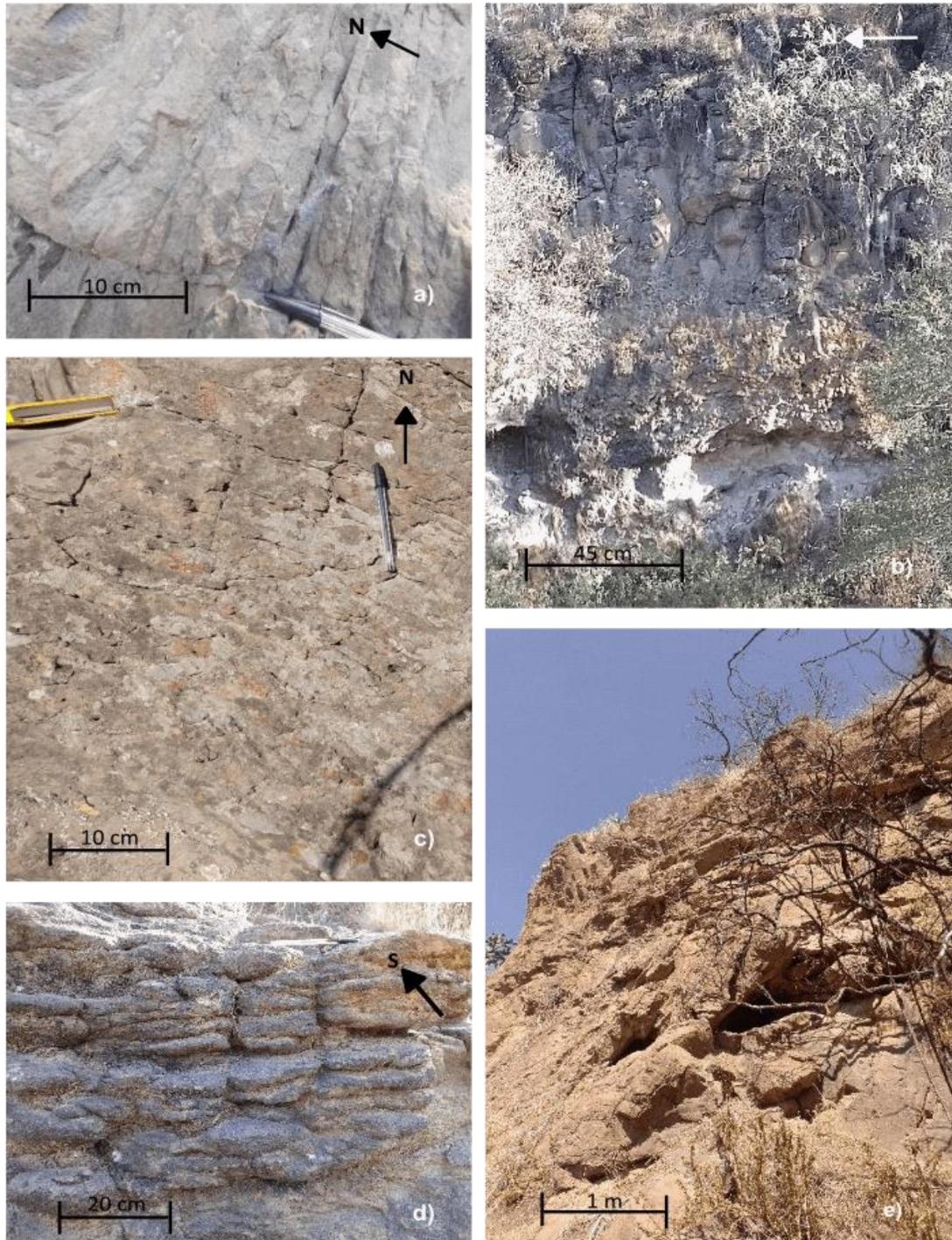


Figura 34. Fracturas de enfriamiento en afloramientos de la mesa Huexoyucan; a) fracturas subverticales que forman columnas entre ellas. b) Flujos de lava al norte de la mesa Huexoyucan, las fracturas subverticales afectan la zona superior de los flujos de lava, también se observa en menor cantidad fracturas subhorizontales, seguido de una brecha vilcanoclastica y, por último, se encuentran los depósitos lacustres. c) Fracturas tectónicas. d) Interacción entre las fracturas de enfriamiento y tectónicas formando lajas y boleos en los bloques de lava. e) Flujo de lava afectado por fracturas, en la parte superior las rocas tienen forma cubica.

a) *Fracturas tectónicas*. Las fracturas F_2 tienen rumbo N-S, debido a su orientación es difícil identificarlas en campo ya que muchos de los afloramientos son subparalelos al rumbo de estas fracturas. La familia F_3 con orientación NW-SE, corta a las fracturas F_1 y F_2 indicando que se trata de fracturas más recientes. La familia F_3 es perpendicular a las fracturas F_1 . A diferencia de las fracturas de enfriamiento, las fracturas tectónicas se caracterizan por el desplazamiento paralelo entre los bloques, por ese motivo se clasifican como fracturas de cizalla (modo II y III). Sin embargo, también pueden presentar desplazamiento nulo catalogándose como fracturas de extensión o modo I (Figura 34c).

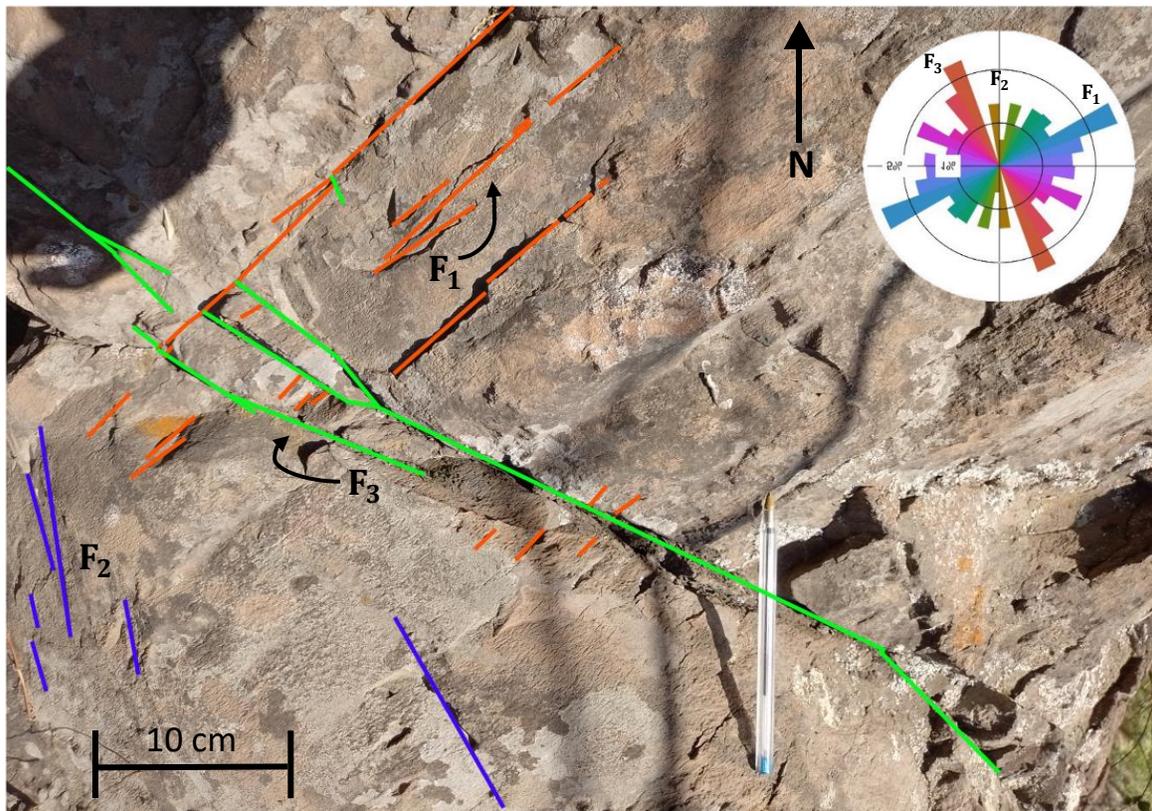


Figura 35. Fotografía perteneciente a la estación SS10, familias de fracturas y diagrama de rosas.

En los afloramientos del sector norte se puede apreciar la interacción entre las fracturas F_1 y F_3 formando mosaicos en las coladas de lava (Figura 34d). En algunos sitios al sur de la mesa Huexoyucan, las fracturas de enfriamiento y tectónicas definen los flujos de lava con formas de cuboides y romboédricas (Figura 34e).

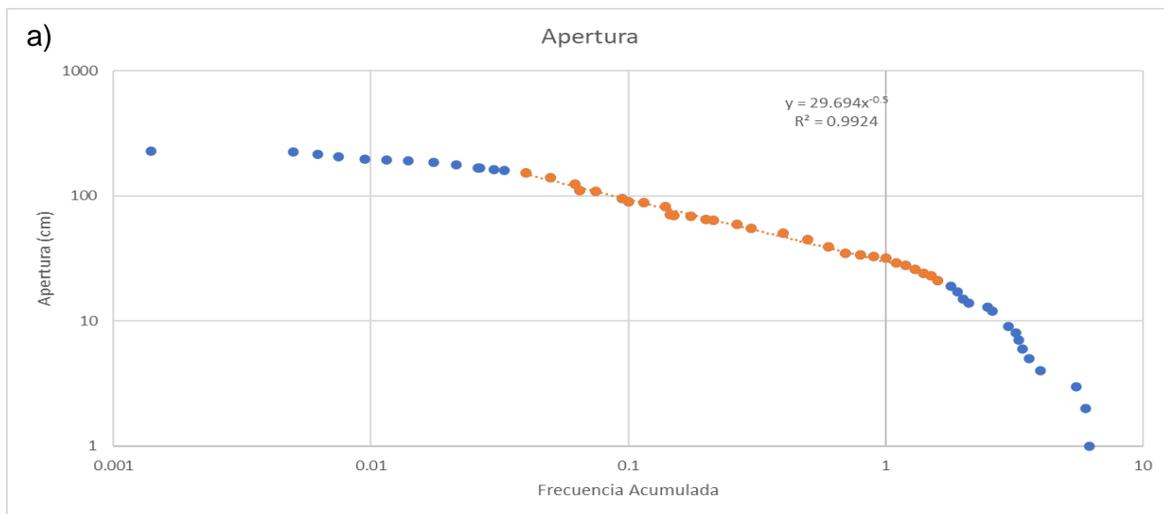
Espaciamiento y apertura

Tanto el espaciamiento como la apertura (espesor) son parámetros importantes que permiten comprender la distribución espacial de las fracturas, además de que el exponente de frecuencia acumulada ayuda a determinar la cantidad de tamaños grandes y pequeños

de acuerdo a la variable de interés (Vásquez-Serrano, 2013). Para obtener el exponente de frecuencia acumulada se calculó a partir de los datos centrales que siguen una secuencia lineal (puntos naranjas) y, por lo tanto, se ajustan a una ley de potencia (Figura 35a y b).

Para los datos de espaciamiento se encontró que el valor máximo es de 143 cm y una distancia mínima de 0.4 cm, mientras que el exponente de frecuencia acumulada es de -0.327. De acuerdo al exponente podemos estimar que los grupos de fracturas se encuentran separados por espacios grandes. Para la apertura o el espesor se obtuvo un máximo de 6.2 cm y un mínimo de 1.4×10^{-3} cm. Al igual que el espaciamiento, el exponente de frecuencia acumulada es un valor negativo de 0.5. Este valor es importante ya que permite calcular la permeabilidad de las fracturas. A partir de la dimensión fractal obtenido de la apertura se determinó que la mayoría de las fracturas tienen aperturas pequeñas con respecto a aquellas fracturas con aperturas grandes.

Al estimar el exponente de frecuencia acumulada usando los valores que se ajustan a una línea recta se estima que siguen una ley de potencia, sin embargo, podemos observar en los gráficos de ambos parámetros (Figura 36a y b) que los valores parecen adaptarse a una distribución exponencial negativa, esto se explica a profundidad en el capítulo VI.



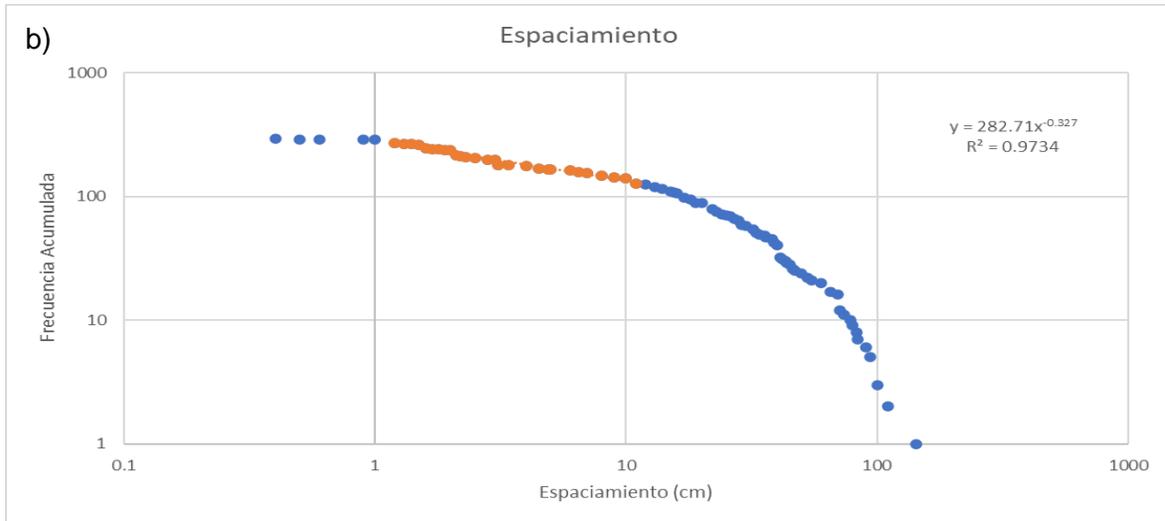
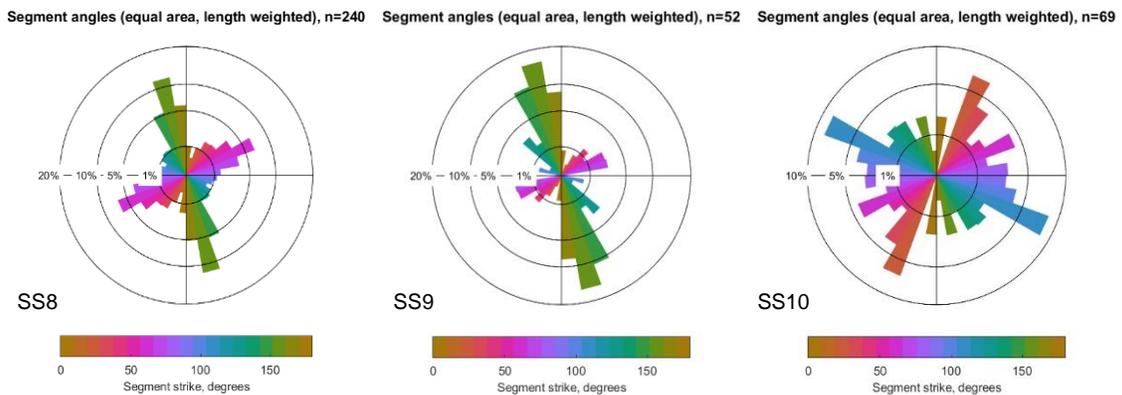


Figura 36. Gráficos logarítmicos de apertura (a) y espaciamiento (b) creados a partir de los datos muestreados al azar, mesa Huexoyucan.

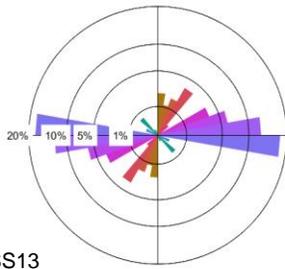
5.2. Fracturas en la zona sur

Orientación

Como se puede ver en la figura 37, las fracturas del sector sur tienen una orientación variada. Sin embargo, se pueden observar orientaciones preferenciales N-S y NE-SW. También hay una cantidad considerable de fracturas orientadas al NW-SE. Los diagramas de rosa demuestran que los macizos rocosos del sector sur de la mesa Huexoyucan son mayormente afectados por las familias F_1 y F_2 .



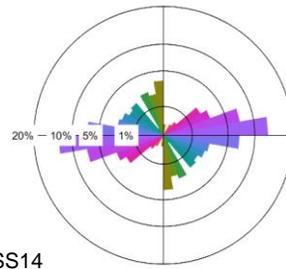
Segment angles (equal area, length weighted), n=57



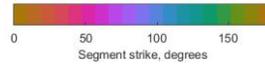
SS13



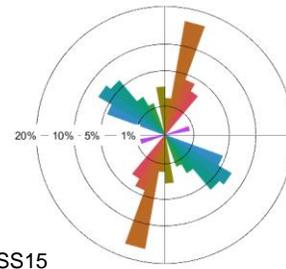
Segment angles (equal area, length weighted), n=109



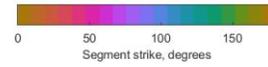
SS14



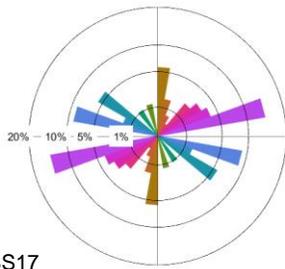
Segment angles (equal area, length weighted), n=30



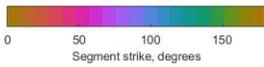
SS15



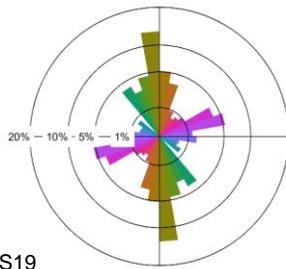
Segment angles (equal area, length weighted), n=19



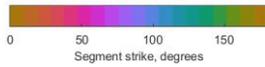
SS17



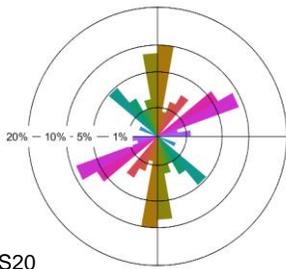
Segment angles (equal area, length weighted), n=73



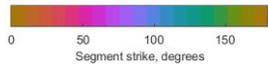
SS19



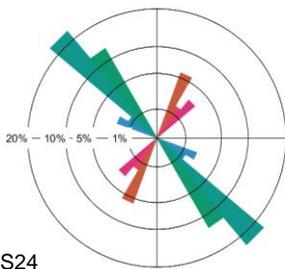
Segment angles (equal area, length weighted), n=31



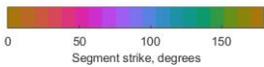
SS20



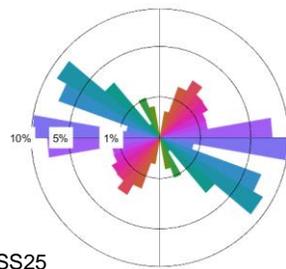
Segment angles (equal area, length weighted), n=14



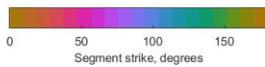
SS24



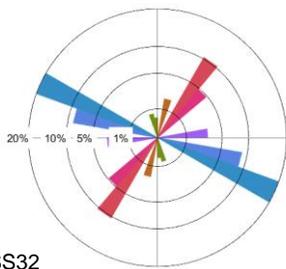
Segment angles (equal area, length weighted), n=58



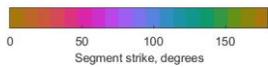
SS25



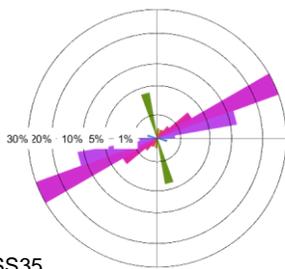
Segment angles (equal area, length weighted), n=12



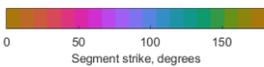
SS32



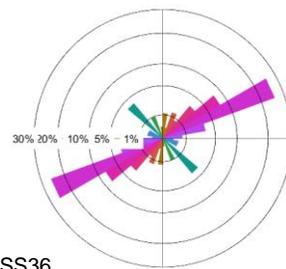
Segment angles (equal area, length weighted), n=46



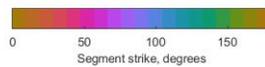
SS35



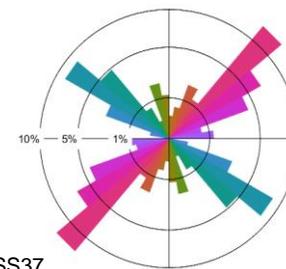
Segment angles (equal area, length weighted), n=157



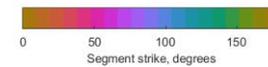
SS36



Segment angles (equal area, length weighted), n=106



SS37



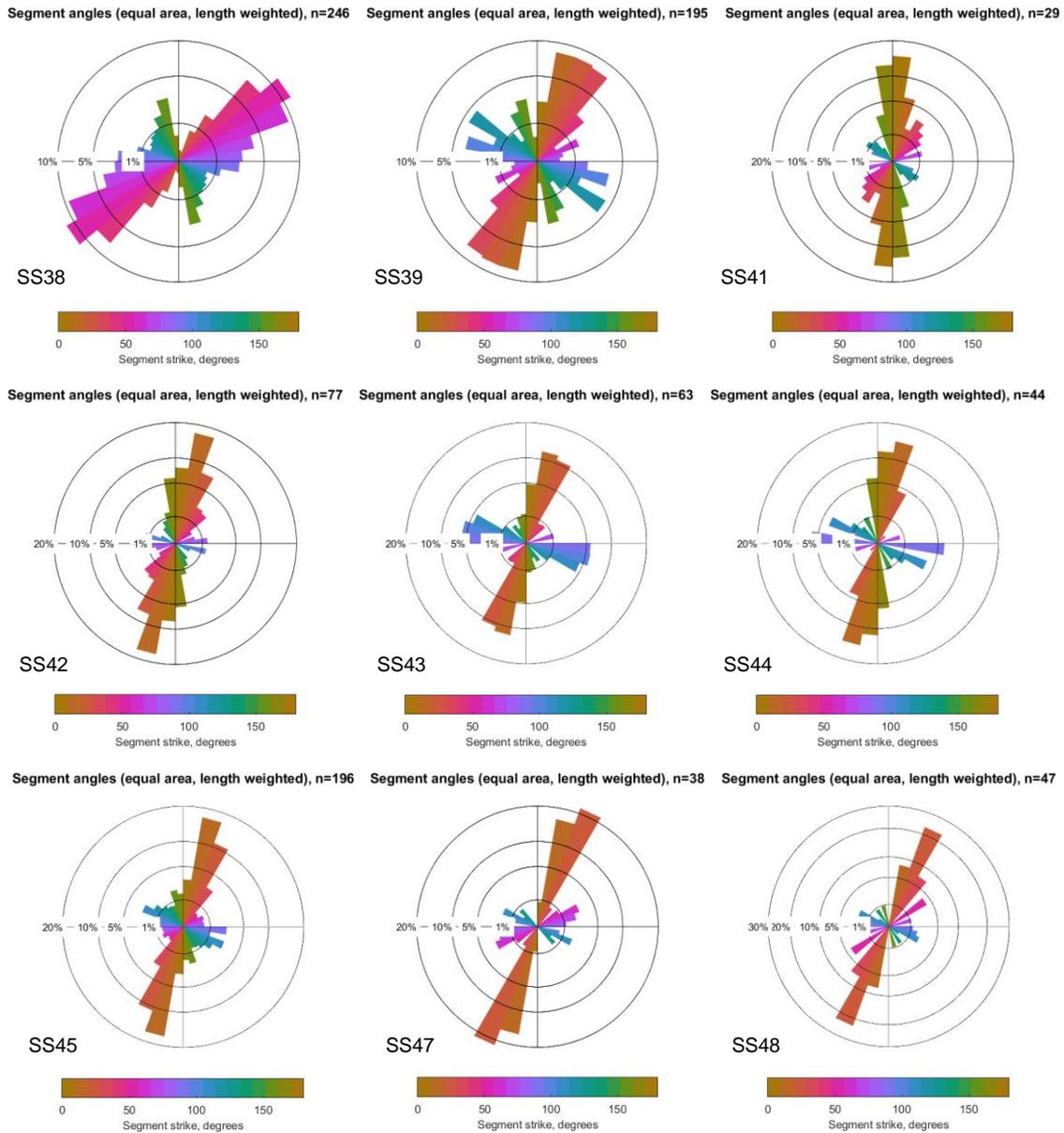


Figura 37. Diagramas de rosa de las estaciones localizadas en el sector sur del área de estudio.

Longitud de fracturas

Al ser sistemas fractales, las fracturas mantienen una estructura igual sin importar la escala. Por ello, se le atribuye a la distribución de tamaño de longitud de fracturas como una de ley de potencia. De acuerdo con el Estimador de Máxima Verosimilitud (MLE por sus siglas en inglés) del programa FracPaQ (Tabla 2), la distribución de tamaño de la longitud se ajusta a una ley de potencia en 9 de los 24 mapas del sector sur; seguido de la distribución exponencial que se ajusta a 8 estaciones. Por último, 7 estaciones siguen una

distribución log-normal. La longitud de fracturas del mapa SS44 se ajusta a dos distribuciones estadísticas: log-normal y exponencial. Que algunos mapas sigan una distribución log-normal o exponencial significa que las propiedades de las fracturas e inclusive el muestreo de estas, influyen en los resultados obtenidos. Los mapas de la zona sur tienen un exponente con rango de 1.7 a 6.9 en las distribuciones de ley de potencia (Tabla 2). Las estaciones que registraron un exponente elevado (SS35, SS39, SS47 y SS44) están asociadas a bajos grados de deformación. El exponente promedio fue de 3.

Tabla 2. Análisis MLE para mapas de fracturas de la zona sur, mesa Huexoyucan.

Mapa	Ley de potencia			Exponencial		Log-normal		
	α	x_{min}	% confianza	λ	% confianza	μ	σ	% confianza
SS8	2.9	0.1256	99.4	8.978	98.6	-2.3	0.8	99.0
SS9	1.9	0.0194	97.2	16.076	96.6	-3.2	1.0	99.1
SS10	3.4	0.1326	99.9	12.831	98.9	-2.3	0.6	99.5
SS13	2.0	0.2213	98.7	1.997	99.2	-1.0	1.0	99.6
SS14	2.5	0.0949	99.3	8.717	97.4	-2.5	0.9	99.4
SS15	3.2	0.1242	99.6	8.742	96.9	-2.3	0.7	99.0
SS17	1.9	0.0176	99.0	12.125	99.9	-3.0	1.0	99.2
SS19	2.1	0.0225	99.7	10.554	99.4	-3.1	0.9	84.4
SS20	2.1	0.0437	99.8	10.115	88.5	-2.8	1.0	98.7
SS24	3.6	0.1531	99.6	8.890	97.0	-2.5	0.9	97.8
SS25	1.9	0.0144	98.2	18.778	99.8	-3.5	0.9	98.6
SS32	2.2	0.0333	99.3	13.553	99.7	-2.9	0.9	99.8
SS35	6.9	0.1304	99.5	29.334	99.7	-2.9	0.9	97.2
SS36	2.9	0.1020	100.0	13.991	97.2	-3.0	0.9	98.6
SS37	2.5	0.0371	99.2	11.645	99.9	-3.7	0.9	88.8
SS38	3.6	0.0943	99.8	19.121	99.1	-3.4	0.9	99.5
SS39	5.6	0.3499	98.4	8.671	99.6	-2.4	0.9	99.3
SS41	1.7	0.0086	98.5	26.117	99.6	-3.7	1.1	100.0
SS42	2.3	0.0090	86.8	67.458	99.6	-4.3	0.7	99.2
SS43	2.3	0.0122	97.3	35.348	98.8	-4.0	0.8	98.1
SS44	4.1	0.0497	99.6	39.432	99.8	-3.7	0.8	99.8
SS45	3.3	0.0121	97.8	129.036	97.3	-5.1	0.8	99.0
SS47	5.2	0.0935	100.0	24.254	98.8	-3.5	1.0	99.6
SS48	2.2	0.0138	97.6	29.698	99.8	-3.9	0.9	99.6

Conectividad

La conectividad en un sistema de fracturas es elemental para determinar la permeabilidad de estas. Manzocchi (2002) empleó el triángulo de conectividad para determinar la conexión entre las fracturas. Este modelo topológico define un sistema de fracturas como un sistema de trazas y nodos (Sanderson & Nixon, 2015). Los umbrales de este modelo sirvieron para conocer las estaciones con buena o mala conectividad. $C_L = 2$ representa un límite donde las formaciones que se encuentran por debajo de este umbral tienen mínimo 2 fracturas conectadas, lo suficiente para que exista conectividad entre ellas. Mientras que las fracturas por encima de este umbral no se encuentran conectadas o están

muy poco conectadas. Por otra parte, el umbral $C_L = 3.57$ es el valor asociado a una excelente permeabilidad, significa que por lo menos se tiene 3 a 4 conexiones por fracturas. Las estaciones de la zona sur (Figura 38) se ubicaron cerca del nodo I, por lo que no pasan el umbral $C_L = 2$, lo que significa que las fracturas son distantes y solo tienen una conexión.

En la tabla 3 se registraron los tipos y cantidad de nodos que tiene cada sistema de fracturas en mapas del sector sur. Los nodos I representan el número de nodos aislados que no se conectan con otras fracturas; los nodos X son la unión de dos fracturas que se interceptan y forman “pilares”; por último, los nodos Y son la conexión de fracturas donde un único nodo queda solo. Al analizar la tabla 3 y la figura 38 observamos que los nodos distantes son dominantes, pero debido a la presencia de algunos nodos X y Y, las estaciones se ubican en la parte central del nodo I (sistema I-Y-X) (Figura 38). A excepción de las estaciones SS24 y SS32 las cuales se encuentran en un sistema I-X y I-Y, respectivamente. De las 24 estaciones analizadas, las estaciones SS8, SS13 y SS43 se encuentran más cerca del umbral $C_L = 2$, lo que significa que estas estaciones presentan pocas fracturas que tienen dos conexiones, pero sin ser lo suficiente para estimar una buena conectividad. En el análisis de conectividad, además de la cantidad de fracturas es importante considerar la orientación de estas. Cuando en un sistema de fracturas se tiene una sola orientación, las fracturas son paralelas entre ellas lo que provoca que no haya conexión, a esto se le denomina sistema agrupado por orientación. Cuando las fracturas tienen diferentes orientaciones, se le conoce como sistema agrupado por densidad (Bonnet *et al.*, 2001) y por lo tanto se tiene una mayor conectividad.

Tabla 3. Registro de tipos de nodos conectados para cada mapa de la zona sur.

Mapa	Nodos conectados		
	Nodo I	Nodo Y	Nodo X
SS8	298	70	75
SS9	53	10	5
SS10	115	11	7
SS13	66	9	22
SS14	163	25	23
SS15	46	4	1
SS17	30	4	4
SS19	119	7	9

SS20	38	7	3
SS24	21	2	0
SS25	86	7	10
SS32	18	0	1
SS35	75	9	11
SS36	272	13	16
SS37	195	5	9
SS38	396	49	46
SS39	309	28	10
SS41	32	7	6
SS42	120	15	9
SS43	86	16	28
SS44	63	8	13
SS45	304	35	8
SS47	51	5	4
SS48	61	4	12

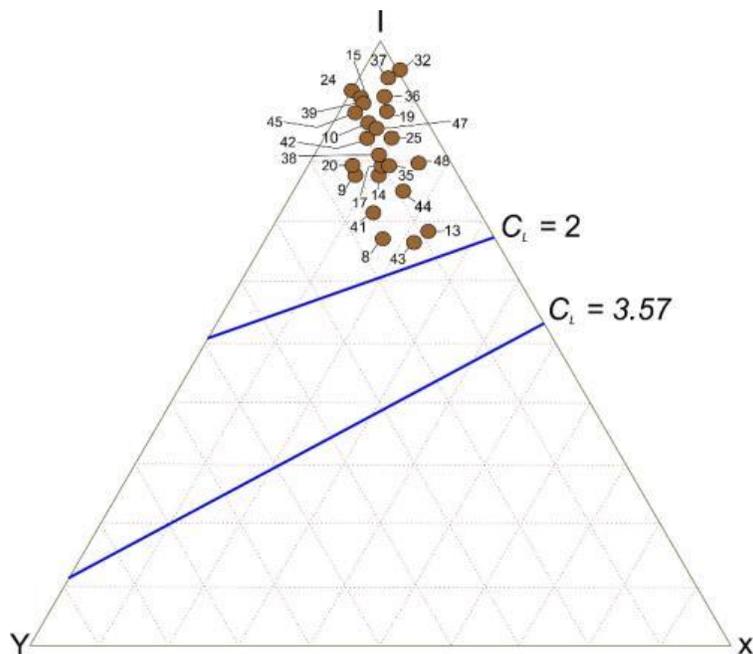


Figura 38. Triángulo de conectividad de la zona sur de la mesa Huexoyucan. Se muestra que todas las estaciones se encuentran en el nodo I, aislados del umbral que determina alta conectividad en un patrón de fracturas.

Además, del resultado arrojado por FracPaQ, se estimó el índice de conectividad dividiendo el número de intersecciones entre el número total de fracturas (Tabla 4). El valor máximo es de 0.732 del mapa SS43, el mapa SS32 registró un valor mínimo de 0.167, y un valor promedio de 0.349. Este método comprueba lo obtenido en el triángulo de conectividad para la zona sur, donde se muestra que son pocas las fracturas que se encuentran conectadas y por lo que no existe una buena conectividad.

Tabla 4. Resultados obtenidos para conectividad, dimensión de masa y dimensión de caja, zona sur de la mesa Huexoyucan. Los espacios en blanco (intersecciones) se debe a que los puntos son insuficientes para realizar el análisis.

Mapa	Índice de Conectividad	Dimensión de masa		Dimensión de caja	Numero de fracturas
		Puntos medios	Intersecciones		
SS8	0.240	1.468	1.549	1.5	204
SS9	0.326	1.133	4.607	1.26	46
SS10	0.239	1.98	0.8552	1.13	67
SS13	0.628	2.025	2.327	1.28	43
SS14	0.569	3.072	1.779	1.34	102
SS15	0.214	3.035	2.298	1.14	28
SS17	0.421	2.797	3.356	1.16	19
SS19	0.638	1.788	1.634	1.13	69
SS20	0.357	1.313	2.194	1.04	28
SS24	0.214	3.909		1.07	14
SS25	0.269	1.142	1.2	1.13	52
SS32	0.167	2.114		1.02	12
SS35	0.545	1.458	3.053	1.47	44
SS36	0.228	2.443	1.368	1.32	149
SS37	0.179	2.036	1.239	1.18	106
SS38	0.376	1.677	2.914	1.4	242
SS39	0.207	1.765	1.763	1.28	179
SS41	0.217	1.658		1.19	23

SS42	0.347	1.611	2.381	1.23	75
SS43	0.732	2.033	1.57	1.2	56
SS44	0.429	1.82	1.639	1.12	42
SS45	0.255	1.372	2.518	1.2	184
SS47	0.219	1.753	10.28	1.08	32
SS48	0.357	1.037	2.95	1.18	42

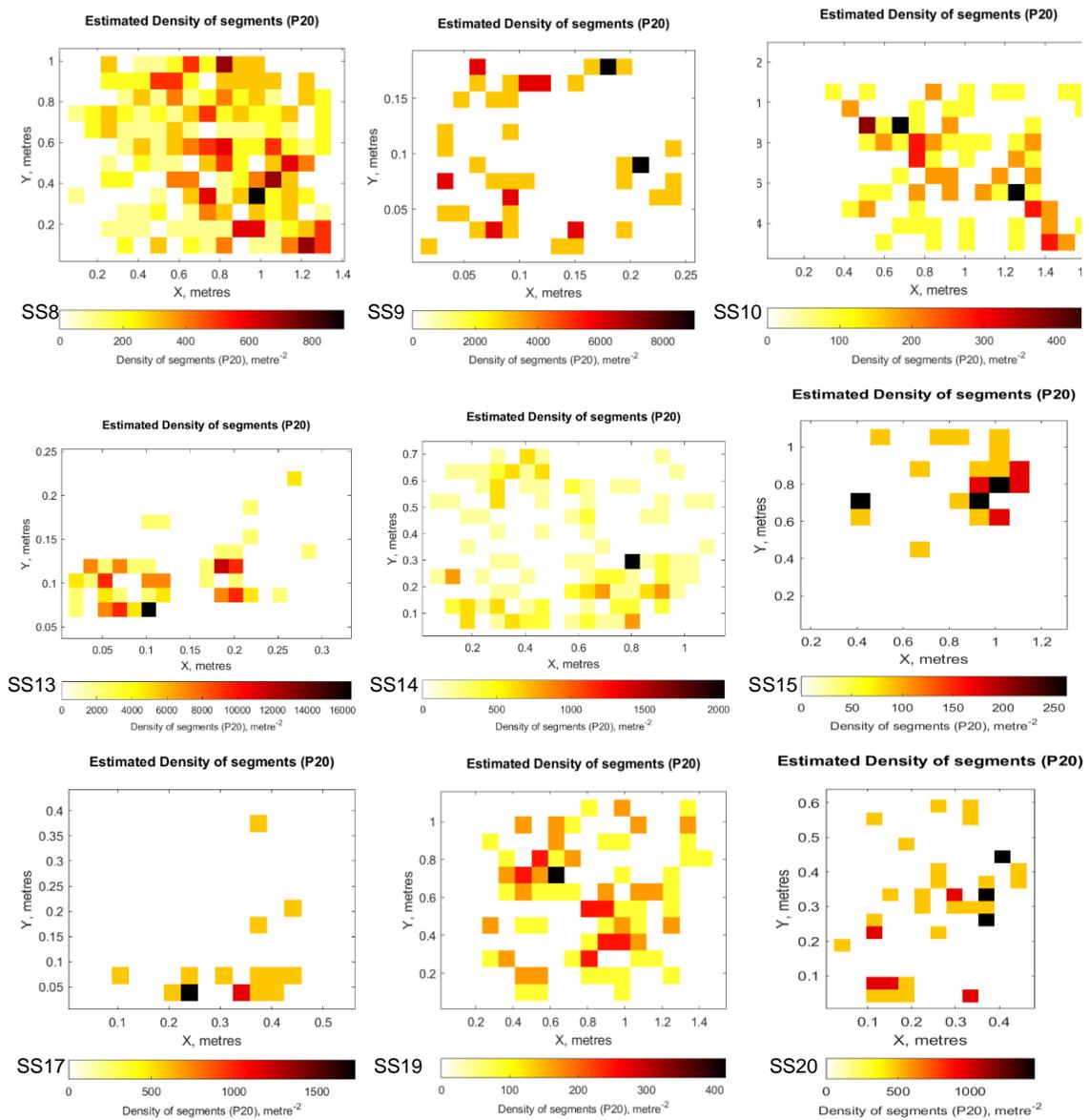
Densidad e intensidad de fracturas

En este trabajo se define a la densidad de fracturas (P20) como el número de trazas de fracturas por unidad de área, de acuerdo con la metodología de Mauldon *et al.* (2001) y las consideraciones de Dershowitz (1985). Mientras que la intensidad de fracturas (P21) es la cantidad total de la longitud de todas las fracturas por unidad de longitud (Mauldon *et al.*, 2001). Tanto en los mapas de densidad (Figura 39) como de intensidad (Figura 40) se observa concentraciones de acuerdo con la cantidad y longitud total de las fracturas, las cuales se relacionan con el agrupamiento de fracturas en los afloramientos analizados. La barra que se encuentra en la parte inferior de los mapas muestra el rango de valores al atributo analizado.

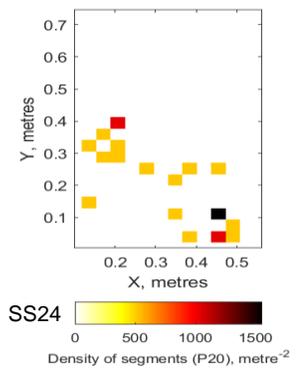
Al analizar los mapas de densidad del sector sur se observó que tienen un valor máximo mayor de 16,000 por metro cuadrado, mientras que el valor mínimo es 1. Así mismo, el valor promedio de la densidad de fracturas es 2,702 fracturas por metro cuadrado. Cuando hay una cantidad considerable de fracturas, los cuadros (rectángulos delimitadores) de color oscuro se agrupan o forman lineamientos (Figura 39). Los mapas de densidad del sector sur proyectan una cantidad considerable de grupos pequeños con respecto a los grupos grandes. En el caso del mapa de densidad de fracturas SS47, se forma una diagonal, lo que significa que se concentra la mayor cantidad de fracturas por unidad de área m^{-2} . En los mapas SS15, SS19, SS48, SS42, SS43 y SS45 se observan grupos grandes de fracturas. Al comparar los mapas de densidad observamos que la mayoría de los mapas presentan una cantidad de fracturas mayor a escalas pequeñas. A medida que aumenta la escala disminuye dicha cantidad. Con lo que respecta de la intensidad, su valor máximo es de 300, con valor mínimo de 5 y un promedio de 67. A diferencia de los mapas de densidad, en los mapas de intensidad se puede apreciar más líneas o grupos que representan una mayor longitud de fracturas (Figura 40). Por ejemplo,

los mapas SS20, SS24, SS32, SS35, SS37 y SS43 registran líneas verticales y/o diagonales, mientras que los mapas SS39 y SS38 forman grupos grandes.

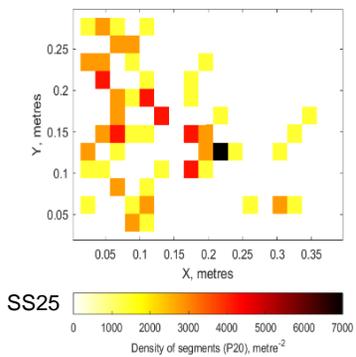
Los espacios en blanco se aprecian en todos los mapas de intensidad y densidad de fracturas, esto se debe a la falta de fracturas tanto en cantidad como en longitud. Por ejemplo, el mapa de densidad de fracturas SS8, tiene pocos espacios vacíos debido a que las fracturas abarcan la mayor parte del área muestreada. Con respecto del mapa SS15, las fracturas muestreadas no llenan toda el área, sino que se concentran en la parte centro-superior. Para el mapa de densidad SS32 las fracturas son pocas y se encuentran dispersas alrededor del área, presentando zonas en blanco (Figura 39).



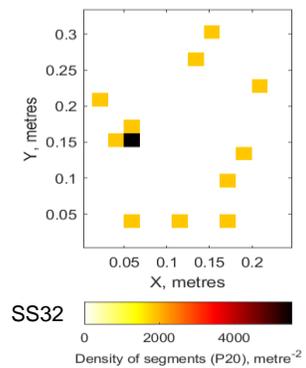
Estimated Density of segments (P20)



Estimated Density of segments (P20)



Estimated Density of segments (P20)



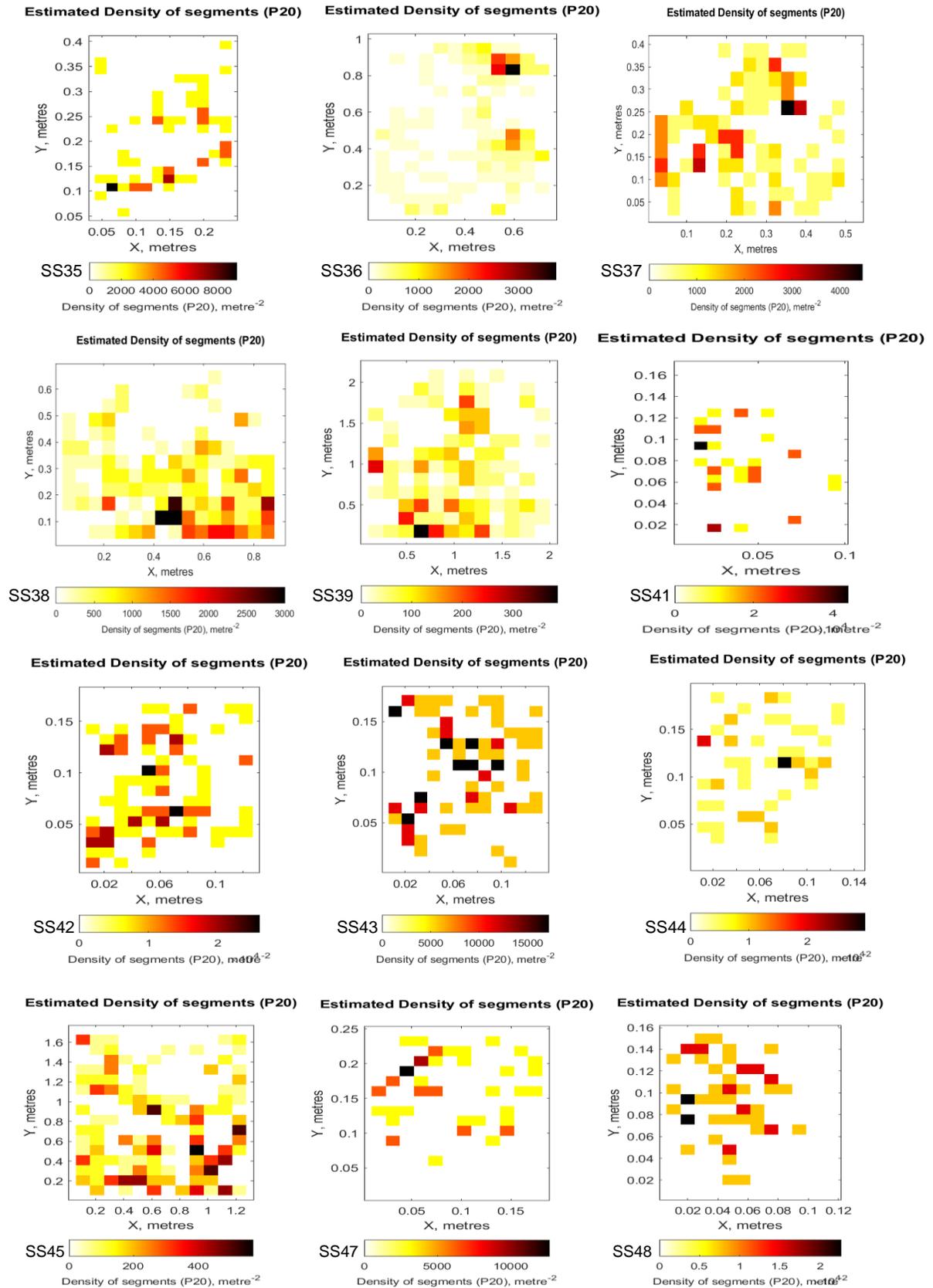
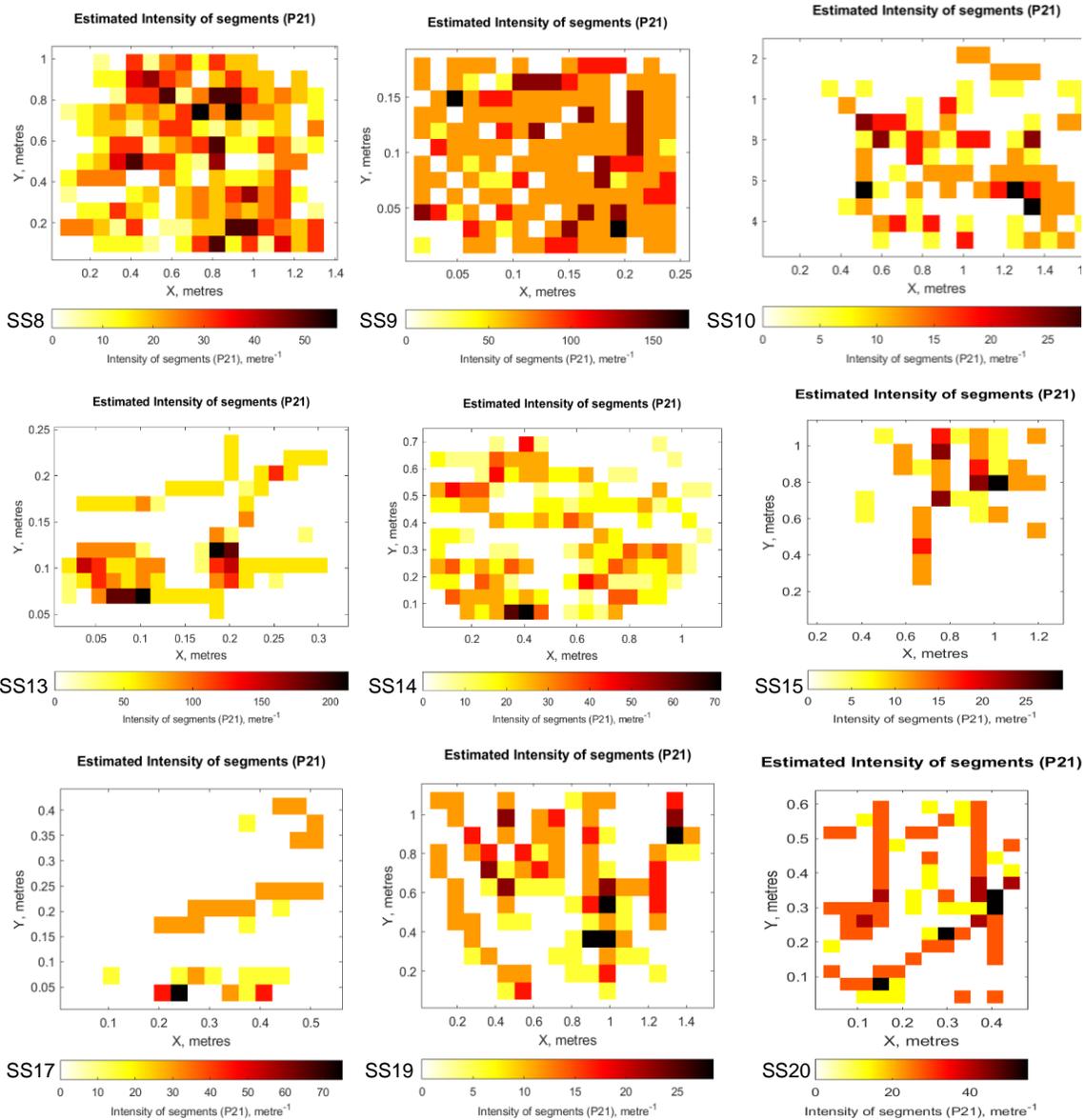
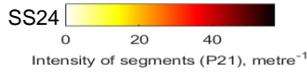
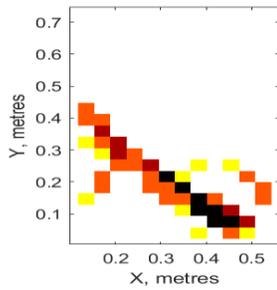


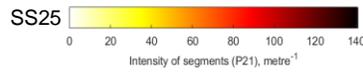
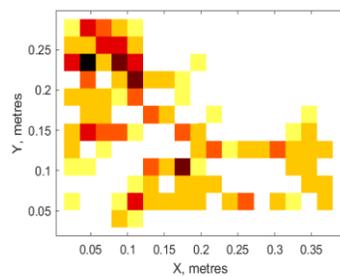
Figura 39. Diagramas de densidad de fracturas para la zona sur de la mesa Huexoyucan



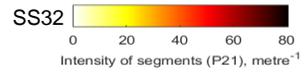
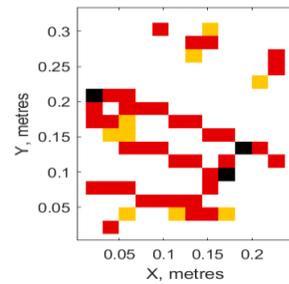
Estimated Intensity of segments (P21)



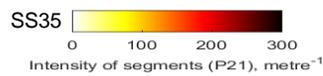
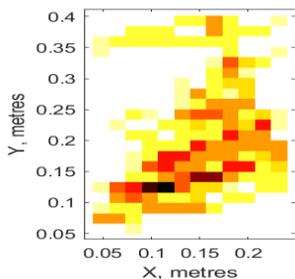
Estimated Intensity of segments (P21)



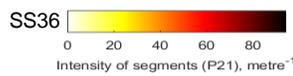
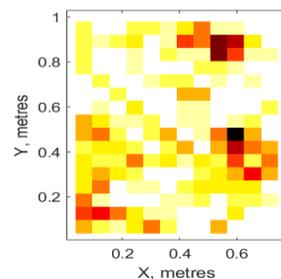
Estimated Intensity of segments (P21)



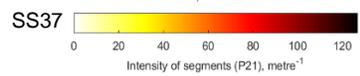
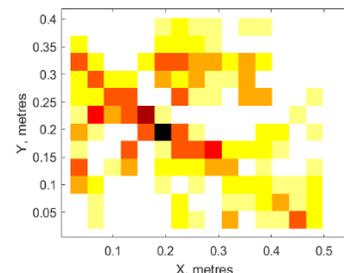
Estimated Intensity of segments (P21)



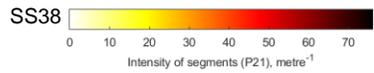
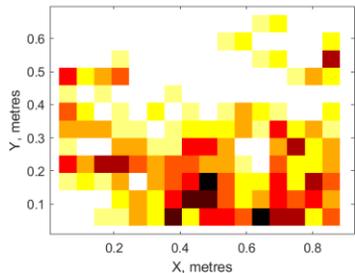
Estimated Intensity of segments (P21)



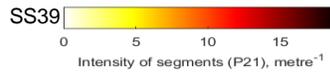
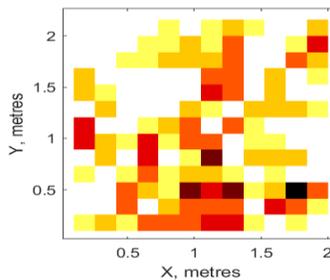
Estimated Intensity of segments (P21)



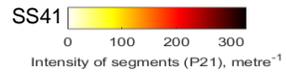
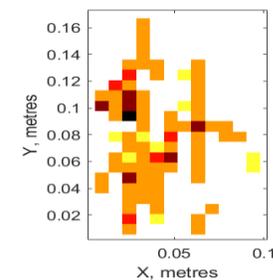
Estimated Intensity of segments (P21)



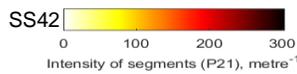
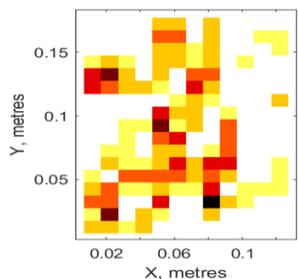
Estimated Intensity of segments (P21)



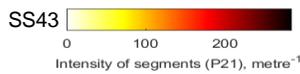
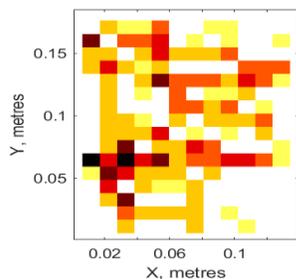
Estimated Intensity of segments (P21)



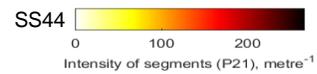
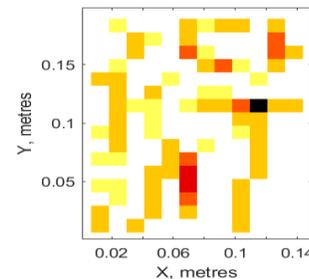
Estimated Intensity of segments (P21)



Estimated Intensity of segments (P21)



Estimated Intensity of segments (P21)



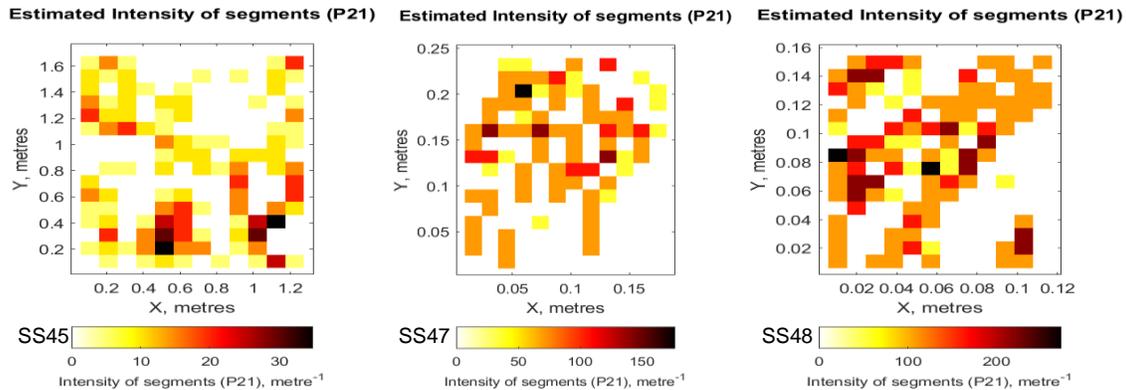


Figura 40. Diagrama de Intensidad de fracturas para la zona sur de la mesa Huexoyucan.

Dimensión de caja

Este parámetro nos ayuda a entender como las fracturas se distribuyen en el área de muestreo y determinar su espaciamiento o si se encuentran en grupos. La dimensión de caja tendrá valores entre 1 y 2, donde 1 representa una densidad baja de fracturas y, tiende a 2 cuando las fracturas son abundantes. Estos valores muestran que existe una relación estrecha entre la densidad de fracturas en el mapa con la dimensión de caja (Nieto-Samaniego *et al.*, 2003)

En la tabla 4 se observa los valores obtenidos para la dimensión de caja de los mapas de la zona sur. El mapa SS8 tiene una dimensión fractal de 1.5, siendo el valor mayor; mientras que el valor mínimo es de 1.02 perteneciente al mapa SS32 y, por último, el valor promedio es de 1.21. Los valores obtenidos confirman lo obtenido en los mapas de densidad de fracturas de la zona sur. Se demuestra que la estación SS8 tiene una mayor cantidad de fracturas siendo que tiene una escala mayor a 1 metro. Mientras que el mapa SS32 tiene una escala de 10 cm. Lo que resulta obvio debido que a mayor escala se registra una mayor cantidad de fracturas, pero también no se identifica en su totalidad las fracturas en especial las más pequeñas. También se puede obtener una dimensión de caja alta en mapas con menor escala, por ejemplo, el mapa SS35 con escala mayor a 10 cm registro una dimensión de 1.47. Esto muestra que a menor escala se puede obtener una densidad alta, resultado del muestreo de las fracturas más pequeñas.

Debido a que la zona sur tiene una densidad promedio de 1.21 podemos concluir que los afloramientos de esta zona se caracterizan por tener una baja cantidad de fracturas.

Dimensión de masa: Análisis de mapas de puntos medios e intersecciones

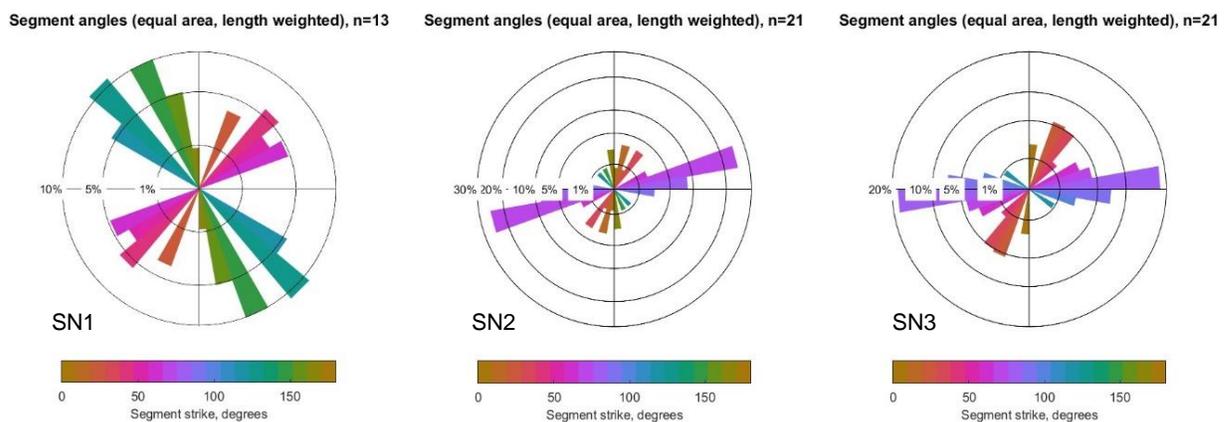
Los valores de dimensión de masa para puntos medios e intersecciones se describen en la tabla 4. Este método analiza la distribución de puntos medios e intersecciones y como se relacionan con el proceso de flujo de fluidos. El valor máximo para puntos medios es de 3.909 y para intersecciones es de 10.28, para los mapas SS24 y SS47, respectivamente. Mientras que para el mapa SS48 se registró un valor mínimo de 1.036 para puntos medios, y 0.855 para intersecciones. Se obtuvo un valor promedio de 1.934 para puntos medios y para intersecciones un promedio de 2.546.

La dimensión de masa no tiene un valor limite. Mientras mayor sea la dimensión se tiene una distribución uniforme, y a medida que disminuye se tiene agrupamiento de los puntos. De acuerdo con la dimensión de puntos medios, las fracturas que se encuentran en los afloramientos de la zona sur están mal distribuidos, pero agrupados.

5.3. Fracturas en la zona norte

Orientación

Al igual que las fracturas del sector sur, las fracturas del sector norte muestran una orientación variada. Los diagramas de rosas (Figura 41) muestran una dirección preferencial E-W y NE-SW. A excepción de la estación SN1 que está afectada en su mayoría por fracturas tectónicas, a partir de esto podemos determinar que fracturas de enfriamiento predomina en los afloramientos de este sector.



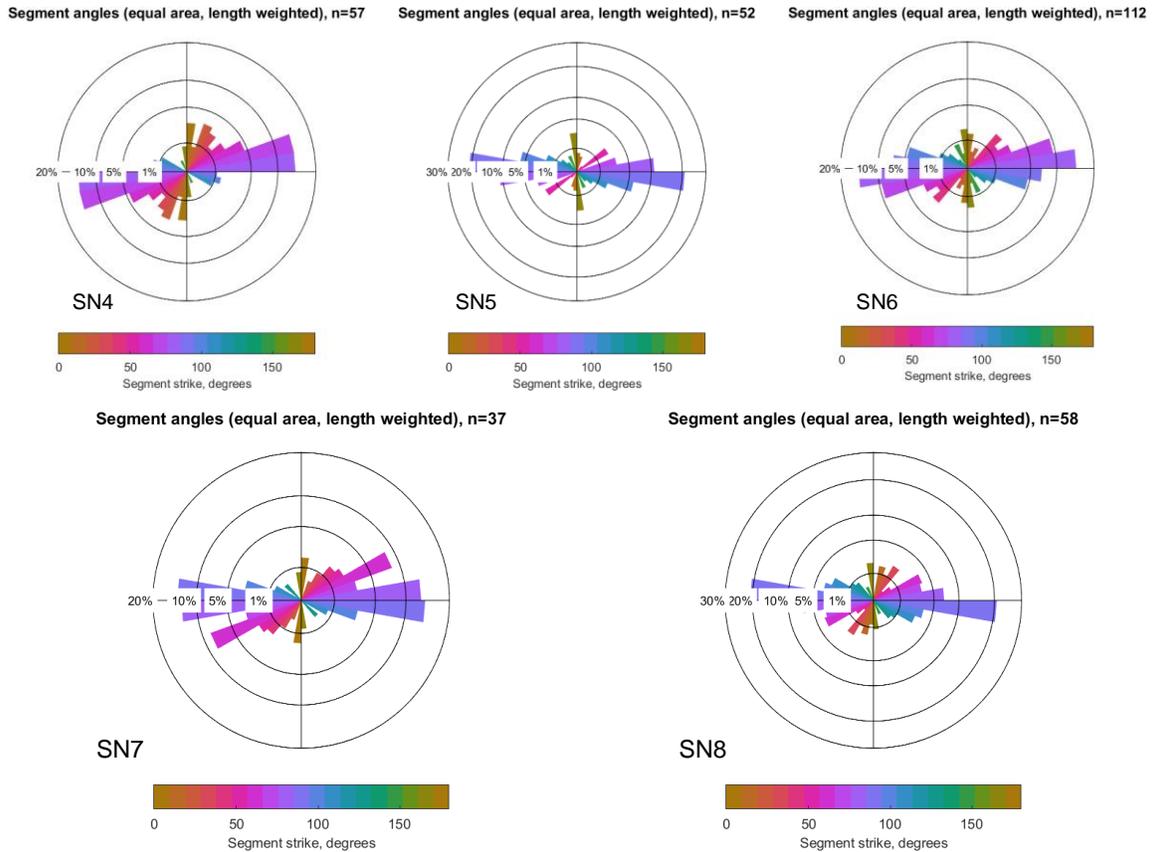


Figura 41. Diagramas de rosas de las estaciones zona norte de la mesa Huexoyucan.

Longitud de fracturas

En la tabla 5 se muestran los valores obtenidos para cada distribución estadística, calculados mediante el Estimador de Máxima Verosimilitud. Los mapas SN3, SN6 y SN8 se ajustan a una ley de potencia, mientras que la distribución de longitud de los mapas SN1, SN2 y SN4 se ajustan a una distribución exponencial. En menor cantidad, los mapas SN4 y SN7 siguen una distribución log-normal. Al igual que en los mapas de la zona sur, los mapas de la zona norte siguen diferentes distribuciones estadísticas. Por lo que se debería considerar otros métodos de muestreo para evitar el sesgo de información y así obtener resultados más confiables. Los mapas de la zona norte tienen un exponente con rango de 2 a 9.6 para una distribución de ley de potencia. Las estaciones SN3, SN8 y SN5 registraron exponentes muy altos, lo que significa que están asociadas a bajos grados de deformación. El exponente promedio fue de 4.77, por lo tanto, la zona norte registra sistemas de fracturas menos madura con respecto al sistema de fracturas de la zona sur.

Tabla 5. Análisis MLE para mapas de fracturas zona norte de la mesa Huexoyucan.

Mapa	Ley de potencia			Exponencial		Log-normal		
	α	x_{min}	% confianza	λ	% confianza	μ	σ	% confianza
SN1	4.232	0.210	99.4	8.586	100	-2.020	0.834	99.76
SN2	3.217	0.097	99.5	11.940	99.6	-2.339	0.653	99.56
SN3	9.690	0.179	100	12.079	99.8	-2.618	0.800	99.9
SN4	2.001	0.029	95.7	12.514	99.3	-2.787	0.879	99.8
SN5	5.611	0.381	99.6	4.966	100	-2.021	1.064	99.7
SN6	4.492	0.166	99.4	14.322	98.7	-2.516	0.773	98.8
SN7	2.349	0.075	99	8.542	99.6	-2.236	0.773	99.7
SN8	6.642	0.143	100	15.403	99.5	-2.9	0.800	99.6

Densidad e intensidad

Los diagramas de densidad de la zona norte muestran un valor mayor de 6000 y un valor mínimo de 500 fracturas por metro cuadrado, mientras que el valor promedio es de 3000 fracturas por metro cuadrado (Figura 42). A diferencia de los mapas de densidad del sector sur, los diagramas del sector norte presentan una menor aglomeración de fracturas por unidad de área m^{-2} , por ello los rectángulos delimitadores de gama alta son muy pocos. De acuerdo con los diagramas de la figura 39, el mapa SN2 presenta un agrupamiento alto de fracturas. El mapa SN6 tiene un mayor número de rectángulos delimitadores, sin embargo, la mayoría representan rangos inferiores a 500. Este mapa tiene menor cantidad de zonas en blanco en comparación a los demás mapas. Mientras que el mapa SN1 tiene más espacios blancos con fracturas dispersas. Podemos observar que los mapas de escala pequeña tienen mayor cantidad de rectángulos de color oscuro (alta densidad). A medida que aumenta la escala, aparecen más rectángulos con rangos inferiores a 500 fracturas por metro cuadrado.

Para los mapas de intensidad de fracturas se registró un valor máximo de 100, un valor mínimo de 10 y un valor promedio de 50 (figura 43). El diagrama SN6 registra una mayor cantidad de longitud de fracturas por metro; mientras que el mapa SN3 presenta una menor cantidad de longitud, debido a que se encuentran agrupadas, y por ello se muestran rectángulos de valor alto. En los diagramas de intensidad de fracturas se puede observar diagonales y grupos grandes que representan una concentración alta de longitud de fracturas. En su mayoría, los mapas de intensidad presentan menos espacios blancos a excepción del mapa SN3 (figura 41)

Además de los mapas de intensidad y densidad creados por FracPaQ, se elaboró gráficos de variación para ambos atributos a partir de los valores calculados por el programa

(Figura 31). La razón se debe a que en la zona norte se tiene un registro completo de la columna estratigráfica de la mesa Huexoyucan y por ello permite comprender la distribución de las fracturas en esta zona (Figura 31). El gráfico de variación de densidad e intensidad demuestran que la estación SN8 (base del flujo de lava) tiene los valores más altos para ambos parámetros, caso contrario del mapa SN1 (parte superior del flujo de lava), se registró una densidad e intensidad menor.

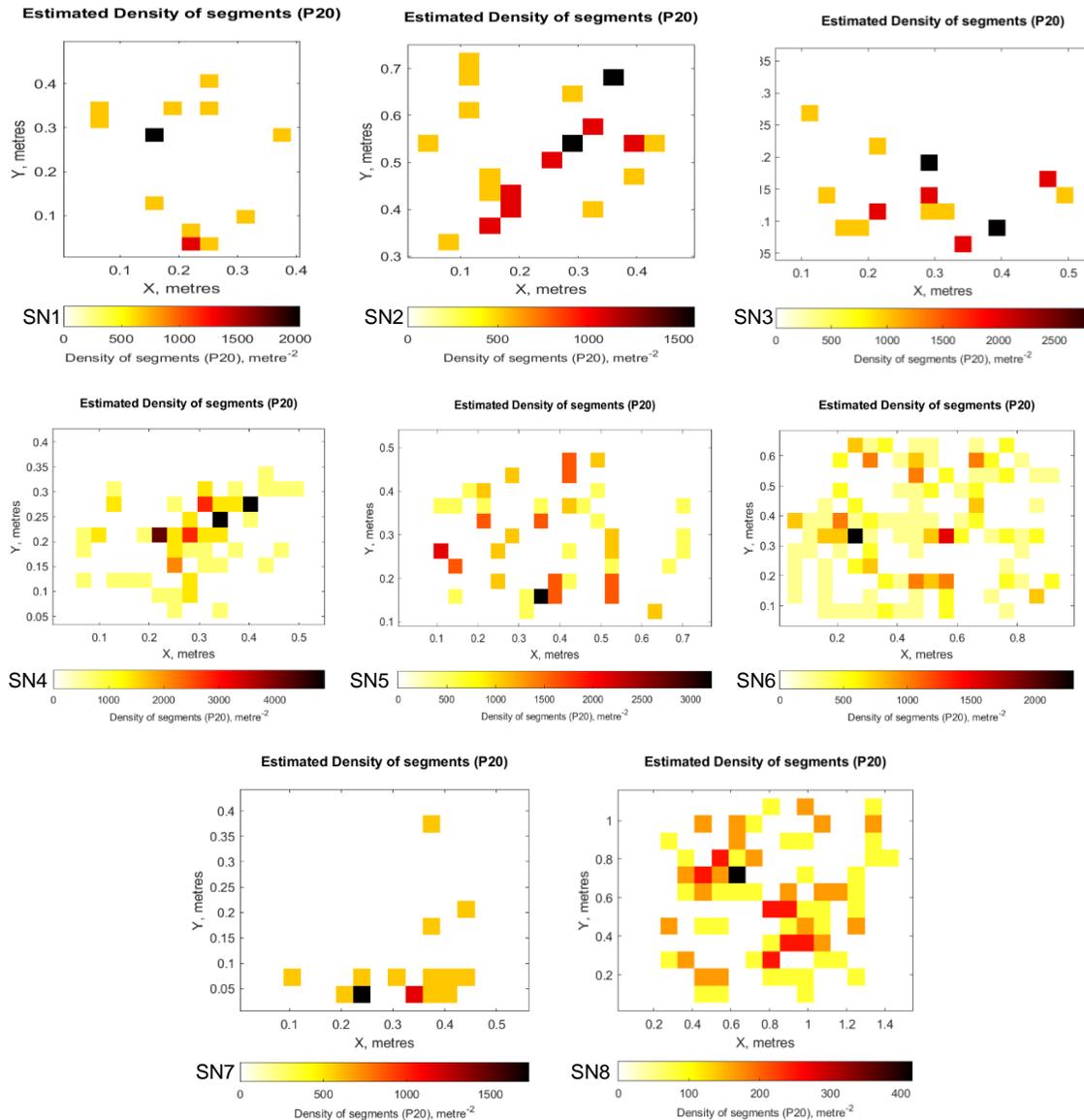


Figura 42. Diagramas de densidad de fracturas para la zona norte de la mesa Huexoyucan

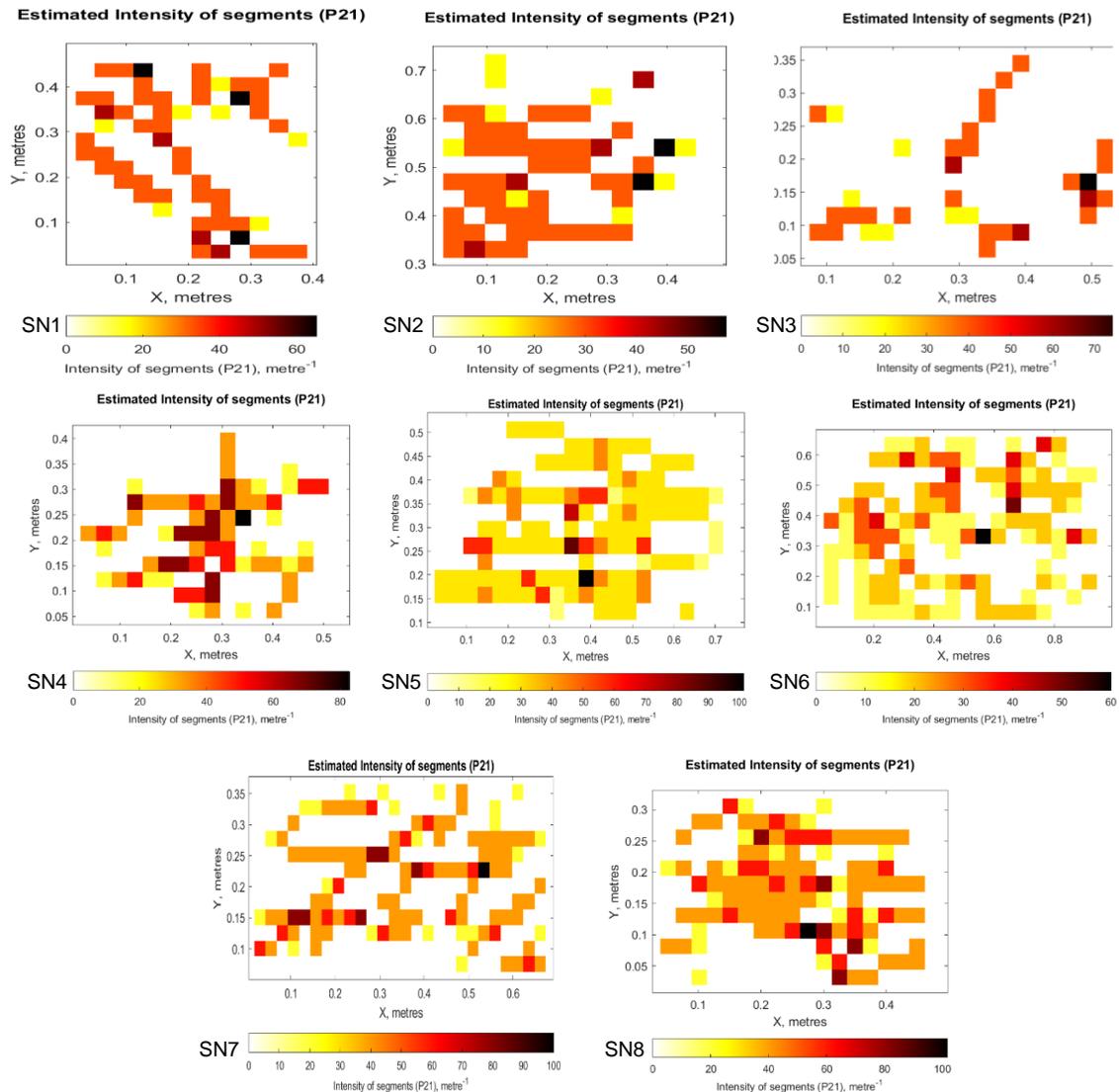


Figura 43. Diagramas de intensidad de fracturas para la zona sur de la mesa Huexoyucan

Conectividad

En su mayoría, las estaciones del sector norte se encuentran en el nodo I (Figura 44), lo que significa que muchas de las fracturas se encuentran aisladas por lo que es difícil que haya conexión. En la figura 44, se observa que la estación SN5 es la única que se encuentra dentro del umbral, por debajo de $C_L = 2$ y por encima de $C_L = 3.57$. Esto demuestra que la estación SN5 registra al menos dos conexiones por cada fractura, y como resultado tiene una buena conectividad. En la tabla 6 se observan los tipos y el número de nodos conectados y aislados para cada mapa de la zona norte. Observamos que, a diferencia de los demás mapas, en el mapa SN5 la diferencia entre la cantidad de nodos conectados (nodos X-Y) y nodos I no es muy diferente. El índice de conectividad para cada

una de las estaciones corrobora lo obtenido a partir del triángulo de conectividad (Tabla 7), los valores obtenidos mediante este método se muestran en el gráfico de variación de la figura 31.

Tabla 6. Registro de tipos de nodos conectados para cada mapa de la zona norte.

Mapa	Nodos conectados		
	Nodo I	Nodo Y	Nodo X
SN1	19	1	4
SN2	21	6	2
SN3	27	2	4
SN4	77	14	4
SN5	43	17	14
SN6	138	26	6
SN7	33	15	7
SN8	67	17	10

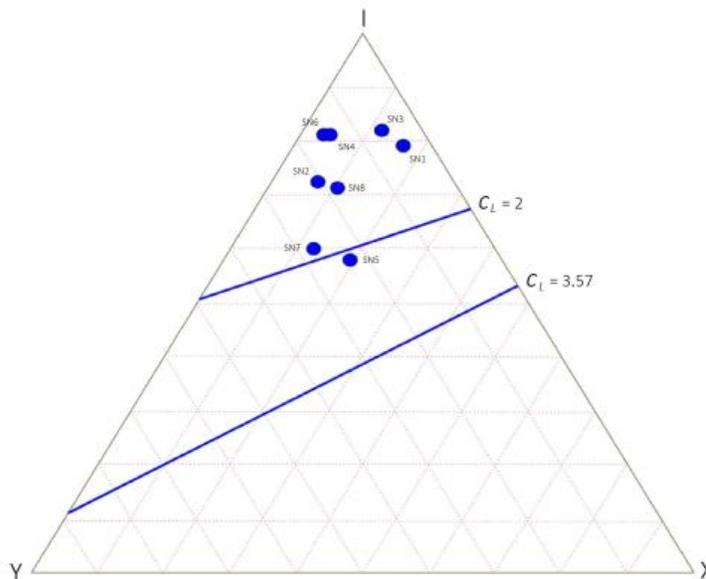


Figura 44. Triángulo de conectividad de la zona norte de la mesa Huexoyucan. La estación SN5 es la única que se encuentra en el umbral, seguido de la estación SN7, aunque esta última no logra pasar por debajo del umbral.

Además de la densidad de fracturas, la conectividad también depende de la orientación. Esto lo podemos observar en el mapa SN8 que a pesar de que tiene una densidad de fracturas elevada la mayoría se orienta a la misma dirección (Figura 40) lo que dificulta la conexión entre fracturas. Si bien la densidad de fracturas no juega un papel

importante para determinar la conectividad, de acuerdo con Manzocchi (2002) para tener una conectividad optima (conectividad critica) se necesita tener una densidad critica de fracturas. Considerando lo escrito, a excepción del mapa SN5, los demás mapas, tanto de la zona norte como de la zona sur, no tienen la densidad de fracturas suficiente para tener una buena conectividad.

Tabla 7. Resultados obtenidos para conectividad, dimensión de masa y dimensión de caja, zona norte. Los espacios en blanco (intersecciones) se debe a que los puntos son insuficientes para realizar el análisis.

Mapa	Índice de Conectividad	Dimensión de masa		Dimensión de caja	Numero de fracturas
		Puntos medios	Intersecciones		
SN1	0.417	5.752		1.04	12
SN2	0.150	2.183		1.15	20
SN3	0.294	2.357		1.04	17
SN4	0.269	1.395	1.462	1.19	52
SN5	0.784	2.090	2.269	1.29	37
SN6	0.292	1.817	0.781	1.26	89
SN7	0.714	1.480	1.518	1.19	28
SN8	0.426	1.997	2.531	1.21	47

Dimensión de caja

Los valores obtenidos para la dimensión de caja, que se muestran en la tabla 7 y en el gráfico de variación de la figura 45. De acuerdo con estos resultados, el mapa SN5 tiene una dimensión de 1.29 siendo el valor máximo, por otra parte, la dimensión mínima fue de 1.04 registrado en los mapas SN1 y SN4, y un valor promedio de 1.17. Los mapas SN1, SN2 y SN3 tienen una escala menor a 50 cm y, de acuerdo con la dimensión de caja, una densidad de fracturas es baja. Mientras que los mapas SN5 y SN6 con escala de 1 metro registraron valores mayores. Sin embargo, el mapa SN8 tiene una escala menor a 40 cm y, el mapa SN4 tiene una escala de 1 metro. Esto solo confirma que la escala de los mapas no determina del todo la densidad de fracturas, es un aspecto importante para poder determinar la cantidad de las mismas, pero no se puede concluir que a menor escala hay mayor cantidad de fracturas o viceversa. En su mayoría, los mapas con escala mayor registraron los valores más altos.

A partir de la dimensión de caja, se determina que el mapa SN5 tiene una mayor densidad de fracturas y, de acuerdo al valor promedio se concluye que la zona norte tiene una densidad de fracturas mucho menor que los mapas de la zona sur.

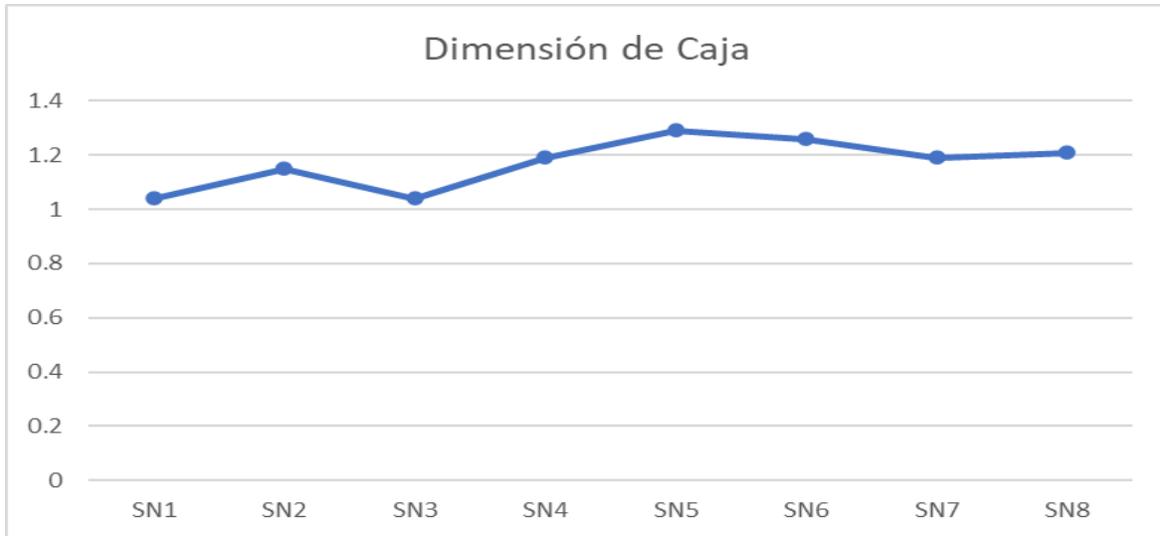


Figura 45. Representación gráfica de la dimensión de caja para estaciones de la zona norte.

Dimensión de masa: Análisis de mapas de puntos medios e intersecciones

En la tabla 5 se registran los valores obtenidos para dimensión de masa para la zona norte, mientras que en la figura 46 se grafican estos valores. El mapa SN1 registra el valor mayor para puntos medios de 5.75; y el mapa SN4 un valor mínimo de 1.40. El valor promedio para la dimensión de puntos medios es de 2.38. Para intersecciones se obtuvo un valor máximo de 2.53, un mínimo de 0.78 y un valor promedio de 1.72. Al igual que el sector sur, en algunos mapas no fue posible calcular la dimensión de masa para intersecciones. Al considerara la escala de cada mapa podemos observar que la mayoría de los mapas con escala de 1 metro (SN4 y SN7) obtuvieron un valor bajo para puntos medios, mientras que aquellos mapas con una escala menor (SN1, SN2, SN3 y SN8) se estimaron valores mayores. El mapa SN5 es el único que no sigue esta tendencia, cuya escala es de aproximadamente 1 metro y con un valor para puntos medios de 2. Para la zona norte, podemos concluir que la mayoría de los mapas con escala de 1 metro tienen una mala distribución de fracturas. A partir del valor promedio para puntos medios se tienen una distribución más uniforme en las fracturas de la zona norte en comparación de la zona sur.

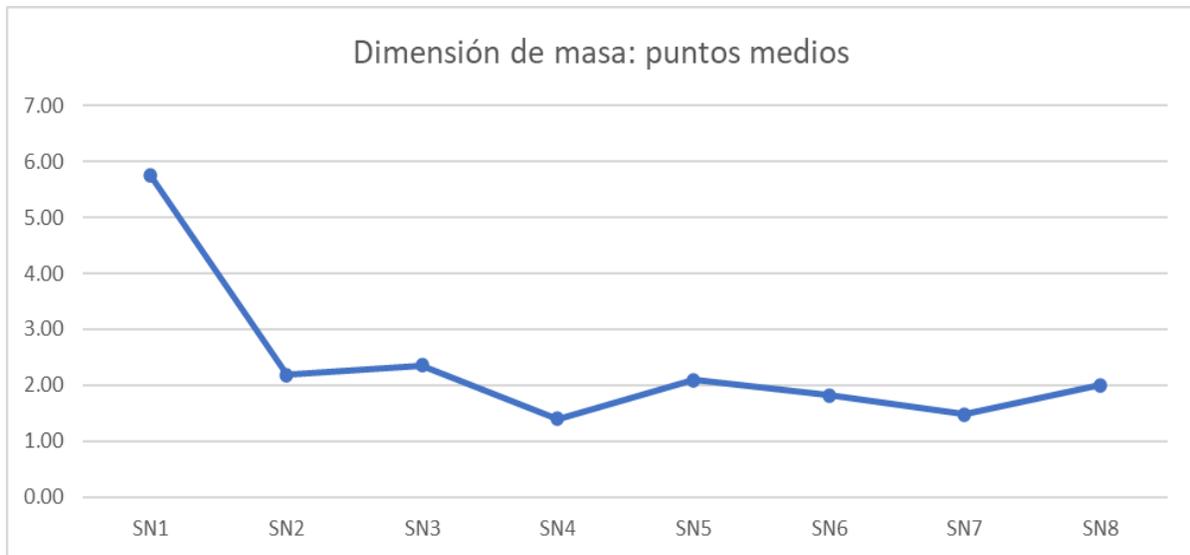


Figura 46. Representación gráfica de la dimensión de masa (puntos medios) para estaciones de la zona norte.

5.4. Parámetros fractales en los mapas de fracturas

La dimensión de masa es un método aplicado para analizar puntos medios e intersecciones de los mapas de fracturas en distintas escalas. Su uso permite entender como las fracturas están distribuidas y como esto influye en el proceso de flujo de fluidos. Si los valores son constantes significa que hay una distribución uniforme (Vásquez-Serrano, 2013).

El valor promedio para puntos medios dentro de nuestra área de estudio es de 2.38 para el sector norte y de 1.934 para el sector sur. Si solo consideramos estos valores podemos concluir que no existe una distribución uniforme, inclusive si observamos los valores de dimensión de masa de cada estación (tanto del sector sur como el sector norte). Para los valores de intersecciones, el sector norte tiene un valor promedio de 1.712 y el sector sur tiene un valor promedio de 2.546. Es importante considerar que no en todas las estaciones muestreadas se pudo calcular la dimensión de masa (Tabla 3 y 5), esto debido a la falta de fracturas para el análisis.

El análisis de dimensión de masa elaborado por Vásquez-Serrano (2013) para vetas de la Plataforma El Doctor proyectaron un valor promedio de 1.08 a 1.39 para puntos medios y, 0.96 a 1.21 para intersecciones. Mientras que Magaña-Ortega (2019) y Bermejo-Santoyo (2018) tuvieron valores constantes para puntos medios. El primer autor analizó fracturas en rocas volcánicas (lavas andesíticas) del Mioceno, en la región de Morelia, Michoacán, y obtuvo un promedio de 1.05 a 1.08 y 1.11 a 1.22 para puntos medios e

intersecciones, respectivamente. El segundo autor, menciona un promedio de 1.068 a 1.074 para puntos medios y, 1.090 a 1.155 para intersecciones de fracturas en rocas de andesita e ignimbritas pertenecientes al Lago de Cuitzeo. Que ambos autores registraran valores constantes en puntos medios significa que hay una distribución uniforme y por lo tanto invariante en la escala. Es notable los valores altos de dimensión de masa obtenidos en nuestro estudio, lo que significa que las fracturas en la mesa Huexoyucan no forman grupos de fracturas como en otros trabajos (Vásquez-Serrano, 2013).

La dimensión de caja es la técnica más usada para calcular la distribución de las fracturas en un espacio. Algunos autores que han usado este método (Nieto-Samaniego *et al.*, 2003; Bonnet *et al.*, 2001) mencionan que aplicar esta técnica a diferentes escalas los resultados deben ser constantes, es decir hay una invarianza en la escala, lo cual es típico en objetos fractales. El valor de este parámetro depende de la cantidad de fracturas (densidad de fracturas). Valores cercanos a 1 están relacionados con una baja densidad de fracturas.

Mediante el análisis realizado en este trabajo se obtuvo un valor promedio de 1.21 para mapas de fracturas del sector sur y, 1.17 para mapas del sector norte. Estos valores son un poco menores a los valores obtenidos por Vásquez-Serrano (2013) con un rango de 1.37 a 1.50; y los valores calculados por Bermejo-Santoyo (2018) que tienen un rango de 1.32 a 1.57 para fracturas del Lago de Cuitzeo. Mientras que Okubo y Aki (1987) estudiaron fracturas ubicadas alrededor de la falla de San Andrés, y mediante el conteo de caja obtuvieron una dimensión fractal de 1.12 y 1.14. Estos valores son muy similares a los obtenidos en nuestra área de estudio y tienden a 1, lo que significa que los afloramientos tienen una baja densidad de fracturas.

En los capítulos de metodología y resultados, hemos mencionado los beneficios de usar el Estimador de Máxima Verosimilitud (MLE) para determinar la mejor distribución estadística que se ajuste a los valores de longitud de las fracturas. Cuando se tiene un comportamiento fractal, se espera que se siga una ley de potencia. Sin embargo, las propiedades geométricas y cuantitativas de las fracturas influyen también en la función que mejor ajuste en la distribución de longitud de fracturas (exponencial, lognormal o ley de potencia).

Sin importar que tan bien se defina y se trace las fracturas en una escala no se caracteriza por completo el patrón estructural de las redes de fracturas. Esto se relaciona

con el sesgo de truncamiento y se ha comprobado que puede dar como resultado una distribución log-normal en datos donde se sigue una ley de potencia. Por ejemplo, Priest y Hudson (1981) han demostrado que la longitud de fracturas se ajusta a la distribución log-normal porque la resolución y el tamaño de una población de fracturas influyen para dar como resultado distribuciones exponenciales o log-normales. Al muestrear fracturas, las de menor extensión no son trazadas o al menos no por completo (censura), por lo tanto, no se consideran en el análisis provocando que siga una distribución diferente a una ley de potencia (Einstein y Baecher, 1983; Segall y Pollard, 1983).

El valor del exponente en la distribución de ley de potencia de la longitud de las fracturas está sumamente relacionado con el grado de deformación y tiende a aumentar cuando la deformación es baja. Por ejemplo, Sornette *et al.* (1993) obtuvo un exponente de frecuencia acumulada de 1.7 a 2.6 en fracturas con longitudes de 10 a 100 mm, encontraron que el exponente de la distribución de la longitud de las fracturas dependía del grado de deformación en la red.

Bonet *et al.* (2001) compila información de diversos trabajos sobre fracturas en sistemas naturales (en su mayoría fallas), experimentos con arena, arcilla y yeso, y simulaciones numéricas, para elaborar una comparativa entre sus respectivos rangos de valores para el exponente de frecuencia acumulada "a" ($y = x^a$), obteniendo un muestreo de 200 a 400 fracturas. Mientras que Walmann (1998) experimentó con arcilla y observó que después de corregir los efectos de censura, la distribución de la longitud de fracturas seguía una distribución exponencial, y concluyó que una ley de potencia podría resultar de varias leyes exponenciales. A partir de cinco experimentos de arcilla para generar sistemas de fallas, Reches (1986) observó que cuando la deformación va en aumento, provoca una transición de una distribución de ley de potencia a ley log-normal. Sugiere que la transición se relaciona con la densidad de fracturas, en sistemas de densidad baja se ajustan a una ley de potencia y los sistemas de densidad alta muestran leyes log-normal. Sin embargo, no debemos olvidar que una distribución log-normal puede estar relacionada con limitaciones de escala.

Para los sistemas naturales donde se usan mapas de fracturas, fotografías, datos sísmicos y/o imágenes satelitales la distribución de longitud de las fracturas puede ajustarse a una ley de potencia, log-normal y/o exponencial. Odling *et al.* (1999) observó que cuando el crecimiento de las diaclasas es restringido por capas, la distribución de longitud sigue una distribución log-normal, pero cuando afectan a rocas masivas la distribución se ajusta

a una ley de potencia. Ouillon *et al.* (1996) determinó la distribución de la longitud de fracturas en un aproximado de 1000 estructuras de la Plataforma Árábica, y obtuvieron un exponente de 3.20, con lo cual descubrieron que la estratificación influye en el valor de exponente de frecuencia acumulada.

En este trabajo se obtuvo una amplia gama de valores para el exponente de frecuencia acumulada de la longitud en fracturas de la mesa Huexoyucan. En el sector norte el exponente tiene un rango de 1.7 a 2, mientras que el sector sur tiene exponente de 6.9 a 9.7 (Tabla 2). Si consideramos lo que se ha mencionado anteriormente, al tener el sector sur un exponente mayor significa que los afloramientos fracturados en esta región han sufrido un menor grado de deformación en comparación del sector norte, donde el valor del exponente es más bajo, es probable que los datos de longitud de ambos sectores se hayan ajustado a más de una distribución estadística o diferente a una ley de potencia, por la falta de información en los mapas.

Una solución para obtener resultados más confiables es tomar fotografías a diferentes escalas del sistema de fracturas, de manera que se obtenga un mejor análisis. Se aconseja que se debe trabajar con 2-3 órdenes de magnitud de escala, sin embargo, se entiende que, por problemas de truncamiento o censura, el estudio termine siendo de 1 orden de magnitud de escala, por ello, se recomienda como mínimo muestrear 200 fracturas. Además del truncamiento y censura, la correlación espacial, la orientación y el tipo de fractura son, aspectos importantes a considerar para una predicción correcta para la distribución estadística de longitud de fracturas (Bornet *et al.*, 2001).

Apertura y espaciamiento

El espaciamiento entre las fracturas y su apertura dependen de las propiedades mecánicas la deformación y del tipo de roca (Vásquez-Serrano, 2013). La frecuencia acumulada se basa en el concepto frecuencia-tamaño, es decir, la frecuencia con la que se repite un tamaño determinado de espaciamiento o apertura. En cuanto al exponente de frecuencia acumulada permite conocer la abundancia de fracturas con espesor pequeño y grande en una superficie (Vásquez-Serrano *et al.*, 2019).

En diferentes trabajos se ha propuesto que la frecuencia acumulativa de la apertura y el espaciamiento tienden a seguir una ley de potencia (Vásquez-Serrano *et al.*, 2019; Ángel-Juárez, 2017), pero también se ha documentado que siguen una distribución exponencial y log-normal (Gillespie *et al.*, 1993; Marrett *et al.*, 1999). En este trabajo, la línea de ajuste aplicada en datos de apertura se ajusta perfectamente a una ley de potencia,

confirmando lo escrito anteriormente. De acuerdo con los resultados obtenidos, el exponente de frecuencia acumulada para el espaciamiento de fracturas de la lava Huexoyucan es de -0.327, por lo tanto, existen distancias muy grandes entre los grupos de fracturas. Mientras que, para el espesor, el exponente de frecuencia acumulada para la apertura de fracturas es de -0.5, lo que significa que hay más fracturas con apertura pequeña en comparación de las fracturas con apertura grande. Para el espaciamiento, el exponente fue de -0.327, por lo tanto, existen distancias muy grandes entre los grupos de fracturas. Al comparar el exponente obtenido en nuestro estudio con otros trabajos, observamos que los resultados varían, por ejemplo, Bermejo-Santoyo (2018) presenta exponentes negativos para rocas andesíticas con rangos de -0.995 a -1.464 y de -1.049 a -2.283 para ignimbritas; mientras que Magaña-Ortega (2019) registro valores que oscilan de -0.22 a -2.72 para rocas volcánicas pertenecientes del yacimiento geotérmico Acoculco; Vásquez-Serrano *et al.* (2019) calcularon la distribución de apertura de núcleos recuperados en el Pozo Agrícola Oriental 2C, en la Alcaldía de Iztacalco, con un rango de -1.53 y -4.21.

Algunos autores (ej. Gillespie *et al.*, 1993; Vásquez-Serrano, 2013) señalan que al aplicar la línea de ajuste sobre los puntos (donde los rangos son lineales), se demuestra que la ley de potencia no es el mejor ajuste, por lo que se concluye como un comportamiento no fractal. Marrett *et al.* (1997) y Ortega *et al.* (2006) explican que este problema se debe a un error de medición o sesgo de información, por lo que han propuesto la normalización de datos para solucionarlo. Es el caso de Vásquez-Serrano (2013), quien registró exponentes de -2.38 a -2.22 para rocas calcares de la Plataforma El Doctor, cuyos datos de apertura se ajustaban a una función exponencial negativa, después de normalizar los datos siguen una ley de potencia con exponentes de -0.94 a -1.27, mucho menores que sin normalizar

En el caso del espaciamiento, los resultados del análisis muestran que el exponente de frecuencia acumulativa tiene un valor de -0.327, lo que evidencia que hay una proporción mayor de espaciamientos pequeños en contraste con los espaciamientos grandes. Al igual que el espesor, el gráfico bilogarítmico muestra que los datos de espaciamiento de fracturas de la mesa Huexoyucan siguen una ley de potencia.

Para datos normalizados, Vásquez-Serrano (2013) registró exponentes de -0.86 a -0.75 y; Gillespie *et al.* (1993) exponentes de -0.4 a -0.95 en fracturas sin relación con las fallas. Priest y Hudson (1976,1981) sugieren que el espaciamiento no sigue una ley de potencia, sino que se ajustan mejor a una distribución exponencial negativa; también

describen que el espaciamiento entre fracturas que afectan secuencias estratigráficas sigue una distribución normal y no una ley de potencia. Por otra parte, Magaña-Ortega (2019) obtuvo exponentes en rangos de -0.26 a -1.34. De los valores ya descritos, el rango exponencial calculado por Magaña-Ortega (2019) se asemeja al exponente descrito en este trabajo. Los datos obtenidos y los datos mencionados anteriormente muestran que la distribución del espesor y espaciamiento sigue una ley de potencia. Sin embargo, las propiedades mecánicas, condiciones de deformación, el tipo de roca y la falta de información intervienen en el ajuste estadístico de los datos.

5.5. Conectividad entre fracturas

Además de la distribución y tamaño de las fracturas, la conectividad es un parámetro importante para estimar la conductividad en una roca fracturada. A su vez, la conectividad se relaciona estrechamente con la orientación de las fracturas, su longitud y la apertura de estas. De acuerdo con Manzocchi (2002), un sistema de fracturas conformado por diferentes orientaciones tendrá una mayor conectividad y, por lo tanto, una permeabilidad alta. Caso contrario, si un sistema de fracturas se caracteriza por una cantidad alta de fracturas, pero todas paralelas entre ellas, tanto la permeabilidad como la conectividad serían bajas. Manzocchi (2002), también identificó dos modelos de orientación, en la primera las fracturas tienen al menos dos poblaciones de orientación diferente y, el segundo modelo se caracteriza por limitaciones de orientación.

Manzocchi (2002) menciona dos parámetros que pueden ser de ayuda para estimar la conductividad de fluidos en sistemas fractales: la conectividad crítica y la densidad crítica. Define la conectividad crítica como el número promedio de intersecciones por línea en un umbral. La densidad crítica se refiere a la densidad adecuada de fracturas para que haya una conectividad óptima (crítica). Sin embargo, la densidad no determina una conectividad alta, por lo tanto, este parámetro no es muy confiable y puede variar dependiendo del muestreo y de las estructuras geológicas. Manzocchi (2002) recopiló y analizó 6 sistemas estructurales de antiguos trabajos para estimar la conectividad de cada uno. Observo que cada sistema puede corresponder a uno de los dos modelos de orientación y, que las fallas son más propensas a presentar conexiones a través de nodos Y. Determinó que los sistemas que siguen el primer modelo de orientación deben tener una densidad crítica de 1.56, mientras que el segundo modelo tiene una densidad crítica de 1.43. Nuevamente, se

cuestiona la importancia de la densidad crítica con la conectividad debido a que las características de conectividad de los sistemas no coinciden con la densidad crítica.

En resumen, la interconexión entre sistemas de fracturas depende de la orientación, la densidad, la dimensión y la apertura de las fracturas. Estas características elevan el potencial hídrico en flujos de lava, permitiendo la circulación y el almacenamiento de agua subterránea. La mayoría de estructuras volcánicas están constituidas por rocas originalmente impermeables, sin embargo, debido a la deformación en los macizos rocosos causado por fracturas geológicas generan permeabilidad secundaria. La apertura en fracturas es una característica sensible a los flujos de fluidos ya que determina la cantidad de fluido que circula y se almacena, por lo que, a mayor apertura mayor líquido podrá filtrarse. El nivel freático y la superficie se encuentra la zona no saturada donde la presión atmosférica y la presión del agua son iguales, estas propiedades son propias de acuíferos libres. Muchos de los acuíferos libres se encuentran a menor profundidad y al no tener una capa impermeable el agua no se encuentra confinada y no se tiene una zona de saturación. (Krautkramer, M., F., s/f).

Los resultados obtenidos en este trabajo muestran que 32 de las estaciones muestreadas tienen una conectividad baja, a pesar de que hay tres familias de fracturas con orientación diferente en los afloramientos, lo cual sugiere que la longitud y la distribución de las fracturas resulta ser un limitante para que exista buena conductividad. También se corroboró que la densidad de fracturas no es un parámetro influyente para la conectividad, ya que muchos de los mapas que presentaron valores altos de densidad de fracturas, aunque registraron una conectividad baja. A excepción del mapa SN5 donde se obtuvo el valor más alto en dimensión de caja y se registró una buena conectividad.

5.6. Desarrollo de fracturas geológicas en la mesa Huexoyucan

A causa de la intensa actividad volcánica en el Plioceno, en la región centro-sur del estado de Tlaxcala se formaron domos de lava en forma de mesa, donde los derrames andesíticos cubrieron a los depósitos lacustres del Mioceno (Figura 47a). La contracción o expansión térmica en el material volcánico provocó la rotura de ésta, y como resultado se originaron fracturas subverticales y subhorizontales. Las fracturas subhorizontales son comunes en la parte media-superior del flujo de lava, mientras que las fracturas subverticales están presentes en la parte inferior y media (Figura 29). Las fracturas de enfriamiento se abren al ser sometida a tensiones perpendiculares al plano de fractura,

cuya extensión depende de la longitud de la fractura (Figura 47b). Durante el Pleistoceno, intensa actividad tectónica origino una serie de fallas normales con orientaciones NW-SE, NE-SW y E-W, las cuales generaron fracturas tectónicas (extensionales y de cizalla) con las mismas orientaciones. Estas fracturas cortan a las fracturas de enfriamiento y representan el último evento de formación de fracturas en la región estudiada (Figura 47c).

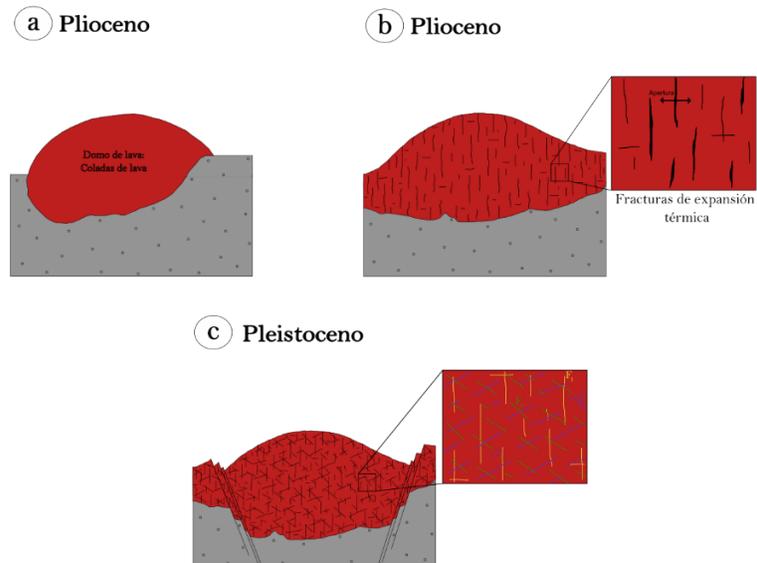


Figura 47. Modelo esquemático para la formación de las fracturas que afectan a las rocas de la mesa Huexoyucan

CAPÍTULO VI CONCLUSIONES

A continuación, se presentan las principales conclusiones estimadas en este trabajo:

- Se determinaron 3 familias de fracturas (NE-SW, N-S y NW-SE) que afectan a los macizos rocosos de la mesa Huexoyucan. La primera familia se clasifica como fracturas de enfriamiento o fracturas de modo I; mientras que la segunda y tercera familia de fracturas se originan por los eventos de deformación presentados en la zona, se denominan fracturas tectónicas.

- Los exponentes de frecuencia acumulada de espaciamiento y apertura de las fracturas indican que hay espacios grandes entre grupos de fracturas, mismas que en su mayoría tienen apertura pequeña.

Análisis 2D en mapas de fracturas, FracPaQ:

- Las fracturas con orientación NE-SW y N-S predominan en la zona sur; mientras que la zona norte es afectada en su totalidad por fracturas E-W.

- Para ambas zonas, la longitud de fracturas de la mesa Huexoyucan siguen más de una distribución estadística (ley de potencia, exponencial y log-normal), esto se debe a la resolución considerada para el muestreo (truncamiento) y que no se muestrean en su totalidad las fracturas encontradas en el área (censura).

- De acuerdo al índice de conectividad y la conectividad calculada por FracPaQ, las fracturas que se encuentran en la mesa Huexoyucan tienen una baja conectividad y por lo tanto una permeabilidad baja. En general, el sistema de fracturas de la zona sur y norte pertenecen a un sistema I-X-Y con ubicación cerca del nodo I, por lo que se trata de fracturas en su mayoría aisladas con puntos sin conexión. La estación SN8, ubicada en la parte superior de la mesa Huexoyucan, registro una conectividad buena.

- Los diagramas de densidad muestran las zonas donde se concentran la mayor cantidad de fracturas por metros cuadrado. Para ambas zonas, se concluye que a medida que aumenta la escala en los mapas disminuye la concentración de fracturas. En los diagramas de intensidad, la escala de los mapas no interfiere en la intensidad de las fracturas. De acuerdo a los valores y diagramas obtenidos se

comprueba que la densidad no es una variable segura para determinar una buena conectividad entre fracturas.

Análisis 2D en mapas de fracturas, dimensión de masa y caja.

- Aunque el análisis fractal es una técnica sencilla y económica para caracterizar fracturas, los resultados obtenidos dependen de aspectos como la censura, sesgo y truncamiento.

De acuerdo a su litología y al fracturamiento, pareciera que los flujos de lava en la mesa Huexoyucan son medios factibles para el paso de flujos de fluidos; sin embargo, las capas de sedimentos lacustres ubicadas debajo de los macizos rocosos son un impedimento el movimiento del agua y la recarga de acuíferos más profundos, además de que muchas de las fracturas no se encuentran conectadas de acuerdo a lo establecido. Podemos concluir que la estación SN5 es la única que permite el paso de fluidos y, por lo tanto, participa en la recarga del acuífero Alto Atoyac mediante permeabilidad secundaria.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Alfaro, M., Murillo, M. & Soto, A. (2010). Fractales. Revista Digital Matemática Educación e Internet.
- Ángel-Juarez, R. E. (2017). Estudio de la distribución de apertura de fracturas en las formaciones Agua Nueva y San Felipe (Cretácico Superior), al oriente de San Luis Potosí, como análogos a yacimientos carbonatados naturalmente fracturados. [Tesis de maestría]. Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica, A.C.
- Arana-Bilbao, J. L., & González-Martínez, J. J. (2002). Mecánica de fractura. Universidad del País Vasco Servicio Editorial.
- Ávila-Álvarez, G. (2005). Estudio de la retracción y el agrietamiento de arcillas. Aplicación a la arcilla de Bogotá. [Tesis de Doctorado, Universidad Politécnica de Catalunya]. Repositorio institucional de la UPC.
- Babadagli, T. (2001). Fractal analysis of 2-D fracture networks of geothermal reservoirs in southwestern Turkey. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 112(1–4), 83–103. [https://doi.org/10.1016/s0377-0273\(01\)00236-0](https://doi.org/10.1016/s0377-0273(01)00236-0)
- Barton, C. C., & La Pointe, P. R. (1995a). Fractals in the earth sciences. <https://corescholar.libraries.wright.edu/books/37/>
- Barton, C. C. (1995b). Fractal analysis of scaling and spatial clustering of fractures. In: Barton, C.C., La Pointe, P. R. (Eds) *Fractal in the Earth Sciences*. Plenum Press, New York, 168.
- Bermejo-Santoyo, G. (2018). Análisis geométrico y fractal de fracturas geológicas en los campos geotérmicos del lago de Cuitzeo. [Tesis de maestría, Universidad Michoacana de San Nicolás de Hidalgo] Repositorio institucional de UMSNH. 122.
- Billings, P. M. (1946). *Structural Geology*. PRENTICE-HALL.
- Bonnet, E., Bour, O., Odling, N. E., Davy, P., Main, I., Cowie, P., & Berkowitz, B. (2001). Scaling of fracture systems in geological media. *Reviews of Geophysics* (Washington, D.C.: 1985), 39(3), 347–383. <https://doi.org/10.1029/1999rg000074>
- Botero-Santa, P. A., Xu, S., Nieto-Samaniego, Á. F., & Alaniz-Álvarez, S. A. (2020). Efecto de las fracturas de enfriamiento en la formación de fallas normales: El ejemplo de Santa María del Río, San Luis Potosí, México. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 72(1). <https://doi.org/10.18268/bsgm2020v72n1a011019>
- Broek, D. (1986). *Elementary Engineering Fracture mechanics*. Fourth Edition. Martinus Nijhoff Publishers, Dordrecht.
- Bunde, A. & Havlin, S. (1995). *Fractals in Science*. Springer-Verlag.

- Carracedo, M., Larrea, F. J., & Alonso, A. (1999). Estructura y organización de las coladas submarinas: características de las lavas almohadilladas de edad cretácica que afloran en la Cordillera Vasco- Cantábrica. *Estudios Geológicos*, 55(5-6), 209–222. <https://doi.org/10.3989/egeol.99555-6161>
- Castañeda-Posadas, P. (2004). Identificación de maderas terciarias de Panotla, Tlaxcala, México y sus implicaciones paleontológicas. [Tesis de licenciatura]. Universidad Nacional Autónoma de México.
- Clark, G. B. (1987). *Principles of Rock Fragmentation*, John Wiley & Sons, New York, 610.
- Comisión Nacional del Agua (CONAGUA) (2015). Actualización de la disponibilidad media anual de agua en el acuífero Alto Atoyac (2901), Estado de Tlaxcala. Diario Oficial de la Federación. DR_2901.pdf (conagua.gob.mx)
- De Silva, S. & Lindsay, J.M. (2015). Chapter 15: Primary volcanic landforms. In: Sigurdsson H (ed) *The encyclopedia of volcanoes*. Second Edition. Academic Press, Amsterdam. 273–297.
- Demant, A., 1978, Características del Eje Neovolcánico Transmexicano y sus problemas de interpretación: *Revista Instituto de Geología*, 2, 172-187
- Dershowitz, W. S. & Herda, H. H. (1992). Interpretation of fracture spacing and intensity. The 33rd U.S. Symposium on Rock Mechanics (USRMS), ARMA-92-0757. <https://onepetro.org/ARMAUSRMS/proceedings-abstract/ARMA92/All-ARMA92/ARMA-92-0757/130438>
- Dershowitz WS (1985) *Rock Joint Systems*. Massachusetts Institute of Technology, 745-764. <https://dspace.mit.edu/handle/1721.1/27939>
- Diario Oficial de la Federación (DOF) (26 de enero de 2011). Acuerdo por el que se dan a conocer los estudios técnicos de aguas nacionales superficiales de la Región Hidrológica número 18 Balsas. Gob.mx. https://dof.gob.mx/nota_detalle.php?codigo=5175730&fecha=26/01/2011
- Einstein, H. H., & Baecher, G. B. (1983). *Probabilistic and statistical methods in engineering geology*. Southeast Asian Geotechnical Society.
- Escamilla-Casas, J. C., Meneses-Meneses, E., Ortiz-Hernández, E., Uribe-Alcántara, E. M., & Cruz-Chávez, E. (2017). Interpretación en un espacio bidimensional de las fallas geológicas en la Sierra de Pachuca. *Tópicos de Investigación en Ciencias de la Tierra y Materiales*, 4(4), 85–91. <https://doi.org/10.29057/aactm.v4i4.9391>
- Organización de las Naciones Unidas para la Agricultura y la Alimentación (FAO) (2008). *Base referencial mundial del recurso suelo*. FAO.

- Figueiras, L., Molero, M., Salvador, A., & Zuasti, N. (2000). Una propuesta metodológica para la enseñanza de la geometría a través de los fractales. *SUMA*, 35, 45–54.
<http://funes.uniandes.edu.co/7446/>
- Fossen, H. (2020). Fault classification, fault growth and displacement. *Regional Geology and Tectonics: Principles of Geologic Analysis* (pp. 119–147). Elsevier.
<https://doi.org/10.1016/B978-0-444-64134-2.00007-9>
- Fossen, H. (2016). *Structural Geology*. Second Edition. Cambridge University Press.
https://www.geokniga.org/bookfiles/geokniga-structural-geology_1.pdf
- Fossen, H. (2010). Chapter 8: Faults. In: *Structural Geology*. Cambridge University Press. 151-188.
- Gaonac, H., Lovejoy, S., & Stix, J. (1992). Hélène Gaonac'h. McGill.ca.
<https://www.physics.mcgill.ca/~gang/eprints/eprintLovejoy/Gaonach.etal.abstract.1992.pdf>
- García-Cabrejo, O. J., & Moreno-Sánchez, G. (2006). Caracterización cuantitativa de patrones de fracturamiento mediante ventanas circulares y análisis fractal.
<https://repositorio.unal.edu.co/handle/unal/42320>
- García-Rodríguez, M. (2012). *Geología estructural. Esfuerzos y deformaciones de las rocas. Deformación dúctil: los pliegues y sus tipos. Mecanismos de plegamiento. Deformaciones frágiles: diaclasas y fallas. Características y tipos. Asociaciones de pliegues y fallas.* Studocu. <https://www.studocu.com/es-mx/document/instituto-tecnologico-superior-de-coatzacoalcos/residencias/geologia-estructural/9390807>
- Gillespie, P. A., Howard, C. B., Walsh, J. J., & Watterson, J. (1993). Measurement and characterisation of spatial distributions of fractures. *Tectonophysics*, 226(1–4), 113–141.
[https://doi.org/10.1016/0040-1951\(93\)90114-y](https://doi.org/10.1016/0040-1951(93)90114-y)
- Gómez-Tuena, A., Orozco-Esquivel, T. Ma., & Ferraris, L. (2005). Petrogénesis ígnea de la Faja Volcánica Transmexicana. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 57(3), 227–283.
<https://dialnet.unirioja.es/servlet/articulo?codigo=2228161>
- González-Jácome, A. (2009). *Cultura y agricultura: transformaciones en el agro mexicano.* México: Universidad Iberoamericana, 2003. *Estudios agrarios*, 15(41), 223–225.
<https://biblat.unam.mx/es/revista/estudios-agrarios/articulo/gonzalez-jacome-alba-cultura-y-agricultura-transformaciones-en-el-agro-mexicano-mexico-universidad-iberoamericana-2003-362-p>
- Goodchild, M. F. (1980). Fractals and the accuracy of geographical measures. *Journal of the International Association for Mathematical Geology*, 12(2), 85–98.
<https://doi.org/10.1007/bf01035241>

- Grady, D. E. & Kipp, M. E. (1987). The growth of unstable thermoplastic shear with application to steady-wave shock compression in solids. *Journal of the Mechanics and Physics of Solids*, 35(1), 95–119. [https://doi.org/10.1016/0022-5096\(87\)90030-5](https://doi.org/10.1016/0022-5096(87)90030-5)
- Griffith, A. A. (1921). The phenomena of rupture and flow in solids. In: Vásquez-Serrano, A. (2013). Análisis fractal de fracturas geológicas en un análogo expuesto de yacimientos carbonatados naturalmente fracturados y su aplicación en modelos de flujos de fluidos. [Tesis de maestría]. Universidad Nacional Autónoma de México.
- Gumiel-Martínez, P. & Arias-Lioyente, M. (2005). Introducción a los fractales: una nueva forma de analizar la geometría y cuantificar los procesos geológicos. *ResearchGate*. 115-127.
- Gumiel-Martínez, P. & Hernández, R. (1996a). Simulación de patrones de fracturación en rocas, distribución y características de su geometría fractal. *Conectividad y Percolación. Geogaceta*, 20, 1409–1412. <https://dialnet.unirioja.es/servlet/articulo?codigo=8115365>
- Gumiel-Martínez, P. (1996b). Fractales, su importancia en geología. Simulación de patrones fractales naturales. <https://rabida.uhu.es/dspace/handle/10272/12881>
- Harris, A. J. L. & Rowland, S. K. (2015). Chapter 17: Lava Flows and Rheology. In: Sigurdsson H (ed) *The Encyclopedia of Volcanoes*, Second Edition. Academic Press, Amsterdam. 321–342.
- Healy, D., Rizzo, R. E., Cornwell, D. G., Farrell, N. J. C., Watkins, H., Timms, N. E., Gomez-Rivas, E., & Smith, M. (2017). FracPaQ: A MATLAB toolbox for the quantification of fracture patterns. *Journal of Structural Geology*, 95, 1–16. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2016.12.003>
- Institución Nacional de Estadística y Geografía (INEGI) (2017). Anuario estadístico y geográfico de Tlaxcala 2017. INEGI. <https://www.inegi.org.mx/app/biblioteca/ficha.html?upc=702825096212>
- Institución Nacional de Estadística y Geografía (INEGI) (2007). Conjunto de Datos Vectorial Edafológico. Escala 1:250 000 Serie II Continuo Nacional Ciudad de México. Org.mx. <https://www.inegi.org.mx/app/biblioteca/ficha.html?upc=702825235222>
- Institución Nacional de Estadística y Geografía (INEGI) (1996). Tlaxcala: panorama sociodemográfico. INEGI. https://www.inegi.org.mx/contenidos/productos/prod_serv/contenidos/espanol/bvinegi/productos/historicos/2104/702825492014/702825492014_1.pdf
- Institución Nacional de Estadística y Geografía (INEGI) (1986). Síntesis geográfica de Tlaxcala. INEGI. Síntesis geográfica de Tlaxcala (inegi.org.mx)

- Jafari, A. & Babadagli, T. (2011). Effective fracture network permeability of geothermal reservoirs. *Geothermics*, 40(1), 25–38. <https://doi.org/10.1016/j.geothermics.2010.10.003>
- Jaimes-Viera, C. (2018). Estudio de las fases iniciales del vulcanismo monogenético de la Sierra Chichinautzin, México. [Tesis de doctorado, Universidad Nacional Autónoma de México]. Repositorio institucional de DGBSDI. <https://hdl.handle.net/20.500.14330/TES01000774924>
- Lermo-Samaniego, J. & Bernal-Esquia, I. (2006). Zonificación sísmica del Estado de Tlaxcala, México. *Boletín de La Sociedad Geológica Mexicana*, 58(2), 215–221. <http://www.ojs-igl.unam.mx/index.php/bsgm/article/view/254>
- Lockwood, P. J. & Hazlett, W. R. (2010). *VOLCANOES. Global Perspectives*. Wiley-Blackwell.
- Krautkramer, M., F. (s/f). Fractured-rock Wells in the Pacific Northwest Foothills: Not Your Average Water Source. *ROBISON NOBLE*. <https://www.robinson-noble.com/publications/white-papers/fractured-rock-aquifers>
- Macdonald, G. A. (1953). Pahoehoe, aa, and block lava. *American Journal of Science*, 251(3), 169–191. <https://doi.org/10.2475/ajs.251.3.169>
- Machatschek, F. (1876). *Geomorphology*. Edinburgh, Oliver & Boyd.
- Magaña-Ortega, A. de M. (2019). Aplicación de la metrología fractal para la caracterización del fracturamiento en el yacimiento geotérmico de Acoculco, Puebla México [Tesis de doctorado, Universidad Michoacana de San Nicolás de Hidalgo]. Repositorio institucional de UMSNH. http://bibliotecavirtual.dgb.umich.mx:8083/xmlui/handle/DGB_UMICH/4432
- Mandelbrot, B. (1985). Self-affine fractals and fractal dimensión. (1985). *Physica scripta*. 32(4). 32-257. <https://doi.org/10.1088/0031-8949/32/4/001/meta>
- Mandelbrot, B. (1967). How long is the coast of Britain? Statistical Self-Similarity and Fractional Dimension". *Science*. 156 (3775): 636–638.
- Manzocchi, T. (2002). The connectivity of two-dimensional networks of spatially correlated fractures: CONNECTIVITY OF TWO-DIMENSIONAL NETWORKS. *Water Resources Research*, 38(9), 1-1-1–20. <https://doi.org/10.1029/2000wr000180>
- Marrett, R., Ortega, O. J., & Kelsey, C. M. (1999). Extent of power-law scaling for natural fractures in rock. *Geology*, 27(9), 799. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1999\)027<0799:eoplsf>2.3.co;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1999)027<0799:eoplsf>2.3.co;2)
- Massiot, C. (2017). Fracture system characterisation and implications for fluid flow in volcanic and metamorphic rocks. [Tesis de doctorado] Victoria University of Wellington.

- Mauldon, M., Dunne, W. M., & Rohrbaugh, M. B., Jr. (2001). Circular scanlines and circular windows: new tools for characterizing the geometry of fracture traces. *Journal of Structural Geology*, 23(2–3), 247–258. [https://doi.org/10.1016/s0191-8141\(00\)00094-8](https://doi.org/10.1016/s0191-8141(00)00094-8)
- Mooser, F., Montiel, A. & Zúñiga, A., 1996, Nuevo mapa geológico de las cuencas de México, Toluca y Puebla: estratigrafía, tectónica regional y aspectos geotérmicos: México, Comisión Federal de Electricidad. 27.
- Nieto-Sanamiego, A. F., Alaniz-Álvarez, S., Tolson, G., Oleschko, K., Korvin, G., Xu, S. S., Pérez-Venzor, J. A., (2005). Spatial Distribution, Scaling and Self-similar Behavior of Fracture Arrays in the Los Planes Fault, Baja California Sur, México. *Pure Appl. Geophys.* 162(2005) 805–826.
- Nieto-Samaniego, A. F., Alaniz-Álvarez, S. A., Tolson, G., Xu, S., & Pérez-Venzor, A. J. (2003). Estimación de densidades, distribuciones de longitud y longitud total de fracturas; un caso de estudio en la Falla de Los Planes, La Paz, B.C.S. <https://doi.org/10.22201/igl.14053322p.BSGM560101>
- Nilsson, J. (2020). Fracture characterization in magmatic rock, a case study of the Sosa-dyke (Neuquén basin, Argentina). UPPSALA UNIVERSITET. <https://www.diva-portal.org/smash/get/diva2:1434357/FULLTEXT01.pdf>
- Odling, N. E., Gillespie, P., Bourguine, B., Castaing, C., Chiles, J. P., Christensen, N. P., Fillion, E., Genter, A., Olsen, C., Thrane, L., Trice, R., Aarseth, E., Walsh, J. J., & Watterson, J. (1999). Variations in fracture system geometry and their implications for fluid flow in fractures hydrocarbon reservoirs. *Petroleum Geoscience*, 5(4), 373–384. <https://doi.org/10.1144/petgeo.5.4.373>
- Okubo, P. G., & Aki, K. (1987). Fractal geometry in the San Andreas fault system. *Journal of Geophysical Research*, 92(B1), 345–355. <https://doi.org/10.1029/jb092ib01p00345>
- Ortega, O. J., Marrett, R. A., & Laubach, S. E. (2006). A scale-independent approach to fracture intensity and average spacing measurement. *AAPG Bulletin*, 90(2), 193–208. <https://doi.org/10.1306/08250505059>
- Ortega-Gutiérrez, F., Miltre-Salazar, L. M. & Roldan-Quintana, J. (1992). Carta Geológica de la República Mexicana, escala 1:2,000,000. (5ª ed). instituto de Geología
- Paredes-Bartolome, C. (1995). Aplicación de la geometría fractal en las Ciencias de la Tierra. [Tesis de doctorado] Universidad Politécnica de Madrid. 462.
- Park, R. G. (1989). *Foundations of structural geology*. Champan and Hall.

- Pfeifer, G. (1966). The basin of Puebla, Tlaxcala in Mexico. *Revista Geográfica Del Instituto Panamericano de Geografía e Historia*, 64(Seite 85-107). <https://katalog.ub.uni-heidelberg.de/cgi-bin/titel.cgi?katkey=69002982>
- Priest, S. D., Hudson, J. A. (1981). Estimation of discontinuity spacing and trace length using scanline surveys. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences & Geomechanics Abstracts*. 18. 183-197.
- Priest, S. D., & Hudson, J. A. (1976). Discontinuity spacings in rock. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences & Geomechanics Abstracts*, 13(5), 135–148. [https://doi.org/10.1016/0148-9062\(76\)90818-4](https://doi.org/10.1016/0148-9062(76)90818-4)
- Reches, Z. (1986) Network of shear faults in the field and in experiment, in *Fragmentation, Form and Flow in Fractured Media*, edited by R. Englman and Z. Jaeger, *Ann. Isr. Phys. Soc.*, 8, 42-51.
- Rice, J. R., & Rosengren, G. F. (1968). Plane strain deformation near a crack tip in a power-law hardening material. *Journal of the Mechanics and Physics of Solids*, 16(1), 1–12. [https://doi.org/10.1016/0022-5096\(68\)90013-6](https://doi.org/10.1016/0022-5096(68)90013-6)
- Rico, R., Vilaclara, G., Miranda, J., & Cañetas, J. (1997). Origin of laminations in Tlaxcala paleolake, Mexico. *Verhandlungen Der Internationalen Vereinigung Für Theoretische Und Angewandte Limnologie. International Association of Theoretical and Applied Limnology*, 26(2), 838–841. <https://doi.org/10.1080/03680770.1995.11900835>
- Rizzo, R. E., Healy, D., & De Siena, L. (2017). Benefits of maximum likelihood estimators for fracture attribute analysis: Implications for permeability and up-scaling. *Journal of Structural Geology*, 95, 17–31. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2016.12.005>
- Rodríguez-González, A. & Fernandez-Turiel, J. L. (2015). Las geoformas volcánicas y su modelado morfométrico con Sistemas de Información Geográfica (SIG). *Enseñanza de las Ciencias de la Tierra*, 23(1), 40-48. <http://hdl.handle.net/10261/123858>
- Sanderson, D. J., & Nixon, C. W. (2015). The use of topology in fracture network characterization. *Journal of Structural Geology*, 72, 55–66. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2015.01.005>
- Sedov, S., Solleiro-Rebolledo, E., Terhorst, B., Solé, J., Flores-Delgadillo, M. de L., Werner, G., & Poetsch, T. (2009). The Tlaxcala basin paleosol sequence: a multiscale proxy of middle to late Quaternary environmental change in central Mexico. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 26(2), 448–465. https://www.scielo.org.mx/scielo.php?script=sci_arttext&pid=S1026-87742009000200014

- Segall, P., & Pollard, D. D. (1983). Joint formation in granitic rock of the Sierra Nevada. *Geological Society of America Bulletin*, 94(5), 563. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1983\)94<563:jfigro>2.0.co;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1983)94<563:jfigro>2.0.co;2)
- Servicio Geológico Mexicano (SGM) & Protección Civil de Tlaxcala (2006). Atlas de riesgo del estado de Tlaxcala. Subdirección de Geología. http://rmgir.proyectomesoamerica.org/PDFAtlasEstatales/TLAXCALA_2006.pdf
- Sigurdsson, H., Houghton, B., McNutt, R. S., Rymer, H. & Stix, J. (2015). *The Encyclopedia of Volcanoes*. Second Edition. Elsevier.
- Sornette, A., Davy, P., & Sornette, D. (1993). Fault growth in brittle-ductile experiments and the mechanics of continental collisions. *Journal of Geophysical Research*, 98(B7), 12111–12139. <https://doi.org/10.1029/92jb01740>
- Tarazona-Lizcano, Y., Vargas-López, M. C., & Velandia, F. (2021). Análisis cuantitativo de sistemas de fracturas y sus implicaciones hidrogeológicas en la zona sur de la Mesa de Los Santos, Santander - Colombia. *Revista Boletín de Geología*, 43(3), 107–123. <https://doi.org/10.18273/revbol.v43n3-2021005>
- Tarbuck T. E. & Lutgens, K. F. (2005). *Ciencias De La Tierra: una introducción a la geología física*. (8ª ed). PEARSON PRENTICE HALL.
- Toro-Salas, K. J., Murcia-Duran, L. F., & Domínguez-Cajeli, D. (2007). Cálculo de la dimensión fractal de la falla geológica del sur occidente de Colombia. *Ciencia e ingeniería neogranadina*, 17(1), 35–45. <https://doi.org/10.18359/rcin.1084>
- Turcotte, D. L. (1997). *Fractals and Chaos in Geology and Geophysics*, 555–556. Cambridge University Press.
- Twiss, R. J. & Moores, E. M. (2007). *Structural Geology*, Second Edition. *Geological Magazine*, 145(5), 749–749. <https://doi.org/10.1017/s0016756808004627>
- Vásquez-Serrano, A., Camacho-Rangel, R., Arce-Saldaña, J. L., & Morales-Casique, E. (2019). Análisis de fracturas geológicas en el pozo Agrícola Oriental 2C, Ciudad de México y su relación con fallas mayores. *Revista mexicana de ciencias geológicas*, 36(1), 38–53. <https://www.redalyc.org/articulo.oa?id=57265242004>
- Vásquez-Serrano, A. (2013). Análisis fractal de fracturas geológicas en un análogo expuesto de yacimientos carbonatados naturalmente fracturados y su aplicación en modelos de flujos de fluidos. [Tesis de maestría]. Universidad Nacional Autónoma de México. 147.
- Vilaclara, G., Rico, R., & Miranda, J. (1997). Effects of perturbations on diatom assemblages in Tlaxcala Paleolake, Mexico. *Verhandlungen Der Internationalen Vereinigung Für*

Theoretische Und Angewandte Limnologie. International Association of Theoretical and Applied Limnology, 26(2), 846–851. <https://doi.org/10.1080/03680770.1995.11900837>

Walmann, T. (1998). Dynamics and scaling properties of fractures in clay-like materials, Ph.D. Dep. of Phys., Univ. of Oslo, Oslo.

Programas usados en el análisis fractal:

GEOrient v.10. <https://www.holcombe.net.au/software/georient.html>

FracAnalysisV16 Dr. Gustave Tolson Jones - Instituto de Geología – UNAM

Fractalyse <https://sourcesup.renater.fr/www/fractalyse/>

Código FracPaQ, MATLAB: <https://github.com/DaveHealy-github/FracPaQ>