

ESCUELA POLITÉCNICA NACIONAL

**FACULTAD DE INGENIERÍA EN GEOLOGÍA Y
PETRÓLEOS**

**INFLUENCIA DE LAS PROPIEDADES PETROGRÁFICAS EN LA
GEOMECÁNICA DE LAS ROCAS VOLCÁNICAS, ZONA NORTE DE
ECUADOR.**

**PROYECTO PREVIO A LA OBTENCIÓN DEL TÍTULO DE INGENIERO
GEÓLOGO**

OPCIÓN: ARTÍCULO ACADÉMICO

ERICK FABRICIO VITERI PULLUPAXI

erick.viteri@epn.edu.ec

DIRECTOR: PhD. PEDRO REYES

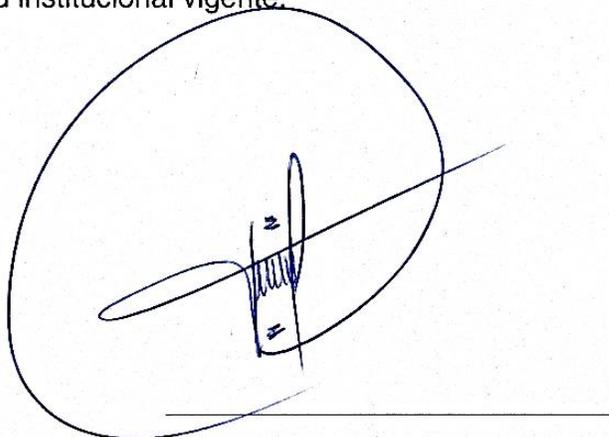
pedro.reyes@epn.edu.ec

2022

DECLARACIÓN

Yo, Erick Fabricio Viteri Pullupaxi, declaro bajo juramento que el trabajo aquí descrito es de mi autoría; que no ha sido previamente presentada para ningún grado o calificación profesional; y, que he consultado las referencias bibliográficas que se incluyen en este documento.

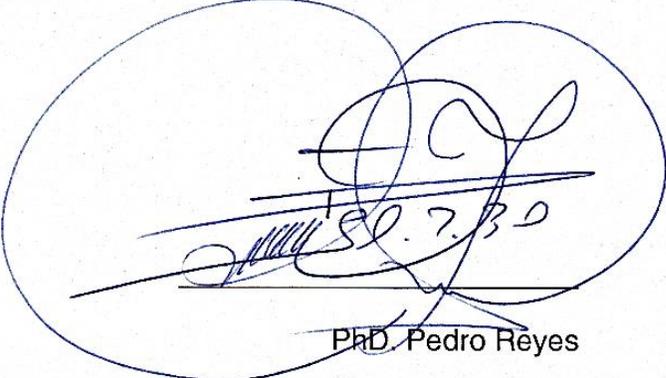
A través de la presente declaración cedo mis derechos de propiedad intelectual correspondientes a este trabajo, a la Escuela Politécnica Nacional, según lo establecido por la Ley de Propiedad Intelectual, por su Reglamento y por la normatividad institucional vigente.



Erick Fabricio Viteri Pullupaxi

CERTIFICACIÓN

Certifico que el presente trabajo fue desarrollado por Erick Fabricio Viteri Pullupaxi, bajo mi supervisión.

A handwritten signature in blue ink, enclosed within a large, hand-drawn oval. The signature is stylized and appears to read 'Pedro Reyes'. Below the signature, the text 'PhD. Pedro Reyes' is printed in a standard font.

DIRECTOR DEL PROYECTO

AGRADECIMIENTO

Quiero expresar mi gratitud a Dios, quien con su bendición llena siempre mi vida y a toda mi familia por estar siempre presentes.

Agradezco sinceramente al Doctor Pedro Reyes, principal colaborador durante todo este proceso, quien con su dirección, conocimiento, enseñanza y colaboración permitió el desarrollo de este trabajo.

A todos mis profesores que, con paciencia y conocimiento, fueron los que impulsaron el gusto por esta gran ciencia la Geología.

DEDICATORIA

A mi querida familia.

CONTENIDO

DECLARACIÓN	II
CERTIFICACIÓN	III
AGRADECIMIENTO	IV
DEDICATORIA	V
CONTENIDO	VI
ÍNDICE DE FIGURAS	VIII
ÍNDICE DE TABLAS	X
ÍNDICE DE ANEXOS	XI
RESUMEN	XII
ABSTRACT	XIII
INTRODUCCIÓN	XIV
JUSTIFICACIÓN DEL PROBLEMA	XV
Justificación Teórica.....	XV
Justificación Metodológica	XV
Justificación práctica.....	XVII
OBJETIVOS	XVII
Objetivo General.....	XVII
Objetivos Específicos	XVII
CAPÍTULO I: CONTEXTO REGIONAL	1
1.1 UBICACIÓN DE LA ZONA DE ESTUDIO	1
1.2 TEMPERATURA, ALTITUD y PRECIPITACIÓN	2
1.3 USO Y COBERTURA DEL SUELO	2
1.4 HIDROGRAFÍA	3
CAPÍTULO II: MARCO TEÓRICO	4
2.1 GEODINÁMICA	4
2.2 GEOLOGÍA REGIONAL	6
2.3 GEOLOGÍA LOCAL.....	7

2.2.2 Formación Moraspamba.....	8
2.2.3 Unidad Cuyuja.....	8
2.3 VOLCANISMO.....	9
2.4 GENERALIDADES.....	11
2.4.1 Roca.....	11
2.4.2 Rocas Intrusivas.....	12
2.4.3 Rocas Volcánicas.....	12
2.4.3.1 Composición de las rocas volcánicas.....	12
2.4.3.2 Composición química.....	13
2.4.3.3 Composición mineralógica.....	14
2.5 GEOTÉCNIA.....	16
2.6 PROPIEDADES FÍSICAS Y MECÁNICAS DE LAS ROCAS.....	16
2.6.1 Propiedades Físicas de las rocas.....	16
2.6.1.1 Color.....	17
2.6.1.2 Densidad.....	17
2.6.1.3 Permeabilidad.....	18
2.6.1.4 Porosidad.....	19
2.6.1.5 Textura.....	19
2.6.1.5.1 Texturas de las rocas volcánicas.....	21
2.6.1.6 Estructura de las rocas volcánicas.....	23
2.6.1.7 Fracturamiento.....	29
2.6.2 Propiedades Mecánicas de las rocas.....	29
2.6.2.1 Resistencia de las rocas.....	29
2.6.2.2 Ensayos Geomecánicos.....	29
2.6.2.2.1 Resistencia a la compresión simple.....	30
2.6.2.2.2 Martillo Schmidt (Esclerómetro).....	31
2.7 PROPIEDADES MECÁNICAS DE LAS ROCAS.....	29
2.7.1 Resistencia de las rocas.....	29
2.7.2 Ensayos Geomecánicos.....	29
2.7.2.1 Resistencia a la compresión simple.....	30
2.7.2.2 Martillo Schmidt (Esclerómetro).....	31
2.8 PETROGRAFÍA.....	32
CAPÍTULO III: METODOLOGÍA.....	33
3.1 RECOLECCIÓN DE MUESTRAS.....	33
3.2 PROCESO DE MUESTRAS PARA ENSAYOS.....	33
3.3 RESISTENCIA A LA COMPRESIÓN SIMPLE (LABORATORIO).....	33
3.4 RESISTENCIA A LA COMPRESIÓN SIMPLE (IN SITU).....	34
3.5 LÁMINAS DELGADAS.....	36
3.6 ANÁLISIS DE IMAGEN.....	36
3.7 CORRELACIÓN DE PARÁMETROS.....	37
CAPÍTULO IV: RESULTADOS.....	39
4.1 CARACTERIZACIÓN PETROGRÁFICA.....	39
4.1.1 Litotipo APMP (Andesitic Porphyritic Massive Phenocrystal).....	39
4.1.2 Litotipo AMMM (Andesite Massive Microlite Matrix).....	40
4.1.3 Litotipo AAMM (Andesite Aphanitic Massive Matrix).....	41
4.1.4 Litotipo LMPF (Latite Massive Porphyritic Phenocrystal).....	42
4.1.5 Litotipo AMPS (Andesite Massive Porphyritic).....	43
4.1.6 Litotipo AMPF (Andesite Massive Plagioclase Phenocrystal).....	44
4.1.7 Litotipo AAMB (Andesite Aphanitic Massive Brown).....	45

4.1.8 Litotipo BXMC (Breccia Massive Clast).....	46
4.2 CARACTERIZACIÓN MECÁNICA	48
4.2.1 Esclerometría	48
4.2.2 Resistencia a la compresión simple	49
5.1 DESCRIPCIÓN DE PROPIEDADES MECÁNICAS RELACIONADAS A PROPIEDADES PETROGRÁFICAS	51
5.1.1 Esclerometría	51
5.1.2 Resistencia a la compresión simple	53
CAPITULO VI: CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES.....	58
6.1 CONCLUSIONES.....	58
6.2 RECOMENDACIONES.....	59
BIBLIOGRAFÍA	60
ANEXOS	68

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1.1 Mapa de ubicación de la zona de estudio.....	1
Figura 2.1. Configuración tectónica de Ecuador	1
Figura 2.2. Mapa geológico que muestra provincias tectónicas	7
Figura 2.3. Ubicación de afloramientos analizados en mapa geológico	8
Figura 2.4. Mapa de los volcanes cuaternarios en Ecuador	10
Figura 2.5. Diagrama de Streckeisen o QAPF	15
Figura 2.6. Grado de cristalinidad de las rocas.....	20
Figura 2.7. Textura de las rocas, según su granularidad	20
Figura 2.8. Textura de las rocas según forma de los cristales.....	21
Figura 2.9. Textura esferulítica.....	22
Figura 2.10. Textura microlítica	22
Figura 2.11. Textura perlítica.....	22

Figura 2.12. Textura ofítica.....	23
Figura 2.13. Estructura miarolítica.....	24
Figura 2.14. Estructura orbicular	24
Figura 2.15. Estructura vesicular.....	25
Figura 2.16. Estructura escorácea	25
Figura 2.17. Estructura amigdaloides	26
Figura 2.18. Estructura en un depósito piroclástico	26
Figura 2.19. Estructura fluidal.....	27
Figura 2.20. Estructura de almohadilla.....	27
Figura 2.21. Estructura de bloque	28
Figura 2.22. Estructura de aglomerado.....	28
Figura 2.23. Estructura de una lava pahoe-hoe	28
Figura 2.24. Estimación de la resistencia a partir del rebote con el martillo de Schmidt.....	31
Figura 3.1 Ensayo de compresión con martillo de Schmidt	35
Figura 3.2. Determinación de fenocristales utilizando el software Image J	37
Figura 4.1. Litotipo APMP.....	40
Figura 4.2. Litotipo AMMM	41
Figura 4.3. Litotipo AAMM	42
Figura 4.4. Litotipo LMPF	43
Figura 4.5. Litotipo AMPS.....	44
Figura 4.6. Litotipo AMPF	45
Figura 4.7. Litotipo AAMB.....	46
Figura 4.8. Litotipo BXMC	47
Figura 4.9. Composición mineralógica de los litotipos	48
Figura 5.1. Esclerometría VS contenido de fenocristales	52

Figura 5.2. Esclerometría VS porosidad	52
Figura 5.3. Esclerometría VS microfracturamiento	53
Figura 5.4. Resistencia a la compresión simple VS contenido de fenocristales	54
Figura 5.5. Resistencia a la compresión simple VS porosidad	54
Figura 5.6. Resistencia a la compresión simple VS microfracturamiento	55
Figura 5.7. Láminas delgadas después de ser sometidos a carga uniaxial	57

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 1.1 Cobertura y uso de suelos para el cantón Quijos.....	2
Tabla 2.1. Contenido promedio de la corteza terrestre	13
Tabla 2.2. Clasificación química de las rocas ígneas.....	13
Tabla 2.3. Composición mineralógica de las principales rocas ígneas	15
Tabla 2.4. Clasificación de las rocas de acuerdo al índice de color.....	17
Tabla 2.5. Densidad (kg/m^3) y porosidad (%) de las rocas volcánicas.....	18
Tabla 2.6. Densidad de los principales minerales que conforman una roca	18
Tabla 2.7. Clasificación de la roca en base a la resistencia a la compresión según la ISRM	30
Tabla 4.1. Esclerometría de los diferentes litotipos	49
Tabla 4.2. Resistencia a la compresión simple de los diferentes litotipos.....	49
Tabla 4.3. Resistencia a la compresión simple y propiedades petrográficas para cada litotipo	50

ÍNDICE DE ANEXOS

Anexo 1. Datos obtenidos en el ensayo de compresión simple.....	69
Anexo 2. Datos obtenidos en el ensayo por esclerómetro, microfracturas y porosidad obtenidos en análisis microscópico	70

RESUMEN

Las propiedades mecánicas de las rocas varían de acuerdo con los cambios de las propiedades físicas de las mismas. Propiedades físicas de las rocas como la mineralogía, fracturamiento, porosidad, textura y estructura de los minerales, son factores que pueden cambiar el comportamiento mecánico de las rocas.

El presente estudio busca determinar el grado de influencia de las propiedades petrográficas en las propiedades geomecánicas para rocas volcánicas para la zona de Papallacta. El análisis de láminas delgadas, análisis cuantitativo de minerales presentes en la roca, análisis de esfuerzo y deformación de muestras de roca mediante los ensayos de compresión uniaxial que se utilizó en esta investigación.

Los resultados abarcan la identificación de ocho litotipos para las rocas volcánicas estudiadas que son APMP, AMMM, AAMM, LMPF, AMPS, BXMC, AMPF y AMMB. Los resultados obtenidos a través de los análisis realizados muestran que la resistencia a la compresión simple y la resistencia mediante el martillo de Schmidt están relacionados directamente con el contenido de fenocristales, textura y porosidad de cada litotipo.

Palabras clave: petrografía, geomecánica, litotipo.

ABSTRACT

The mechanical properties of rocks vary according to changes in the physical properties of the rocks. Physical properties of rocks such as mineralogy, fracturing, porosity, texture and mineral structure are factors that can change the mechanical behavior of rocks.

The present study seeks to determine the degree of influence of petrographic properties on the geomechanical properties of volcanic rocks for the Papallacta area. The petrographic analysis of thin section, quantitative analysis of minerals present in the rock, stress and deformation analysis of rock samples by means of uniaxial compression tests were used in this investigation.

The results include the identification of eight lithotypes for the volcanic rocks studied, which are APMP, AMMM, AAMM, LMPF, AMPS, BXMC, AMPF and AMMB. The results obtained from the analyses performed show that the simple compressive strength and the Schmidt hammer strength are directly related to the phenocryst content, texture and porosity of each lithotype.

Key words: petrography, geomechanics, lithotype.

INFLUENCIA DE LAS PROPIEDADES PETROGRÁFICAS EN LA GEOMECÁNICA DE LAS ROCAS VOLCÁNICAS, ZONA NORTE DE ECUADOR.

INTRODUCCIÓN

El comportamiento de las rocas, al estar sometidas a esfuerzos, tiende a cambiar las propiedades internas de las misma, este comportamiento debe ser analizado al realizar estudios de ingeniería relacionados con la Tierra (túneles, taludes, cimientos, etc.) (Undul et al., 2016). Ensayos mecánicos como la resistencia a la compresión no confinada (UCS) definen el comportamiento de una roca, permitiendo así evaluar la calidad de los macizos rocosos, resistencia y grado de deformabilidad (Tandon & Gupta, 2015). La resistencia a la compresión no confinada está influenciada por los constituyentes mineralógicos, petrográficos y microestructurales, comúnmente llamadas microtextura de la roca. Ligeras diferencias de la microtextura revelan variaciones considerables en las propiedades físicas y mecánicas de las rocas (Tapponnier & Brace, 1976). Se han realizado investigaciones orientadas al análisis de las variaciones de las propiedades mecánicas de las rocas en función de análisis cualitativos petrográficos y mineralógicos en Europa y Asia (p.e. Sajid et al., 2016; Vazquez et al., 2018). Sin embargo, estudios similares no han sido efectuados en Ecuador por lo que se han aceptado y aplicado resultados que no son adecuados al contexto geológico.

El presente estudio tiene como objetivo determinar el grado de influencia de las propiedades petrográficas en la mecánica para las rocas de la zona de Papallacta. Por este motivo, se realizará por medio del análisis petrográfico de láminas

delgadas, esfuerzo y deformación de las muestras de roca con la ayuda de ensayos de compresión uniaxial.

JUSTIFICACIÓN DEL PROBLEMA

Justificación Teórica

La mecánica de las rocas estudia las propiedades y el comportamiento mecánico de las rocas y de los macizos rocosos en respuesta al campo de fuerzas aplicadas (Brady y Brown, 1985).

Análisis relacionados con los efectos de la petrografía en las propiedades mecánicas de las rocas no se han realizado en Ecuador. En este contexto, el presente estudio pretende determinar el nivel de influencia de la petrografía en las propiedades mecánicas para las diferentes rocas volcánicas de la zona de estudio.

Complementariamente se propone investigar la resistencia y la deformabilidad de las rocas volcánicas. Se considera que los análisis realizados en diferentes macizos rocosos en estudios anteriores (p.e. Tigre, 2016) carecen de información relacionados a la aplicación de esfuerzos y su deformación resultante, lo cual resulta fundamental para una mejor comprensión del comportamiento geomecánico de las rocas.

Este estudio será complementario con la información obtenida en los trabajos previos realizados por Caizaluisa & Criollo (2015) y Feijoo & Padrón (2020).

Justificación Metodológica

La falta de estudios relacionados a la mecánica de las rocas volcánicas, en esta zona en particular, ha impedido conocer con precisión la relación existente entre la

petrografía y la resistencia o deformación de la roca en respuesta a esfuerzos. Esto justifica la utilización de los siguientes métodos:

Mediante trabajo de campo, se estudiarán los afloramientos disponibles en la zona en los cuales se efectuará una caracterización macroscópica (tipo de roca, grado de meteorización y fracturamiento), así como también se levantarán medidas de resistencia del macizo rocoso utilizando el Martillo de Schmidt o esclerómetro (Aydin, 2009). Se recolectarán muestras (rocas volcánicas) de al menos 20 cm x 20 cm, con las siguientes características: roca libre de meteorización, rocas no fracturadas y con porosidad baja o nula; posteriormente se realizará el análisis microscópico y el ensayo de compresión uniaxial.

El análisis microscópico permitirá: i) identificar con mayor precisión el tipo de roca y clasificar a la misma de acuerdo con diagramas propuestos; la sección delgada se la realizará directamente de la muestra recolectada en campo; ii) identificar microfracturamiento, textura, tamaño y forma de los minerales, porosidad y grado de meteorización, luego de ser sometidas al ensayo de compresión uniaxial (Ündül, 2016; Ündül et al., 2013).

Para determinar la deformación y la resistencia uniaxial no confinada de la roca, así como también sus constantes elásticas se realizará el ensayo de compresión uniaxial (Quane & Russell, 2003; Gonzáles de Vallejo, 2002) a cada una de las muestras recolectadas se lo realizó en Laboratorio de Ensayo de Materiales, Mecánica de Suelos y Rocas (LEMSUR) de la Escuela Politécnica Nacional.

Finalmente, con los datos obtenidos en campo junto con los obtenidos con los diferentes análisis realizados en laboratorio como: análisis petrográfico y ensayos de compresión simple, se procederá a establecer un modelo de comportamiento mecánico frente a las propiedades petrográficas de las rocas volcánicas de esta región.

Justificación práctica

El presente estudio contribuirá con un detalle geomecánico al comportamiento de las rocas volcánicas facilitando así la comprensión de la resistencia de los diferentes materiales al aplicar esfuerzos y su relación con la petrografía, de esta manera se realizaría mejores trabajos en las siguientes áreas: geotecnia (estabilidad de taludes), minera (estabilización y excavaciones), ingeniería civil (aperturas túneles), diseño de almacenamiento de residuos (Maury, 1994; Ramírez & Monge, 2004) y científico.

OBJETIVOS

Objetivo General

- Determinar la influencia de la petrografía en las propiedades mecánicas de las rocas volcánicas en algunas localidades de las Provincias de Pichincha y Napo.

Objetivos Específicos

- Determinar la resistencia de las rocas in situ.
- Caracterizar las propiedades mecánicas de las rocas mediante el ensayo de compresión simple.
- Analizar zonas de microfracturamiento, textura y tamaño de los minerales, porosidad y grado de meteorización, mediante el estudio de secciones delgadas.
- Definir un modelo de comportamiento mecánico relacionando las propiedades petrográficas de las rocas de la zona de estudio.

CAPÍTULO I: CONTEXTO REGIONAL

1.1 UBICACIÓN DE LA ZONA DE ESTUDIO

La zona de estudio para el presente trabajo se encuentra ubicada en el flanco Oriental de la Cordillera Real de Ecuador, en los cantones de Quito y Quijos (Papallacta), pertenecientes a las provincias de Pichincha y Napo respectivamente (Figura 1.1). Se accede a la zona de estudio por la vía principal que une la Sierra con la Amazonía ecuatoriana, esta es la carretera Quito-Papallacta, que conecta a los cantones de Quito con Quijos. Carreteras de segundo orden se utilizaron para visitar afloramientos importantes disponibles en la zona.

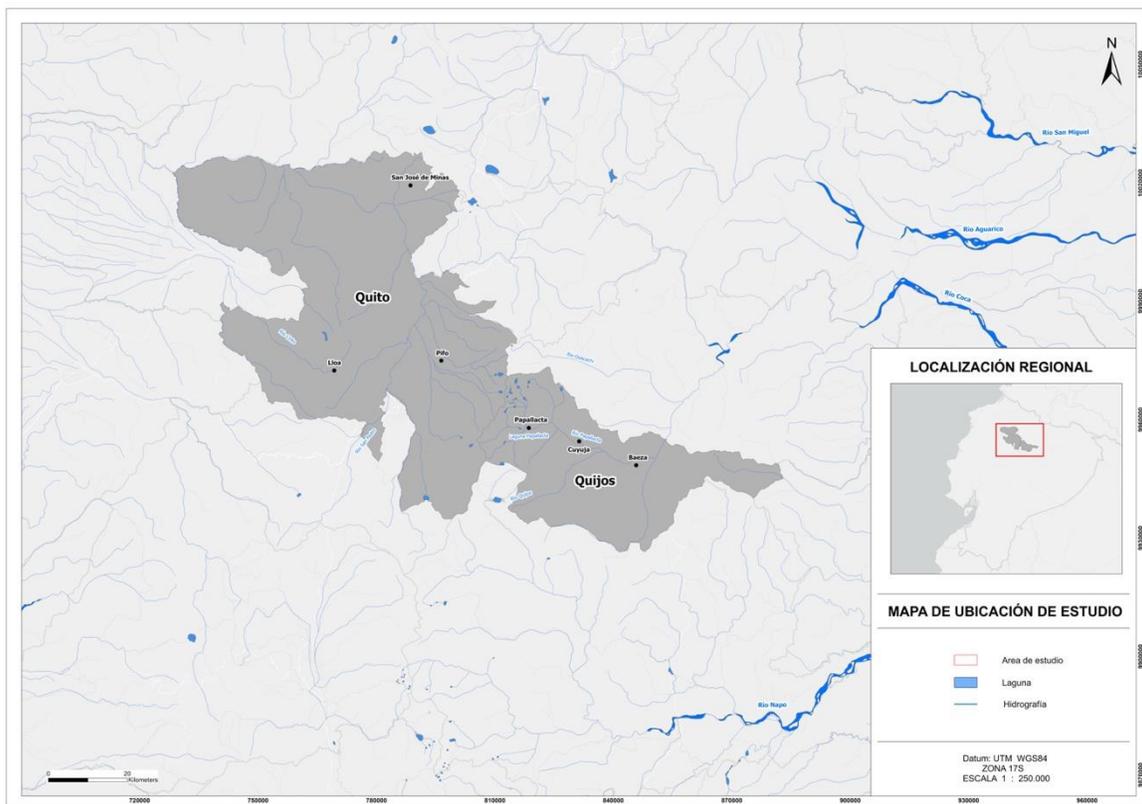


Figura 1.1 Mapa de ubicación de la zona de estudio.

Cartográficamente el área de estudio se encuentra en las cartas topográficas, escala 1:50.000: Pintag (3992-IV), Papallacta (3992-I).

1.2 TEMPERATURA, ALTITUD y PRECIPITACIÓN

La parte Oriental del cantón Quito, así como también la parte Occidental del cantón Quijos, presentan un clima templado-frío que alcanzan temperaturas promedio entre 9,4 a 16 °C. Las precipitaciones oscilan 1000 – 1500 mm/año, la humedad relativa en esta zona es alta con valores que superan el 85 % (GAD Municipal Quijos, 2019). Sus estaciones varían de acuerdo con los meses del año, siendo así: durante los meses de mayo a septiembre se considera como temporada invernal y los meses de octubre a abril corresponden a la temporada de verano (Galarza, 2014). La zona de estudio se encuentra en el rango de 2800 hasta 4500 m.s.n.m.

1.3 USO Y COBERTURA DEL SUELO

De acuerdo con el Plan de desarrollo y Ordenamiento Territorial del cantón Quijos, el uso del suelo en la zona de estudio está ligado a la producción y al desarrollo de la infraestructura de acceso y vías, se puede observar a lo largo de la vía Quito-Papallacta el desarrollo de actividad ganadera, razón por la cual existe grandes extensiones de pastizales y tierras agropecuarias.

El mayor porcentaje de la superficie está ocupada por bosque natural o páramo (51,15 %) y vegetación arbustiva (37,17 %), aunque esto ha ido disminuyendo a través del tiempo. En los últimos años los datos reflejan que el uso de suelo se ha ido incrementando en la actividad agropecuaria (9,26 %) (GAD Municipal Quijos, 2019) (Tabla 1.1).

Tabla 1.1 Cobertura y uso de suelos para el cantón Quijos (Modificado de: Secretaría Nacional de Planificación SENPLADES)

Type	Land cover and use					
	Year					
	2000		2008		2013	
	km ²	%	km ²	%	km ²	%
Forest	861.62	53.81	846.86	52.89	819.33	51.15
Water body	8.87	0.55	8.64	0.54	8.58	0.54
Agricultural	126.63	7.91	148.06	9.25	148.4	9.26
Shrubby vegetation	569.72	35.58	566.26	35.37	595.5	37.17
Anthropic zone	2.3	0.14	3.04	0.19	5.04	0.31
Other lands	32.01	2.0	28.28	1.77	25.08	1.57

1.4 HIDROGRAFÍA

La zona de estudio está compuesta por la microcuenca hidrográfica del río Papallacta, que es una de las principales fuentes de abastecimiento de agua para la ciudad de Quito. Sus principales cauces nacen en la reserva ecológica del volcán Antisana y el parque nacional del volcán Cayambe (Galarza, 2014).

CAPÍTULO II: MARCO TEÓRICO

2.1 GEODINÁMICA

Ecuador se ubica en una zona tectónicamente activa, en el marco convergente de la placa Sudamericana, geográficamente en los Andes del Norte (Gutscher et al., 1999), debido a la subducción de la Placa oceánica Nazca bajo la Placa continental de América del Sur (Figura 2.1), con una velocidad de 50 mm/año, desde el Jurásico Temprano (Pardo Casas & Molnar, 1987; Jaillard et al., 1990; Reynaud et al., 1999; Trenkamp et al., 2002). La placa Nazca es producto de la fragmentación de la placa Farallón a principios del Mioceno (23 Ma) que divide a la placa de Cocos al sur y la placa Nazca al norte, separadas por el punto caliente de Galápagos (Lonsdale, 2005).

El margen de los Andes del Norte es una región que tiene una deformación cortical intensa, debido a la subducción de Carnegie Ridge, produciendo sismos de magnitudes superiores a 7.75 (Gutschet et al., 1999; Collot et al., 2004). El Carnegie Ridge es definido como una cordillera volcánica submarina localizada en el océano Pacífico, el Ridge de Carnegie es formada por la interacción entre la dorsal Cocos-Nazca y el volcanismo activo del punto caliente de Galápagos, tiene un ancho de aproximadamente 280 km y una altura aproximada de 2 km (Michaud et al., 2005; Pararas-Carayannis, 2012; Barros, 2016).

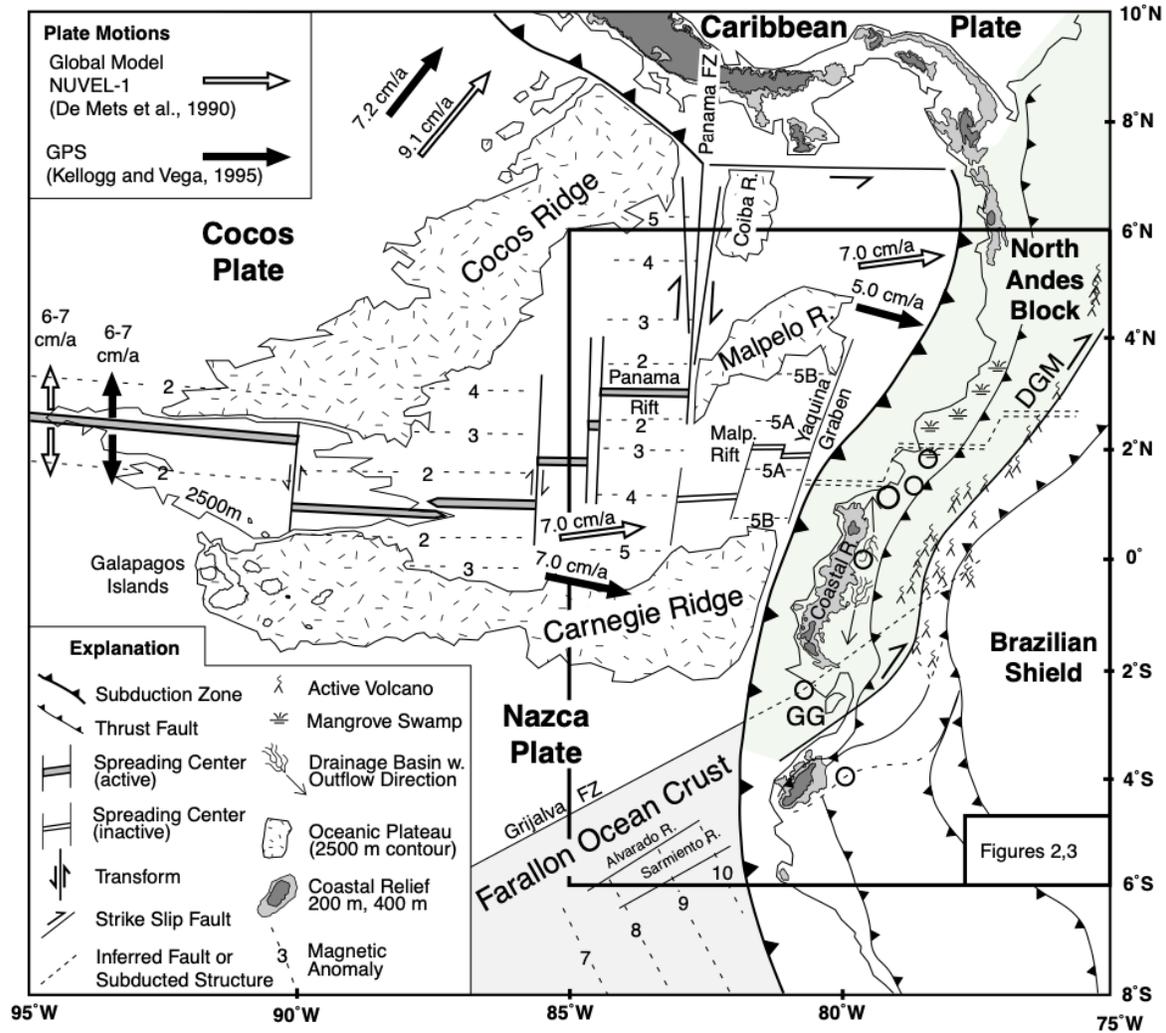


Figura 2.1. Configuración tectónica de Ecuador. GG = Gulf of Guayaquil; DMG = Dolores-Guayaquil Megashear. (Tomado de Gutscher et al., 1999)

El Sliver Nor-Andino localizado al extremo noroeste de la placa Sudamericana, es el resultado de esfuerzos compresionales causados por la subducción de la Placa Nazca, se desplaza hacia en NNE a una velocidad de 1 cm/año (Pennington, 1981; Gutscher et al., 1999; Trenkamp et al., 2002), a lo largo de un sistema de falla mayor, conectando segmentos de fallas desde el Golfo de Guayaquil a la Cordillera Real de los Andes, denominada la falla Puná -Pallatanga - Chingual - Cosanga (PPCC Fault) (Alvarado et al., 2016). La dinámica del Sliver Nor-Andino se debe a la subducción de la cordillera submarina de Carnegie hacia el margen Sudamericano (Spikings et al., 2001).

2.2 GEOLOGÍA REGIONAL

Ecuador está subdividida en cinco distintas regiones morfoestructónicas, ubicadas de este a oeste de la siguiente manera (Figura 2.2): 1) La Cuenca Oriente representa los depósitos en una cuenca de tras arco perteneciente al Cretácico tardío hasta el Cuaternario, desarrollado directamente sobre la corteza continental Sudamericana (Ruiz et al., 2004; Horton, 2018). 2) La Cordillera Real está compuesta por rocas metamórficas Paleozoicas, granitoides Mesozoicos y rocas metasedimentarias (Litherland et al., 1994; Spikings et al., 2015), cubiertas por rocas volcánicas. Está separada del Valle Interandino por la falla Peltetec (Spikings et al., 2015). 3) El Valle Interandino se encuentra entre la Cordillera Real al este y la Cordillera Occidental al oeste, está compuesto principalmente por depósitos volcánicos del Plioceno al Pleistoceno (Hughes & Pilatasig, 2002). 4) La Cordillera Occidental consiste principalmente de rocas intrusivas básicas a intermedias y sedimentos de edad cretácico tardío y Miocénicas (Jaillard et al., 2004; Vallejo et al., 2009; Vallejo et al., 2019). 5) El antearco costero compuesto de rocas máficas de la corteza oceánica máfica y cubierta por depósitos de antearco en el Paleógeno al Neógeno (Jaillard et al., 1985; Luzieux et al., 2006).

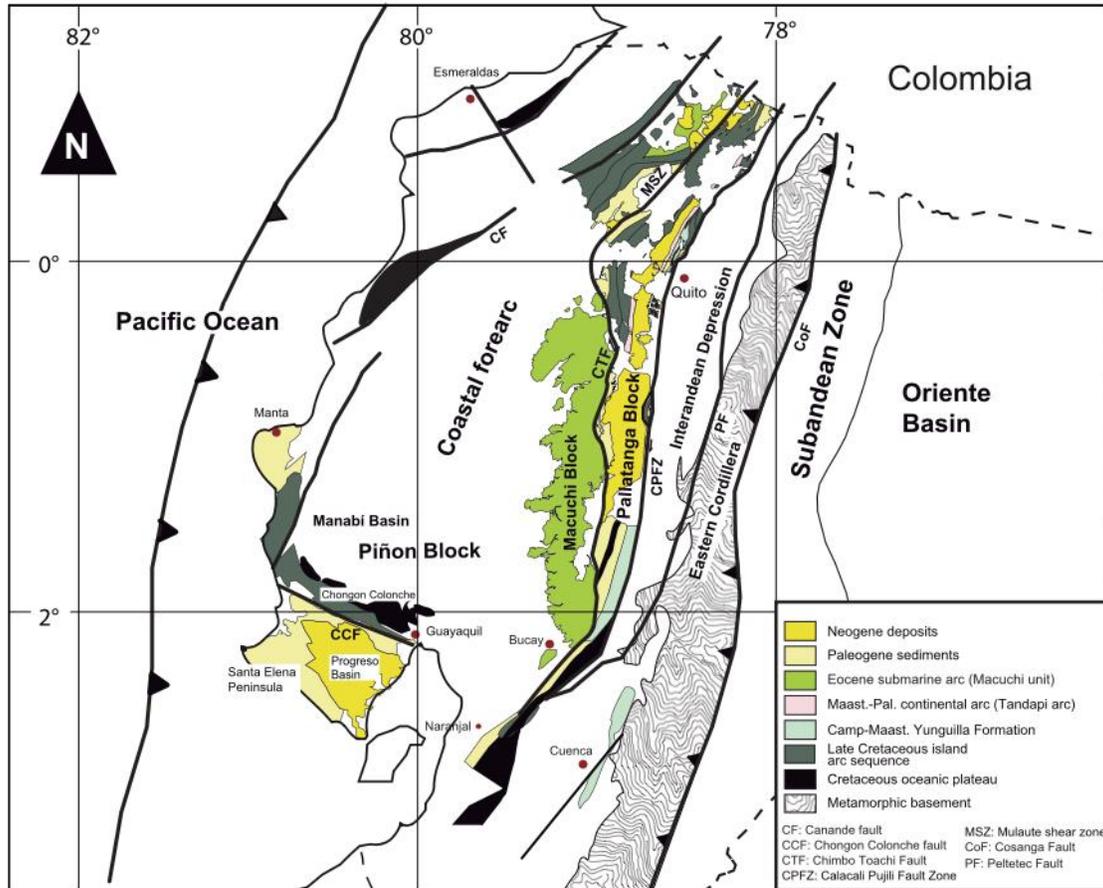


Figura 2.2. Mapa geológico que muestra provincias tectónicas (Tomado de Vallejo et al., 2019).

2.3 GEOLOGÍA LOCAL

En el presente estudio los afloramientos analizados se encuentran en la región morfotectónica denominada Cordillera Real, en la Formación volcánica Pisayambo, Unidad Cuyuja y en los volcánicos cuaternarios del Cotopaxi (Figura 2.3).

2.2.1 Formación Pisayambo

La Formación Pisayambo es parte del Valle Interandino, se encuentra sobreyaciendo discordantemente la Formación Moraspamba. Está compuesto litológicamente por rocas volcánicas, tiene una edad de Mioceno tardío al Pleistoceno (Baldock, 1982; Lavenu, 1992)

2.2.2 Formación Moraspamba

La Formación Moraspamba está compuesta litológicamente por rocas sedimentarias y volcánicas, sin ninguna evidencia de fósiles. Esta formación es considerada de edad Neógeno al Cuaternario (Baldock, 1982; Lavenu, 1992).

2.2.3 Unidad Cuyuja

Compuesto por esquistos pelíticos grafiticos cortados por vetas de cuarzo con cianita (Litherland et al., 1994), Se considera que su formación se dio en condiciones de metamorfismo de esquisto verde (Duque, 1984). La Unidad Cuyuja se encuentra al norte de de la cordillera Real que forma un cinturón de hasta 10 km dentro del complejo de napas Cuyuja se considera como una subdivisión metasedimentaria del terreno Salado que ocurre principalmente al norte de la cordillera Real (Zamora, 2007). Esta formación es considerada de edad Jurásica relacionada al evento metamórfico Peltetec (Litherland et al., 1994).

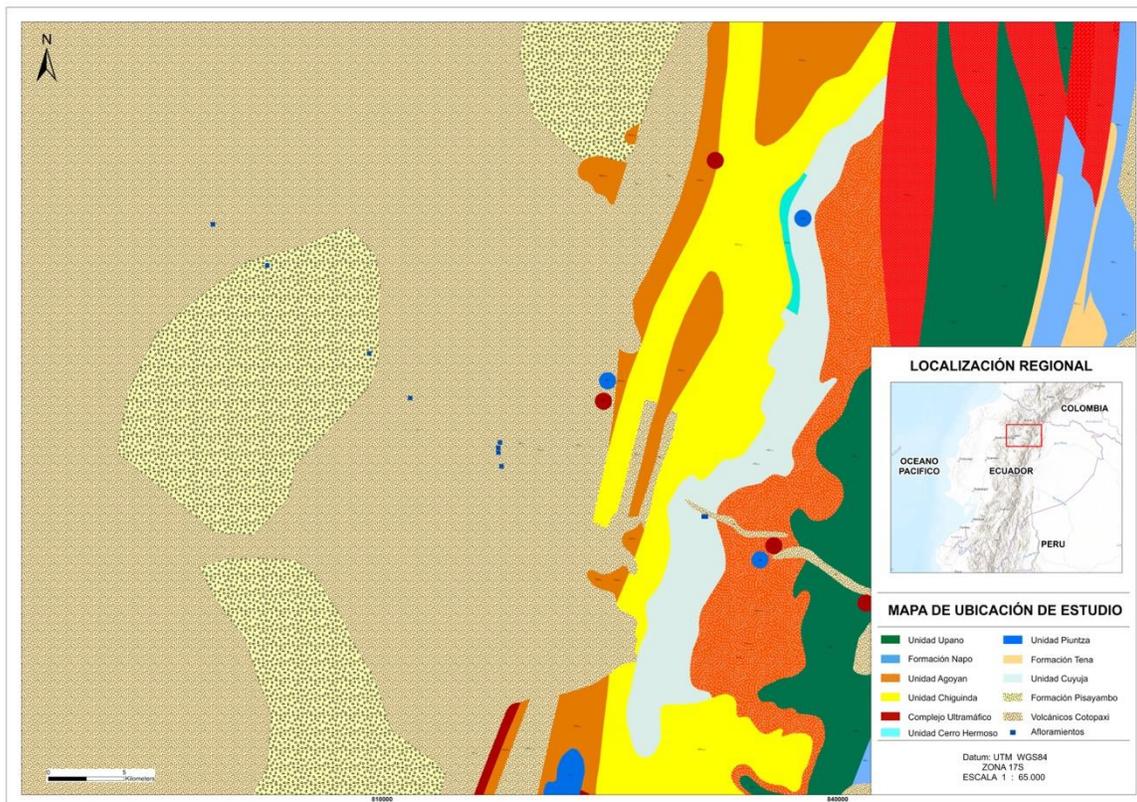


Figura 2.3. Ubicación de los afloramientos analizados en mapa geológico.

2.3 VOLCANISMO

La zona costera de Ecuador tiene como característica principal el mecanismo de subducción de la litósfera bajo la placa sudamericana, forma la cadena volcánica de los Andes del Norte (Van Hissenhoven Goenaga, 2009). El volcanismo Terciario-Cuaternario se caracteriza por la presencia de un arco volcánico de aproximadamente 100 a 150 km de ancho (Espín, 2014; Hall y Beate, 1991). Diferentes autores proponen distintas clasificaciones de volcanes basados en parámetros como el tipo de basamento y la geoquímica. (1) clasificación de acuerdo al tipo de basamento que subyace los volcanes: Cordillera Real con basamento metamórfico del Paleozoico y Mesozoico, Cordillera Occidental que tiene como basamento terrenos alóctonos de origen marino, Valle Interandino con basamento de terrenos oceánicos como de rocas metamórficas y el Oriente en un basamento Fanerozoico (Hall & Beate, 1991); (2) según geoquímica: Frente volcánico con composición (andesítica – dacítica), Arco volcánico principal de composición que varía desde basaltos hasta riolitas y Tras arco con composición que varía desde andesitas básicas hasta andesita ácidas (Monzier et al., 1999). Actualmente se encuentran 84 volcanes en Ecuador (Figura 2.3), de los cuales existen 59 volcanes extintos (última erupción > 10.000 años), 17 potencialmente activos (última erupción 10.000 años), 5 activos (última erupción 500 años) y 3 en erupción (actividad eruptiva actual) (Bernard & Andrade, 2011).

Entre los volcanes más cercanos al área de estudio se encuentran el complejo volcánico Pichincha, volcán Antisana y el volcán Cayambe. El complejo volcánico Pichincha está compuesto por los estratovolcanes Rucu y Guagua Pichincha, que están separados por el complejo dacítico El Cinto (Amanta, 2020). El estratovolcán Rucu Pichincha que actualmente se considera extinto, tiene una edad de 850 ka y el Guagua Pichincha de composición andesítica-dacítica, se denomina un volcán explosivo (Samaniego et al., 2016). El complejo volcánico Antisana es un estratovolcán, elongado en dirección E-O, se reconocen dos edificios volcánicos, experimentó una actividad volcánica regular desde hace aproximadamente 14.000

años y se detuvo desde hace 1000 años aproximadamente; actualmente el volcán Antisana es potencialmente activo (Hall et al., 2012).

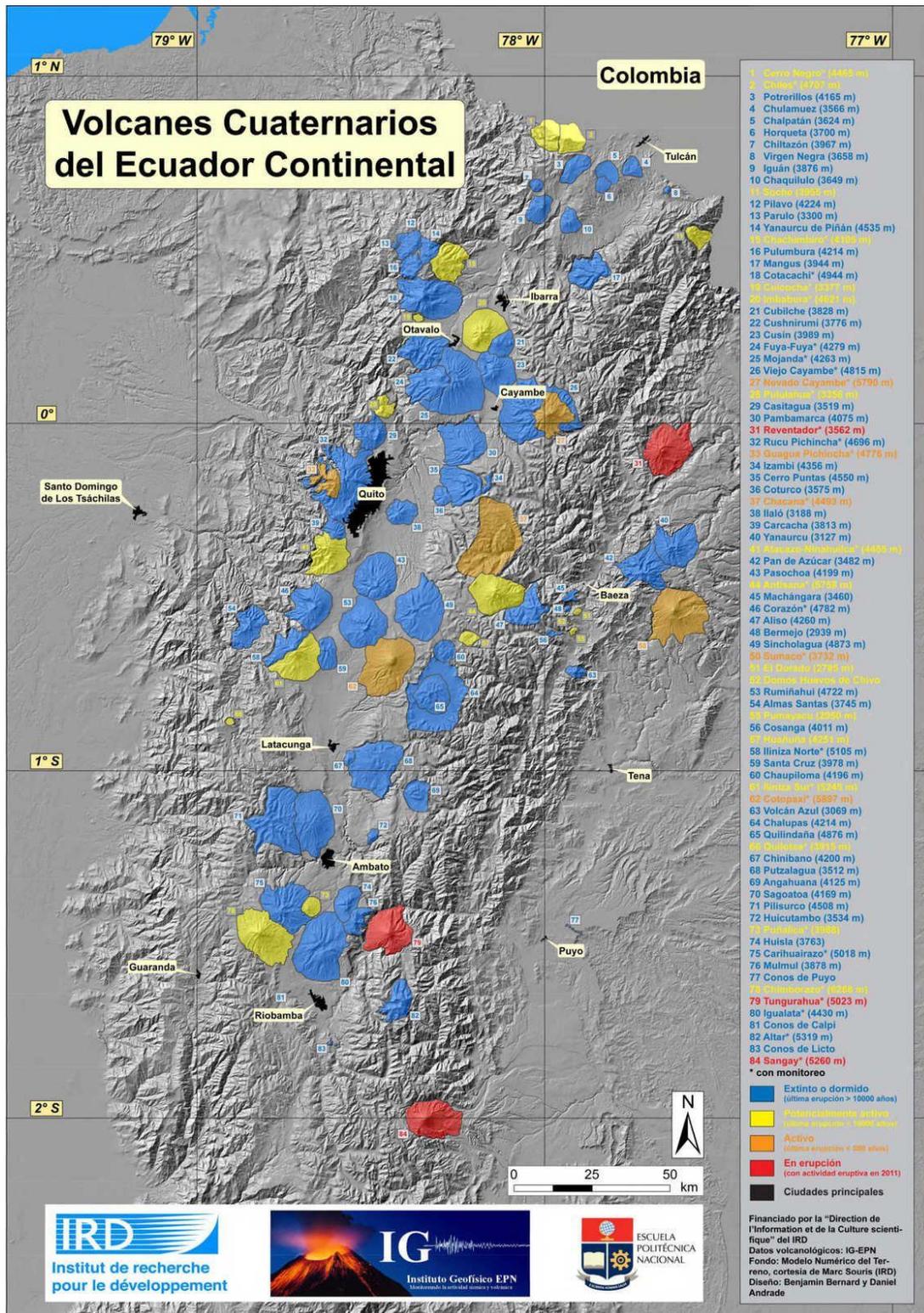


Figura 2.4. Mapa de los volcanes cuaternarios en Ecuador (Tomado de Bernard & Andrade, 2001)

2.4 GENERALIDADES

En este apartado se define cada uno de los términos a utilizarse durante el desarrollo de este trabajo, facilitando así una mejor y rápida comprensión del mismo.

2.4.1 Roca

Se define roca como un agregado sólido, formado por uno o más minerales, que se encuentran ocupando grandes extensiones de la corteza terrestre (Ramírez & Monge, 2004). En mecánica de rocas se utiliza mucho la palabra roca intacta, que se refiere a un elemento de roca que no presenta discontinuidades (Ramírez & Monge, 2004). En la naturaleza se encuentran tres diferentes tipos de roca: las rocas sedimentarias, rocas ígneas y rocas metamórficas (Gisbert & Carillo, 2002).

Rocas Sedimentarias

Las rocas sedimentarias están compuestas por fragmentos que resultan de la meteorización y erosión de rocas más antiguas, por acumulación de restos vegetales y/o animales que se consolidan y dan lugar a materiales duros (Nichols, 2009). Pueden formarse en desembocadura y orilla de ríos, fondo de valles, lagos y mares. Se hallan dispuesta formando capas o estratos.

Las rocas sedimentarias ocupan el 75% de la superficie terrestre, depositándose sobre rocas ígneas o metamórficas.

Rocas Metamórficas

Las rocas metamórficas se forman por la modificación de otras rocas preexistentes (protolito) mediante un proceso llamado metamorfismo. El metamorfismo es la respuesta a los cambios físicos o químicos por variaciones de temperatura, presión, esfuerzos o por infiltración de fluidos (Yardley et al., 1997). Alterando así en su composición mineral (recristalización), estructura, textura y algunas propiedades físicas, sin embargo, la composición química de la roca generalmente se mantiene.

Rocas Ígneas

Las rocas ígneas también denominadas magmáticas, son aquellas rocas que se han formado por solidificación de magma; este proceso se lo conoce como cristalización que resulta del enfriamiento de los minerales. También se forman por la acumulación y solidificación de lava, este término se utiliza para el magma que ha sido expulsado hacia la superficie por medio de los volcanes.

Cuando la solidificación del magma se produce en litosfera, la roca resultante se denomina plutónica o intrusiva; sin embargo, cuando la solidificación del magma se produce en la superficie o cerca de ella, la roca resultante se denomina volcánica o extrusiva. Las rocas tratadas en este estudio serán las rocas volcánicas.

2.4.2 Rocas Intrusivas

Las rocas ígneas intrusivas son aquellas que se enfrían y se solidifican en la profundidad de la corteza terrestre. Este enfriamiento se da de manera lenta lo cual produce la cristalización de minerales. Las rocas ígneas intrusivas tienen cristales grandes que se los puede observar macroscópicamente. Este tipo de rocas se las ve en superficie por el tectonismo y la erosión.

2.4.3 Rocas Volcánicas

Las rocas volcánicas o también denominadas efusivas o extrusivas, son las rocas ígneas que se formaron por el enfriamiento del magma en la superficie terrestre o de magma a escasa profundidad. Estas rocas están compuestas por vidrio volcánico y cristales, el enfriamiento rápido del magma hace que se formen cristales pequeños. Las rocas volcánicas se dividen según la composición química, texturas y estructuras.

2.4.3.1 Composición de las rocas volcánicas

La composición de las rocas volcánicas se puede clasificar por: (1) composición química y (2) composición mineralógica (Castillo et al., 2021).

2.4.3.2 Composición química

Describe el contenido de los elementos químicos en los minerales; los elementos químicos que representan más del 98% de la composición de la roca son: Fe, O, H, Mg, Ca, Si, Al, Na, K, y el 2% restante están representados por elementos como: Cu, Ti, V, Zn, Mn, Cu, S, etc. Estos elementos químicos están representados por sus correspondientes óxidos (Castillo et al., 2021).

Según, Clarke y Washington (1924), la corteza terrestre está compuesto por los siguientes óxidos (Véase Tabla 2.1).

Tabla 2.1. Contenido promedio de la corteza terrestre (Modificado de Clarke y Washington, 1924).

Oxide	Medium cont (%)	Normal cont (%)	Rare cont (%)
SiO ₂	59.08	24-80	85
Al ₂ O ₃	15.23	0-20	28
Fe ₂ O ₃	3.1	0-13	30
FeO	3.72	0-15	35
MgO	3.45	0-30	46
CaO	5.1	0-17	25
Na ₂ O	3.71	0-14	16
K ₂ O	3.11	0-13	18
H ₂ O	1.5	0-3	10
Total (%)	98		

Se deduce a partir de los datos de la Tabla 2.1. que el Óxido de Silicio (SiO₂), está siempre presente en todas las rocas cuyo contenido puede estar entre 24 - 85%. Razón por la cual, se puede realizar una clasificación en base a composición química y contenido de SiO₂ de las rocas (Tabla 2.2) (Castillo et al., 2021).

Tabla 2.2. Clasificación química de las rocas ígneas (Tomado de: Castillo et al., 2021).

Type rock	SiO ₂ (%)
Acid	> 65
Medium	52-65
Basic	45-52
Ultrabasic	<45

2.4.3.3 Composición mineralógica

La composición mineralógica de las rocas ígneas se identifica en el microscopio petrográfico, los minerales se clasifican o se agrupan en minerales primarios, secundarios y xenogénicos.

Minerales primarios

Estos minerales se forman durante el proceso magmático y en rocas extrusivas se encuentran en forma de fenocristales. Estos minerales se clasifican en principales y accesorios. Los minerales principales son los que se encuentran en un porcentaje mayor al 5 %, los minerales más representativos en esta categoría son cuarzo, feldespatos alcalinos, plagioclasas, feldespatoides, minerales máficos. Los minerales accesorios son componentes de la roca que se encuentran en porcentajes menores a 5, por ejemplo: cromita, espinela, monacita apatito, circón, magnetita y titanita (Castillo et al., 2021).

Minerales secundarios

Los minerales secundarios son formados después del proceso de cristalización del magma son producto de alteraciones de los minerales primarios, los minerales más comunes son caolinita, sericita, clorita, serpentinita (Castillo et al., 2021).

Minerales xenogénicos

Estos minerales se producen en el proceso de absorción de rocas encajantes lo cual produce un cambio en la composición del magma formando así este tipo de cristales. Los cristales más comunes son el corindón y la sillimanita en magmas ricos en aluminio, y wollastonita en magmas ricos en carbonato de calcio. Comúnmente estos minerales son de origen metamórfico, pero también se encuentran en rocas ígneas (Castillo et al., 2021).

La Tabla 2.3 presenta una clasificación sencilla de las rocas ígneas principales y comunes en base a la composición mineralógica.

Tabla 2.3. Composición mineralógica de las principales rocas ígneas (Modificado de Álvarez y Córdoba, 2021).

Chemical composition	Granitic (Felsic)	Andesitic (Intermediate)	Basaltic (Mafic)	Ultramafic
Major minerals	Quartz, potassium feldspar, sodium plagioclase	Amphibole, sodium and calcium plagioclase	Pyroxene, calcium plagioclase	Olivine, pyroxene
Accessory mineral	Amphibole, muscovite, biotite	Pyroxene, biotite	Amphibole, olivine	Calcium plagioclase
Intrusive rock	Granite	Diorite	Gabbro	Peridotite
Extrusive rock	Rhyolite	Andesite	Basalt	Komatite

Otra manera de clasificar la roca es usando diagramas ternarios (Figura 2.4) en los que se representan minerales primarios, siguiendo estos parámetros.

Q: Polimorfos de SiO₂ (cuarzo, tridimita y cristobalita)

A: Feldespato alcalino, incluyendo feldespato potásico (sanidina, ortosa, microclina)

P: Plagioclasas (anortita, andesina, labradorita, etc.) F: Feldespatoides (leucita, nefelina, sodalita, etc.)

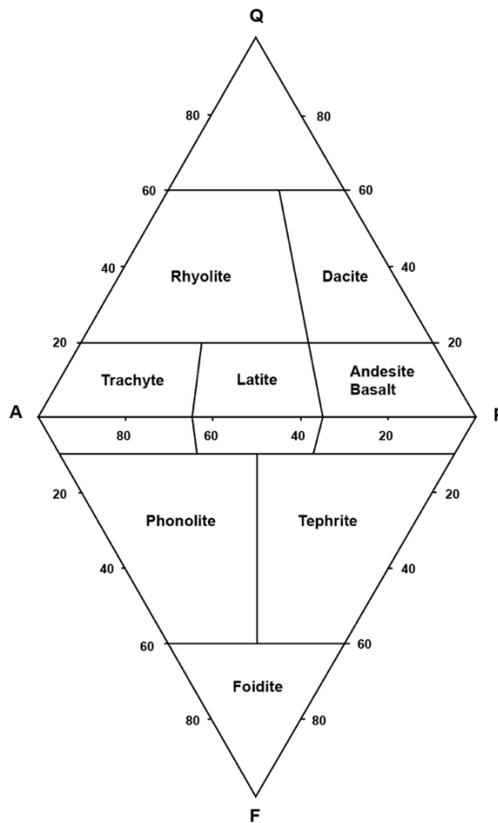


Figura 2.5. Diagrama de Streckeisen o QAPF (Modificado de Streckeisen, 1974).

2.5 GEOTÉCNIA

La geotécnia trata la aplicación de los principios geológicos en la investigación de los materiales naturales que constituyen la corteza terrestre, implicados en el diseño, construcción y la explotación de proyectos de ingeniería civil.

La geotecnia abarca los campos de la mecánica de suelos y la mecánica de rocas, así como también los aspectos de geología, geofísica, hidrología y otras ciencias relacionadas.

Estudios de las propiedades geotécnicas de los suelos, tales como su distribución granulométrica, plasticidad, compresibilidad y resistencia cortante, se pueden medir mediante distintas pruebas en laboratorio. Sin embargo, algunas de estas propiedades se las puede medir en campo (in situ) con la finalidad de evitar alteración de muestras y así tener resultados más precisos (Carvajal et al., 1985).

Macizo rocoso

Un macizo rocoso es un medio discontinuo, anisótropo y heterogéneo, que está conformado por matriz rocosa y discontinuidades (Jiménez, 2012).

2.6 PROPIEDADES FÍSICAS Y MECÁNICAS DE LAS ROCAS

Las rocas son definidas como un agregado de uno o más minerales sólidos, con propiedades físicas y químicas que se agrupan de forma natural.

2.6.1 Propiedades Físicas de las rocas

Las propiedades físicas de las rocas son el resultado de su composición mineralógica, fábrica, génesis, condiciones y procesos geológicos y tectónicos, incluyendo alteraciones y meteorización sufridos por las rocas a lo largo de su historia (González et al, 2002).

Las principales propiedades físicas de las rocas son las texturas y las estructuras. A continuación, se detallan algunos conceptos para su mejor entendimiento.

2.6.1.1 Color

Esta propiedad se refiere a los colores que puede presentar las rocas. El color de una roca es el reflejo de todos los minerales que la conforman.

Índice de color

Es una medida de la proporción de minerales oscuros (máficos) y minerales claros (félsicos). Los minerales máficos también denominados minerales ferromagnesianos más comunes son olivinos, piroxenos, anfíboles, biotitas y minerales opacos, en cambio, los minerales félsicos comunes son el cuarzo, feldespatos, feldespatoides y moscovitas. Las rocas que tienen minerales máficos < 10 % se los denomina Hololeucocráticos, 10-35% leucocráticos, 35-65% Mesocrático, 65-90% Melanocrático y >90% Holomelanocrático (Tabla 2.4).

Tabla 2.4. Clasificación de las rocas de acuerdo al índice de color.

Classification	Mafic minerals (%)
Hololeucocratic	< 10
Leucocratic	10 - 35
Mesocratic	35 - 65
Melanocratic	65 - 90
Holomelanocratic	>90

2.6.1.2 Densidad

La densidad es una propiedad física que se define como el cociente entre la masa de la roca en seco y el volumen de la roca (Benavente et al., 2004). En las rocas la densidad es función de la estructura cristalina y la composición del mineral, así como también de la temperatura y la presión ya que los cambios de estos parámetros provocan contracciones o expansiones de las estructuras. Esta propiedad depende fuertemente de su composición mineralógica y porosidad (Benavente et al., 2004). En la Tabla 2.5 se puede apreciar que las rocas volcánicas más básicas son más densas que las rocas volcánicas más ácidas (Komar, 1987).

Tabla 2.5. Densidad (kg/m^3) y porosidad (%) de las rocas volcánicas (Tomado de Komar, 1987).

Type rock	Density kg/m^3	Porosity (%)
Gabbro	3000-3100	0.1 - 0.2
Basalt	2800-2900	0.1 - 1.0
Granite	2600-2800	0.15 - 1.5
Rhyolite	2400-2600	4.0 - 6.0

La Tabla 2.6 muestra la densidad de los principales minerales que componen las rocas.

Tabla 2.6. Densidad de los principales minerales que conforman una roca (Modificado de Aucay & Ordoñez, 2019)

Minerals	Density (Kg/m^3)
Amphibole	2980 - 3200
Augite	3200 - 3400
Biotite	2900
Calcite	2710
Dolomite	2870
Magnetite	5170 - 5180
Muscovite	2830
Oligoclase	2640 - 2670
Olivine	3250 - 3400
Orthosa	2570
Quartz	22650

2.6.1.3 Permeabilidad

La permeabilidad mide la facilidad con que los fluidos fluyen a través de la roca. La permeabilidad de las rocas depende de la porosidad efectiva y del tamaño de los poros. En general, rocas con mucha porosidad y poros de gran tamaño representan una alta permeabilidad (Benavente et al., 2004).

2.6.1.4 Porosidad

La porosidad de un material es una propiedad que se define como la relación entre el volumen total de poros y el volumen total de la roca (Benavente et al., 2004). La porosidad se puede clasificar por el grado de interconexión con el exterior, se conoce dos tipos de porosidad: (1) porosidad abierta se define como el volumen de los poros de roca que tiene interconexión con el exterior, (2) porosidad cerrada se define como el volumen de poros de la roca que no tiene comunicación con el exterior (Benavente et al., 2004). La porosidad en rocas volcánicas es muy variable según el tipo: en rocas piroclásticas la porosidad puede variar entre 10 y 50 % y en lavas entre el 5 y 45 % dependiendo la cantidad de vesículas presentes (Custodio, 1978)

2.6.1.5 Textura

Se denomina textura al orden de los cristales, granos cristalinos o fragmentos de minerales y las características morfológicas de los componentes. Se pueden distinguir en una muestra de mano (Soto, 2005). Los parámetros principales que constituyen la roca son: forma de los cristales, grado de cristalinidad y tamaño de los cristales (Huang, 1991).

Con el objetivo de un mejor entendimiento de los conceptos anteriores se definirán una serie de términos petrológicos importantes.

Grado de cristalinidad en rocas volcánicas describe la abundancia relativa de cristales y de vidrio, esta clasificada en: (1) Hipocristalino, la roca se constituye de cristales y amorfos, típicas de las coladas volcánicas; (2) Hialino, todos los componentes de la roca son amorfos (Figura 2.5) (González, 2008).

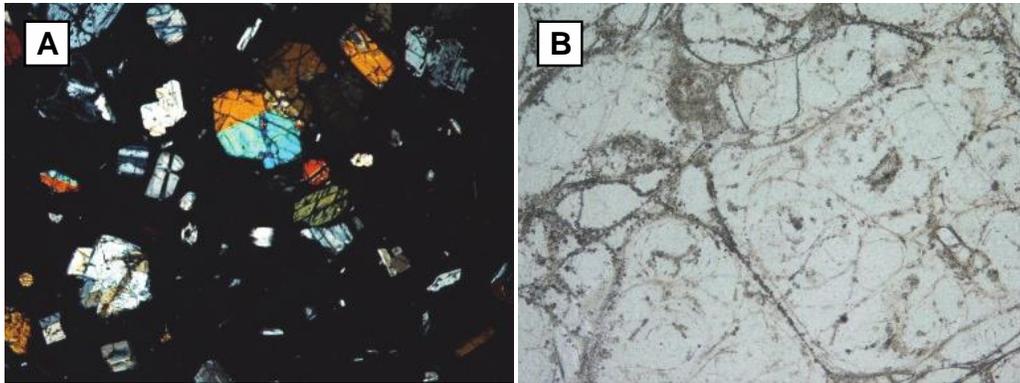


Figura 2.6. Grado de cristalinidad de las rocas. A) Textura hipocristalina, B) Textura Hialina (Tomado de González, 2008).

Granularidad se refiere al tamaño de los granos en rocas y se clasifica en: (1) afanítica, la cual los cristales no son visibles a simple vista; (2) fanerítica cristales reconocibles a simple vista; (3) porfídica minerales reconocibles a simple vista envueltas en una masa de cristales de un tamaño menor (Figura 2.6) (Soto, 2005; González, 2008).



Figura 2.7. Textura de las rocas, según su granularidad, a) afanítica, b) porfídica y c) fanerítica (Tomado de: Aerden, 2012).

Tamaño absoluto de los cristales, los rangos del diámetro de los cristales que aparecen con más frecuencia son: grueso, cristales mayores 5mm, mediano, cristales entre 1–5 mm, fino cristales entre 1-0.5 mm, muy fino cristales menores a 0.5 mm (González, 2008).

Tamaño relativo de los cristales pueden ser: (1) equigranular granos con tamaños similares; (2) inequigranular roca con granos con tamaños totalmente distintos (Soto, 2005; González, 2008).

Forma de los cristales se caracterizan por describir la forma de los cristales, descripción del desarrollo mayor o menor de las caras cristalográficas: (1) euhedrales, minerales bien formados, caras bien desarrolladas; (2) subhedrales algunas de las caras bien formadas; (3) anhedral granos con formas irregulares (Figura 2.7) (Ruitenbeek, 2004; Soto, 2005).

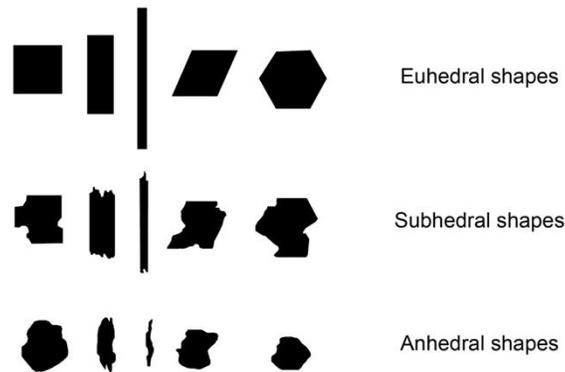


Figura 2.8. Textura de las rocas según forma de los cristales (Tomado de Ruitenbeek, 2004).

2.6.1.5.1 Texturas de las rocas volcánicas

Las rocas volcánicas al formarse a partir de lavas que se enfrían en o cerca de la superficie; el magma profundo arrastra cristales y se enfrían con mayor lentitud que la parte expuesta a superficie. La parte externa tiene un enfriamiento rápido lo cual refleja que los gases de lava escapan muy rápidamente, favoreciendo así la formación de vidrio o el desarrollo de cristales muy pequeños (Soto, 2005). Las principales texturas de las rocas volcánicas son:

Textura esferulítica ocurre en rocas extrusivas que han tenido condiciones de desvitrificación y regeneración de cristales. Se aprecia una masa vítrea con esferas, dentro de las que se distinguen cristales pequeños de cuarzo, feldespatos, etc. (Figura 2.8) (Soto, 2005).

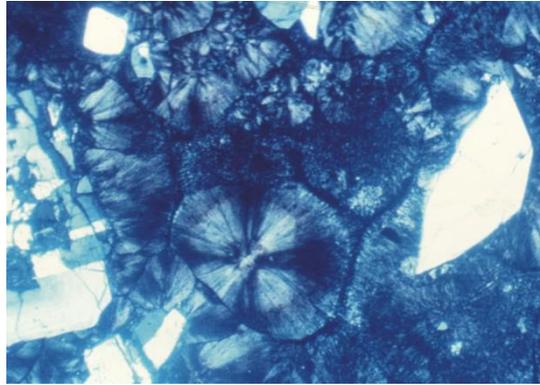


Figura 2.9. Textura esferulítica (Google, s.f.)

Textura microlítica se observa cristales dentro de una masa vítrea (Figura 2.9) (Castro, 1989).



Figura 2.10. Textura microlítica (Modificada de González, 2015).

Textura perlítica esta textura se presenta principalmente en rocas altamente vitrificadas, presentan grietas concéntricas en el vidrio volcánico debido al enfriamiento inmediato (Figura 2.10). Pueden o no existir cristales.



Figura 2.11. Textura perlítica (Tomado de González, 2015).

Textura fluidal es el resultado de la estructura de corriente de acuerdo al flujo de lava, donde los minerales se encuentran orientados (Soto, 2005).

Textura ofítica es una variedad de textura poiquilítica caracterizada por cristales desordenados de plagioclasa, que estén incluidos por completo en un oikocristal de clinopiroxeno (Figura 2.11) (González, 2015).

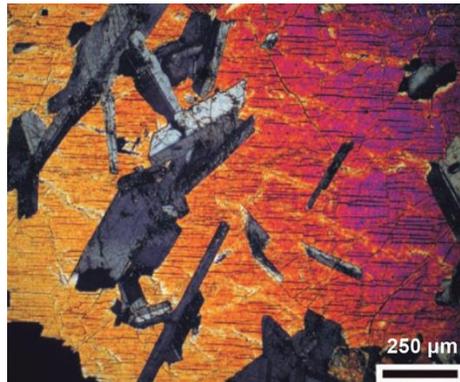


Figura 2.12. Textura ofítica (Modificada de González, 2015).

2.6.1.6 Estructura de las rocas volcánicas

Como estructura se describen rasgos a gran escala reconocidos en campo o en muestras de mano, que se presentan por la distribución y ordenamiento de los minerales. Es decir, si la roca es homogénea o si presenta ciertas características de heterogeneidad según la escala de observación (López & Bellos, 2006).

Si la roca es homogénea presenta una estructura maciza y, sin embargo, si es heterogénea puede estar reflejada por bandeamiento, lineación o foliación (López & Bellos, 2006). A continuación, se describe algunas estructuras que presentan las rocas volcánicas

Estructura miarolítica está dada por cavidades angulares, a veces rellenas por cristales de minerales como turmalina, cuarzo o fluorita (Figura 2.12), generadas en

las rocas plutónicas debidas a la contracción que ocurre durante el enfriamiento y solidificación del magma (López & Bellos,2006).



Figura 2.13. Estructura miarolítica (Tomado de López & Bellos,2006).

Estructura orbicular se observa como segregaciones de forma esférica que están compuestas de un núcleo de feldespato potásico rodeado por un borde fibrorradiado de oligoclasa (Figura 2.13). Esta estructura se forma al estar el fundido, en donde existen cristales de feldespato, sometido a un movimiento turbulento (López & Bellos,2006).

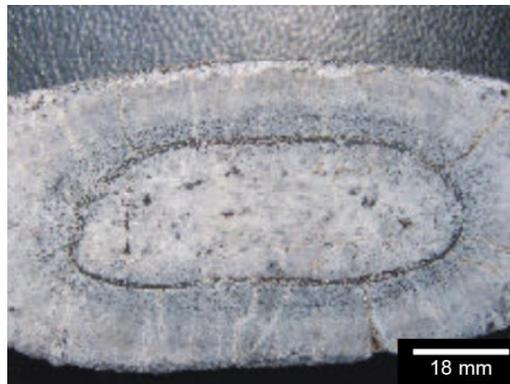


Figura 2.14. Estructura orbicular (Modificado de López & Bellos,2006).

Estructura vesicular está presente en lavas que estuvieron cargadas de gases; los gases escaparon violentamente, durante proceso de enfriamiento, dejando vesículas (Figura 2.14) (Soto, 2005; Castillo et al., 2021).



Figura 2.15. Estructura vesicular (Tomado de González, 2015).

Estructura escorácea es un tipo de textura vesicular con la diferencia que las vesículas están interconectadas entre sí, es decir es una roca muy porosa (Figura 2.15) (Soto, 2005; Castillo et al., 2021).



Figura 2.16. Estructura escorácea (Tomado de Google, s.f.).

Estructura amigdaloides es similar a la textura vesicular con la diferencia que las vesículas se encuentran rellenas de minerales, que se forman posteriormente a la consolidación de las lavas (Figura 2.16). El relleno puede ser carbonato o sílice (Soto, 2005; Castillo et al., 2021).

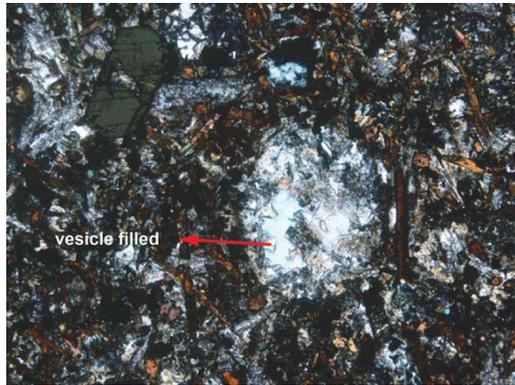


Figura 2.17. Estructura amigdaloides (Modificada de Google, s.f.).

Estructura piroclástica es producto de lavas expulsadas a la atmósfera fragmentándose, estos materiales son impelidos desde los aparatos volcánicos durante las explosiones. Estos materiales se acumulan en forma de bancos con apariencia de capas sedimentarias (Figura 2.17) (Soto, 2005).



Figura 2.18. Estructura en un depósito piroclástico (Tomado de Google, s.f.)

Estructura fluidal presentan una estructura de corriente, compuesta de fajas vítreas y cristalizadas de manera alternada (Figura 2.18). Los cuerpos son generalmente alargados o irregulares (Soto, 2005; Castillo et al., 2021).



Figura 2.19. Estructura fluidal (Modificado de Griem, 2002).

Estructura de almohadilla es el resultado de la exposición de lava en fondo marino. La lava se acumula en forma de almohadas una apilada sobre otra (Figura 2.19) (Soto, 2005).



Figura 2.20. Estructura de almohadilla (Tomada de Google, s.f.).

Estructura de bloque ocurren cuando hay explosiones volcánicas y los fragmentos tienen apariencias de bloques irregulares compactos mayores a 25 cm, mezclado dentro de lavas consolidadas (Figura 2.10) (Soto, 2005).

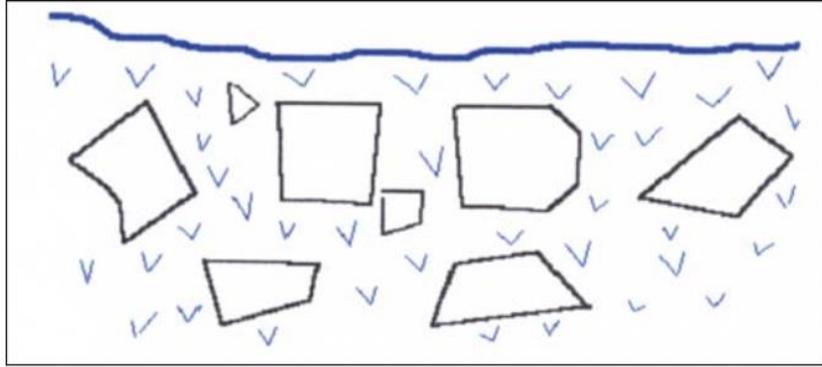


Figura 2.21. Estructura de bloque (Tomada de Soto, 2005).

Estructura de aglomerado se forma por erupciones sucesivas a través de fisuras. Puede estar compuesto de bloques, brechas, almohadillas, troncos, etc. (Figura 2.21) (Soto, 2005).

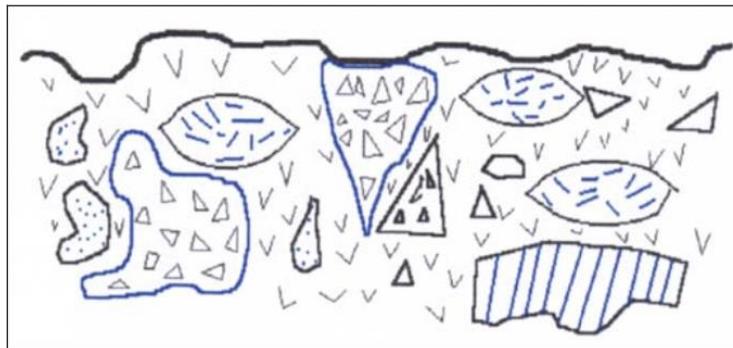


Figura 2.22. Estructura de aglomerado (Tomado de Soto, 2005).

Estructura de lava pahoe-hoe también llamada acordelada ocurre cuando la lava es muy viscosa (Figura 2.22) (Soto, 2005).



Figura 2.23. Estructura de una lava pahoe-hoe (Tomada de Mattox, 2004).

2.6.1.7 Fracturamiento

Se define como fracturación cualquier superficie de discontinuidad producida por la rotura de un macizo rocoso. La fracturación en rocas es debida a que el material está expuesto a compresión (Ramírez y Monge, 2004). Existen dos tipos de fracturamiento: (1) fallas que son fracturas con desplazamiento relativo de los bloques que la separa; (2) diaclasas en las que no existe un desplazamiento apreciable (Rodríguez, 2013).

2.7 PROPIEDADES MECÁNICAS DE LAS ROCAS

Las propiedades mecánicas definen la capacidad del material para resistir acciones externas o internas que implican la aplicación de esfuerzos sobre una masa rocosa. Generalmente, estas fuerzas son de compresión, tensión, flexión e impacto.

2.7.1 Resistencia de las rocas

La resistencia de las rocas es función de las fuerzas cohesivas y friccionales del material. La cohesión (c), es una fuerza que mantiene unidos los materiales de las rocas. El ángulo de fricción interna (ϕ), es el ángulo de rozamiento entre dos planos de la misma roca, y que varía entre 25° y 45° , para la mayoría de las rocas (Salinas, 2018). La resistencia también depende de otras condiciones como la magnitud de esfuerzos confinantes, presencia de agua en los poros, velocidad de aplicación de carga de rotura, factores geológicos, estructurales, físicos y químicos (Calla, 2014; Borselli, 2020).

2.7.2 Ensayos Geomecánicos

Los análisis geomecánicos para estimar la resistencia de las rocas sirven para comprender la deformabilidad y resistencia del material en respuesta a esfuerzos. Diferentes análisis han sido aplicados para estimar la resistencia a la deformabilidad de las rocas como medida del rebote proporcionada por el martillo de Schmidt, y ensayos de compresión uniaxial.

2.7.2.1 Resistencia a la compresión simple

La resistencia a la compresión simple también denominada compresión uniaxial, se define como como la carga por unidad de área a la que el material falla (rotura) por fracturación de cizalla o extensional. El ensayo de compresión simple ayuda a clasificar las rocas de acuerdo con su resistencia y su deformabilidad (Tabla 2.7), en relación a los esfuerzos aplicados (Peng & Zhang, 2007b; Salinas, 2018). Es el máximo esfuerzo que soporta la roca sometida a compresión con confinamiento (Gavis et al., 2011).

Al conocer las propiedades mecánicas de las rocas se puede realizar mejores proyectos enfocados a la construcción, minería, etc. (Peng and Zhang, 2007b). Los métodos sugeridos para determinar la deformabilidad, resistencia y sus constantes elásticas son establecidos por la ISRM (International Society for Rock Mechanics) (Gavis et al., 2011).

Tabla 2.7. Clasificación de la roca en base a la resistencia a la compresión según la ISRM (Modificado de Feijoo & Padrón, 2020).

Description	Compressive strength (Mpa)
Extremely soft	<1
Very soft	1 to 5
Soft	5 to 25
Moderately soft	25 to 50
Hard	50 to 100
Very hard	100 to 250
Extremely hard	250

El ensayo de compresión simple permite determinar: la última resistencia a la compresión simple, la última resistencia al corte, ángulo de fricción interna aproximado, la cohesión y el módulo de elasticidad.

2.7.2.2 Martillo Schmidt (Esclerómetro)

El martillo de Schmidt es un aparato que se utiliza para estimar la resistencia a compresión simple de las rocas (RCS), se puede aplicar sobre roca matriz y sobre las discontinuidades (Lozano, s.f.). Este estudio sirve para conocer la calidad de los macizos rocosos y tener control de calidad de los materiales (Hernández et al, 2007). Este ensayo se lo realiza en campo de manera rápida y no destructiva (Hernández et al., 2007). Este ensayo consiste en medir la resistencia al rebote de la superficie de la roca ensayada. La medida del rebote se correlaciona con la resistencia a compresión simple mediante un gráfico propuesto por Miller (1965), que tiene como parámetros principales la densidad y la orientación del martillo respecto al plano ensayado (Figura 2.23) (Lozano, s.f.).

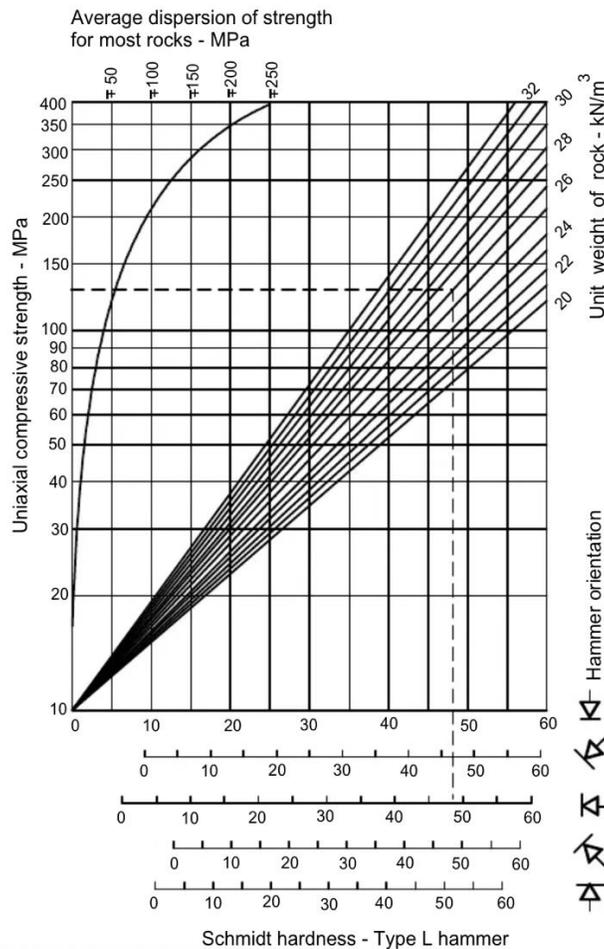


Figura 2.24. Estimación de la resistencia a partir del rebote con el martillo de Schmidt (Modificado de Miller, 1965).

2.8 PETROGRAFÍA

La petrografía abarca la descripción física en términos visuales de las rocas, se lo realiza mediante la ayuda de microscopio de luz polarizada. Este análisis brinda información valiosa de los componentes de las rocas principalmente de los minerales (abundancia, forma tamaños, relaciones espaciales, etc.). También describe otros componentes de las rocas como matriz, cemento, material microcristalino, fracturas, espacios vacíos (poros, vacuolas), material amorfo (vidrio volcánico etc. (Castillo et al., 2021).

La correlación entre las propiedades petrográficas de las rocas y las propiedades mecánicas de las rocas, permiten definir la capacidad del material que puede soportar deformaciones externas e internas que son resultado de la aplicación de esfuerzos sobre los mismos (Salinas, 2018). Siendo así, parámetros como la mineralogía, fracturamiento, grado de porosidad, textura pueden afectar la resistencia en diferentes tipos de rocas (Undül, 2016; Undül et al., 2013).

CAPÍTULO III: METODOLOGÍA

En este capítulo se describe la diferente metodología que se utilizó para estimar la relación de las propiedades petrográficas y la geomecánica de las rocas.

3.1 RECOLECCIÓN DE MUESTRAS

La recolección de información consistió en el análisis de afloramientos en el área de estudio y descripción macroscópica de las propiedades físicas de la roca.

Se realizó un estudio en 10 afloramientos de origen ígneo que presentaron las siguientes características: composición mineralógica y porcentaje de matriz variada, grados de porosidad, meteorización y microfracturamiento inicial muy bajos. Las herramientas que se utilizaron en el trabajo de campo son: mapa (topográfico con escala 1:50.000, geológico con escala 1:50.000), GPS (Garmin), brújula (Brunton), lupa, combo, y lápiz de dureza.

3.2 PROCESO DE MUESTRAS PARA ENSAYOS

Los análisis a la resistencia a compresión simple de las rocas estiman la resistencia de la roca a la deformabilidad, debido al sometimiento del material a esfuerzos. Diferentes ensayos han sido utilizados para conocer la resistencia de las rocas volcánicas, ensayos destructivos y no destructivos, como el método del martillo de Schmidt y el ensayo a compresión uniaxial de las rocas.

Se recolectaron un total de 10 muestras para ensayos de compresión simple, 10 muestras para ensayos con martillo de Schmidt y 10 muestras para estudios de láminas delgadas.

3.3 RESISTENCIA A LA COMPRESIÓN SIMPLE (LABORATORIO)

El ensayo de compresión no confinada, también conocido como el ensayo de compresión uniaxial, es muy importante en la mecánica de suelos ya que permite determinar la resistencia de la roca al estar sometida a esfuerzos compresivos. Este ensayo se rige a la norma internacional ASTM D-2938. Para realizar esta prueba se necesita cumplir con ciertos parámetros como:

- Los especímenes deben tener un diámetro de 30mm y la partícula mayor contenida dentro del espécimen a ensayar debe ser menor que 1/10 del diámetro del espécimen, sin embargo, para muestras con un diámetro de 72 mm o mayores, el diámetro mayor de la partícula debe ser menor a 1/6 del diámetro del espécimen.
- La relación de altura/diámetro debe ser 1:3 (Galván y Restrepo, 2016).

Para realizar este ensayo vamos a seguir los siguientes pasos:

1. Colocar el espécimen en el aparato de carga.
2. Reiniciar el sistema luego de la aplicación de la precarga.
3. Aplicar la carga a la muestra de manera continua, tomando lecturas de carga en el punto donde se produzca una deformación máxima axial y el espécimen falle.

Los ensayos de resistencia a la compresión simple para este estudio se efectuaron en el Laboratorio de Ensayos de Materiales, Mecánica de Suelos y Rocas (LEMSUR) de la Escuela Politécnica Nacional.

3.4 RESISTENCIA A LA COMPRESIÓN SIMPLE (IN SITU)

Este ensayo de compresión simple se realizó directamente en el afloramiento, con la ayuda de una herramienta llamada esclerómetro o martillo de Schmidt. Esta herramienta es un dispositivo mecánico utilizado para realizar ensayos no destructivos sobre la roca (Aydin, 2009; Lozano, s.f). Se utilizó este método al ser muy práctico y útil, se estima de forma rápida una aproximación de la resistencia de una roca. Consiste básicamente en colocar el vástago sobre la roca y se introduce en el martillo empujándolo contra la roca, lo que genera un almacenamiento de energía en el muelle que se libera automáticamente cuando esa energía elástica alcanza un nivel y lanza una masa contra el vástago. La altura que alcanza la masa al rebotar, que se mide de 0 a 100, es directamente proporcional a la dureza y por tanto a la resistencia a la compresión simple de la superficie de la roca (Lozano, s.f.).

Este ensayo se rige a la norma internacional ASTM D5873-05. Para realizar de manera correcta este ensayo, se siguieron los pasos propuestos por Lozano, (s.f).

1. Eliminar pátina de roca meteorizada, se lo realiza alisando la superficie de ensayo con una piedra de amolar (Figura 3.2 A).
2. Posicionar el martillo perpendicularmente a la superficie de la roca a ensayar (Figura 3.2 B).
3. Disparar el vástago empujando el martillo hacia la superficie de ensayo hasta que el botón salte hacia fuera.
4. Pulsar el botón de bloquear el vástago de impacto después de cada impacto.
5. Leer y anotar el valor rebote indica por el puntero en la escala.
6. La medida de rebote se correlaciona con la resistencia mediante el gráfico de Miller (1965) que tiene en cuenta la densidad de la roca y la orientación del esclerómetro respecto al plano de roca ensayado (Figura 3.3).

Nota: Los pasos del 1 al 5 lo vamos a realizar 15 veces para cada macizo rocoso, se calculará el promedio de las medidas y continuaremos con el paso 6.



Figura 3.1 Ensayo de compresión con martillo de Schmidt. A) Alisamiento de superficie. B) Medición de la resistencia.

3.5 LÁMINAS DELGADAS

Para el estudio petrográfico que se implementa en esta investigación, es necesario realizar secciones delgadas para las muestras recogidas. Las láminas o secciones delgadas son instrumentos que se realizan a las rocas para su estudio microscópico petrográfico, que tienen un espesor aproximado de 30 micras. Para la realización de estas vamos a seguir el siguiente flujo de trabajo.

1. Cortar la muestra en un tamaño aproximado de 20x30x8 mm.
2. Adherir a un porta-objetos con la ayuda de resina epoxi.
3. Someter a la muestra a esmerilado hasta obtener una planitud completa.
4. Pulir hasta obtener un espesor de 30 micras.
5. Cubrir la muestra con un cubre-objetos.

Las láminas delgadas fueron analizadas mediante el microscopio petrográfico Olympus BX51 del Laboratorio de Petrografía de la Escuela Politécnica Nacional. El estudio petrográfico evaluó las propiedades físicas de la roca como el microfracturamiento, textura, tamaño de los cristales, porosidad, matriz vs fenocristales y grado de meteorización (Ündül et al., 2013; Ündül, 2016).

Los parámetros que se van a evaluar en el análisis bajo microscopio son mineralogía, fracturamiento, porosidad, cantidad de fenocristales y matriz, después de haber sido sometidas a los ensayos de compresión

3.6 ANÁLISIS DE IMAGEN

El análisis de imagen es la extracción de información basado en el tratamiento automatizado por parte de un software. La forma más intuitiva de extraer información de imágenes es mediante el análisis visual y estadístico, que está basada en la habilidad que presentan algunos softwares para relacionar tonos, colores y patrones espaciales que aparecen en una imagen.

El software que se utilizó para este estudio se llama Image J (Figura 3.2), que es capaz de obtener y delimitar el área de interés (fenocristales) a través de diferenciación de colores. En la Figura se puede observar como el software es capaz de reconocer y delimitar los fenocristales.

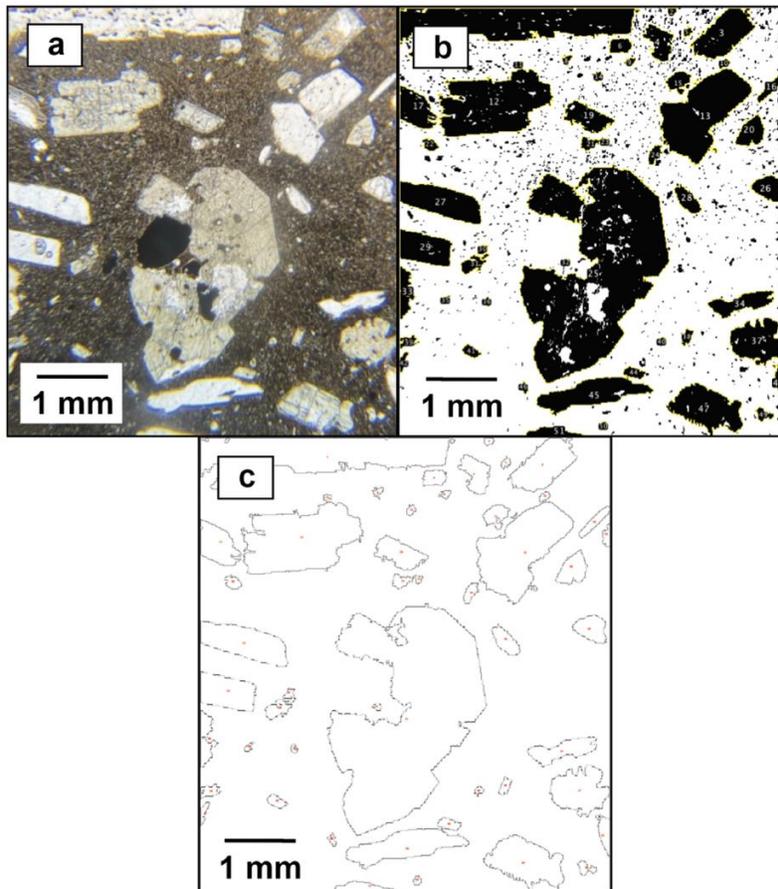


Figura 3.2. Determinación de fenocristales utilizando el software Image J.

Para realizar este análisis se siguió los pasos detallados a continuación;

- Descargar e instalar de la web el software libre llamado Image J.
- Cargar la imagen, proporcionar escala y definir área de estudio.
- Definir threshold y tamaño de partícula a analizar.
- Recoger resultados del área estudiada y comparar con el área definida anteriormente.

3.7 CORRELACIÓN DE PARÁMETROS

Los resultados obtenidos después de que el espécimen de roca fue sometido al ensayo de compresión uniaxial, así tales: microfracturamiento, porosidad, contenido de fenocristales y matriz, mineralogía, etc.

Se realizarán dos tipos de análisis que permitan obtener una relación entre el fracturamiento ocasionado por los esfuerzos a los que se someten a la roca y las

propiedades petrográficas descritas anteriormente. (1) análisis estadístico entre las propiedades petrográficas como son: porosidad, microfracturamiento, contenido de fenocristales vs los valores de resistencia de cada uno de los litotipos, (2) análisis visual del fracturamiento después del ensayo de compresión y así estableciendo debilidades de la roca y posteriormente evaluando con los resultados del análisis 1.

CAPITULO IV: RESULTADOS

En este capítulo se presentan los resultados obtenidos después de realizar el análisis de la resistencia de las rocas descrito en la metodología que consiste en el reconocimiento de la roca, ensayo con el martillo de Schmidt, ensayos de compresión uniaxial y la caracterización petrográfica.

4.1 CARACTERIZACIÓN PETROGRÁFICA

Para este apartado se hizo un análisis petrográfico de muestras de mano, análisis a través de láminas delgadas y un estudio de imagen, herramientas que determinaron la composición mineralógica y contenido de fenocristales vs matriz para cada muestra. Se estudio a 13 diferentes rocas de los afloramientos disponibles, de esta manera se identificaron ocho diferentes litotipos que se describe a continuación. Para la asignación de nombre de los litotipos se tomó en cuenta la composición de la roca, textura y propiedades que las hace diferentes de las demás.

4.1.1 Litotipo APMP (Andesitic Porphyritic Massive Phenocrystal)

Las andesitas de este litotipo (APMP) se tratan de un grupo de rocas de color gris verdosa, con estructura masiva, porosidad muy baja, presenta textura porfirítica (Figura 4.1A-B). Según el grado de cristalinidad a este litotipo se lo define como hipocristalina, así mismo por la distribución del tamaño de los cristales se lo denomina inequigranular. Los fenocristales presentes en este litotipo son plagioclasas subhedrales (anortita) de grano medio a grueso (1-5mm), también están presentes en menor proporción piroxeno, la matriz es microcristalina. Microscópicamente en este litotipo se encuentran presentes minerales opacos. El litotipo APMP presenta aproximadamente un 29.03 % de fenocristales y 70,97% de matriz. En la Figura 4.1 A se puede apreciar microscópicamente el litotipo APMP, mientras que en la Figura 4.1 B, se observa la apariencia general en muestra de mano.

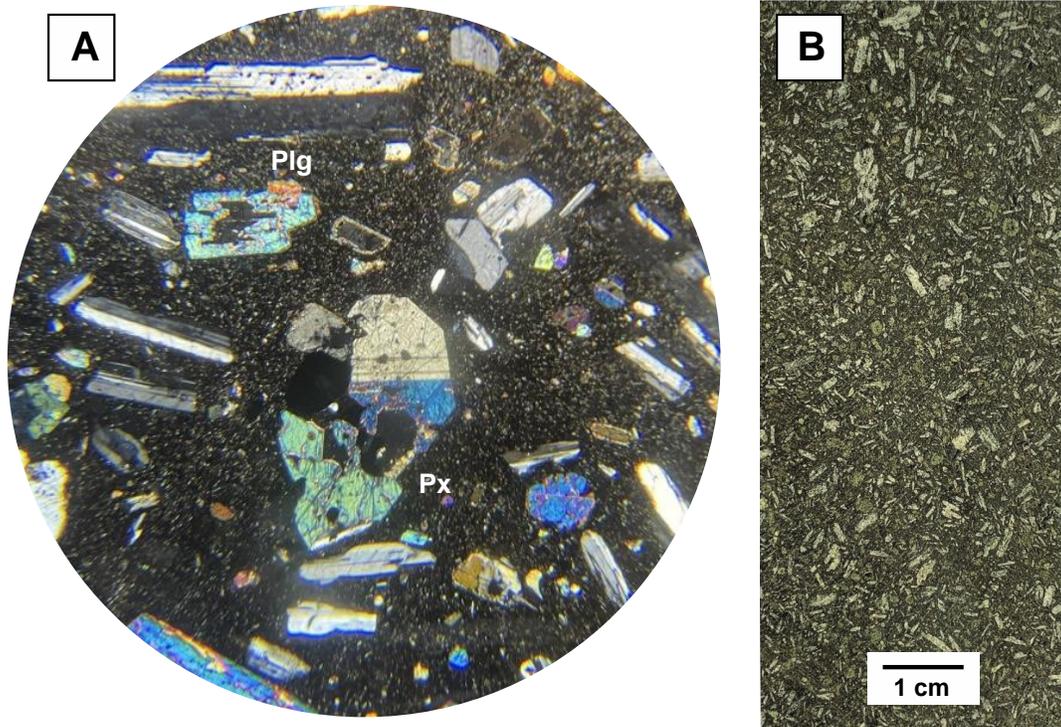


Figura 4.1. Litotipo APMP. A) lámina delgada, B) muestra de mano. Plg (plagioclasa).

4.1.2 Litotipo AMMM (Andesite Massive Microlite Matrix)

Las andesitas (AMMM) son de color gris verdoso, presentan estructura masiva, porosidad nula. Texturalmente este litotipo se presenta en muestra de mano con una textura afanítica y en sección delgada microlítica. Presentan cristales con un tamaño máximo de 1mm. Según el grado de cristalinidad a este litotipo se lo define como hipocristalina, así mismo por la distribución del tamaño de los cristales se denomina inequigranular. Los cristales presentes son plagioclasa euhedrales de grano pequeño, cristales de piroxeno y minerales opacos. La matriz es microcristalina. El litotipo AMMM presenta en promedio de 2,57% de cristales y 97,43% de matriz. En la Figura 4.2 A, se puede observar las características de este litotipo bajo el microscopio, en la Figura 4.2 B, se observa la apariencia general en muestra de mano.

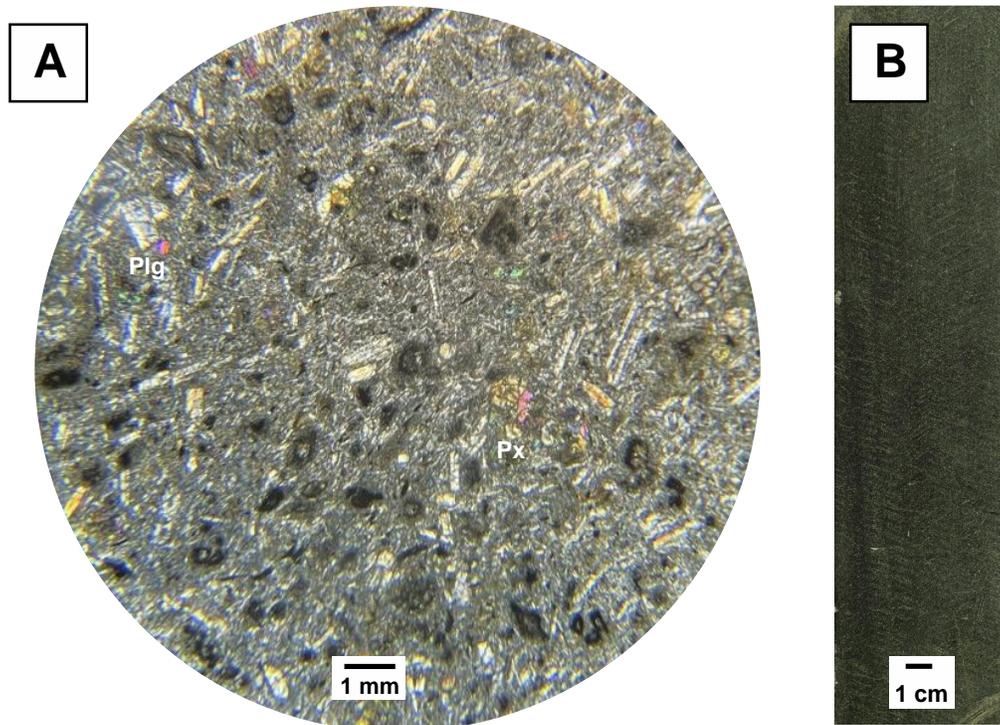


Figura 4.2. Litotipo AMMM. A) lámina delgada, B) muestra de mano (Plg (plagioclasa).

4.1.3 Litotipo AAMM (Andesite Aphanitic Massive Matrix)

Las andesitas de este litotipo son de color verde grisáceo, presenta estructura masiva, ligeramente porosa, presenta textura afanítica en muestra de mano y microlítica en vista bajo microscopio (Figura 4.3). Según el grado de cristalinidad a este litotipo se lo define como hipocristalina, así mismo por la distribución del tamaño de los cristales se lo denomina inequigranular. Este litotipo está constituido por cristales subhedrales de piroxeno (augita) de grano fino, plagioclasas y minerales opacos envueltos por una matriz conformada por vidrio volcánico y microcristales. Los cristales de piroxeno se están alterando a epidota. En promedio el litotipo AAMM presenta aproximadamente un 7,45 % de cristales y 93,55 % de matriz. En la Figura 4.3 A se puede apreciar microscópicamente el litotipo AAMM, mientras que en la Figura 4.3 B, se observa la apariencia general en muestra de mano.

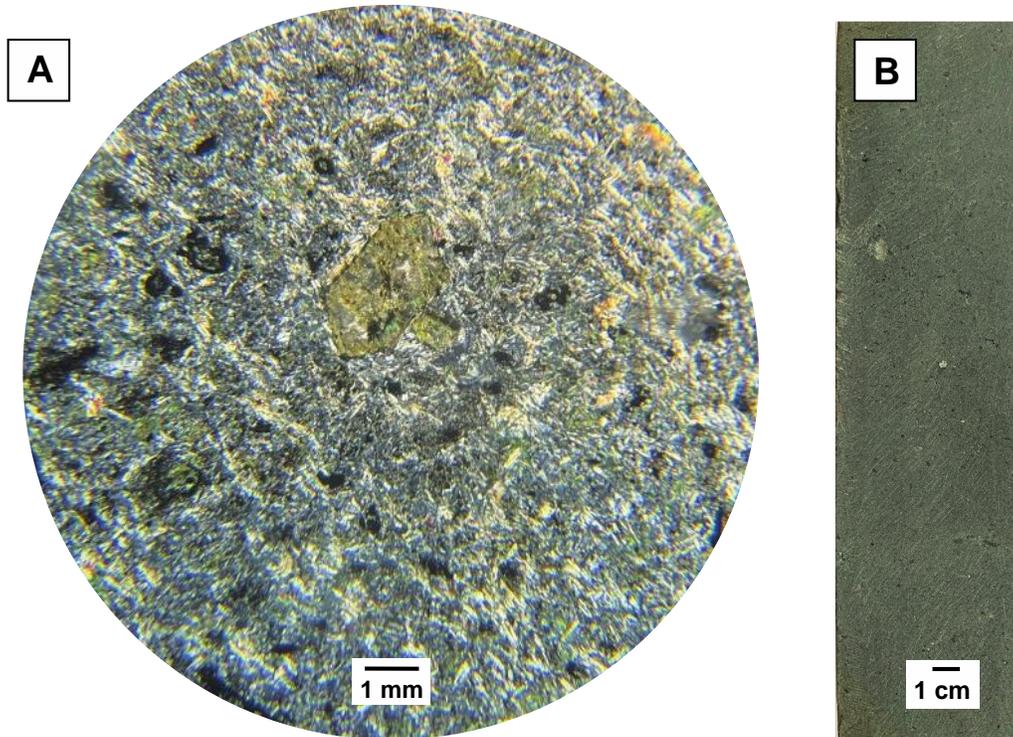


Figura 4.3. Litotipo AAMM. A) lámmina delgada, B) muestra de mano.

4.1.4 Litotipo LMPF (Latite Massive Porphyritic Phenocrystal)

El litotipo LMPF representa a una roca denominada latita que se caracteriza por ser una roca de color verde oliva, de estructura masiva, porosidad media, textura porfírica (Figura 4.4 A-B). Según el grado de cristalinidad a este litotipo se define como hipocristalina, mientras que por la distribución del tamaño de los cristales se lo denomina inequigranular. Este litotipo está constituido por fenocristales de plagioclasa, feldespato, magnetita y minerales opacos en una matriz microcristalina. Los cristales se presentan en forma subhedral, y tienen un tamaño aproximado entre 1 y 3 mm. En promedio este litotipo está constituido por un 12,48% de fenocristales y un 88,52% de matriz. En la Figura 4.4 A se puede apreciar microscópicamente el litotipo LMPF, mientras que en la Figura 4.4 B, se observa la apariencia general en muestra de mano.

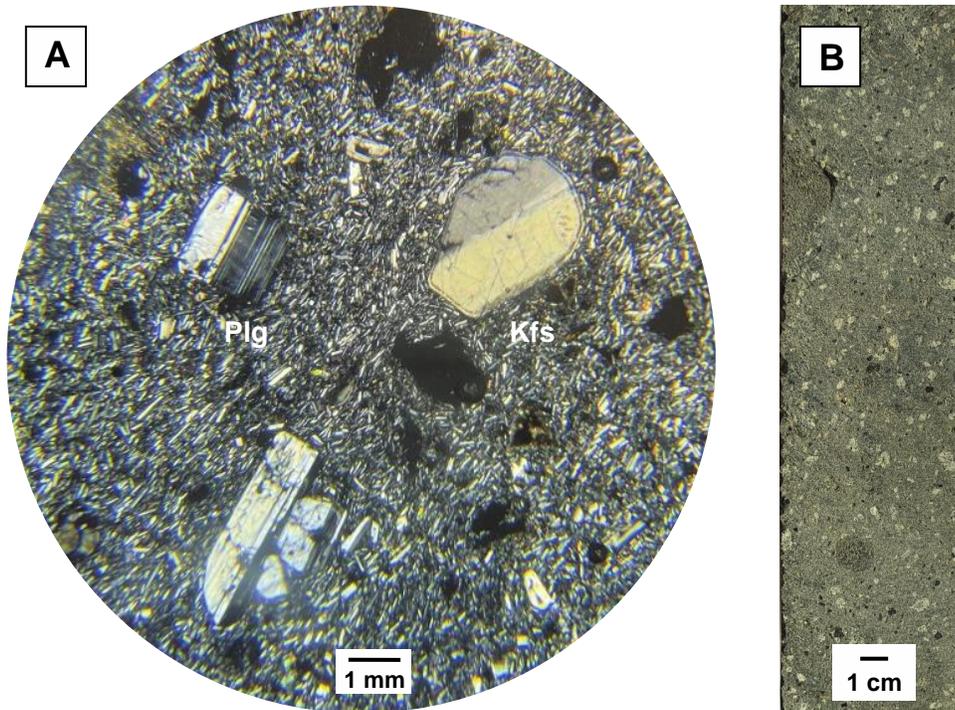


Figura 4.4. Litotipo LMPF. A) lámmina delgada, B) muestra de mano. Plg (plagioclasa), Kfs (feldespato potásico).

4.1.5 Litotipo AMPS (Andesite Massive Porphyritic)

Las rocas de este litotipo son de color gris oscuro, presentan una estructura masiva, no presentan porosidad y presenta textura porfirítica (Figura 4.5 A-B). Según el grado de cristalinidad a este litotipo se lo define como hipocristalino, mientras que por la distribución del tamaño de los cristales se lo denomina inequigranular. Este litotipo está constituido por fenocristales euhedrales y subhedrales de plagioclasas de grano fino (anortita), cristales de piroxeno (diópsido y augita) y minerales opacos envueltos en una matriz microcristalina. La matriz esta principalmente constituida por microcristales de plagioclasa, vidrio volcánico y minerales opacos. En promedio el litotipo AMPM presenta un 2,92 % de fenocristales y un 98,08% de matriz. En la Figura 4.5 A se puede apreciar microscópicamente el litotipo AMPS, mientras que en la Figura 4.5 B, se observa la apariencia general en muestra de mano.

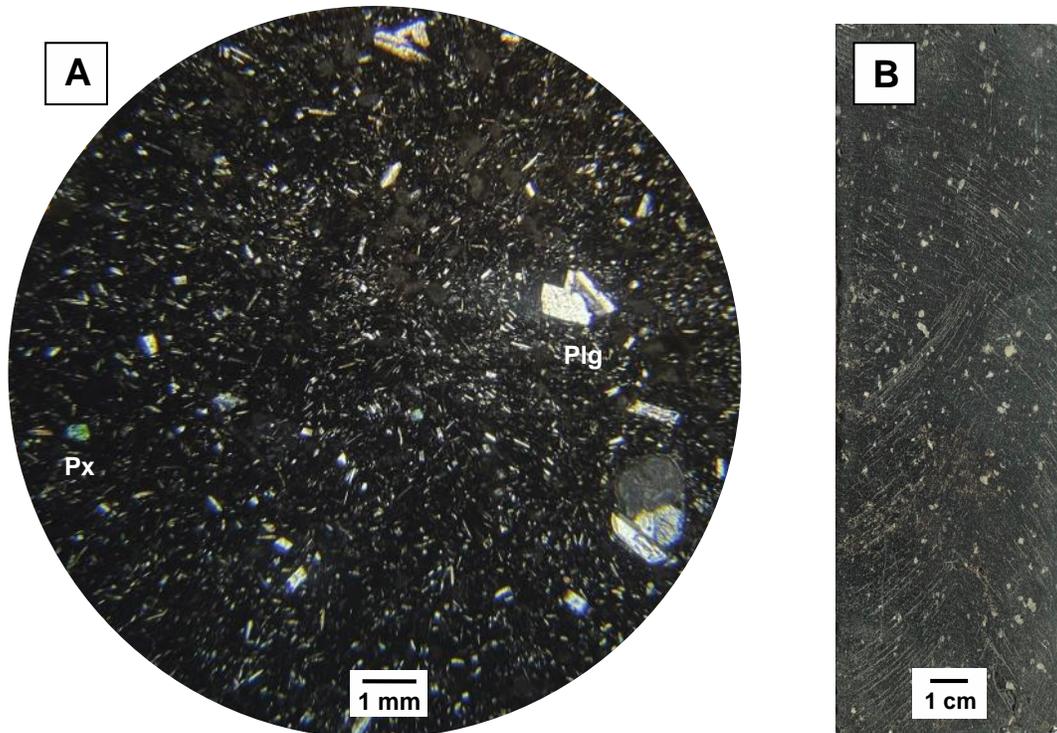


Figura 4.5. Litotipo AMPS. A) lámmina delgada, B) muestra de mano. Plg (plagioclasa)).

4.1.6 Litotipo AMPF (Andesite Massive Plagioclase Phenocrystal)

Las rocas de este litotipo son de color gris oscuro, presenta una estructura masiva, presenta porosidad media y presenta textura porfírica (Figura 4.6 B). Según el grado de cristalinidad a este litotipo se lo define como hipocristalino, mientras que por la distribución del tamaño de los cristales se lo denomina inequigranular. Este litotipo está constituida por fenocristales subhedrales de plagioclasas de grano grueso de hasta 5mm, cristales de piroxeno (diópsido y augita) y minerales opacos envueltos en una matriz microcristalina. Los fenocristales presentes están fracturados. La matriz esta principalmente constituida por cristales de plagioclasa, vidrio volcánico y minerales opacos. En promedio el litotipo AMPF presenta un 26,21 % de fenocristales y un 73,79% de matriz. En la Figura 4.6 A se puede apreciar microscópicamente el litotipo AMPF, mientras que en la Figura 4.6 B, se observa la apariencia general en muestra de mano.

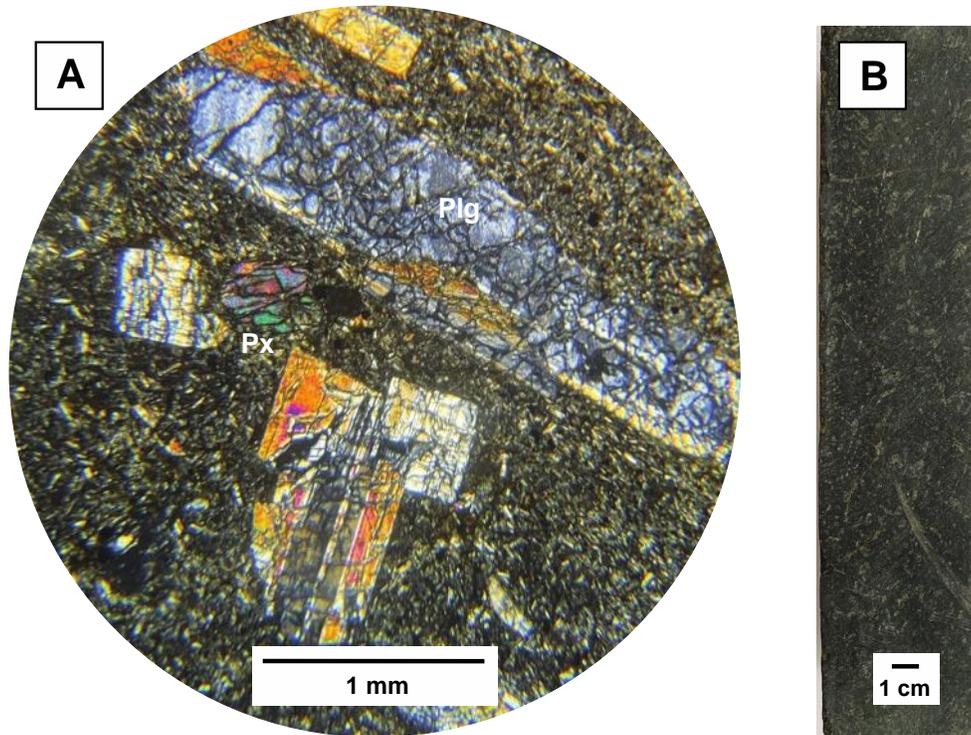


Figura 4.6. Litotipo AMPF. A) lámina delgada, B) muestra de mano. Px (piroxeno).

4.1.7 Litotipo AAMB (Andesite Aphanitic Massive Brown)

Las rocas del litotipo AAMB son de color rojizo, tiene estructura masiva, porosidad muy baja, en muestra de mano se aprecia con una textura afanítica y en sección delgada presenta una textura microlítica (Figura 4.7 B). Según el grado de cristalinidad a este litotipo se lo define como hipocristalino, mientras que por la distribución del tamaño de los cristales se lo denomina inequigranular. Este litotipo está constituido por cristales euhedrales y subhedrales de plagioclasa que son de tamaño medio y minerales opacos envueltos por una matriz conformada por vidrio volcánico alterado y microcristales. En promedio el litotipo AAMB presenta un 2,07 % de cristales y 97,93 % de matriz. En la Figura 4.7 A se puede apreciar microscópicamente el litotipo AAMB, mientras que en la Figura 4.7 B, se observa la apariencia general en muestra de mano.

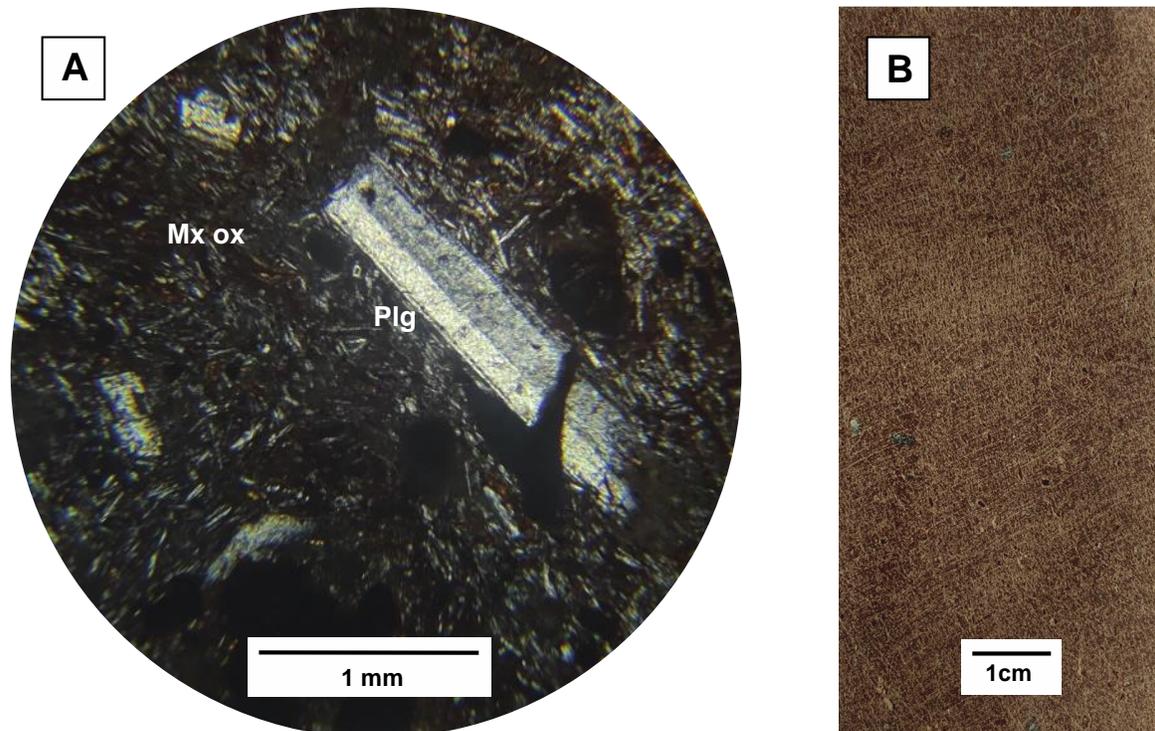


Figura 4.7. Litotipo AAMB. A) lámina delgada, B) muestra de mano. Plg (plagioclasa), Mx ox (matriz alterada).

4.1.8 Litotipo BXMC (Breccia Massive Clast)

El litotipo (BXMC) está conformado por rocas de color verde grisáceo, de estructura masiva, estructura brechoide. Este litotipo está constituido por fragmentos de rocas (clastos) angulares, rodeados de una matriz microcristalina y vítrea. Los fragmentos de rocas tienen una composición intermedia (andesitas). La matriz está constituida por microcristales de plagioclasa y vidrio volcánico. El litotipo BXMP en promedio presenta un 75 % de clastos y un 25% de matriz. En la Figura 4.8 A se puede apreciar microscópicamente el litotipo BXMC, mientras que en la Figura 4.8 B, se observa la apariencia general en muestra de mano.

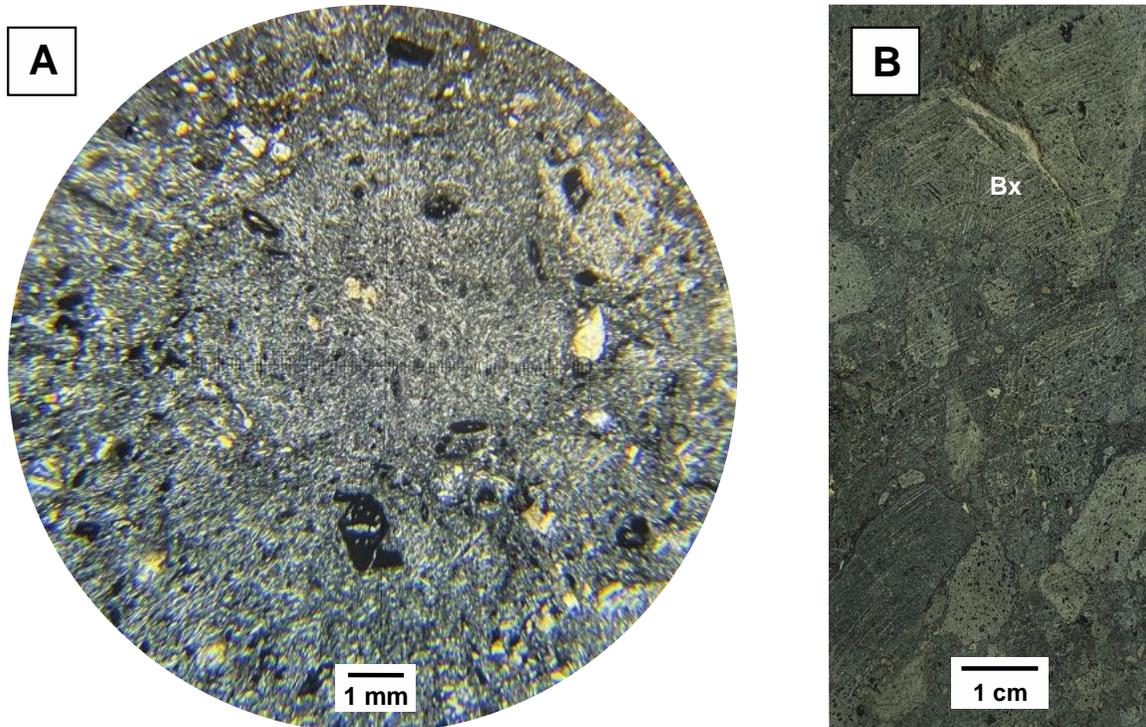


Figura 4.8. Litotipo BXMC. A) lámmina delgada, B) muestra de mano.

Se muestra la composición mineralógica de cada uno de los litotipos en promedio donde se realizó conteo modal de los principales componentes de la roca como: cuarzo, plagioclasa (albita, labradorita y anortita) y feldespato potásico.

Mediante el análisis de composición mineralógica de puede determinar el tipo de roca a la cual pertenece cada litotipo, se utilizó el diagrama ternario QAP en el cual se obtuvo los siguientes resultados:

Los litotipos AMPF, AMMB, AMPM, AMMM, AAMM, AMPS mineralógicamente están constituidos por plagioclasas y minerales máficos como piroxenos y hornblendas, lo cual es característico de rocas volcánicas de composición intermedias (andesitas) (Figura 4.9). Para el litotipo LMPF después del análisis modal se observa que está conformada por plagioclasas, presenta un alto contenido de feldespato potásico y no se observó cuarzo, el diagrama ternario cuarzo-feldespato-plagioclasa corresponde a una Latita. Al ser una clasificación para rocas

volcánicas el litotipo BXMC no puede darse un nombre bajo el análisis en el diagrama QAP, sin embargo por análisis macroscópico se determinó que al tener presencia de clastos en una matriz volcánica se la denominó Brecha volcánica.

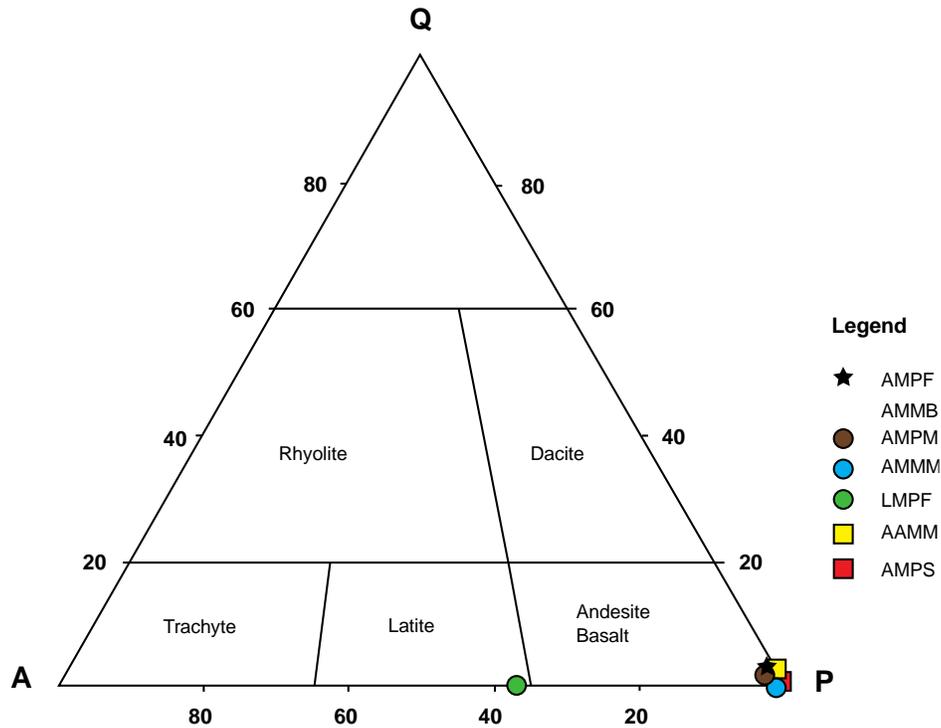


Figura 4.9. Composición mineralógica de los litotipos.

4.2 CARACTERIZACIÓN MECÁNICA

En este apartado se describirán los resultados obtenidos de los ensayos realizados para definir las propiedades mecánicas de los litotipos descritos anteriormente. Se realizaron ensayos de esclerometría y resistencia a la compresión simple.

4.2.1 Esclerometría

En este ensayo se realizaron un total de 15 mediciones de rebote de martillo de Schmidt para cada uno de los afloramientos disponibles en la zona. Las mediciones realizadas en campo se realizaron perpendicular al espécimen rocoso. En la Tabla 4.1, se pueden observar los resultados obtenidos para cada uno de los litotipos estudiados. Los datos sugieren que los litotipos AMMM y AMPS presentan

resistencias superiores a 60 Mpa, los litotipos AMMB y APMP presentan valores entre 55-60 Mpa, el litotipo LMPF presenta valores de 50 Mpa mientras que los litotipos AAMM, AMPF presentan valores menores a 45 Mpa y el litotipo BXMC presenta una valores de hasta 43.90 Mpa.

Tabla 4.1. Esclerometría de los diferentes litotipos.

Lithotype	Average (Mpa)
AAMM	41.8
AMPF	43.6
BXMC	43.90
LMPF	50.1
AMMB	56.7
APMP	54.8
AMMM	65.6
AMPS	67.6

4.2.2 Resistencia a la compresión simple

En el ensayo de resistencia a la compresión simple se analizaron un total de 10 especímenes rocosos. En la Tabla 4.2, se detallan los resultados obtenidos. Se puede observar que los litotipos AMMM y AMPS son los que tienen valores más altos mayores a 80 Mpa, los litotipos AMMB y APMP tienen valores medios entre 40 y 60 Mpa y los litotipos AAMM, AMPF, LMPF son los litotipos que cuentan con valores más bajos de resistencia a la compresión simple, finalmente para el litotipo BXMC presentan valores de hasta 25.90 Mpa..

Tabla 4.2. Resistencia a la compresión simple de los diferentes litotipos.

Lithotype	Uniaxial strength (Kg/cm2)
AAMM	227.9
BXMC	264.06
AMPF	264.26
LMPF	320.88
AMMB	421.94
APMP	591.79

AMMM	899.5
AMPS	982.61

A partir de los datos obtenidos de los diferentes ensayos y análisis en laboratorio como son: composición mineralógica, determinación de la cantidad de fenocristales se procede a realizar una comparación con los resultados de resistencia a través del martillo de Schmidt y resistencia a la compresión simple. Mediante esta comparación se establece una relación entre las propiedades petrográficas y mecánicas de las rocas volcánicas de la zona de estudio.

En la tabla 4.3 se puede apreciar los valores tanto de los ensayos de compresión uniaxial como de las propiedades petrográficas analizadas mediante microscopio y por imagen.

Tabla 4.3. Resistencia a la compresión simple y propiedades petrográficas para cada litotipo.

Litotype	Strength (sclerometer) (Mpa)	Uniaxial strength (Kg/cm2)	Phenocrystal (%)	Matrix (%)	Microfracture (%)	Porosity (%)
AAMM	41.8	227.9	7.45	70.97	10	10
AMPF	43.6	264.26	26.21	73.79	20	10
BXMC *	43.9	264.06	75	25	-	-
LMPF	50.1	320.88	12.48	87.52	15	20
APMP	54.8	591.79	29.03	70.97	0	0
AMMB	56.7	421.94	2.07	97.93	3	3
AMMM	65.6	899.5	2.57	97.43	0	0
AMPS	67.6	982.61	2.92	97.08	0	0
*	Clast					

CAPITULO V: DISCUSIÓN

5.1 DESCRIPCIÓN DE PROPIEDADES MECÁNICAS RELACIONADAS A PROPIEDADES PETROGRÁFICAS

En este apartado se va a detallar la relación que existe entre las propiedades petrográficas de las rocas y los ensayos para determinar la resistencia de estas.

Las propiedades petrográficas más significativas y que se utilizaron para este estudio son: cantidad de fenocristales, porosidad y fracturamiento. Los ensayos para determinar la resistencia de las rocas son: esclerometría y resistencia a la compresión simple.

5.1.1 Esclerometría

En la Figura 5.1, se muestra la relación entre la cantidad de fenocristales y los valores de resistencia obtenidas a través del ensayo con el martillo de Schmidt. Se aprecia, que las rocas que presentan menor cantidad de fenocristales o mayor cantidad de matriz son las rocas que presentan mayor resistencia. El litotipo APMP tiene una resistencia al martillo de Schmidt alta a pesar de tener un alto porcentaje de fenocristales esto debido a que la roca no presenta porosidad (Figura 5.2), en cambio para el litotipo AAMM presenta el caso contrario bajo contenido de fenocristales y baja resistencia al martillo de Schmidt debido a la alteración de los minerales. A pesar de que la composición química en la mayoría de los litotipos descritos anteriormente es intermedia (andesita), se puede observar que los litotipos no tienen la misma resistencia comparando con la cantidad de fenocristales debido a otros factores como porosidad, meteorización, etc.

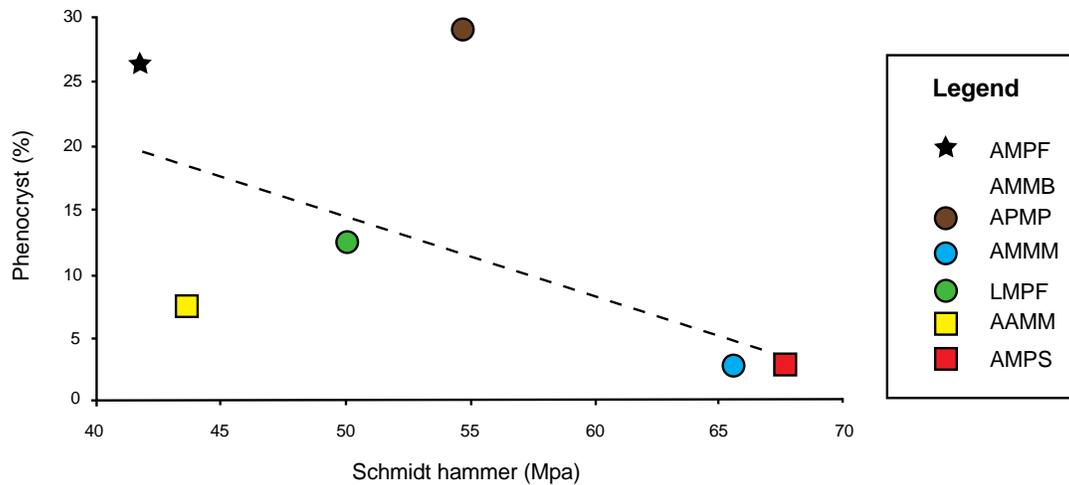


Figura 5.1. Esclerometría VS contenido de fenocristales.

La porosidad también es un factor que influye en la resistencia de las rocas, en la Figura 5.2, se denota que la relación entre la porosidad y la resistencia por el método del martillo de Schmidt es directamente inversa, es decir, mientras mayor sea la cantidad de poros presente en los litotipos menor es el valor de resistencia.

De esta manera, se observa que la presencia de cavidades vacías (poros) o interconexiones de estas puede afectar negativamente la resistencia de las rocas, siendo los litotipos con mayor porosidad los que registran menores resistencias.

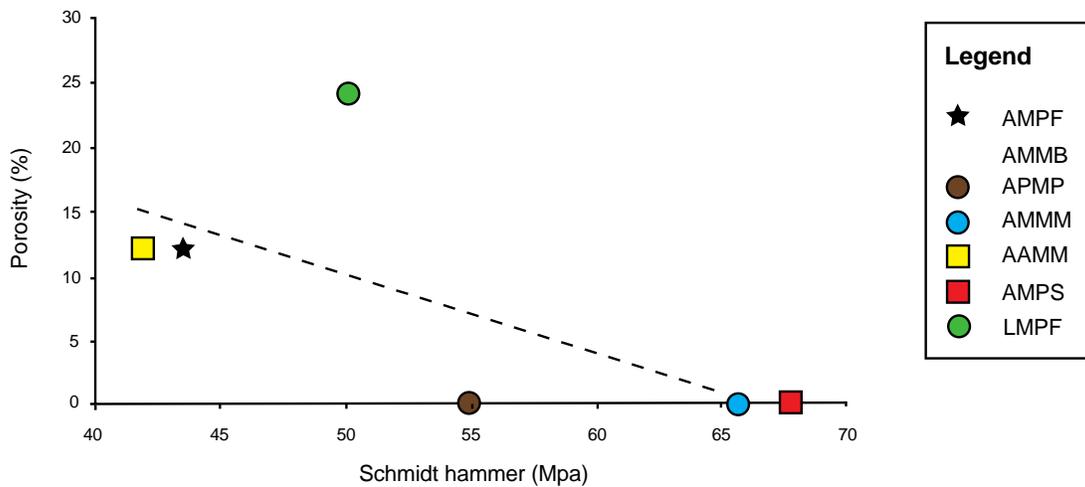


Figura 5.2. Esclerometría VS porosidad.

Las microfracturas presentes en cada uno de los litotipos estudiados tienen una relación directa con los valores obtenidos por el ensayo con el martillo de Schmidt. En la Figura 5.3, se observa que los litotipos que presentan mayor cantidad de microfracturas presentan menor resistencia a la compresión.

Esto se debe a la presencia de microfracturas, lo cual significa que la roca anteriormente estuvo sometida a esfuerzos que han hecho que el espécimen presenta planos débiles, motivo por el cual la resistencia de la roca va a disminuir drásticamente.

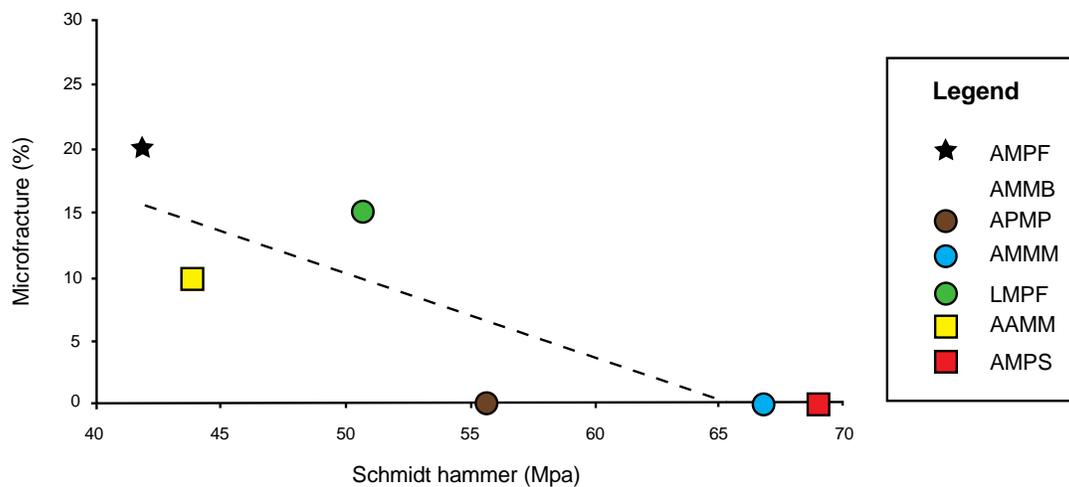


Figura 5.3. Esclerometría VS microfracturamiento.

5.1.2 Resistencia a la compresión simple

En la Figura 5.4, se muestra la relación existente entre el porcentaje de fenocristales y los valores de resistencia de compresión uniaxial, donde se puede apreciar comportamiento similar a los datos obtenidos por la esclerometría. Se observa una tendencia a que los litotipos con mayor porcentaje de fenocristales son los que presentan menores valores de resistencia a la compresión simple.

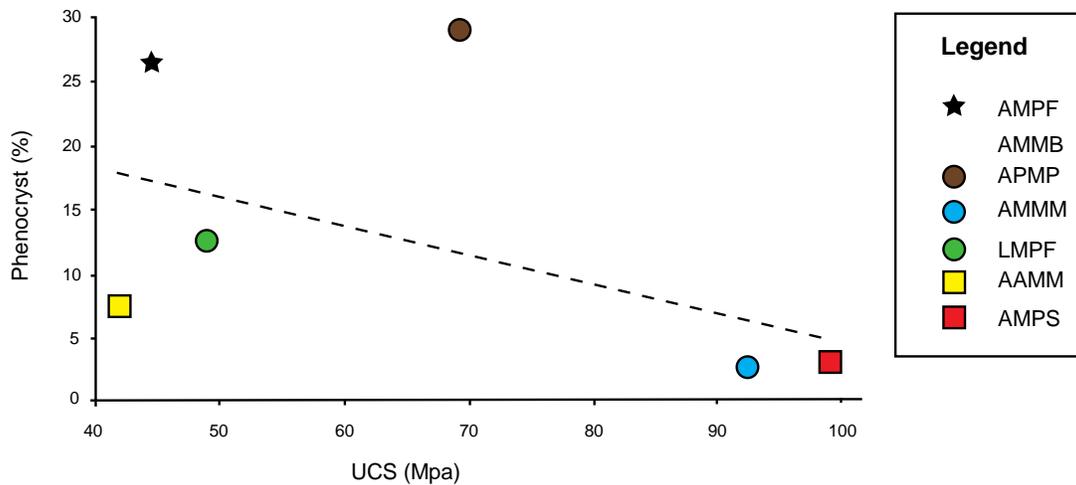


Figura 5.4. Resistencia a la compresión simple VS contenido de fenocristales.

La Figura 5.5, se puede observar la relación que existe entre la porosidad y la resistencia a la compresión uniaxial, donde se determina que a mayor porosidad en un espécimen rocoso menor va a ser la resistencia a la compresión simple.

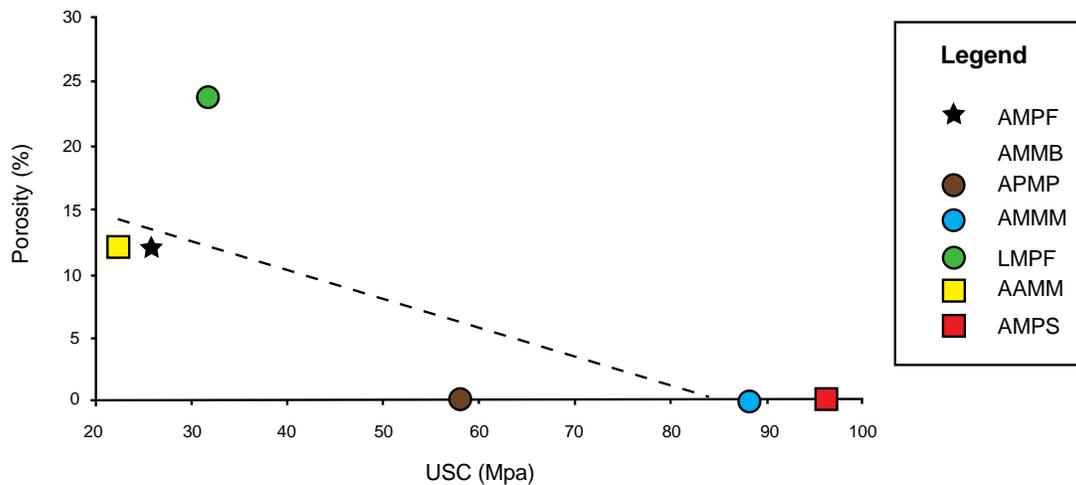


Figura 5.5. Resistencia a la compresión simple VS porosidad.

Las microfrazas presentes en los diferentes litotipos muestran una relación con la resistencia a la compresión uniaxial. En la Figura 5.6, se puede observar que los litotipos con mayor cantidad de microfrazas presentan valores bajos de resistencia a la compresión simple.

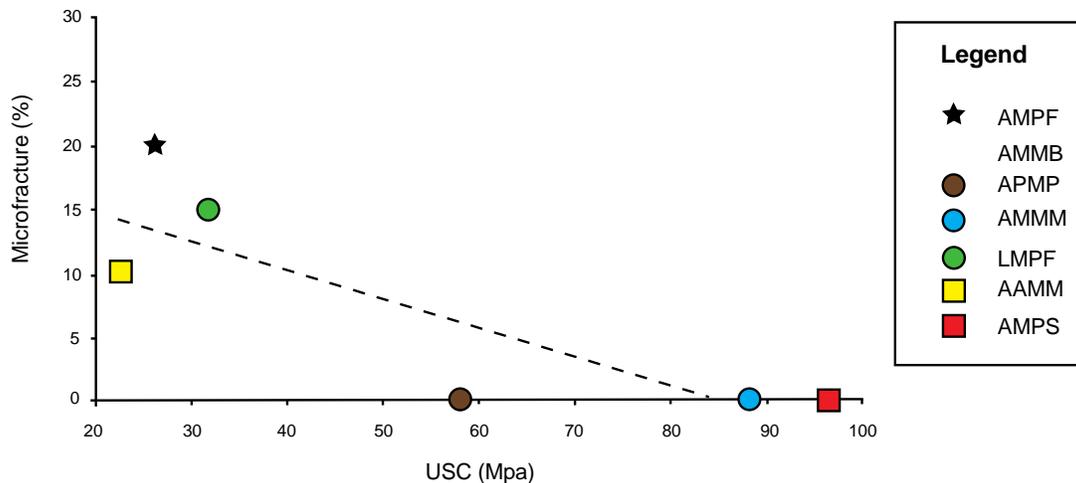


Figura 5.6. Resistencia a la compresión simple VS microfracturamiento.

Una vez que los especímenes rocosos fueron sometidos al ensayo de carga uniaxial, se realizaron láminas delgadas donde se observó si la petrografía influye con el fracturamiento de las rocas.

En la Figura 5,7 A, se puede apreciar que las fracturas principales siempre vienen seguidas de fracturas secundarias, que a su vez estas últimas se presentan de forma paralelas o formando un ángulo de aproximadamente 45 grados (Figura 5.7 F). También se puede constatar que la abertura de la fractura principal siempre es mayor a la de las fracturas secundarias (Figura 5.7 A), se esta manera se concluye que las fracturas de segundo orden se forman con un valor de esfuerzos menor al esfuerzo que forma la fractura principal.

Se observa que el fracturamiento en los especímenes rocosos después de haber sido sometido a esfuerzos, se producen en zonas con mayor debilidad como por ejemplo límites de los cristales (Figura 5.7 C), zonas de deformación (Figura 5.7 D), minerales menos resistentes (Figura 5.7 B), incluso rompiendo matriz (Figura 5.7 E).

La razón por la cual los esfuerzos rompen por los límites del cristal se da debido a que el cristal tiene una dureza alta y una resistencia mayor a la que tiene la matriz.

Pero se puede observar que este comportamiento cambia entre rocas ya que, por ejemplo, las plagioclasas en ciertas rocas han sido fracturadas esto es debido a factores como las propiedades de la matriz que cuenta con presencia alta de poros y por las condiciones del mineral como por ejemplo alteraciones.

Zonas de deformación en el espécimen rocoso también hacen que sea más fácil de romper la roca con menor esfuerzo, esto debido a que la roca ya ha pasado antes por otros procesos físicos como puede ser variaciones de temperatura o presión que hacen que la roca original cambien sus propiedades y que su resistencia disminuya.

Ante la presencia de variedad de minerales de diferente dureza (d), por ejemplo, plagioclasa ($d = 6$) y piroxeno ($d = 5$), el fracturamiento va a ser mayor en los minerales con menor dureza.

La composición de la matriz también juega un rol importante con el fracturamiento de la roca después de haber sido sometido a esfuerzos, se observa que matriz sin presencia de porosidad, sin alteración y deformación nula es más resistente que una matriz con la presencia de los factores mencionados anteriormente.

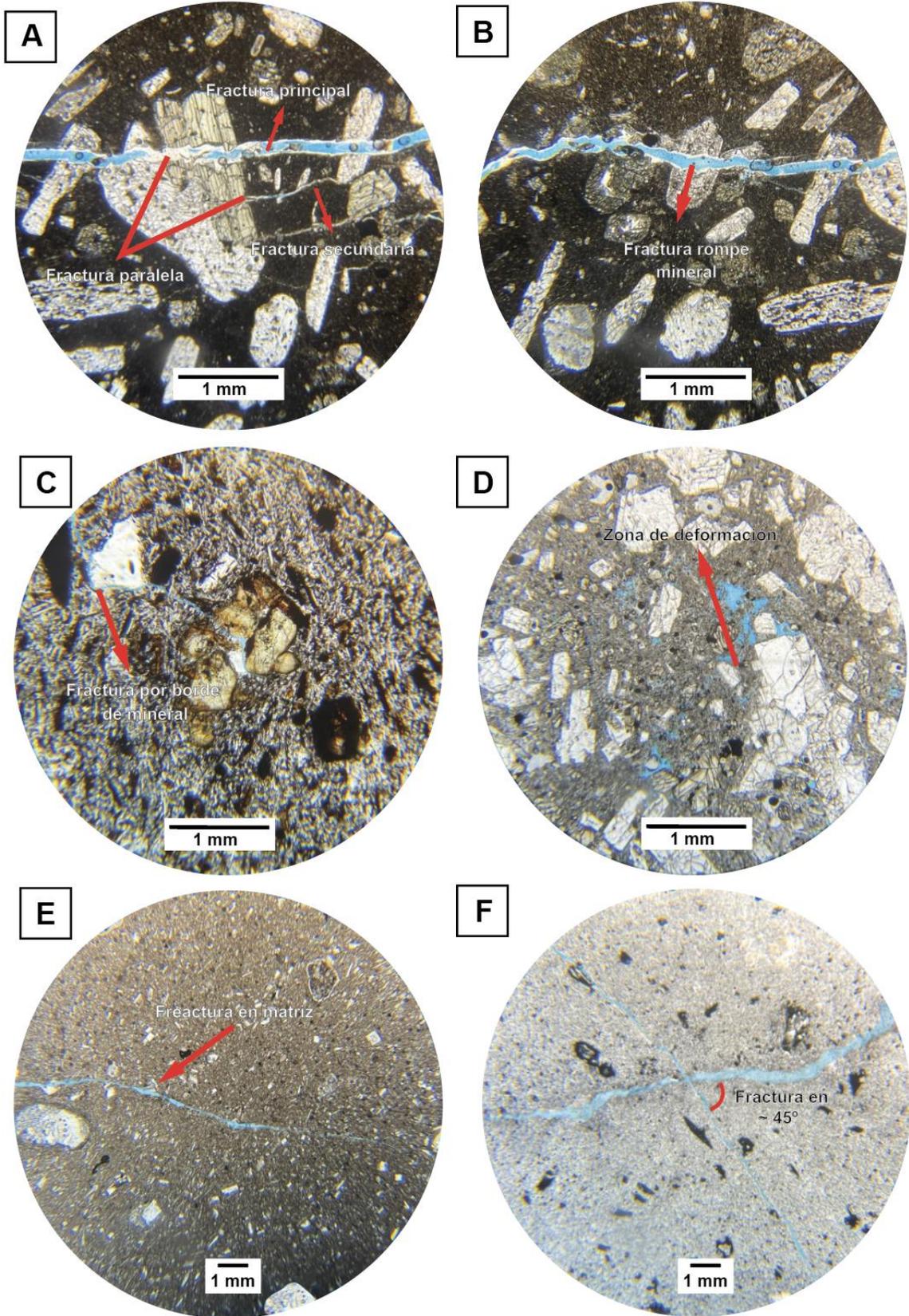


Figura 5.7. Láminas delgadas después de ser sometidos a carga uniaxial.

CAPITULO VI: CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

6.1 CONCLUSIONES

- Se analizaron 10 afloramientos y se definieron un total de 8 litotipos sobre los cuales se aplicaron estudios de geomecánica. Las rocas analizadas se clasificaron como basalitos, andesitas, latitas y brecha volcánica.
- Las propiedades petrográficas de las rocas como la cantidad y composición de los cristales, presencia y composición de la matriz, microfracturamiento, porosidad, estructura y textura, son correlacionables con las propiedades mecánicas de las mismas.
- Las rocas que tienen una mayor cantidad de fenocristales tienen una menor resistencia a la compresión simple, esto debido a que los cristales tienen una dureza menor que la matriz.
- Las rocas con porosidades altas tienen menores valores en resistencia a la compresión simple, debido a que la presencia de poros y la interconexión de estos hacen que la roca sea menos compacta reduciendo drásticamente la resistencia.
- Las rocas con fracturamiento interno poseen menor resistencia al ser sometidas a esfuerzos, debido a que la resistencia primaria de la roca ha disminuido considerablemente conforme ha sido sometida esfuerzos anteriores en procesos tectónicos.
- La resistencia de las rocas disminuye si la roca presenta alteración y oxidación, debido a que los minerales en procesos de alteración tienen menor resistencia que los minerales frescos ya que normalmente al alterarse los minerales destruyen su enlace químico inicial.
- El fracturamiento de las rocas se presentan en las zonas débiles de la roca como puede ser: plano de exfoliación de cristales, composición de la matriz, límites de cristales, zonas de deformación.

6.2 RECOMENDACIONES

- Se recomienda realizar este análisis para rocas volcánicas de diferentes composiciones, para así poder tener datos más concluyentes.
- Para futuros análisis se recomienda realizar los ensayos en rocas frescas, es decir, completamente libres de alteración, para poder realizar correlaciones precisas.

BIBLIOGRAFÍA

- Aerden, D., 2012. Rocas Ígneas.
- Alvarado, A., Audin, L., Nocquet, J.M., Jaillard, E., Mothes, P., Jarrín, P., Segovia, M., Rolandone, F. and Cisneros, D., 2016. Partitioning of oblique convergence in the northern Andes subduction zone: migration history and present-day boundary of the North Andean Sliver in Ecuador, American Geophysical Union, 38 pp.
- Álvarez, D. G., Córdoba, A. L., 2021. Tabla periódica de los elementos químicos asociados a la geología, Revista Iberoamericana de Tecnología en Educación y Educación en tecnología, V 29, 79-85 pp.
- Amanta R., Mapa de microzonificación geotécnico en subsuelo de la parroquia Calderón, Distrito Metropolitano de Quito, a escala 1:65.000. Quito, Ecuador.
- Aucay, L., y Ordoñez, J., 2019. Aplicabilidad del esclerómetro o martillo de Schmidt a la determinación de la resistencia a la compresión simple en rocas. Universidad del Azuay, Cuenca, Ecuador.
- Aydin, A., 2009. ISRM Suggested method for determination of the Schmidt hammer rebound hardness: Revised version. International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences.
- Baldock, J. W., 1982. Geología del Ecuador, Boletín de la Explicación del Mapa Geológico de la República del Ecuador, Esc. 1:1 000 000. Dirección General de Geología y Minas, Ministerio de Recursos Naturales y Energéticos, Quito, 70 pp.
- Barros, J., 2016. Construcción de un nuevo modelo heterogéneo de velocidades sísmicas de ondas P, en la subducción ecuatoriana. Tesis para la obtención del título de master en ciencias de la tierra y gestión del riesgo. Escuela Politécnica Nacional, Quito, Ecuador.
- Benavente, D., Bernabéu, A., Cañaveras, J., 2004. Estudio de propiedades físicas de las rocas. Enseñanzas de las Ciencias de la Tierra, pp. 62-68.

- Bernard, B., & Andrade, D. 2011. Volcanes Cuaternarios del Ecuador continental. Modelo numérico de terreno, Cortesía de Marc Suris (IRD).
- Brady, B. H. G. and Brown, E. T. (1985) Rock Mechanics for Underground Mining, 1st edn. Allen &Unwin: London.
- Borselli, L., 2019. Geotécnia I. Instituto de Geología.
- Calla, J., 2014. Resistencia y deformabilidad de rocas.
- Carvajal , J., Pérez J., De la Rosa ,D y Maqueda., 1985. Propiedades geotécnicas y caracterización mineralógica de la fracción arcillas de los suelos del área urbana de Sevilla. Universidad de Sevilla.
- Caizaluisa, V., Criollo, S., 2015. Caracterización geomecánica del macizo para el plan de cierre y liquidación de las canteras ubicadas en las parroquias de San Antonio de Pichincha ("Fucusucu III") y de Pintag ("Esperanza"). Quito, Ecuador.
- Castillo, H., Angamarca, L., Ojeda, F., Cuenca, D., 2021. Introducción a la petrografía. Atena.
- Castro, A., 1989. Petrografía básica, textura, clasificación y nomenclatura de rocas.
- Clarke, F.W. and Washington, H.S. (1924). The composition of the Earth's crust. *United States Geological Survey, Professional Paper 127: 117.*
- Collot, J.-Y., B. Marcaillou, F. Sage, F. Michaud, W. Agudelo, P. Charvis, D. Graindorge, M.-A. Gutscher, and G. Spence. (2004). Are rupture zone limits of great subduction earthquakes controlled by upper plate structures? Evidence from multichannel seismic reflection data acquired across the northern Ecuador–southwest Colombia margin, *J. Geophys. Res.*, 109, 2004.
- Custodio, E., 1978. Geohidrología de terrenos e islas volcánicas. Instituto de Hidrología, Centro de estudio Hidrográficos. España.
- Espín, P. (2014) Caracterización geológica y litológica de los depósito laháricos de Mera, provincia de Pastaza. Quito, Ecuador.
- Feijoo, E., Padrón, J., 2020. La resistividad de rocas y su relación con la resistencia a compresión simple en mina. Escuela de Ingeniería en Minas, Universidad del Azuay, Ecuador.

- GAD Municipal de Quijos, 2019. Plan de desarrollo y ordenamiento territorial del cantón Quijos.
- Galarza, N., 2014. Ecoturismo en la parroquia Papallacta, cantón Quijos, provincia de Napo, estrategias de sostenibilidad para su consolidación. Disertación de grado previa a la obtención del título de licenciado en Turismo Universidad Católica del Ecuador, Quito, Ecuador.
- Galván, M., Restrepo, I., 2016. Correlación de la resistencia a compresión uniaxial con la humedad y porosidad eficaz de las rocas. Universidad Nacional de Colombia, vol. 183, núm. 188, pp. 9-15.
- Gavis, G., Reynolds, S., Kluth, C., 2011. Structural geology of rocks and regions. USA.
- Gisbert, J., Carrillo, L. (2002). Caracterización y restauración de materiales pétreos. Universidad de Zaragoza.
- González, P. (2008). Textura de los cuerpos ígneos. Asociación Geológica Argentina - Serie B - Didáctica y Complementaria N° 29.
- González, P.D. (2015). Textura de los cuerpos ígneos. Instituto de investigación en Paleobiología y Geología, Universidad Nacional de Río Negro, Argentina.
- González de Vallejo L.I., Ferrer, M., Ortuño, L., Oteo, C., (2002). Ingeniería Geológica, Editorial Pearson Educación, Madrid, ISBN84-205-3104-9.
- Griem, W (2002). Museo virtual, Geología.
- Gutscher, M.A., Malavieille, J., Lallemand, S., Collot, Y. (1999). Tectonic segmentation of the North Andean margin: impact of the Carnegie Ridge collision. Earth and Planetary Science Letters, V 168, pp. 255-270.
- Hall, M., Beate, B. 1991. El volcanismo pliocuaternario en los Andes del Ecuador. Estudios de geografía, Vol. 4, pp. 5-17.
- Hall, M., Mothes, P., Aguilar, J., Bustillos, J., Ramón, P., Eissen, J-P., Monzier, M., Robin, C., Egred, C., Militzer, A y Yepez, H., 2012. Los peligros volcánicos asociados con el Antisana. Serie: Los peligros volcánicos en el Ecuador. Corporación Editora Nacional, IE EPN, IRD. Quito, Ecuador.

- Hernández, J., Orozco, A., Almanza, D., Montoya, J., 2017. Correlation between compressive strength" of concrete cylinders and rebounding with digital sclerometer. INGENIARE, Universidad Libre-Barranquilla, Año 13, No. 22, pp. 59-68.
- Horton, B.K., 2018. Sedimentary record of Andean mountain building. *Earth-Sci. Rev.* 178, 279–309. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2017.11.025>.
- Huang, W.T. (1991). *Petrología*. UTEHA.
- Hughes, R.A., Pilatasig, L.F., 2002. Cretaceous and tertiary block accretion in the Cordillera occidental of the Andes of Ecuador. *Tectonophysics* 345, 29–48.
- Jaillard, E., Ordoñez, M., Benitez, S., Berrones, G., Jiménez, N., Montenegro, G., Zambrano, I., 1995. Basin development in an Accretionary, oceanic-floored fore-arc setting: southern coastal Ecuador during Late Cretaceous-late Eocene time. *AAPG Mem.* 62, 615–631.
- Jaillard, E., Ordoñez, M., Suarez, J., Toro, J., Iza, D., Lugo, W., 2004. Stratigraphy of the Late Cretaceous Paleogene deposits of the cordillera occidental of Central Ecuador: geodynamic implications. *J. S. Am. Earth Sci.* 17, 49–58.
- Jiménez, Y., 2012. Sistemas de clasificación para la caracterización del macizo rocoso. Universidad Gran Colombia.
- Komar, A., 1987. *Building Materials and Components* (11th ed.), MIR publishers, Moscos.
- Lavenu, A., Noblet, C., Bonhomme, M. G., Egüez, A., Dugas, F., & Vivier, G. (1992). New K/Ar age dates of Neogene and Quaternary volcanic rocks from the Ecuadorian Andes: Implications for the relationship between sedimentation, volcanism, and tectonics. *Journal of South American Earth Sciences*, 5(3-4), 309–320.[doi:10.1016/0895-9811\(92\)90028-w](https://doi.org/10.1016/0895-9811(92)90028-w).
- Litherland, M., Aspden, J., Jemielita, R.A., 1994. The metamorphic belts of Ecuador. vol. 11. *British Geological Survey, Overseas Memoir.* 147 pp.

- López, J. P., Bellos, L. I. (2006). Texturas y Estructuras de las Rocas Ígneas: Significado Petrológico e Implicancias en las Condiciones de Formación de las Rocas. Universidad Nacional de Tucumán, Argentina.
- Lonsdale, P., 2005, Creation of the Cocos and Nazca plates by fission of the Farallon plate: Tectonophysics, v. 404, p. 237–264, <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2005.05.011>.
- Lozano, A., sf. Martillo Schmidt (esclerómetro).
- Luzieux, L.D.A., Heller, F., Spikings, F., Vallejo, C.F., Winkler, W., 2006. Origin and Cretaceous tectonic history of the coastal Ecuadorian forearc between 1°N and 3°S: paleomagnetic, radiometric and fossil evidence. Earth Planet. Sci. Lett. 249, 400–414.
- Maitre, R. & Streckeisen, A. & Zanettin, B. & Le Bas, M. & Bonin, Bernard & Bateman, P., 2004. Igneous Rocks: A Classification and Glossary of Terms. pp. 252.
- Maury, V., 1994. Rock failure mechanisms identification: A key for well-bore stability and reservoir behavior problem. Actas de congreso SPE/ISRM "Rock Mechanics in Petroleum Engineering". Pp. 175-182. Eurock94. Balkema Rotterdam.
- Mattox, S. (1990). Minerals, magmas and volcanic rocks. Dakota del Norte. U. S.A.
- Mattox, S.R., & Babb, J.L., 2004, Volcanology for Earth science teachers - A field-oriented course to improve Earth science teaching. Journal of Geoscience Education, v., p. 122-127.
- Michaud, F., Chabert, A., Collot, J. Y., Sallarès, V., Flueh, E. R., Charvis, P., and Bialas, J. 2005. Fields of multi-kilometer scale sub-circular depressions in the Carnegie Ridge sedimentary blanket: Effect of underwater carbonate dissolution? Marine Geology, 216(4), p. 205-219.
- Miller, R.P., 1965. Engineering Classification and Index Properties for Intact Rock. PhD Thesis, University of Illinois, Champaign, IL.
- Monzier, M., Robin, C., Samaniego, P., Hall, M.L., Cotton, J., Mothes, P., Arnaud, N. 1999. Sangay volcano, Ecuador: structural development, present

activity and petrology. *Journal of volcanology and geothermal research*. 90(1-2), pp 49-79.

- Nichols, G., (2009). *Sedimentology and Stratigraphy*. Second edition, Wiley-Blackwell, 129-150.
- Pararas-Carayannis, G. (2012). Potential of tsunami generation along the Colombia/Ecuador subduction margin and the Dolores-Guayaquil megathrust. *Science of Tsunami Hazards*. 31. 209-230.
- Pardo Casas, F., Molnar, P., 1987. Relative motion of the Nazca (Farallón) and de South American Plates since late Cretaceous time. *Tectonics*, 6(3), pp. 233-248.
- Pennington, W., 1981. Subduction of the Eastern Panamá Basin and Seismotectonics of Northwestern South America. *Wisconsin-Madis: JOURNAL OF GEOPHYSICAL RESEARCH*, Vol. 86, Nº B11, pp. 10753-10770.
- Quane, S & Russell, J., 2003. Rock strength as a metric of welding intensity in pyroclastic deposits. *European Journal of Mineralogy*.
- Ramírez, Pedro & Monge, L., 2004. *Mecánica de rocas : fundamentos e ingeniería de taludes*. Red DESIR, Madrid.
- Reynaud, C., Jaillard, E., Lapierre, H., Mamberti, M., Mascle, G., 1999. Oceanic Plateau Island arcs of southwestern Ecuador: their place in the geodynamic evolution of northwestern South America. *Tectonophysics* 307, 235–254.
- Rodríguez, R., 2013. *Parque Nacional de Monfrague: Guía Geológica*. Instituto Geológico y Minero de España (IGME).
- Van Ruitenbeek, F., Van Der Werf, H., Backer, W., Van Der Mer, F., 2004. Extraction of microstructural information for SWIR hyperspectral imagery of rocks specimen. University of Twente.
- Ruiz, G.M.H., Seward, D., Winkler, W., 2004. Detrital thermochronology; a new perspective on hinterland tectonics, an example from the Andean Amazon Basin, Ecuador. *Basin Res.* 16, 413–430.

- Salinas, W., 2018. Análisis de las propiedades geotécnicas de algunas rocas comunes en Chile. Universidad de Chile. Chile.
- Sajid, J., Coggan, M., Arif, J., Andersen, G., Rollinson. (2016). Petrographic features as an effective indicator for the variation in strength of granites Eng. Geol., 202, pp. 44-54.
- Samaniego, P., Rivera, M., Mariño, J., Guillou, H., Liourzou, C., Zerathe, S., Delgado, R., Valderrama, P. (2016). The eruptive chronology of the Ampato-Sabancaya volcanic complex (Southern Peru). Journal of Volcanology and Geothermal Research. Vol. 323, p. 110-128.
- Soto, M., 2005. Texto Universitario de Petrología. Puno, Perú.
- Spikings, R.A., Winkler, W., Seward, D., Handler, R., 2001. Along-strike variations in the thermal and tectonic response of the continental Ecuadorian Andes to the collision with heterogeneous oceanic crust. Earth and Planetary Science Letters 186, 57–73.
- Spikings, R.A., Cochrane, R.S., Villagomez, D., Van der Lelij, D., Vallejo, C., Winkler, W., Beate, B., 2015. The geological history of northwestern South America: from Pangaea to the early collision of the Caribbean large igneous province (290-75 Ma). Gondwana Res. 27, 95–139.
- Streckeisen, A. (1974). Classification and nomenclature of plutonic rocks recommendations of the IUGS subcommission on the systematics of Igneous Rocks. Geologische Rundschau, 63(2), 773–786. doi:10.1007/bf01820841.
- Tandon, R y Gupta, V., 2015. Estimation of strength characteristic of different Himalayan rocks from Schmidt hammer rebound, point load index, and compressional wave velocity, Bulletin of Engineering Geology and the Environment.
- Tapponnier, P. and Brace, W. F. (1976), *Development of stress-induced microcracks in westerly granite*, Int. J. Rock Mech. Min. Sci. 13, 103–112.
- Tigre, M. (2016). Estudio de las características geomecánicas del macizo rocoso en la construcción del túnel Papallacta del proyecto hidroeléctrico Quijos. Ecuador.

- Trenkamp, Robert & Kellogg, James & Freymueller, Jeff & Mora-Paez, Hector. (2002). Wide plate margin deformation, southern Central America and northwestern South America, CASA GPS observations. *Journal of South American Earth Sciences*. 15. 157-171.
- Undül, Amann, F., Aysal, N., Plötze, M. (2013). Micro-textural controlled variations of the geomechanical properties of andesites. *ISRM International Symposium - EUROCK 2013*, July, 357–361. <https://doi.org/10.1201/b15683-60>.
- Undül, Ö. (2016). Assessment of mineralogical and petrographic factors affecting petrophysical properties, strength and cracking processes of volcanic rocks. *Engineering Geology*, 210, 10–22. <https://doi.org/10.1016/j.enggeo.2016.06.001>
- Vallejo, C., Winkler, W., Spikings, R.A., Luzieux, L., Heller, F., Bussy, F., 2009. Mode and timing of terrane accretion in the forearc of the Andes in Ecuador. In: Kay, S.M., Ramos, V.A., Dickinson, W.R. (Eds.), *Backbone of the Americas: Shallow Subduction, Plateau Uplift, and Ridge and Terrane Collision*. vol. 204. Geological Society of America Memoirs, pp. 197–216.
- Vallejo, C., Spikings, R., Horton, B., Luzieux, L., Romero, C., Winkler, W., Thomsen, T., 2019. Late cretaceous to miocene stratigraphy and provenance of the coastal forearc and Western Cordillera of Ecuador: Evidence for accretion of a single oceanic plateau fragment.
- Vallejo, L. I. G., Ferrer, M., Ortuño, L. (2002). *Ingeniería Geológica*.
- Van Hissenhoven Goenaga, R., 2009. Zonas de subducción y vulcanismo asociado en el nororiente de Suramérica, *Épsilon*: No. 13 , Article 8.
- Vazquez, P., Sánchez-Delgado, N., Carrizo, L., Thomachot-Schneider, C., Alonso, F. J. (2018). Statistical approach of the influence of petrography in mechanical properties and durability of granitic stones. *Environmental* <https://doi.org/10.1007/s12665-018-7475-6>.
- Yardley, B. W., MacKenzie, W. S., & Guilford, C. (1997). *Atlas de rocas metamórficas y sus texturas*. Masson.

ANEXOS

Anexo 1. Datos obtenidos en el ensayo de compresión simple.

SUPERFICIE DE ROCA FALLADA	PESO	h	B1s	B1m	B1l	B2s	B2m	B2l	AREA	PESO UNITARIO	CARGA MAXIMA	RESISTENCIA A LA COMPRESION SIMPLE	RESISTENCIA A LA COMPRESION SIMPLE CORREGIDA POR ESBELTEZ	Litotipo
%	gr	cm	cm	cm	cm	cm	cm	cm	cm ²	g/cm ³	KN	Kg/cm ²	Kg/cm ²	
0	688.34	10.54	5.14	5.17	5.19	4.90	4.99	4.83	25.57	2.554	66.88	320.88	NO AMERITA	LMPF
0	774.92	10.62	5.2	5.26	5.26	5.26	5.23	5.17	27.43	2.660	159.20	591.79	NO AMERITA	APMP
0	699.29	10.56	5.16	5.17	5.15	5.17	5.13	5.07	26.48	2.501	255.16	982.61	NO AMERITA	AMPS
0	641.31	9.55	5.36	5.31	5.28	5.32	5.31	5.30	28.21	2.380	135.92	491.24	484.68	AMMB
0	742.49	10.46	5.29	5.24	5.17	5.12	5.16	5.20	27.02	2.627	238.36	899.50	NO AMERITA	AMMM
0	682.2	10.54	5.19	5.19	5.15	5.17	5.13	5.07	26.57	2.436	83.62	320.88	NO AMERITA	LMPF
0	764.05	10.29	5.33	5.30	5.30	5.14	5.13	5.06	27.16	2.734	70.39	264.26	263.28	AMPF
0	669.05	10.36	5.21	5.19	5.18	5.10	5.08	4.99	26.31	2.454	68.14	264.06	NO AMERITA	BXMC

Anexo 2. Datos obtenidos en el ensayo por esclerómetro, microfracturas y porosidad obtenidos en análisis microscópico.

Litotype	Simple compressive strength (sclerometer)	Microfracture	Porosity
	Mpa	%	%
AAMM	41.8	10	10
AMPF	43.6	20	10
LMPF	43.90	15	20
BXMC	50.1	NO	NO
AMMM	56.7	0	0
AMPS	54.8	0	0
APMP	65.6	0	0
AMMB	67.6	3	3