

# **ESCUELA POLITÉCNICA NACIONAL**

**FACULTAD DE INGENIERÍA EN GEOLOGÍA Y  
PETRÓLEOS**

**ANÁLISIS ESTRATIGRÁFICO, PROCEDENCIA Y  
CARACTERIZACIÓN DE FACIES CORRESPONDIENTES A  
LOS DEPOSITOS SEDIMENTARIOS DE LA FORMACIÓN  
SAN MATEO DE LA CUENCA DE MANABÍ**

**ANÁLISIS DE PROCEDENCIA, ESTRATIGRAFÍA Y DISTRIBUCIÓN  
DE LA FM. SAN MATEO**

**TRABAJO DE INTEGRACIÓN CURRICULAR PRESENTADO COMO  
REQUISITO PARA LA OBTENCIÓN DEL TÍTULO DE INGENIERO GEÓLOGO**

**BRYAN STEVEEN GONZÁLEZ RAMÍREZ**

[bryan.gonzalez.sr@outlook.es](mailto:bryan.gonzalez.sr@outlook.es)

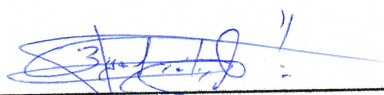
**DIRECTOR: PhD. Pedro Santiago Reyes Benítez**

[pedro.reyes@epn.edu.ec](mailto:pedro.reyes@epn.edu.ec)

**Quito, Marzo 2023**

## CERTIFICACIONES

Yo, BRYAN STEVEEN GONZÁLEZ RAMÍREZ declaro que el trabajo de integración curricular aquí descrito es de mi autoría; que no ha sido previamente presentado para ningún grado o calificación profesional; y, que he consultado las referencias bibliográficas que se incluyen en este documento.



**BRYAN STEVEEN GONZÁLEZ RAMÍREZ**

Certifico que el presente trabajo de integración curricular fue desarrollado por BRYAN STEVEEN GONZÁLEZ RAMÍREZ, bajo mi supervisión.



**PhD. PEDRO SANTIAGO REYES BENÍTEZ**  
**DIRECTOR**

## **DECLARACIÓN DE AUTORÍA**

A través de la presente declaración, afirmamos que el trabajo de integración curricular aquí descrito, así como el (los) producto(s) resultante(s) del mismo, son públicos y estarán a disposición de la comunidad a través del repositorio institucional de la Escuela Politécnica Nacional; sin embargo, la titularidad de los derechos patrimoniales nos corresponde a los autores que hemos contribuido en el desarrollo del presente trabajo; observando para el efecto las disposiciones establecidas por el órgano competente en propiedad intelectual, la normativa interna y demás normas.

BRYAN STEVEEN GONZÁLEZ RAMÍREZ

PEDRO SANTIAGO REYES BENÍTEZ

## DEDICATORIA

*A mi familia:*

*A Angel H. González*

*A Nancy V. Ramírez*

## AGRADECIMIENTO

En primer lugar, y sobre todo, agradezco a mí ser supremo, omnipotente, omnipresente y omnisciente que guía mi diario caminar desde el principio hasta el cuándo el así lo decida.

A mi padre Angel González y a mi madre Nancy Ramírez por brindarme el soporte y el apoyo durante toda mi vida.

A mi tutor, profesor y amigo; PhD. Pedro Reyes, por ser un gran ser humano, por sus consejos y ayuda durante esta estancia Universitaria, que se me inclinó por iniciar este proyecto de investigación.

A la PhD. Sandra Procel, por buscar opciones que permitan aprender lo más sutil, por sus consejos, por su ayuda y tiempo.

A la Dra. Ana Cabero, por la predisposición que siempre mostró desde su parte como profesora y subdecana.

Al Ing. Stalin Pilatasig, por apoyo, ayuda y guía para poder culminar este proyecto.

A todos y a cada uno de los profesores que he podido compartir en las aulas de la facultad y han podido brindarme sus valiosos conocimientos en pos del crecimiento como profesional.

A mis compañeros y amigos que fuimos construyendo en este camino universitario una gran amistad: Diego H., Paola P., Carlos Q., Tatiana E. y Cristhian Ch.

A todos mis compañeros y amigos de ideología política y social: "Sin conciencia social no existirá cambio alguno, parte de Los Nadies".

A mi compañero y mejor amigo de mil y un batallas "Kempachi".

# ÍNDICE DE CONTENIDO

<b>CERTIFICACIONES</b> .....	<b>I</b>
<b>DECLARACIÓN DE AUTORÍA</b> .....	<b>II</b>
<b>DEDICATORIA</b> .....	<b>III</b>
<b>AGRADECIMIENTO</b> .....	<b>IV</b>
<b>ÍNDICE DE FIGURAS</b> .....	<b>VI</b>
<b>ÍNDICE DE TABLAS</b> .....	<b>VII</b>
<b>RESUMEN</b> .....	<b>VIII</b>
<b>ABSTRACT</b> .....	<b>IX</b>
<b>1. INTRODUCCIÓN</b> .....	<b>1</b>
1.1. Objetivo General .....	2
1.2. Objetivos Específicos .....	2
1.3. Alcance .....	2
1.4. Área de estudio .....	2
1.5. Marco teórico .....	4
1.5.1. Geología.....	4
1.5.1.1. Geodinámica actual .....	4
1.5.1.2 Geología regional.....	5
1.5.1.3. Geología local.....	12
1.5.2. Análisis de procedencia.....	17
1.5.2.1. Definición de minerales pesados .....	17
1.5.2.2. Índice ZTR .....	18
1.5.2.3. Características morfológicas .....	18
1.5.2.4. Clasificación según las fuentes .....	20
<b>2. METODOLOGÍA</b> .....	<b>24</b>
2.1. Metodología de trabajo de campo .....	24
2.2. Metodología de laboratorio .....	25
<b>3. RESULTADOS</b> .....	<b>32</b>
3.1. Resultados.....	32
3.1.1. Correlaciones estratigráficas .....	32
3.1.2. Análisis de procedencia.....	40
3.1.3. Mapa Geológico .....	42
<b>4. CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES</b> .....	<b>43</b>
4.1. Conclusiones .....	43
4.2. Recomendaciones .....	45
<b>5. REFERENCIA BIBLIOGRÁFICAS</b> .....	<b>46</b>
<b>6. ANEXOS</b> .....	<b>53</b>
.....	<b>53</b>

## ÍNDICE DE FIGURAS

<b>Figura 1.</b> Mapa de ubicación de la zona de afloramientos, los cuadrados de color azul indican las muestras recolectadas y su ubicación se puede apreciar en el anexo II. ....	3
<b>Figura 2.</b> Mapa de elevación de la zona de colisión entre Carnegie Ridge y el margen de Ecuador (de (Michaud et al., 2009) ; tamaño de la celda de la cuadrícula = 150 m). Mar adentro, la isobata de 2500 m en negro delimita la dorsal Carnegie. Tierra adentro, el isocontorno en negro demarca la topografía hasta 200 m, y el isocontorno en rojo demarca la topografía hasta 400 m. Las estrellas son localizaciones de epicentros de grandes terremotos de subducción (de (Nocquet et al., 2017)). En la esquina izquierda: Marco geodinámico donde el movimiento de la placa de Nazca relacionado con el continente sudamericano procede de (Trenkamp et al., 2002), las líneas negras discontinuas representan el Norte límite Plata Andina, y el rectángulo negro indica el área estudiada. Tomado de (Brichau et al., 2021). ....	5
<b>Figura 3.</b> Morfología de los granos de circón vistos al microscopio. Obsérvense los granos euhedrales, que indican granos más jóvenes o un tiempo limitado en un sistema de transporte de sedimentos, y los granos bien redondeados, que indican un tiempo prolongado en un sistema de transporte (Pilatasig, 2020). ....	19
<b>Figura 4.</b> Los dos gráficos se han modificado a partir de (Dickinson & Suczek, 1979; Dickinson, 1988). ....	20
<b>Figura 5.</b> Sedimento terrígeno derivado del cratón. Cifras modificadas a partir de (Dickinson & Suczek, 1979 Fig.5; Dickinson, 1988). ....	21
<b>Figura 6.</b> Sedimentos procedentes de orógenos colisionales. Cifras modificadas a partir de (Dickinson & Suczek, 1979 Fig. 7; Dickinson, 1988). ....	22
<b>Figura 7.</b> Sedimentos derivados de arcos magmáticos. Providencia de arco magmático activo con ante arco, trinchera y volcánicos de arco disecados y no disecados. Un terreno disecado expondrá rocas plutónicas y metamórficas más profundas y félsicas. Figuras modificadas a partir de (Dickinson & Suczek, 1979 Fig. 6; Dickinson, 1988). ....	23
<b>Figura 8.</b> Muestras recolectadas de diferentes afloramientos. ....	25
<b>Figura 9.</b> Secuencia alfabética a seguir para desarrollar la metodología (primera etapa): <b>A.</b> Clasificación de muestras tomadas en campo <b>B.</b> Máquina utilizada para el corte de rocas <b>C.</b> Máquina manual pulidora <b>D.</b> Resina Epoxy <b>E.</b> Chips realizados de muestras de rocas y sedimentos <b>F.</b> Máquina de impregnación <b>G.</b> Cortadora y Pulidora con motor de vacío para dejar el chip de 1mm de grosor <b>H.</b> Polvo de carburo de silíceo mezclado con agua sobre un vidrio. ....	26
<b>Figura 10.</b> Microscopio Petrográfico con cámara montada. ....	27
<b>Figura 11.</b> Secuencia alfabética a seguir para desarrollar la metodología (segunda etapa): <b>A.</b> Láminas delgadas <b>B.</b> Trituradora mecánica de mandíbulas <b>C.</b> Tamizado <b>D.</b> Limpieza de tamices <b>E.</b> Ácido clorhídrico al 37% <b>F.</b> Ataque con Ácido clorhídrico mezclado con agua en vasos de precipitación <b>G.</b> Muestras secas <b>H.</b> Muestras que permanecieron en el horno sin carbonatos. ....	29
<b>Figura 12.</b> Secuencia alfabética a seguir para desarrollar la metodología (tercera etapa). <b>A.</b> Máquina de separación Frantz <b>B.</b> Ácido nítrico <b>C.</b> Horno <b>D.</b> Separación de minerales mediante líquidos pesados usando peras de separación <b>E.</b> Análisis modal en el binocular <b>F.</b> Polvo de piperina para la elaboración de la lámina delgada. ....	31
<b>Figura 13.</b> Afloramiento observado en una Cantera UTM (550407.04/9882599.64), donde se realizó la columna estratigráfica. ....	32
<b>Figura 14.</b> Afloramiento observado en La Pila UTM (453459.4/9877136.4), donde se realizó la columna estratigráfica. ....	33

<b>Figura 15.</b> Afloramiento observado en Puerto Cayo UTM (529079/9849099), donde se realizó la columna estratigráfica.....	34
<b>Figura 16.</b> Afloramiento observado en Machalilla UTM (526203.1/9838468), donde se realizó la columna estratigráfica.....	35
<b>Figura 17.</b> Afloramiento observado en Salango UTM (516491/9822988), donde se realizó la columna estratigráfica.....	36
<b>Figura 18.</b> Correlaciones estratigráficas entre 5 diferentes afloramientos. ....	37
<b>Figura 19.</b> Columna generalizada de las “Formaciones Piñón, Calentura, Cayo, San Eduardo y San Mateo”.....	39
<b>Figura 20.</b> Análisis de minerales pesados. Modificado de (Pilatasig, 2020).....	41
<b>Figura 21.</b> Mapa geológico realizado en base a los datos obtenidos. Modificado de (Reyes & Michaud, 2012). ....	42

## ÍNDICE DE TABLAS

<b>Tabla 1.</b> Asociación de minerales pesados y su área fuente. Tomado de (Okon & Essien, 2015) .....	19
<b>Tabla 2.</b> Información de láminas escogidas.....	25
<b>Tabla 3.</b> Tabla de concentraciones de politungstato de sodio y agua destilada. Tomado de: .....	31
<b>Tabla 4.</b> Información de las 59 muestras tomadas en campo.....	54



## RESUMEN

El presente trabajo geológico se llevó a cabo en la Provincia de Manabí y la zona noroccidente de la Provincia de Santa Elena, específicamente en la zona más Occidental de la Costa. Se centró el estudio en realizar el análisis de procedencia mediante minerales pesados y el levantamiento de columnas estratigráficas con el objetivo de elaborar un mapa geológico a escala 1:500000. Estratigráficamente donde se llevó a cabo el trabajo de campo conforma el basamento de la costa ecuatoriana denominado Formación Piñón de composición Ígnea con edad Cretácica, superpuesta por turbiditas volcanoclásticas de la Formación Cayo de edad cretácica tardía que pasa lateralmente a turbiditas volcanoclásticas, flows basálticos, lechos de ceniza de la Formación San Lorenzo se extiende hasta el Paleoceno temprano, estas dos últimas formaciones se depositaron antes o durante la acreción de los terrenos oceánicos (Hernández et al., 2020). Mientras se desarrollaba la acreción de terrenos, la sedimentación del suroeste de Ecuador estuvo marcada por conglomerados y turbiditas gruesas del Paleoceno de la Formación Azúcar, el período post-acrecimiento incluye sedimentos del Eoceno temprano representados por las secuencias calcáreas de la Formaciones San Eduardo, Ostiones y Santiago, que sobreponen inconformemente a las Formaciones más antiguas, a esta sedimentación le siguió la secuencia clástica regional depositada durante el Eoceno temprano y medio representada por el Grupo Ancón, el Zapallo y la Formación San Mateo que son equivalentes laterales entre sí (Benítez, 1995). La sedimentación empezó con la deposición de las formaciones Zapotal, Playa Rica y Pambill, tras un hiato en el límite Oligoceno-Mioceno la sedimentación siguió durante el Mioceno temprano con la deposición pelítica del Grupo Tosagua (Formaciones Dos Bocas, Viche y Villingota) seguido por un hiato en la parte superior del mismo, las areniscas marinas de la Formación Angostura se depositaron durante el Mioceno medio para finalmente en el Mioceno tardío la secuencia pelítica de la Formación Ónzole se superpuso a la formación Angostura en contacto transicional (Reyes, 2013).

**PALABRAS CLAVE:** Procedencia, Estratigrafía, Formación Piñón, Formación San Mateo.

## ABSTRACT

The present geological work was carried out in the Province of Manabi and the northwestern part of the Province of Santa Elena, specifically in the westernmost part of the coast. The study was focused on the analysis of provenance by means of heavy minerals and the survey of stratigraphic columns with the objective of elaborating a geological map at a scale of 1:500000. Stratigraphically where the field work was carried out, it conforms the basement of the Ecuadorian coast called Piñon Formation of igneous composition with Cretaceous age, overlain by volcanoclastic turbidites of the Cayo Formation of late Cretaceous age that laterally passes to volcanoclastic turbidites, basaltic flows, ash beds of the San Lorenzo Formation extending into the early Paleocene, the latter two formations were deposited before or during the accretion of the oceanic terrains (Hernández et al. , 2020). While land accretion was taking place, the sedimentation of southwestern Ecuador was marked by thick Paleocene conglomerates and turbidites of the Azucar Formation, the post-accretion period includes early Eocene sediments represented by the calcareous sequences of the San Eduardo Formation, Ostiones and Santiago Formations, which unconformably overlie the older Formations, this sedimentation was followed by the regional clastic sequence deposited during the early and middle Eocene represented by the Ancon Group, the Zapallo and the San Mateo Formation which are laterally equivalent to each other (Benítez, 1995). Sedimentation began with the deposition of the Zapotal, Playa Rica and Pambill formations, after a hiatus at the Oligocene-Miocene boundary sedimentation continued during the early Miocene with pelitic deposition of the Tosagua Group (Dos Bocas, Viche and Villingota formations), Viche and Villingota Formations) followed by a hiatus in the upper part of the same, the marine sandstones of the Angostura Formation were deposited during the middle Miocene to finally in the late Miocene the pelitic sequence of the Ónzole Formation overlapped the Angostura Formation in transitional contact (Reyes, 2013).

**KEYWORDS:** Provenance, Stratigraphy, Piñón Formation, San Mateo Formation.

# 1. INTRODUCCIÓN

El Ecuador continental se encuentra en el noroeste de Sudamérica, entre latitudes 1°N y 4°S específicamente. Se encuentra dividido geográficamente en tres regiones: Costa, Sierra y Oriente yendo en sentido de oeste a este con respecto al continente. Esta parte se ha creado por la acreción de terrenos oceánicos al margen continental durante el Cretácico (É. Jaillard et al., 1995a), también eventos tectónicos extensionales y compresivos durante el Eoceno-Pleistoceno han desarrollado la Región Costera. Así como, la subducción entre las placas de Nazca y Sudamérica define la configuración de la zona de ante arco de Ecuador a este proceso se asocia características regionales como altos estructurales, fallas y subsidencias que dieron como resultado la creación de las actuales cuencas de pre cordillera. Las principales cuencas de norte a sur son: Borbón, Manta-Jama, Manabí y Progreso, siendo la última las más estudiada por razones económicas de exploración y explotación de yacimientos petrolíferos.

La cuenca de Manabí está ubicada entre las latitudes 0°N y 2°S con orientación NNE-SSW y su entorno geológico se relaciona con zonas de ante arco, las cuales son esenciales por su posible potencial hidrocarburífero. Ha sido poco estudiada debido a su complejidad, uno de los factores está relacionado con su composición de depósitos jóvenes del Cuaternario y Mioceno. Sin embargo, Benitez (1995) hizo estudios sobre la litoestratigrafía de la cuenca por medio de datos sísmicos. El desarrollo tectónico de la cuenca de Manabí considera tres fases geológicas diferentes: i) conformación del basamento Cretácico con presencia de eventos de deformación, ii) inicio de las formaciones sedimentarias de la cuenca de ante arco durante el Eoceno medio y tardío que causó cambios drásticos en la configuración del ante arco debido al proceso de extensión, iii) la fuerte subsidencia desarrollada durante la edad de Neógeno aumentó el grosor del relleno sedimentario y la subsiguiente subducción de Carnegie Ridge que desencadenó en la inversión de la cuenca de Manabí (Catata, 2020).

Los resultados del trabajo de campo realizado y la posterior etapa de laboratorio, constituyen herramientas importantes para la consecución del objetivo con el fin de complementar y proponer nuevos estudios referentes a la zona.

## **1.1. Objetivo General**

Análisis de procedencia, estratigrafía y distribución de la Fm. San Mateo

## **1.2. Objetivos Específicos**

- Realizar el análisis de procedencia, mediante la separación de minerales pesados de los depósitos sedimentarios de la cuenca de Manabí.
- Establecer correlaciones estratigráficas mediante levantamiento de columnas estratigráficas y análisis de procedencia.
- Elaborar el mapa geológico en base a todos los análisis realizados en este trabajo en conjunto con la información bibliográfica.

## **1.3. Alcance**

El presente trabajo se desarrolló como parte del proyecto de investigación PIGR-19-14: "Tectonoestratigrafía y Procesos Hidrogeológicos asociados a los sistemas de Falla de Colonche, Jipijapa y Jama en la región costera del Ecuador". Para alcanzar los objetivos planteados se realizará trabajo de campo que involucra la recolección de muestras, caracterización de litologías, levantamiento de columnas estratigráficas, elaboración de láminas delgadas, trituración de muestras, tamizado, separación de minerales. Estas actividades nos permitirán realizar el análisis de procedencia y elaborar un mapa geológico de la zona de estudio.

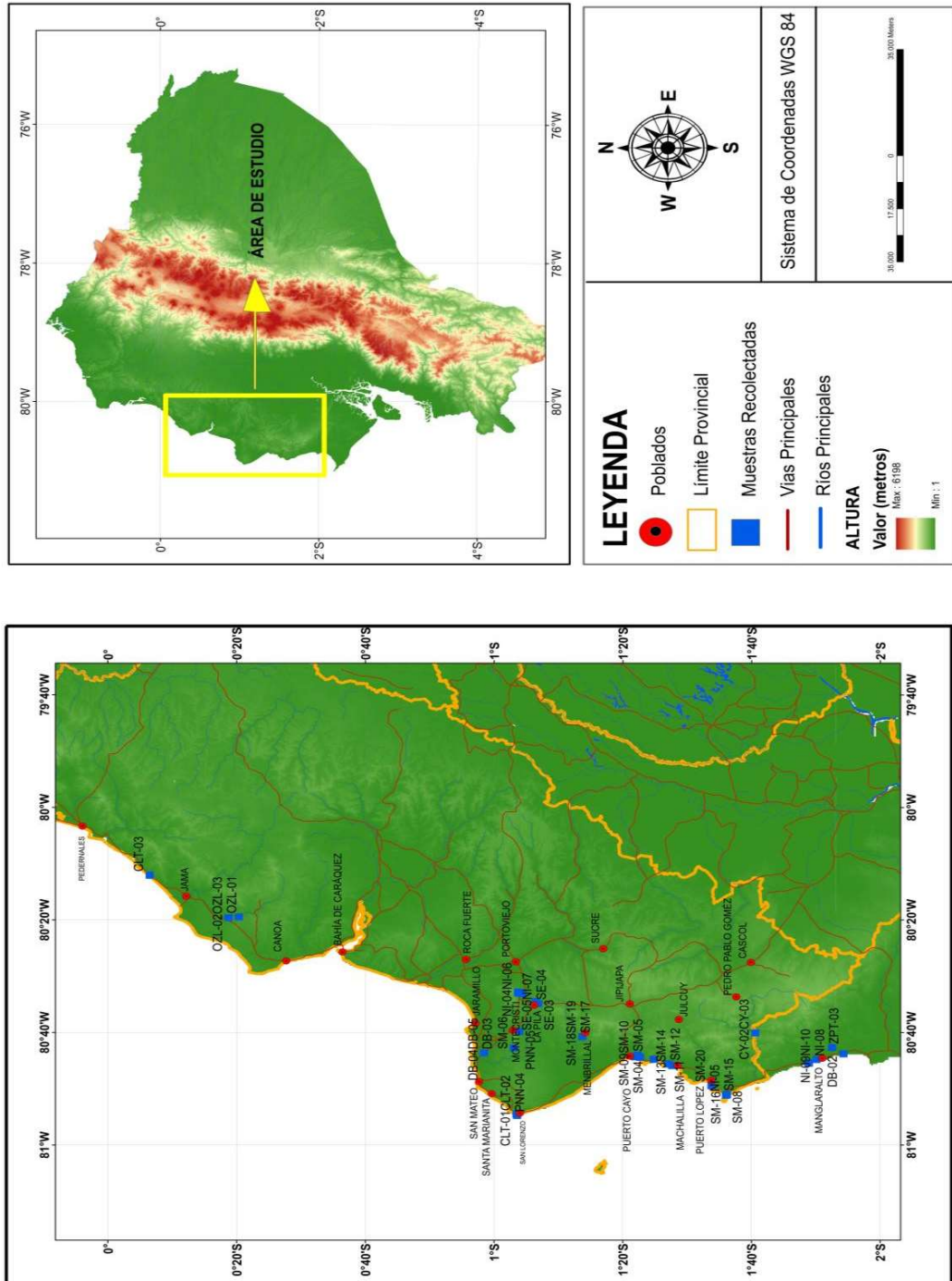
El levantamiento bibliográfico se hizo en base a las necesidades presentadas a lo largo del proyecto, que en su mayoría consta con información extraída de artículos científicos (Mourier et al., 1988; Litherland, 1994; Benitez, 1995; Reynaud et al., 1999; Luzieux et al., 2006; Vallejo et al., 2009; Michaud et al., 2009; Collot et al., 2009; Reyes, 2013; Alvarado et al., 2016; Yepes et al., 2016; Reyes et al., 2018; Gutiérrez et al., 2019; Vallejo et al., 2020; Hernández et al., 2020; Brichau et al., 2021; Alemán et al., 2021).

Se tuvieron 2 salidas de campo en donde se visitaron varios afloramientos estableciendo la formación y posible ambiente geodinámico, obteniendo como resultado 59 puntos con recolección de muestra para su posterior análisis en el laboratorio.

## **1.4. Área de estudio**

El área correspondiente al trabajo realizado se centra en la Provincia de Manabí y la zona noroccidente de la Provincia de Santa Elena, específicamente colinda al Norte con

el cantón Pedernales, al Sur Ayungue, al Oeste la playa de San Lorenzo y al Este el cantón Portoviejo (*Ver Figura 1*).



**Figura 1.** Mapa de ubicación de la zona de afloramientos, los cuadrados de color azul indican las muestras recolectadas y su ubicación se puede apreciar en el anexo II.

## 1.5. Marco teórico

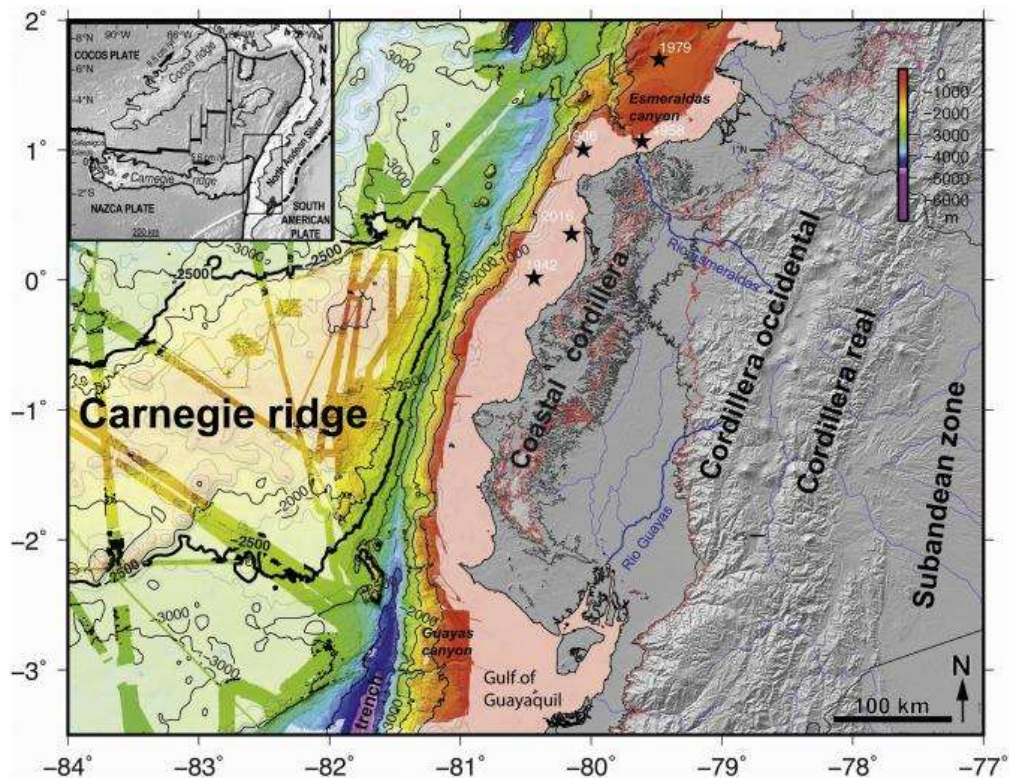
### 1.5.1. Geología

#### 1.5.1.1. Geodinámica actual

El Ecuador geográficamente se encuentra al noreste de América del sur entre 1°N y 4°S de latitud, posicionado por un efecto de subducción que se hace 190 millones de años (Ma) interacción fundamental en la configuración morfológica y generación estructural actual junto con la actividad sísmica y volcánica (Alvarado et al., 2016). En principios del Mioceno la subducción de la placa oceánica de Nazca bajo la placa continental Sudamericana a lo largo de la fosa que es el límite continental de Ecuador dio lugar al proceso geodinámico más importante, antes de estabilizarse en el mioceno tardío. La subducción de la placa de Nazca tiene una dirección de convergencia N83°E y la velocidad 56 mm/año (Kendrick et al., 2003). Actualmente hay dos elementos topográficos que dificultan la penetración de la placa de Nazca debajo del continente: a) la dorsal sísmica de Carnegie de ~200 km de ancho y 2000m de altura, y b) la dorsal de Grijalva pasando ~500m al norte, la relación entre la placa de Nazca más joven que 25 Ma al norte y la placa de Farallón más antigua que 32 Ma al sur nos da el contraste de densidad, el cual está relacionado con una diferencia de hasta 9Ma en edad de la corteza oceánica a causa de la última fisión de la placa de Farallón aproximadamente hace 23 Ma que nos dio como resultado a principios del Mioceno las placas de Nazca y Cocos (HEY, 1977; LONSDALE & KLITGORD, 1978; Lonsdale, 2005) (**Ver Figura 2**). La dorsal fisurada de Grijalva como la dorsal sísmica de Carnegie desde al menos 3-6 Ma han estado ingresando en la zona de subducción y se estima que han penetrado 300-500 km bajo el continente (Gutscher et al., 1999; Lonsdale, 2005; Michaud et al., 2009). Esto indica que las placas de diferente densidad están actualmente en la zona inferior de los Andes ecuatorianos. (Yepes et al., 2016).

El Bloque Nor - andino se encuentra en una zona tectónica compleja debido al comportamiento de las placas del Caribe, Sudamérica y Nazca (Ego et al., 1996; Kellogg & Bonini, 1982; Pennington, 1981). La convergencia oblicua de la placa oceánica de Nazca por debajo de la placa continental de América del Sur, se divide entre el deslizamiento hacia el oeste en la interfaz de subducción y un desfoque hacia la zona noreste del Bloque Nor-andino (NAB) con respecto a Sudamérica (Alvarado et al., 2016). El movimiento del NAB está dominado predominantemente por un sistema de fallas dextrales regionales de gran escala (Soulas et al., 1991), que comienza en el límite sur de la placa del Caribe en

Venezuela, atravesando Colombia a lo largo de las estribaciones de la Cordillera Oriental (Fuenzalida et al., 1998), entrando en Ecuador donde cruza la cordillera andina, antes de llegar finalmente al golfo de Guayaquil (Alvarado et al., 2016; Audemard & Audemard, 2002; Nocquet et al., 2014; Yepes et al., 2016). En Ecuador, este sistema de fallas principales se ha denominado a este grupo de fallas (CCPP) Chingual-Cosanga-Pallatanga-Puná en referencia de cada segmento (Alvarado et al., 2016).



**Figura 2.** Mapa de elevación de la zona de colisión entre Carnegie Ridge y el margen de Ecuador (de (Michaud et al., 2009) ; tamaño de la celda de la cuadrícula = 150 m). Mar adentro, la isobata de 2500 m en negro delimita la dorsal Carnegie. Tierra adentro, el isocontorno en negro demarca la topografía hasta 200 m, y el isocontorno en rojo demarca la topografía hasta 400 m. Las estrellas son localizaciones de epicentros de grandes terremotos de subducción (de (Nocquet et al., 2017)). En la esquina izquierda: Marco geodinámico donde el movimiento de la placa de Nazca relacionado con el continente sudamericano procede de (Trenkamp et al., 2002), las líneas negras discontinuas representan el Norte límite Plata Andina, y el rectángulo negro indica el área estudiada. Tomado de (Brichau et al., 2021).

### 1.5.1.2 Geología regional

El Ecuador geológicamente se encuentra dividido en cinco diferentes regiones morfotectónicas: (1) “El Antearco Costero”, (2) “La Cordillera Occidental”, (3) “El Valle Interandino”, (4) “La Cordillera Oriental” (o Cordillera Real) y (5) “La cuenca Oriente” (Vallejo et al., 2019). Dentro del bloque Amotape-Tahuin también aflora el basamento andino con tendencia hacia el Este, un fragmento de la Cordillera Oriental que se

desprendió y rotó durante la deformación oblicua del Cretácico – Eoceno (Mourier et al., 1988; Litherland, 1994; Spikings et al., 2005; Kennan & Pindell, 2009). La zona subandina representa el cinturón frontal de pliegues y cabalgamientos, una región de transición entre la Cordillera Oriental y la cuenca Oriente. Esta transición es importante para comprender la procedencia de los sedimentos y la evolución de la cuenca de foreland incorporando nuevas regiones de origen a la creciente cuña orogénica. (Gutiérrez et al., 2019). Las subdivisiones presentadas son la consecuencia de una compleja evolución geológica en sus diferentes etapas de depositación, acreción y origen de terrenos oceánicos y continentales, los cuales pueden ser de naturaleza autóctona como alóctona según el ambiente en el que se fue desarrollando.

### **El ante arco costero**

En el margen ecuatoriano el sistema de ante arco costero está organizado en cuatro zonas morfoestructónicas son: el borde occidental de los Andes, la plataforma terrestre adyacente (actualmente la región costera emergida de aproximadamente 170 km de ancho), la plataforma marina (aproximadamente 50 km de ancho), el talud continental que ha sido parcialmente modificado por la subducción de la cordillera de Carnegie en la trinchera (Collot et al., 2009). En el ante arco costero se muestran tres dominios morfoestructurales principales: la cuenca del piedemonte (planicie costera) caracterizada por el desarrollo de abanicos aluviales, la Cordillera de la Costa, frente a la Cordillera de Carnegie delimitando el activo margen occidental y al sur el golfo de Guayaquil (Reyes et al., 2018).

El relleno sedimentario del Mioceno del ante arco costero se emplaza sobre cuencas sedimentarias preexistentes durante los ciclos de llenado del Cretácico y el Paleógeno. Cretácico Superior se caracteriza por volcanoclásticos altamente litificados, turbiditas (Formación Cayo) y secuencias de chert estratificado depositados sobre una corteza oceánica engrosada (basaltos y gabros de la Formación Piñón) de edad Cretácico medio-tardío (Reynaud et al., 1999a; L. D. A. Luzieux et al., 2006a; Vallejo et al., 2009). El Paleógeno comprende una secuencia turbidítica siliciclástica basal que da lugar a series silíceas calcáreas y pelíticas ascendentes que se engrosan con algunos volcanoclastos, en todas las cuencas se deposita una sucesión estratigráfica pelítica y diatomácea de unos 2500 m de espesor (nivel estratigráfico denominado Formaciones Dos Bocas, Viche, Villingota). Esta está sobreyacida por la Formación Angostura arenosa de 100-500 m de espesor (Benitez, 1995), que incluye turbiditas volcanoclásticas de grano grueso indicativas de un ambiente marino más profundo (Reyes, 2013). La Formación Ónzole comprende de



300 a 700 m de gruesas limolitas gris azuladas, de ambiente de plataforma marina, pasando hacia arriba con un contacto inconforme y erosional a 100 a 400 m de areniscas gruesas marinas de aguas someras, conglomerados y volcanoclásticos de la Formación Borbón del Plioceno al Pleistoceno inferior (Reyes, 2013).

En Esmeraldas la cuenca de Borbón se encuentra expuesta a lo largo de la cordillera Mache-Chindul, que se encuentra apartada de la cuenca centro-sur por la falla de Canandé de tendencia EW, esta falla con buzamiento en dirección sur al principio revela un desplazamiento normal durante el Mioceno temprano-medio seguido por una actividad compresiva durante el Plioceno, controlando el levantamiento relativo de la cuenca de Borbón (Hernández et al., 2020). Al sur “el sistema de fallas de Jama” con buzamiento NE-SW hacia el este, limita el macizo (bloque) de Jama coronado por rocas cretácicas afines a la meseta oceánica (basaltos almohadillados, doleritas y gabros) de la Formación Piñón (Reyes, 2013; Reyes et al., 2018).

En la cuenca central de Manabí, la falla subvertical de Jipijapa de rumbo NNE-SSW, controla el macizo de Jipijapa que yuxtapone las rocas cretácicas del basamento contra los sedimentos miocenos de la “Formación Dos Bocas”. (Reyes, 2013). Al sur de la cuenca de Manabí, la falla Chongón-Colonche de rumbo WNW-ESE y vergencia sur, levanta el macizo (bloque) Chongón-Colonche con coronas de basamento que separa la cuenca de Manabí del sur de la cuenca Progreso (Reyes, 2013).

### **La Cordillera Occidental**

Los andes occidentales de Ecuador situados entre 1N y 3S a lo largo del margen activo de Sudamérica, están compuestos por bloques oceánicos alóctonos que se acrecieron a finales de cretácico, la evolución sedimentaria y tectónica cenozoica de los Andes occidentales de Ecuador sigue siendo poco conocida (Vallejo et al., 2020). El periodo entre el Paleoceno y el Mioceno es significativo porque varios yacimientos minerales se formaron en un amplio rango latitudinal dentro de la “Cordillera Occidental” durante el Cenozoico (Vallejo et al., 2020). Consiste en rocas máficas oceánicas que se cree que se acumularon en América del Sur durante el Cretácico Superior, unidades de origen sedimentario y volcano-sedimentarias que están alrededor del basamento alóctono poseen una compleja organización estructural en consecuencia de la actividad dada por las fallas de rumbo (Vallejo et al., 2020).

Bloque Pallatanga corresponde al basamento alóctono de la cordillera occidental del Ecuador e incluye doleritas y lavas basálticas submarinas formaciones sedimentarias y volcánicas que pueden agruparse en: (1) Rocas de basamento que incluyen basaltos de la Formación Pallatanga y rocas ultramáficas del complejo San Juan (2) lavas basálticas submarinas y rocas volcanoclásticas del arco de Río Cala del Cretácico superior; (3) Rocas volcánicas y subvolcánicas de la unidad Tandapi de finales del Maastrichtiano al Paleoceno (Vallejo et al., 2019); (4) depósitos submarinos Paleoceno-Eoceno del Grupo Angamarca (Hughes & Pilatasig, 2002); y (5) rocas volcánicas y volcanoclásticas subaéreas del Oligoceno-Mioceno de afinidad calco-alkalina. (Vallejo et al., 2020).

La Formación yunguilla, está expuesta en el flanco oriental de la Cordillera Occidental y litológicamente incluye capas relativamente delgadas que van de 10 a 20 cm de espesor, que muestran un patrón de estratificación rítmica de limolitas masivas y areniscas con grano fino son intercaladas con mudstones (Vallejo et al., 2020).

La Unidad tandapi incluye una serie de rocas volcánicas, tobas y conglomerados expuestos a lo largo de la vía Alóag-Santo Domingo. Grupo Angamarca y formación Pilaló son una sucesión de relleno de cuenca compuesta por rocas sedimentarias siliciclásticas que incluyen areniscas turbidíticas, conglomerados e intercalaciones de calizas que se depositadas desde el Paleoceno hasta el Oligoceno. Arco continental San Juan de Lachas del Oligoceno al Mioceno.

La Formación Silante es una secuencia sedimentaria continental, que incluye areniscas ricas en volcanes, conglomerados y lutitas rojas, está aflorando a lo largo de la Cordillera Occidental de Ecuador, desde la carretera Alóag-Santo Domingo en dirección norte cerca de la frontera con Colombia (Vallejo et al., 2020).

### **El Valle Interandino**

El Valle Interandino en el Ecuador, es una depresión tectónica – geomorfológica situada entre las Cordilleras Occidental y Real (diferencias de alturas de cerca de 2000 m), de dirección N–S a NNE-SSW, de 25 Km de ancho, 300 Km de largo, que va entre 2°10'S (zona de Alausi) hasta 0°30'N (zona del Chota) y consta de una sucesión de cuencas sedimentarias formadas como resultado de un nuevo orden a grandes extensiones desde el Mioceno tardío a la actualidad. Cruzando de norte a sur, tenemos las subcuencas: “la cuenca del Chota”, localizada en el medio de la ciudad de Ibarra y la ciudad de Tulcán; “la

cuenca de Quito-San Antonio-Guayllabamba”; “la cuenca de Ambato-Latacunga”; “la cuenca Riobamba-Alausí” (Winkler et al., 2005).

En el Chota su cuenca: Compone una serie sedimentaria tiene un espesor de 1200–1400 m y está dividida geográficamente en dos partes por una extensa lámina de lahar que fluye de N a S, las rocas volcánicas se superponen discordantemente a rocas metamorfoseadas y altamente deformadas de grado bajo a medio (pizarras y cuarcitas) del terreno Guamote (grupo Ambuquí) (Winkler et al., 2005).

En Quito-San Antonio-Guayllabamba la cuenca: Está discordantemente superpuesta a basaltos o rocas similares de la unidad Pallatanga (CO) del Cretácico o del Plioceno. La Formación San Miguel es una sucesión volcánica, gran cantida de tobas, depósitos tipo delta y de tipo lacustre que progradan en dirección este, la Formación Guayllabamba suprayacente consta de un ciclo intenso de actividad volcánica y tectónica de régimen compresivo, además, en Quito con su sistema de fallas de tipo inversa su vergencia es al este, entró en actividad durante las últimas etapas de la depositación de la Formación Guayllabamba y separaron las cuencas de San Antonio y Guayllabamba (Winkler et al., 2005).

En Ambato-Latacunga la cuenca consta de cuatro formaciones del Plioceno, estratigráficamente sobre rocas volcánicas. Los estratos de la cuenca se abren hacia el CO en el oeste. Estas formaciones corresponden al Oligoceno-Mioceno. rocas volcánicas, que se encuentran ampliamente distribuidas en el arco y ante arco del sur del Ecuador, donde el grupo Saraguro es reconocido regionalmente (Winkler et al., 2005).

En Alausí-Riobamba la composición de la cuenca está dada por rocas sedimentarias que se superponen discordantemente al basamento de la unidad Pallatanga y a una significativa secuencia de rocas volcánicas del Oligoceno-Mioceno, que se pueden distinguir en dos formaciones. Las observaciones de facies volcánicas y las determinaciones radiométricas de edad de la Formación Huigra inferior sugieren que se correlaciona con el grupo Saraguro. Formación Alausi Superior correlacionan estas rocas volcánicas con las formaciones volcánicas Turi y Tarqui del Mioceno tardío y volcánicas en el ante arco del sur de Ecuador (Winkler et al., 2005).

### **La Cordillera Real (o Cordillera Real)**

En Ecuador la Cordillera Real se encuentra localizada en la parte más oriental de los Andes del Norte en serranía y al este la zona sub andina, con una extensión promedio de 650 km

de largo y 60 km de ancho. Su composición está definida por cinturones metamórficos con tendencia hacia el NNE que relacionan a cinco grupos litoestratigráficos de distinto origen, con registros cronológicos que van desde el Precámbrico hasta el Triásico, con presencia de fallas e intruidas por batolitos de tipo I y tipo S. Los 5 grupos litoestratigráficos que están limitados por fallas regionales son: empezando desde el oeste “Guamote”, “Falla Peltetec”, “Alao”, “Frente de Baños”, “Loja”, “Falla Llanganates”, “Salado”, “Falla Cosanga-Méndez” y al este “Amazónico” (Litherland, 1994).

Guamote tiene rocas de grado metamórfico muy bajo, presenta cabalgamientos con vergencia al Oeste. Se clasifica en las siguientes unidades con su composición litológica: Unidad Punín (cuarcitas grises y rojas, intercalaciones menores de pizarras negras), Unidad Cebadas (pizarras negras con cuarcitas) y Unidad Ambuquí (cuarcitas y filitas negras) de origen continental en cuña clástica de acreción metamorfoseadas en el Jurásico – Cretácico (Litherland, 1994).

Alao tiene rocas de grado metamórfico muy bajo, presenta estructuras planares como foliación de alto ángulo con plegamiento recto. Se clasifica en las siguientes unidades con su composición litológica: Unidad Peltetec (ofiolitas desmembradas), Unidad Maguazo (metaturbiditas), Unidad Alao - Paute (tobas y aglomerados que están en zona de esquisto verde de tipo barroviano) y Unidad El Pan (esquistos grafitosos) de diferentes orígenes como: piso oceánico, arco volcánico y ante arco o cuenca marginal metamorfoseadas en el Jurásico superior (Oxfordiano – Calloviano) (Litherland, 1994).

Loja tiene rocas de grado metamórfico bajo a medio, presencia de cabalgamientos imbricados en dirección Este. Se clasifica en las siguientes unidades con su composición litológica: Unidad Tres Lagunas (granitoides tipo S foliados), Unidad Sabanilla (orto y paragneises), Unidad Agoyan - Cera (esquistos biotíticos), Unidad Monte Olivo (anfíbolitas), Unidad Quebrada el volcán (metalavas y aglomerados), Unidad Chiguinda (filitas, cuarcitas grises y negras) y Unidad Huacapamba (filitas y esquistos cloritosos) granitoides tipo S de rift en sedimentos de origen continental metamorfoseadas en plutones triásicos en sedimentos paleozoicos (Litherland, 1994).

Salado presenta un grado metamórfico bajo en sus rocas, cabalgamientos imbricados en dirección Este, campos con presencia de skarns de nivel alto y klippen de serpentinita. Se clasifica en las siguientes unidades con su composición litológica: Unidad Azafrán (dioritas deformadas y granodioritas), Unidad Upano (andesitas y volcanosedimentos variable

foliadas), Unidad Cerro Hermoso (metasedimentos y mármoles), Unidad Cuyuja (esquistos pelíticos y gneises), Unidad Tapala (calizas y areniscas) y Unidad Pucarón (metasedimentos) plutones tipo I en secuencias volcanosedimentarias metamorfoseadas en el Jurásico y posibles pre-Jurásico (Litherland, 1994).

El terreno Amazónico presenta rocas esencialmente sin deformación y sin metamorfismo. Complejo Zamora: granitoides calco alcalinos (tipo I). Se clasifica en las siguientes unidades con su composición litológica: Unidad Misahualli (lavas calco alcalinas), Unidad La Saquea (andesitas y brechas), Unidad Nueva Esperanza (volcanosedimentos), Unidad Suarez (conglomerados), Unidad Chapiza (capaz rojas), Unidad Piuntza (metavolcanosedimentos variable skarnificados), Unidad Pachicutza (basaltos), Unidad Yacuambi (metavolcanicos verdes y filitas negras), Unidad Santiago (calizas y lutitas negras) y Unidad Isimanchi (filitas mármoles verdes y negros) intrusivos tipo I y volcánicos de arco continental sobre post rift metamorfoseadas en rocas ígneas jurásicas con triásico y sedimentos paleozoicos (Litherland, 1994).

### **La cuenca Oriente**

En Ecuador representa una cuenca activa de foreland retroarc su origen está dado por la subsidencia flexural inducida por el ensanchamiento de la corteza andina. Es equivalente con cuenca de Putumayo en la parte más al sur de Colombia y al norte de Perú con la cuenca de Santiago-Marañón. La cuenca Oriente contiene ~4.5 km de depósitos principalmente clásticos. La secuencia cretácica-cenozoica se superpone a los flujos de lava basáltica a riolítica y a los depósitos piroclásticos de la Formación Misahualli en el oeste y a los depósitos clásticos tobáceos y no marinos de la Formación Chapiza más al este (Romeuf et al., 1995). La parte volcanoclástica de ~600m de espesor se encuentra superpuesta inconformemente por la Formación Hollín del Cretácico inferior, que compone ~150 m de depósitos fluviales a marinos de arenisca cuarzosa y capas esporádicas de carbón que representa el comienzo de las limitaciones marinas a largo plazo (Tschopp, 1953; Dashwood & Abbotts, 1990; Baby et al., 2004). El Grupo Napo del Cretácico superior, que lo recubre, incluye una secuencia transgresiva de unos 600 m de espesor de arenisca marina con poca profundidad, caliza y esquisto rico en compuestos orgánicos. El Grupo Napo está separado por una discordancia de origen marino de la Formación Tena, de origen no marino, del Maastrichtiense-Paleoceno, compuesta por ~750 m de limolita roja fluvial intercalada con arenisca limosa (Tschopp, 1953; Dashwood & Abbotts, 1990; Toro Álava & Jaillard, 2005). Cubriendo la Formación Tena en contacto transicional o inconforme se situa

la Formación Tiyuyacu con edad Paleoceno-Eoceno, una unidad de grano grueso de ~200-800 m de espesor que se distingue por complejas variaciones de espesor e inconformidades internas (Christophoul et al., 2002; Baby et al., 2013). La Formación Tiyuyacu registró depositación de canales fluviales y posiblemente de abanicos aluviales durante la migración hacia el este del cabalgamiento. Los depósitos marinos no muy profundos de la Formación Orteguzza del Oligoceno se superponen conformemente a la Formación Tiyuyacu y llegan a tener solo 250 m de extensión (Christophoul et al., 2002; Roddaz et al., 2009), lo que significa un período de acumulación con pocos sedimentos. El incremento de la sedimentación se registró en la Formación Chalcana del Oligoceno-Mioceno inferior, que corresponde a depósitos de canales fluviales y llanuras de inundación de hasta 450 m de espesor (Burgos et al., 2005; Roddaz et al., 2009). Los depósitos miocenos incluyen la Formación Arajuno, un equivalente marino oriental (Formación Curaray) y la Formación Chambira, parcialmente coetánea. La Formación Arajuno es una unidad de ~1000-1500 m de espesor que contiene depósitos arenosos y gravosos de canales fluviales intercalados con depósitos enraizados de llanura de inundación (Christophoul et al., 2002; Burgos et al., 2005; Roddaz et al., 2009). Las Formaciones Mesa y Mera, del Plioceno-Cuaternario, componen terrazas de gravas de <200 m de espesor que representan la deposición proximal por el megafan fluvial del Pastaza (Bès de Berc et al., 2005).

### **1.5.1.3. Geología local**

#### **Fm. Piñón**

La “Formación Piñón” tiene en su composición un Complejo Ígneo Basáltico de diabasas, basaltos columnares y tipo almohadilla, aglomerado basáltico, tobas, gabros, dioritas, wehrlitas, flujos de lava y material piroclástico (Berrezueta et al., 2021; Feininger & Bristow, 1980; Goossens & Rose, Jr., 1973; L. Luzieux, 2007). Según (L. Luzieux, 2007), estas rocas se encuentran metamorfoseadas en zona de facies de zeolita de grado bajo y prenitapumpellita.

Esta formación aflora en Guayaquil en la Cordillera Chongón-Colonche, en dirección suroeste de la Península de Santa Elena y ha sido reconocida en la cuenca de Manabí (É. Jaillard et al., 1995b). La “Formación Calentura” está sobre la “Formación Piñón” y su grosor aún no ha sido determinado, sin embargo, varios estudios manifiestan que puede alcanzar más de 1000 m.

Los intentos de datar el basamento, permitió que (Goossens & Rose, Jr., 1973) obtenga edades entre 110 y 54 Ma, el método usado fue  $K^{40}/Ar$  analizados en plagioclasas y roca total. (L. D. A. Luzieux et al., 2006b) obtuvo una edad de plato de  $88.8 \pm 1.6$  Ma realizada en una hornblenda de un gabro mediante el método  $^{40}Ar/^{39}Ar$ , posiblemente su origen sea relacionado a plumas mantélicas. (Van Melle et al., 2008) al igual que (Aguilera, 2018) proponen una edad del Coniaciense en base a datos y estudios estratigráficos.

### **Fm. Calentura**

Contiene una sucesión de 200 metros de calizas negras laminadas, lutitas y capas finas de turbidíticas de grauvasca que incluye algunas capas finas de brechas volcánicas y hialoclastitas (É. Jaillard et al., 1995b). Hacia la parte superior se tiene margas, radiolaritas, calizas ricas en materia orgánica y 5 metros de areniscas y limolitas rítmicamente estratificadas con un espesor decimétrico (L. Luzieux, 2007).

La “Formación Calentura” está presente en zona norte de Guayaquil, al este de la Cordillera Chongón-Colonche y se acorta hacia la parte occidental del Bloque Piñón (É. Jaillard et al., 1995b; L. Luzieux, 2007). La sección típica se encuentra en una antigua cantera situada en el Peñón del Río (Benítez, 1995) y la secuencia con mayor detalle se halla en el Río Guaraguau al noroeste de Guayaquil con un espesor estimado de 70 metros (L. Luzieux, 2007). En otros lugares de Guayaquil el espesor puede alcanzar los 400 metros (Benítez, 1995).

La “Formación Calentura” sobreyace concordantemente a la “Formación Piñón” (É. Jaillard et al., 1995b; L. D. A. Luzieux et al., 2006b) y sobre esta se encuentra la “Formación Cayo” (E. Jaillard et al., 1997; Reynaud et al., 1999b). Sin embargo, (Benítez, 1995) lo considera como Miembro Basal Calentura dentro de la Fm. Cayo.

La presencia de foraminíferos indica una edad del Cenomaniense-Turonense (Thalman, 1946). Sin embargo, estudios realizados en foraminíferos planctónicos arrojaron una edad entre 89-84 Ma, lo que excluye la edad deposicional manifestada por (L. Luzieux, 2007; L. D. A. Luzieux et al., 2006b; Thalman, 1946). La edad Coniacense fue confirmada mediante la paleontología realizada por M. Ordoñez (Benítez, 1995; É. Jaillard et al., 1995b).

### **Fm. Cayo**

Es una secuencia de 2000 a 3000 m de espesor que contiene debris-flow de color verde oliva claro, turbiditas silicificadas, areniscas, conglomerados volcánicos de grano grueso a fino y brechas volcánicas de composición intermedia a básica (Feininger & Bristow, 1980;

É. Jaillard et al., 1995b; L. Luzieux, 2007; L. D. A. Luzieux et al., 2006b). La parte basal presenta areniscas tobáceas de color verde y wackes, más arriba predomina el chert o la argilita (Feininger & Bristow, 1980; L. Luzieux, 2007). El espesor máximo se estima en Guayaquil con 2.400 m a lo largo de la Vía Perimetral y disminuye gradualmente hacia el NW. (Benítez, 1995; L. Luzieux, 2007).

La “Formación Cayo” aflora en la Cordillera Chongón-Colonche (Feininger & Bristow, 1980; É. Jaillard et al., 1995b), al sur del Bloque San Lorenzo (playa los Frailes, en dirección norte respecto a Puerto López), en el Bloque de Pedernales (vía entre el Carmen y Pedernales) y en el remoto Río Bachillero accesible solo en época seca desde la pequeña aldea de Las Piedras, situada a unos 15 km al sur de Pedro Carbo. (L. Luzieux, 2007). Se superpone concordantemente a la Formación Calentura (É. Jaillard et al., 1995b).

Los estudios realizados en radiolarios, foraminíferos plantónicos indican una edad del Santoniano-Maastrichtiano (É. Jaillard et al., 1995b; L. Luzieux, 2007; Thalmann, 1946). Los microfósiles hallados a lo largo del Río Bachillero arrojaron una edad del Campaniense tardío-Campaniense medio (L. Luzieux, 2007).

#### **Fm. San Eduardo**

Contiene en su mayoría una caliza bien estratificada comúnmente fosilífera, calciturbiditas alojadas dentro de margas y micritas autóctonas y hemipelágicas, calcarenitas blancas y crema con nódulos de chert, lodolitas y arcillolitas silíceas; en la parte basal existen capas de margas y lutitas y fragmentos angulosos de chert, posiblemente derivados de la Formación Cayo (Feininger & Bristow, 1980; É. Jaillard et al., 1995b; L. Luzieux, 2007). Localmente se encuentran capas intercaladas de esquisto silicificado y masas lenticulares de chert. Su espesor varía entre 30 a 120 m (Benítez, 1995; Feininger & Bristow, 1980; L. Luzieux, 2007).

Se superpone para-concordantemente a la “Formación Cayo” a través del flanco suroccidental de la cordillera Chongón-Colonche (Feininger & Bristow, 1980). En la parte occidental sobreyace discordantemente a rocas del cretácico tardío, en cambio en la parte oriental de la Cordillera Chongón-Colonche, sobreyace concordantemente a los chert de Guayaquil del Paleoceno (É. Jaillard et al., 1995b).

Se presenta como olistolitos en la Península de Santa Elena, hay afloramientos dispersos por la Costa al N en las provincias de Manabí y Esmeraldas (Feininger & Bristow, 1980). Presente en el Río Paco de unos 20 m de espesor y más al W en el Río Bachillero una



banda métrica de caliza laminada paralela (Benítez, 1995). La diferenciación de varios radiolarios, nanofósiles calcáreos y foraminíferos planctónicos arrojan una edad entre Paleoceno tardío y Eoceno temprano, el cual es confirmado por varios autores (Benítez, 1995; É. Jaillard et al., 1995b; L. Luzieux, 2007).

#### **Fm. Cerro**

Es una secuencia volcanoclástica de alrededor de 100 m de espesor, está compuesta por tobas laminadas, areniscas tobáceas con conglomerados de color gris claro a gris verdoso (Benítez, 1995). La “Formación Cerro” está presente en el Membrillal y La Pila, donde se localizó conglomerados basales y margas con intercalaciones de areniscas tobáceas, algunas de estas intercalaciones tobáceas se encontraron en los acantilados de Machalilla y Puerto Cayo, donde permanece en discordancia angular en la parte superior la “Formación Cayo” (Benítez, 1995). Con edad del Eoceno medio en base a estudios realizados a foraminíferos planctónicos (Flores Naranjo et al., 2009).

#### **Fm. San Mateo**

Su nombre viene del pueblo San Mateo localizado a 10 Km al oeste de la ciudad Manta. La “Formación San Mateo” consiste en 800 m de arenisca de grano fino a medio con capas de conglomerados que contienen clastos derivados de las “Formaciones Piñón y Cayo” (Feininger & Bristow, 1980). También posee flujos de detritos, areniscas gujarrosas, areniscas laminadas, depositadas por corrientes de turbidez de alta densidad y gruesas capas de lutitas y margas (L. Luzieux, 2007).

En Membrillal, ubicado entre cabo San Lorenzo y Julcuy se había hecho una sección en el Río Sancán, donde predominan fragmentos angulares de lutitas tobáceas brechoides, sobre el cual tenemos areniscas turbidíticas de color café y con vestigios de lignito. En Machalilla, en la playa, se observan afloramientos de facies turbidíticas y algunos flujos fluidificados. Finalmente, en Puerto López cercano a “Punta Mirador”, se observa facies conglomeráticas sobre sedimentos finos (Egüez, 1985). La “Formación San Mateo” subyace a las “Formaciones San Lorenzo y Cayo”, probablemente también a la “Formación Piñón” por medio de una discordancia erosiva. Además, está superpuesta por la “Formación Zapotal” en el sur, en el centro y el norte del Bloque San Lorenzo, a través de una discordancia erosiva (L. Luzieux, 2007).

(Contreras, 1990) realizó estudios en foraminíferos planctónicos y radiolarios, de los cuales se obtuvo una edad del Eoceno medio tardío-Eoceno superior temprano.

### **Fm. Playa Rica**

Consiste en lutitas y limolitas grisáceas oscuras a colores claros de forma masiva con intercalaciones de tobas finas de color gris claro, ciertas capas presentan nódulos calcáreos y bioturbación (Benítez, 1995; L. Luzieux, 2007).

A la base se tiene intercalaciones de pelitas de color pardo oscuro, pelitas grises verdosas y areniscas glauconíticas localmente muy finas, luego pelitas de color gris verdosas oscuras, calcáreas, material carbonoso y areniscas muy finas; en la parte superior se tiene argilitas de color verde claro, localmente limosas, ligeramente calcáreas (Benítez, 1995).

La Formación Playa rica aflora en los bordes de la cuenca de Borbón, en los acantilados de Valdivia y Ayangue y en el Bloque de Esmeraldas Puerto Libre (Benítez, 1995). Esta formación alcanza un espesor de 800m y sobreyace para conforme a la Formación Zapallo (Benítez, 1995; L. Luzieux, 2007). Por la aparición de foraminíferos y nanofósiles calcáreos se le asigna una edad del oligoceno medio al oligoceno superior (Ordoñez et al., 2006).

### **Fm. Dos Bocas**

Contiene argilitas, lutitas y limolitas laminadas de color negro a parduscas con vetas milimétricas de yeso presentes principalmente en la superficie (Benítez, 1995). Frecuentemente presenta bloques métricos con concreciones calcáreas bien litificadas y compuestas primordialmente de calcita microesparítica con cantidades mínimas de cuarzo (Benítez, 1995; L. Luzieux, 2007). El nombre fue tomado del pueblo desaparecido Dos Bocas, 7km al E de Zapotal. Aflora en el margen W de la Cuenca de Progreso y al S de Valdivia hasta Manglar alto (Bristow & Hoffstetter, 1977).

Tiene un espesor de 300 m en los bordes de la cuenca y puede alcanzar al centro de la Cuenca de Progreso 2400 m. En la zona norte de la cuenca de Manabí se tiene tamaños que van desde 546 m, 781 m hasta 1012m (Bristow & Hoffstetter, 1977). La "Formación Dos Bocas" sobreyace discordantemente al Miembro Zapotal y hacia el centro del W es sobreyacida en concordancia por la Formación Villingota (Benítez, 1995). Se reporta una edad del mioceno temprano (inferior) en base a foraminíferos planctónicos y radiolarios (Benítez, 1995; L. Luzieux, 2007; Ordoñez et al., 2006).

### **Fm. Angostura**

Empezando por base hacia la parte superior, contiene areniscas de color blanco y marrones lito-feldespáticas, con intercalaciones de limolitas grises oliva, y lutitas grises azuladas, calcáreas, con sucesiones espaciadas de areniscas color gris claro de granocreciente, unas cuantas de ellas tobáceas y territorialmente glauconíticas (Benítez, 1995). Conglomerados y areniscas con intercalaciones de lutita grises, calcáreas suaves (Benítez, 1995). Limolitas y arcillolitas grises, moderadamente calcáreas, con intercalaciones de areniscas grises claras, algo calcáreas, friables y glauconíticas (Ordoñez et al., 2006).

Se encuentra próximo a la desembocadura del Estero Angostura en el Río Santiago y en la Cordillera Chongón-Colonche donde se encuentra inconforme sobre la “Formación Piñón” (Benítez, 1995). También, se encuentra sobre a la “Formación Tosagua” y sobrepone concordantemente por las limolitas de la “Formación Ónzole”.

Tiene asignada una edad del mioceno superior por estudios en moluscos y foraminíferos planctónicos (Benítez, 1995). Mientras que (Bristow & Hoffstetter, 1977; Ordoñez et al., 2006) adoptan edades del mioceno medio.

### **Fm. Ónzole**

(Benítez, 1995; L. Luzieux, 2007) la dividen 3 miembros informales: el miembro inferior consiste en 300 a 800 m de fangolita limosa, areniscas tobáceas y limolitas frescas de color gris y alteradas de color beige; superpuesta por fangolitas incrustadas con areniscas y conglomerados del miembro medio. Finalmente, el miembro superior está formado por 1200 m de fangolitas y limolitas de color gris verdoso, turbiditas, areniscas y conglomerados.

La “Formación Ónzole” tiene su ocurrencia en el Río Ónzole, un afluente del Río Cayapas en el este de la Provincia de Esmeraldas, sobreyace a la “Formación Angostura” y yace bajo las areniscas de la Formación Borbón en un contacto aparentemente transicional (Benítez, 1995). Miembro temprano y medio son del mioceno tardío y el miembro tardío del plioceno (L. Luzieux, 2007).

## **1.5.2. Análisis de procedencia**

### **1.5.2.1. Definición de minerales pesados**

La definición operativa teórica más sencilla de los minerales pesados incluye todos los componentes detríticos con una densidad mayor a un número establecido, el broformo (es decir, 2,89 g/cm<sup>3</sup>) utilizado hace mucho tiempo hasta que se descubrió que

era cancerígeno y se dejó de utilizar, siendo remplazado por otros líquidos densos (habitualmente politungstos) y el valor de densidad se estandarizó en 2.90 g/cm<sup>3</sup>. (Garzanti & Andò, 2019). Está subdividido en función de las propiedades ópticas: opacos y no opacos (Mange & Maurer, 1992). La división de minerales opacos incluyen hematita, limonita, magnetita, ilmenita y leucoxeno (Boggs, 2009). Es muy difícil reconocer los minerales a través de un microscopio petrográfico normal. La otra división de minerales pesados no opacos está compuesto por un conjunto con mayor cantidad, entre los de mayor interés tenemos: el circón, turmalina, rutilo, anatasa, anfíboles, piroxenos, clorita, granate, apatito, estauroлита, epidota, olivino, esfena, zoisita, clinozoita, topacio, monazita, vienen a ser los más comunes y otros 100 de menor importancia volumétrica (Boggs, 2009).

Los minerales pesados nos permiten realizar análisis de procedencia y correlaciones de unidades estratigráficas. La experticia que tengamos al momento de realizar el análisis nos permitirá tener mayor información que nos ayude a comprender los procesos que interactuaron, el historial de transporte y el posible ambiente de deposición (Mange & Maurer, 1992).

#### **1.5.2.2. Índice ZTR**

La abreviación ZTR es el porcentaje de especies químicamente ultra estables (circón, turmalina y rutilo) minerales pesados de tipo detríticos transparentes definido por (Hubert, 1962). En arenas modernas derivadas de orógenos de colisión, arcos magmáticos, márgenes volcánicos de rift, y shoulders de rift disectados y escudos cratónicos, se observa que el índice ZTR es mayoritariamente <10 (Garzanti & Andò, 2007). El circón y la turmalina tienen alta resistencia tanto a la descomposición química como a la abrasión mecánica como es el caso del cuarzo, que a pesar del reciclaje múltiple se mantiene (Morton & Hallsworth, 2007). El índice es utilizado para evaluar la durabilidad de un conjunto de minerales pesados, integra los efectos tanto de la meteorización previa al depósito como de la disolución posterior al depósito, acumulada a lo largo de un número indeterminado de ciclos sedimentarios, por lo que viene a ser principalmente un estimador aproximado del alcance reciclado (Garzanti & Andò, 2019).

#### **1.5.2.3. Características morfológicas**

La cantidad de minerales pesados con la que cuenta una muestra es esencial para realizar diferentes estudios, pero no viene a ser la única información útil al momento de realizar análisis microscópico. Cuando procedemos a analizar la morfología de los granos se puede obtener un registro histórico de transporte, la división de un mineral en

subpoblaciones está relacionado con el tiempo o duración del transporte y, por consecuente, se propone una posible fuente más proximal o distal (Boggs, 2009). El análisis petrográfico está dado por la interpretación de la litología de la roca madre sobre la base de conjuntos de minerales pesados, donde cada fuente produce una asociación diferente de minerales pesados (**Ver Tabla 1**). El análisis morfológico clasifica a los granos en categorías según la forma en la que se presente, si es euhedral probablemente está relacionado a un origen de fuentes más proximales (**Ver figura 3**).

**Tabla 1.** Asociación de minerales pesados y su área fuente. Tomado de (Okon & Essien, 2015)

Asociaciones	Fuente
Apatito, biotita, brookita, hornblenda, monzonita, moscovita, rutilo, titanita, turmalina (variedad rosa), zircón.	Rocas ígneas ácidas
Casiterita, dumortierita, fluorita, granate, monacita, muscovita-topacio, turmalina (variedad azul), wolframita, xenotima.	Pegmatitas graníticas
Augita, cromita, diópsido, hipersteno, ilmenita, magnetita, olivino, picotita, pleonaste (espinela de color azul oscuro o gris a negro).	Rocas ígneas básicas
Andalusita, condrodita, corindón, granate, flogopita, estaurolita, topacio, vesuvianita, wollastonita, zoisita.	Rocas de metamorfismo de contacto
Andalusita, cloritoide, epidota, granate, glaucofana, cianita, sillimanita, estaurolita, titanita, zoisita-clinozoisita.	Rocas metamórficas dinamo-termales
Barita, minerales de hierro, leucoxeno, rutilo, turmalina (fragmentos redondeados), circón (fragmentos redondeados).	Sedimentos retrabajados

### Zircon types



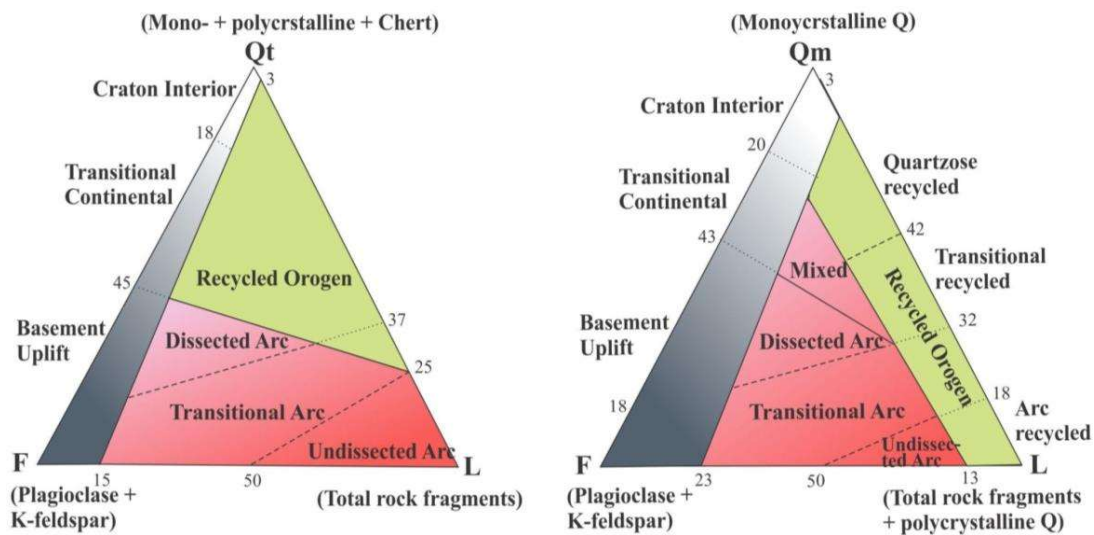
**Figura 3.** Morfología de los granos de circón vistos al microscopio. Obsérvense los granos euhedrales, que indican granos más jóvenes o un tiempo limitado en un sistema de transporte de sedimentos, y los granos bien redondeados, que indican un tiempo prolongado en un sistema de transporte (Pilatasig, 2020).

#### 1.5.2.4. Clasificación según las fuentes

“(Dickinson & Suczek, 1979; DICKINSON et al., 1983; Dickinson, 1985; DICKINSON et al., 1988)” proponen que todas las procedencias tectónicas pueden clasificarse en tres fuentes principales: “bloques continentales”, “arcos magmáticos” y “orógenos reciclados”. Las configuraciones de procedencia en cada fuente incluyen agrupaciones diferentes de rocas, donde sirve de fuente para vertir sedimentos en las cuencas asociadas.

Los modelos planteados se basan en gráficos de sistemas ternarios iguales a los que utiliza Dott para clasificar las areniscas. Dickinson y sus colaboradores utilizaron dos combinaciones diferentes, pero con fuentes similares como son: En el primer gráfico sus miembros terminales vienen a ser Qt (cuarzo monocristalina y policristalino, incluido el chert), F (plagioclasas + feldespato potásico) y L (fragmentos de roca). La mayor composición de cuarzo nos indica depósitos más maduros (**Ver Figura 4**).

En el segundo gráfico sus miembros terminales vienen a ser Qm (cuarzo monocristalino), F (plagioclasas + feldespato potásico) y L (fragmentos de roca + cuarzo policristalino). En este caso los líticos son indicadores claves de provincias orogénicas reelaboradas (**Ver Figura 4**).

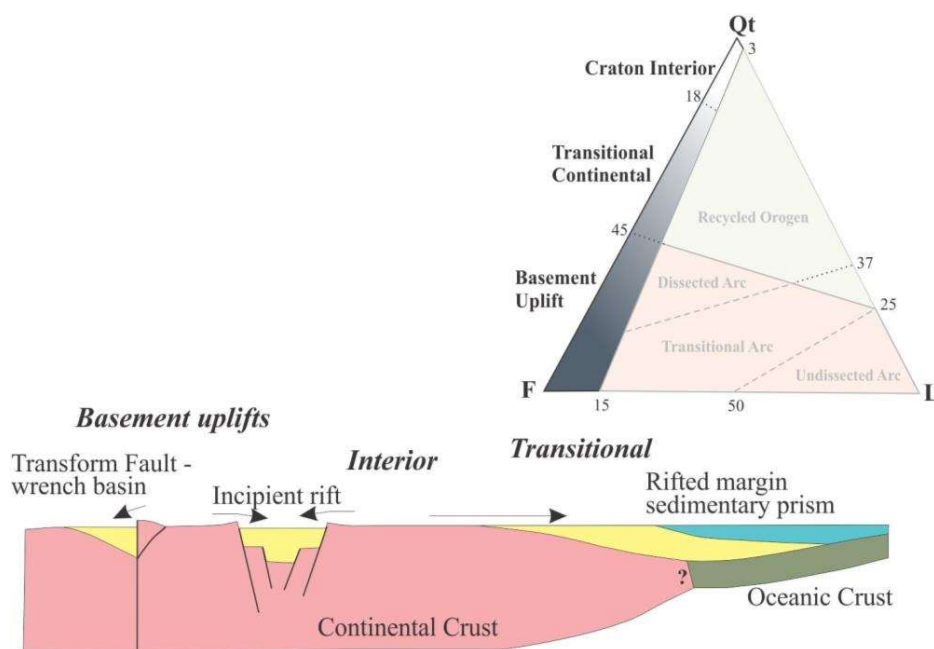


**Figura 4.** Los dos gráficos se han modificado a partir de (Dickinson & Suczek, 1979; Dickinson, 1988).

Tomando en cuenta la clasificación de las fuentes principales antes mencionada en conjuntos con las configuraciones típicas de placas tectónicas con sus diversos campos QFL, se desarrollará cada fuente con su interpretación.

### Bloque Continental

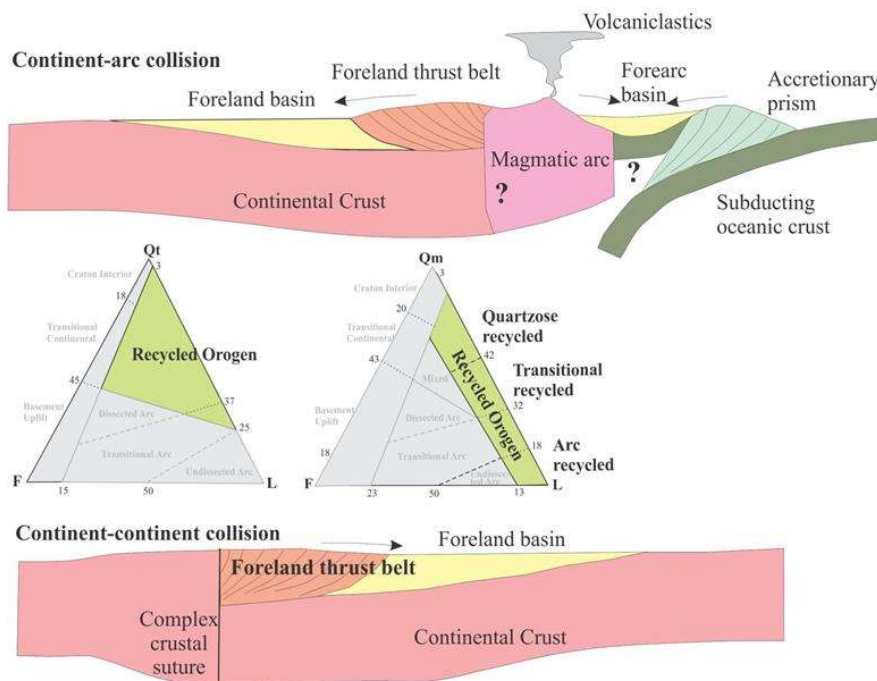
Para el caso de procedencias de esta fuente hace parte los principales cratones y plataformas, como también bloques de basamento con fallas locales. La composición principal de los grandes cratones, o procedencias del interior del cratón son rocas del basamento formadas en su mayoría por rocas ígneas plutónicas félsicas y metamórficas. Las arenas del interior de los cratones están compuestas por pocos feldespatos y comúnmente cuarzosas, lo que significa un reciclado múltiple, quizás actividad alta de meteorización y un largo recorrido en su transporte en cratones de relieve bajo. El alto porcentaje en la relación feldespato-k/plagioclasa, nos indica que las procedencias del interior de los cratones producen principalmente arenitas líticas de cuarzo. La fuente de procedencia de los sedimentos de los cratones son depositados en cuencas locales al interior del cratón, en cuencas de tipo foreland o a través de los márgenes continentales en ambientes de plataforma (Boggs, 2009). Los bloques de basamento levantados y limitados por fallas suelen estar compuestos por gneises y rocas graníticas. El relieve alto de estos bloques provoca una erosión acelerada, que genera arenitas y arcosas feldespáticas relativamente gruesas. (Boggs, 2009) **(Ver figura 5).**



**Figura 5.** Sedimento terrígeno derivado del cratón. Cifras modificadas a partir de (Dickinson & Suczek, 1979 Fig.5; Dickinson, 1988).

## Arco Magmático

Los arcos magmáticos consisten en tierras altas volcánicas situadas a lo largo de arcos insulares activos o en algunos márgenes continentales, situados a lo largo de los márgenes continentales que han quedado profundamente erosionados o disecados también pueden dejar al descubierto rocas plutónicas profundamente sedimentadas (Boggs, 2009). Los arcos jóvenes no disectados suelen estar recubiertos continuamente de rocas volcánicas. A medida que de los arcos no disectados se separan gran parte de restos volcanoclásticos (Dickinson & Suczek, 1979). Si hay cuarzo, se trata de cuarzo volcánico. Por lo tanto, las areniscas de fuente de arcos magmáticos no disectados son casi únicamente arenitas líticas volcánicas. Los sedimentos suelen tener una tendencia a alojarse en cuencas de backarc, cuencas de forearc, cuencas intraarc (Nichols, 2009). Los arcos disectados que muestran rocas plutónicas de origen profundo nos dan una combinación de detritos volcánicos e intrusivos, en algunos casos, arrojan detritos de tipos metamórficos o sedimentarios. En consecuencia, los feldespatos potásicos y el cuarzo intrusivo estarán presentes en este detrito adyacente con el material volcánico. En sí, las areniscas que vienen de arcos disectados son menos ricas en líticos (volcánicos) en comparación con las que vienen de arcos no disectados (Boggs, 2009) (**Ver figura 7**).

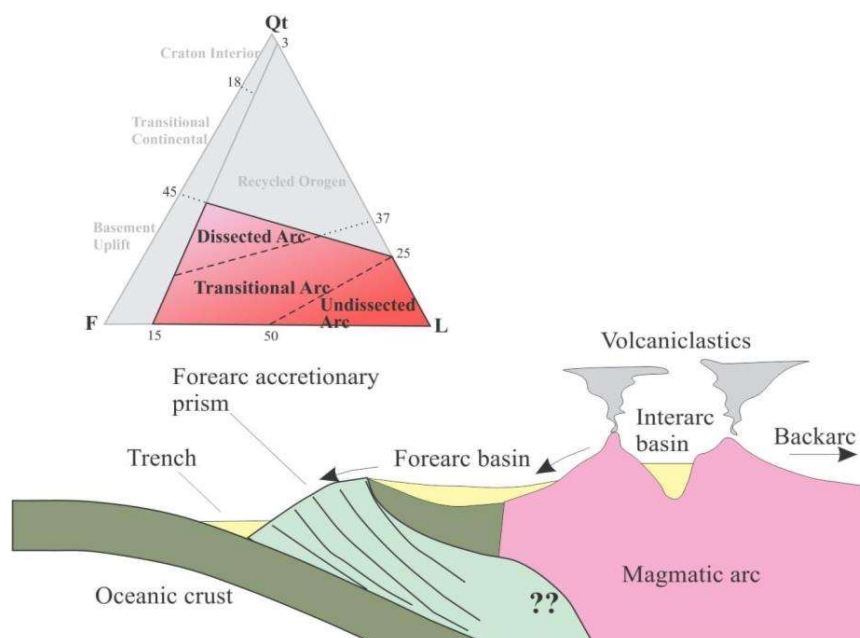


**Figura 6.** Sedimentos procedentes de orógenos colisionales. Cifras modificadas a partir de (Dickinson & Suczek, 1979 Fig. 7; Dickinson, 1988).



## Orógenos reciclados

Son fuentes de plegamiento de terrenos de origen sedimentarios o metasedimentarios, lo que facilita que los detritos de estas rocas se reciclen en las cuencas cercanas. La procedencia de los orógenos de colisión está dada por el levantamiento y soldadura de los terrenos a través de una zona de sutura, su composición es básicamente de napas y láminas de rocas sedimentarias y metasedimentarias, pero también hay presencia de rocas plutónicas o volcánicas, o incluso mélanges ofiolíticas. Por tanto, de los orógenos de colisión pueden derivarse una compleja variedad de sedimentos. (Dickinson & Suczek, 1979) proponen que la composición de las arenisca típicas está dada por el reciclaje de materiales sedimentarios, con composición intermedia de cuarzo y abundantes fragmentos líticos sedimentarios-metasedimentarios. Para el caso de las areniscas menos usuales que vienen de orógenos de colisión son arenitas cuarzosas, areniscas ricas en chert y arenitas feldespáticas. Ciertos orógenos reciclados son exhumaciones tipo foreland asociados a cinturones plegados. Estas procedencias cuentan con una compleja variedad de rocas madre, incluyendo sedimentos siliciclásticos, rocas carbonatadas, metasedimentos, rocas intrusivas en bloques de basamento aflorados y rocas volcánicas (Boggs, 2009). Según (Dickinson & Suczek, 1979), el indicativo principal para identificar las areniscas provenientes de complejos de subducción es el mayor contenido de chert (**Ver figura 6**).



**Figura 7.** Sedimentos derivados de arcos magmáticos. Proviene de arco magmático activo con ante arco, trinchera y volcánicos de arco disecados y no disecados. Un terreno disecado expondrá rocas plutónicas y metamórficas más profundas y félsicas. Figuras modificadas a partir de (Dickinson & Suczek, 1979 Fig. 6; Dickinson, 1988).

## 2. METODOLOGÍA

### 2.1. Metodología de trabajo de campo

La recopilación de datos se realizó mediante dos salidas de campo a la costa del Ecuador: la primera se efectuó los días 5 y 6 de junio y la segunda desde el 12 hasta el 16 de diciembre del 2022, visitando diferentes sitios que pueden tener afloramientos o lugares proximales de la playa dentro de la zona de estudio (provincia de Manabí y provincia de Santa Elena). Los lugares para la recolección de muestras de diferentes Formaciones se prestó más atención las coordenadas ubicadas en el mapa con los afloramientos visitados en medida de la accesibilidad, de igual forma el bosquejo de una columna estratigráfica sirvió de guía para identificar determinadas Formaciones. En pocos afloramientos se dificultó la toma de muestras, debido a su baja topografía que se encuentran bajo el nivel de la carreta o en la zona de playa bajo el nivel mar. Para el caso de los afloramientos que si hubo facilidades para extraer muestras con la ayuda del martillo se tomó rocas de diferentes tamaños que van desde el tamaño del puño de la mano hasta de un bloque de construcción referencialmente, se buscó que la muestra no esté tan expuesta a la intemperie porque puede estar muy alterada o presentar oxidación. Una vez ya extraída se etiquetó y guardo en fundas herméticas, de igual forma según la composición en algunos casos se procedió a tomar muestras de sedimentos poco consolidados representativos del afloramiento. Finalmente, dentro de la planificación se logró recolectar 59 muestras distribuidas de la siguiente manera: De Piñón (6 muestras), Calentura (3 muestras), Cayo (4 muestras), San Eduardo (5 muestras), San Mateo (20 muestras), Zapotal (3 muestras), Dos bocas (5 muestras), Ónzole (3 muestras) y No identificadas (10 muestras) **(Ver Anexo II) (Ver Figura 8)**. Ciertos puntos solo se tomó registro de coordenadas y fotografía para el levantamiento de columnas estratigráficas.

Todas las muestras recolectadas pasaron por la etapa de reconocimiento, caracterización y realización de láminas delgadas, poniendo especial atención en 7 láminas escogidas las cuales se realizó descripción petrográfica **(Ver Tabla 2) (Ver Anexo III)**.

*Tabla 2. Información de láminas escogidas.*

<b>Código</b>	<b>Coord_X</b>	<b>Coord_Y</b>	<b>Fecha</b>	<b>Formación</b>
<b>PNN-02</b>	550407.044	9882599.65	12/12/2022	Piñón
<b>CY-01</b>	516638.6	9822811.95	13/12/2022	Cayo
<b>SE-05</b>	546661.629	9876901.78	12/12/2022	San Eduardo
<b>SM-08</b>	516491.059	9822988.19	13/12/2022	San Mateo
<b>SM-09</b>	529079.761	9849099.54	14/10/2022	San Mateo
<b>SM-10</b>	529080.842	9849102.91	14/10/2022	San Mateo
<b>SM-14</b>	526203.378	9838468.24	14/10/2022	San Mateo



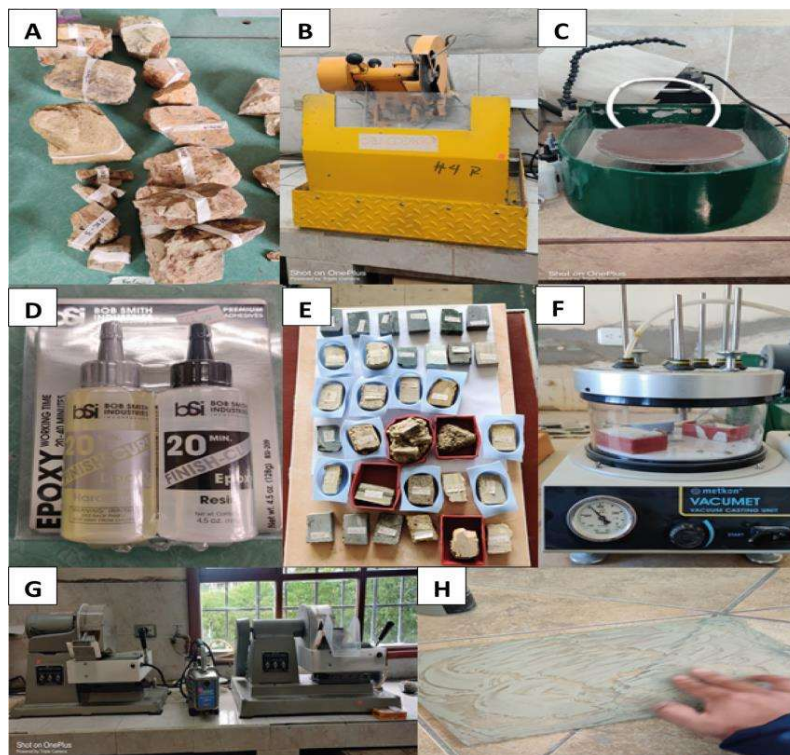
*Figura 8. Muestras recolectadas de diferentes afloramientos.*

## **2.2. Metodología de laboratorio**

El trabajo de laboratorio se desarrolló en diferentes laboratorios con los que cuenta el Departamento de Geología de la Escuela Politécnica Nacional, dividido en tres etapas:

- La inicial se realizó en el laboratorio de elaboración de láminas delgadas, en donde clasificamos todo lo recolectado en campo etiquetando según la formación, el día y la ubicación seguido por el proceso de elaboración de la lámina que consiste en tomar la muestra seleccionada y cortarla con una sierra circular ingletadora hasta obtener un chip que mida 3.5cm x 2cm. Ya con el chip de las medidas indicadas, seleccionamos la cara que se pueda obtener mayor información y la pulimos en una maquina manual pulidora (devastadora) marca Covington pasando por discos abrasivos de las siguientes medidas 100, 220 y 600 con el objetivo de emparejar una cara con mayor disponibilidad de información, después usando el mismo

método pero ahora con lijas de carburo de silíceo de diferente denominación numérica que van según la composición que empieza desde la más fina de 400/P800, una intermedia de 800/P1500 y la más gruesa de 1000/P2500 con el fin de tener una cara lisa y nivelada con pocas imperfecciones, dicha cara fue puesta en un portaobjetos con resina petropoxi y endurecedor marca BSI-poxy para dejar secando por un día (**Ver Figura 9 A-D**). En algunos casos se tenía sedimentos no consolidados o muestras muy deleznable, se coloca el contenido de la muestra en un pequeño recipiente donde se pueda agrupar todo para utilizar la maquina Vacumet e impregnar la muestra. Finalmente, mediante una máquina cortadora marca INGRAM-WARD 137U se cortó la chuleta hasta tener un chip de medidas de 1mm de ancho, para pulir en una máquina que posee un motor de vacío marca INGRAM-WARD 400U y reducir el tamaño del chip hasta que tenga una dimensión de 30  $\mu$ , esto se complementó realizando un pulido manual mediante el uso de polvo de carburo de silíceo que es mezclado con agua y se coloca sobre un vidrio, para ir reduciendo el espesor de la lámina (**Ver Figura 9 E-H**).



**Figura 9.** Secuencia alfabética a seguir para desarrollar la metodología (primera etapa): **A.** Clasificación de muestras tomadas en campo **B.** Máquina utilizada para el corte de rocas **C.** Máquina manual pulidora **D.** Resina Epoxy **E.** Chips realizados de muestras de rocas y sedimentos **F.** Máquina de impregnación **G.** Cortadora y Pulidora con motor de vacío para dejar el chip de 1mm de grosor **H.** Polvo de carburo de silíceo mezclado con agua sobre un vidrio.

Las láminas realizadas en base al trabajo que fue descrito en secuencia, se analizaron y describieron con el Microscopio Petrográfico de la marca Olympus, usando diferentes aumentos de 2.5X, 10X y 40X para apreciar mejor los minerales y tener mejor detalle al momento de escribir (**Ver Figura 10**). Se tomaron fotografías con una cámara de la misma marca para adjuntar en fichas petrográficas.



**Figura 10.** Microscopio Petrográfico con cámara montada.

- En la etapa intermedia se utilizó el laboratorio de Geoquímica, ya conociendo la composición de cada lámina delgada se procede a escoger las que pueden tener minerales pesados y con el resto de la muestra sobrante que no se utilizó para realizar el chip procedemos a destruir mecánicamente la roca en la máquina trituradora de mandíbulas BB200 de la marca Retsch hasta obtener granos de sedimento de tamaño fino. Es importante recalcar que la muestra debe estar en las condiciones ideales es decir seca, para no tener problemas que puedan generar una masa de lodo que se acumule en la máquina e interrumpir el proceso de trituración. Este procedimiento fue cíclico con cada muestra debido a que se repite de la misma forma con todas las que seleccionamos mediante la observación microscópica. Después se usó el laboratorio de sedimentología para realizar la separación granulométrica mediante un juego de tamices estandarizados (fracción varía entre 45 – 250  $\mu\text{m}$ ). El tamizado se realizó en húmedo alrededor de 15 minutos con los tamices de medidas de 45, 250, 350 y 500 micras, mediante el uso de la tamizadora eléctrica para obtener la fracción de interés. Para posteriormente lavar los tamices en una máquina de ultrasonido. Con lo que se obtuvo del tamizado colocamos en vasos de precipitación, es necesario atacar a los carbonatos con ácido clorhídrico

(HCl) al 10%. (**Ver Figura 11 A-E**). En este caso disponíamos ácido al 37% por lo cual se tenía que bajar el porcentaje de composición, mezclando ciertas cantidades de agua destilada con el ácido disponible por medio de (**Ver Ecuación 1**). Posteriormente dejarlo actuar en húmedo revolviéndolo con frecuencia para eliminar todos los carbonatos hasta cuando no se observe ninguna reacción. Comprobando que ya no existan reacciones, lavamos la muestra para eliminar el contenido de ácido y la secamos en el horno de marca X (**Ver Figura 11 F-H**).

$$PM\ HCl = 36.469\ \frac{g}{mol}\ \text{Peso Molecular HCl}$$

$$\delta = 1.19\ \frac{Kg}{L}\ \text{Densidad HCl}$$

$$\frac{10\ g\ HCl}{100\ g\ sol} \times \frac{1\ mol\ HCl}{36.46\ g\ HCl} \times \frac{1000\ g\ sol}{1\ Kg\ sol} \times \frac{1.19\ kg\ sol}{1\ L\ sol} = 3.2638\ \frac{mol\ HCl}{L\ sol}$$

$$M\ HCl = 12.076\ \frac{mol\ HCl}{L\ sol}$$

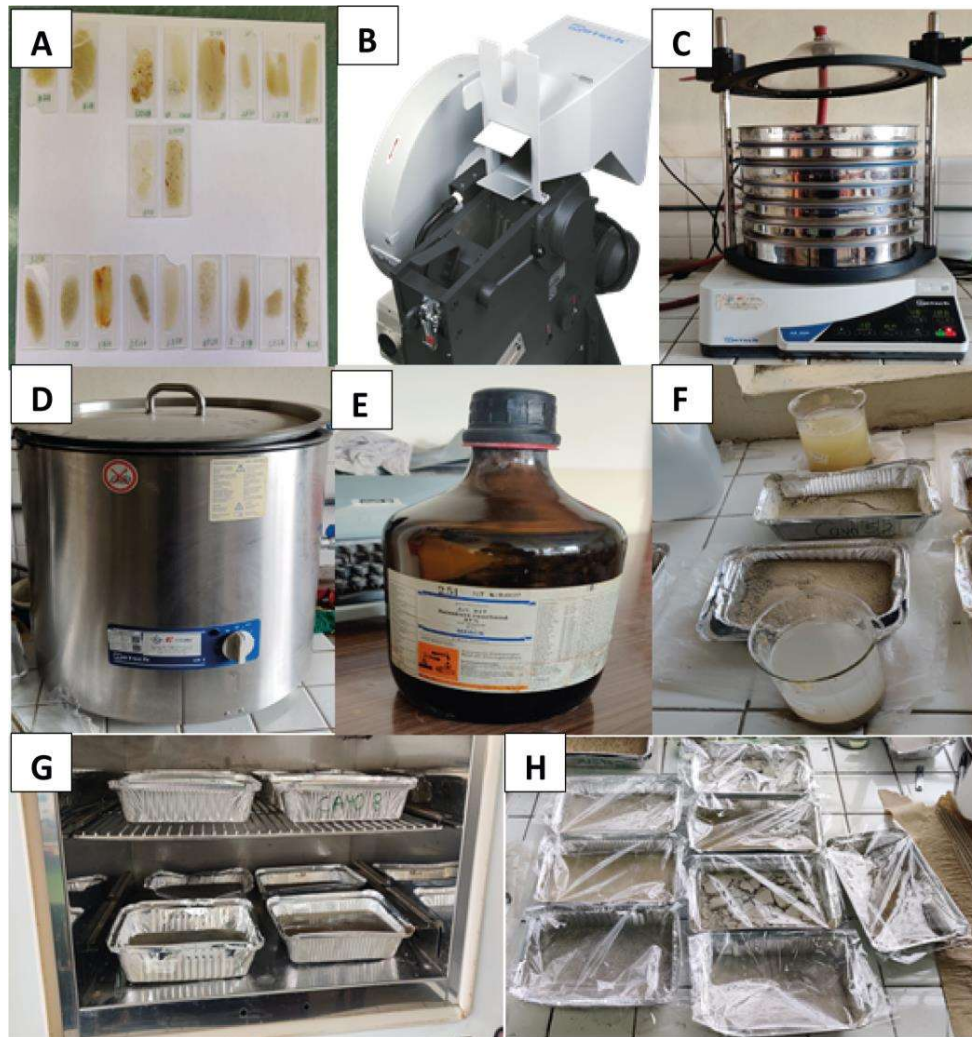
$$M1 \times V1 = M2 \times V2$$

$$12.076\ \frac{mol\ HCl}{L\ sol} \times 0.5\ L\ sol = 3.2638\ \frac{mol\ HCl}{L\ sol} \times V2$$

$$V2 = 1.85\ L$$

*\*Por cada 0.5 L de HCl se necesita 1.85L de agua destilada, para tener*

**Ecuación 1.** Ecuación para determinar la cantidad de agua destilada necesaria, para tener HCl al 10% según la concentración del HCl.



**Figura 11.** Secuencia alfabética a seguir para desarrollar la metodología (segunda etapa): **A.** Láminas delgadas **B.** Trituradora mecánica de mandíbulas **C.** Tamizado **D.** Limpieza de tamices **E.** Ácido clorhídrico al 37% **F.** Ataque con Ácido clorhídrico mezclado con agua en vasos de precipitación **G.** Muestras secas **H.** Muestras que permanecieron en el horno sin carbonatos.

- Para la etapa final, se desarrolló en el Laboratorio de Geoquímica. Lo que resulto de muestra realizando los anteriores procedimientos vamos a pasar por el separador magnético Frantz, para obtener la fracción magnética y no magnética. Utilizando la fracción no magnética, eliminamos los minerales opacos puesto que muchos poseen gran densidad y se tiene que apartar de los minerales no opacos. Esto lo hacemos añadiendo ácido nítrico a la muestra húmeda revolviendo cada ocho horas durante dos días con el fin de disminuir y eliminar los minerales opacos provenientes de sulfuros. Cuando ya se haya mezclado bien y cumpliendo el tiempo de establecido, lavamos la muestra con gran cantidad de agua hasta eliminar el

ácido nítrico. Ya con lo que nos resultó de sedimento final, sin carbonatos y en gran parte la disolución de minerales opacos volvemos a secar la fracción de muestra obtenida utilizando el horno y recipientes de aluminio, dicho horno está ubicado en el Laboratorio de Sedimentología. Hay que precalentarlo hasta que su temperatura sea 40°C por un día y medio (**Ver Figura A-C**). Consiguientemente, separamos densimétricamente los minerales necesitados para esto se convino polvo de politungstato con agua destilada hasta una obtener una solución que va a ser utilizada en este proceso. La densidad recomendada para que este proceso se efectuó de mejor manera es de 2.89  $g/cm^3$ , para cumplir con dicha densidad la solución debe tener las cantidades necesarias proporcionalmente tanto de politungstato como de agua destilada según la tabla (**Ver Tabla 3**).

Para realizar el siguiente procedimiento de separación por líquidos pesados se utilizó embudos de separación. Cuando realizamos esta separación no presentamos ningún tipo de inconveniente, tomamos la fracción de muestra a utilizar y se colocamos con especial cuidado en un embudo de separación hasta tener los suficiente y agregamos progresivamente el líquido pesado. Después dejamos reposar el embudo alrededor de (~dos o tres horas), para poder observar que los minerales ligeros flotan y los minerales pesados se hunden. Una vez que contemos con los minerales separados, aperturamos el embudo de separación y pasamos los minerales más pesados a través de un papel filtro sobre un embudo (para dejar que el líquido pesado sea drenado para posterior poder recuperarlo).

Una vez separados los minerales según su densidad, recolectamos con especial experticia los minerales pesados y lavamos con agua destilada a una temperatura mayor a la normal, se deja durante un tiempo hasta cuando estén secos y procedemos a examinar con un binocular óptico para comprobar si contamos con minerales pesados, los cuales van a ser utilizados para realizar una lámina delgada. La elaboración de la lámina delgada se hizo con polvo piperina, para esto se necesitó distribuir en cuatro, calentar sobre una parrilla un portaobjetos y con la ayuda de una paleta se pone un poco de piperina que recubra toda la superficie hasta que se convierta en líquido. Una vez en estado líquido repartimos los minerales de forma igual y colocamos el cubre objetos (**Ver Figura 12 D-F**). Para finalizar se aplica un conteo de tipo modal con los minerales pesados disponibles. Se debe contar por lo menos 300 puntos con el objetivo de establecer igualdad de proporciones en los minerales pesados con los que se está realizando el estudio.





**Figura 12.** Secuencia alfabética a seguir para desarrollar la metodología (tercera etapa). **A.** Máquina de separación Frantz **B.** Ácido nítrico **C.** Horno **D.** Separación de minerales mediante líquidos pesados usando peras de separación **E.** Análisis modal en el binocular **F.** Polvo de piperina para la elaboración de la lámina delgada.

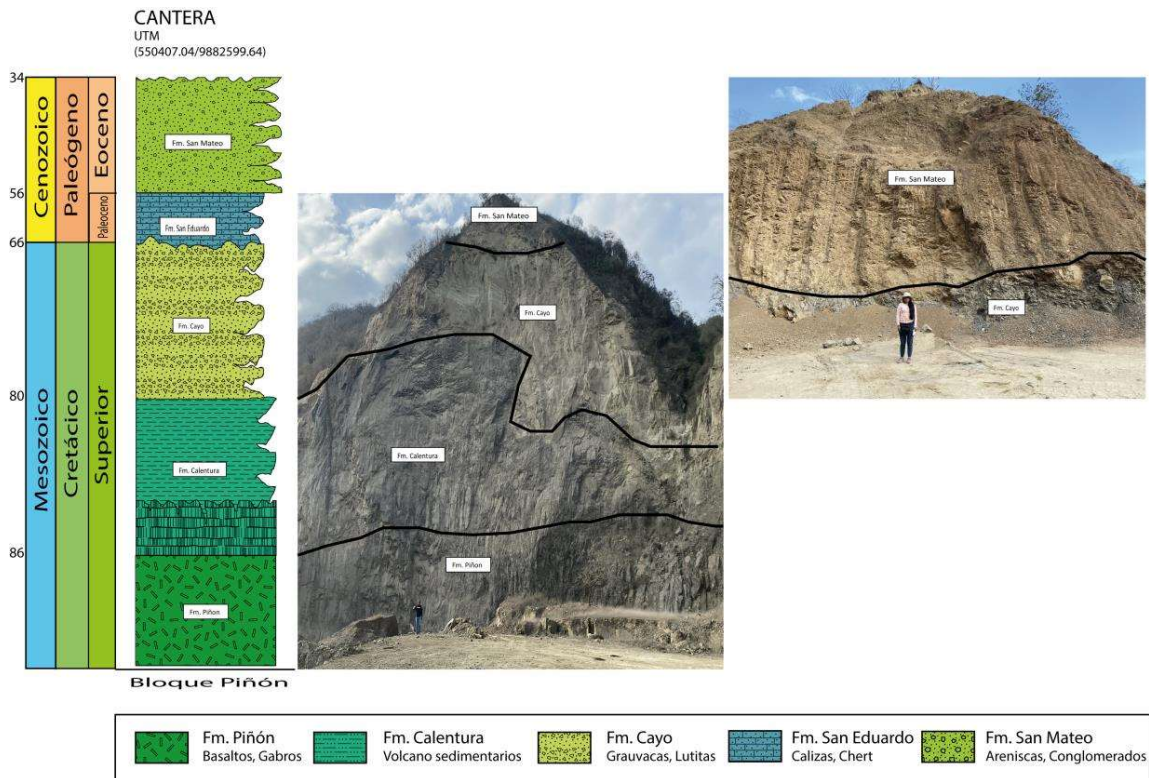
**Tabla 3.** Tabla de concentraciones de politungstato de sodio y agua destilada. Tomado de: [www.sometu.de](http://www.sometu.de)

Solución	Densidad (g/ml)	SPT (g)	H2O (ml)	Solución	Densidad (g/ml)	SPT (g)	H2O (ml)
1000 ml	1,00	0	1000	1000 ml	1,95	1178	772
1000 ml	1,05	52	998	1000 ml	2,00	1250	750
1000 ml	1,10	121	979	1000 ml	2,25	1576	676
1000 ml	1,15	195	955	1000 ml	2,30	1662	637
1000 ml	1,20	264	936	1000 ml	2,35	1741	612
1000 ml	1,25	325	925	1000 ml	2,40	1803	595
1000 ml	1,30	379	921	1000 ml	2,45	1870	581
1000 ml	1,35	432	918	1000 ml	2,50	1930	570
1000 ml	1,40	504	896	1000 ml	2,55	1995	556
1000 ml	1,45	558	892	1000 ml	2,60	2052	545
1000 ml	1,50	615	885	1000 ml	2,65	2114	538
1000 ml	1,55	694	859	1000 ml	2,70	2175	527
1000 ml	1,60	741	856	1000 ml	2,75	2247	508
1000 ml	1,65	808	842	1000 ml	2,80	2297	504
1000 ml	1,70	867	833	1000 ml	2,85	2356	492
1000 ml	1,75	927	823	1000 ml	2,90	2420	478
1000 ml	1,80	990	810	1000 ml	2,95	2478	472
1000 ml	1,85	1051	799	1000 ml	3,00	2552	450
1000 ml	1,90	1125	775				

### 3. RESULTADOS

#### 3.1. Resultados

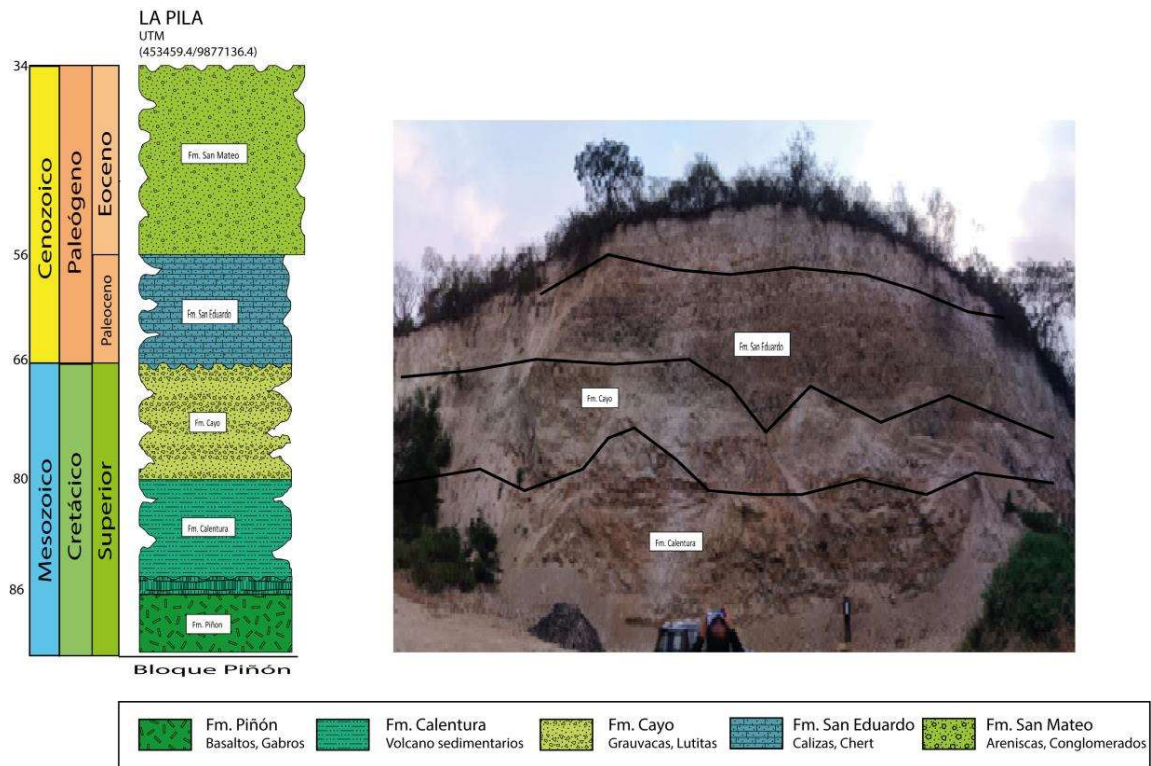
##### 3.1.1. Correlaciones estratigráficas



**Figura 13.** Afloramiento observado en una Cantera UTM (550407.04/9882599.64), donde se realizó la columna estratigráfica.

La descripción del afloramiento, ubicado en la cantera que se encuentra al noroccidente de la Falla de Jama, viene a ser parte de la elevación estructural. Se puede observar en la parte inferior se encuentra el basamento de la costa es decir la “Formación Piñón” con su composición litológica básica, se tomó una muestra de este lugar con etiqueta **PNN-02** que según la descripción petrográfica realizada se trata de un basalto (**Ver Anexo IV**). La “Formación Piñón” superpone a la “Formación Calentura”, en el afloramiento cuenta con una gran altura presentado sedimentos silicificados de color gris oscuro en su parte inferior su composición es de brechas muy finas, areniscas tobáceas y areniscas de grano fino (**Ver Figura 13**). Al tener rocas de tipo volcano sedimentarios se ha generado una confusión con composición litológica de la “Formación Piñón” cuando han sufrido un proceso de meteorización, para poder diferenciar hay que tomar en cuenta la alteración de sulfuros y la presencia de vidrio volcánico. Las brechas volcánicas tienen clastos muy pequeños y las

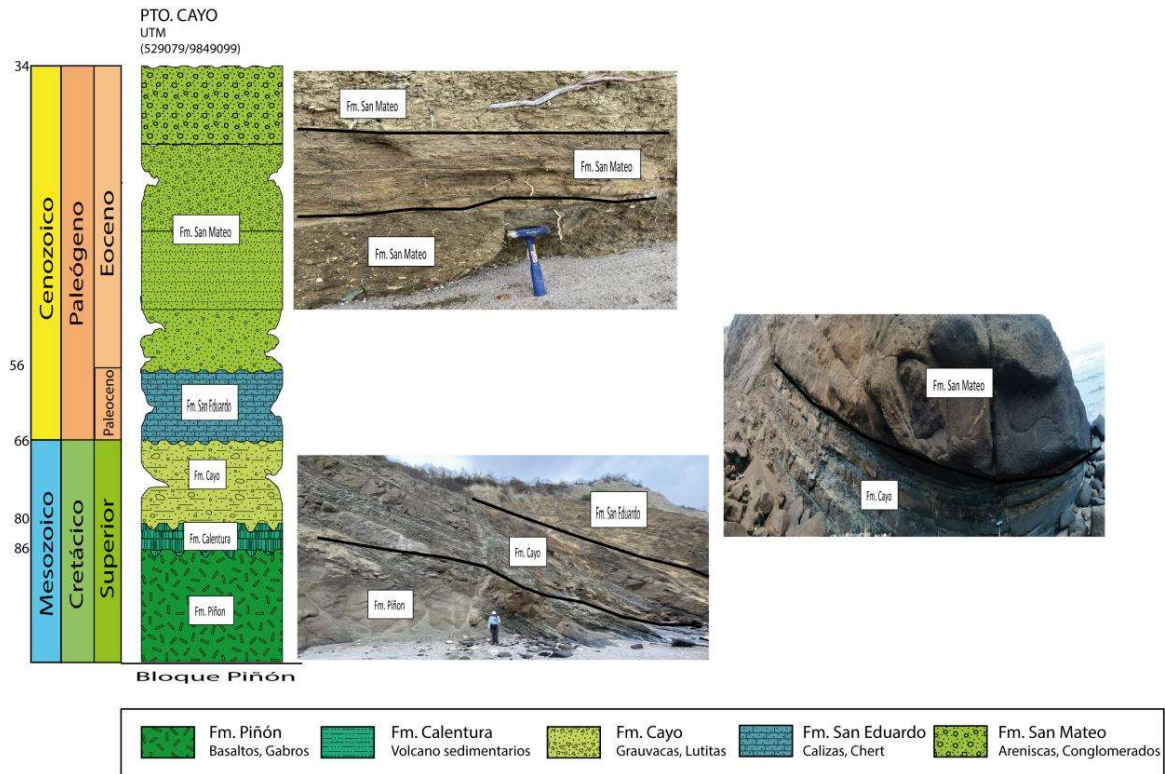
tobas volcánicas están recubiertas por ceniza. Según Alemán et al., (2021) mencionan la presencia de lutitas negras, calizas con laminación negras, tobas de lapilli calcárea y turbiditas depositadas en un medio pelágico e una plataforma antigua.



**Figura 14.** Afloramiento observado en La Pila UTM (453459.4/9877136.4), donde se realizó la columna estratigráfica.

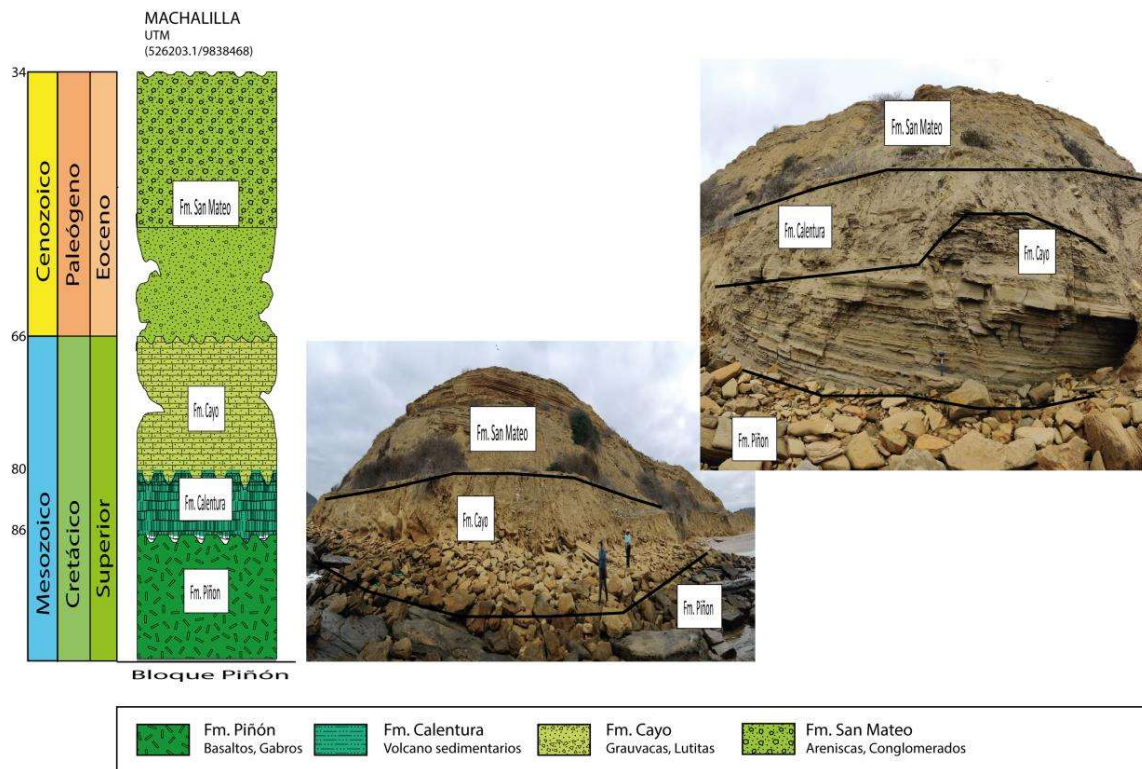
Si siguiendo con la secuencia en este afloramiento hacia la parte inferior aún contamos con la Formación Calentura que nos muestra rocas de tipo más sedimentario como calizas y areniscas de grano fino, se tomó una muestra de este lugar llamado La Pila (**Ver Figura 14**) con etiqueta **SE-05** que según la descripción petrográfica realizada se trata de una arenisca (**Ver Anexo V**). La “Formación Cayo” sobreyace a la “Formación Calentura” está compuesta litológicamente por Grauvacas, secuencias volcánicas siendo interpretada como depósitos turbidíticos, lutitas y volcano sedimentos. Ya en el afloramiento se puede observar secuencias turbidíticas de areniscas y lutita, estos sedimentos por lo general tienen alta resistencia a la erosión por su elevado contenido de sílice, también tenemos la presencia del sistema de Fallas de Jama con orientación NE-SW que en determinados lugares se evidencia con plegamientos o bloques removidos esto se debe al levantamiento del basamento dado hace millones de años que en muchos de los casos aún conservan una tectónica activa. Hacia la parte más elevada del afloramiento tenemos a la “Formación San

Eduardo” compuesto por Calizas y Chert, son rocas con alto contenido de carbonatos debido a su procedencia, también su alto contenido sílice se ve en la deformación de las rocas que llegan a un punto alto de ductilidad presentando diferente tipo de estructuras.



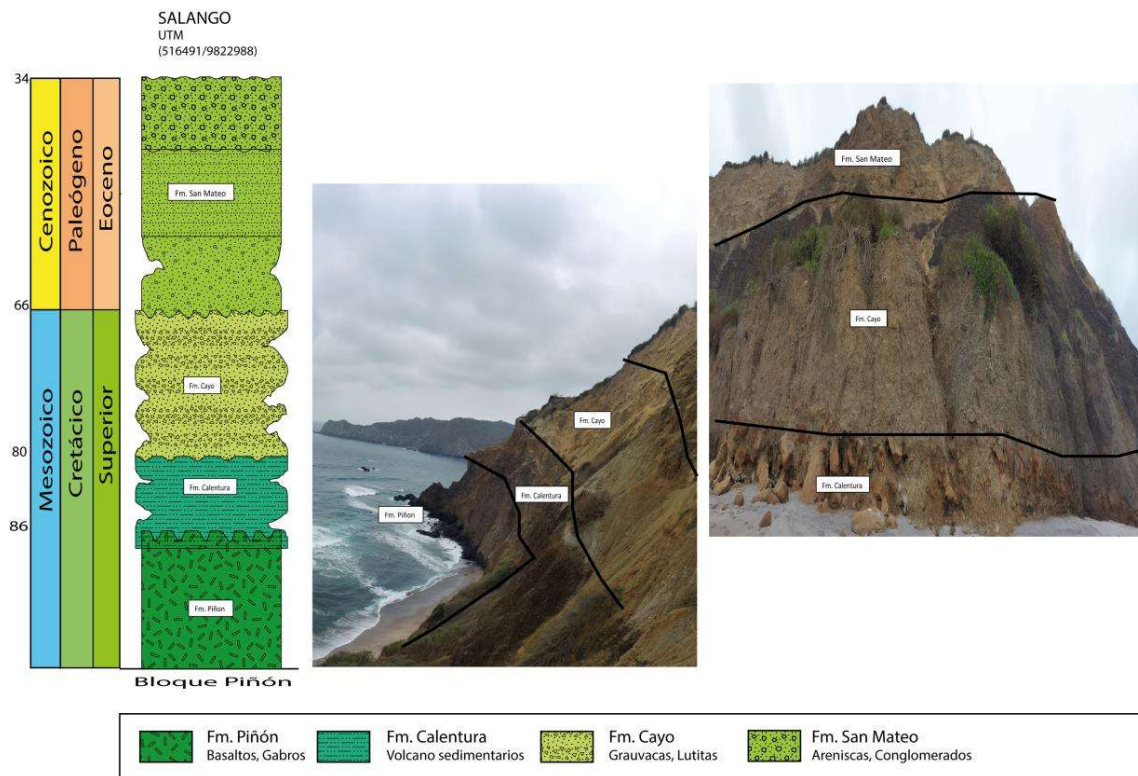
**Figura 15.** Afloramiento observado en Puerto Cayo UTM (529079/9849099), donde se realizó la columna estratigráfica.

En el afloramiento de Pto. Cayo (**Ver Figura 15**) ya se pudo ver el basamento costero de cerca, debido a que una parte se encontraba bajo la playa y la otra en las orillas donde se compartía el afloramiento, la presencia de estructuras tectónicas, su meteorización debido al lugar que se encontraba, los contactos con otras Formaciones y su composición litológica. Nos permitió comprobar la secuencia estratigráfica establecida con información recabada a lo largo del avance de este proyecto con las visitas a cada uno de los afloramientos descritos. En la parte superior del afloramiento tenemos a la Formación San Mateo que presenta varias secuencias con diferente composición, sin embargo, en términos generales litológicamente consta de areniscas y conglomerados que pueden variar de tamaño o cantidad de clastos, pero se asemejan mucho en cada facie que pueda ser interpretada. Para este caso en concreto se tomaron dos muestras con etiquetas **SM-09** y **SM-10** que según la descripción petrográfica realizada se trata de dos conglomerados (**Ver Anexo VI y VII**).



**Figura 16.** Afloramiento observado en Machalilla UTM (526203.1/9838468), donde se realizó la columna estratigráfica.

En el afloramiento Machalilla (**Ver Figura 16**) como en el anterior se pudo ver de cerca el basamento con un ligero cambio en su tonalidad de ser completamente negro a un color más verde, pero en sí la mayoría de características eran similares. En este punto se tomó una muestra con etiqueta **SM-14** que según la descripción petrográfica realizada se trata de un conglomerado (**Ver Anexo VIII**). La Formación Cayo tenía una orientación preferida hacia donde iba la estratificación, la presencia de microfallas mostraba las intercalaciones que podrían estar dadas por areniscas y lutitas recubierto por sedimento de color beige posiblemente este venga de la “Formación San Mateo” que en su composición hay presencia de material sedimentario que sirve como cemento para compactar clastos de diferente tamaño o para rellenar las cavidades que van dejando al momento de transportarse los clastos.



**Figura 17.** Afloramiento observado en Salango UTM (516491/9822988), donde se realizó la columna estratigráfica.

Este lugar visitado viene a ser la parte direccionada más al Sur de nuestra zona de interes, donde encontramos aflorando la “Formación Piñón” (**Ver Figura 17**). Haciendo relación a los lugares que se encontró el basamento de cerca, necesariamente está ubicado en las orillas en dirección hacia la playa. Esto debe ser tomado en cuenta ya que dependiendo de la ubicación del afloramiento va a variar el estado en el que se encuentre debido a las condiciones ambientales y la exposición. En la secuencia se encuentra subyaciendo la “Formación Calentura” con sedimentos con líticos volcánicos, seguido de la Formación Cayo con roca que tienen una alta meteorización que son muy frágiles o susceptibles a convertirse en sedimento. Ya en la parte superior la “Formación San Mateo” con bloques rodados recubiertos por material más fino siendo en ciertos lugares de forma decreciente o creciente. En este punto se tomó muestras de roca con etiquetas **SM-08** y **CY-01** que según la descripción petrográfica realizada se trata de un conglomerado con compactación muy baja y una lutita silicea (**Ver Anexo IX y X**).

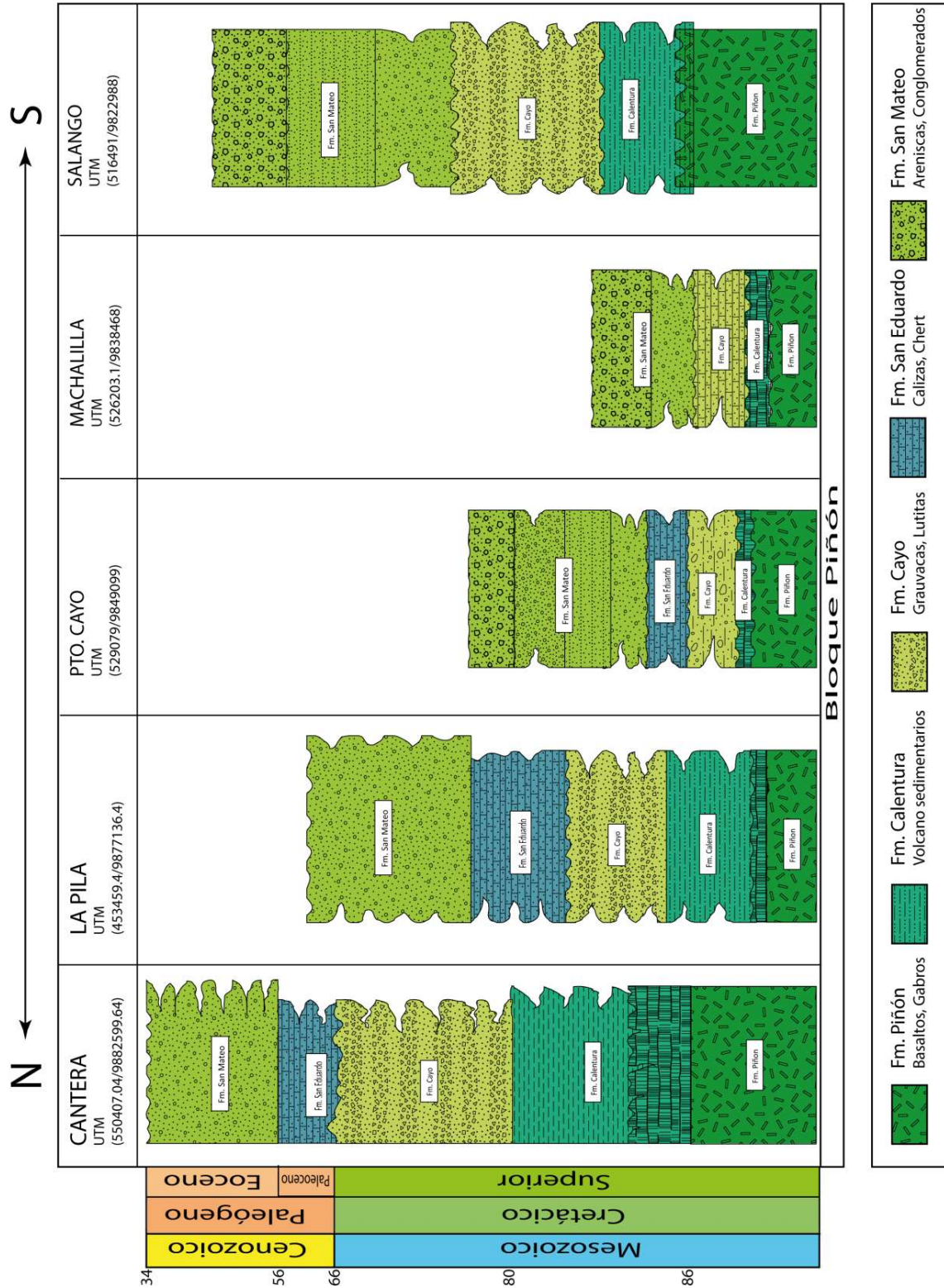
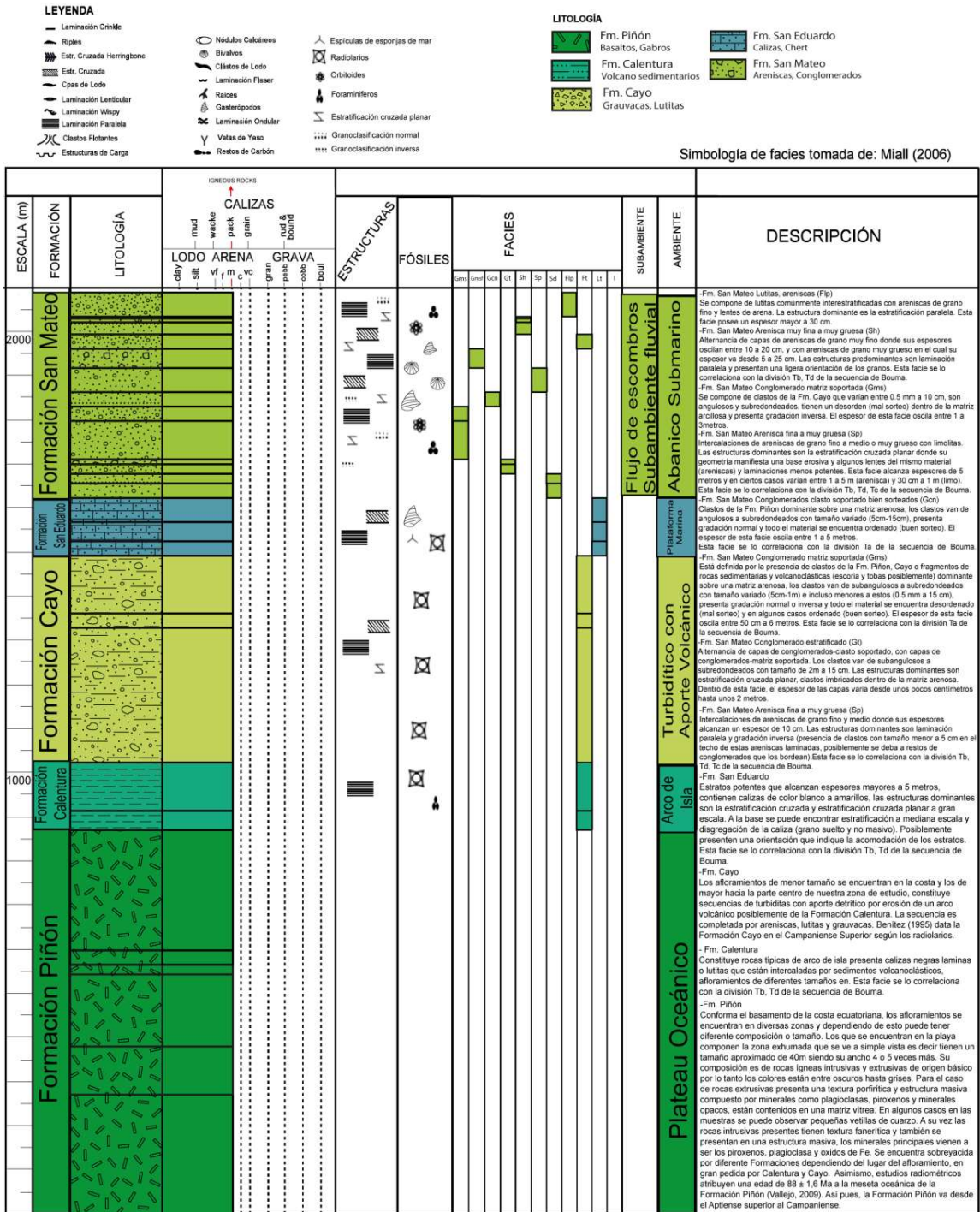


Figura 18. Correlaciones estratigráficas entre 5 diferentes afloramientos.

Mediante la información adquirida por fuentes bibliográficas y la visita en la salida de campo de cinco afloramientos descritos con anterioridad, se levantó columnas estratigráficas donde se puede establecer la correlación, en base a su composición litológica y ubicación donde se desarrolló la aplicabilidad en la zona delimitada para su investigación. Desde el basamento costero ecuatoriano con rocas de la "Formación Piñón" seguido por la "Formación Calentura" y la "Formación Cayo" con edades del cretácico tardío, después la "Formación San Eduardo" con edad del Paleógeno temprano y en la parte más alta de nuestras columnas la "Formación San Mateo" de edad del Paleógeno medio. En medida que se avanzó con la investigación la secuencia se completaba tal y como lo decía bibliográficamente, pero en algunos casos hubo ausencia de alguna Formación probablemente esto se debe a etapas de evolución geodinámica. La parte inferior estratigráficamente de la geología de la costa ecuatoriana está descrita y corroborada en el presente trabajo (**Ver Figura 18**).



# COLUMNA SEDIMENTOLÓGICA Y ESTRATIGRÁFICA DE LAS FORMACIONES PIÑÓN, CALENTURA, CAYO, SAN EDUARDO Y SAN MATEO



\* No existe contactos concordantes entre ninguna formación porque se realizó las columnas en diferentes puntos.

Figura 19. Columna generalizada de las "Formaciones Piñón, Calentura, Cayo, San Eduardo y San Mateo".

### 3.1.2. Análisis de procedencia

En el presente subcapítulo se presentan los resultados de los análisis obtenidos de 10 muestras correspondiente a la región costera, específicamente enfocados en la zona de mayor interés. A propósito, se presenta los porcentajes más detallados de los resultados arrojados en las asociaciones de minerales pesados para cada muestra, para cada Formación se tiene un promedio de las asociaciones (**Ver Figura 20**). En el análisis presentado se tiene tres grupos los minerales continentales – cratónicos que lo componen los minerales del índice ZTR junto con el apatito y el branti, el segundo grupo los minerales metamórficos granate, epidota+zoisita+clorita, cloritoide, estaurolita, cianita+sillimanita, prenita+pumpellita y el tercer grupo los minerales volcánicos hornblenda y piroxeno. Que dependiendo de su composición modal definiremos el aporte de nuestras formaciones, para nuestro caso contamos con los siguientes resultados yendo desde lo más antiguo tenemos a la Formación Calentura con (3,5% de minerales de primer grupo, 1,8% de minerales del segundo grupo y 94,8% de minerales del tercer grupo), el promedio de la Formación Cayo (7,3% de minerales de primer grupo, 0% de minerales del segundo grupo y 92,7% de minerales del tercer grupo), el promedio de la Formación San Mateo (14% de minerales de primer grupo, 8,9% de minerales del segundo grupo y 77,1% de minerales del tercer grupo), Formación Zapotal (21,2% de minerales de primer grupo, 12,6% de minerales del segundo grupo y 66,2% de minerales del tercer grupo) la tabla de los resultados completos de cada composición (**Ver Anexo XI**). La mayoría de estas formaciones predomina la presencia de minerales del tercer grupo como hornblenda y piroxeno esto probablemente a la erosión de Piñón, en algunos casos la presencia de minerales del segundo grupo tiene un porcentaje considerable esta fuente puede venir del BAT o de la cordillera real y por último en menor porcentaje los minerales continentales. La presencia de Zircones euhedrales que provienen de la erosión de intrusivos (**Ver Figura 20**).

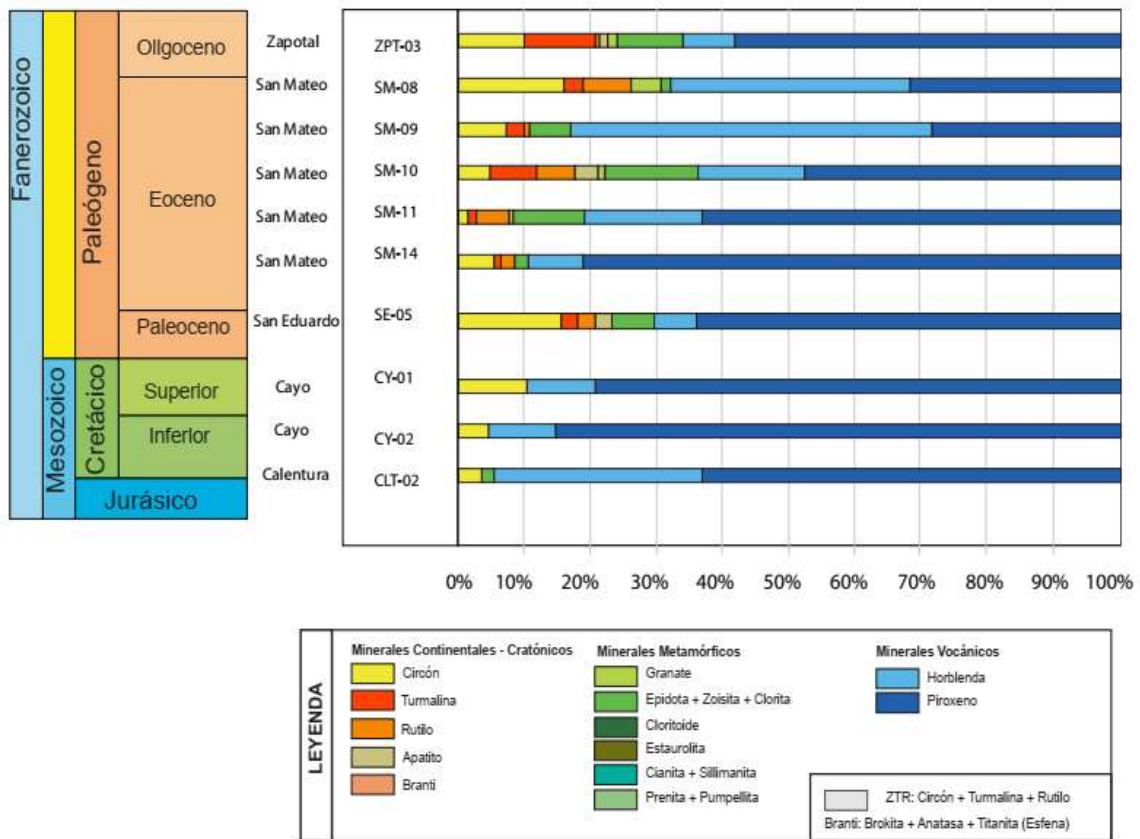
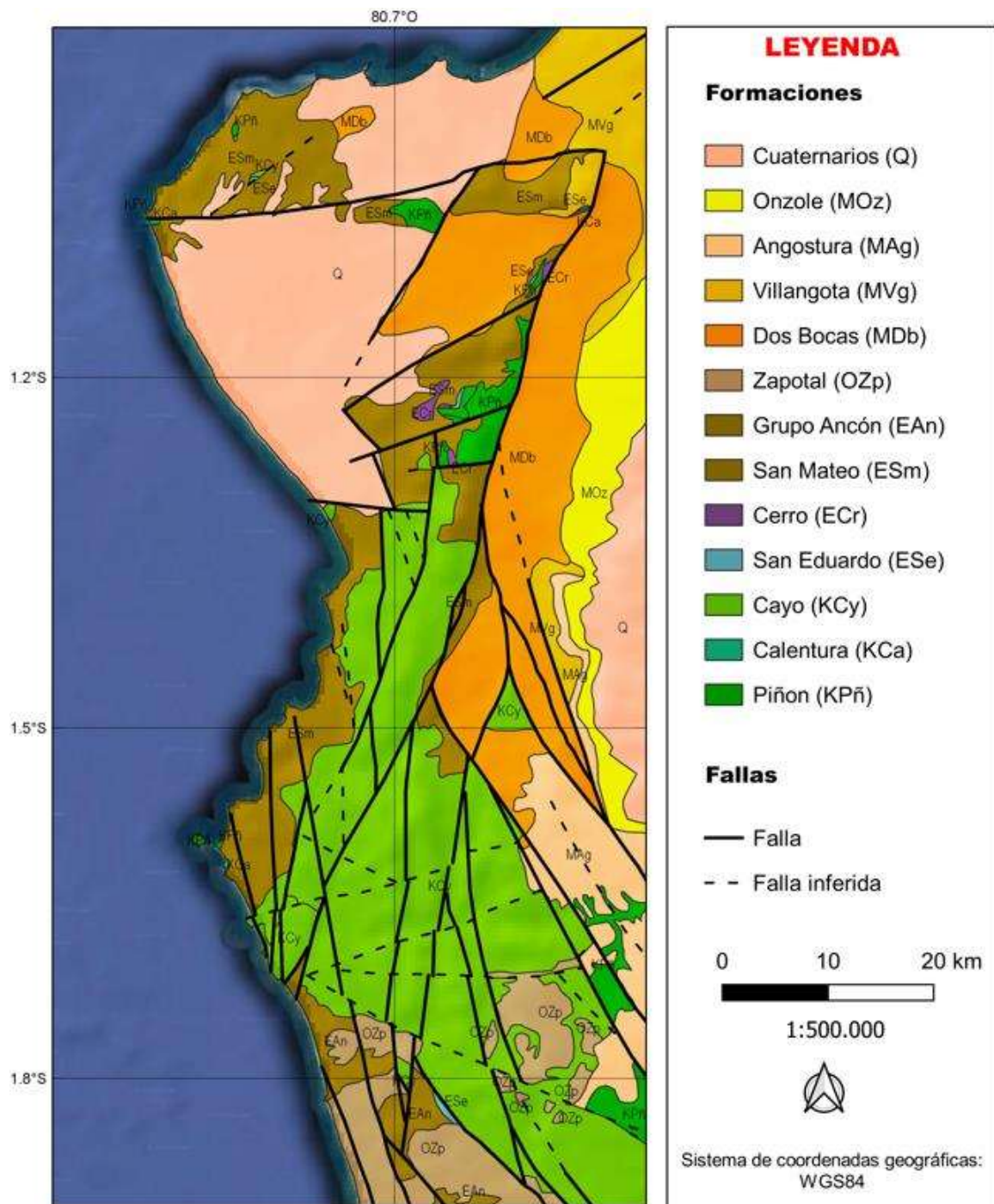


Figura 20. Análisis de minerales pesados. Modificado de (Pilatasig, 2020)

### 3.1.3. Mapa Geológico



**Figura 21.** Mapa geológico realizado en base a los datos obtenidos. Modificado de (Reyes & Michaud, 2012).

Tomando en cuenta la distribución de afloramientos que se pudo visitar se hizo una actualización usando como base el mapa de (Reyes & Michaud, 2012), todo el trabajo realizado específicamente en la zona de estudio con toma de muestras en lugares determinados como se muestra en **(Ver Anexo II)** y su análisis microscópico petrográfico mediante lámina delgada en las siguientes ubicaciones **(Ver Anexo III)**. Empezando desde el basamento se encontró en la orilla del mar en su parte más expuesta que se podía apreciar de mejor manera y algunos afloramientos de tamaño considerable que se divisaba desde una parte lejana. Esto en algunos casos es confundido con la Formación Cayo según el mapa base, esto fue corregido según la información recabada en este estudio. También en lugares que se tenía como la Formación Cayo se encontró una composición diferente, más bien muy similar a la Formación San Mateo. Con respecto a la última Formación mencionada hay que recalcar que en gran parte donde aflora se tiene diferentes tipos, pero como similar composición, más o menos compactada o meteorizada. Hay que tener especial atención con la Formación Cerro ya que no aflora con facilidad y es muy difícil encontrarla.

## **4. CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES**

### **4.1. Conclusiones**

- ✓ La geodinámica actual en la costa ecuatoriana juega un papel importante, ya que la subducción entre las placas de nazca y sudamericana produce compresión en el margen costero continental que dio origen a las fallas inversas de Jama NNE-SSW y Jipijapa, en la zona de la Cuenca de Manabí. Debido a la presencia de estas fallas se puede observar los afloramientos de la cuenca y son responsables del engrosamiento de las regiones locales y engrosamiento de la corteza.
  
- ✓ La evolución estructural de la cuenca de Manabí consta de tres procesos previos a su formación: primero la presencia del basamento de edad cretácica, después la acelerada convergencia en el margen activo entre el Eoceno medio y tardío que desembocó en cambios drásticos de depositación de sedimentos debido al proceso de compresión, en la etapa final la subducción de la dorsal de Carnegie generó subsidencia, la cual terminó rellenando la cuenca de Manabí durante el Neógeno. Actualmente esta cuenca es de tipo pull-apart desarrollada por el ambiente de subducción entre placas.

- ✓ Las correlaciones estratigráficas realizadas en varios afloramientos de la cuenca de Manabí evidenciaron un levantamiento del basamento de la costa, el cual corresponde a la Formación Piñón, por otro lado en algunos de estos afloramientos se depositan concordantemente o discordantemente las Formaciones Calentura, Cayo y San Eduardo; y consecuentemente los depósitos de la Formación San Mateo con distintas facies sedimentarias correspondientes principalmente a areniscas masivas, estratificadas y conglomerados matriz-soportada y clasto-soportada.
- ✓ El análisis de procedencia realizado en la Formación San Mateo evidenció un importante aporte volcánico, en donde se evidenció la presencia de piroxenos y hornblendas probablemente derivados del levantamiento del plato oceánico, es decir, de Formación Piñón, o de arcos volcánicos como la Cordillera Occidental o de los arcos San Lorenzo y Orquídeas.
- ✓ En el análisis de procedencia realizado en las “Formaciones San Eduardo, San Mateo y Zapotal” se identificó un pequeño aporte de minerales metamórficos, lo cual sugiere que pueden ser derivados de la Cordillera Real o del Bloque Amotape-Tahuin. En base a las características ópticas de los minerales pesados de la Formación San Mateo, se identificó un pequeño porcentaje de circones que en su gran parte presentan formas euhedrales y colores translucidos, lo que representa un claro aporte volcánico en su fuente de procedencia, por otro lado, se apreciaron cristales de circón redondeados y algo rosáceos, lo que sugiere que se derivaron de una fuente más distal, por lo que han sufrido un mayor grado de transporte.
- ✓ El Cretácico Superior (Coniaciano –Maastrichtiano) – Paleoceno Medio es fundamental para nuestro estudio debido al comienzo del primer evento compresivo relacionado a la acreción del plateau oceánico (“Formaciones Piñón, Calentura, Cayo y San Eduardo”) al cratón sudamericano.
- ✓ En base al estudio de los afloramientos, elaboración de ensayos en muestras de roca, se han discriminado las muestras de la Formación San Mateo, las cuales se encuentran mapeadas actualmente en el mapa de (Reyes & Michaud, 2012), como la Formación Cayo, por lo que se concluye que existe una mayor distribución de la

“Formación San Mateo” dentro del área estudiada la cual se observa a lo largo del margen costero desde el poblado de Puerto López a Puerto Cayo.

## **4.2. Recomendaciones**

- ✓ Continuar con el estudio en base a los resultados ya disponibles, por medio de esto se podrá corregir, completar o ratificar lo que se tiene y así se tendría más información geológica que pueda ser útil.
- ✓ Debido a la presencia de circones de en algunas de muestras de la “Formación San Mateo” se recomienda realizar trazas de fisión en circones con el fin de obtener un estudio completo de análisis de procedencia para la “Formación San Mateo”.
- ✓ Se sugiere realizar un estudio detallado de otras formaciones como la “Formación San Eduardo” y “Formación Cerro”, ya que existe escasa información relevante a su distribución a lo largo de la cuenca de Manabí.
- ✓ Se recomienda realizar un mapeo más detallado de la Cuenca de Manabí, ya que en este estudio se ha levantado información referente a la Formación San Mateo, sin embargo, es importante realizar un estudio individual de la distribución del resto de formaciones a lo largo de la cuenca.

## 5. REFERENCIA BIBLIOGRÁFICAS

- Aguilera, R. A. A. (2018). *PETROGÉNESIS DE LOS AFLORAMIENTOS DE LA FM PIÑÓN (CRETÁCEO), UBICADOS EN EL SECTOR SUR, CERRO LA GERMANIA, PROVINCIA DEL GUAYAS*. Universidad de Guayaquil.
- Alemán, A. M., Palencia, A. A., Lezama, E. E., & Montenegro, G. (2021). The Chongón/Colonche orocline transrotational bending and the coeval opening of the Progreso basin in southwestern Ecuador. *Journal of South American Earth Sciences*, *111*, 103480. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2021.103480>
- Alvarado, A., Audin, L., Nocquet, J. M., Jaillard, E., Mothes, P., Jarrín, P., Segovia, M., Rolandone, F., & Cisneros, D. (2016). Partitioning of oblique convergence in the Northern Andes subduction zone: Migration history and the present-day boundary of the North Andean Sliver in Ecuador: EASTERN LIMIT OF THE NORTH ANDEAN SLIVER. *Tectonics*, *35*(5), 1048-1065. <https://doi.org/10.1002/2016TC004117>
- Audemard, F. E., & Audemard, F. A. (2002). Structure of the Mérida Andes, Venezuela: Relations with the South America–Caribbean geodynamic interaction. *Andean Geodynamics ISAG 4*, *345*(1), 1-26. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(01\)00218-9](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(01)00218-9)
- Baby, P., ed., Rivadeneira, M., ed., Barragan, R., & ed. (s. f.). *La cuenca oriente: Geología y petróleo*.
- Baby, P., Rivadeneira, M., Barragàn, R., & Christophoul, F. (2013). Thick-skinned tectonics in the Oriente foreland basin of Ecuador. *Geological Society Special Publication*, *377*(1), 59-76. Scopus. <https://doi.org/10.1144/SP377.1>
- Benitez, S. (1995). *Évolution géodynamique de la province côtière sud-équatorienne au Crétacé supérieur-Tertiaire*.
- Benítez, S. (1995). Évolution géodynamique de la province côtière sud-équatorienne au Crétacé supérieur-Tertiaire. *Géologie Alpine*, *71*, 3-163.
- Berrezueta, E., López, K., González-Menéndez, L., Ordóñez-Casado, B., & Benítez, S. (2021). Ophiolitic rocks and plagioryholites from SW Ecuador (Cerro San José): Petrology, geochemistry and tectonic setting. *Journal of Iberian Geology*, *47*(1-2), 367-386. <https://doi.org/10.1007/s41513-020-00154-9>
- Bès de Berc, S., Soula, J. C., Baby, P., Souris, M., Christophoul, F., & Rosero, J. (2005). Geomorphic evidence of active deformation and uplift in a modern continental wedge-top–foredeep transition: Example of the eastern Ecuadorian Andes. *Andean Geodynamics*, *399*(1), 351-380. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2004.12.030>
- Boggs, J., Sam (Ed.). (2009). Provenance of siliciclastic sedimentary rocks. En *Petrology of Sedimentary Rocks* (2.ª ed., pp. 220-267). Cambridge University Press; Cambridge Core. <https://doi.org/10.1017/CBO9780511626487.008>
- Brichau, S., Reyes, P., Gautheron, C., Hernández, M. J., Michaud, F., Leisen, M., Vacherat, A., Saillard, M., Proust, J. N., & O’Sullivan, P. (2021). First timing constraints on the Ecuadorian Coastal



Cordillera exhumation: Geodynamic implications. *Journal of South American Earth Sciences*, 105, 103007. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2020.103007>

Bristow, C. R., & Hoffstetter, R. (1977). *Lexique Stratigraphique International; Amérique Latine: Ecuador* (2.<sup>a</sup> ed.). Centre National de la Recherche Scientifique.

Burgos, J. D. Z., Christophoul, F., Baby, P., Antoine, P.-O., Soula, J. C., Good, D., & Rivadeneira, M. (2005). Dynamic evolution of Oligocene-Neogene sedimentary series in a retro-foreland basin setting: Oriente Basin, Ecuador. *6th International Symposium on Andean Geodynamics (ISAG 2005, Barcelona), Extended Abstracts*, 127-130.

Catota, M. (2020). *TECTONOSEQUENCE ANALYSIS OF THE MANABI BASIN, ECUADOR* [Trabajo de integración curricular presentado como requisito para la obtención del título de Geología, Universidad de Investigación de Tecnología Experimental Yachay]. <http://repositorio.yachaytech.edu.ec/handle/123456789/181>

Christophoul, F., Baby, P., & Dávila, C. (2002). Stratigraphic responses to a major tectonic event in a foreland basin: The Ecuadorian Oriente Basin from Eocene to Oligocene times. *Andean Geodynamics ISAG 4*, 345(1), 281-298. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(01\)00217-7](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(01)00217-7)

Collot, J.-Y., Michaud, F., Alvarado, A., Marcaillou, B., Sosson, M., Ratzov, G., Migeon, S., Calahorrano, A., & Pazmino, A. (s. f.). *Vision general de la morfología submarina del margen convergente de Ecuador-Sur de Colombia: Implicaciones sobre la transferencia de masa y la edad de la subduccion de la Cordillera de Carnegie*.

Contreras, M. (1990). *ESTUDIO ESTRATIGRAFICO DETALLADO DE LA FORMACION SAN MATEO EN LA LOCALIDAD TIPO, MANABI ECUADOR*. Escuela Superior Politécnica del Litoral.

Dashwood, M. F., & Abbotts, I. L. (1990). Aspects of the petroleum geology of the Oriente Basin, Ecuador. *Geological Society Special Publication*, 50, 89-117. Scopus. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1990.050.01.06>

Dickinson, W. R. (1985). Interpreting provenance relations from detrital modes of sandstones. *Provenance of arenites*, 333-361.

Dickinson, W. R. (1988). Provenance and Sediment Dispersal in Relation to Paleotectonics and Paleogeography of Sedimentary Basins. En K. L. Kleinspehn & C. Paola (Eds.), *New Perspectives in Basin Analysis* (pp. 3-25). Springer New York. [https://doi.org/10.1007/978-1-4612-3788-4\\_1](https://doi.org/10.1007/978-1-4612-3788-4_1)

DICKINSON, W. R., BEARD, L. S., BRAKENRIDGE, G. R., ERJAVEC, J. L., FERGUSON, R. C., INMAN, K. F., KNEPP, R. A., LINDBERG, F. A., & RYBERG, P. T. (1983). Provenance of North American Phanerozoic sandstones in relation to tectonic setting. *GSA Bulletin*, 94(2), 222-235. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1983\)94<222:PONAPS>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1983)94<222:PONAPS>2.0.CO;2)

DICKINSON, W. R., KLUTE, M. A., HAYES, M. J., JANECKE, S. U., LUNDIN, E. R., MCKITTRICK, M. A., & OLIVARES, M. D. (1988). Paleogeographic and paleotectonic setting of Laramide sedimentary basins in the central Rocky Mountain region. *GSA Bulletin*, 100(7), 1023-1039. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1988\)100<1023:PAPSOL>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1988)100<1023:PAPSOL>2.3.CO;2)

Dickinson, W. R., & Suczek, C. A. (s. f.). *Plate Tectonics and Sandstone Compositions*.

- Ego, F., Sébrier, M., Lavenu, A., Yepes, H., & Egues, A. (1996). Quaternary state of stress in the Northern Andes and the restraining bend model for the Ecuadorian Andes. *Geodynamics of The Andes*, 259(1), 101-116. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(95\)00075-5](https://doi.org/10.1016/0040-1951(95)00075-5)
- Egüez, H. (1985). *Sedimentología y Estratigrafía de la formación San Mateo*. Escuela Superior Politécnica del Litoral.
- Feininger, T., & Bristow, C. R. (1980). Cretaceous and Paleogene geologic history of coastal Ecuador. *Geologische Rundschau*, 69(3), 849-874. <https://doi.org/10.1007/BF02104650>
- Flores Naranjo, G. B., Nieto Guerrero, I. V., Jiménez, N., Ordoñez, M., Vitores, M., & Torres, R. (2009). *Geoprocesamiento satelital para investigación superficial del terreno en la provincia de Manabí-Ecuador*.
- Fuenzalida, H., Dimate, C., & Taboada, A. (1998). Sismotectónica de Colombia: Deformación continental activa y subducción. *Física de la tierra, ISSN 0214-4557, N° 10, 1998 (Ejemplar dedicado a: Sismicidad y sismotectónica de Centro y Sudamérica)*, pags. 111-148.
- Garzanti, E., & Andò, S. (2007). Chapter 20 Heavy Mineral Concentration in Modern Sands: Implications for Provenance Interpretation. En *Developments in Sedimentology* (Vol. 58, pp. 517-545). Elsevier. [https://doi.org/10.1016/S0070-4571\(07\)58020-9](https://doi.org/10.1016/S0070-4571(07)58020-9)
- Garzanti, E., & Andò, S. (2019). Heavy Minerals for Junior Woodchucks. *Minerals*, 9(3). <https://doi.org/10.3390/min9030148>
- Goossens, P. J., & Rose, Jr., W. I. (1973). Chemical Composition and Age Determination of Tholeiitic Rocks in the Basic Igneous Complex, Ecuador. *Geological Society of America Bulletin*, 84(3), 1043. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1973\)84<1043:CCAADO>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1973)84<1043:CCAADO>2.0.CO;2)
- Gutiérrez, E. G., Horton, B. K., Vallejo, C., Jackson, L. J., & George, S. W. M. (2019). Provenance and geochronological insights into Late Cretaceous-Cenozoic foreland basin development in the Subandean Zone and Oriente Basin of Ecuador. En *Andean Tectonics* (pp. 237-268). Elsevier. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-816009-1.00011-3>
- Gutscher, M.-A., Malavieille, J., Lallemand, S., & Collot, J.-Y. (1999). Tectonic segmentation of the North Andean margin: Impact of the Carnegie Ridge collision. *Earth and Planetary Science Letters*, 168(3-4), 255-270. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(99\)00060-6](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(99)00060-6)
- Hernández, M. J., Michaud, F., Collot, J.-Y., Proust, J.-N., & d'Acremont, E. (2020). Evolution of the Ecuador offshore nonaccretionary-type forearc basin and margin segmentation. *Tectonophysics*, 781, 228374. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2020.228374>
- HEY, R. (1977). Tectonic evolution of the Cocos-Nazca spreading center. *GSA Bulletin*, 88(10), 1404-1420. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1977\)88<1404:TEOTCS>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1977)88<1404:TEOTCS>2.0.CO;2)
- Hubert, J. F. (1962). A zircon-tourmaline-rutile maturity index and the interdependence of the composition of heavy mineral assemblages with the gross composition and texture of sandstones. *Journal of Sedimentary Research*, 32(3), 440-450. <https://doi.org/10.1306/74D70CE5-2B21-11D7-8648000102C1865D>

- Hughes, R. A., & Pilatasig, L. F. (2002). Cretaceous and Tertiary terrane accretion in the Cordillera Occidental of the Andes of Ecuador. *Tectonophysics*, 345, 29-48.
- Jaillard, E., Benitez, S., & Mascle, G. H. (1997). *Les déformations paléogènes de la zone d'avant-arc sud-équatorienne en relation avec l'évolution géodynamique*. 168(4), 403-412.
- Jaillard, É., Ordoñez, M., Benitez, S., Berrones, G., Jiménez, N., Montenegro, G., & Zambrano, I. (1995a). Basin Development in an Accretionary, Oceanic-Floored Fore-Arc Setting; Southern Coastal Ecuador During Late Cretaceous-Late Eocene Time. En A. J. Tankard, R. S. Soruco, & H. J. Welsink, *Petroleum Basins of South America*. American Association of Petroleum Geologists. <https://doi.org/10.1306/M62593C32>
- Jaillard, É., Ordoñez, M., Benitez, S., Berrones, G., Jiménez, N., Montenegro, G., & Zambrano, I. (1995b). Basin Development in an Accretionary, Oceanic-Floored Fore-Arc Setting; Southern Coastal Ecuador During Late Cretaceous-Late Eocene Time. En A. J. Tankard, R. S. Soruco, & H. J. Welsink, *Petroleum Basins of South America*. American Association of Petroleum Geologists. <https://doi.org/10.1306/M62593C32>
- Kellogg, J. N., & Bonini, W. E. (1982). Subduction of the Caribbean Plate and basement uplifts in the overriding South American Plate. *Tectonics*, 1(3), 251-276. <https://doi.org/10.1029/TC001i003p00251>
- Kendrick, E., Bevis, M., Smalley, R., Brooks, B., Vargas, R. B., Lauría, E., & Fortes, L. P. S. (2003). The Nazca–South America Euler vector and its rate of change. *Journal of South American Earth Sciences*, 16(2), 125-131. [https://doi.org/10.1016/S0895-9811\(03\)00028-2](https://doi.org/10.1016/S0895-9811(03)00028-2)
- Kennan, L., & Pindell, J. (2009). Dextral shear, terrane accretion and basin formation in the Northern Andes: Best explained by interaction with a Pacific-derived Caribbean Plate? *Geological Society, London, Special Publications*, 328. <https://doi.org/10.1144/SP328.20>
- Litherland, M. (1994). The metamorphic belts of Ecuador. *Overseas Mem Br Geol Surv*, 11, 1-147.
- Lonsdale, P. (2005). Creation of the Cocos and Nazca plates by fission of the Farallon plate. *Tectonophysics*, 404(3-4), 237-264. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2005.05.011>
- LONSDALE, P., & KLITGORD, K. D. (1978). Structure and tectonic history of the eastern Panama Basin. *GSA Bulletin*, 89(7), 981-999. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1978\)89<981:SATHOT>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1978)89<981:SATHOT>2.0.CO;2)
- Luzieux, L. (2007). *Origin and late Cretaceous-Tertiary evolution of the Ecuadorian forearc* (p. 1 Band) [ETH Zurich; Application/pdf]. <https://doi.org/10.3929/ETHZ-A-005348206>
- Luzieux, L. D. A., Heller, F., Spikings, R., Vallejo, C. F., & Winkler, W. (2006a). Origin and Cretaceous tectonic history of the coastal Ecuadorian forearc between 1°N and 3°S: Paleomagnetic, radiometric and fossil evidence. *Earth and Planetary Science Letters*, 249(3-4), 400-414. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2006.07.008>
- Luzieux, L. D. A., Heller, F., Spikings, R., Vallejo, C. F., & Winkler, W. (2006b). Origin and Cretaceous tectonic history of the coastal Ecuadorian forearc between 1°N and 3°S: Paleomagnetic,

- radiometric and fossil evidence. *Earth and Planetary Science Letters*, 249(3-4), 400-414. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2006.07.008>
- Mange, M. A., & Maurer, H. F. W. (1992). *Heavy Minerals in Colour*. Springer Netherlands. <https://doi.org/10.1007/978-94-011-2308-2>
- Michaud, F., Witt, C., & Royer, J.-Y. (2009). Influence of the subduction of the Carnegie volcanic ridge on Ecuadorian geology: Reality and fiction. En S. M. Kay, V. A. Ramos, & W. R. Dickinson, *Backbone of the Americas: Shallow Subduction, Plateau Uplift, and Ridge and Terrane Collision*. Geological Society of America. [https://doi.org/10.1130/2009.1204\(10\)](https://doi.org/10.1130/2009.1204(10))
- Morton, A. C., & Hallsworth, C. (2007). Chapter 7 Stability of Detrital Heavy Minerals During Burial Diagenesis. En M. A. Mange & D. T. Wright (Eds.), *Developments in Sedimentology* (Vol. 58, pp. 215-245). Elsevier. [https://doi.org/10.1016/S0070-4571\(07\)58007-6](https://doi.org/10.1016/S0070-4571(07)58007-6)
- Mourier, T., Laj, C., Mégard, F., Roperch, P., Mitouard, P., & Farfan Medrano, A. (1988). An accreted continental terrane in northwestern Peru. *Earth and Planetary Science Letters*, 88(1), 182-192. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(88\)90056-8](https://doi.org/10.1016/0012-821X(88)90056-8)
- Nichols, G. (2009). *Sedimentology and stratigraphy* (2nd ed). Wiley-Blackwell.
- Nocquet, J.-M., Jarrin, P., Vallée, M., Mothes, P. A., Grandin, R., Rolandone, F., Delouis, B., Yepes, H., Font, Y., Fuentes, D., Régnier, M., Laurendeau, A., Cisneros, D., Hernandez, S., Sladen, A., Singaicho, J.-C., Mora, H., Gomez, J., Montes, L., & Charvis, P. (2017). Supercycle at the Ecuadorian subduction zone revealed after the 2016 Pedernales earthquake. *Nature Geoscience*, 10(2), 145-149. <https://doi.org/10.1038/ngeo2864>
- Nocquet, J.-M., Villegas-Lanza, J. C., Chlieh, M., Mothes, P. A., Rolandone, F., Jarrin, P., Cisneros, D., Alvarado, A., Audin, L., Bondoux, F., Martin, X., Font, Y., Régnier, M., Vallée, M., Tran, T., Beauval, C., Maguiña Mendoza, J. M., Martinez, W., Tavera, H., & Yepes, H. (2014). Motion of continental slivers and creeping subduction in the northern Andes. *Nature Geoscience*, 7(4), 287-291. <https://doi.org/10.1038/ngeo2099>
- Okon, E., & Essien, N. (2015). Depositional Processes and Provenance Determination Using Grain Size Analysis and Heavy Mineral Assemblages of Surficial Sediment and Stream Sediment Samples from Iwere-Ile and Its Environs. *International Journal of Scientific and Engineering Research*, 6.
- Ordoñez, M., Jimenez, N., & Suárez, J. (2006). *Micropaleontología ecuatoriana: Datos bioestratigráficos y paleoecológicos de las cuencas: Graben de Jambelí. Progreso. Manabí, Esmeraldas y Oriente; del levantamiento de la Península de Santa Elena, y de las cordilleras colonche, costera y occidental* (Petroproducción, Ed.).
- Pennington, W. D. (1981). Subduction of the Eastern Panama Basin and seismotectonics of northwestern South America. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 86(B11), 10753-10770. <https://doi.org/10.1029/JB086iB11p10753>
- Pilatasig, B. (2020). ANÁLISIS DE PROCEDENCIA DE LAS FORMACIONES DE LA CUENCA DE CUENCA AL SUR DEL ECUADOR Y SUS IMPLICACIONES EN EL CONTEXTO GEOLÓGICO [TRABAJO DE

TITULACIÓN PREVIO A LA OBTENCIÓN DEL TÍTULO DE INGENIERO GEÓLOGO, Escuela Politécnica Nacional]. <http://bibdigital.epn.edu.ec/handle/15000/20744>

Reyes, P. (s. f.). *Evolution du relief le long des marges actives: Étude de la déformation Plio-Quaternaire de la cordillère côtière d'Equateur.*

Reyes, P., & Michaud, F. (2012). *Mapa Geologica de la margen costera ecuatoriana (1 :500000).*

Reyes, P., Valarezo, M., Córdova, J., Michaud, F. A., & Zapata, C. (2018). Quantitative morphometric analysis of the Jama River profile in a tectonically active margin (Northwestern Ecuador). *Journal of Mountain Science*, 15, 966-975.

Reynaud, C., Jaillard, É., Lapierre, H., Mamberti, M., & Mascle, G. H. (1999a). Oceanic plateau and island arcs of southwestern Ecuador: Their place in the geodynamic evolution of northwestern South America. *Tectonophysics*, 307(3-4), 235-254. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(99\)00099-2](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(99)00099-2)

Reynaud, C., Jaillard, É., Lapierre, H., Mamberti, M., & Mascle, G. H. (1999b). Oceanic plateau and island arcs of southwestern Ecuador: Their place in the geodynamic evolution of northwestern South America. *Tectonophysics*, 307(3-4), 235-254. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(99\)00099-2](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(99)00099-2)

Roddaz, M., Hermoza, W., Mora, A., Baby, P., Parra, M., Christophoul, F., Brusset, S., & Espurt, N. (2009). Cenozoic Sedimentary Evolution of the Amazonian Foreland Basin System. En *Amazonia: Landscape and Species Evolution* (pp. 61-88). <https://doi.org/10.1002/9781444306408.ch5>

Romeuf, N., Soler, P., Jaillard, E., Aguirre, L., Féraud, G., & Ruffet, G. (1995). Middle Jurassic volcanism in the Northern and Central Andes. *Revista Geológica de Chile*, 22.

Soulas, J. P., Egüez, A., Yepes, H., & Perez, H. (1991). Tectónica activa y riesgo sísmico en los Andes ecuatorianos y el extremo sur de Colombia. *Bol. Geol. Ecuat.*, 2, 3-11.

Spikings, R. A., Winkler, W., Hughes, R. A., & Handler, R. (2005). Thermochronology of allochthonous terranes in Ecuador: Unravelling the accretionary and post-accretionary history of the Northern Andes. *Andean Geodynamics*, 399(1), 195-220. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2004.12.023>

Thalmann, H. E. (1946). Micropaleontology of Upper Cretaceous and Paleocene in Western Ecuador. *Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists*, 30(3), 337-347.

Toro Álava, J., & Jaillard, E. (2005). Provenance of the Upper Cretaceous to upper Eocene clastic sediments of the Western Cordillera of Ecuador: Geodynamic implications. *Andean Geodynamics*, 399(1), 279-292. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2004.12.026>

Trenkamp, R., Kellogg, J. N., Freymueller, J. T., & Mora, H. P. (2002). Wide plate margin deformation, southern Central America and northwestern South America, CASA GPS observations. *Journal of South American Earth Sciences*, 15(2), 157-171. [https://doi.org/10.1016/S0895-9811\(02\)00018-4](https://doi.org/10.1016/S0895-9811(02)00018-4)

Tschopp, H. J. (1953). Oil explorations in the Oriente of Ecuador. *AAPG Bull.*, 37(10), 2303-2347. Scopus.

Vallejo, C., Almagor, S., Romero, C., Herrera, J. L., Escobar, V., Spikings, R. A., Winkler, W., & Vermeesch, P. (2020). Sedimentology, Provenance and Radiometric Dating of the Silante Formation: Implications for the Cenozoic Evolution of the Western Andes of Ecuador. *Minerals*, 10(10), 929. <https://doi.org/10.3390/min10100929>

Vallejo, C., Spikings, R. A., Horton, B. K., Luzieux, L., Romero, C., Winkler, W., & Thomsen, T. B. (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. En *Andean Tectonics* (pp. 209-236). Elsevier. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-816009-1.00010-1>

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. *Geological Society of America Memoirs*, 204, 197-216.

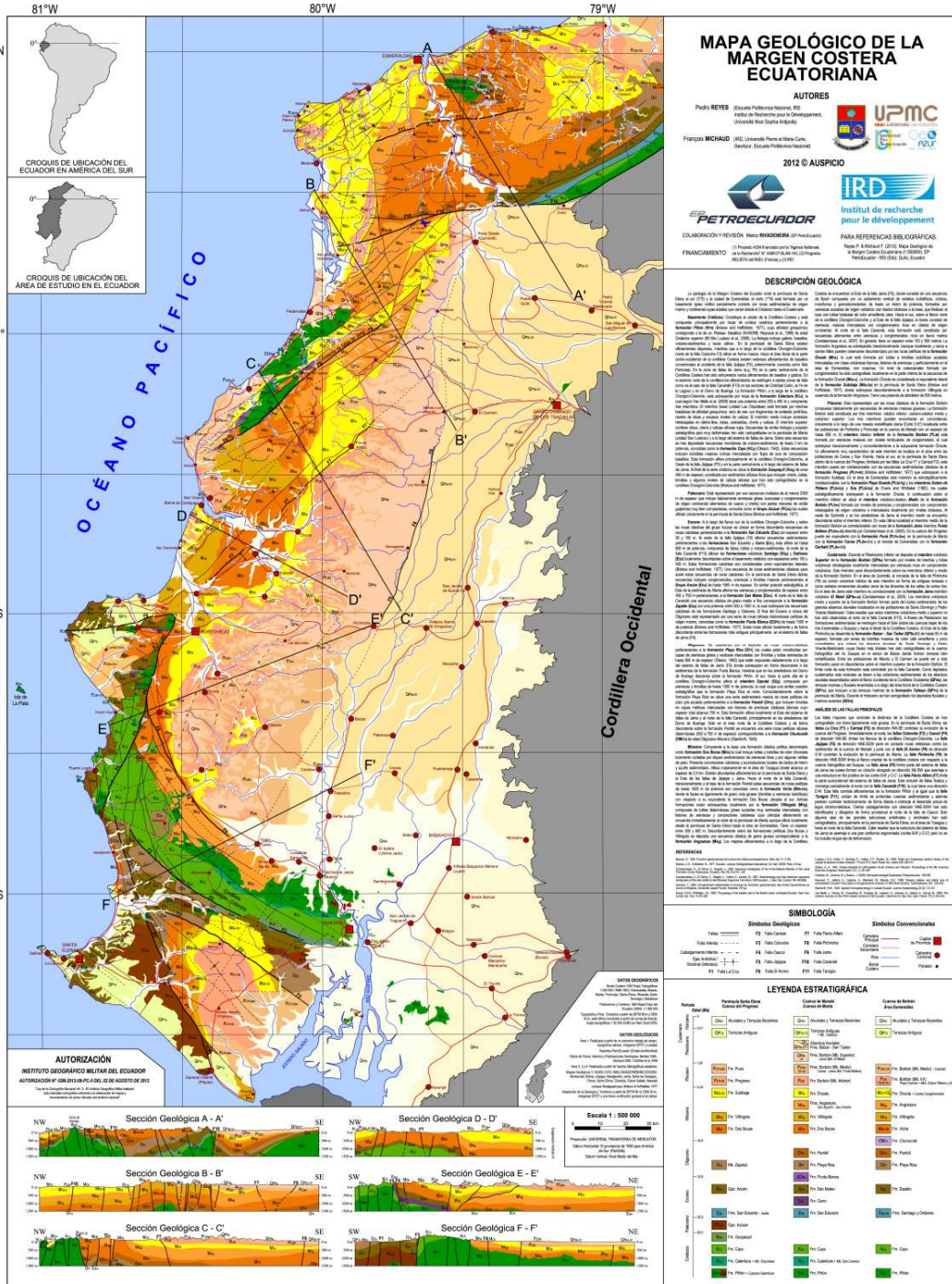
Van Melle, J., Vilema, W., Faure-Brac, B., Ordoñez, M., Lapierre, H., Jimenez, N., Jaillard, E., & Garcia, M. (2008). Pre-collision evolution of the Piñón oceanic terrane of SW Ecuador: Stratigraphy and geochemistry of the "Calentura Formation". *Bulletin de La Société Géologique de France*, 179(5), 433-443. <https://doi.org/10.2113/gssgfbull.179.5.433>

Winkler, W., Villagómez Díaz, D., Spikings, R., Abegglen, P., Tobler, S., & Egüez, A. (2005). The Chota Basin and its significance for the inception and tectonic setting of the Inter-Andean Depression in Ecuador. *Journal of South American Earth Sciences*, 19, 5-19. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2004.06.006>

Yepes, H., Audin, L., Alvarado, A., Beauval, C., Aguilar, J., Font, Y., & Cotton, F. (2016). A new view for the geodynamics of Ecuador: Implication in seismogenic source definition and seismic hazard assessment: ECUADOR GEODYNAMICS AND PSHA. *Tectonics*, 35(5), 1249-1279. <https://doi.org/10.1002/2015TC003941>

# 6. ANEXOS

## ANEXO I



MAPA GEOLÓGICO DE LA MARGEN COSTERA ECUATORIANA (Reyes & Michaud, 2012)

## ANEXO II

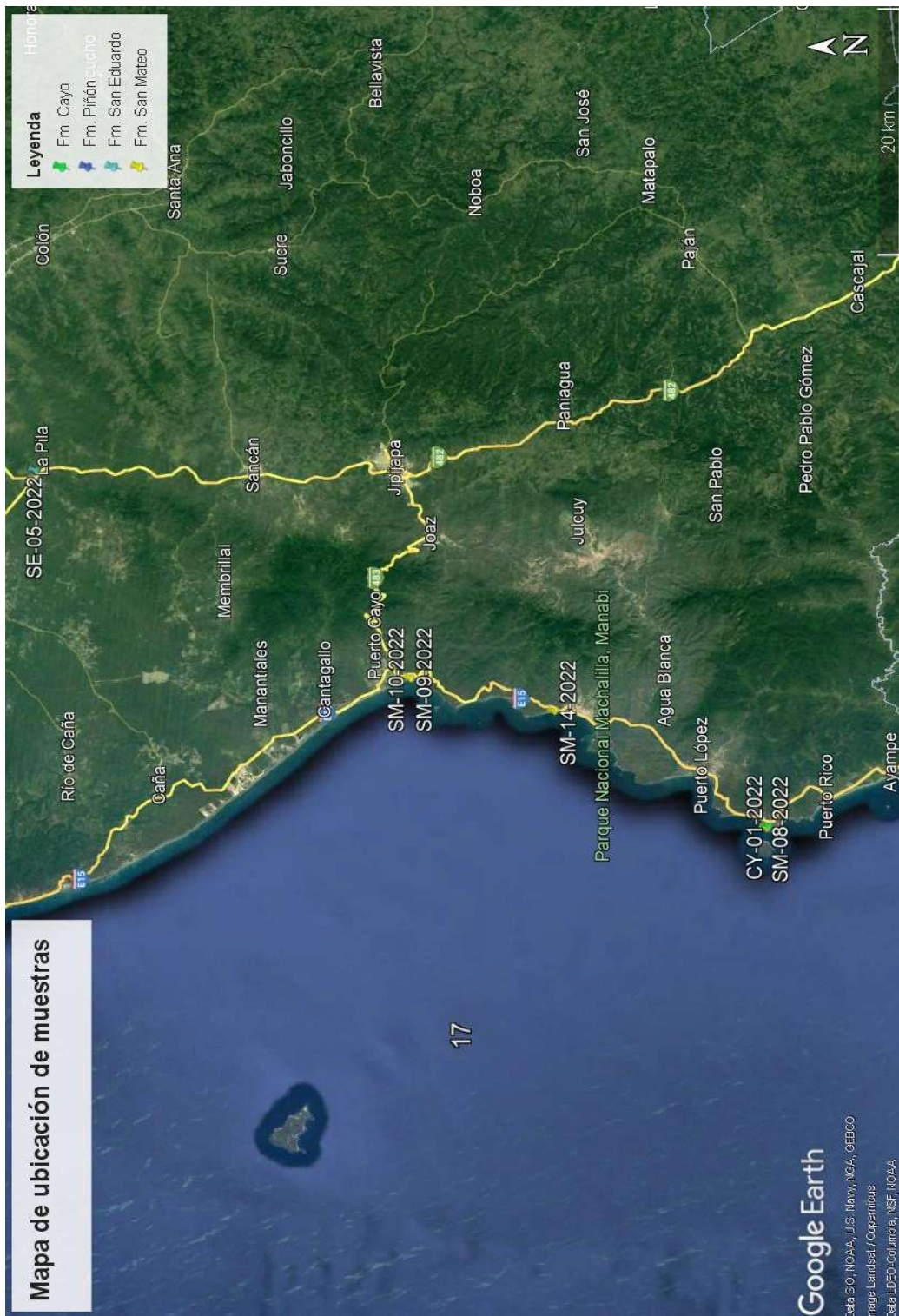
*Tabla 4. Información de las 59 muestras tomadas en campo.*

<b>Código</b>	<b>Coord_X</b>	<b>Coord_Y</b>	<b>Fecha</b>	<b>Formación</b>
<b>PNN-01</b>	550101.213	9882557.02	12/12/2022	Piñón
<b>PNN-02</b>	550407.044	9882599.65	12/12/2022	Piñón
<b>PNN-03</b>	516419.189	9823028.79	13/12/2022	Piñón
<b>PNN-04</b>	509757.365	9882863.49	15/12/2022	Piñón
<b>PNN-05</b>	537375.412	9882255.58	15/12/2022	Piñón
<b>PNN-06</b>	547292.852	9877630.81	15/12/2022	Piñón
<b>CLT-01</b>	510199.5	9883042.3	05/06/2022	Calentura
<b>CLT-02</b>	510129.6	9882963.1	05/06/2022	Calentura
<b>CLT-03</b>	588919.1	9988031.2	06/06/2022	Calentura
<b>CY-01</b>	516638.6	9822811.95	13/12/2022	Cayo
<b>CY-02</b>	536960.931	9814672.71	14/12/2022	Cayo
<b>CY-03</b>	536974.507	9814669.39	14/12/2022	Cayo
<b>CY-04</b>	529617.752	9848459.04	15/12/2022	Cayo
<b>SE-01</b>	546722.249	9877054.98	05/06/2022	San Eduardo
<b>SE-02</b>	550393.209	9882553.62	12/12/2022	San Eduardo
<b>SE-03</b>	546684.821	9876889.88	12/12/2022	San Eduardo
<b>SE-04</b>	546698.371	9876870.19	12/12/2022	San Eduardo
<b>SE-05</b>	546661.629	9876901.78	12/12/2022	San Eduardo
<b>SM-01</b>	528254.6	9843761.5	05/06/2022	San Mateo
<b>SM-02</b>	528250.4	9843756	05/06/2022	San Mateo
<b>SM-03</b>	528244.7	9843757.9	05/06/2022	San Mateo
<b>SM-04</b>	528909.5	9847641.4	05/06/2022	San Mateo
<b>SM-05</b>	529649.6	9848399	05/06/2022	San Mateo
<b>SM-06</b>	532024.8	9883772.6	05/06/2022	San Mateo
<b>SM-07</b>	516463.542	9823008.5	13/12/2022	San Mateo
<b>SM-08</b>	516491.059	9822988.19	13/12/2022	San Mateo
<b>SM-09</b>	529079.761	9849099.54	14/10/2022	San Mateo
<b>SM-10</b>	529080.842	9849102.91	14/10/2022	San Mateo
<b>SM-11</b>	526722.031	9839565.73	14/10/2022	San Mateo
<b>SM-12</b>	526720.024	9839571.56	14/10/2022	San Mateo
<b>SM-13</b>	526203.379	9838478.99	14/10/2022	San Mateo
<b>SM-14</b>	526203.378	9838468.24	14/10/2022	San Mateo
<b>SM-15</b>	516701.516	9822781.24	13/12/2022	San Mateo
<b>SM-16</b>	516694.72	9822784	13/12/2022	San Mateo
<b>SM-17</b>	535721.485	9864193.53	15/12/2022	San Mateo
<b>SM-18</b>	535724.266	9864190.61	15/12/2022	San Mateo
<b>SM-19</b>	535728.127	9864188	15/12/2022	San Mateo
<b>SM-20</b>	519576.121	9827214.44	14/12/2022	San Mateo



<b>ZPT-01</b>	526974.6	9799328.6	05/06/2022	Zapotl
<b>ZPT-02</b>	527093.711	9799470.95	13/12/2022	Zapotl
<b>ZPT-03</b>	532153.388	9792703.47	13/12/2022	Zapotl
<b>DB-01</b>	549857.131	9881298.6	12/12/2022	Dos Bocas
<b>DB-02</b>	530077.604	9789426.23	13/12/2022	Dos Bocas
<b>DB-03</b>	530390.476	9892290.04	15/12/2022	Dos Bocas
<b>DB-04</b>	530393.148	9892290.04	15/12/2022	Dos Bocas
<b>DB-05</b>	530396.571	9892290.37	15/12/2022	Dos Bocas
<b>OZL-01</b>	575158.8	9962496.7	06/06/2022	Ónzole
<b>OZL-02</b>	574942.1	9965436.8	06/06/2022	Ónzole
<b>OZL-03</b>	574932.4	9965450	06/06/2022	Ónzole
<b>NI-01</b>	550142.252	9882501.76	12/12/2022	No identificada
<b>NI-02</b>	550136.379	9882490.4	12/12/2022	No identificada
<b>NI-03</b>	550410.75	9882590.13	12/12/2022	No identificada
<b>NI-04</b>	550108.276	9882588.95	12/12/2022	No identificada
<b>NI-05</b>	516449.321	9823087.75	13/12/2022	No identificada
<b>NI-06</b>	550091.275	9882538.3	12/12/2022	No identificada
<b>NI-07</b>	546715.621	9876801.11	15/12/2022	No identificada
<b>NI-08</b>	528188.238	9797099.59	13/12/2022	No identificada
<b>NI-09</b>	528190.092	9797101.89	13/12/2022	No identificada
<b>NI-10</b>	528192.1	9797104.35	13/12/2022	No identificada

### ANEXO III



Ubicación de los puntos de láminas descritas mediante el Google Earth

## ANEXO IV

### DESCRIPCIÓN MACROSCÓPICA

CÓDIGO: PNN-02		UTM: X- 550407.0439 Y- 9882599.649	
Color	Gris Oscuro	Tamaño de grano	No aplica
Textura	Porfírica	Madurez	No aplica
Redondez	No aplica	Esfericidad	No aplica
Selección	No aplica	Compactación	No aplica
Estructuras	Masiva	Contactos	No aplica
Relación entre granos	No aplica	Deformación	No aplica
Cemento/Matriz	Matriz vítrea	% Matriz	No aplica
Tipo de porosidad	No aplica	% Porosidad	No aplica
Observaciones	La muestra de mano presenta plagioclasas alargadas		

### DESCRIPCIÓN MICROSCÓPICA

MINERAL	Plagioclasa	% 35%
<b>LUZ POLARIZADA PLANA</b>		
Color	Incoloro	
Pleocroísmo	No presenta	
Relieve	Bajo	
Forma	Subhaciales a euhaciales, prismas alargados.	
<b>LUZ POLARIZADA ANALIZADA</b>		
Color de inferencia	Grises y blancos de primer orden.	
Birrefringencia	Baja	
Maclas/zonación	Maclas de Carlsbad y polisintéticas	
Angulo de extinción	90° - 110°	
Clivaje	No presenta	
Observación	Basado en el método de Michel Levy se determinaron composiciones de Labradorita	

MINERAL	Clinopiroxeno	% 15%
<b>LUZ POLARIZADA PLANA</b>		
Color	Incoloro	
Pleocroísmo	No presenta	
Relieve	Medio - alto	
Forma	Subhaciales	
<b>LUZ POLARIZADA ANALIZADA</b>		
Color de inferencia	Azul segundo orden	
Birrefringencia	Alta	
Maclas/zonación	No presenta	
Angulo de extinción	90°	
Clivaje	No presenta	
Observación		

MINERAL	Piroxeno	% 5%
<b>LUZ POLARIZADA PLANA</b>		
Color	Beige a verde claro	
Pleocroísmo	No presenta	
Relieve	Medio - alto	
Forma	Subhaciales	
<b>LUZ POLARIZADA ANALIZADA</b>		
Color de inferencia	Amarillo, naranja de primer orden a inicios del segundo	
Birrefringencia	Baja a media	
Maclas/zonación	No presenta	
Angulo de extinción	90° - 110°	
Clivaje	No presenta	

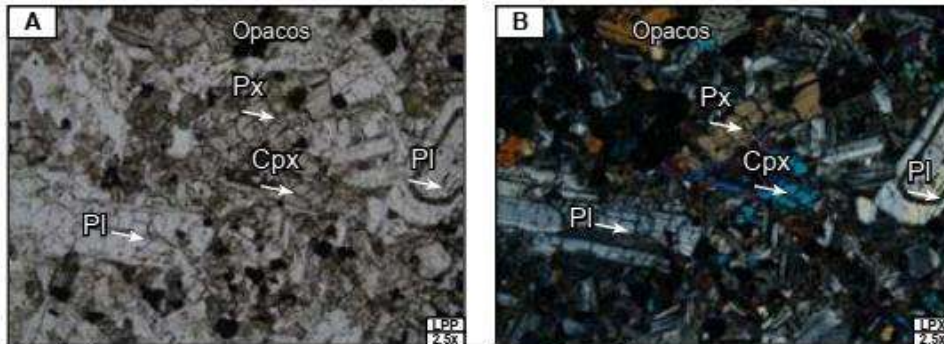
Observación	
-------------	--

<b>MINERAL</b>	<b>Ortopiroxeno</b>	<b>% 3%</b>
<b>LUZ POLARIZADA PLANA</b>		
Color	Beige a verde claro	
Pleocroísmo	No presenta	
Relieve	Alto	
Forma	Prismático o cuadrado	
<b>LUZ POLARIZADA ANALIZADA</b>		
Color de inferencia	Grisés de primer orden	
Birrefringencia	Baja a media	
Maclas/zonación	No presenta	
Angulo de extinción	93° - 87°	
Clivaje	No presenta	
Observación		

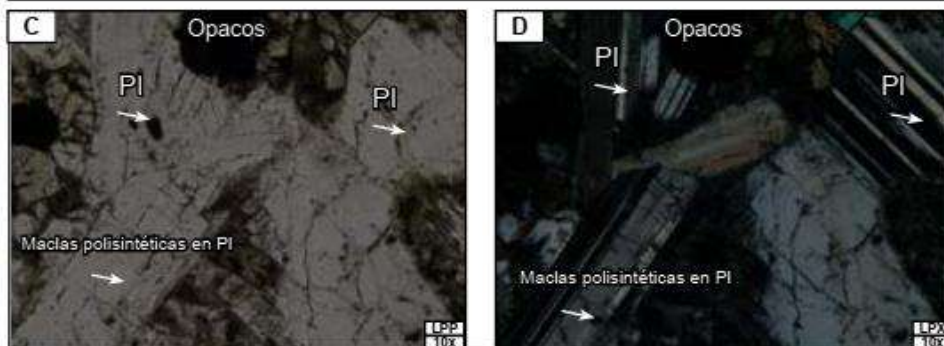
<b>MINERAL</b>	<b>Opacos</b>	<b>% 2%</b>
<b>LUZ POLARIZADA PLANA</b>		
Color	Negro	
Pleocroísmo	No aplica	
Relieve	No aplica	
Forma	Subhedrales, algunos con formas pseudocúbicas	
<b>LUZ POLARIZADA ANALIZADA</b>		
Color de inferencia	No aplica	
Birrefringencia	No aplica	
Maclas/zonación	No aplica	
Angulo de extinción	No aplica	
Clivaje	No aplica	
Observación	Se encuentra distribuidos de forma que en la matriz de la roca, puede ser magnetita	

<b>MATRIZ</b>	<b>% 40%</b>
Descripción de la matriz:	
La matriz de la roca es vítrea	
<b>TEXTURAS</b>	Porfírica
<b>CONTENIDO FÓSIL</b>	No aplica
<b>OBSERVACIONES</b>	Se ve pequeñas vetillas que pueden ser de calcita
<b>NOMBRE DE LA ROCA</b>	En base a la composición descrita es un balsalto

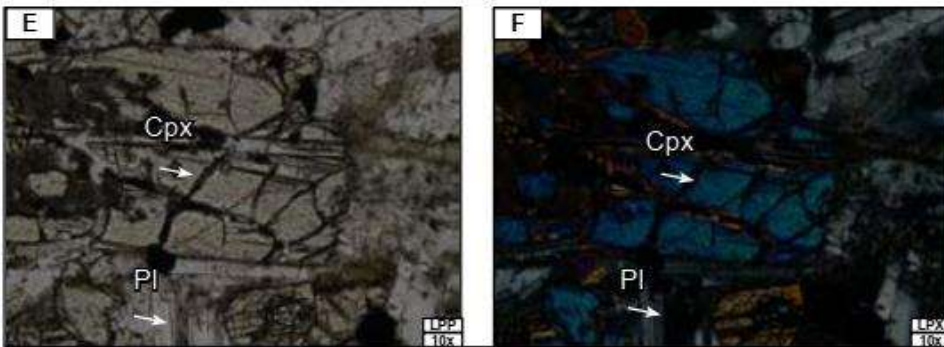
## PNN-02



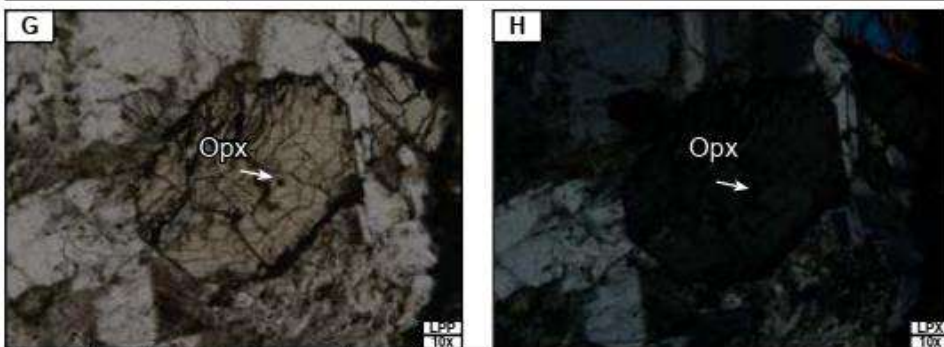
Descripción: Px (píroxeno), Cpx (Clipiroxeno), Pl (Plagioclasa)



Descripción: Pl (Plagioclasa)



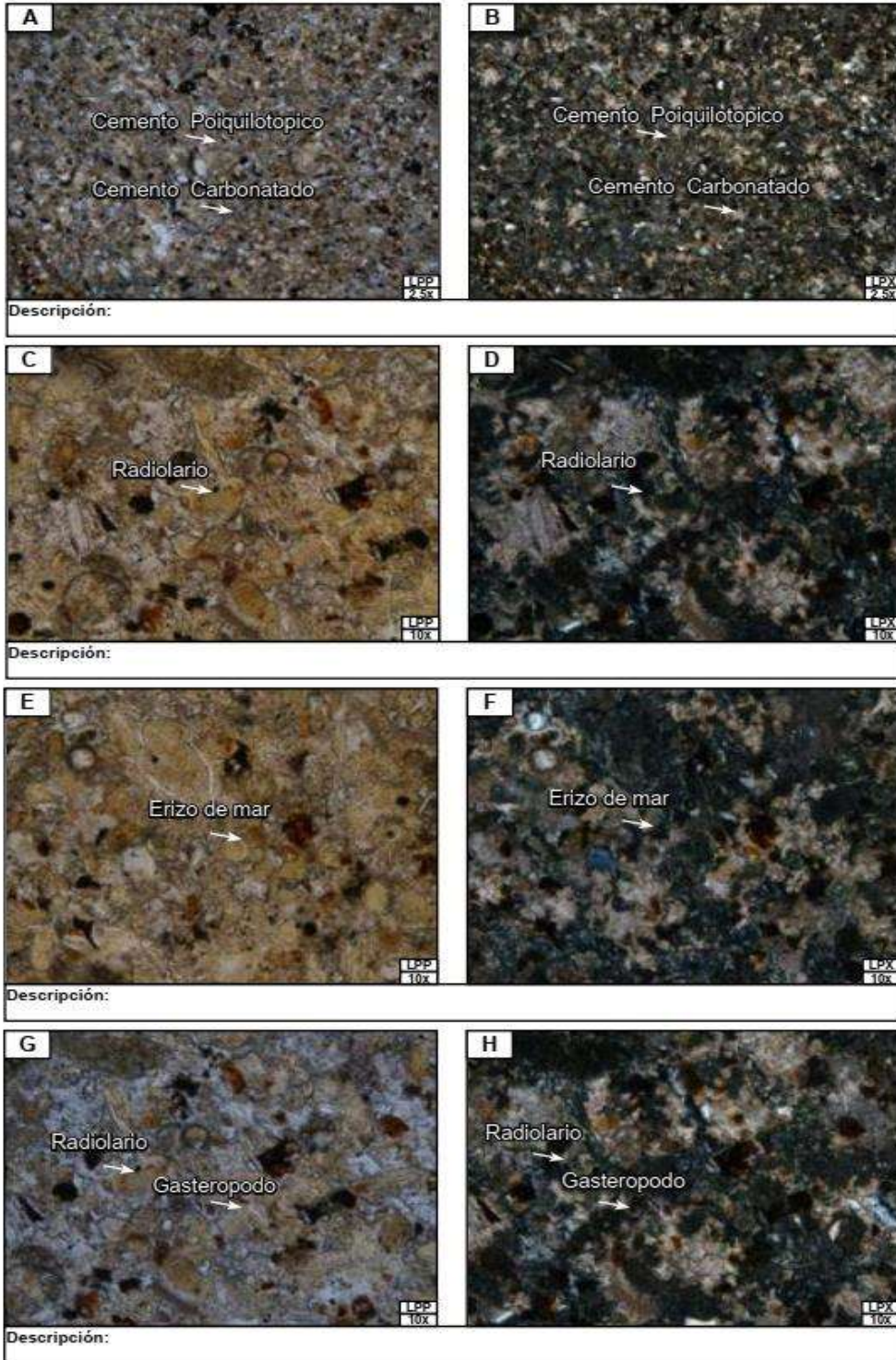
Descripción: Cpx (Clipiroxeno), Pl (Plagioclasa)



Descripción: Opx (Ortopíroxeno)

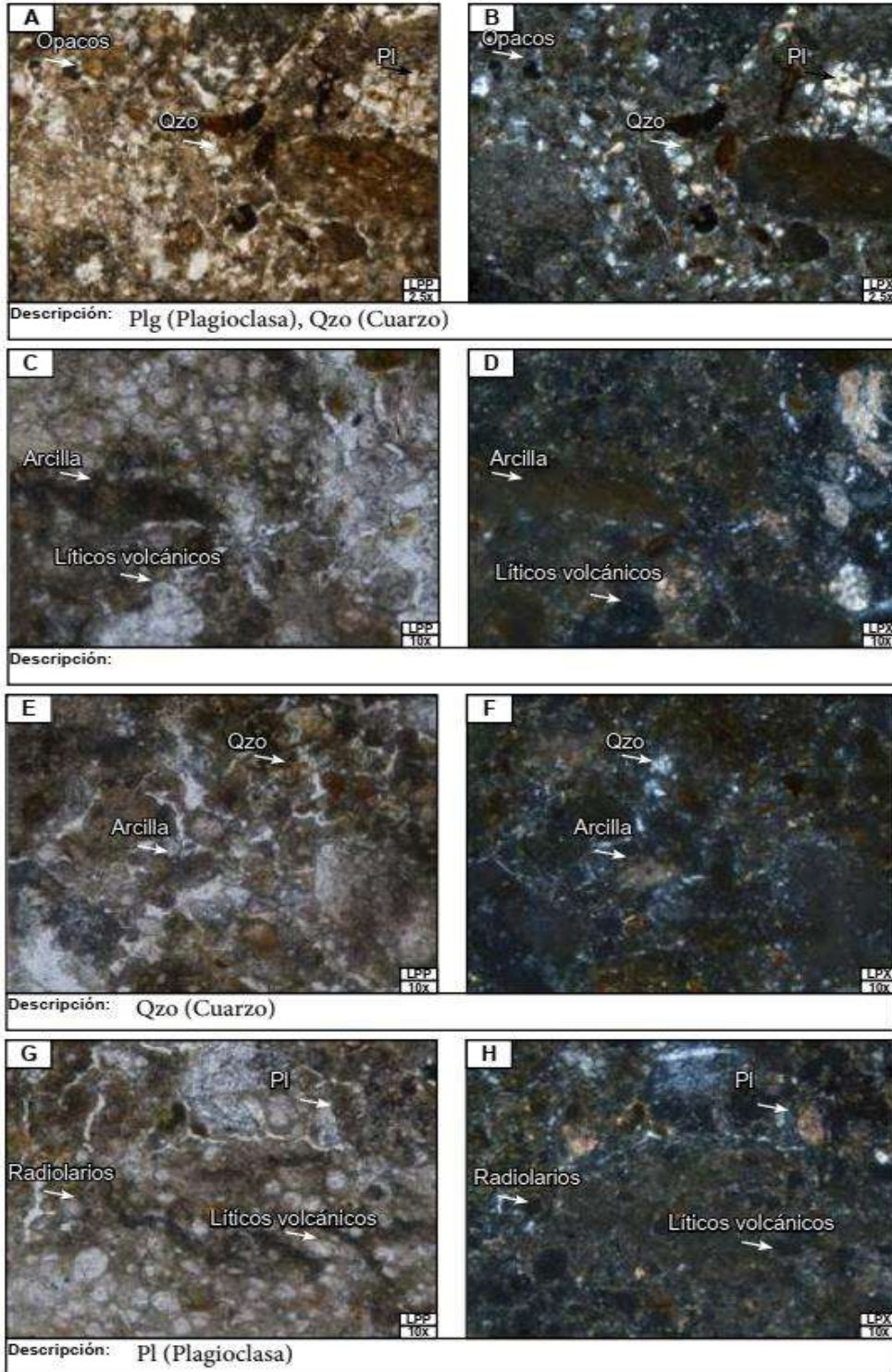
ANEXO V

SE-05

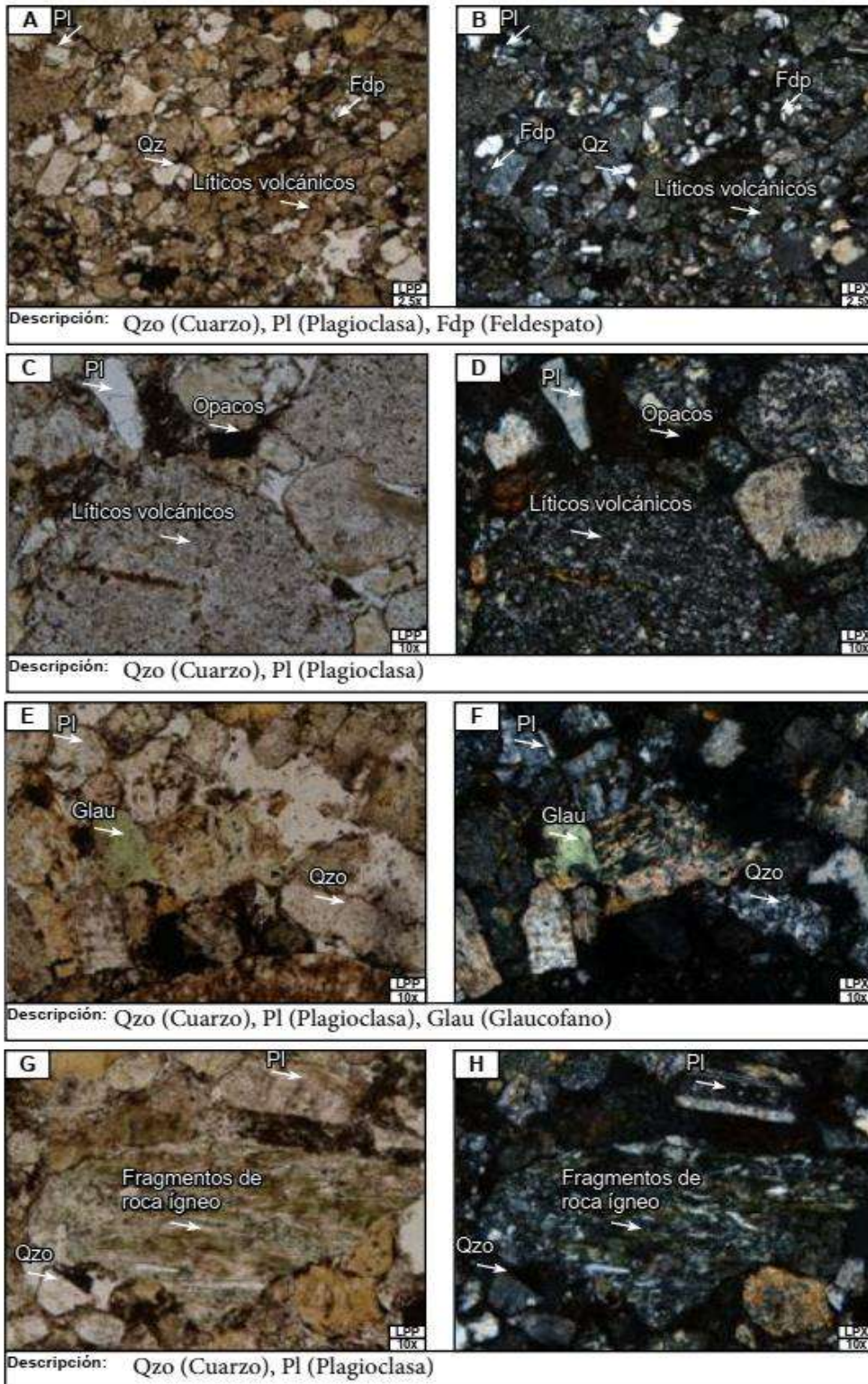


ANEXO VI

SM-09



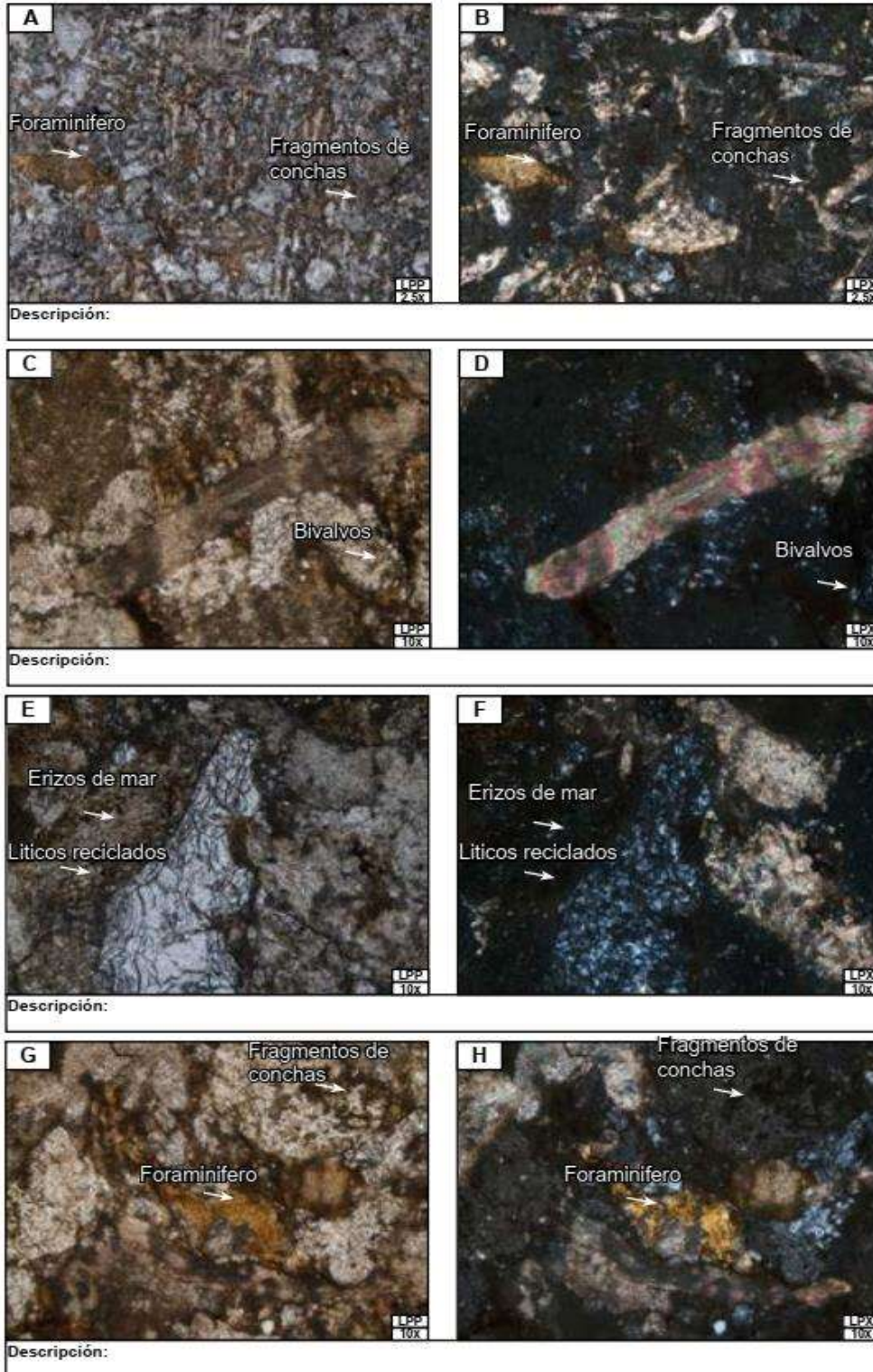
## ANEXO VII SM-10



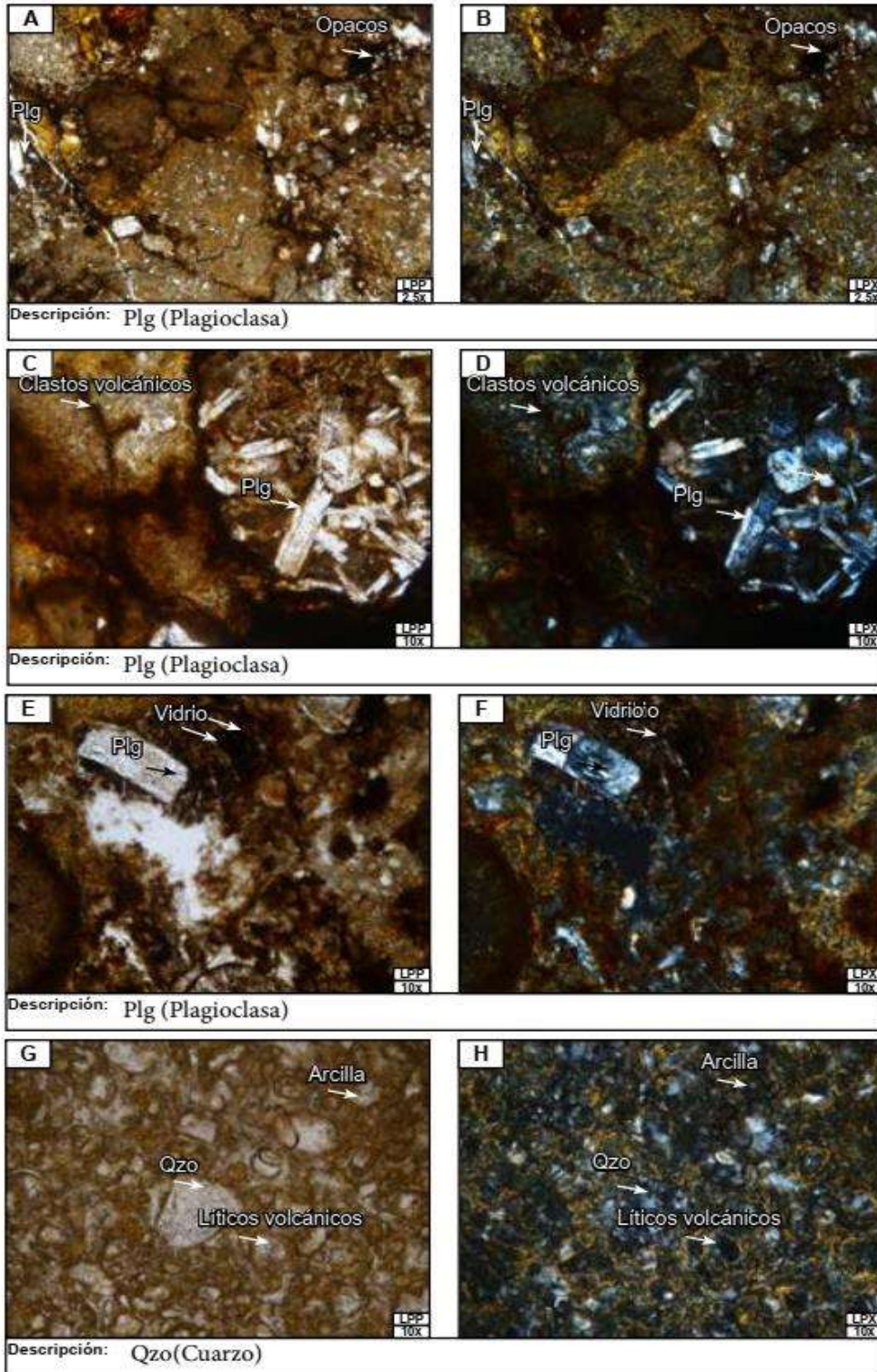


ANEXO VIII

SM-14



## ANEXO IX SM-08



## ANEXO X CY-01

