



**Universidad Nacional Mayor de San Marcos**

**Universidad del Perú. Decana de América**

Dirección General de Estudios de Posgrado

Facultad de Ciencias Físicas

Unidad de Posgrado

**“Evaluación de la amenaza sísmica y estructuras  
sismogénicas para la ciudad de Esmeraldas, costa norte  
de Ecuador”**

**TESIS**

Para optar el Grado Académico de Magíster en Física con  
mención en Geofísica

**AUTOR**

Freddy Fernando HUAMÁN MARCILLO

**ASESOR**

César Omar JIMÉNEZ TINTAYA

Lima, Perú

2019



Reconocimiento - No Comercial - Compartir Igual - Sin restricciones adicionales

<https://creativecommons.org/licenses/by-nc-sa/4.0/>

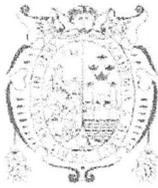
Usted puede distribuir, remezclar, retocar, y crear a partir del documento original de modo no comercial, siempre y cuando se dé crédito al autor del documento y se licencien las nuevas creaciones bajo las mismas condiciones. No se permite aplicar términos legales o medidas tecnológicas que restrinjan legalmente a otros a hacer cualquier cosa que permita esta licencia.

## Referencia bibliográfica

---

Huamán, F. (2019). *Evaluación de la amenaza sísmica y estructuras sismogénicas para la ciudad de Esmeraldas, costa norte de Ecuador*. [Tesis de maestría, Universidad Nacional Mayor de San Marcos, Facultad de Ciencias Físicas, Unidad de Posgrado]. Repositorio institucional Cybertesis UNMSM.

---



UNIVERSIDAD NACIONAL MAYOR DE SAN MARCOS

(Universidad del Perú, Decana de América)

FACULTAD DE CIENCIAS FÍSICAS

Vicedecanato de Investigación y Posgrado

UNIDAD DE POSGRADO

"Año de la lucha contra la Corrupción y la Impunidad"

A  
INCOMPLETO

## ACTA DE SUSTENTACIÓN DE TESIS PARA OPTAR EL GRADO ACADÉMICO DE MAGÍSTER EN FÍSICA CON MENCIÓN EN GEOFÍSICA

A los treinta y un días del mes de enero de 2019, siendo las cuatro de la tarde, se reunió el Jurado Examinador, en el auditorio 109 de la Facultad de Ciencias Físicas de la Universidad Nacional Mayor de San Marcos, presidido por el señor Mg. Octavio Fashé Raymundo como presidente, y con la asistencia de los siguientes miembros del Jurado Examinador:

Mg. Octavio Fashé Raymundo	(Presidente)
Dr. Juan Carlos Villegas Lanza	(Miembro integrante)
Dr. Jorge Reyes Molina	(Miembro integrante)
Mg. Daniel Olcese Huerta	(Miembro integrante)
Mg. Nabil Mogiano Aburto	(Suplente)
Mg. Cesar Jiménez Tintaya	(Asesor)

Para la sustentación oral y pública del trabajo de Tesis para optar el Grado Académico de Magíster en Física con mención en Geofísica, del bachiller **Freddy Fernando Huamán Marcillo** con código N° 14137010.

Después de darse lectura al expediente de Grado en el que consta haberse cumplido con todas las disposiciones reglamentarias, los señores Miembros del Jurado Examinador, atendieron a la exposición de la Tesis titulada:

**"Evaluación de la Amenaza sísmica y estructuras sismogénicas para la ciudad de Esmeraldas, costa norte de Ecuador"**

Y formuladas las preguntas, éstas fueron absueltas por el graduando.

Acto seguido, en privado, el Jurado Examinador procedió a la calificación. El Presidente determinó el promedio de la calificación, obteniendo como resultado de:

Bueno (16) Dieciséis

A continuación el Presidente del Jurado Examinador recomienda que la Facultad de Ciencias Físicas proponga que se le otorgue el Grado Académico de Magíster en Física con mención en Geofísica, al bachiller **Freddy Fernando Huamán Marcillo**.

Siendo las ..... 19:50 hrs ..... se levantó la sesión; recibiendo el graduando las felicitaciones de los señores Miembros del Jurado Examinador y público asistente.

Los Miembros del Jurado Examinador suscriben el Acta de sustentación de tesis en Lima, a los treinta y un días del mes de enero de 2019.

## AGRADECIMIENTO

*Gracias a Dios por permitirme tener y disfrutar a mi familia, gracias a mi familia por apoyarme en cada decisión y proyecto, por permitirme cumplir con excelencia el desarrollo de esta tesis, gracias a la vida porque cada día que pasa me demuestra lo hermosa que es y lo justa que pude llegar a ser.*

*Agradezco también de manera muy especial al Mg. Cesar Omar Jiménez Tintaya y al Dr. Kervin Chunga.*

**DEDICATORIA**

*Dedico a mi familia con mucho amor y cariño, por creer en mi capacidad y brindarme su comprensión y amor todos los días. Sin ustedes no hubiese sido posible culminar con éxito mi trabajo de tesis.*

*Tabla De Contenido*

<b>AGRADECIMIENTO .....</b>	<b>II</b>
<b>DEDICATORIA .....</b>	<b>III</b>
Índice de tablas.....	VI
Índice de gráficos .....	VII
<b>RESUMEN .....</b>	<b>X</b>
<b>CAPÍTULO 1 .....</b>	<b>1</b>
PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA .....	1
1.1 INTRODUCCIÓN.....	1
1.2 OBJETIVOS .....	2
1.3 JUSTIFICACIÓN.....	3
<b>CAPITULO 2 .....</b>	<b>6</b>
MARCO TEÓRICO .....	6
2.1 INTRODUCCIÓN A LA AMENAZA SÍSMICA Y PELIGROS GEOLÓGICOS ..	6
2.2 ÁREA DE ESTUDIO.....	11
2.3 CONTEXTO GEOLÓGICO – GEOTÉCNICO.....	12
2.4 METODOLOGÍA .....	13
<b>CAPITULO 3.....</b>	<b>15</b>
TECTÓNICA ACTIVA Y TERREMOTOS DE SUBDUCCIÓN Y CORTICALES...15	
3.1 ZONA DE SUBDUCCIÓN Y TERREMOTOS HISTÓRICOS .....	15
3.2 SISMOS POR FALLAS GEOLÓGICAS CORTICALES .....	25
3.3 ESTIMACIÓN DE MÁXIMAS MAGNITUDES Y PGA DESDE EL ANÁLISIS DE FALLAS CAPACES.....	29
<b>CAPITULO 4 .....</b>	<b>38</b>
EVALUACIÓN DEL RIESGO SÍSMICO .....	38
4.1 ZONAS SÍSMICAS Y MÁXIMAS MAGNITUDES PROBABLES PARA ESMERALDAS .....	38
4.2 FALLA CAPAZ ESMERALDAS .....	40
4.3 EFECTOS GEOLÓGICOS COSÍSMICOS Y ZONAS GEOTÉCNICAS .....	45
4.4 DESLIZAMIENTOS COSÍSMICOS INDUCIDOS POR POTENCIAL TERREMOTO DE FALLA CORTICAL ESMERALDAS. ....	52
<b>CAPITULO 5.....</b>	<b>58</b>
CONCLUSIÓN Y RECOMENDACIÓN.....	58

5.1 CONCLUSIÓN .....	58
5.2 RECOMENDACIÓN .....	62
<b>REFERENCIA BIBLIOGRÁFICA.....</b>	<b>65</b>

**Índice de tablas**

<b>TABLA 1</b> SISMOS MODERADOS A ALTOS, DOCUMENTADOS EN EL CATÁLOGO NEIC-USGS (NATIONAL EARTHQUAKE INFORMATION CENTER), EN EL ORDEN DE $MW \geq 5.0$ . LAS CASILLAS SOMBREADAS REPRESENTAN LOS TERREMOTOS QUE ORIGINARON TSUNAMIS CON ALTURAS DE OLAS RUN-UP ENTRE 1 Y 5 METROS. PARA EL TERREMOTO DE 1906 SE DOCUMENTARON ALTURAS DE OLAS ENTRE 5 A 10 METROS (RUDOLPH Y SZIRTES, 1911). .....	26
<b>TABLA 2</b> <i>CARACTERIZACIÓN DE FALLAS ACTIVAS Y CAPACES EN LA PROVINCIA DE ESMERALDAS. ESTIMACIÓN DE MAGNITUDES Y PGA EN ROCA DESDE WELLS &amp; COPPERMISTH (1994) Y FUKUSHIMA &amp; TANAKA (1990). LOS PGA EN SITIO JOYNER &amp; BOORE (1981), CAMPBELL (1981), LOS PGA</i> .....	33
<b>TABLA 3</b> CARACTERIZACIÓN DE LA FALLA ESMERALDAS Y SUS PARÁMETROS CINEMÁTICOS Y GEOMÉTRICOS. ....	41

## ***Índice de gráficos***

- FIGURA: 1** MAPA DE CANTONES DE LA PROVINCIA DE ESMERALDAS EN LA COSTA NORTE DE ECUADOR. LA CIUDAD DE ESMERALDAS ES REFERIDA COMO ÁREA DE ESTUDIO. .... 10
- FIGURA: 2** MAPA SISMOTECTÓNICO DE LA COSTA NORTE DEL ECUADOR (CHUNGA ET AL., 2017). SISMOS HISTÓRICOS CON MAGNITUD  $5.0 \leq M_w \leq 8.8$ , ALGUNOS REPRESENTADOS POR MECANISMOS FOCALES DESDE EL CATALOGO NEIC-USGS, Y CLASIFICADOS COMO SISMOS POR SUBDUCCIÓN Y POR ACTIVACIÓN DE FALLAS CAPACES. CONTORNO DE PROFUNDIDAD DE LA INTERFACE DE SUBDUCCIÓN DESDE HAYES ET AL., 2012 Y NOCQUET ET AL., 2016. .... 17
- FIGURA: 3** MAPA DE FALLAS CAPACES DELINEADAS PARA LA PROVINCIA DE ESMERALDAS. LA LÍNEA ROJA REPRESENTA LA PROVINCIA Y AL INTERNO LOS LÍMITES DE LOS CANTONES. (CHUNGA ET AL 2017) ..... 20
- FIGURA: 4** DISTRIBUCIÓN ESPACIAL DE RASGOS GEOMORFOLÓGICOS PARA LA CIUDAD DE ESMERALDAS, CON LAS SIGUIENTES ABREVIACIONES: QA, PLANICIE ALUVIAL INUNDABLE; QB: ISLOTE DE BARRERAS INUNDABLES; QT: TERRAZAS ALUVIALES; QC: SUELOS COLUVIALES CUATERNARIOS; MB: COLINAS CONFORMADOS POR LITOLÓGÍAS DE LAS FORMACIONES MIOCENICA Y PLIOCENICA ONZOLE Y BORBÓN. CORTESÍA DE FOTO DE CIUDAD: “PHOTO & VIDEO DRONE ESMERALDAS”. LOS RASGOS GEOMORFOLÓGICOS INUNDABLES PUEDEN SER CONSIDERADOS PARA ESTIMAR LOS MÁXIMOS RUN-UP DE OLAS TSUNAMI. .... 22
- FIGURA: 5** DAÑOS MENORES EN EL CENTRO DE LA CIUDAD DE ESMERALDAS POR EL SISMO DE PEDERNALES DEL 16 DE ABRIL 2016 (Mw 7.8). IMÁGENES SUPERIORES DE IZQUIERDA A DERECHA REFERIDAS A LA DIRECCIÓN BOLÍVAR Y MANUELA CAÑIZARES (650059.5E-106660.6N). IMÁGENES INFERIORES DE IZQUIERDA A DERECHA, REFERIDAS A LAS DIRECCIONES 6 DE DICIEMBRE Y PIEDRAHITA (649688.7E-106169.1N), Y RICAUARTE ENTRE COLON Y ELOY ALFARO (64984.2E-106322.7N). CORTESÍA DE FOTOS: “PHOTO & VIDEO DRONE ESMERALDAS” ..... 24
- FIGURA: 6** DAÑOS FÍSICOS CAUSADOS POR EL SISMO DEL 9 DE ABRIL DE 1976 (Mw 6.7). IMÁGENES SUPERIORES DE IZQUIERDA A DERECHA REFERIDAS AL SITIO DEL COLEGIO “5 DE AGOSTO” (650059.3E-106998.5N) Y DEL MERCADO CENTRAL (64919.1E-107397.6N). IMÁGENES INFERIORES DE IZQUIERDA A DERECHA, REFERIDAS A LOS DAÑOS DEL HOSPITAL

“DELFINA TORRES DE CONCHA” (649780.7E-107950.4N) Y VILLAS DE CEPE – PETROECUADOR (648268.5E-101408.3N), EN LA CIUDAD DE ESMERALDAS. CORTESÍA DE FOTOS: TRICONSUL.....29

**FIGURA: 7** DAÑOS ESTRUCTURALES CAUSADOS POR EL SISMO DEL 19 DE DICIEMBRE DE 2016 (Mw 5.4, HIPOCENTRO 4 KM).IMÁGENES SUPERIORES DE IZQUIERDA A DERECHA REFERIDAS AL COLAPSO DE CIMENTACIONES EN EL SITIO ATACAMES. IMÁGENES INFERIORES DE IZQUIERDA A DERECHA, REFERIDAS AL SITIO TONSUPA, PROVINCIA DE ESMERALDAS. CORTESÍA DE FOTOS: “PHOTO & VIDEO DRONE ESMERALDAS”. .....34

**FIGURA: 8** ESTIMACIÓN DE MÁXIMAS MAGNITUDES PROBABLES OBTENIDAS DESDE ANÁLISIS DE FALLAS CAPACES EMPLEANDO EL MÉTODO DE ECUACIONES PROPUESTAS POR WESNOSUSKY (2008). LAS ABREVIACIONES DESDE F-01 A F-38 INDICAN LA NUMERACIÓN DE LAS FALLAS GEOLÓGICAS DELINEADAS EN LA COSTA NORTE DEL ECUADOR. FALLAS CORTICALES HAN SIDO DELINEADAS POR CHUNGA 2010; DUMONT ET AL., 2002; MIGEON ET AL.,2016; RATZOV ET AL., 2012; REYES Y MICHAUD,2012. (PAPER SCOPUS: BOLETÍN DE GEOLOGÍA CHUNGA ET AL 2017) .....36

**FIGURA: 9** DELINEACIÓN DE LAS FALLAS CAPACES DESDE MODELOS DIGITALES DEL TERRENO, DATOS DE GRAVIMETRÍA Y SISMOLÓGICAS. LA LÍNEA NEGRA ES EL LÍMITE DE LA PROVINCIA DE ESMERALDAS. ....43

**FIGURA: 10** . ESTIMACIÓN DE TASA DE DESPLAZAMIENTO DE LA FALLA ESMERALDAS Y SU RELACIÓN CON INTERVALOS DE RECURRENCIAS. REFERENCIA DE MAGNITUD DE TERREMOTO Y TIEMPO DE RECURRENCIA DESDE SLEMMONS & DEPOLO (1984). .....44

**FIGURA: 11** ESTIMACIÓN DE MÁXIMAS MAGNITUDES PROBABLES OBTENIDAS DESDE ANÁLISIS DE FALLAS CAPACES EMPLEANDO EL MÉTODO DE ECUACIONES PROPUESTAS POR WESNOSUSKY (2008). LAS ABREVIACIONES DESDE F-01 A F-38 INDICAN LA NUMERACIÓN DE LAS FALLAS GEOLÓGICAS DELINEADAS EN LA COSTA NORTE DEL ECUADOR. FALLAS CORTICALES HAN SIDO DELINEADAS DESDE CHUNGA 2010; DUMONT ET AL., 2006; EGUEZ ET AL, 2002; MIGEON ET AL., 2016; RATZOV ET AL., 2012; REYES Y MICHAUD, 2012. (PAPER SCOPUS: BOLETÍN DE GEOLOGÍA CHUNGA ET AL 2017). .....44

**FIGURA: 12** UNIDADES LITOLÓGICAS DE LA CIUDAD DE ESMERALDAS Y DISTRIBUCIÓN ESPACIAL DE LOS CORTES GEOLÓGICOS A-A', B-B', C-C', D-D', E-E' Y F-F'. LA FALLA DE ESMERALDAS (F14 DEFINE EL BLOQUE COLGANTE (ÁREA URBANA) Y PIE DE BLOQUE (SECTOR TACHINA Y PARTE DEL ISLOTE) DESLIZAMIENTOS ACTIVOS SON DELINEADOS CON LÍNEA ROJA, AL W DEL ÁREA DE ESTUDIO. ....46

- FIGURA: 13** DELINEACIÓN DE ESCARPES PRINCIPALES DE DESLIZAMIENTOS EN ZONAS DE DEFORMACIÓN, EN LADERAS DE LA CIUDAD DE ESMERALDAS. LA LÍNEA BLANCA DISCONTINUA INDICA EL LÍMITE DEL ÁREA DE ESTUDIO. LAS NUMERACIONES Y ABREVIACIONES SON LAS UBICACIONES DE ENSAYOS GEOFÍSICOS Y GEOTÉCNICOS PROPORCIONADAS POR GEOESTUDIOS.....53
- FIGURA: 14** IMÁGENES DE ORTHOFOTO Y SATELITALES DEL FLANCO ESTE DEL CERRO GATAZO. IZQUIERDA: ASENTAMIENTO DE VIVIENDAS EN ZONA DE ACUMULACIÓN DE DESLIZAMIENTOS (MARZO 2014). DERECHA: DEFORMACIÓN DEL TERRENO Y COLAPSOS DE CASAS POR CONTINUOS DESLIZAMIENTOS. ....54
- FIGURA: 15** IMAGEN DE DESLIZAMIENTO DEL CERRO GATAZO, CON FECHA 3 DE MARZO 2016. .55
- FIGURA: 16** FALLA GEOLÓGICA DE TIPO NORMAL EVIDENCIADA EN EL TALUD INFERIOR DE LA COLINA EN ESTUDIO, A UN COSTADO DE LA VÍA DE PRIMER ORDEN. (COORDENADAS UTM: 647.577ME, 10.104.414MN). ESTRATOS DE LIMOLITAS CON 75/65. NÓTESE LOS ESTRATOS BIEN DIACLASADOS, ESTE RASGO ESTRUCTURAL ES OBSERVADO EN ESTA REGIÓN EN PARTICULAR EN LOS MACIZOS ROCOSOS DE LA FORMACIÓN ONZOLE. ....56
- FIGURA: 17** EN EL SECTOR 2, CONOIDE POR FLUJO DE DETRITOS DEPOSITADO A LO LARGO DE UNA QUEBRADA, EL CUAL PUEDE RE-ACTIVARSE DURANTE ESTACIONES INVERNALES DE ALTA PRECIPITACIÓN .....57
- FIGURA: 18** ZONACIÓN GEOTÉCNICA DESDE RASGOS GEOMORFOLÓGICOS Y ASIGNACIÓN DE PERFILES DE SUELOS GEOTÉCNICOS SEGÚN LA NEC-15.....61
- FIGURA: 19** DISEÑO ESQUEMÁTICO DE COLUMNAS ESTRATIGRÁFICAS DONDE SE IDENTIFICARON UNIDADES SEDIMENTARIAS ANÓMALAS DE DEPÓSITOS DE TSUNAMIS EN EL ÁREA URBANA DE LA CIUDAD DE ESMERALDAS. ....63
- FIGURA: 20** EXCAVACIÓN DE CALICATAS C04 EN EL SECTOR URBANO DE LA CIUDAD DE ESMERALDAS, DONDE SE IDENTIFICARON DOS NIVELES SEDIMENTARIOS DE DEPÓSITOS DE TSUNAMIS .....64

## RESUMEN

La integración de los datos geológicos, geomorfológicos, geofísicos y geotécnicos permite una mejor clasificación de suelos saturados susceptibles a deformación cosísmica, en especial, en áreas de moderados a altos niveles sísmicos, y donde las áreas urbanas han tenido un rápido crecimiento poblacional no planificado. La falta de planificación en los catastros municipales delineando las normativas de grupos de infraestructuras (edificios, puentes, urbanizaciones, malecones, puertos, casas vacacionales), y la no consideración de los tipos de suelos geotécnicos propensos a efectos geológicos cosísmicos (ie, licuefacción de suelos granulares y deformación cíclica de las arcillas), incrementan el nivel de riesgo por terremotos en ciudades costeras del Ecuador, sea esto por amenaza de sismos de subducción o sismos de fallas corticales.

En recientes años, varias iniciativas gubernamentales han desarrollado normativas de construcciones sismo resistente como las NEC-2002, NEC-2010 y NEC-2015 (Normas Ecuatorianas de la Construcción). No obstante, aquellas construcciones antiguas son más numerosas y vulnerables en las principales ciudades costeras del Ecuador. La ubicación de grupos de infraestructuras en rasgos geomorfológicos con perfiles de suelos geotécnicos de baja calidad, son susceptibles a daños por la formación de peligros cosísmicos. En este estudio se direcciona a caracterizar las estructuras sismogénicas (fuente sísmica cortical) y su relación con los efectos ambientales producidos por los terremotos (*Earthquake Environmental Effects*, EEE).

Los EEE (*Earthquake Environmental Effects*), son las expresiones cosísmicas más comunes en los suelos saturados y no saturados de ambiente sedimentario deposicional reciente (ie., Holoceno). La grandeza de estos rasgos cosísmicos es comparable con la deformación cíclica de arcillas y licuefacción de los tipos de suelos geotécnicos D, E y F (NEC-15), y durante terremotos moderados y fuertes, pueden ser representadas en

cartografía por las isosistas de intensidades macrosísmicas. Estas máximas isosistas tienen tendencia similar a la estructura sísmica que las generó, ejemplo movimiento de una falla geológica cortical.

El componente de estudio se desarrolló en la ciudad de Esmeraldas que es la capital de la provincia, en la costa norte del Ecuador. El área urbana es desarrollada próxima a una falla geológica local (llamada falla Esmeraldas) con características de componente inverso por esfuerzos compresionales, sin embargo, otras fallas activas y capaces de generar sismos magnitud del orden de  $6 \leq M_w \leq 7$  pueden afectar las infraestructuras. El nivel de amenaza se incrementa con otra estructura sismogénica, la zona de subducción donde pueden ocurrir sismos en el orden de  $7.5 \leq M_w \leq 8.8$ .

La propuesta de este trabajo es contribuir en los planes de desarrollos urbanos, usando datos geológicos estructurales y sismológicos. Un análisis multi-criterio es usado para establecer las principales fallas sísmicas y sus niveles de sismicidad referido a la amenaza.

## ABSTRACT

The integration of geological, geomorphological, geophysical and geotechnical data allows a better classification of saturated soils susceptible to cosmic deformation, especially in areas of moderate to high seismic levels, and where urban areas have had a rapid unplanned population growth. The lack of planning in the municipal cadastres delineating the regulations of infrastructure groups (buildings, bridges, urbanizations, piers, ports, holiday homes), and the non-consideration of the types of geotechnical soils prone to geological co-seismic effects (ie, liquefaction of granular soils and cyclical deformation of clays), increase the level of earthquake risk in coastal cities of Ecuador, whether due to the threat of subduction earthquakes or earthquakes of cortical faults.

In recent years, several government initiatives have developed anti-seismic construction regulations such as NEC-2002, NEC-2010 and NEC-2015 (Ecuadorian Construction Standards). However, those old buildings are more numerous and vulnerable in the main coastal cities of Ecuador. The location of infrastructure groups in geomorphological features with low-quality geotechnical soil profiles is susceptible to damage due to the formation of cosmic hazards. In this study, it is addressed to characterize the co-seismic structures (seismic source) and its relationship with the environmental effects produced by earthquakes (Earthquake Environmental Effects, EEE).

The EEE (Earthquake Environmental Effects) are the most common cosmic expressions in saturated and unsaturated soils of recent depositional sedimentary environment (ie, Holocene). The greatness of these cosmic features is comparable to the cyclical deformation of clays and liquefaction of the types of geotechnical soils D, E and F (NEC-15), and during moderate and strong earthquakes, they can be represented in cartography by the isosists of intensities macrosismic. These isosists maxims have a tendency similar to the seismic structure that generated them, example movement of a geological fault cortical. The study component is the city of Esmeraldas, which is the capital of the province, on the north coast of Ecuador. The urban area is developed next to a local geological fault (called Esmeraldas fault) with characteristics of inverse component by compressional efforts, however, other active faults and capable of generating earthquakes of the order of  $6 \leq M_w \leq 7$  can affect infrastructure. The level of threat increases with another seismogenic structure, the zone of subduction where earthquakes can occur in the order of  $7.5 \leq M_w \leq 8.8$ . The proposal of this work is to contribute in urban development plans, using structural and seismological geological data. A multi-criteria analysis is used to establish the main seismic faults and their levels of seismicity referred to the threat.

# **CAPÍTULO 1**

## **PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA**

### ***1.1 INTRODUCCIÓN***

La costa del Ecuador es localizada entre los límites de Colombia al norte, y Perú al sur (pacífico este de América del sur). El margen ecuatoriano es sujeto a deformaciones tectónicas de tipo convergente, donde la placa oceánica de Nazca con velocidad de 6 a 8 cm/año colisiona y subduce al bloque continental (Pennington, 1981; Hey, 1977; Eguez et al., 2003; Veloza et al., 2012). Este proceso de subducción es la principal fuente sísmica generadora de terremotos en el orden de  $7.2 \leq M_w \leq 8.8$ . La costa del Ecuador es dividida en tres áreas sísmicas (costas norte de Esmeraldas, central de Manabí y sur de Santa Elena – Golfo de Guayaquil), las cuales son delimitadas por fracturas en la corteza oceánica, y variaciones en las inclinaciones de la interface de subducción (Kelleher, 1972; Carena, 2011). Para la costa norte, la cual es motivo de estudio en este trabajo de tesis, se han descrito grandes terremotos de subducción:

- 31 de enero de 1906 (8.8Mw).
- 19 de enero de 1958 (7.7Mw).
- 12 de diciembre de 1979 (8.2 Mw).

Para la costa central que es próxima a la provincia de Esmeraldas, otros grandes sismos con epicentro en la frontera con la provincia de Manabí, también causaron daños para la ciudad de Esmeraldas, como los registrados por los terremotos:

- Del 14 de mayo de 1942 (7.8 Mw).
- Y del 16 de abril de 2016 (7.8 Mw).

Otra fuente sísmica, que puede afectar a la ciudad de Esmeraldas, son fallas geológicas corticales activas y capaces de generar sismos en el orden de  $6 \leq M \leq 7.1$ . Esta fuente sísmica tiene niveles de sismicidad

moderada, en confrontación con aquellos sismos de subducción; sin embargo su cercanía (las fallas) a los sitios poblados incrementan el nivel de peligro geológico, es decir un sismo fuerte lejano (distancia de epicentro 150 km) puede generar un considerable peligro geológico cosísmico (ejemplo, licuefacción de suelos), que también podría ser formado por un sismo cercano (distancia menor de 20 km) de magnitud moderada.

En el territorio de la provincia de Esmeraldas, los sismos moderados de fallas corticales, han sido documentados para:

- El 9 de abril 1976 (6.7Mw).
- El 2 de enero 1981 (5.9Mw).
- El 25 de junio de 1989 (6.3Mw).
- El 20 de abril de 2016 (6.0Mw)
- Y el 19 de diciembre 2016 (5.4;5.8 Mw).

Estos antecedentes de sismicidad histórica proporcionan datos de sismicidad moderada a alta, no obstante, no hay una relación de los rasgos geomorfológicos y efectos cosísmicos para las áreas densamente pobladas como la ciudad de Esmeraldas.

## **1.2 OBJETIVOS**

### **1.2.1 GENERAL**

Evaluar la amenaza sísmica y los peligros geológicos cosísmicos en la provincia de Esmeraldas, desde análisis sismotectónicos y geomorfológicos, permitiendo identificar zonas susceptibles de efectos de sitios durante un evento sísmico generado en la zona de subducción y segmentos de terrenos movidos por fallas geológicas definidas como capaz.

### **1.2.2 ESPECÍFICOS**

- Caracterizar la estructura sismogénica capaz de generar terremotos de subducción ( $7.2 \leq M_w \leq 8.8$ ) y de fallas geológicas capaces ( $6 \leq M_w \leq 7.1$ ) con afectación de sectores urbanos e industriales en el margen costero de Esmeraldas.
- Identificar los tipos de efectos geológicos cosísmicos desde el análisis de las condiciones geológicas locales y, donde las ondas sísmicas pueden incrementarse por efecto de sitio en suelos saturados, según (Código Ecuatoriano de la Construcción).

### **1.3 JUSTIFICACIÓN**

Los modelos de zonación sísmica no definen parámetros de atenuaciones equivalentes con la actividad tectónica del territorio costero, la cual es una zona susceptible a la generación de fuertes terremotos con  $M_w \geq 7.5$  y tsunamis (Chunga, 2010). La causa es la insuficiente información sismológica en los catálogos de terremotos históricos (1906-2018) y de las pocas fallas geológicas activas cartografiadas en la provincia de Esmeraldas, costa Norte del Ecuador (Eguez et al., 2003). Además, el mapa de amenaza sísmica según la Norma Ecuatoriana de la Construcción (NEC-2015), indica para la costa norte una asignación de la zona de Peak Ground Acceleration (PGA) mayor a 0.5g, indicándola con nivel de más alta sismicidad en el Ecuador; no proporcionando información más detalladas de las múltiples estructuras sismogénicas en el territorio, y de su activación sísmica asociadas a grandes terremotos de subducción.

Sin embargo, el reciente terremoto de Pedernales (epicentro en la costa central del Ecuador) del 16 de abril de 2016 ( $M_w 7.8$ ), localizado al sur a 218 km de distancia de la ciudad de Esmeraldas, ha proporcionado información sobre el comportamiento geológico y sismológico del macizo rocoso y niveles de suelos (efectos cosísmicos de sitio). Los valores de PGA para los suelos de la ciudad de Pedernales alcanzaron los PGA 1.4 g

(referido a Intensidad IX a X) registrado en los acelerógrafos del Instituto Geofísico de la Escuela Politécnica Nacional del Ecuador, mientras que en Esmeraldas los valores son menores (intensidad VI), y los efectos geológicos cosísmicos no fueron considerables a esa distancia epicentral. Los efectos geológicos cosísmicos registrados en el área epicentral de la costa central, del terremoto de Pedernales ( $M_w$  7.8), han sido confrontados con las condiciones geológicas (rasgos geomorfológicos) de la costa norte del Ecuador, debido a la similitud en los tipos de suelos cohesivos y granulares depositados en ambientes sedimentarios holocénicos. Estos efectos cosísmicos han sido ya documentados con terremotos históricos, con epicentros cercanos a la ciudad de Esmeraldas.

Las velocidades de propagaciones de las ondas sísmicas P y S, tienen comportamientos diferentes en los diversos tipos de rocas, dependiendo mucho de su consistencia litológica y espesor; sin embargo, estas amplificaciones pueden ser incrementadas por las ondas superficiales (ie., efecto de sitio) en los sedimentos holocénicos (últimos 11.784 años) y de perfil geotécnico de suelos saturados y no saturados. Desde un punto de vista del análisis geomorfológico referido al área epicentral del terremoto de Pedernales y las posibilidades de efectos en el margen costero de Esmeraldas, se determina que las planicies costeras supratidales, zonas de depresiones entre colinas, planicie de paleo-meandros, llanuras de inundación abandonadas, paleo-lagunas litorales o albuferas, son susceptibles a formación de importantes efectos geológicos cosísmicos. Los suelos saturados amplifican la onda sísmica y producen daños en las construcciones civiles.

Durante terremotos de subducción con magnitud  $M \geq 7.5$ , en la costa de la provincia de Esmeraldas, pueden formarse efectos cosísmicos como: (1) levantamiento tectónico y desplazamiento vertical de fallas geológicas, (2) tsunamis o maremotos con alturas de inundación run-up mayor a 2 metros, (3) licuefacción de suelos arenosos, (4) derrumbes de taludes, (5)

subsistencia o hundimiento del terreno por origen natural o inducción antrópica de obras civiles en lugares inadecuados, (6) deslizamiento de tierras, (7) erosión y sedimentación, (8) grietas en el terreno por la saturación de los suelos, y (9) variación de líneas costeras por los levantamientos o subsidencias cosísmica.

Toda esta característica de los peligros geológicos desde la amenaza sísmica es evaluada en el presente trabajo, donde los registros de terremotos son muy poco documentados debido al corto catalogo histórico que inicia el 31 de enero de 1906 (Mw 8.8). No obstante, otra metodología es aquí aplicada a fallas locales de menores dimensiones en el territorio continental. El análisis de la geometría y cinemática de estas fallas activas han permitido conocer los máximos PGA y magnitudes estimadas para la provincia de Esmeraldas, permitiendo obtener datos más precisos que serían útiles para comprender los máximos niveles de sismicidad en la región.

## **CAPITULO 2**

### **MARCO TEÓRICO**

#### ***2.1 INTRODUCCIÓN A LA AMENAZA SÍSMICA Y PELIGROS GEOLÓGICOS***

Daños significantes en las instalaciones de la refinería de petróleos, áreas industriales y sectores densamente poblados en la provincia de Esmeraldas, pueden ser ocasionados por fuertes terremotos de subducción (con magnitudes mayor a 7.5) y también por moderados terremotos corticales (entre 6 a 7.1 Mw). Ambas fuentes sísmicas generadas desde potenciales estructuras sismogénicas (ie., sismos de subducción y sismos corticales). Sin embargo, no son los terremotos que causan daños directamente sobre las poblaciones, sino los efectos geológicos cosísmicos de tipos primarios y secundarios que generan estos eventos sísmicos, y dependiendo también del escenario geológico y rasgos geomorfológicos donde estén asentadas las poblaciones (Chunga et al., 2018; Michetti et al., 2007). Por ejemplo, un fuerte terremoto de subducción ( $M \geq 8$ ) en la costa del Ecuador puede generar un tsunami con run-up mayor a 2 m que provocaría rápida inundación en las planicies aluviales y tendría entre 20 a 40 minutos para impactar la ciudad de Esmeraldas y las restantes comunidades costeras (Pararas-Carayannis, 1980).

Además, en terrenos de conformación arenosa confinante sobre niveles sedimentarios impermeables o poco permeables (limos y arcillas arenosas) pueden ser propensos al fenómeno de licuefacción de suelos (rasgos notorios son los volcanes de arena “sand boils” y los “lateral spreading”). En adición a lo indicado, fenómenos por subsidencia natural o subsidencia antropogénica (asentamiento paulatino del terreno por el peso de estructuras de viviendas u obras de ingeniería) podrían ser bien expuestos en el área epicentral de un principal evento sísmico en Esmeraldas.

En escenarios geológicos de colinas con laderas inestables o también en taludes estabilizados, pueden acontecer daños en el terreno con múltiples deslizamientos y con potenciales represamientos de ríos caudalosos, esto provocando taponamiento e incrementando el nivel del caudal aguas arriba (ie. Michetti et al., 2007). Un ejemplo de escenario de daños similares que podrían presentarse como el reciente terremoto de Pedernales (7.8 Mw), del 16 de abril de 2016, donde el área epicentral con mayores efectos cosísmicos fueron documentados en un área de 17.200 Km<sup>2</sup>, con intensidades macrosísmicas desde VII a X (Chunga et. al 2016). Intensidades mayores a grado VIII próximo al margen costero, puede ser indicio de búsqueda de potenciales deslizamientos marinos en el talud continental (Michetti et al., 2007).

Completos registros de eventos geológicos catastróficos pueden ser evidenciados en secuencias sedimentarias Holocénicas, los cuales, a través de detallados estudios cualitativos y cuantitativos, pueden proporcionar rangos de intervalos de recurrencias de fuertes terremotos históricos. Este resultado permitirá construir un catálogo completo de fuertes terremotos adicionando los datos de sismos instrumentales, además indicando la recurrencia de los mismos y las máximas magnitudes esperadas.

Las guías metodológicas para la realización de esta tesis son referidas desde la IAEA (Agencia Internacional de Energía Atómica) Safety Standards Series No. NS-G-3.3. Adecuadas planificaciones técnicas de prevención y mitigación han sido aplicadas a infraestructuras ya construidas, estos estudios de tectónica activan, evidenciaron que la factibilidad de la construcción y la seguridad operacional de la misma, podrían ser severamente afectadas durante un terremoto (IAEA, 2002). Es decir, los métodos y fases de investigación inician con un estudio regional de la geodinámica, placas tectónicas, zonas de subducción y registros de terremotos históricos, seguido de un análisis de fallas geológicas corticales

al interior del continente de la provincia de Esmeraldas. Con esta información y aplicando ecuaciones empíricas (Wesnousky, 2008) se puede estimar máximas magnitudes y proximidad a ciudades densamente pobladas.

Las individualizaciones de fallas geológicas asociadas a terremotos nos permiten definir los sectores críticos que podrían ser sujetos a daños severos, siendo estos no aptos para edificaciones o infraestructuras de gran escala sin diseños sismo-resistentes, y de importancia socio-económica para una región. También delinear aquellas zonas de perfiles geotécnicos de suelos de baja calidad, donde se puedan reforzar estructuralmente aquellas edificaciones según la NEC-15 (Norma Ecuatoriana de la Construcción). Al estudiar las fallas geológicas, conocidas también como estructuras sismogénicas, es importante conocer la tasa de actividad sísmica, máxima magnitud local, posición estructural de la falla (ie., bloque colgante “hanging wall” o pie de bloque “footwall”) y niveles de amplificaciones sísmicas en suelos saturados “efecto de sitio”. Los resultados de los estudios de tectónica activan para evaluar el riesgo sísmico deben ser proyectados en mapas de diferentes escalas, siguiendo fases de investigación propuesta por IAEA (2002):

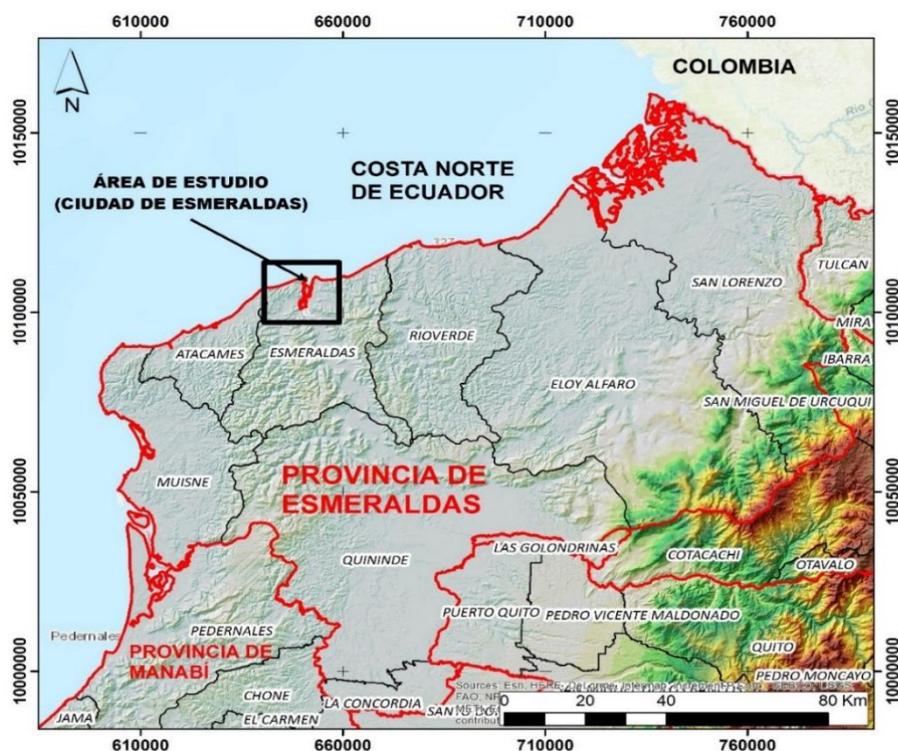
- Desde un punto de vista del análisis geodinámico, que comprenda hasta 150 km de radio e incluya un escenario geodinámico general, que caracterice los rasgos geológicos que influyen en el peligro sísmico del sitio. Una referencia de daños en infraestructuras y efectos cosísmicos en el terreno es el terremoto de Pedernales, con daños en las ciudades de Portoviejo y Manta, situada a 150 km de distancia del epicentro, de aquí la importancia de este primer análisis regional. Los más importantes rasgos geológicos son las estructuras que demuestren potenciales deformaciones o desplazamiento en la superficie del terreno, estas son las fallas capaces “ie., capable faults, Earthquake faults”. En esta etapa los mapas son presentados

a una escala 1:500.000 con sus respectivas secciones geológicas estructurales.

- Desde un punto de vista cercano-regional que comprenda los 25 km de radio e incluya las características sismotectónicas definidas en la etapa 1, la determinación de desplazamiento de fallas capaces, tasa de actividad y evidencia de segmentación deben ser complementadas con la estratigrafía, geología estructural y tectónica histórica. Las fallas geológicas pueden ser re-activadas por grandes terremotos de subducción. La tectónica histórica debe ser bien definida con el dominio tectónico actual desde el Pleistoceno superior al Holoceno, con soporte de edades a través de dataciones del carbono<sup>14</sup>. La obtención de datos del terreno comprende el estudio de formaciones geológicas Cuaternarias y del paisaje, tales como el análisis de terrazas, sedimentológicos y pedológicos. Rasgos de lineamientos morfo-estructurales son encontrados en las Imágenes satelitales, fotos aéreas y modelos digitales del terreno GIS (MDT), permitiéndonos construir un modelo de la evolución geológica reciente del área de estudio. En esta etapa los mapas son presentados a una escala 1:50.000.
- Desde un punto de vista local, el estudio debe cubrir geográficamente un área de 5 km de radio, identificando los rasgos geomorfológicos en particular aquellos de planicies aluviales, paleo-meandros, paleo-lagunas o albuferas, zonas de rellenos en terrazas aluviales. En estas zonas geomorfológicas se pueden generar efectos cosísmicos de sitios. Investigaciones para esta área debe incluir: mapeo geológico geomorfológico, prospecciones geofísicas de refracción, perforaciones y trincheras exploratorias y paleosismológicas. Esta investigación debe proporcionarnos como resultado:
  - a. Recurrencia de activación de la falla geológica y máxima magnitud estimada.

- b. Delimitación de potenciales suelos saturados susceptibles a efectos geológicos cosísmicos, como colapsos de cavidades.
- c. “Sumidero”, subsidencia, deslizamientos de masas de tierra, o por actividades humanas. En esta etapa los mapas son presentados a una escala 1:5.000 con sus respectivas secciones estructurales.

El tipo de ambiente de deposición sedimentario debe ser analizado en detalle, ya que, en la costa, los sedimentos típicos de lagunas litorales y suelos saturados de ambiente fluvial pueden ser susceptibles a mayor inestabilidad en perfiles de suelos geotécnicos E y F. Un aspecto de investigación hidrogeológica es muy importante en esta etapa, a través de técnicas de perforación se debe definir las propiedades físicas, químicas y geométricas, carga-recarga de todos los acuíferos en el sitio. El comportamiento dinámico de las rocas y suelos del sitio debe ser evaluado dede datos instrumentales e históricos. En esta etapa los mapas son presentados a una escala 1:500 con sus respectivas secciones geológicas estructurales y cortes geosísmicos o geotécnicos.



**Figura: 1** Mapa de cantones de la provincia de Esmeraldas en la costa norte de Ecuador. La ciudad de Esmeraldas es referida como área de estudio.

## **2.2 ÁREA DE ESTUDIO**

Esta investigación involucra una de las áreas urbanas con mayores recurrencias de terremotos de subducción y de fallas corticales en la costa del Ecuador. La ciudad de Esmeraldas con sus sectores Los Islotes y Tachina (costa norte de Ecuador). Desde el punto de vista geomorfológico la zona mapeada está situada en una zona de delta-fluvial y cubre aproximadamente 32 km<sup>2</sup>. En término de población, el cantón Esmeraldas ha tenido un crecimiento poblacional desde 1950 hasta 2010 entre 75.407 a 534.092 habitantes INEC, 2010 (Instituto Nacional de Estadísticas y Censos), y la ciudad de Esmeraldas con 154.035 habitantes es la undécima ciudad más poblada del Ecuador.

El área urbana de la ciudad, en su mayor parte ha sido desarrollada en planicies y terrazas aluviales inundables, donde predominan suelos blandos arcillosos y limosos, mientras que los suelos arenosos son evidenciados en la zona Los Islotes. La zona de Tachina tiene niveles sedimentarios de limos y arcillas, la litología cambia al norte (próximo al aeropuerto) donde se evidencia niveles de cantos rodados. En las zonas de colinas, los relieves con inclinación moderadas de 8° a 16° son atribuidas a los coluviales antiguos, mientras que valores más altos entre 17° a 55° corresponden a relieves escarpados y muy escarpados de colinas. Planicies y pendientes poco inclinadas entre 0° a 8° corresponde a zonas bajas de planicies, terrazas y barras de arena.

El río Esmeraldas con tendencia E-W, es el principal afluente con desembocadura directa al mar, tiene un rol importante en los procesos de sedimentación. Los márgenes continentales del río tienen entre 2 y 3.4 km de ancho y sus espacios son ocupados por islotes de arenas y áreas de manglares, donde urbanizaciones han reducido sus espacios en las últimas décadas.

### **2.3 CONTEXTO GEOLÓGICO – GEOTÉCNICO**

Las formaciones geológicas de la costa del Ecuador tienen similitud litológica y cronoestratigráfica en sus orígenes, iniciando con el basamento volcánico de la formación Piñon de edad cretácica. En el área de estudio para la presente tesis, las formaciones sedimentarias desde el Mioceno al Plioceno se encuentran en discordancia por encima del complejo volcánico de la Formación Piñon (Bristow y Hoffstetter, 1977; Reyes y Michaud, 2012). Estas formaciones son compuestas litológicamente por rocas sedimentarias clásticas, en su mayoría moderadamente duras a blandas. Los principales afloramientos de las laderas circundantes a la principal ciudad de la provincia de Esmeraldas, están formados por lecho rocoso blando, arcillolitas, limolita (área urbana) y menores proporciones de arenisca y conglomerado (sector Tachina). Las terrazas aluviales del Cuaternario y los depósitos de material coluvial antiguo están muy extendidos en la ciudad de Esmeraldas, limitando el desarrollo urbanístico de la misma, desde un punto de vista geotécnico muestran comportamientos geomecánicos muy diferentes bajo fuertes sacudidas sísmicas, las cuales ya han sido documentadas en terremotos históricos.

Además, la propagación de ondas sísmicas depende principalmente de las propiedades de resistencia - deformación de la roca y el suelo, definiendo movimientos de suelo fuertes específicos del sitio. Estas propiedades definen la ocurrencia de efectos ambientales inducidos por terremotos tales como la amplificación del sitio local y la licuefacción del suelo, uno de los fenómenos más catastróficos que causan grandes deformaciones y el asentamiento de estructuras durante grandes terremotos (Kelson et al. 2012; Sato et al. 2012).

Las condiciones locales del sitio (efecto geotécnico), como el tipo de suelo, la consistencia litológica, el contenido de arcilla - limo - arena, la profundidad del nivel freático y del lecho rocoso, la plasticidad, la saturación y el contraste de la rigidez definen los fenómenos de amplificación (Vucetic

and Dobry 1991). En los depósitos del Holoceno, muestran capas alternas de suelos duros y blandos, estas variaciones de espesor son comunes en las llanuras costeras supratidales, en las áreas deprimidas entre colinas, llanuras paleo-meandros, paleo-laguna costero y llanuras aluviales. Estos pueden experimentar una amplificación sustancial del sitio debido a los fuertes movimientos del suelo, como se observó en un ambiente sedimentario similar, como el ocurrido durante el terremoto de Pedernales el 16 de abril de 2016, 7.8Mw (costa central de Ecuador).

## **2.4 METODOLOGÍA**

El Ecuador está localizado en un frente de subducción con generación de sismos con magnitud variable desde microsismos hasta sismos de gran magnitud. Adicionalmente el sismo frente de subducción es el responsable de otras activaciones sísmicas de menores proporciones, como las fallas geológicas.

Para el desarrollo de la presente tesis, se utilizó la siguiente metodología y fases de investigación:

1. Investigación de la geología existente en el área de estudio y delimitación de rasgos geomorfológicos en particular aquellos de sedimentación reciente.
2. Análisis de los datos sismológicos y de fallas geológicas, estas últimas han sido obtenidas desde análisis de fotos aéreas, imágenes satelitales y modelos digitales del terreno, así como la delineación de sismos superficiales las cuales pueden ser referidas a fallas capaces no visibles en superficie.
3. Interpretación de los resultados anteriores y zonificación paleosísmica y sísmica, de conformidad con el presente estudio e investigación.

En lo que sigue, se hace una descripción detallada de cada una de las áreas de estudio.

1. Geología de campo y levantamiento de datos.
  - a. En esta fase de estudio se realizó la revisión de la información existente en mapas, artículos científicos y tesis de grado que varios autores han publicado en varias editoriales.
  - b. Con la información geológica de los productos existentes se planifica la salida de campo, verificación de la información y se procede al levantamiento de datos geológicos estructurales, estratigráficos, geomorfológicos y paleosísmicos.
  - c. El resultado de dicho trabajo se refleja en cada uno de los mapas que constan en el contenido de los distintos capítulos que forman parte del cuerpo de la presente tesis.
  
2. Durante la primera fase de estudio en el terreno se obtuvo varios datos de campo, como la descripción de cada uno de las unidades litológicas recientes evidenciadas en trincheras exploratorias, estas permitieron identificar niveles sedimentarios anómalos y asociados a eventos sísmicos y de tsunamis. Al interpretar los datos de campo y con el apoyo de los datos obtenidos en el laboratorio se procede a dar una interpretación de las áreas paleosísmicas. En el cuadrante de investigación y con ella se efectúa una comparación con las propuestas desarrolladas por varios autores en estudios anteriores.

## **CAPITULO 3**

### **TECTÓNICA ACTIVA Y TERREMOTOS DE SUBDUCCIÓN Y CORTICALES**

#### **3.1 ZONA DE SUBDUCCIÓN Y TERREMOTOS HISTÓRICOS**

La zona de subducción de la costa norte del Ecuador tiene 165 km de longitud y es compartida con el segmento de Colombia (hasta el sitio de Buenaventura), alcanzando los 450 a 500 km de longitud, siendo considerada el área sísmica más grande en la costa del Ecuador.

Aquí, la zona de interface de subducción es compleja, pero puede ser bien distinguida en profundidad por la variación de la convergencia oblicua de la placa de Nazca que subduce contra el segmento continental conformado por la placa Sudamericana y el Bloque Norandino (Veloza et al., 2012). Otros rasgos estructurales que pueden definir los bordes de estructuras sismogénicas (llamadas también divisiones sismotectónicas) son las zonas de fractura de la corteza oceánica (ie., Kelleher, 1972; Carena 2011), y los lineamientos de sismos instrumentales que tiene una longitud de 165 km

Para toda la costa del Ecuador, tres principales segmentos sismogénicos puede ser previamente descrita para la zona de subducción, desde el segmento meridional al septentrional, la costa sur corresponde al Golfo de Guayaquil – provincia de Santa Elena, la costa central (provincia de Manabí) y para la costa Norte está la Provincia de Esmeraldas (Chlieh et al., 2014; Chung et al. 2016); Nocquet et al., 2014; Yepes et al., 2016).

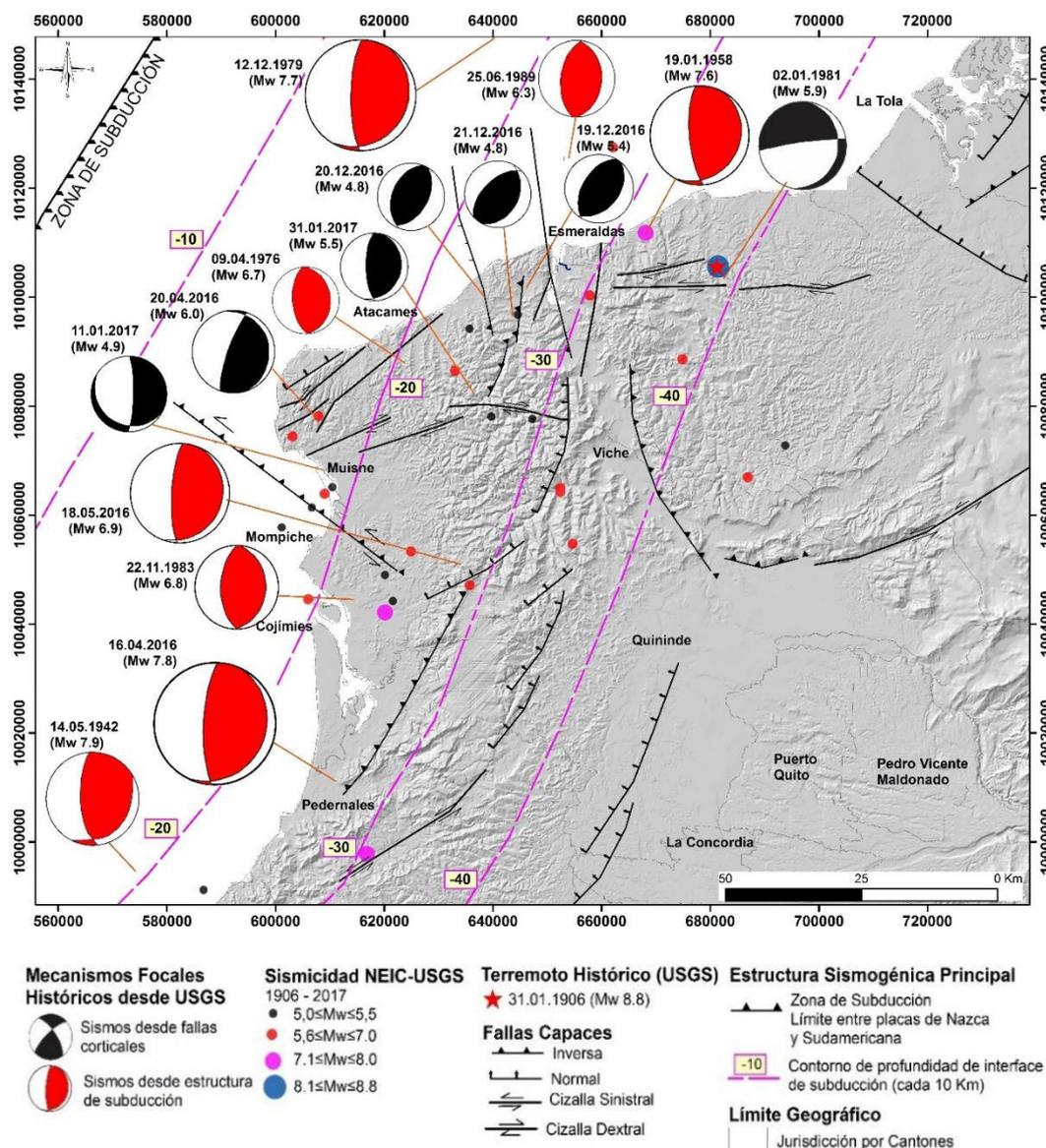
En la costa norte de Ecuador, se ha documentado el sexto terremoto más fuerte en el mundo, del 31 de enero de 1906 frente a la ciudad de Esmeraldas (Ecuador) y con área epicentral hasta Tumaco (sur de Colombia), con magnitud 8.8 Mw (Kanamori and McNally, 1982; Ye et al., 2016; Yoshimoto et al., 2017). Posteriores terremotos también de subducción acontecieron en 1958 (7.6 Mw) y 1979 (7.7 Mw; USGS). Datos sismológicos y distribuidos espacialmente en la zona sur de Esmeraldas, permiten evidenciar la delineación de la fractura Galera. Esta delimitación

entre costa central de Pedernales Manabí y la costa norte de Esmeraldas, ha sido motivo de análisis en las réplicas de sismos del terremoto de Pedernales (2016, 7.8 Mw), las réplicas del terremoto culminan en esta área sísmica (ver Figura 2). En la misma se puede observar los lineamientos estructurales dado por el fallamiento activo de la zona, lo cual confirma la separación de estas dos áreas sísmicas.

Para este estudio, se ha revisado la sismicidad histórica del área sísmica de la costa norte, donde Chunga et al. 2017 presentan una compilación de datos importantes para comprender la recurrencia de sismos de subducción y de fallas geológicas. La historia sísmica inicia con el mayor terremoto documentado para las costas de Esmeraldas (Ecuador) – Tumaco (Colombia), aconteció en 1906 a las 10:36 (tiempo local), con una magnitud de 8.8 que tuvo su epicentro en la zona de subducción localizada entre 80 a 110 km de distancia desde la línea de costa. El catalogo USGS ubica al epicentro en el segmento continental próximo a la ciudad de Esmeraldas mientras otros catálogos lo ubican detrás de la zona de subducción, sin embargo, los detalles de tsunamis analizados en este estudio, permiten estimar que el epicentro fue en el mar. La tendencia de deformación cortical asociada al área sísmica, tuvo una extensión de ruptura de 450 km de longitud desde el lineamiento Galera Muisne hasta Buenaventura donde se documentaron las moderadas a altas intensidades macrosísmicas (Rudolph and Szirtes, 1911). Otros autores refieren un área sísmica estimada de mayor ruptura de 500 km x 180 km (Kelleher, 1972; Kanamori and Mc Nally, 1982).

Los datos de sismos premonitores inician para este evento de 1906, a las 07:00 y 09:00, causando daños físicos y ambientales (referido a los efectos cosísmicos en el terreno) en la ciudad de Esmeraldas, los cuales reportaron daños en viviendas y alertó a la población a buscar sitios alejados de viviendas. Estos efectos cosísmicos del segundo sismo premonitor causó daños en edificaciones que sumado al sismo principal (8.8 Mw) derrumbaron unas 30 casas. Para el evento principal que inicio a las 10:36

tuvo una duración entre 3 a 5 minutos, los sismos premonitores permitieron que muchas personas busquen espacios abiertos reduciendo el número de víctimas en un área poco poblada. Posteriormente, entre todas las réplicas aquella del 2 de febrero (16:55) parece ser la más fuerte y más extensa, asemejándose su movimiento al sismo principal (ie., Rudolph and Szirtes, 1911).



**Figura: 2** Mapa sismotectónico de la costa norte del Ecuador (Chunga et al., 2017). Sismos históricos con magnitud  $5.0 \leq M_w \leq 8.8$ , algunos representados por mecanismos focales desde el catalogo NEIC-USGS, y clasificados como sismos por subducción y por activación de fallas capaces. Contorno de profundidad de la interface de subducción desde Hayes et al., 2012 y Nocquet et al., 2016.

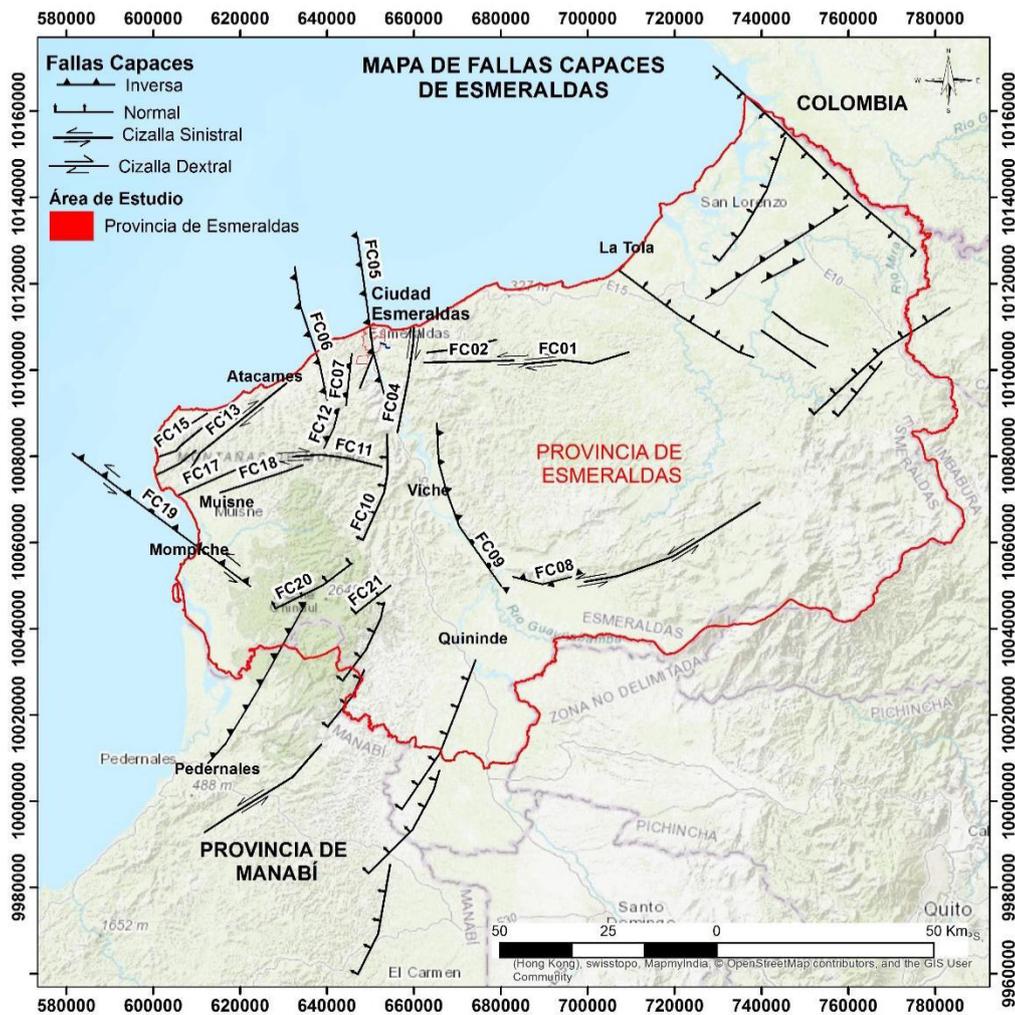
Los efectos geológicos cosísmicos para las costas de Esmeraldas, Río Verde, Limones y La Tola en Ecuador y los sitios de Cabo Manglares, Tumaco, Salahonda y Guapi (sur de Colombia) documentaron para el área epicentral, cuyos efectos primarios como subsidencias y levantamientos tectónicos de costa (intensidades de lo VIII a X MSK). El margen costero desde Bahía de Caráquez hasta Pedernales se produjo modestos daños por el terremoto (lo VII MSK). En Manta el terremoto ya fue tan débil (lo VI MSK) que muchas personas ni siquiera sintieron el movimiento (Rudolph and Szirtes, 1911). Estas informaciones de intensidades permiten asociar los mayores daños en el área sísmica de la costa norte en Esmeraldas, pero en la costa central de Manabí no se reportan mayores intensidades macrosísmicas. La importancia de delinear las áreas sísmicas como principal amenaza en una zona de estudio permite una mejor y adecuada caracterización de los peligros geológicos cosísmicos.

Los impactos de olas de tsunami acaecieron 30 minutos y 50 minutos después del evento principal, con altura run-up entre 5 a 10 metros (Rudolph y Szirtes, 1911). En el sitio Tumaco se documentaron olas con run-up de 2.5 m de altura. La ciudad de Esmeraldas fue afectada por el ingreso de olas de tsunami a través del río y desbordamiento, inundando las zonas de planicies y terrazas aluviales (Espinoza, 1992). La ubicación del epicentro es referida a las coordenadas - 79.368344 y 0.954894 (USGS) a 31 km al Este de la ciudad de Esmeraldas, sin embargo, la posición del epicentro debe ser ubicada en el mar frente, esto es confrontable con los datos de intensidades y de efectos geológicos cosísmicos documentados por los autores citados precedentemente.

(Chunga et al. 2017), mencionan que un segundo registro de fuerte terremoto para la costa Norte del Ecuador aconteció el 19 de enero de 1958 con magnitud 7.6 (09:09, tiempo local). El epicentro fue reportado a 19 km noreste de la ciudad de Esmeraldas (en las coordenadas 79.4889 y 1.0106, USGS), que por su proximidad se documentaron el colapso del 30% de las

construcciones y el agrietamiento de numerosos edificios, 15 muertos y 45 heridos (ie., Ramírez, 1958). La duración de este sismo fue de 35 a 45 segundos, y las máximas intensidades con efecto en el terreno tuvieron mayores intensidades en Esmeraldas y disminuyeron en Tumaco, donde no se reportó víctima alguna. En Cabo Manglares se evidenció licuefacción de suelos arenosos con expulsión de agua a borbotones de las grietas abiertas en zona de planicies aluviales estuarinas. Efectos cosísmicos primarios como Tsunami con altura run-up entre 2.0 a 5.9 m (Lockridge, 1985), arrasaron parte de las poblaciones costeras de Esmeraldas, en el puerto de la ciudad se reportó el daño de una embarcación donde se ahogaron 4 guardias de la Aduana (ie., Ramírez, 1958). Además del sismo y sus efectos cosísmicos primarios como el Tsunami, el incremento de la intensidad y de las olas run-up puede ser asociado a la re-activación de múltiples deslizamientos submarinos acaecidos en el talud continental y en el cañón Esmeraldas.

Varios eventos sísmicos tipos replicas causaron el pánico de los habitantes e incremento de los daños en las construcciones civiles y reactivación de los efectos de licuefacción y daños en cimentaciones.



**Figura: 3** Mapa de fallas capaces delineadas para la provincia de Esmeraldas. La línea roja representa la provincia y al interno los límites de los cantones. (Chunga et al 2017)

Los eventos sísmicos de subducción han presentado réplicas más fuertes, que fueron documentadas el 1 de febrero a las 11:20, 13:10 y 15:54, esta última de mayor intensidad. Ramírez (1958) documenta dos sismos el 14 de abril de 1958 con epicentros en la bahía de Esmeraldas, donde hubo un muerto y 14 heridos. Este sismo se encuentra en el área sísmica norte y muchos autores indican que es un acomodamiento estructural del gran sismo de 1906.

El tercer terremoto próximo a la provincia de Esmeraldas, es referido al 12 de diciembre de 1979 (8.2 Mw) a las 02:59 tiempo local, con epicentro en el océano Pacífico (Coordenadas  $-79.359866$  y  $1.598427$ , USGS), localizado a 75 km noreste de la ciudad de Esmeraldas y 54 km noroeste

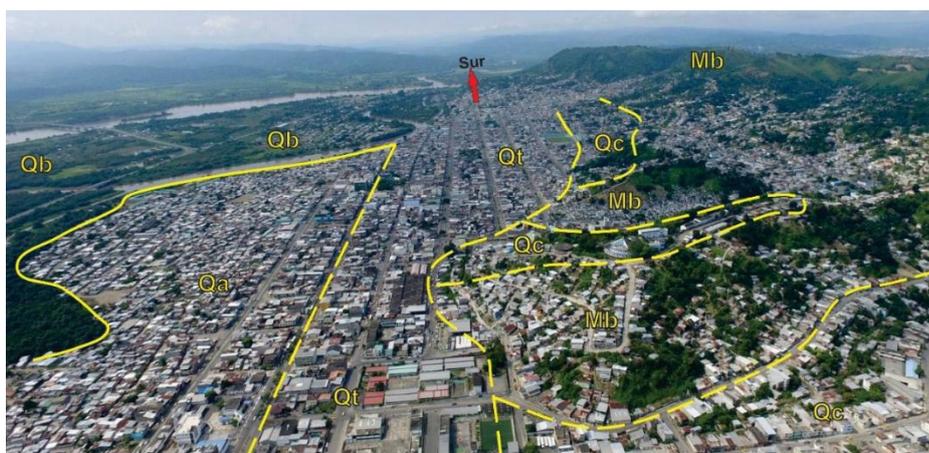
del poblado La Tola. Las máximas intensidades de VII a IX (IMM) fueron documentadas desde Tumaco a Bozan. En este margen costero meridional de Colombia, de 122 km de longitud, los efectos primarios cosísmicos de subsidencia tectónica tuvieron valores entre 0.15 m a 0.80 m de desplazamiento vertical. En el sitio San Juan alcanzó los máximos valores de 1.2 a 1.6 m (Herd et al., 1981). Para este sismo el levantamiento de terrazas marinas no fue evidenciado en el área epicentral, esta área es caracterizada por subsidencias costeras.

Efectos geológicos cosísmicos de tipo secundario (Michetti et al., 2017), fueron evidenciados en Tumaco, tales como fenómenos de licuefacción de suelos arenosos, sumideros, grietas en el terreno, extensión lateral y ebullición de arena (Herd et al., 1981; Pararas-Carayanis, 1980). Para el margen costero de Limones y San Lorenzo (distancia de 80 km desde la ciudad de Esmeraldas), no hay información de efectos cosísmicos en el terreno probablemente a la poca población en esos tiempos, pero por su cercanía al sitio Tumaco, de seguro sí se generaron rasgos de subsidencias y efectos secundarios atribuidos a la intensidad VIII MSK (Herd et al., 1981). Para la ciudad de Esmeraldas, la intensidad macrosísmica fue menor, los daños para edificios en la ciudad de Esmeraldas fueron leves a moderados con asignación de intensidad VII, no se reportó víctima alguna, sin embargo, los efectos de sitio de los suelos saturados fueron más notables en las planicies aluviales. Pararas-Carayanis (1980) estima una tendencia estructural NW y SE de la zona sísmica y una propagación de ondas de Tsunami con mayor efecto hacia el NE, donde las costas de San Juan y El Charco (Colombia), fueron arrasadas por olas con altura run-up entre 2 a 5 metros, 6 minutos después del sismo principal. El nivel de marea se encontraba en su posición más baja, deduciendo que los efectos pudieron ser más graves incluso con afectación para las costas ecuatorianas si el Tsunami se presentaba durante la pleamar (Espinoza, 1992).

Réplicas de sismos moderados que alcanzaron la magnitud Ms 5.9 fueron registradas el 13 de diciembre, el 24 de diciembre (Ms 5.3), el 31 de

diciembre (Ms 5.5) y el 7 de enero de 1980 (Ms 4.6, mb 5.1; Herd et al., 1981), tales intensidades son menores a las réplicas de los dos fuertes terremotos precedentes de 1906 (8.8Mw) y 1958 (7.6 Mw).

El reciente terremoto de Pedernales del 16 de abril de 2016 (7.8 Mw, hora local 18:58), tiene su origen en el área sísmica de la costa central del Ecuador, pero se hace referencia de este sismo para la ciudad de Esmeraldas, localizada a 95 km de distancia. El área epicentral con mayores intensidades comprende el poblado de Pedernales y sus próximas comunidades de Coaque, Jama y Canoa, donde las máximas intensidades IX – X ESI-07 (Environmental Seismic Intensity, Michetti et al., 2007) han sido asignadas (Chunga et al., 2016), desde las evidencias de levantamiento de costa, licuefacción de suelos arenosos saturados, sumideros, deslizamientos de taludes naturales y estabilizados, grietas en suelos naturales, fallamientos superficiales, fracturas transversales y longitudinales en vías de asfaltos y hormigón.. Algunos autores atribuyen a este sismo como perteneciente al área sísmica de Esmeraldas – Buenaventura, lo cual es descartado en este estudio, ya que las áreas sísmicas son bien delimitadas por fracturas en la corteza continental y los datos de intensidades históricas corroboran la individualidad de las áreas sísmicas norte y central de la costa de Ecuador.



**Figura: 4** Distribución espacial de rasgos geomorfológicos para la ciudad de Esmeraldas, con las siguientes abreviaciones: Qa, planicie aluvial inundable; Qb: islote de barreras inundables; Qt: terrazas aluviales; Qc: suelos coluviales cuaternarios; Mb: colinas conformados por litologías de las formaciones miocénica y pliocénica Onzole y Borbón. Cortesía de foto de ciudad: "photo & video drone Esmeraldas". Los rasgos geomorfológicos inundables pueden ser considerados para estimar los máximos run-up de olas Tsunami.

El trabajo de campo en el que participó el suscrito tesista bajo la supervisión del Dr Chunga, se evidenció que los sitios desde Cojimíes hasta Muisne tienen menores dimensiones de efectos geológicos cosísmicos, donde el grado de VIII ESI-07 es asignado. En la franja costera más al norte de la ciudad de Esmeraldas, entre Cube – Tacusa y Colope, se verificó que los taludes naturales inestables de material limo arcilloso que frecuentemente afectan la carretera, no reportaron caídas de rocas ni menores deslizamientos durante el terremoto de Pedernales, lo que indica que los daños fueron menores ya que fue un sismo lejano con origen en otra área sísmica. En el centro urbano de la ciudad de Esmeraldas se documentaron daños menores de mamposterías de algunas viviendas (ver Figura 4), los cuales son confrontables con la ausencia de efectos geológicos cosísmicos, los cuales son formados con intensidades mayor igual a VII. La intensidad registrada en este sector de la provincia de Esmeraldas es de VI ESI-07 (Chunga et al., 2017). Datos de mediciones mareográficas proporcionadas por el INOCAR ([www.inocar.mil.ec](http://www.inocar.mil.ec)), indican que la propagación oceánica del tsunami con oscilaciones de aproximación a 0.5 m/min (0.00833m/s) fue registrada para la ciudad de Esmeraldas entre las 19:06 a 19:09, es decir entre 7 a 10 minutos después del terremoto principal, y la amplitud del oleaje no alcanzo el nivel más alto ya que se presentó en marea baja (Toulkeridis et al., 2017).

Considerando que los terremotos donde está desarrollada la ciudad de Esmeraldas corresponde a depósitos aluviales, coluviales, fluviales y tipo estuarios, estas al ser sometidas a fuerzas dinámicas generados por sismos, son susceptibles a producir hundimientos, deslizamientos, licuefacción y todo lo relacionado a la pérdida de propiedades geotécnicas y el consecuente daño a las construcciones civiles.



**Figura: 5** Daños menores en el centro de la ciudad de Esmeraldas por el sismo de Pedernales del 16 de abril 2016 (Mw 7.8). Imágenes superiores de izquierda a derecha referidas a la dirección Bolívar y Manuela Cañizares (650059.5E-106660.6N). Imágenes inferiores de izquierda a derecha, referidas a las direcciones 6 de Diciembre y Piedrahita (649688.7E-106169.1N), y Ricaurte entre Colon y Eloy Alfaro (64984.2E-106322.7N). Cortesía de fotos: “photo & video drone Esmeraldas”.

Información sismológica local de sismos destructores no son proporcionados por la red local de control de sismicidad (Instituto Geofísico de la Escuela Politécnica del Litoral IGEPN), ya que esta red inicio sus actividades en 1988. Por lo tanto, la sismicidad más antigua es compilada desde el catálogo NEIC de los Estados Unidos “National Earthquake Information Center”, que proporcionan información de sismicidad desde 1906 hasta el 2017, reportando para la costa norte de Ecuador, los 41 sismos en el orden de magnitudes de  $5.0 \leq Mw \leq 8.8$ . Muchos de estos sismos tienen distancias hipocentrales que no es lo mismo en la profundidad, y son atribuidos a sistemas de fallas corticales ya que la zona de interface de subducción se encuentra a mayor profundidad (ver Figura 2). La

distribución en profundidad de los sismos instrumentales permite diferenciar los sismos desde fallas geológicas corticales, y aquellos registrados después del evento del 16 de abril 2016, son empleados para identificar aquellas fallas reactivadas.

### **3.2 SISMOS POR FALLAS GEOLÓGICAS CORTICALES**

En las secciones anteriores se describe las áreas sísmicas de la costa de Ecuador, referida como costa norte de Esmeraldas para nuestra área de estudio, y la costa adyacente inferior de la costa central de Manabí donde aconteció el reciente terremoto de Pedernales (7.8 Mw), del 16 de abril de 2016.

Recientes estudios de geodesia y geofísica aplicada al terremoto de Pedernales(7.8Mw), indican que en un área epicentral pueden cambiar o inducir en los esfuerzos tectónicos y reactivar fallas geológicas en los próximos años (Bejar et al., 2018).

Con este antecedente, se ha compilado información de sismos de réplicas que son distribuidos espacialmente dentro del área sísmica de Manabí. Pero, el área sísmica norte de Esmeraldas, las fallas geológicas han sido activadas con sismos moderados y colapsos de edificaciones en los poblados de Atacames y Tonsupa. Referida a la Figura 2, la provincia de Esmeraldas, ha presentado una mayor actividad sísmica de por lo menos ocho fallas superficiales. Estas fallas corticales tienen dominio tectónico de campos de esfuerzos inversos con componentes de cizallas, y otras netamente de cizallas sinistral y dextrales (ver Figuras 1 y 2.). En la tabla 1 se incluyen los sismos moderados a altos.

En este análisis, se ha seleccionado los sismos con distancia hipocentral menor de 12 km desde enero de 2016 hasta marzo 2017 (ver Figura 2), la proyección espacial de los sismos (IGEPN) y los mecanismos focales (USGS) han permitido clasificar la tendencia estructural y los tipos de las fallas capaces de generar sismos en el orden de  $6 \leq M_w \leq 7.1$ .

Ref.	Año	Mes	Día	Mw	Lat. N y S	Long. W	Prof. (Km)	Ref.	Año	Mes	Día	Mw	Lat N y S	Long. W	Prof. (Km)
1	1906	1	31	8,8	0,955	-79,369	20	22	1995	10	10	5,1	1,123	-79,350	56
2	1942	5	14	7,9	-0,020	-79,950	20	23	2004	6	1	5,4	0,706	-79,744	24
3	1944	10	23	6,7	0,605	-79,320	20	24	2007	12	10	5,1	0,589	-80,007	39
4	1958	1	19	6,8	1,153	-79,543	28	25	2010	11	25	5,4	0,443	-79,920	43
5	1958	1	19	7,6	1,011	-79,489	28	26	2012	2	8	5,2	0,658	-79,258	65
6	1958	2	1	6,3	1,446	-79,146	25	27	2014	6	16	5,7	1,644	-79,250	15
7	1958	2	1	6,3	1,550	-79,305	25	28	2014	3	9	5,6	1,657	-79,350	6
8	1958	2	1	6,9	1,541	-79,338	15	29	2015	5	30	5,3	1,220	-79,570	13
9	1958	4	15	6,1	0,907	-79,581	25	30	2016	12	19	5,4	0,875	-79,700	10
10	1958	4	14	6,8	0,801	-79,428	25	31	2016	12	12	5,2	0,852	-79,780	35
11	1958	4	3	5,7	1,406	-79,547	25	32	2016	7	11	6,3	0,581	-79,630	21
12	1974	3	10	5,6	0,403	-80,047	43	33	2016	7	11	5,9	0,587	-79,630	17
13	1976	4	9	6,7	0,782	-79,804	9	34	2016	5	18	6,9	0,495	-79,610	30
14	1979	3	1	5,6	0,673	-80,073	33	35	2016	5	18	6,7	0,426	-79,780	16
15	1979	12	12	5,0	1,542	-79,377	33	36	2016	4	23	5,7	0,613	-80,250	10
16	1979	12	12	7,7	1,598	-79,358	24	37	2016	4	20	6,0	0,707	-80,030	10
17	1983	11	22	6,6	0,482	-79,877	55	38	2016	4	20	6,2	0,639	-80,210	14
18	1983	12	21	5,2	0,400	-79,907	40	39	2016	4	19	5,6	0,578	-80,020	11
19	1986	1	19	5,0	0,555	-80,041	33	40	2016	4	16	7,8	0,381	-79,920	21
20	1989	6	25	6,3	1,134	-79,616	15	41	2017	1	31	5,5	0,702	-79,676	10
21	1995	7	20	5,0	0,522	-80,091	33								

Tabla 1 Sismos moderados a altos, documentados en el catálogo NEIC-USGS (National Earthquake Information Center), en el orden de  $M_w \geq 5.0$ . Las casillas sombreadas representan los terremotos que originaron Tsunamis con alturas de olas run-up entre 1 y 5 metros. Para el terremoto de 1906 se documentaron alturas de olas entre 5 a 10 metros (Rudolph y Szirtes, 1911).

Históricamente, en esta zona los sismos de magnitud moderada con localización de la falla responsable de la actividad, son poco documentados (Chunga, 2010). En Esmeraldas, el más antiguo evento bien documentado y asociado a la activación de una falla cortical, es referido al sismo del 9 de abril de 1976 (6.7Mw, profundidad 9 km). La ciudad de Esmeraldas es desarrollada en sedimentos arcillosos y limosos que corresponde a un ambiente de deposición tipo delta fluvial, en efecto, en suelos saturados de zonas de planicies y terrazas aluviales, se evidenciaron daños de cimentaciones, como el Hospital “Delfina Torres de Concha”, Escuelas “5 de Agosto” y “Juan Montalvo”, Mercado Central y varias viviendas la evidencia se puede observar en la (Figura 6).

Otro sismo cortical aconteció el 2 de enero 1981 (5.9 Mw), donde el tipo de la potencial falla de cizalla es confrontable con la información de

mecanismo focal proporcionado por la USGS (Chunga et al., 2017; Figura 1).

El sismo del 25 de junio de 1989 (6.3 Mw) frente a la ciudad de Esmeraldas, generó menores deslizamientos y daños en el área urbana (información proporcionada por habitantes de la ciudad). Las laderas en el sector occidental de la ciudad son inestables con discontinuidades típicas de calidad de macizo rocoso medio. Esta información disponible no ha permitido indicar si este sismo corresponde a la dinámica de interface de subducción, pero en este estudio es más atribuible a la activación de la falla cortical de Esmeraldas. Toda esta escasa información proporciona la importancia de estudiar el riesgo sísmico no solo de terremotos de subducción sino de aquellos asociados a fallas geológicas con menores magnitudes, que por su cercanía puede ser también destructivo como aquellos fuertes sismos lejanos de subducción.

La evidencia más reciente de daños por terremotos y no asociado por replicas, ya que pertenece a un área sísmica diferente (costa norte de Ecuador), aconteció el 19 de diciembre de 2016 (Mw 5.4, MI 5.8, profundidad 4 a 6 km; IG-EPN y USGS), con epicentro en el sitio Tonsupa en la zona de Atacames, causando daños de 70 edificaciones, de las cuales 10 fueron totalmente colapsados (Figura 6). Los efectos de sitios se dieron en suelos saturados arenosos de planicie costera.

Al siguiente día, otro sismo de 5.2 Mw sacudió esa misma zona costera norte, incrementando el daño de edificios ya dañados estructuralmente por sismos precedentes.

El último reporte de sismo moderado de activación de la falla Atacames (referida como F16) es el 31 de enero de 2017, a las 09:22 tiempo local (5.5, o 5.7 Mw), a una profundidad de 9 km. Un caso particular, es que este movimiento telúrico ocurrió 7 minutos después del simulacro de sismo-tsunami organizado por la Secretaría de Gestión de Riesgos. Se produjo daños del edificio del Municipio de la ciudad de Esmeraldas, con cuarteamiento en las mamposterías y colapsos de algunas paredes

pequeñas que fueron reportados en la capital de provincia. Para el sitio de Atacames, dos casas resultaron levemente afectadas con daños en sus paredes.

Esta información podría permitir subestimaciones en la evaluación del riesgo sísmico, ya que por la falta de datos geológicos y sismológicos se podría considerar a la costa norte como una zona de niveles de sismicidad moderada por fallas geológicas superficiales, y que sismos fuertes de subducción en área sísmicas adyacentes no pueden activar fallas geológicas fuera de los límites de actividad sísmica, como el área de Pedernales. Aquí radica la importancia de aplicar este método que permita caracterizar las fallas activas o capaces de generar terremotos corticales con  $6.0 \leq M \leq 7.1$ . Esto permitiría obtener valiosa información sobre el potencial sísmico de cada falla capaz, por lo que este estudio proporciona datos de máximas magnitudes estimadas y las máximas aceleraciones en rocas (PGA, Peak Ground Acceleration) que podrían generar cada falla geológica en un determinado sitio de interés.



**Figura: 6** Daños físicos causados por el sismo del 9 de abril de 1976 (Mw 6.7). Imágenes superiores de izquierda a derecha referidas al sitio del Colegio “5 de Agosto” (650059.3E-106998.5N) y del Mercado Central (64919.1E-107397.6N). Imágenes inferiores de izquierda a derecha, referidas a los daños del Hospital “Delfina Torres de Concha” (649780.7E-107950.4N) y villas de CEPE – Petroecuador (648268.5E-101408.3N), en la ciudad de Esmeraldas. Cortesía de fotos: Triconsul.

### 3.3 ESTIMACIÓN DE MÁXIMAS MAGNITUDES Y PGA DESDE EL ANÁLISIS DE FALLAS CAPACES

Un primer mapa de fallas activas ha sido proporcionado por Eguez et al. (2002), sin embargo, la cartografía para la costa del Ecuador, no proporciona detalles de fallas geológicas con sus máximas magnitudes estimadas y PGA en roca. Un primer análisis para delinear en el territorio las fallas, es la aplicación de datos gravimétricos para la provincia de Esmeraldas, la cual ya ha sido realizada por Chunga et al. (2017) en la ciudad de Esmeraldas. En esta investigación continuamos con la técnica de gravimetría, pero desde un punto de análisis provincial para toda la costa norte. Esta técnica procede con una malla de datos con un espaciado de 1 minuto (~2 Km) entre cada medición, cuyo origen es de una fuente de datos de carácter libre y online que puede ser visitada a través del enlace:

[http://topex.ucsd.edu/cgi-bin/get\\_data.cgi](http://topex.ucsd.edu/cgi-bin/get_data.cgi). La contribución a la formación de los datos en línea procede de los trabajos de Smith y Sandwell (1997), Sandwell y Smith (2009), Sandwell et al (2013) y Sandwell et al (2014). Este modelo geofísico, junto a modelados digitales del relieve, han permitido delinear potenciales fallas activas y capaces de generar terremotos moderados, muchos de estos lineamientos son confrontables con la proyección espacial de sismos y aportan a un mejor entendimiento de los niveles de riesgos sísmicos. Fallas geológicas capaces fueron catalogadas con esta técnica.

Para comprender el uso de los conceptos en geología de terremotos y geología estructural, que aplicamos en nuestro análisis, se define falla “capaz” y fuente potencial de futuros terremotos, aquella estructura que evidencia dislocaciones o desplazamientos superficiales durante los últimos 30.mil años (Agencia Internacional de Energía Atómica, siglas en Inglés IAEA, 2002), y/o si la sismicidad histórica o instrumental está asociada a una falla determinada (ie. Chunga 2010). Por otra parte, una falla se considera “potencialmente activa” y se considera una fuente potencial de futuros terremotos si se evidencian dislocaciones superficiales por lo menos una vez en los últimos 50.mil años (IAEA, 2002; Robert and Michetti, 2004; Michetti et al., 2007).

Con esta definición, y para entender los niveles de sismicidad corticales de la costa norte del Ecuador, se ha elaborado un catálogo de fallas que comprende 38 segmentos de fallas capaces de deformar la superficie del terreno y generar potenciales sismos moderados a altos, en el orden de magnitudes desde 6.0 a 7.1 Mw (Figura 8). Los terremotos pueden ser medidos por su magnitud, intensidad macrosísmicas y aceleración (PGA, Peak Ground Acceleration). Los máximos valores de PGA estimados en nuestro análisis están en el orden de 0.26g a 0.42g. La base de datos comprende fallas cartografiadas en el piso marino y parte del segmento continental de las provincias de Esmeraldas y Manabí (ver catálogo de fallas geológicas capaces, en Tabla 2). Esta información geológica

estructural ha sido obtenida en base a trabajo ejecutados por Dumont et al., 2006; Egeuz et al, 2003; Migeon et al., 2016; Ratzov et al., 2012; Reyes y Michaud, 2012; y han proporcionado información relevante de la geometría y cinemática de cada una de las fallas geológicas, así como evidencia de desplazamiento vertical desde el Pleistoceno tardío al Holoceno.

Los parámetros geométricos para cada una de las fallas seleccionadas, incluyen:

(1) La proyección espacial de la falla en el terreno, desde datos gravimétricos, sismos instrumentales con profundidad menor a la interface de subducción y fotos aéreas.

(2) Geometría y cinemática de la falla, desde datos morfológicos y cambios de litologías en el terreno (diferencias en la continuidad de formaciones geológicas)

(3) La inmersión estructural y ángulo estimado del desplazamiento de la falla “en análisis de mecanismo focal es denominado rake o dirección de la falla”, para las fallas con desplazamiento inverso se ha asumido ángulo de buzamiento de 45°, mientras para los desplazamientos horizontales un ángulo de buzamiento de 85°.

(4) El ancho de la estructura sismogénica desde su proyección espacial del plano de inmersión. Es importante indicar aquí, que, si una falla es modelada con varios segmentos cortos en vez de largos segmentos, la máxima magnitud será inferior, y una tasa de deslizamiento de la falla requiere de muchos más pequeños terremotos para acomodar un acumulativo momento sísmico (Wells and Coppersmith, 1994).

Falla capaz	tipo	Long. falla (Km)	Prof. falla (Km)	Distancia falla - ciudad Esmeraldas (Km)	Ancho de falla	Posicion estructural de falla	Máximo desplaz. (m) desde Wells & Coppermish, 1994	Magnitud estimada desde tipo de falla propuesta por Wesnousky (2008)	Magnitud estimada desde Wells & Coppermish, 1994	Niveles de confiabilidad desde análisis sismológicos y morfológicos	PGA para sitio. Joyner & Boore (1981).	PGA para sitio. Campbell (1981). (g)	PGA en Roca, Fukushima & Tanaka, 1990 (g). En fuente sismica	Dist. Hipo-central
F01	Normal	63	12	101	11	Hanging wall	1,6	7,0	7,2	deducida	0,03	0,03	0,38	102
F02	Normal	32	12	81	9	Hanging wall	1,2	6,8	6,8	deducida	0,04	0,03	0,36	82
F03	Inversa	39	12	77	10	Hanging wall	1,3	7,1	6,9	cierta	0,05	0,05	0,40	78
F04	Inversa	11	12	90	7	Hanging wall	0,7	6,1	6,3	deducida	0,02	0,01	0,26	91
F05	Cizalla sinestral	15	12	92	8	left-lateral	0,8	6,5	6,4	cierta	0,02	0,02	0,32	93
F06	Normal	40	12	103	10	Hanging wall	1,3	6,9	6,9	deducida	0,03	0,03	0,37	104
F07	Normal	16	12	108	8	Hanging wall	0,9	6,7	6,5	deducida	0,02	0,02	0,34	109
F08	Cizalla dextral	15	12	89	8	righ-lateral	0,8	6,6	6,4	cierta	0,03	0,02	0,33	90
F09	Normal	37	12	58	10	Foot wall	1,2	6,9	6,9	deducida	0,06	0,05	0,37	59
F10	Cizalla dextral	44	12	75	10	righ-lateral	1,3	6,9	7,0	deducida	0,04	0,04	0,38	76
F11	Inversa	14	12	64	7	Hanging wall	0,8	6,3	6,4	cierta	0,04	0,03	0,29	65
F12	Inversa	42	12	25	10	Foot wall	1,3	7,2	7,0	deducida	0,17	0,16	0,40	28
F13	Cizalla dextral	25	12	10	9	righ-lateral	1,0	7,0	6,7	deducida	0,27	0,22	0,38	16
F14	Inversa	43	12	1	10	Hanging wall	1,3	7,2	7,0	deducida	0,38	0,28	0,41	12
F15	Inversa	12	12	6	7	Foot wall	0,8	6,2	6,3	deducida	0,20	0,16	0,27	13
F16	Inversa	32	12	14	9	Foot wall	1,2	6,9	6,8	deducida	0,23	0,19	0,38	18
F17	Cizalla dextral	16	12	13	8	righ-lateral	0,9	6,9	6,5	cierta	0,23	0,19	0,37	18
F18	Cizalla sinestral	21	12	13	8	left-lateral	1,0	6,6	6,6	cierta	0,20	0,16	0,33	18
F19	Cizalla dextral	24	12	36	9	righ-lateral	1,0	6,7	6,7	deducida	0,09	0,08	0,35	38
F20	Normal	39	12	78	10	Hanging wall	1,3	6,9	6,9	deducida	0,04	0,04	0,37	79

Falla capaz	tipo	Long. falla (Km)	Prof. falla (Km)	Distancia falla - ciudad Esmeraldas (Km)	Ancho de falla	Posicion estructural de falla	Máximo desplaz. (m) desde Wells & Coppermish, 1994	Magnitud estimada desde tipo de falla propuesta por Wesnousky (2008)	Magnitud estimada desde Wells & Coppermish, 1994	Niveles de confiabilidad desde análisis sismológicos y morfológicos	PGA para sitio. Joyner & Boore (1981).	PGA para sitio. Campbell (1981). (g)	PGA en Roca, Fukushima & Tanaka, 1990 (g). En fuente sísmica	Dist. Hipo-central
F21	Normal	30	12	103	9	Hanging wall	1,1	6,8	6,8	deducida	0,02	0,02	0,36	104
F22	Normal	27	12	125	9	Hanging wall	1,1	6,8	6,7	cierta	0,02	0,02	0,36	126
F23	Cizalla sinestral	34	12	94	10	left-lateral	1,2	6,8	6,9	cierta	0,03	0,03	0,36	95
F24	Normal	16	12	77	8	Hanging wall	0,9	6,7	6,5	cierta	0,04	0,03	0,34	78
F25	Normal	21	12	64	8	Hanging wall	1,0	6,7	6,6	deducida	0,05	0,04	0,35	65
F26	Normal	11	12	58	7	Hanging wall	0,7	6,6	6,3	cierta	0,05	0,04	0,33	59
F27	Inversa	44	12	65	10	Hanging wall	1,3	7,2	7,0	deducida	0,06	0,06	0,41	66
F28	Normal	21	12	52	8	Hanging wall	1,0	6,7	6,6	cierta	0,06	0,06	0,35	53
F29	Inversa	52	12	62	11	Hanging wall	1,4	7,3	7,1	deducida	0,07	0,08	0,42	63
F30	Normal	26	12	22	9	Hanging wall	1,1	6,8	6,7	cierta	0,15	0,13	0,36	25
F31	Cizalla dextral	21	12	28	8	righ-lateral	1,0	6,8	6,6	cierta	0,12	0,11	0,36	30
F32	Inversa	10	12	18	7	Foot wall	0,7	6,7	6,2	deducida	0,17	0,15	0,35	22
F33	Cizalla dextral	20	12	34	8	righ-lateral	0,9	6,4	6,6	deducida	0,08	0,07	0,31	36
F34	Cizalla dextral	17	12	42	8	righ-lateral	0,9	6,7	6,5	deducida	0,08	0,07	0,35	44
F35	Cizalla dextral	32	12	23	9	righ-lateral	1,2	6,6	6,8	cierta	0,14	0,12	0,34	26
F36	Cizalla dextral	11	12	49	7	righ-lateral	0,7	6,9	6,3	deducida	0,07	0,07	0,37	50
F37	Cizalla dextral	19	12	38	8	righ-lateral	0,9	6,5	6,6	deducida	0,08	0,06	0,31	40
F38	Normal	13	12	42	7	Foot wall	0,8	6,6	6,4	cierta	0,07	0,06	0,34	44

Tabla 2 Caracterización de fallas activas y capaces en la provincia de Esmeraldas. Estimación de magnitudes y PGA en roca desde Wells & Coppermish (1994) y Fukushima & Tanaka (1990). Los PGA en sitio Joyner & Boore (1981), Campbell (1981), Los PGA



**Figura: 7** Daños estructurales causados por el sismo del 19 de diciembre de 2016 ( $M_w$  5.4, hipocentro 4 km). Imágenes superiores de izquierda a derecha referidas al colapso de cimentaciones en el sitio Atacames. Imágenes inferiores de izquierda a derecha, referidas al sitio Tonsupa, provincia de Esmeraldas. Cortesía de fotos: "photo & video drone Esmeraldas".

El acercamiento más usual para estimar la máxima magnitud es a través de una comparación de la longitud de la ruptura de la falla y su magnitud asociada, estos datos de fallas son confrontados con otras fallas que se han activado históricamente en condiciones geológicas similares, no existiendo una sobredimensión de valores de magnitudes. Confirmando lo anteriormente mencionado, se estima las máximas magnitudes para cada una de las fallas corticales individualizadas en este estudio y el máximo desplazamiento vertical basadas en relaciones empíricas de regresión de magnitud-terremoto-ruptura/desplazamiento de la falla geológica, propuesta por Wells and Coppersmith (1994).

- Magnitud estimada:  $M_w = 5.08 + 1.6 \times \log(L_f)$
- Desplazamiento de falla en metros:  $\exp^{-1.38 + 1.02 \times \log(l_f)}$  .Donde  $l_f$ , es la longitud de la falla geológica capaz.

- Leonard (2010) propone modificaciones y correcciones a la fórmula precedente para estimar máximas magnitudes:

$$M_w = a \times \log(L_f) + b$$

Siendo los coeficientes de  $a = 1.52$

$$b = 4.33$$

- Magnitud estimada ( $M_e$ ) :  $M_e = 1.52 \times \log(L_f) + 4.33$

Wesnousky (2008), propone la relación de escala de terremotos para cada tipo de fallas capaces, tales como:

- Fallas cizallas;  $M_w = 5.56 + 0.87 \times \log(L_f)$
- Fallas normales;  $M_w = 6.12 + 0.47 \times \log(L_f)$
- Fallas inversas;  $M_w = 4.11 + 1.88 \times \log(L_f)$

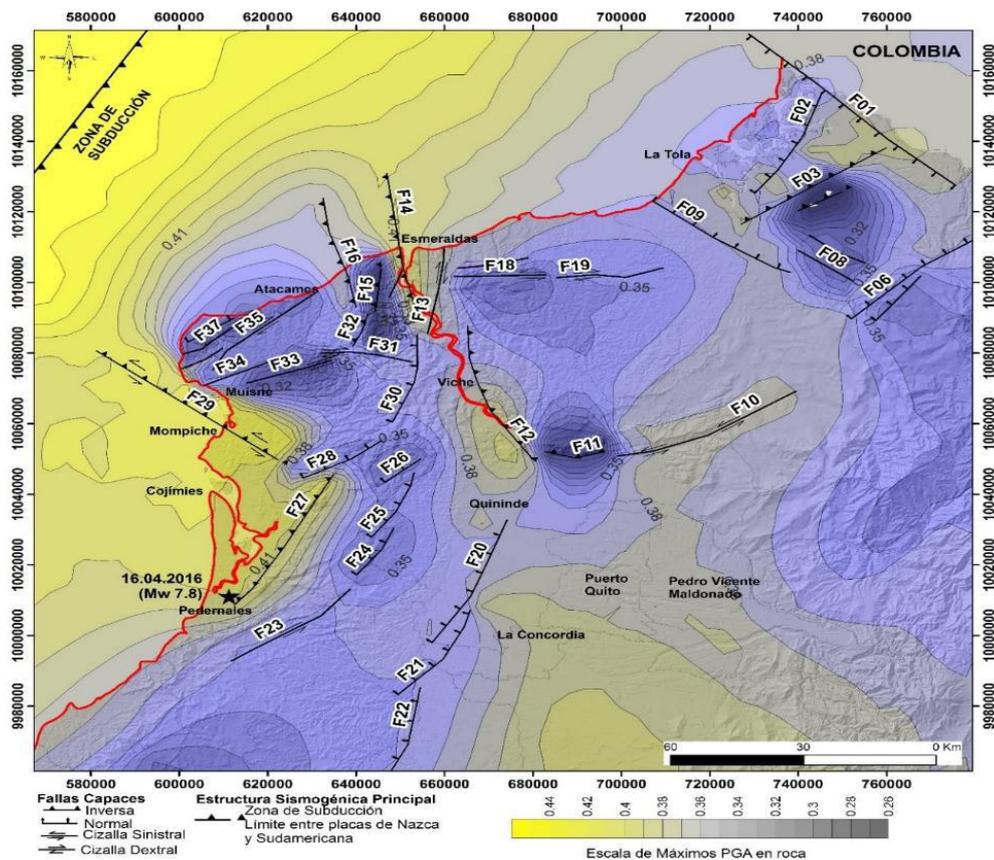
Estas ecuaciones de regresión indican que no todos los tipos de fallas de una misma dimensión pueden generar sismos de un mismo valor de grado de magnitud (Stirling et al., 2013; Wesnousky, 2008). Esta teoría es aquí aplicada para las fallas capaces delineadas en la costa norte del Ecuador, donde se define que aquellas fallas de tipo inversa son consideradas potencialmente capaces de generar terremotos mayores que aquellas de igual longitud, pero de tipo cizalla y normales.

Otra posibilidad de medición de los terremotos son las máximas aceleraciones que se genera en roca (Peak Ground Acceleration, PGA). Aquí se ha aplicado la ecuación propuesta por Fukushima and Tanaka (1990). Estos valores de aceleraciones máximas en rocas son confrontables con el mapa de zonación sísmica del Ecuador, propuesta según la Norma Ecuatoriana de la Construcción (NEC, 2015).

La fórmula aplicada para el presente estudio es:

$$PGA(\text{estimado}) = 10^{(0.41 \times M_e - \log_{10}(H_f + 0.032 \times 10^{(0.41 \times M_e)}))} - 0.0034 * H_f + 1.3$$

$H_f$ , es la profundidad local en kilómetros de la falla geológica.



**Figura: 8** Estimación de máximas magnitudes probables obtenidas desde análisis de fallas capaces empleando el método de ecuaciones propuestas por Wesnosusky (2008). Las abreviaciones desde F-01 a F-38 indican la numeración de las fallas geológicas delineadas en la Costa Norte del Ecuador. Fallas corticales han sido delineadas por Chunga 2010; Dumont et al, 2002; Migeon et al., 2016; Ratzov et al., 2012; Reyes y Michaud, 2012. (Paper Scopus: Boletín de Geología Chunga et al 2017)

Con todos estos datos obtenidos, de estimaciones de magnitudes y PGA se ha representado espacialmente modelos de superficies y contornos asociados a la tectónica activa del territorio (ver Figura 8), programas o software's de plataforma GIS y Surfer han permitido interpolar y transformar valores de XYZ (X: latitud de coordenadas, Y: longitud de coordenadas, Z: valor de magnitud o PGA), aplicando el método "gridding" y "nearest neighbor" en mapas de isovalores, tal como es representado en las figura 8 para interpolaciones de datos Mw y PGA en roca y su confrontación tectónica con las fallas capaces.

Los niveles de confiabilidad para cada una de las fallas capaces han sido aplicados desde análisis sismológicos (registros de sismos instrumentales

delineados a lo largo de la estructura) y morfológicos (escarpes de fallas o delineación de relieves asociados a levantamiento o hundimiento tectónico), clasificándolos en tres categorías:

- I (cierto). Para un nivel de confiabilidad estructural “cierto” se necesitan que las fallas geológicas presenten evidencias de sismicidad y desplazamientos laterales en el terreno durante el Holoceno o los últimos 30 mil años, debido a que la recurrencia de actividad puede ser mayor a la corta sismicidad histórica, como el caso de la provincia de Esmeraldas.
- II (Deducible). para un nivel “deducido” la falla debe tener desplazamiento o dislocación del terreno bien distinguido en la morfometría del relieve y cortar secuencias cuaternarias.
- III (Incierto o hipotético), (ver Tabla 2)., para un nivel “hipotético” es cuando los lineamientos estructurales pueden ser asociado con una falla activa pero el sentido del desplazamiento es desconocido, o también cuando los sismos son alineados con profundidad menor a 10 km, sin conocer sus características de activa o tasa de movimiento por reptación (pocos milímetros en 50 a 100 años).

## **CAPITULO 4**

### **EVALUACIÓN DEL RIESGO SÍSMICO**

#### ***4.1 ZONAS SÍSMICAS Y MÁXIMAS MAGNITUDES PROBABLES PARA ESMERALDAS***

La zona sísmica del segmento de subducción en la costa norte de Ecuador tiene una longitud de 450 km, que se extiende desde Muisne Galera (Esmeraldas) hasta Buenaventura (sur de Colombia). El terremoto histórico ocurrido en 1906 (8.5 o 8.8 Mw) y los subsecuentes sismos de 1958 (7.8 Mw) y 1979 (8.2 Mw), distinguen para esta zona sísmica como una de las más activas del mundo. La provincia costera de Esmeraldas es cercana a esta estructura sismogénica (zona de subducción) localizada entre 53 y 121 km de distancia. Ecuaciones empíricas aplicadas en este estudio (Wells & Coppermish, 1994; Wesnousky, 2008) han permitido estimar valores de máximas magnitudes y  $PGA \geq 0.50$  g, que son confrontables con la NEC-15. La máxima magnitud estimada para el área sísmica de subducción entre 450 a 550 km de longitud, estaría considerada en el orden de  $7.5 \leq Mw \leq 9.0$ .

Esta estructura sismogénica puede ser considerada como una amenaza natural y puede generar diversos peligros geológicos (efectos cosísmicos primarios y secundarios, ver Capítulo 2) con afectación a las áreas urbanas densamente pobladas. Por definición el riesgo (R) es igual a: peligro (P) por vulnerabilidad (V), por elemento de exposición (E); aunque parece una fórmula muy sencilla, su aplicación debe tener detalles de la amenaza y del escenario geológico donde se desarrolla. Esto se puede representar de la siguiente manera:

$$R = P \times V \times E$$

El análisis de riesgo sísmico debe ser aplicado a los dos tipos de fuentes sísmicas: subducción y de fallas geológicas corticales. Para el presente estudio se ha considerado 38 fallas capaces cartografiadas al interior de la

provincia de Esmeraldas, que podrían generar terremotos en el orden de magnitudes con un valor comprendido desde 6.0 hasta 7.1 Mw. Las fallas son abreviadas desde FC01 a FC38, conforme al catálogo (ver tabla 3)

Datos de perforaciones geotécnicas, prospecciones geofísicas y estratigrafía de dominios geológicos permiten considerar a La falla FC14 de tipo inversa con componente de cizalla sinistral, siendo la más cercana a la ciudad de Esmeraldas. Modelos geológicos estructurales propuesto por Chunga et al. (2017), indican que el área urbana más desarrollada se encuentra en la zona del bloque colgante (ie., hangingwall). En efecto, nuestro estudio indica que el lineamiento estructural atraviesa la zona urbana y esta falla podría generar sismos en el orden de 7.1 Mw y PGA en roca de 0.41g. Fallas delineadas desde la técnica gravimétrica son referidas a FC03, FC12 y FC27. La falla galera FC29 podría alcanzar una magnitud máxima de 7.3 Mw y PGA 0.42, calculada desde la aplicación de Wesnousky (2008), pero la magnitud corregida estaría en el orden de 7.1 Mw (aplicación de técnica de Wesnousky 2008). Un completo catálogo de actividad histórica de estas fallas no es encontrado en la literatura, pero el análisis en este estudio establece la importancia de estudiar las distancias entre la ciudad de Esmeraldas y estas potenciales fallas, que estarían en el orden de los 25 a 77 km. Que desde el punto de vista de riesgos sísmico estarían muy cercanos a la ciudad, y podrían activarse en futuros desde fuertes eventos de subducción con cambios de esfuerzos en estas fallas identificadas.

Fallas que podrían generar sismo de menores magnitudes  $6.1 \leq M_w \leq 6.9$  son localizadas a menos de 10 km de la ciudad de Esmeraldas, las cuales también son consideradas de alto riesgo y tendrán valores estimados de PGA entre los 0.27 g y 0.38g. Esta información es confrontable con los valores de PGA expresados por la Norma Ecuatoriana de la Construcción.

## **4.2 FALLA CAPAZ ESMERALDAS**

Las Imágenes de sensores remotos, modelos digitales del terreno y batimetría, mecanismos focales de sismos y datos gravimétricos, han permitido caracterizar la dinámica y geometría de la falla Esmeraldas, que en el catálogo de fallas tiene la abreviación F14 (ver Tabla 3)

Los datos gravimétricos están basados en el modelo gravimétrico terrestre EGM2008, cuya publicación se realizó por la Agencia Nacional Geoespacial e Inteligencia de los Estados Unidos (NGA), dicho modelo fue calculado a partir de modelos combinados, es decir, una estimación robusta basada en mediciones gravimétricas terrestres, marinas y satelitales, y que fueron afinadas mediante algoritmos de esféricos armónicos de grado y orden de 2159, asimismo contiene coeficiente adicionales de grado 2190 y orden 2159. La información detallada respecto al EGM2008 y el software empleado para calcular los armónicos esféricos puede consultarse en el siguiente enlace:

[http://earth-info.nga.mil/GandG/wgs84/gravitymod/egm2008/egm08\\_wgs84.html](http://earth-info.nga.mil/GandG/wgs84/gravitymod/egm2008/egm08_wgs84.html)

El mapa de anomalía gravimétrica de la región de Esmeraldas y en particular para la zona urbana en estudio, corresponde a una derivada vertical (Z), el cual fue procesado mediante el software Geosoft Oasis Montaj 6.4 para el cálculo de la corrección topográfica usando un radio mínimo de corrección de hasta 500 metros, empleando para ello y para la corrección de Bouguer una densidad de reducción de 2,7 gr/cm<sup>3</sup>.

Caracterización de fuente sísmica para la ciudad de Esmeraldas	Estructura sísmogénica	Tipo	Longitud de falla estimada desde análisis morfológico (Km)	Distancia Falla - Ciudad (Km)	Dato estructural de falla (dip-direction/dip)
	Falla Esmeraldas (F-14)	Inversa con componente cizalla sinistral	43	-1	262/40
	Magnitud estimada desde Wesnousky (2008)	Niveles de confiabilidad desde análisis sísmológico y morfológico	Terremoto histórico asociado a la falla	Posición de ciudad respecto a falla	Tasa de desplazamiento (mm/año) desde análisis geomorfológico propuesto por Slemmons (1986)
7,18	cierto (I) a deducible (II)	09.04.1976 (Mw 6,7) 25.06.1976 (Mw 6,3)	bloque colgante (hangingwall)	0,4 - 0,8	

*Tabla 3 Caracterización de la falla Esmeraldas y sus parámetros cinemáticos y geométricos.*

Este primer análisis más los rasgos geomorfológicos y los detalles de veriles batimétricos del cañón Esmeraldas han permitido delinear la longitud de 43 km de la falla con tendencia estructural de 262/40 (dip-direction/dip). La revisión de mecanismos focales de sismos superficiales proporcionado por el USGS, han permitido conocer el ambiente tectónico de deformación, de inversa con componente de cizalla sinistral (ver Figura 2). Posteriormente, ecuaciones de regresiones aplicadas a los parámetros geométricos y cinemáticos de fallas permiten estimar máximas magnitudes (Leonard, 2010; Stirling et al., 2013; Wells and Coppersmith, 1994; Wesnousky, 2008). Para la falla Esmeraldas, esta aplicación estima una máxima magnitud de 7.1 Mw. Distancias hipocentrales de sismos corticales próxima a la falla permiten asociar la profundidad de plano de falla entre 9 a 12 km.

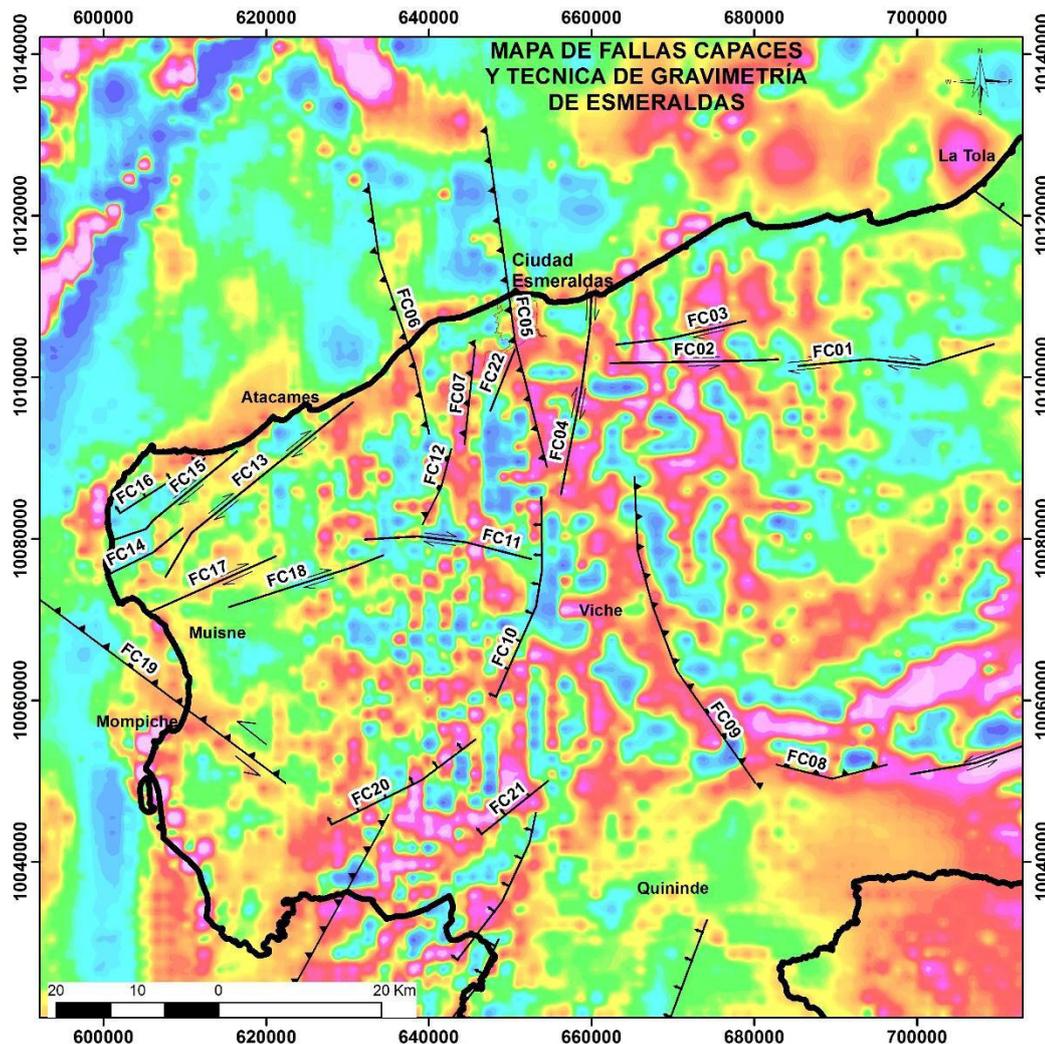
Uno de los rasgos de desplazamientos más notables de la falla es donde el Miembro Súa de la Formación Onzole superior (cuya edad es de 5000000 años) tiene un desplazamiento de cizalla en el orden de 800 a 1500 m, y la formación Angostura (de edad 24000000 años) en el orden de 2.4 km. La falla Esmeraldas corta toda esta secuencia estratigráfica rocosa desde Mioceno – Plioceno, (29000000 años) por lo que se deduce una actividad

de ruptura de tectónica activa desde el Pleistoceno superior (unos 2590000 años).

Desde un punto de vista del análisis geológico estructural de la falla Esmeraldas, considerando la relación de moderada actividad sísmica con las bien preservadas evidencias geomorfológicas, y la ruptura de desplazamiento iniciada en el Cuaternario, se puede estimar una tasa para la falla Esmeraldas de 0.4 a 0.8 mm/año. Estos valores son confrontables con rasgos geomorfológicos relacionados a otros sitios del planeta donde los escenarios geológicos son similares, para la actividad de fallas propuesta por Slemmons D.B., & Depolo C. (1986).

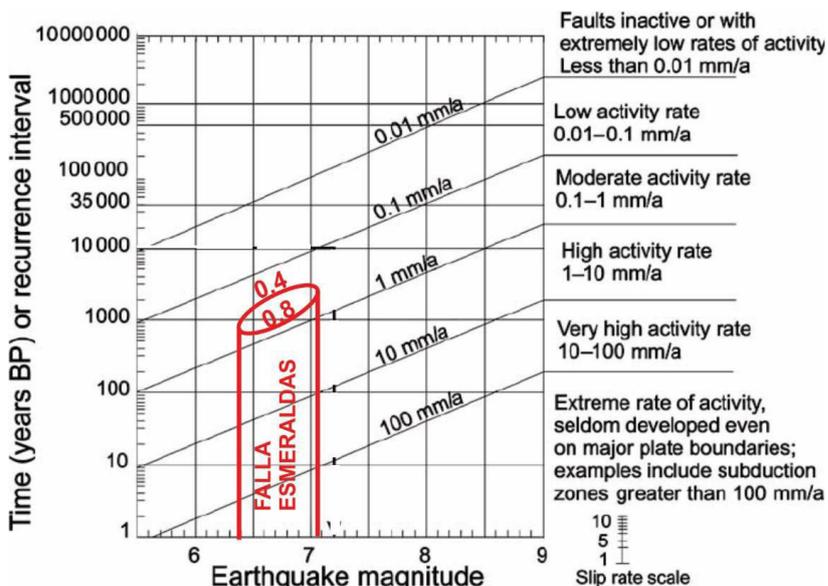
En base a la información geotécnica y de sísmica superficial proporcionada por geoestudios (2017) en la ciudad de Esmeraldas, y el corte geológico (en este estudio B-B', ver Figura 12), han evidenciado una deformación de sedimentos recientes como consecuencia del esfuerzo compresional ejercido al bloque colgante donde se desarrolla el área urbana. Según este estudio, la zona de mayor deformación ocurre en el norte de la ciudad, y la profundidad de la interface roca/sedimento en este sitio es más cercano a la superficie, con plegamientos de capas la cual puede ser bien delineada desde registros (aplicación de georadares).

Las características tectónicas y geológicas del sector estudiado manifiestan condiciones de reactivación sísmica con cierto periodo de secuencia.

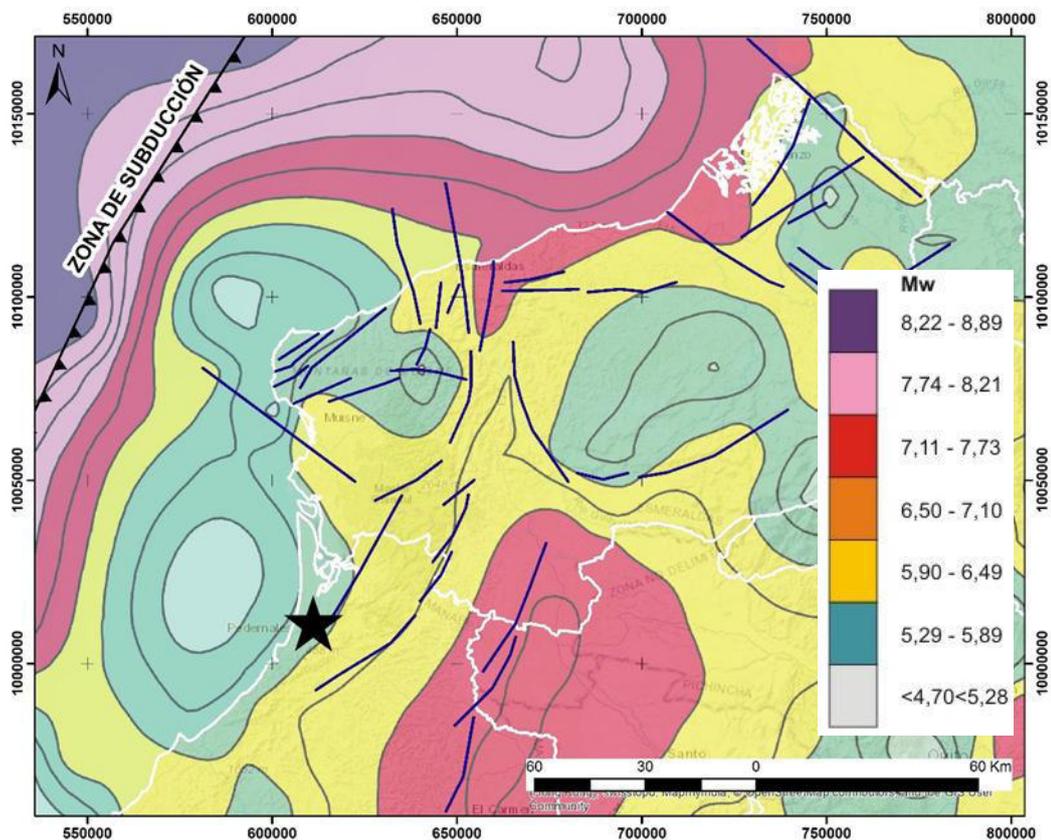


**Figura: 9** Delineación de las fallas capaces desde modelos digitales del terreno, datos de gravimetría y sismológicas. La línea negra es el límite de la provincia de Esmeraldas.

Los niveles de peligrosidad sísmica se incrementan en la ciudad de Esmeraldas, por la cercanía de la falla geológica capaz de generar sismos en el orden de 7.1 Mw, además el área urbana se desarrolla encima de la posición de bloque colgante (hangingwall) de la falla, conforme a lo comentado en el párrafo anterior. En la figura 10 se muestra la tasa de actividad asociada a la presencia de la falla capaz y que corresponde a una tasa de alta actividad.



**Figura: 10** . Estimación de tasa de desplazamiento de la Falla Esmeraldas y su relación con intervalos de recurrencias. Referencia de magnitud de Terremoto y tiempo de recurrencia desde Slemmons & Depolo (1984).



**Figura: 11** Estimación de máximas magnitudes probables obtenidas desde análisis de fallas capaces empleando el método de ecuaciones propuestas por Wesnousky (2008). Las abreviaciones desde F-01 a F-38 indican la numeración de las fallas geológicas delineadas en la costa norte del Ecuador. Fallas corticales han sido delineadas desde Chunga 2010; Dumont et al., 2006; Eguez et al., 2003; Migeon et al., 2016; Ratzov et al., 2012; Reyes y Michaud, 2012. (Paper Scopus: Boletín de Geología Chunga et al 2017).

### **4.3 EFECTOS GEOLÓGICOS COSÍMICOS Y ZONAS GEOTÉCNICAS**

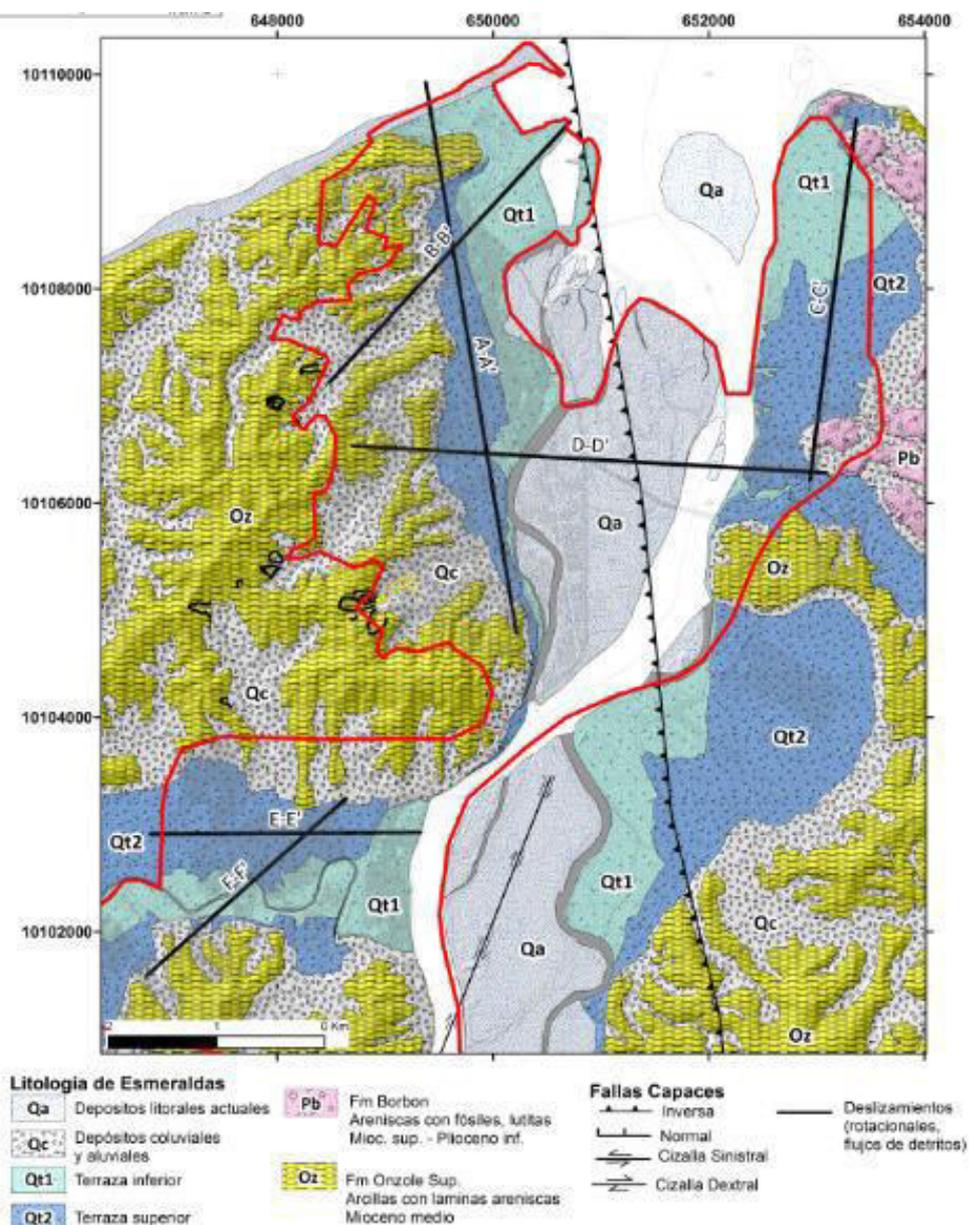
#### ***4.3.1 Mapeo geomorfológico y relación con base de datos geotécnicos.***

Imágenes de sensores remotos, perfiles topográficos y reconocimiento de rasgos geomorfológicos en el terreno permitieron elaborar un mapa de detalle de la geomorfología de la ciudad de Esmeraldas (ver Figura 12). La posición geográfica de los rasgos de planicies inundables ha sido diferenciados como planicie de inundación (Fp) por su influencia directa con las ondas marinas, las planicies aluviales (Qa) con influencia de ríos y arrastres de depósitos coluviales en zonas de quebradas en colinas, y los islotes y barras de arenas de deposición sedimentaria de delta fluvial (Qb). Los rasgos geomorfológicos de deposición reciente Qa, Fp y Qb pueden ser considerados como zonas inundables para máximos run-up de olas Tsunami.

El área urbana de la ciudad, en su mayor parte han sido desarrollado en estos bajos rasgos geomorfológicos inundables (ver Figura 12). Perforaciones geotécnicas proporcionadas por geoestudios para el desarrollo de esta tesis, han confirmado que los suelos arcillosos y limosos son predominantes en el área urbana, mientras que los suelos arenosos son evidenciados en los islotes. La zona de Tachina tiene niveles sedimentarios de limos y arcillas, deposición de cantos rodados al norte próximo al aeropuerto, aquí las prospecciones de ondas sísmicas, tuvieron valores de velocidades sísmicas( Vs) moderados en confrontación con los sedimentos finos.

Planicies y pendientes poco inclinadas entre 0 a 8° corresponden a zonas bajas de planicies inundables, terrazas fluviales y barras de arenas. Los suelos coluviales han sido delineados en zonas entre colinas y depresiones de quebrados aluviales (ver Figura 12), son depósitos cuaternarios con bajas velocidades sísmicas y consideradas como tipo de suelos geotécnicos E (NEC-15). En la Figura 12 se pueden evidenciar relieves con inclinación moderadas de 8 a 16° atribuidas a los coluviales antiguos,

mientras que valores más altos entre 17 a 55° corresponde a relieves escarpados y muy escarpados de colinas.



**Figura: 12** Unidades litológicas de la ciudad de Esmeraldas y distribución espacial de los cortes geológicos A-A', B-B', C-C', D-D', E-E' Y F-F'. La falla de Esmeraldas (F14 define el bloque colgante (área urbana) y pie de bloque (sector Tachina y parte del islote) Deslizamientos activos son delineados con línea roja, al W del área de estudio.

#### 4.3.2 Estratigrafía e investigaciones geofísicas

Con los datos geológicos, geotécnicos y estratigráficos se ha construido dos cortes geológicos. Perfil A-B: con longitud de 5.2 km y direcciones NW-SE, el corte geológico A-B' es localizado en el primer dominio de deposición

sedimentaria (sector este de la ciudad de Esmeraldas), en la zona de terraza aluvial, limitada por zonas de laderas. Las primeras capas de sedimentos tienen entre 4 a 11 m de espesor, desde las cotas de superficie +14 hasta las +4 se encuentran niveles de arcillas con intercalación de limos firmes con Vs 180 a 210 m/s. Estratos de arcillas estuarinas de consistencia blanda a firme y en la base, limos y arenas muy finas alcanza la cota -18m, este nivel es caracterizado por un plegamiento monoclin, subyaciendo se encuentra una capa de arcillas firmes a rígida con Vs de 230 a 310 m/s. Hasta la cota -39 m (m.d.n.m., metros debajo del nivel actual de mar) se encuentra una capa de arcilla y arenas limosas estuarinas muy rígida a dura. Debajo de estas capas finas se encuentran sedimentos más antiguos de arena limosa probablemente de deposición fluvial marina, moderadamente densa a densa con espesor entre los 16 y 43 m, los Vs tienen valores de 300 a 500 m/s.

Todas estas secuencias de sedimentos están encima del substrato rocoso de limolitas y arcillolitas de la formación Onzole, encontrándose en la cota -72 m (al sur del corte geológico) próxima a la zona de ladera, mientras que en zonas de mayores espesores se localiza en la cota -82 m, donde las velocidades sísmicas Vs alcanzan los 600 a 700 m/s, en la cota -43 m, el contacto con la roca, siendo el punto más cercano a la superficie. Referido a los daños menores y significativos de viviendas, este sector fue afectado probablemente por la amplificación de las ondas sísmicas en estos mayores espesores de sedimentos, durante el terremoto de Pedernales de 7.8Mw, 2016 (Intensidad ESI VI para la ciudad de Esmeraldas, (Chunga et al., 2017).

Perfil geológico C-D: con longitud de 4.4 km y tendencia W-E, el corte geológico tiene tres dominios de secuencias estratigráficas Cuaternarias. La ciudad de Esmeraldas en el sector Oeste es desarrollada en un primer dominio de sedimentos no consolidados de arcillas inorgánicas de plasticidad alta, intercalada con limos orgánicos, esta secuencia alcanza los 46 m de espesor; subyaciendo en la cota -40m (m.d.n.m., metros debajo

del nivel actual de mar) se encuentra una capa de 41 m de espesor de arena limosa probablemente de deposición fluvial, moderadamente densa a densa ( $V_s$  300 a 500 m/s). Todas estas secuencias de sedimentos están encima del substrato rocoso de limolitas y arcillolitas de la formación Onzole, encontrándose entre las cotas -70 y -90 m donde las velocidades sísmicas  $V_s$  alcanzan los 600 a 700 m/s.

El segundo dominio es referido para el sector del Islote, donde una capa superficial de arenas con gravas y arenas limosas muy sueltas de 17 m de espesor (cota -14 m) suprayacen un estrato de secuencias arenosas gruesas y arenas limosas, la cual se extiende en profundidad, en la cota -30 m. Desde la cota -30 m se encuentra una capa de 52 m de arena limosa probablemente de deposición fluvial, moderadamente densa a densa ( $V_s$  300 a 500 m/s). Todas estas secuencias de sedimentos (al igual que la precedente descripción del primer dominio) están encima del substrato rocoso de limolitas y arcillolitas de la formación Onzole, encontrándose en la cota -90 m donde las velocidades sísmicas  $V_s$  alcanzan los 600 a 700 m/s.

En el sector norte de la ciudad de Esmeraldas, desde datos de perforaciones, el desplazamiento vertical de 10 m registrado en las secuencias sedimentarias de deposición cuaternaria, se debe a la falla Esmeraldas (Figura 8), de tipo inversa con componente de cizalla sinistral. La ciudad es asentada en el bloque colgante (ie., hangingwall), mientras que el islote y la zona de Tachina son desarrolladas en el pie de bloque de la falla (ie., footwall). En efecto, información geotécnica y de sísmica de refracción realizada por geoestudios (2017) en la ciudad de Esmeraldas, y el corte geológico (en este estudio), han evidenciado una deformación de sedimentos recientes como consecuencia del esfuerzo compresional ejercido al bloque colgante donde se desarrolla el área urbana. La zona de mayor deformación la tendríamos en el norte de la ciudad, y la profundidad de la interfase roca/sedimento en este sitio es más cercano a la superficie,

con plegamientos de capas la cual podría ser bien delineada desde radargramas.

Regionalmente, uno de los rasgos de desplazamientos más notables de la falla capaz puede ser observado en el mapa geológico de Esmeraldas, a escala 1: 100.000 donde el Miembro Súa de la Formación Onzole superior (edad Plioceno) tiene un desplazamiento de cizalla en el orden de 800 a 1500 m, y la formación Angostura (de edad Mioceno medio) en el orden de 2.4 km. La falla Esmeraldas corta toda esta secuencia estratigráfica rocosa desde Mioceno – Plioceno, por lo que se deduce una actividad inicial de ruptura de tectónica activa desde el Pleistoceno.

Desde un punto de vista del análisis geológico estructural de la falla Esmeraldas, considerando la relación de moderada actividad sísmica con las bien preservadas evidencias geomorfológicas, y la ruptura de desplazamiento iniciada en el Cuaternario, se puede estimar una tasa para la falla Esmeraldas de 0.4 a 0.8 mm/año (Chunga et al., 2017).

El tercer dominio, en el sector de Tachina tiene predominancia de sedimentos cohesivos, arcillas muy blandas a blanda con intercalación de limos orgánicos y arenas muy finas, con espesor de esta capa de 25 m. En la cota -18 m, estratos de arcillas con espesor entre 6 a 19 m están suprayacendo en la cota -35 m, una capa de arena limosa probablemente de deposición fluvial, moderadamente densa a densa ( $V_s$  300 a 500 m/s), donde el rango de espesor están en el orden de los 10 a 45 m. Todas estas secuencias de sedimentos (al igual que la precedente descripción de los dos primeros dominios) están encima del substrato rocoso de limolitas y arcillolitas de la formación Onzole, encontrándose en una zona de roca entre las cotas -20 a -70 m, donde las velocidades sísmicas  $V_s$  alcanzan los 600 m/s.

### 4.3.3 Mapa geotécnico - geológico de la ciudad de Esmeraldas

Para la clasificación de los perfiles de suelo se usaron los perfiles tipo indicados en la Norma Ecuatoriana de la Construcción 2015 (B, C, D, E y F). Esta clasificación considera los parámetros sísmicos y geotécnicos de los 30 m superiores de suelo. A continuación, se describen cada una de las zonas geotécnicas y el criterio para su selección.

Zona geotécnica de suelos F1 y F4: inicialmente se verificó si el suelo presenta las características descritas para ser considerado como un perfil del suelo tipo F. En el presente estudio, las siguientes subclases de suelo tipo F fueron identificadas: F1-Suelos potencialmente licuables y F4-Perfiles de suelo con gran espesor de arcillas de rigidez mediana a blanda ( $H > 30$  m).

Para caracterizar este tipo de perfil de suelo se realizaron investigaciones geotécnicas como perforaciones con obtención de muestras, ensayos de penetración estándar SPT y de cono Estático CPTu. La zona determinada como suelo tipo F1 fue subdividida en 2 subzonas (ie., F1-A and F1-B) de acuerdo a su geología. La zona geotécnica F1-A, son delineados en terrazas aluviales inferiores. La zona geotécnica F1-B se ubicada en el sector El Islote, litológicamente esta zona se caracteriza por estar emplazada en depósitos arenosos litorales.

Los perfiles de suelos F4, son muy bien descritos y cumple las condiciones geotécnicas de este tipo de perfil, encontrándose material arcilloso de consistencia firme con presencia de materia orgánica con espesor mayor a 30 m. Este perfil de suelo se encuentra ubicado en una zona de terraza inferior y superior, en la Figura 18, el perfil geotécnico F4 se encuentra localizado en el centro urbano de la ciudad de Esmeraldas.

La zona geotécnica E es caracterizada por estratos de arcillas blandas espesor total  $H > 3$  m con  $V_s < 180$  m/s, y resistencia al corte no drenado  $S_u < 50$  kPa, índice de plasticidad,  $IP > 20$  y contenido de agua,  $w \geq 40$ . En referencia a los rasgos geomorfológicos dominantes en el terreno, estos

perfiles geotécnicos han sido delineados en dos subzonas: La zona geotécnica E1, que corresponde a las terrazas aluviales inferiores, sector septentrional del centro de la ciudad y sector de Tachina. La zona E2 se localiza en diferentes sectores del área de estudio, en rasgos geomorfológicos de terrazas superiores.

La zona con suelos geotécnicos tipo D, considera dos criterios enunciados en la NEC-15, (a) suelos rígidos que posean una velocidad de onda cortante entre  $360 > V_s \geq 180$  m/s, o; (b) suelos rígidos que tengan un número de golpes entre  $50 > N \geq 15$ , o para suelos cohesivos una resistencia al corte no drenado entre  $100 > S_u \geq 50$  kPa. Este perfil geotécnico tiene dos subdivisiones, suelo D1 es referido a los depósitos de abanicos coluviales, y suelos D2 en zonas de terrazas superiores próximas a suelos coluviales.

La zona geotécnica C, considera los siguientes criterios: (a) suelos muy densos o roca blanda que posean una velocidad entre  $760 > V_s \geq 360$  m/s, o; (b) suelos muy densos o roca blanda con un número de golpes  $N \geq 50$ , o para suelos cohesivos una resistencia al corte no drenado  $S_u \geq 100$  kPa. Al analizar el área de influencia del área de estudio, se determinaron dos sectores que cumplen con las condiciones geotécnicas para ser caracterizados como suelos tipo C. Desde un punto de vista del análisis geomorfológico, la zona ubicada al norte del Centro de la ciudad de Esmeraldas se encuentra ubicada en una terraza inferior; mientras que la otra zona, situada al sur de Tachina, está localizada entre una colina y una terraza inferior. En esta última se puede evidenciar que existe una cantera de la cual se ha extraído una considerable cantidad de material de acuerdo a su topografía. Debido a la similitud de esta zona con la del Centro de la ciudad, se ha decidido no realizar una distinción entre las mismas.

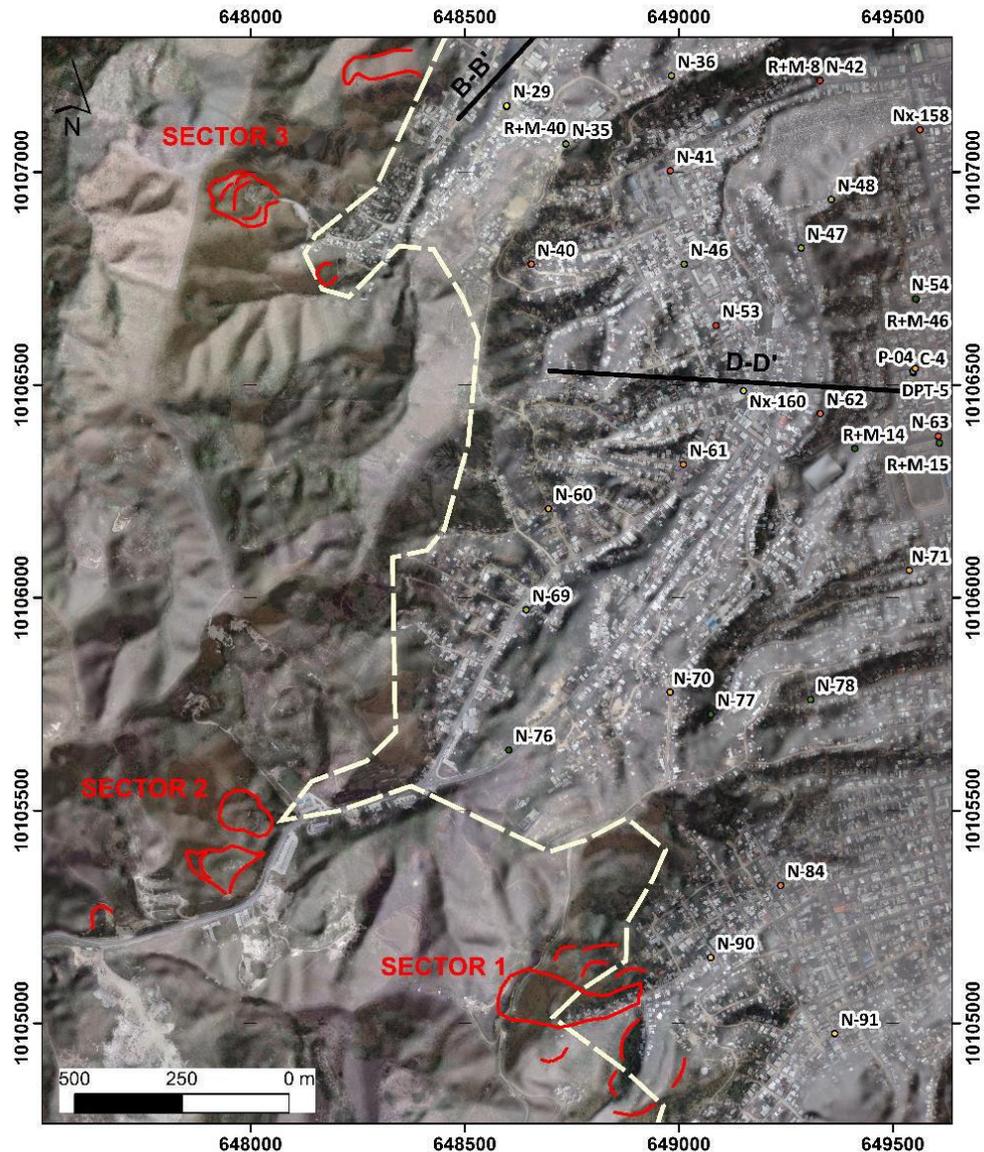
La zona geotécnica B, ha sido clasificada de acuerdo a su geomorfología, es decir, que las zonas localizadas en colinas se las categorizó como perfil de suelo tipo B. Este tipo de perfil según la NEC 2015, posee una velocidad de onda de cortante entre  $1500 > V_s \geq 760$  m/s, describiendo la presencia de una roca de rigidez media. En la Figura 18, se evidencia que esta zona

geotécnica se extiende de noreste a sureste en el área urbana de la ciudad, y en el sector meridional más allá del río Taione. En el sector de Tachina, este tipo de perfil se localiza únicamente al sur del aeropuerto, específicamente donde existe una elevación considerable del terreno natural con respecto al nivel del mar.

#### **4.4 DESLIZAMIENTOS COSÍMICOS INDUCIDOS POR POTENCIAL TERREMOTO DE FALLA CORTICAL ESMERALDAS.**

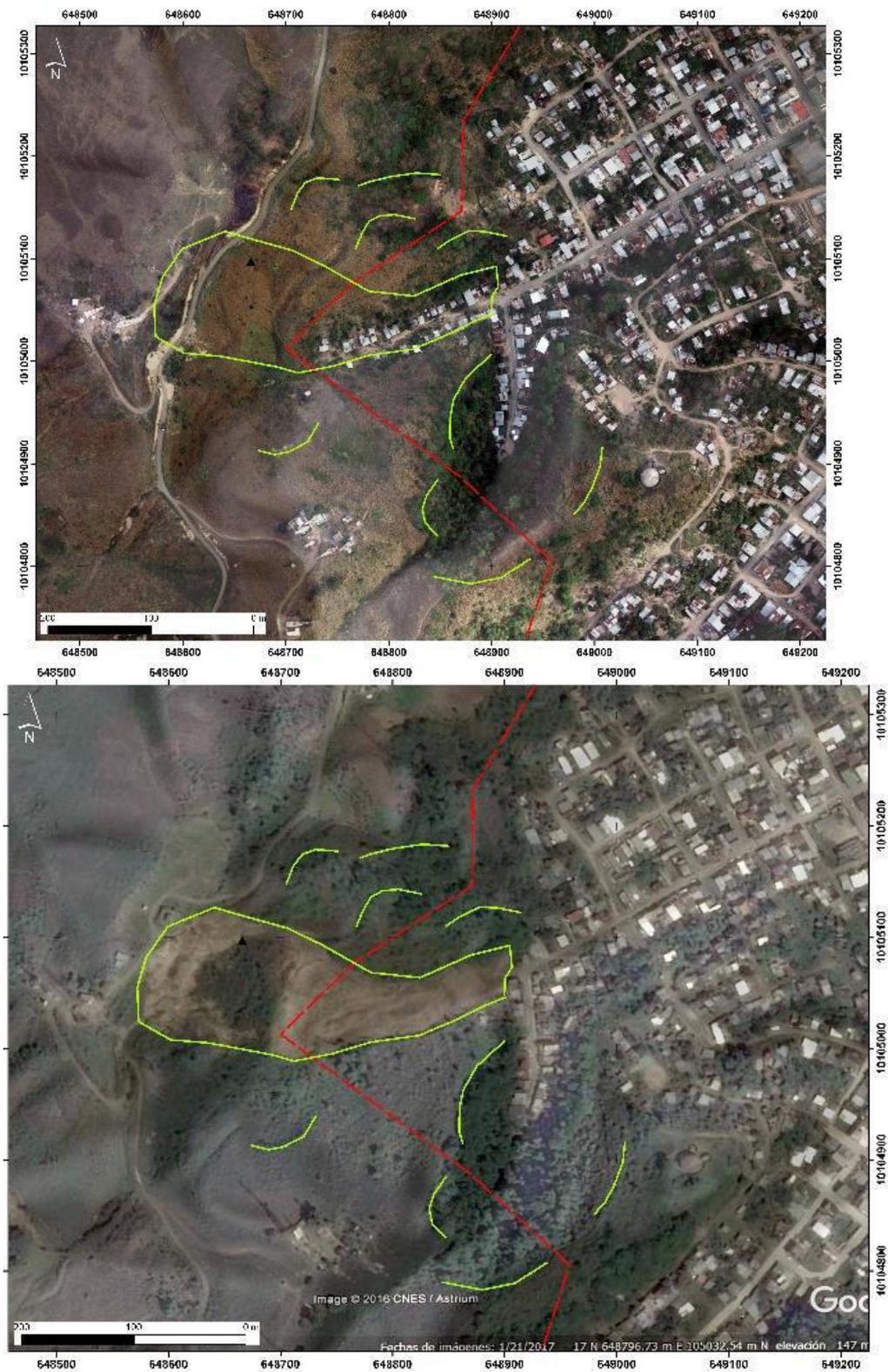
Reconocimientos geológicos en el terreno y análisis de imágenes de sensores remotos han permitido individualizar tres zonas potenciales de deslizamientos dentro y próxima al área urbana de la ciudad de Esmeraldas. Mediciones de discontinuidades en el macizo rocoso, indican que las litologías de estos relieves colinares en el lado oeste de la ciudad de Esmeraldas, es conformada por estratos de arcillolitas alteradas y moderadamente duras, desclasadas con tendencias estructurales N120/80NE y N20/80SE, también están presentes capas de areniscas tobáceas de dureza media.

En la Figura 13 se hace un estudio de los escarpes principales asociados al deslizamiento ocurridos en el cerro Gatazo.



**Figura: 13** Delineación de escarpes principales de deslizamientos en zonas de deformación, en laderas de la ciudad de Esmeraldas. La línea blanca discontinua indica el límite del área de estudio. Las numeraciones y abreviaciones son las ubicaciones de ensayos geofísicos y geotécnicos proporcionadas por Geoestudios.

En referencia a la Figura 13, el sector 1 del flanco este del cerro Gatazo, tiene evidencia de inestabilidad en los taludes y diaclasamiento del macizo rocoso constituido en su totalidad por arcillolitas. Para una mejor comprensión de la dinámica de deformación, se delimita la zona de desprendimiento y zona de acumulación en el deslizamiento. Numerosas viviendas fueron colapsadas por el deslizamiento del 3 de marzo del 2016, sin embargo, indicios de daños ya eran evidentes para el 18 de febrero, donde se registraban hasta 40 mm de precipitación. Estos deslizamientos han sido provocados por las lluvias.



**Figura: 14** Imágenes de orthofoto y satelitales del flanco Este del cerro Gatazo. Izquierda: asentamiento de viviendas en zona de acumulación de deslizamientos (marzo 2014). Derecha: Deformación del terreno y colapsos de casas por continuos deslizamientos.

En abril del 2018, las lluvias volvieron a presentarse con similar intensidad y esto ocasionó un deslizamiento de tipo flujo de detritos que afectó viviendas en los barrios Unión y Progreso (parte inferior de cerro Gatazo). El plano de superficie del deslizamiento siguió la dirección de la fracturación o diaclasamientos del macizo rocoso, permitiendo que el material sea desplazado en forma rotacional y también como flujo de detritos.

Técnicos de la prefectura y Municipio de Esmeraldas ha estimado una afectación de 25 Ha. Grietas de tracción son la evidencia más notoria de esta actividad, las cuales pueden incrementar la tasa de desplazamiento en los próximos meses invernales. Aquí es recomendable la remoción de material y estudios de estabilidad de talud. Los estratos del macizo rocoso están en dirección de contrapendiente, sin embargo las fracturas de diaclasas, tienen la misma dirección del desplazamiento.



**Figura: 15** Imagen de deslizamiento del Cerro Gatazo, con fecha 3 de marzo 2016.

El sector 1 delineado en este estudio es el más crítico desde un punto de vista del análisis de riesgo, debido al potencial deslizamiento o reactivación y su proximidad a casas habitadas en los barrios Unión y Progreso.

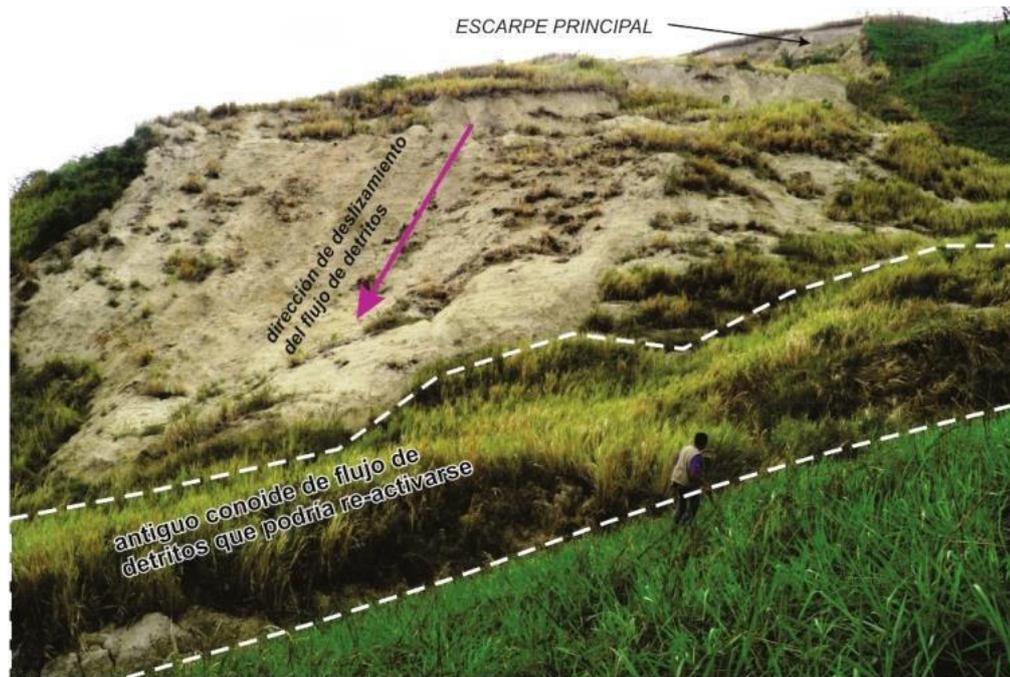
El sector 2 corresponde al sitio del Botadero, entre el redondel Jaime Hurtado y el barrio Esmeraldas Libre. Durante el reconocimiento del terreno en el talud de la colina media, se encontraron afloramientos de roca limolita, tobáceas, moderadamente compacta a compacta, pardo en muestra húmeda, beige en

muestra seca, oxidación en superficie diaclasado, estratos centimétricos a decimétricos, espesores entre los 7 a 20 cm, intercalación con laminaciones de areniscas. Roca bien meteorizada es deleznable en la parte alta de la corona. Los sistemas de diaclasas (fracturas) tienen dirección de rumbo N-S con inclinación al NW entre los  $58^\circ$  a  $85^\circ$ . Los estratos tienen una dirección de inclinación hacia el este y sureste ( $75^\circ$  a  $95^\circ$ ), el ángulo de inclinación de  $34^\circ$  a  $65^\circ$ .



**Figura: 16** Falla geológica de tipo normal evidenciada en el talud inferior de la colina en estudio, a un costado de la vía de primer orden. (Coordenadas UTM: 647.577mE, 10.104.414mN). Estratos de limolitas con 75/65. Nótese los estratos bien diaclasados, este rasgo estructural es observado en esta región en particular en los macizos rocosos de la formación Onzole.

En la figura 16 y 17 se muestra el tipo de roca, patrón de fracturamiento, grado de meteorización y la inestabilidad del macizo rocoso. La evaluación de estos deslizamientos potencialmente cosísmicos puede ser atribuida a una intensidad macrosísmica de VIII a IX (escala ESI-2007), asociada a un terremoto local considerando la falla Esmeraldas que atraviesa el área urbana con dirección norte – sur.



**Figura: 17** En el sector 2, conoide por flujo de detritos depositado a lo largo de una quebrada, el cual puede re-activarse durante estaciones invernales de alta precipitación

En la figura 17 se muestra la evidencia geomorfológica del deslizamiento ocurrido en las laderas del cerro Gatazo.

## **CAPITULO 5**

### **CONCLUSIÓN Y RECOMENDACIÓN**

#### **5.1 CONCLUSIÓN**

La ciudad de Esmeraldas con 154.035 habitantes (INEC, 2010), se ha desarrollada urbanísticamente en planicies y terrazas aluviales inundables con suelos blandos arcillosos y limosos de ambiente sedimentario de delta fluvial mientras que los suelos saturados arenosos son evidenciados en Los Islotes. La zona de Tachina tiene niveles sedimentarios de limos y arcillas y en pocos sitios puntuales se evidencian niveles de cantos rodados de aportes fluviales.

Un primer proceso de análisis en riesgo sísmico, es la delineación de rasgos geomorfológicos y su asociación con deposiciones sedimentarias recientes (Pleistoceno superior – Holoceno), en efecto, las deformaciones o efectos cosísmicos son desarrolladas (dependiendo de su intensidad y magnitud del terremoto) en suelos saturados y no saturados. La Norma Ecuatoriana de la Construcción NEC-15 considera seis perfiles de suelos geotécnicos. Los perfiles E y F son considerados los peores desde un punto de vista del análisis geotécnico.

Las principales parroquias con alto desarrollo urbano (circundante al centro de la ciudad), son asentadas en suelos F y D correspondiente a planicie aluvial inundable y terraza. En zonas de depresión entre colinas, en depósitos coluviales antiguos, las viviendas son desarrolladas en suelos tipo D, sin embargo en el sector El Gatao, los suelos son removidos (ver Figura 15, escarpes de deslizamientos activos) y pueden ser atribuidos a tipo E.

Efectos de daños en viviendas fueron moderadas en la ciudad de Esmeraldas (Intensidad III=VI), todas ellas reportadas en un suelo de

tipo geotécnico D correspondiente a terraza aluvial. La distancia del epicentro del Terremoto de Pedernales del 16 de abril 2016 (7.8 Mw) con la ciudad de Esmeraldas es de 110 km con dirección NE. La distancia Epicentro-sitio es un factor importante en el estudio de deformación cosísmica en el terreno.

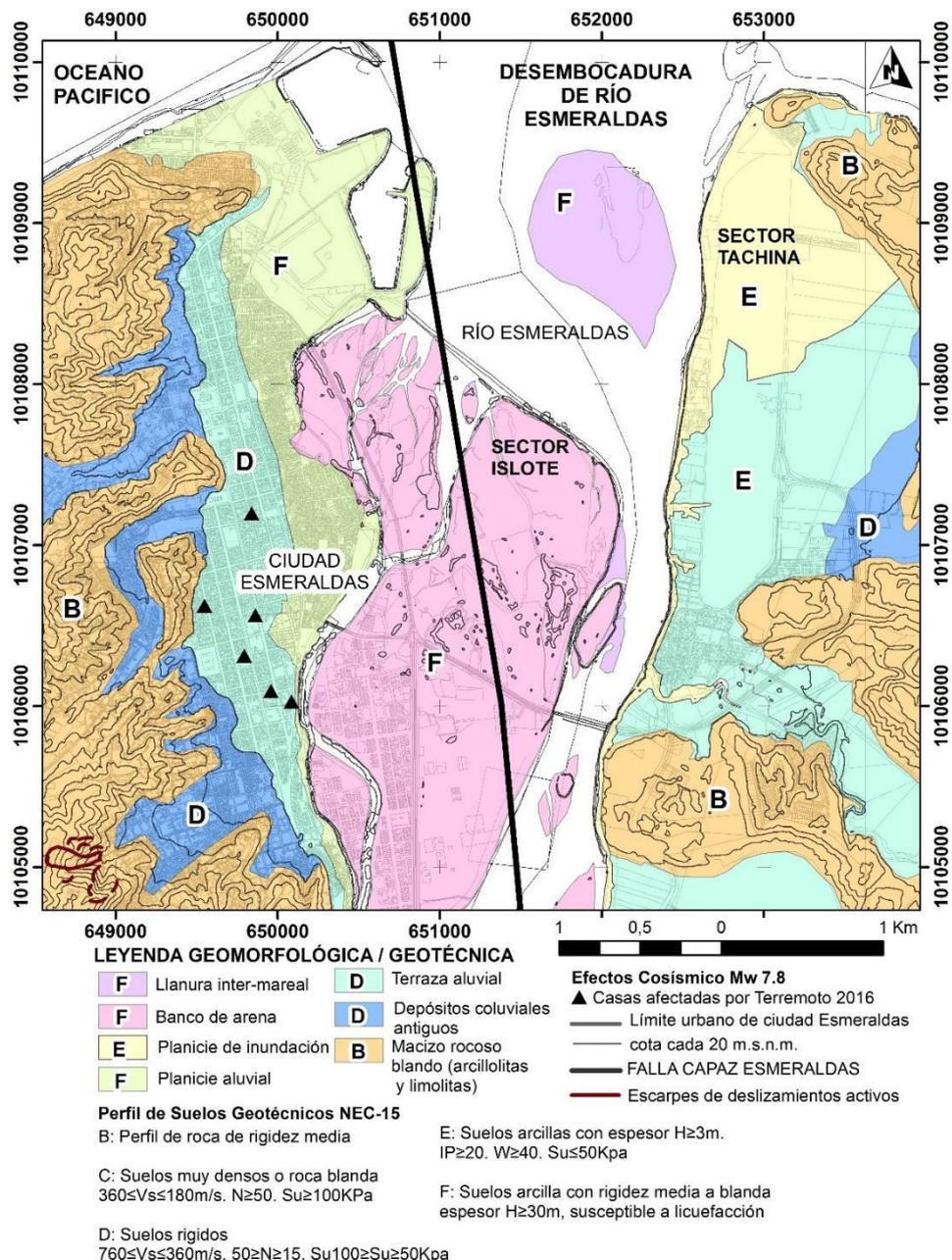
Terremotos históricos de subducción ( $M_w \geq 7.5$ ) y desde fallas corticales  $6 \leq M \leq 7.1$  han sido documentados como cercanos para la ciudad de Esmeraldas. La actividad sísmica es descrita para los grandes terremotos de subducción: 31 de enero de 1906 (8.8 o 8.5 Mw), 19 de enero de 1958 (7.6 Mw) y 12 de diciembre de 1979 (8.7 Mw). Otros grandes sismos con epicentro en la frontera con la provincia de Manabí, también causaron daños para la ciudad de Esmeraldas, terremotos del 14 de mayo de 1942 (7.8 Mw) y del 16 de abril de 2016 (7.8 Mw). Terremotos moderados desde fallas corticales han sido documentadas el 9 de abril 1976 (Mw 6.7), el 2 de enero 1981 (5.9 Mw), el 25 de junio de 1989 (6.3 Mw), el 20 de abril de 2016 (6.0 Mw) y el 19 de diciembre 2016 (5.4, 5.8 Mw).

Los terremotos son definidos en la literatura como amenazas naturales y dependiendo del escenario geológico pueden generarse una serie de peligros, los cuales son definidos en este estudio como efectos geológicos cosísmicos. Los efectos geológicos primarios, como las subsidencias tectónicas, activación de menores fallas geológicas y Run-up de altura de tsunamis, ya han sido reportadas en Esmeraldas en los terremotos de 1906 (8.8 Mw) y 1958 (7.6 Mw). Los efectos cosísmicos secundarios como, (a) licuefacción de suelos arenosos saturados, (b) derrumbes de taludes de corta duración, (c) subsidencia o hundimiento del terreno por origen natural o inducción antrópica de obras civiles en lugares inadecuados, (d) deslizamiento de tierras, (e) erosión y sedimentación, y (f) grietas en el terreno por la saturación de los suelos por fuertes precipitaciones; pueden ser generados en los rasgos geomorfológicos/geotécnicos delineados en este estudio para la ciudad de Esmeraldas. La dimensión de estos efectos

cosísmicos dependerá de la distancia-sitio y magnitud del terremoto. Toda esta información geológica estructural proporciona nuevos datos para considerar en los estudios de peligrosidad sísmica.

Un segundo proceso de análisis, es la evaluación sísmica de fallas geológicas activas cartografiadas al interior del continente (sismos corticales). Un catálogo de fallas ha sido preparado en este estudio, delineando 38 segmentos de fallas activas y capaces de generar sismos en la provincia de Esmeraldas y norte de Manabí. Este procedimiento metodológico ha permitido estimar niveles de sismicidad en el orden de  $6.0 \leq M_w \leq 7.2$  y aceleraciones en rocas PGA en el orden de los 0.26g a 0.42g (valores PGA roca pueden ser incrementado en suelos saturados PGA suelo), estos valores fueron obtenidos desde ecuaciones de regresiones aplicadas a fallas geológicas capaces. La estructura sismogénica zona de subducción, es capaz de generar sismo en el orden de  $7.5 \leq M_w \leq 8.8$ , y puede causar severos daños cosísmicos a la ciudad de Esmeraldas localizada a 82 km de distancia (distancia fosa tectónica-ciudad).

El riesgo sísmico se incrementa por la posición de la falla Esmeraldas, en este análisis los rasgos geomorfológicos y los detalles de veriles batimétricos del cañón Esmeraldas han permitido delinear la longitud de 43 km de la falla con tendencia estructural de 262/40 (rumbo y buzamiento). La revisión de mecanismos focales de sismos superficiales proporcionado por el USGS, han permitido conocer el ambiente tectónico de deformación, de inversa con componente de cizalla sinistral. Posteriormente, ecuaciones de regresiones aplicadas a los parámetros geométricos y cinemáticos de fallas permiten estimar máximas magnitudes (Leonard, 2010; Stirling et al., 2013; Wells and Coppersmith, 1994; Wesnousky, 2008). Para la falla Esmeraldas, esta aplicación estima una máxima magnitud de 7,1Mw. Distancias hipocentrales de sismos corticales próxima a la falla permiten asociar la profundidad de plano de falla entre 9 a 12 km.



**Figura: 18** Zonación geotécnica desde rasgos geomorfológicos y asignación de perfiles de suelos geotécnicos según la NEC-15

Uno de los rasgos de desplazamientos más notables de la falla puede ser observado en el mapa geológico a escala 1: 100.000 donde el Miembro Súa de la Formación Onzole superior (edad Plioceno) tiene un desplazamiento de cizalla en el orden de 800 a 1500 m, y la formación Angostura (de edad Mioceno medio) en el orden de 2.4 km. La falla Esmeraldas corta toda esta

secuencia estratigráfica rocosa desde Mioceno – Plioceno, por lo que se deduce una actividad de ruptura de tectónica activa desde el Pleistoceno.

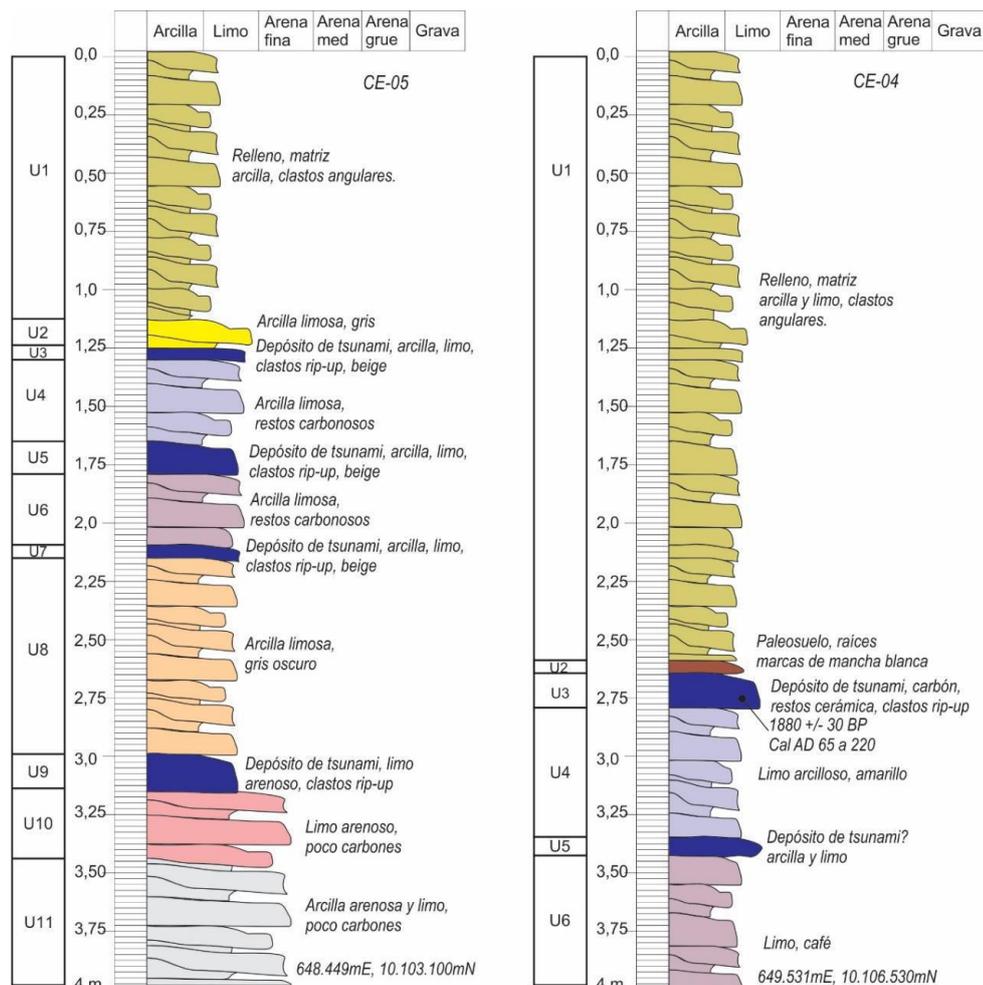
Desde un punto de vista del análisis geológico estructural de la falla Esmeraldas, considerando la relación de moderada actividad sísmica con las bien preservadas evidencias geomorfológicas, y la ruptura de desplazamiento iniciada en el Cuaternario, se puede estimar para la falla Esmeraldas una tasa de 0.4 a 0.8 mm/año. Estos valores son confrontables con rasgos geomorfológicos relacionada a la actividad de fallas propuesta por Slemmons D.B & Depolo C. (1986).

## **5.2 RECOMENDACIÓN**

Toda esta información geológica estructural proporciona nuevos datos para considerar en los estudios de peligrosidad sísmica, en particular para generar espectros de control para componente vertical y horizontal para la falla Esmeraldas.

Los Modelos de simulación numérica de Tsunami, desde datos de paleosismicidad, pueden ser empleados para generar modelos de inundación que alcancen cotas excepcionales de 13 y 18 metros sobre el nivel de marea actual.

Se sugiere Incrementar estudios de paleo-tsunami para determinar recurrencia de grandes terremotos de subducción y realizar técnicas de dataciones (Carbono 14), no es recomendable ya que en estos ambientes de sedimentación no se han encontrado suficientes restos de materia orgánica y carbones) que permitan más precisiones en reconstruir la sismicidad histórica del territorio.



**Figura: 19** Diseño esquemático de columnas estratigráficas donde se identificaron unidades sedimentarias anómalas de depósitos de tsunamis en el área urbana de la ciudad de Esmeraldas.

La ausencia o poca cantidad de restos orgánicos y material carbonoso han dificultado los análisis radiométricos de C14. En efecto, cinco muestras fueron enviadas al laboratorio Data Analytic con sede en Miami (EEUU), lo que al inicio se consideraba material carbono eran fragmentos líticos y clastos muy redondeados.

Las columnas estratigráficas han sido seccionadas en unidades sedimentarias con abreviaciones U1 a U11 (figura 19). La unidad U3 de la calicata CE04 o C04, conformada de limos con restos de carbón y fragmentos de cerámica de culturas precolombinas, clastos rip-up evidencia un episodio de depósito caótico por tsunami. La edad de esta unidad es de  $1880 \pm 30$  años, lo cual permite estimar que un fuerte

terremoto local de  $M_w \geq 8$  aconteció en estas costas de Esmeraldas, generando un tsunami y alcanzando estas costas con altura de ola run-up de 13 metros sobre el nivel de mar. El incremento de una altura de ola se debe a la refracción de la energía de tsunami en canales fluviales estrechos como los evidenciados geomorfológicamente en las costas de la ciudad de Esmeraldas, la cual la diferencia de las otras costas.

Para la calicata C05, en la unidad U3 se evidencia en la parte superior de la columna un nivel caótico de deposición sedimentaria, probablemente asociada al evento del tsunami del 31 de enero de 1906 (8.8  $M_w$ ), sin embargo, no se encontró suficientes restos de carbón que permitan datar la edad relativa del mismo por C14. Otros niveles anómalos de deposición cósmicas son localizados en las unidades U5, U7 y U9. La calicata C05 es la más idónea para la búsqueda de evidencia paleosísmica.

Estudios precedentes de paleosismología de tsunami no han sido documentados en la literatura para la ciudad de Esmeraldas (Chunga & Toulkeridis, 2014). La datación de un nivel cosismico fue proporcionada por Geoestudios,. Este estudio ha encontrado las primeras evidencias de tsunamis desde análisis de paleosismología y estratigrafía, la cual permite por su ubicación, estimar las cotas máximas de inundación run-up por tsunami entre 13 a 18 metros sobre el nivel de mar. Estos rangos de inundación pueden ser aplicados en estudios matemáticos de modelación de tsunami para toda la ciudad de Esmeraldas y Tachina, así como conocer la estructura sismogénica y magnitud del máximo terremoto.



**Figura: 20** Excavación de calicatas C04 en el sector urbano de la ciudad de Esmeraldas, donde se identificaron dos niveles sedimentarios de depósitos de tsunamis

## REFERENCIA BIBLIOGRÁFICA

- Carena, S. (2011) - Subducting-plate topography and nucleation of great and giant earthquakes along the South America trench. *Seismol. Res. Lett.*, 82 (5) 629-637, doi:10.1785/gssrl.82.5.629.
- Chlieh M., Mothes P.A., Nocquet J.-M., Jarrin P., Charvis P., Cisneros D., Font Y., Collot J.-Y., Villegas-Lanza J.-C., Rolandone F., Vallée M., Regnier M., Segovia M., Martin X., Yepes H. (2014). Distribution of discrete seismic asperities and aseismic slip along the Ecuadorian megathrust. *Earth Planet. Sci. Lett.* 400, 292\_301
- Béjar-Pizarro M., Álvarez G.J., Staller A., Luna M., Pérez-López R., Monserrat O., Chunga K. (2018). InSAR-Based Mapping to Support Decision-Making after an Earthquake. *Remote Sensing* 10(6). DOI: 10.3390/rs10060899
- BRISTOW C.R, Y HOFFSTETTER R., *Lexique Stratigraphique International- Volume V;Amérique Latine- Fascicule 5a 2. Ecuador-Centre National de la Recherche Scientifique-415p.-2 eme edtion-Paris,19 7 7*
- Chunga, K. and Toulkeridis, T., 2014: First evidence of paleo-tsunami deposits of a major historic event in Ecuador. *Science of tsunami hazards*, 33: 55-69.
- Chunga K., Toulkeridis T., Vera-Grunauer X., Gutierrez M., Cahuana N., Alvarez A. (2017). A review of earthquakes and tsunami records and characterization of capable faults on the northwestern coast of Ecuador. *Journal of Science of Tsunami Hazards*. Vol. 36, No. 3, 100-124.
- Chunga K., Michetti AM., Mulas M., Besenzon D., Ferrario MF., Garces D., Ochoa F. (2017). Intensidad Macrosísmica ESI-07 y Efectos Geológicos del Terremoto de Pedernales del 16.04.2016 (Mw 7.8). VIII Jornadas en Ciencias de la Tierra. Quito, 8/14 de mayo, 5 páginas.
- Chunga K. (2010). Shallow crustal earthquakes and seismic zonation for Ecuador through the integration of geological, seismological and

- morphostructural data. University of Insubria. Ph.D. Thesis, p. 165. (Italian version).
- Chunga K., María F. Quiñonez (2), Roberto Aguiar Falconí, David Stay, Xavier Vera (5), Alamir Álvarez, John Galarza (2017). Caracterización de fallas geológicas capaces de generar terremotos corticales en la Costa Norte del Ecuador.
- Chunga K. (2016). Geología de Terremotos y Tsunami. Universidad Estatal de la Península de Santa Elena, UPSE. Sección Nacional del Ecuador del Instituto Panamericano de Geografía e Historia, IPGH
- Dumont J.F., Santana, E., Valdez F., Tihay J.P., Usselman P., Iturralde D., Navarrete E. (2006). Fan beheading and drainage diversion as evidence of a 3200-2800 BP earthquake event in the Esmeraldas-Tumaco seismic zone: A case study for the effects of great subduction earthquakes. *Geomorphology* 74, 100– 123. doi:10.1016/j.geomorph.2005.07.011
- Eguez A., Alvarado, A., Yepes, H., Machette, M.N., Costa, C.H., Dart, R.L., and Bradley, L.-A. (2002). Database and map of Quaternary faults and folds of Ecuador and its offshore regions: U.S. Geological Survey Open-File Report 03-289.
- Espinoza J. (1992). Terremotos Tsunamigénicos en el Ecuador. *Acta Oceanográfica del Pacífico*, 7(1), 21-28.
- Fukushima Y. and Tanaka T. (1990). A New Attenuation Relation for Peak Horizontal Acceleration of Strong Earthquake Ground Motion in Japan, *Bull. Seism. Soc. Am.*, Vol. 80, No. 4, 757-783.
- Hey, R. N., Tectonic evolution of the Cocos-Nazca spreading center, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 88, 1404-1420, 1977
- Hayes, G.P., Wald, D.J., Johnson, R.L. (2012). Slab1.0: a three-dimensional model of global subduction zone geometries. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 117, B01302 (2012).
- Hey, R. N., Tectonic evolution of the Cocos-Nazca spreading center, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 88, 1404-1420, 1977

- Herd DG, Youd TL, Meyer H, C JL, Person WJ, Mendoza C. (1981). The great tumaco, Colombia earthquake of 12 december 1979. *Science* 211(4481):441-5. doi: 10.1126/science.211.4481.441  
<http://www.igepn.edu.ec/eq20160416-home>  
<https://earthquake.usgs.gov/earthquakes/search/>
- IAEA Safety Standards Series (2002). Evaluation of Seismic Hazards for Nuclear Power Plants. Safety Guide. No. NS-G-3.3. International Atomic Energy Agency.
- Kelleher, J. (1972). Rupture zones of large South American earthquakes and some predictions. *Journal of Geophysical Research*, vol 77, No. 11, pp. 2087-2103.
- Kanamori, H. and McNally, K. (1982). Variable rupture mode of the subduction zone along the Ecuador-Colombia coast. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 72, 1241\_1253.
- Leonard M., (2010), "Earthquake fault scaling: Self consistent relating of rupture length width, average displacement, and moment release", *Bulletin of the Seismological Society of America*, 100 (SA), 1971-1988p.
- Lockridge, P. (1985). Tsunamis in Peru-Chile (Report SE-39, World Data Center A for Solid Earth Geophysics, 1985).
- Michetti A.M., Esposito E., Guerrieri L., Porfido S., Serva L., Tatevossian R., Vittori E., Audemard F., Azuma T., Clague J., Comerci V., Gürpınar A., McCalpin J., Mohammadioun B., Mörner N.A., Ota Y. e Rogozhin E. (2007). Intensity Scale ESI 2007. La Scala di Intensità ESI 2007, ed. L. Guerrieri e E. Vittori (Memorie Descrittive della Carta Geologica d'Italia, vol.74, Servizio Geologico d'Italia – Dipartimento Difesa del Suolo, APAT), Roma, [http://www.apat.gov.it/site/it-IT/Progetti/-INQUA\\_Scale/](http://www.apat.gov.it/site/it-IT/Progetti/-INQUA_Scale/).
- Michaud F., Proust J. N., Collot J.Y., Lebrun J. F., Witt C., Ratzov G., Poudroux H., Martillo C., Hernandez M. J., Loayza G., Penafiel L., Schenini Laure, Dano A., Gonzalez M., Barba D., De Min L., Ponce G., Urresta A., Calderon M. (2015). Quaternary sedimentation and

- active faulting along the Ecuadorian shelf: preliminary results of the ATACAMES Cruise (2012). *Marine Geophysical Research*, 36 (1), 81-98. ISSN 0025-3235
- Migeon, S., Garibaldi, C., Ratzov, G., Schmidt, S., Collot, J.-Y., Zaragosi, S., Texier, L., (2016). Earthquake-triggered deposits in the subduction trench of the North Ecuador/South Colombia margin and their implication for paleoseismology, *Marine Geology* (2016), doi: 10.1016/j.margeo.2016.09.008
- NEC-15 (2015). Norma Ecuatoriana de la Construcción, Ministerio de Desarrollo Urbano y Vivienda, MIDUVI, Quito.
- Nocquet J.-M., Jarrin P., Vallée M. et al. (2016). Supercycle at the Ecuadorian subduction zone revealed after the 2016 Pedernales earthquake. *Nature Geoscience* 10, 145-149. doi: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., Regnier 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. *Nat. Geosci.* 7, 287\_292.
- Pararas-Carayannis G. (1980). Earthquake and Tsunami of 12 December 1979 in Colombia (International Tsunami Information Center, Honolulu).
- Ramírez J. (1958). Los terremotos de enero y febrero de 1958 en la costa del Pacífico de Ecuador y Colombia. *Boletín de la Sociedad Geográfica de Colombia*. Npúmero 58, vol. XVI.
- Ratzov G, Sosson M, Collot JY, Migeon S (2012) Late quaternary geomorphologic evolution of submarine canyons as a marker of active deformation on convergent margins: the example of the South Colombian margin. *Mar Geol* 315–318:77–97
- Reyes P, Michaud F., (2012) Mapa Geologico de la Margen Costera Ecuatoriana (1500000). EPPetroEcuador-IRD (eds), Quito, Ecuador

- Robert G.P., Michetti A.M. (2004). Spatial and temporal variations in growth rates along active normal fault systems: an example from The Lazio – Abruzzo Apennines, central Italy. *Journal of Structural Geology* 26, 339-376.
- Rudolph E, Szirtes S. (1911). “El terremoto colombiano del 31 de enero de 1906” *Gerlands Beiträge zur Geophysik – Vol. XI, N° 1*. Traducción: Hansjürgen Meyer, Alba de Cárdenas.
- Slemmons D.B., & Depolo C. (1986). Evaluation of active faulting and associated hazards. *Active tectonics impact on society*, 45-62
- Stirling M., Goned T., Berryman K., Litchfield N. (2013). Selection of earthquake scaling relationships for seismic-hazard analysis. *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 103, No. 6, pp. 2993-3011, doi: 10.1785/0120130052.
- Toulkeridis T, Chunga K, Rentería W., Rodriguez F., Mato F., Nikolaou S., Antonaki N., Diaz-Fanas G., Cruz D´Howitt M, Besenzon D., Ruiz H., Parra H., Vera-Grunauer X. (2017). Mw7.8 Muisne, Ecuador 4/16/16 Earthquake observations: geophysical clustering, intensity mapping, Tsunami. 16th World Conference on Earthquake Engineering, 16WCEE 2017. Santiago Chile, January 9th to 13th 2017. Paper N° 5003. Registration Code: S-A1479327300
- Veloza G., Styron R., Taylor M. (2012). Open-source archive of active faults for northwest South America. *GSA Today*, v. 22, no. 10, doi: 10.1130/GSAT-G156A.1.
- Wayne D. Pennington ., Subduction of the Eastern Panama Basin and seismotectonics of northwestern South America. First published: 10 November 1981 Volume 86, Issue B11
- Wells D. L. and Coppersmith K. J. (1994). New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area, and surface displacement: *Bulletin of the Seismological Society of America*, v. 84, p. 974-1002.
- Wesnousky (2008). Displacement and geometrical characteristics of earthquake surface ruptures: issues and implications for seismic-hazard analysis and the process of earthquake rupture. *Bulletin of*

the Seismological Society of America, Vol. 98, No. 4, pp. 1609-1632, doi: 10.1785/0120070111.

- Ye, L. Kanamori H., Avouac J.-P., Li L., Fai Cheung K., Lay T. (2016) The 16 April 2016, Mw 7.8 (Ms 7.5) Ecuador earthquake: a quasi-repeat of the 1942 Ms 7.5 earthquake and partial re-rupture of the 1906 Ms 8.6 Colombia\_Ecuador earthquake. *Earth Planet. Sci. Lett.* 454, 248\_258
- 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 sources definition and seismic hazard assessment. - *Tectonics*, 35, 5, pp. 1249—1279.
- Yoshimoto M. Kumagai H., Acero W., Ponce G., Vasconez F., Arrais S., Ruiz M., Alvarado A., Pedraza García P., Dionicio V., Chamorro O, Maeda Y., Nakano M. (2017). Depth-dependent rupture mode along the Ecuador-Colombia subduction zone. *Geophysical Research Letters*. 44, 2203-2210. Doi: 10.1002/2016GL071929.