



UNIVERSIDAD REGIONAL AMAZÓNICA IKIAM

Facultad De Ciencias De La Tierra Y Agua

Carrera de Geociencias

**ANÁLISIS DE SISMITAS Y PALEOSISMOLOGÍA COMO
INDICADORES DE MAGNITUDES DE LA ACTIVIDAD SÍSMICA DE
LA FALLA SANTA ROSA, EN EL PIEDEMONTE AMAZÓNICO,
ECUADOR.**

Proyecto de investigación previo a la obtención del Título de:

INGENIERA EN GEOCIENCIAS

AUTOR: ESTEFANY CAROLINA CORNEJO BAZURTO

TUTOR: PhD. OSWALDO GUZMAN

Napo, Ecuador

2022

**DECLARACIÓN DE DERECHO DE AUTOR, AUTENTICIDAD Y
RESPONSABILIDAD**

Tena, 21 de noviembre de 2022

Yo, Estefany Carolina Cornejo Bazarro con documento de identidad N° 1316444965, declaro que los resultados obtenidos en la investigación que presento en este documento final, previo a la obtención del título Ingeniera en Geociencias son absolutamente inéditos, originales, auténticos y personales.

En virtud de lo cual, el contenido, criterios, opiniones, resultados, análisis, interpretaciones, conclusiones, recomendaciones y todos los demás aspectos vertidos en la presente investigación son de mi autoría y de mi absoluta responsabilidad.

Por la favorable atención a la presente, suscribo de usted,

Atentamente,

Firma:



Estefany Carolina Cornejo Bazarro

AUTORIZACION DE PUBLICACIÓN EN EL REPOSITORIO INSTITUCIONAL

Yo, ESTEFANY CAROLINA CORNEJO BAZURTO, con documento de identidad N°1316444965, en calidad de autor/a y titular de los derechos morales y patrimoniales del trabajo de titulación: **ANÁLISIS DE SISMITAS Y PALEOSISMOLOGÍA COMO INDICADORES DE MAGNITUDES DE LA ACTIVIDAD SÍSMICA DE LA FALLA SANTA ROSA, EN EL PIEDEMONTTE AMAZÓNICO, ECUADOR** de conformidad con el Art. 114 del CÓDIGO ÓRGANICO DE LA ECONOMÍA SOCIAL DE LOS CONOCIMIENTOS, CREATIVIDAD E INNOVACIÓN, reconozco a favor de la Universidad Regional Amazónica Ikiam una licencia gratuita, intransferible y no exclusiva para el uso no comercial de la obra, con fines estrictamente académicos.

Así mismo autorizo a la Universidad Regional Amazónica Ikiam para que realice la publicación de este trabajo de titulación en el Repositorio Institucional de conformidad a lo dispuesto en el Art. 144 de la Ley Orgánica de Educación superior.

Tena, 21 de noviembre de 2022



Estefany Carolina Cornejo Bazarro
1316444965

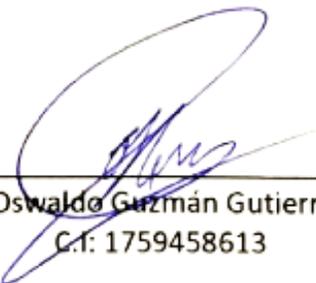
CERTIFICADO DE DIRECCIÓN DE TRABAJO DE INTEGRACIÓN CURRICULAR

Certifico que el trabajo de integración curricular titulado: “**Análisis de sismitas y paleosismología como indicadores de magnitudes de la actividad sísmica de la falla santa rosa, en el piedemonte amazónico, ecuador**”, en la modalidad de: proyecto de investigación en formato artículo original, fue realizado por: Estefany Carolina Cornejo Bazarro, bajo mi dirección.

El mismo ha sido revisado en su totalidad y analizado por la herramienta de verificación de similitud de contenido; por lo tanto, cumple con los requisitos teóricos, científicos, técnicos, metodológicos y legales establecidos por la Universidad Regional Amazónica Ikiam, para su entrega y defensa.

Tena, 21 de noviembre de 2022

Firma:



Oswaldo Guzmán Gutierrez
C.I: 1759458613

AGRADECIMIENTO

Agradezco a mi mamá Yenny Bazurto, por haber sido el pilar fundamental de mi vida y ser mi mejor ejemplo a seguir. A mis hermanos Selena y Yair, que fueron aquellos que me inspiran a hacer mejor las cosas y a superarme a cada día. A mi papá Yair Cornejo, quien a pesar de la distancia siempre tuve su apoyo. A mi gato Luno, quien siempre alegraba mis días más difíciles.

A Jefferson Cargua quien con paciencia fue un gran apoyo durante la realización de este trabajo. A mis abuelitos Walther y Camila y toda mi familia, quienes, con sus sabios consejos y palabras de aliento, me impulsaron a seguir esforzándome por ser mejor persona cada día.

A mis tutores Oswaldo y Corina, quienes, con su guianza, paciencia y apoyo logré desarrollar este trabajo de investigación y exponerlo ante personas de todo el mundo. A mis profesores de la Facultad de Ciencias de la Tierra y Agua.

Al grupo de investigación de Ciencias de la Tierra y Clima y al proyecto de investigación CTC-006-2020: "Identification of seismogenic faults in populated areas of Latin America and its incorporation into seismic hazard assessment", dentro del cual fue desarrollado este trabajo.

A mis amigos de la universidad que sin su apoyo no hubiera podido lograr todo lo que soy ahora

TABLA DE CONTENIDO

DECLARACIÓN DE DERECHO DE AUTOR	i
AUTORIZACION DE PUBLICACIÓN EN EL REPOSITORIO INSTITUCIONAL.....	ii
CERTIFICADO DE DIRECCIÓN DE TRABAJO DE INTEGRACIÓN CURRICULAR	iii
AGRADECIMIENTO	iv
TABLA DE CONTENIDO.....	v
ÍNDICE DE TABLAS	vii
ÍNDICE DE FIGURAS	vii
RESUMEN	viii
ABSTRACT.....	ix
INTRODUCCIÓN.....	1
CONTEXTO GEODINÁMICO Y SISMICIDAD.....	2
Sismicidad en el área de estudio	5
Falla Porotoyacu.....	6
ANÁLISIS DE LA EVIDENCIA SÍSMICA EN LOS DEPÓSITOS SEDIMENTARIOS	8
Desplazamiento vertical por evento	8
Magnitudes de los paleosismos con el desplazamiento vertical	8
Estructuras de deformación y su posible origen	9
Sismitas en campo.....	9
METODOLOGÍA	10
Reconstrucción estratigráfica.....	11
Desplazamiento vertical de los eventos paleosísmicos: número de eventos y magnitudes	11
Sismitas en campo y la estimación de las magnitudes de los paleosismos.....	11
RESULTADOS	12
Caracterización sedimentológica y estratigráfica de la trinchera.....	12
Características estructurales de los segmentos de ruptura	17
Identificación de las estructuras de deformación	17
<i>Estructuras de almohadilla</i>	18
<i>Estratificación en forma de bucles</i>	19
<i>Diques de arena</i>	20

DISCUSIÓN	21
Eventos paleosísmicos y ruptura estratigráfica	21
Sismitas y su potencial para estimar las magnitudes de paleosismos.	22
<i>Interpretación de estructura de almohada</i>	23
<i>Interpretación de bucles</i>	24
<i>Interpretación de diques de arena</i>	24
Área epicentral del paleosismo que originaron a las sismitas	24
Implicaciones en la Falla Porotoyacu	25
CONCLUSIÓN	25
BIBLIOGRAFÍA	27

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 1. Resumen de las características de las fallas observadas en la trinchera.....	17
--	----

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1. Ubicación del área investigada y su contexto geodinámico.....	5
Figura 2. Mapa de las principales fallas y distribución de sismos superficiales con epicentros dentro de la zona subandina.....	7
Figura 3. Representación gráfica de los puntos clave en una ruptura de falla con sus unidades estratigráficas desplazadas.....	8
Figura 4. Fotomosaico e ilustración de la trinchera.....	13
Figura 5. Sismitas en forma de almohadilla.....	19
Figura 6. Sismitas en forma de bucles.....	20
Figura 7. Sismitas en forma de diques de arena.....	21

ANÁLISIS DE SISMITAS Y PALEOSISMOLOGÍA COMO INDICADORES DE MAGNITUDES DE LA ACTIVIDAD SÍSMICA DE LA FALLA SANTA ROSA, EN EL PIEDEMONTES AMAZÓNICO, ECUADOR.

RESUMEN

La paleosismología en la zona subandina ecuatoriana no ha sido utilizada, a pesar de ser una región tectónicamente activa. En este trabajo se analiza una trinchera al sur de la Falla Porotoyacu, la cual presenta deformaciones en los depósitos sedimentarios. El objetivo de esta investigación es estimar las magnitudes y los eventos de esta falla a través de la paleosismología y la caracterización de sismitas. Los resultados obtenidos del análisis de dos planos de ruptura permitieron identificar dos eventos sísmicos en una de las rupturas, mientras que en la otra se reconoció un solo evento. Estos eventos registraron magnitudes entre $6.22 < M_w < 6.75$. Por otro lado, las sismitas identificadas como huella de carga, bola y almohada, bucles y diques de arena se habrían originado con sismos con $M_w > 5$. Finalmente, se estima que las rupturas evidenciadas en la trinchera del área de estudio son parte de una Falla principal denominada Porotoyacu, la cual se encuentra a 1.62 km hacia el NE.

Palabras Claves: Paleosismología, Sismitas, Piedemonte amazónico, Ecuador

ABSTRACT

Paleoseismology in the Ecuadorian Sub-Andean zone has been little used despite being a tectonically active region. In this work we study a trench south of the Porotoyacu fault that exhibits deformations in sedimentary deposits. The objective of this research is to estimate the magnitudes and events through paleoseismology and characterization of seismites. The analysis of the two main rupture planes allows to identify at least two seismic events in one of the rupture planes, while one seismic event is recognized in the other, these events registered magnitudes between $6.22 < M_w < 6.75$. On the other hand, the seismites identified like load cast, ball and pillow, loops bedding and sand dykes would have originated with earthquakes with $M_w > 5$. Finally, it is estimated that the ruptures evidenced in the trench of the study area are a southward extension of the Porotoyacu Fault.

Keywords: Paleoseismology, Seismites, Amazon Piedmont, Ecuador

INTRODUCCIÓN

La actividad sísmica en Ecuador está controlada por la subducción de la Placa de Nazca con la Placa Sudamericana (Figura 1a) y por fallas superficiales y profundas focalizadas dentro de la placa continental (Alvarado et al., 2016). Las fallas superficiales son estructuras ubicadas en la corteza continental a una profundidad de 0 a 60 km y tienen la capacidad de generar terremotos someros de magnitudes moderadas y altas, lo que aumenta el peligro sísmico (Chunga et al., 2010; Font et al., 2013). En este caso, no se tomará en cuenta las fuentes sísmicas de la zona de subducción. Ecuador registra alrededor de 92 fallas superficiales activas, que en algunos casos solo han sido identificadas por accidentes geográficos (Eguez et al., 2003; Alvarado, 2012; Costa et al., 2020). En la zona subandina, Amazonía ecuatoriana, los eventos sísmicos causados por fallas superficiales suelen tener magnitudes menores a 4.5, sin embargo, eventos con magnitudes atípicas (Baeza-1987, Mw: 7.1; Macas-1995, Mw:7.0) han ocurrido y se han relacionado con un sistema de fallas denominado Cutucú-Napo (Figura 1a) (Baby et al., 2004; Legrand et al., 2005).

La paleosismología es una técnica que estudia las evidencias sísmicas en el registro sedimentario, por lo tanto, puede utilizarse para comprender la actividad sísmica de fallas superficiales (Obermeier et al., 2001; McCalpin y Nelson, 2009). A través de esta técnica también se puede analizar fallas con periodos de recurrencia largos, incluyendo aquellas estructuras que han tenido uno o más ciclos sísmicos (Masana et al., 2011). Los estudios de paleosismología se pueden complementar con el análisis e interpretación de estructuras generadas por la licuefacción de los sedimentos (fenómeno causado por fuerzas externas donde el suelo adquiere una consistencia más viscosa) (Rodríguez-Pascua et al., 2000). Estas estructuras se denominan sismitas y se producen en sedimentos no consolidados expuestos a eventos sísmicos (Alfaro et al., 2002). Este análisis permite identificar las deformaciones en los depósitos sedimentarios y rocas, las cuales se correlacionan con las magnitudes interpretadas de eventos sísmicos históricos y modernos, permitiendo obtener las magnitudes de los eventos de una falla (Rodríguez-Pascua et al., 2000).

En Ecuador los estudios paleosismológicos solo se han realizado en la Cordillera Real, región Sierra, como son la Falla Quito y la Falla Pallatanga (Hibsich et al., 1996; Alvarado,

2012; Baize et al., 2020). Mientras que en la Amazonía no se han realizado investigaciones con esta técnica, a pesar de que existen diferentes fallas activas identificadas. Una de estas estructuras es la Falla Porotoyacu de escala superficial, la cual fue identificada por el estudio de Costa et al. (2020). Esta falla tiene una longitud aproximada de 15km, con cinemática inversa y fue caracterizada por fotointerpretación y a escala regional. En este trabajo se ha identificado una trinchera al sur de la Falla Porotoyacu, la cual exhibe deformaciones en depósitos sedimentarios. El objetivo es estimar las paleomagnitudes de los eventos sísmicos a través de la implementación de paleosismología y la caracterización de sismitas, además de interpretar la longitud y la cinemática con el fin de mejorar la interpretación a escala regional de esta falla. Se consideró realizar estudios pertinentes debido a que es la primera vez que se aplican estas técnicas en la Amazonía, lo cual podría mejorar la comprensión de la paleosismicidad y la amenaza sísmica de la zona. Se plantea la hipótesis de que en esta trinchera se observa una prolongación hacia el sur de la Falla Porotoyacu.

CONTEXTO GEODINÁMICO Y SISMICIDAD

La geodinámica del Ecuador está dividida por su localización entre el punto de unión de los Andes centrales con los septentrionales y por su ubicación a nivel del rift de Galápagos (zona de expansión oceánica que separa la placa Nazca y Cocos). La relación entre ambos son el resultado de una reorganización que se produjo al final del Oligoceno hace 26 Ma, donde antes la placa Nazca y Cocos formaban una sola denominada Placa Farallón (Winckell et al., 1997). La subducción entre la Placa Nazca con la Placa Sudamericana ocasionó que se desplacen dos astillas continentales, denominados Nor-andino e Inca, los cuales divergen a partir del margen extensional del Golfo de Guayaquil (Yepes et al., 2016). El Bloque Nor-andino se desplaza hacia el norte con una tasa de desplazamiento de 9mm/año. Este bloque está constituido por un largo sistema de fallas transcurrentes e inversas que se extienden por Ecuador, Colombia y probablemente al norte de Venezuela (Alvarado et al., 2016; Yepes et al., 2016). El Bloque Inca se extiende desde el centro hasta el sur del Ecuador y Perú, con una orientación SSE y una tasa de desplazamiento de 5mm/año (Villegas-Lanza et al., 2016). El movimiento del Bloque Nor-andino es acomodado por un sistema de fallas dextral de escala regional, el cual empieza con el límite

sur de la placa caribe de Venezuela e ingresando al Ecuador con el sistema de fallas denominado Chingual, Cosanga, Pallatanga y Puná (CCPP) (Soulas et al., 1991; Alvarado et al., 2016; Baize et al., 2020). Este sistema de fallas CCPP conecta con tres subsistemas de fallas transpresivos inversos y se concentra en los primeros 20-30 km de la corteza continental. Esta zona se desplaza de 7-9mm/año entre el Bloque Nor-andino y la Placa Sudamericana (Nocquet et al., 2014). Estas divisiones han permitido que el Ecuador se subdivida en las regiones geológicas de Cuenca Costera, Cordillera Occidental, Valle interandino, Cordillera Real, Zona Subandina y la Cuenca Oriente.

La sismicidad en Ecuador está controlada por la zona de subducción, la cual ha sido la causante de numerosos eventos sísmicos de magnitudes altas (Figura 1b), como el de 1906 ocurrido en la provincia de Esmeraldas de $M_w=8.8$ y el de 2016 entre las provincias de Manabí y Esmeraldas de $M_w=7.8$ (Chunga et al., 2016). Sin embargo, las fallas superficiales ubicadas en la zona de intraplaca han ocasionado graves daños en ciudades e infraestructuras estratégicas en la zona subandina del Ecuador (Beauval et al., 2010). El evento más significativo ocurrió en 1987 cerca de Baeza, que causó graves daños en carreteras, puentes, infraestructuras estratégicas, como el oleoducto trans-ecuatoriano que obligó a la suspensión por varios meses del bombeo del petróleo, además de fracturas y deslizamientos de suelos (Soulas et al., 1991; d'Ercole y Trujillo, 2003). La magnitud de momento de este evento sísmicos está en 6.9 a partir de datos macrosísmicos (Soulas et al., 1991). En 1995, la ciudad de Macas también fue afectada por un evento sísmico de $M_w=7$, con extensos deslizamiento de tierra y afectaciones en infraestructuras (Alvarado et al., 1996).

De acuerdo a Alvarado (2012) y Yepes et al. (2016), la sismicidad en la zona subandina es originada principalmente por las fuentes sismogénicas Napo y Cutucú (Figura 1a), y se les denomina el sistema de fallas Cutucú-Napo. Este sistema representa el cinturón de deformación más oriental del Ecuador y caracterizan el cinturón de cabalgamiento y plegamiento subandino de orientación N-S. Para la fuente Cutucú se incluye el evento de $M_w:7$ ocurrido en Macas en 1995. La sismicidad de la parte central de esta última fuente sismogénica está relacionado con el actual levantamiento de la Cordillera Cutucú.

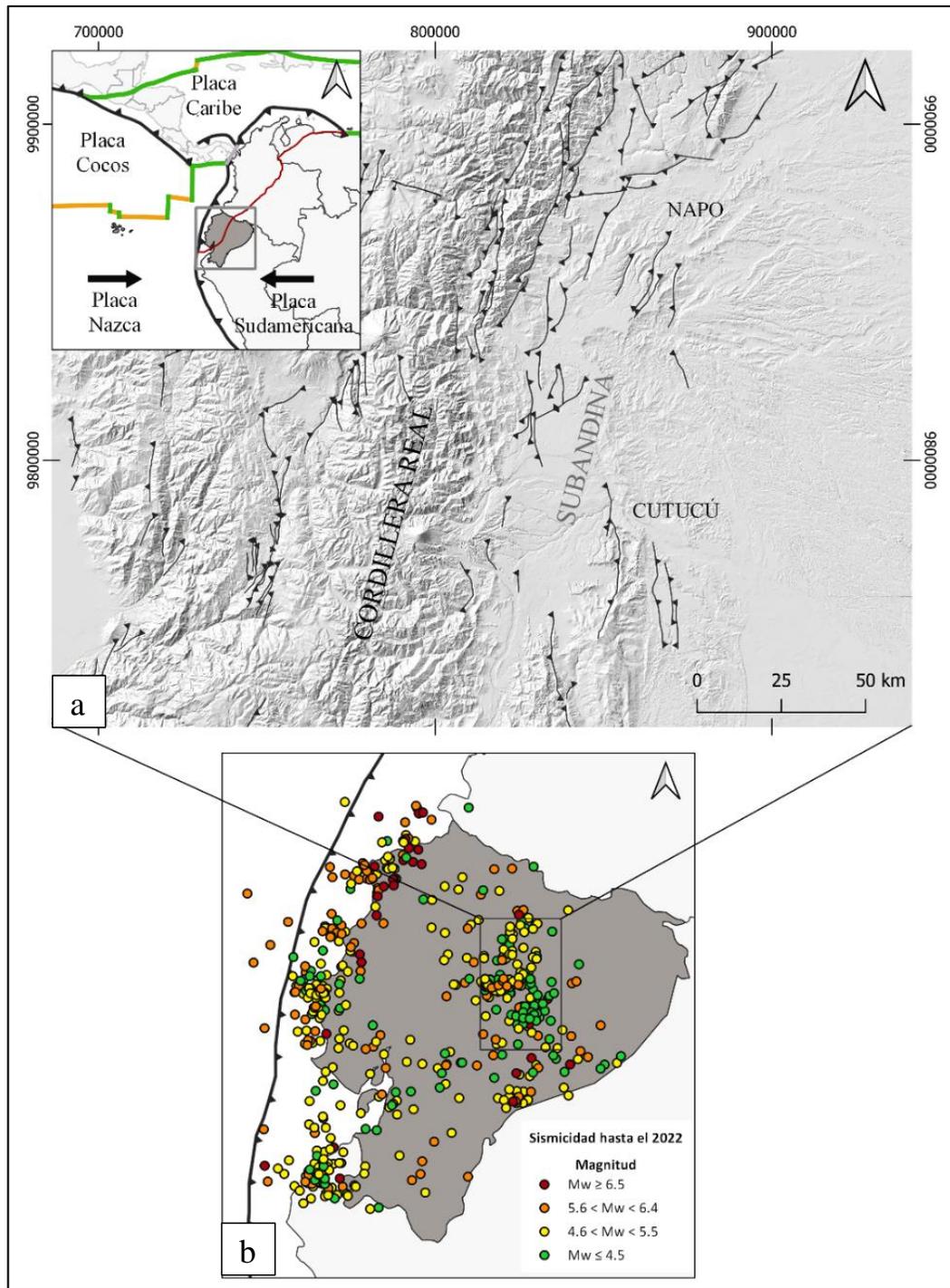


Figura 1. Representación del área investigada, su contexto geodinámico y sismicidad del sistema de fallas Cutucú-Napo.
Realizado por: Cornejo Carolina, 2022

(a) En el recuadro superior izquierda se puede visualizar la ubicación del área investigada y su contexto geodinámico, se representa los esfuerzos y los límites relacionados a la placa de Nazca (placa oceánica) y la placa Sudamericana (placa continental), las líneas de color negro representan a fallas convergentes, las líneas de color naranja a fallas divergentes, las líneas color verde a las fallas transformantes y la línea de color rojo representa la Astilla Norandina. Además, se representa la ubicación del sistema de fallas Cutucú-Napo y sus fallas activas (cuaternarias) (Modificado de Costa et al., 2020). (b) Sismicidad en el Ecuador desde 1980 hasta el 2022, en el recuadro negro se ubica el sistema de fallas Cutucú-Napo, además, se puede observar los eventos sísmicos de la zona de subducción, fallas superficiales y profundas y sus magnitudes alrededor.

Sismicidad en el área de estudio

La zona subandina está constituida por el levantamiento Napo en el norte, la Cordillera Cutucú en el sur y en la parte central por la depresión Pastaza (Baby et al., 2004). Esta zona abarca formaciones jurásicas-cretácicas que se encuentran deformadas por el sistema de fallas Cutucú-Napo (Bes de Berc, 2003; Pratt et al., 2005; Beauval et al., 2018). La deformación subandina es comprensiva y transpresiva y está controlada por corrimientos de basamento (Baby et al., 2004). La mayoría de las estructuras inversas corresponden a antiguas fallas normales invertidas que controlan la sedimentación triásica – jurásica y son de escala superficial (Baby et al., 2004; Chunga et al., 2010). La fallas que constituyen a la zona subandina es activa desde la parte norte en la provincia de Napo hasta Pastaza (Bes de Berc, 2003; Eguez et al., 2003; Costa et al., 2020).

La sismicidad en el área de estudio es moderada a leve y superficial, concentrada principalmente dentro de la fuente sismogénica Napo (Beauval et al., 2018). Entre la Fuente Napo y Cutucú se han registrado al menos 24 eventos sísmicos entre los años 1927-2022 con M_w mínimas de 2.5 y máximas de 6.3. De acuerdo a la sismicidad instrumental, cerca del área de estudio se destaca un evento sísmico el 28 de diciembre del 2021 en Archidona con magnitud de 4.93 (Figura 2) (IGEPN, 2022).

Falla Porotoyacu

La Falla Porotoyacu es una estructura de escala superficial y activa, con una extensión aproximada de 15 km, atravesando a la ciudad de Archidona y Tena. La cinemática de esta estructura genera un régimen transcurrente inversa con orientación S-E y se encuentra relacionada al sistema de fallas Cutucú-Napo (Figura 2) (Costa et al., 2020). Cerca de esta falla se han localizado alrededor de 8 eventos sísmicos que podrían estar relacionados con esta estructura y su prolongación hacia el sur (Araujo et al., 2021).

En el área de estudio, de acuerdo al mapa geológico de Tena y Puerto Napo, debería aflorar la Formación Napo que se constituye principalmente de calizas y lutitas negras, sin embargo, el material que se observa corresponde a arcilitas abigarradas de color pardo rojizas, descripción que se ajusta a las características de la Formación Tena (DGGM-INEMIN, 1986).

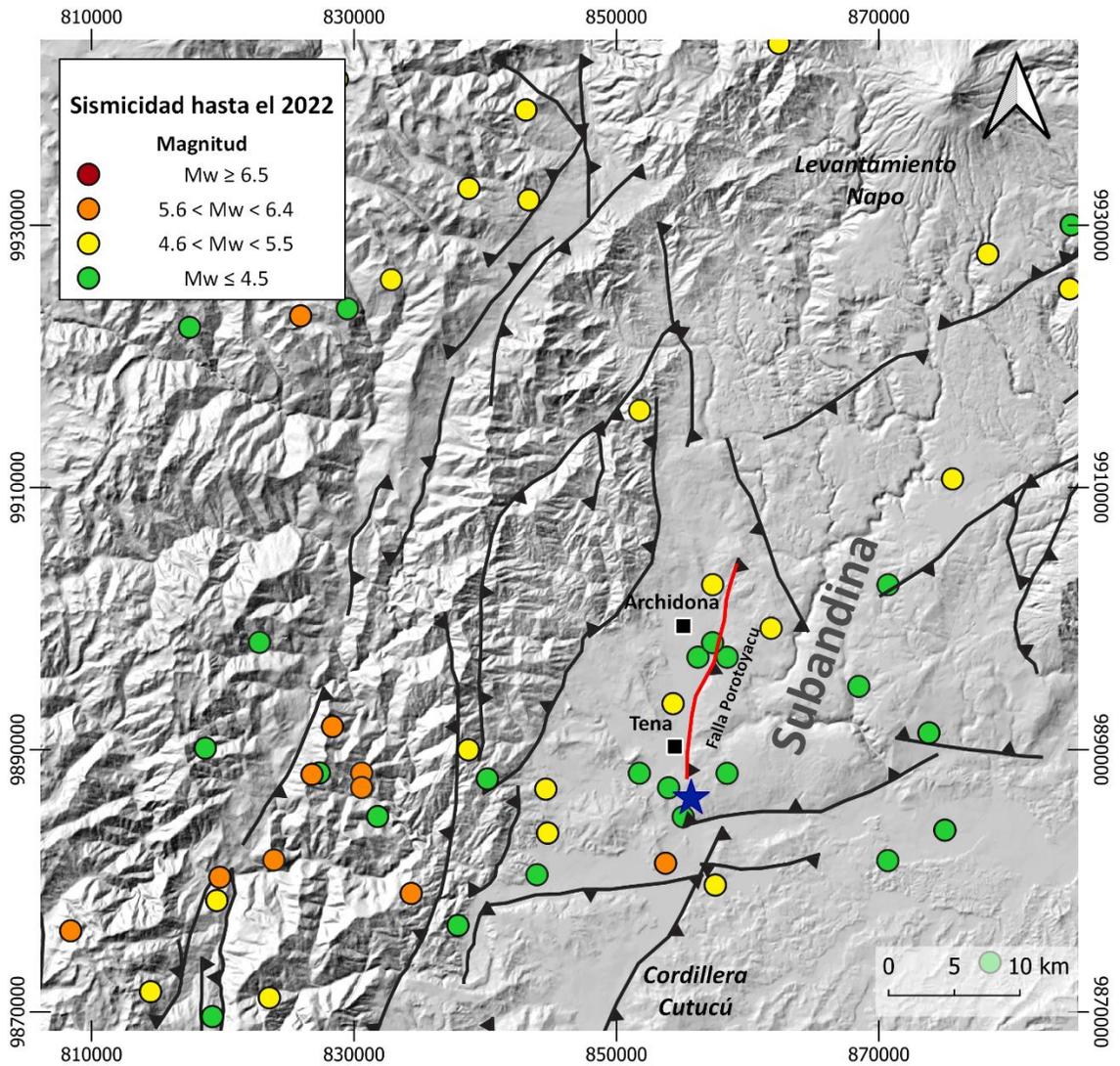


Figura 2. Mapas de fallas y magnitudes de los eventos sísmicos ocurridos alrededor del área investigada.

Realizado por: Cornejo Carolina, 2022

Mapa de las principales fallas y distribución de sismos superficiales con epicentros dentro de la zona subandina. Los tonos de color indican la magnitud de los eventos sísmicos, las líneas de color negro representan a las fallas superficiales activas, la línea de color roja representa a la falla Porotoyacu, la estrella de color azul representa al área de estudio y los recuadros negros representan a los poblados de Archidona y Tena.

ANÁLISIS DE LA EVIDENCIA SÍSMICA EN LOS DEPÓSITOS SEDIMENTARIOS

Desplazamiento vertical por evento

El desplazamiento vertical de una falla se puede obtener identificando los puntos clave (A y B) o también llamados “piercing points” (cruce entre las unidades guías con la zona de falla), estos puntos permiten obtener el valor del desplazamiento que es representado como la longitud de “x” (Figura 3).

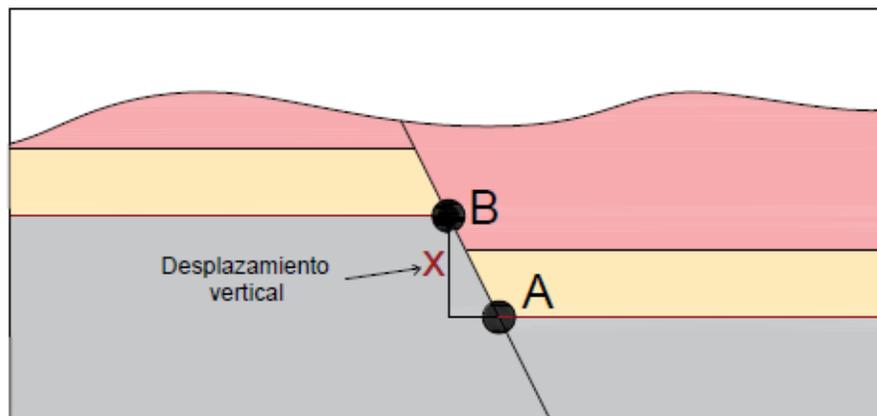


Figura 3. Representación gráfica de los puntos clave en una ruptura de falla con sus unidades estratigráficas desplazadas.

Realizado por: Cornejo Carolina, 2022

El desplazamiento vertical brinda información esencial para la estimación de magnitudes de los paleoeventos y permiten obtener el número de eventos que han tenido lugar en la estructura (Youngs y Coppersmith, 1986; Liu et al., 2004). Se conoce que este desplazamiento vertical puede tener un error asociado al ángulo de inclinación del plano de falla, es decir, mientras más inclinado esté el ángulo menor precisión existe (Petersen y Wesnousky, 1994).

Magnitudes de los paleosismos con el desplazamiento vertical

Las magnitudes de una falla pueden obtenerse mediante relaciones empíricas, las cuales toman en cuenta el desplazamiento vertical de un plano de falla (Bonilla et al., 1984; Grant, 2007; Sagripanti y Villalba, 2009). Para este estudio se aplicó la relación propuesta por

Wells y Coppersmith (1994), que toma en consideración el desplazamiento vertical promedio (en metros) entre las unidades estratigráficas y el tipo de desplazamiento de la falla (Ecuación 1).

$$M = a + b * \log(AD) \text{ (Ecuación 1)}$$

Donde **M** es la magnitud del evento sísmico, **AD** es el desplazamiento vertical promedio y (**a**) y (**b**) son coeficientes que varían de acuerdo al tipo de desplazamiento (cinemática). En este estudio, se consideró aplicar la relación para fallas de tipo normal (N) (a=6.78 y b=0.65) y para el caso de tipo de fallas no definidas (All) (a=6.93 y b=0.82).

Estructuras de deformación y su posible origen

Las estructuras de deformación pueden tener diversos orígenes tales como: efectos de carga, olas de tormentas, escapes de fluidos, eventos sísmicos, entre otros (Alfaro et al., 1997; Molina et al., 1998; Rodríguez-Pascua et al., 2010). Sin embargo, existen condiciones que permitirían atribuir un origen sísmico a estas estructuras y son propuestas por Marco y Agnon (1995), Obermeier (1996) y Moretti y Van Loon (2014) :

- La deformación debe ser lateralmente continua y verticalmente recurrente en los sedimentos, y deben estar separadas por capas no deformadas.
- Las estructuras de deformación deben ocurrir en sedimentos marinos, lacustres o fluviales.
- Las litologías y características de facies deben ser similares a los sedimentos subyacentes y suprayacentes no deformados.
- Las estructuras de deformación deben ser similares a las reportadas en las observaciones históricas de licuefacción inducidas por eventos sísmicos.

Estas condiciones permiten atribuirle el término de “sismitas” a las estructuras de deformación originadas por la licuefacción.

Sismitas en campo

La formación de las sismitas se ve favorecida por sedimentos que fueron depositados en ambientes aluviales, deltaicos, esturiales o lacustres (Martín-Chivelet et al., 2011; Montenat

et al., 2007; Obermeier, 2009). Estos sedimentos deben encontrarse saturados de agua para que los eventos sísmicos faciliten la desestabilización del nivel freático. Esto provoca el aumento de la fricción y por lo tanto la destrucción de la cohesión de los sedimentos, lo que da a lugar a los procesos de licuefacción (Velázquez-Bucio y Garduño-Monroy, 2018). Durante este proceso, los sedimentos cambian de un estado sólido a un viscoso debido a la ruptura del empaquetamiento de los granos por la sobrepresión del agua, lo que mantiene en suspensión momentáneamente a los sedimentos (Obermeier, 1996, 2009). No obstante, los granos que pueden ser sometidos a licuefacción deben tener un tamaño ideal (grano medio), siendo las gravas y arcillas las menos propensas a sufrir este proceso. A pesar de esto, los sedimentos de grano fino pueden ser movilizados por los fluidos expulsados por la licuefacción de los sedimentos de grano medio. Todas estas condiciones, permiten que exista un buen registro de las estructuras de licuefacción en las secuencias sedimentarias (Montenat et al., 2007; Obermeier, 2009; Martín-Chivelet et al., 2011).

Para identificar las sismitas en campo, se realiza un análisis e interpretación de las estructuras mediante el enfoque de la estratigrafía cosísmica. Este método permite realizar una observación, análisis y caracterización de la columna estratigráfica y del paisaje sísmico del área de estudio (Velázquez-Bucio y Garduño-Monroy, 2018). Para que las estructuras de deformación sean útiles en los estudios relacionados a paleosismología, deben distinguirse bien los rasgos de licuefacción inducidos por sismos de aquellos que no lo son (Tuttle, 2001). Por ello, es importante realizar la identificación y describirlos de acuerdo a la clasificación propuesta por Rodríguez-Pascua et al. (2000) y Montenat et al. (2007), los cuales catalogan las estructuras de deformación que afectan a los sedimentos blandos, de acuerdo a su comportamiento reológico: 1) deformaciones dúctiles y 2) deformaciones frágiles. En este caso, solo fueron identificadas sismitas asociadas a deformaciones dúctiles.

METODOLOGÍA

El análisis paleosismológico consideró la morfología, rupturas y estructuras de deformación presentes en una trinchera ubicada al sur de la ciudad del Tena (-1.025818°, -77.804718°) con una orientación SSO y SSE (Figura 4a). El afloramiento posee las dimensiones de 15

metros de longitud y una altura promedio de 3 metros, la superficie del afloramiento ha sido sometido a cambios por actividades antrópicas. En esta trinchera se realizó una reconstrucción estratigráfica, se determinó el desplazamiento vertical de los estratos para deducir los eventos, además, de la identificación de las sismitas en los depósitos sedimentarios.

Reconstrucción estratigráfica

En la trinchera se colocó una cuadrícula de 1 m x 1 m y de forma detallada se describieron las características sedimentarias tales como: litología, color, textura, espesor, continuidad de los estratos, presencia de sismitas y contactos. Una vez identificadas cada una de estas características, se dibujó a escala las cuadrículas y se reconocieron los segmentos de rupturas principales y microrupturas, además de las sismitas.

Desplazamiento vertical de los eventos paleosísmicos: número de eventos y magnitudes

Se calculó el desplazamiento vertical a través de los puntos clave, con el fin de conocer el desplazamiento promedio de cada una de las unidades estratigráficas de los segmentos de ruptura. Con esta información se dedujeron la cantidad de eventos y las magnitudes de los eventos, las cuales fueron calculados a través de la relación empírica propuesta por el estudio de Wells y Coppersmith (1994).

Sismitas en campo y la estimación de las magnitudes de los paleosismos

Para identificar la sismitas se utilizó el enfoque de estratigrafía cosísmica lo que permitió reconocer y describir cada una de las estructuras, además de obtener sus diámetros y litologías correspondientes. Para estimar las paleomagnitudes a través de la caracterización de las sismitas se empleó el enfoque que compara las características de las estructuras de deformación con las magnitudes resultantes de los paleosismos históricos y modernos. Este enfoque utiliza el tamaño y la distribución espacial de los rasgos originados por licuefacción, los cuales son inducidos por sismos cuyas magnitudes son conocidas (Rodríguez-Pascua et al., 2000; Tuttle, 2001). Se considera que la generación de las sismitas se da por

movimientos sísmicos mayores a 5 y suelen abarcar un área amplia (Galli, 2000). No obstante, la distribución de estas estructuras de deformación son afectadas por las características de los eventos sísmicos tales como: la directividad e hipocentro de las ondas sísmicas y las condiciones del terreno como la susceptibilidad a la licuefacción de los sedimentos, la amplificación local del movimiento del suelo y la topografía (Tuttle, 2001). Estas características pueden cambiar entre los diferentes eventos sísmicos, por lo que puede existir menor precisión asociada a las estimaciones de magnitudes de los paleoeventos que utilizan este enfoque (Tuttle, 1999).

RESULTADOS

En la trinchera se identificaron planos de rupturas principal y microrrupturas, sin embargo, solo se reconstruirá la historia de dos segmentos de ruptura principales de la falla, obteniéndose los resultados que se presentaran en el siguiente orden: características sedimentológicas y estratigráficas de la trinchera, características estructurales de los segmentos de la falla e identificación de estructuras de deformación.

Caracterización sedimentológica y estratigráfica de la trinchera

En la trinchera se identificaron 11 unidades estratigráficas las cuales están constituidas principalmente por arcilitas. La mayoría de estas unidades presentan acumulaciones aisladas de color negro que presumiblemente es materia orgánica y deformaciones en la base y el tope. En este caso, a las unidades observadas en la parte inferior de la trinchera se le asignó el número uno y sucesivamente hacia el tope de la trinchera aumentó el número. A continuación, se describirá una a una las unidades estratigráficas desde las inferiores a las superiores.

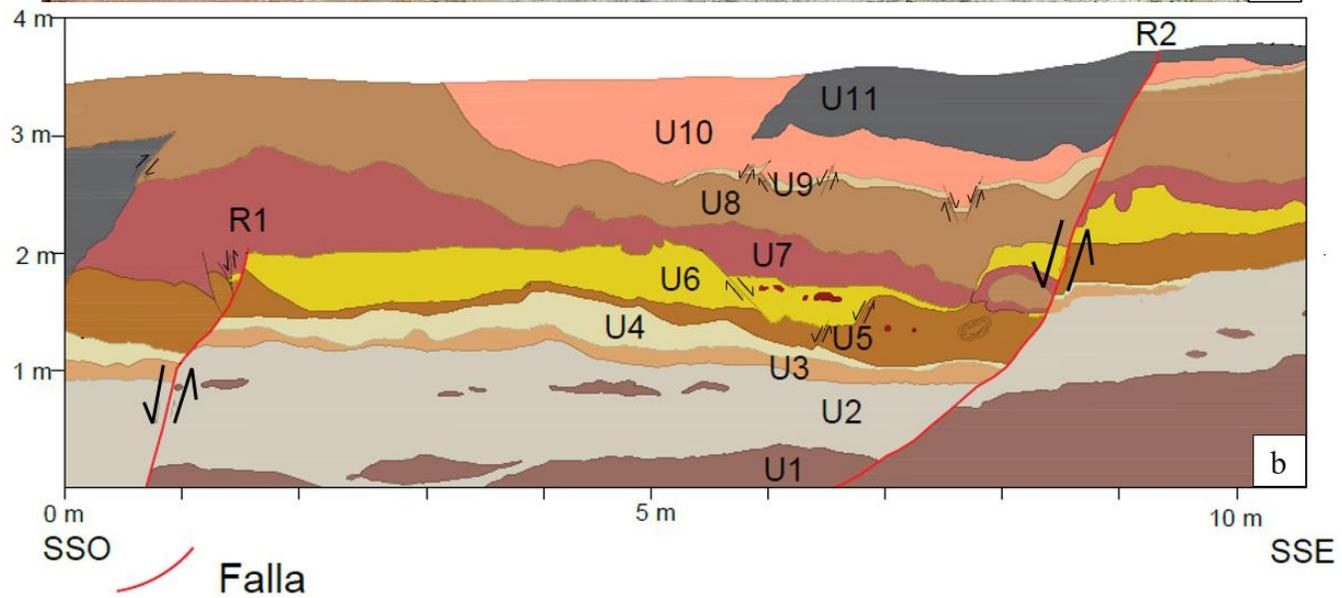


Figura 4. Fotomosaico e ilustración de la trinchera del área investigada.
Realizado por: Cornejo Carolina, 2022

(a) Fotomosaico de la trinchera, donde se identificó la presencia de planos de ruptura de falla y estructuras de deformación. (b) Ilustración de los segmentos de los planos de ruptura, microrupturas y unidades estratigráficas a partir de los resultados de la trinchera.

Unidad 1 (U1): La unidad 1 se encuentra constituida por arcilita de color marrón rojizo pálido (10R 5/4), el espesor de esta unidad varía de 15 cm en la parte SSO y 80 cm asociada al plano de ruptura R2 (SSE) (Figura 4b). Hacia la parte inferior de la unidad se aprecia laminación ondulada incipiente y en la parte basal y media existen laminación discontinua. Hacia el SSO de esta unidad se identifica estructuras en forma de bucle. La unidad está en contacto basal desconocido.

Unidad 2 (U2): La unidad 2 está constituida por arcilita con escasos granos de limo a arena de tamaño de grano muy fino la cual aumenta su porcentaje de arena a limo aumentan un 20% hacia arriba de la unidad y en la parte superior forma lentes. Esta unidad presenta colores variables (abigarrada) donde predomina el color gris amarillento (5Y 8/1) con puntos de color rosado moderado (5R 7/4), presenta además niveles donde las tonalidades de color rosadas predominan. El espesor de esta unidad es de 57 cm cercano al plano de ruptura R2 (SSE) y 112 cm en la parte SSO de la trinchera (Figura 4b). La unidad muestra laminaciones paralelas en la parte inferior, mientras que en la parte superior muestra laminaciones onduladas debido a las estructuras de deformación en forma de bucle, así mismo en esta parte superior muestra laminas paralelas discontinuas. El contacto basal de esta de unidad es de contacto neto.

Unidad 3 (U3): La unidad 3 está constituida por arcilita con algunos granos de limo y arena de tamaño de grano muy fina. Esta unidad presenta colores variables (abigarradas) con color predominante naranja grisáceo (10 YR 7/4) con puntos de color rosado moderado (5R 7/4) muy escasos. El espesor promedio de esta unidad es de 11 cm en el SSO de la trinchera (Figura 4b). En la parte superior de esta unidad se presentan laminaciones onduladas que están constituidas por el color rosado moderado (5R 7/4), de igual manera presenta laminaciones paralelas con las mismas características. La base de esta unidad está en contacto transicional.

Unidad 4 (U4): La unidad 4 está constituida por arcilita con escasos granos de limo y arena de tamaño de grano muy fino. Esta unidad tiene coloraciones variables (abigarrada) en

donde predomina el color gris amarillento (5Y 8/1) con puntos de color rosado moderado (5R 7/4), en la parte basal de la unidad predomina el color rosado moderado. El espesor de esta unidad va desde los 9 cm en la parte SSE cercana al plano de ruptura R2 hasta los 35cm en la parte SSO de la trinchera (Figura 4b). En el tope de la unidad se presenta laminaciones paralelas con ondulación incipiente que está constituida por el color rosado moderado. Esta unidad está en contacto transicional en la parte basal.

Unidad 5 (U5): La unidad 5 está constituida por arcilita de color café claro (5YR 5/6). El espesor de esta unidad varía desde los 11cm en la parte SSO cercano a la ruptura R1 y 59 cm en la parte SSE cercano a la ruptura R2 (Figura 4b). Esta unidad presenta un nivel en la parte basal que es lateralmente continuo ondulado incipiente de sílice amorfo de color marrón amarillento oscuro (10 YR 2/2), presenta laminaciones onduladas y paralelas en la parte media y superior de la unidad. Además, existe la presencia de estructuras de deformación denominadas bola y almohada en la parte media y superior de la unidad. El contacto basal de esta unidad es neto.

Unidad 6 (U6): La unidad 6 está constituida por arcilita de color naranja amarillento oscuro (10 YR 6/6) en la parte inferior, mientras que en la parte media es de coloración variable (abigarrado) en donde predomina el color gris amarillento (5Y 8/1) con puntos de color rosado moderado (5R 7/4), en la parte superior de la unidad el color cambia a naranja amarillento oscuro (10 YR 6/6) y existe la presencia de laminaciones paralelas. El espesor de esta capa varía desde los 9 cm en el SSE de la trinchera y 46 cm cercano al plano de ruptura R1 (SSO) (Figura 4b). Esta unidad muestra laminaciones paralelas ligeramente onduladas en la parte superior. En esta unidad se presentan estructuras en forma de bola y almohada en el tope. El contacto basal de esta unidad es neto.

Unidad 7 (U7): La unidad 7 está constituida por arenisca de tamaño de grano medio con mal escogimiento y grano angulares con poca cantidad de arcilla, de color naranja amarillento oscuro (10 YR 6/6). Con un espesor de 29 cm asociado al plano de ruptura R2 (SSE) y 75cm en la parte SSO de la trinchera (Figura 4b). Esta unidad presenta en la parte basal estructuras de deformación en forma de huella de carga constituida por material de color marrón claro (5YR 5/6) con litología arcillosa y en la parte basal presenta estructuras en forma de huella de carga. El contacto de la base de esta unidad es neto

Unidad 8 (U8): La unidad 8 está constituida por arcilita con algunos granos de arena de color marrón claro (5YR 6/6), con un espesor que varía desde los 62 cm en el SSO de la trinchera y 93 cm en la parte SSE (Figura 4b). La base de esta unidad está en contacto transicional.

Unidad 9 (U9): La unidad 9 se encuentra constituida por arcilita con pocos granos de arena de tamaño de grano muy fino y limo, de color café claro (5YR 5/6). Esta unidad tiene un espesor promedio de 13 cm en el SSE de la trinchera asociado al plano de ruptura R2 (Figura 4b). En la parte media de esta unidad se presenta laminaciones lateralmente continuas constituida por material de color marrón claro (5YR 6/6). El contacto basal de esta unidad es neto.

Unidad 10 (U10): La unidad 10 está constituida por arcilita con algunos granos de arena de tamaño de grano muy fino de color café moderado (5YR 5/6). Esta unidad tiene un espesor de 15 cm cercano al plano de ruptura R2 (SSE) y 85cm cercano al SSO de la trinchera (Figura 4b). El contacto basal de esta unidad es transicional.

Unidad 11 (U11): La unidad 11 está constituida por arcilita con pocos granos de arena de tamaño de grano muy fino. Esta unidad es de coloración variable (abigarrada) en donde predomina el color gris amarillento (5Y 7/2) con puntos de color rosado moderado (5R 7/4), los cuales predominan en la parte del tope de la unidad. El espesor de esta capa es de aproximadamente de 65cm cercano al plano de ruptura R2 (SSE) (Figura 4b). Esta unidad presenta laminaciones paralelas incipientes. El contacto de la base de esta unidad es neto.

Características estructurales de los segmentos de ruptura

Tabla 1. Resumen de las características de las fallas observadas en la trinchera.

Ruptura (R)	Eventos (Ev)	Unidades (U)	Desplazamiento vertical (metros)	Desplazamiento promedio (AD)	Magnitud para falla normal (N)	Magnitud para todo tipo de falla (All)
R1	Ev.2 R1	U6	0.17	0.17	6.27	6.29
		U5	0.33			
	Ev.1 R1	U4	0.32	0.31	6.22	6.22
		U3	0.30			
		U2	0.30			
		U 11	0.60			
R2	Ev.1 R2	U 10	0.59	0.61	6.64	6.75
		U 9	0.62			
		U 8	0.66			
		U 7	0.63			
		U 6	0.61			
		U 5	0.60			
		U 4	0.60			
		U 3	0.60			
		U 2	0.59			

Realizado por: Cornejo Carolina, 2022

El segmento de ruptura identificado como R1 (Tabla 1) tiene una geometría con alto ángulo y es homogéneo en toda su estructura identificada en la trinchera. Esta ruptura afecta desde la base que pertenece a la unidad 1 hasta la unidad 6. Desde la unidad 1 hasta la unidad 5 se presenta un desplazamiento vertical promedio de 0.31 m y desde la unidad 5 hasta la unidad 6 se presenta un desplazamiento de 0.17 m. Los saltos observados en el desplazamiento vertical indican que esta estructura tiene fallamiento de tipo normal.

Para el segmento de ruptura identificado como R2 (Tabla 1) tiene una geometría variable que va desde un alto ángulo en superficie y a medida que se profundiza tiene bajo ángulo. La ruptura afecta desde la unidad 1 (unidad de la base de la trinchera) hasta la unidad 11 (unidad en la cima de la trinchera). Desde la unidad 1 hasta la unidad 11 se calculó un desplazamiento vertical promedio de 0.61 m. Los saltos del desplazamiento vertical observados en campo identifican la ruptura como falla normal.

Identificación de las estructuras de deformación

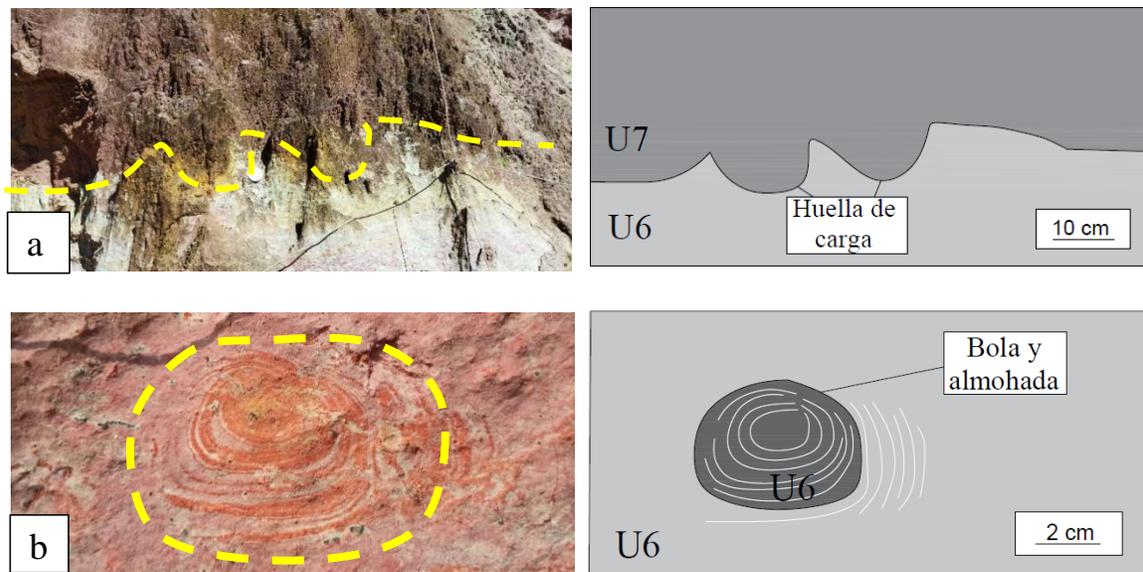
En el área de estudio, las sismitas identificadas en los depósitos de sedimentos finos, serán descritas a continuación de acuerdo al tipo de estructura.

Estructuras de almohadilla

Se clasifica dentro de las estructuras de almohadilla a las sismitas en forma de huella de carga y bola y almohadilla (Rodríguez-Pascua et al., 2000):

Se identificaron estructuras que tienen las apariencias de cuerpos cóncavos hacia arriba en la base de la unidad 7 y tope de la unidad 6, los cuales están constituidos por sedimentos de grano fino (arenisca de tamaño de grano fino y arcilitas) y presentan laminación interna. La morfología de la estructura sugiere que es una sismita en forma de huella de carga o también llamado "load cast". Estas estructuras tienen diámetros que oscilan entre los 15 cm de ancho y 10 cm de alto (Figura 5a).

Por otro lado, se identificaron estructuras con una morfología de bola concéntrica que están distribuidas en la parte media de la unidad 5 y en la parte media de la unidad 6 que tienen por litología arcilitas. Estas estructuras presentan laminaciones que están curvadas o deformadas, generalmente, esta laminación se encuentra junto al borde exterior de los hemisferios, ajustándose a la forma del borde de la estructura. Las bolas y almohadas están completamente aisladas y encerradas en el sedimento de cada una de las unidades. Los diámetros de estas estructuras pueden variar desde los 3 cm hasta los 20 cm de ancho y 3 cm hasta los 12 cm de alto (Figura 5b, 5c, 5d y 5e). La morfología sugiere que son estructuras de bola y almohada o también llamadas "ball and pillow".



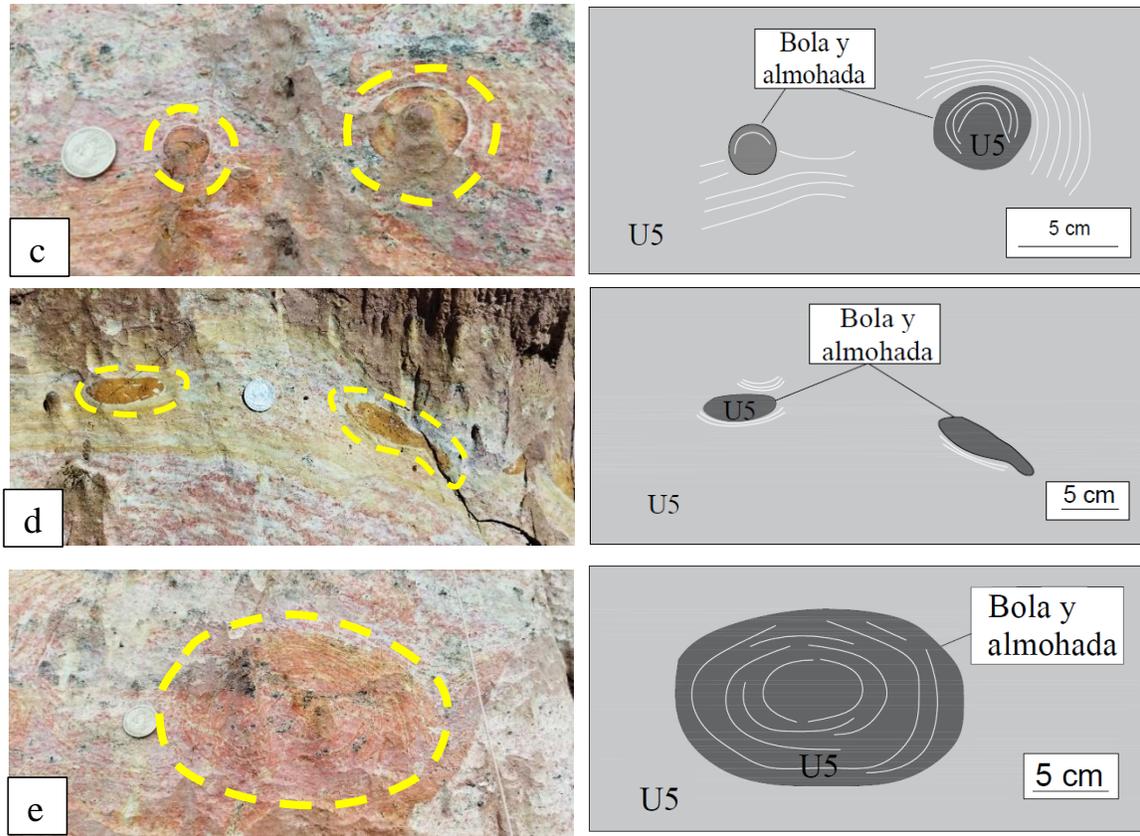


Figura 5. Sismitas en forma de almohadilla evidenciadas en las unidades sedimentológicas analizadas en la trinchera.

Realizado por: Cornejo Carolina, 2022

(a) Estructuras en forma de huella de carga formada por material suprayacente arenisca de tamaño de grano fino (U7) y material subyacente arcilitas (U6), estas estructuras están relacionadas a procesos de carga por diferencia de granulometría en los sedimentos (Boggs, 2006; Rodríguez-Pascua et al., 2000). (b) estructuras en forma de bola y almohada observadas en material de arcilita (U5), estas estructuras se caracterizan por su laminación concéntrica. (c) Estructura en forma de bola y almohada evidenciadas en material de arcilita (U6) con laminación concéntrica alrededor de la estructura. (d) Estructura en forma de bola y almohada evidenciadas en arcilita (U6) con laminación incipiente alrededor de la estructura. (e) Sismita con morfología de bola y almohada evidenciadas en arcilita (U5) con laminación incipiente en el interior de la estructura.

Estratificación en forma de bucles

Se identificaron sismitas con morfología en forma de bucle y tienen la apariencia de largos y delgados bucles o eslabones de una cadena. Estas estructuras están presentes en la parte inferior y medio de la unidad 2 que está constituida por arcilitas. El diámetro de los bucles oscila entre los 80 a 150 cm de ancho de extensión lateral (Figura 6).

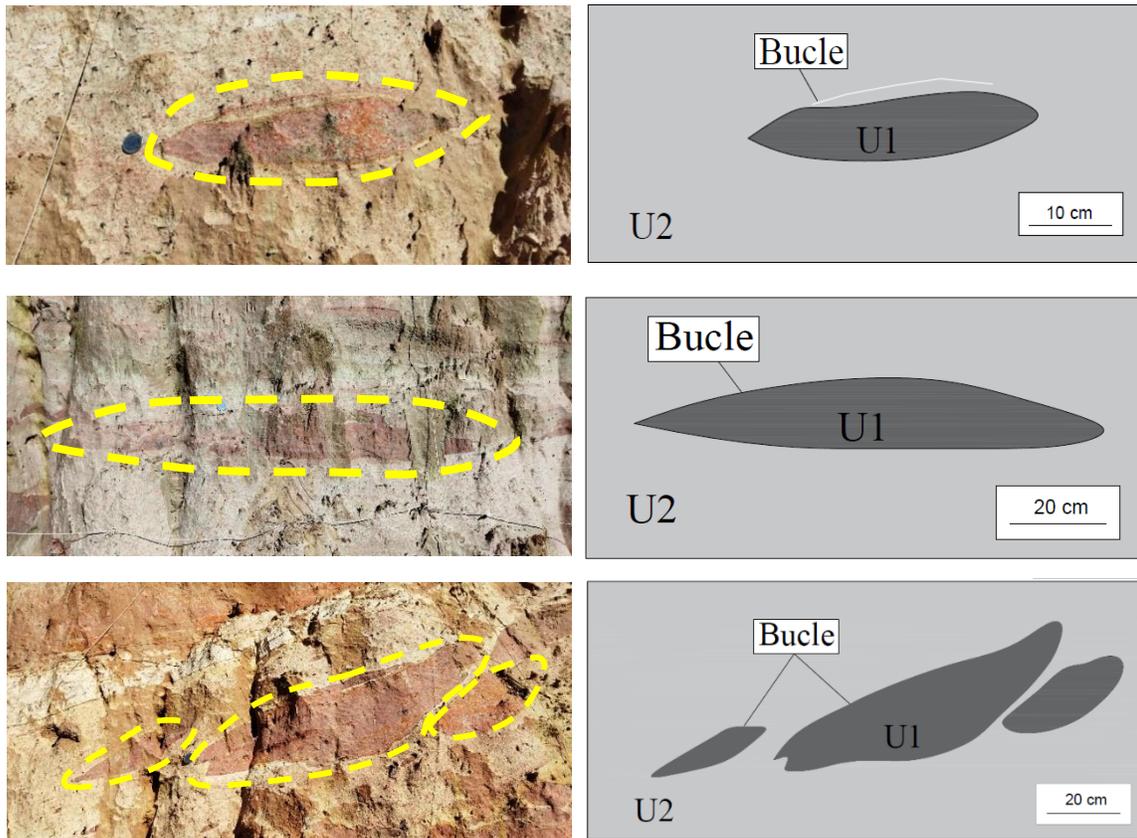


Figura 6. Estructuras en forma de bucles constituidas principalmente de arcilita de escala centimétrica a métricas.

Realizado por: Cornejo Carolina, 2022

La morfología de este tipo de estructuras es característica de las deformaciones de tipo dúctil. Estas sismitas se localizan en los sedimentos de arcilita (U2), se presume que estos bucles están constituidos por material que pertenecen a las arcilitas de la U1.

Diques de arena

Se identificaron sismitas en forma de diques de arena que tiene la apariencia de columna aislada. Esta estructura de deformación intruyen a la U7 que está constituida por arenisca de tamaño de grano fino. Las fracturas de esta sismita suelen cortar unidades

estratigráficas de diferentes litologías con un diámetro que oscila entre los 12 cm de ancho y 30 cm de largo y se proyectan hacia abajo con laminación deformada (Figura 7).

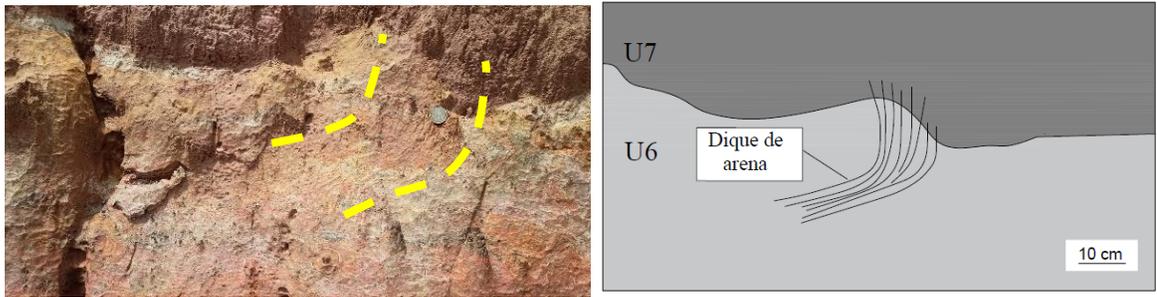


Figura 7. Sismita en forma de dique de arena interpretada así por la laminación que intruye a la unidad suprayacente.

Realizado por: Cornejo Carolina, 2022

Esta estructura está constituida principalmente por arenisca de tamaño de grano fino (U7) la cual intruye a los sedimentos de arcilita subyacente (U6).

DISCUSIÓN

En el área de estudio se analiza las rupturas principales de dos segmentos de una falla y las estructuras de deformación interpretadas como sismitas. Las sismitas evidenciadas en el afloramiento se formaron cuando los sedimentos aún se encontraban blandos, por ello, estos eventos están asociados al momento de la formación de las rocas. Por esta razón, los eventos determinados a través del desplazamiento vertical obtenidos en cada una de las rupturas de la trinchera no son necesariamente el mismo evento que dio origen a las sismitas.

Eventos paleosísmicos y ruptura estratigráfica

A partir de la información revelada en la trinchera, se estimó los eventos y las magnitudes correspondientes de cada uno. De acuerdo a la evidencia de la ruptura del segmento 1 (R1) ocurrió dos eventos, esto se dedujo debido a que existen un desplazamiento vertical de 0.17 m desde la unidad 5 a la unidad 6, por otro lado, existe un desplazamiento vertical aproximado de 0.31 m que va desde la unidad 1 hasta la unidad 5. Esto indica que el desplazamiento evidenciado desde la unidad 1 hasta la 5 es acumulado, por lo tanto, tendría un desplazamiento vertical de 0.14 m que correspondería al primer evento (Ev.1 R1) y el

desplazamiento de 0.17 m correspondería al segundo evento (Ev.2 R1). En cambio, para la ruptura del segmento 2 (R2) se deduce que existió un único evento (Ev.2 R2) debido a que desde la unidad 1 hasta la unidad 11 hay un desplazamiento vertical similar de 0.61 m (Tabla 1).

Se plantea dos escenarios de cinemáticas de fallas para las rupturas de segmentos evidenciadas, esto debido al estudio de (Baby et al., 2004) las estructuras superficiales ubicadas en el sistema de fallas Cutucú-Napo son fallas normales que fueron invertidas cambiando su régimen a fallas inversas. Sin embargo, en las observaciones realizadas en campo se identificaron rupturas con régimen normal, por ello, es posible que estas estructuras sean fallas con cinemáticas normales o fallas normales que estén en proceso de inversión. Por esta razón, se calcula las magnitudes con la ecuación planteada por Wells y Coppersmith (1994) tanto para fallas de tipo normal (N) como para fallas que no están definidas (All) (Tabla 1). Para la ruptura del segmento 1 (R1) (Figura 4b) con un escenario de que la falla que lo haya causado sea de tipo normal, se obtiene una magnitud de 6.22 para el primer evento y una magnitud de 6.27 para el segundo evento. Para la ruptura del segmento 2 (R2) (Figura 4b) con este mismo escenario tenemos una magnitud de 6.64 para el primer evento (Tabla 1). Para el segundo escenario con fallamiento de tipo invertido, se tiene que para la ruptura de segmento 1 (R1) se obtiene una magnitud de 6.22 para el primer evento y una magnitud de 6.29 para el segundo evento. Para la ruptura del segmento 2 (R2) se obtiene una magnitud mayor de 6.75 para el primer y único evento (Tabla 1).

Sismitas y su potencial para estimar las magnitudes de paleosismos.

El área de estudio se ubica en la fuente sismogénica Napo, zona que ha sido expuesta a una alta actividad sísmica (Beauval et al., 2018). Esta actividad se ve incrementada por la presencia del sistema de fallas Cutucú-Napo conformada por fallas activas que han originados eventos sísmicos de magnitudes de 3.5 a 6 en los últimos años (Baby et al., 2004; IGEPN, 2022). De acuerdo a Marco y Agnon (1995) los eventos sísmicos de magnitudes mayores a 5 reúnen las características necesarias para iniciar los procesos relacionados a licuefacción y por lo tanto generar estas estructuras. La comprensión de este mecanismo permite obtener información importante acerca de las condiciones imperantes de la actividad y evolución tectónica de las cuencas (Calvo et al., 1998; Velázquez-Bucio y Garduño-Monroy, 2018).

Para el área de estudio se ha considerado que los depósitos sedimentarios constituidos de arcillitas y areniscas de grano fino permiten que los eventos sísmicos de magnitudes 5 en adelante den a lugar a deformaciones de tipo dúctil.

Interpretación de estructura de almohada

Las sismitas en forma de huella de carga son estructuras que están incrustada en las capas subyacentes esto debido a la acción de movimiento sísmicos y la gravedad (Rodríguez-Pascua et al., 2000; Liang et al., 2019). Este reajuste gravitacional conduce a que el material de mayor densidad descienda y el sedimento de menor densidad ascienda (Topal y Özkul, 2014). Las estructuras en forma de huella de carga se originan por la deformación de sedimentos de lodo no compactados debido a la carga desigual de las arenas superpuestas. El exceso de presión en los poros saturados de agua por choques sísmicos generados externamente puede ser deformados por el peso de la arena suprayacente y por lo tanto generar un hundimiento en el lodo subyacente, creando en la base lechos de arena que pueden parecer estructuras erosivas. Las huellas de carga se originan en entornos donde los sedimentos de lodo estén enterrados por arena y saturados de agua antes de que se produzca el desagüe, estas estructuras son comunes en las secuencias turbidíticas (Boggs, 2006; Olabode, 2016).

Las estructuras en forma de bola y almohada se forman como resultado del hundimiento y ruptura de la arena poco consolidada o del sedimento calcáreo, esto debido a la licuefacción parcial del sedimento subyacente, esto posiblemente causada por choques sísmicos. La licuefacción del lodo causa que los lechos de arena o sedimentos calcáreos suprayacente se deformen en masas semiesféricas que posteriormente se pueden separar de lecho y hundirse en el sedimento (Greb y Dever, 2002; Boggs, 2006).

La presencia de fallas activas en el área y la correlación de la presencia de estas estructuras en otros lugares que han sido relacionados a eventos sísmicos, permite postular que tanto el origen de las estructuras de huella de carga y bola y almohada están relacionadas a la acción sísmica. Por ello, de acuerdo a Obermeier (1996) y Rodríguez-Pascua et al. (2000), estas estructuras pueden originarse con eventos sísmicos de magnitudes de 5.5 a 8.

Interpretación de bucles

El origen de las sismitas en forma de bucle se encuentra relacionado a tensiones tectónicas que afectan a los sedimentos no litificados y especialmente a aquellos que se encuentran depositados en cuencas lacustres (Calvo et al., 1998). Los bucles presentes en esta área se interpretan como el resultado del estiramiento de sedimentos que fueron la consecuencia de la ocurrencia de eventos sísmicos, relacionados con el movimiento de fallas extensionales o normales (Rodríguez-Pascua et al., 2000; Martín-Chivelet et al., 2011). De acuerdo a los reportes realizados en otros estudios, las estructuras en forma de bucle están asociados a eventos sísmicos con magnitudes inferiores a 4 (Calvo et al., 1998; Martín-Chivelet et al., 2011).

Interpretación de diques de arena

Las estructuras en forma de diques de arena intrusionan a sedimentos de grano más fino (arcilitas) que se comportan como un lecho de confinamiento (Rodríguez-Pascua et al., 2000). El origen de los diques de arena está relacionado con la ocurrencia de eventos sísmicos y por el exceso de presión de los poros que están saturados de agua (Audemard y de Santis, 1991; Tian et al., 2016). El movimiento descendente de los diques de arena subordinados son el resultado del flujo lateral de arena perpendicular a las depósitos de sedimentos (Rodríguez-Pascua et al., 2000). Las estructuras en forma de diques de arena suelen originarse por eventos sísmicos con magnitudes de 5 a 8 (Audemard y de Santis, 1991; Shao et al., 2020)

Área epicentral del paleosismo que originaron a las sismitas

La caracterización de estas sismitas permite además conocer el área epicentral del sismo que las originó. Por ello, Obermeier (1996) propuso una relación entre la magnitud del momento y la distancia epicentral de un sismo somero (menos de 60 km de profundidad). Esta relación establece que, los eventos sísmicos de $M_w=5$ originarán rasgos de licuefacción en un radio de 2 km desde el epicentro, para un $M_w=6$ los rasgos estarán en un radio de 20 km y para un $M_w=7$ estarán en un radio de 100 km. Esta relación funciona cuando la licuefacción sucede en la zona freática. Para el área de estudio se considera que los eventos sísmicos sucedieron en un ambiente lacustre por debajo de una columna de agua, por ello, de acuerdo a las magnitudes calculadas desde el desplazamiento vertical

(Tabla 1) para los eventos obtenidos, los rasgos de licuefacción estarán en un radio de 20 km del área epicentral del evento sísmico.

Implicaciones en la Falla Porotoyacu

Se planteó que las rupturas de observadas en el área de estudio pertenecían a una falla desconocida a la cual se le denominó Santa Rosa debido a su ubicación. Sin embargo, las orientaciones SSE y SSO de las rupturas observadas en la trinchera están asociadas a la falla principal Porotoyacu. Las cinemáticas de ambas estructuras analizadas en campo, nos indican un fallamiento normal, a pesar que, en la zona subandina predominan fallas inversas. Es por ello que, se presume que estas estructuras podrían ser fallas normales o fallas normales que está siendo invertidas. Las magnitudes estimadas ($6.22 < M_w < 6.75$) para ambos tipos de desplazamiento y las magnitudes interpretadas ($M_w > 5$) de las sismitas, indican que los eventos sísmicos que se han originado en las rupturas si fueron capaces de generar procesos de licuefacción. Por esta razón, es probable que la falla Porotoyacu se haya desarrollado bajo un tectonismo activo, afectando así a la Formación Tena (cretácico). Inclusive, se evidencia que esta estructura continúa siendo tectónicamente activa, debido a que las unidades estratigráficas de la trinchera presentan desplazamientos. Al analizar las características de las rupturas de la trinchera permite estimar que es parte de la falla principal Porotoyacu, la cual se localiza a 1.62 km hacia el NE del área de estudio.

CONCLUSIÓN

La caracterización de las rupturas de la Falla Porotoyacu mediante la paleosismología, permitió reconocer que existieron dos eventos sísmicos en la ruptura R1 y un solo evento en la ruptura R2. Los desplazamientos verticales obtenidos para ambas estructuras fueron de 0.14 a 0.61 m, por lo tanto, las magnitudes estimadas fueron de 6.22 a 6.64 para el caso de fallas de tipo normal y para una falla de tipo general se obtuvo M_w que van desde los 6.22 hasta los 6.75. Por otro lado, mediante la caracterización de sismitas se reconocieron cuatro tipos de morfologías, que comprenden estructuras en forma de huella de carga, bola y almohada, bucles y diques de arena. El mecanismo desencadenante de este tipo de sismitas está relacionado a eventos sísmicos con M_w iguales o mayores a 5.

Los datos obtenidos revelan que se necesita estudios adicionales que permitan caracterizar de mejor manera a esta falla. Se propone la realización de otras trincheras y dataciones de los sedimentos, con el fin de conocer la longitud total y tasas de recurrencia y desplazamiento de esta estructura. Esto permitirá mejorar considerablemente los modelos asociados a peligro sísmico en la zona.

Por último, se demuestra que es esencial realizar estudios de paleosismología similares en la Amazonía y en todo el territorio ecuatoriano.

BIBLIOGRAFÍA

- Alfaro, P., Delgado, J., Estévez, A., Molina, J., Moretti, M., Soria, J., 2002. Liquefaction and fluidization structures in Messinian storm deposits (Bajo Segura Basin, Betic Cordillera, southern Spain). *Int J Earth Sci (Geol Rundsch)* 91, 505–513. <https://doi.org/10.1007/s00531-001-0241-z>
- Alfaro, P., Moretti, M., Soria, J.M., 1997. Soft-sediment deformation structures induced by earthquakes (seismites) in Pliocene lacustrine deposits (Guadix-Baza Basin, Central Betic Cordillera). *Eclogae Geologicae Helvetiae* 90, 531–540.
- Alvarado, A., 2012. Néotectonique et cinématique de la déformation continentale en Equateur (PhD Thesis). Université de Grenoble.
- Alvarado, A., Audin, L., Nocquet, J.M., Jaillard, E., Mothes, P., Jarrín, P., Segovia, M., Rolandone, F., Cisneros, D., 2016. Partitioning of oblique convergence in the Northern Andes subduction zone: Migration history and the present-day boundary of the North Andean Sliver in Ecuador: EASTERN LIMIT OF THE NORTH ANDEAN SLIVER. *Tectonics* 35, 1048–1065. <https://doi.org/10.1002/2016TC004117>
- Alvarado, A., Segovia, M., Yepes, H., Guillier, B., Chatelain, J.-L., Egred, J., Villagomez, D., Ruiz, M., Samaniego, P., Santacruz, R., 1996. The Mw 6.8 Macas earthquake in the subandean zone of Ecuador, October 3, 1995. *Third ISAG* 129–132.
- Araujo, S., Valette, B., Potin, B., Ruiz, M., 2021. A preliminary seismic travel time tomography beneath Ecuador from data of the national network. *Journal of South American Earth Sciences* 111, 103486. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2021.103486>
- Audemard, F., de Santis, F., 1991. Survey of liquefaction structures induced by recent moderate earthquakes. *Bulletin of the International Association of Engineering Geology* 5–16. <https://doi.org/10.1007/BF02602705>
- Baby, P., Rivadeneira, M., Barragán, R., 2004. La cuenca Oriente: geología y petróleo. Institut français d'études andines.
- Baize, S., Audin, L., Alvarado, A., Jomard, H., Bablon, M., Champenois, J., Espin, P., Samaniego, P., Quidelleur, X., Le Pennec, J.-L., 2020. Active Tectonics and Earthquake Geology Along the Pallatanga Fault, Central Andes of Ecuador. *Front. Earth Sci.* 8, 193. <https://doi.org/10.3389/feart.2020.00193>
- Beauval, C., Marinière, J., Yepes, H., Audin, L., Nocquet, J. -M., Alvarado, A., Baize, S., Aguilar, J., Singaicho, J. -C., Jomard, H., 2018. A New Seismic Hazard Model for Ecuador. *Bulletin of the Seismological Society of America* 108, 1443–1464. <https://doi.org/10.1785/0120170259>
- Beauval, C., Yepes, H., Bakun, W.H., Egred, J., Alvarado, A., Singaicho, J.-C., 2010. Locations and magnitudes of historical earthquakes in the Sierra of Ecuador (1587-1996). *Geophysical Journal International*. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2010.04569.x>
- Bes de Berc, S., 2003. Tectonique de chevauchement, surrection et incision fluviale:(exemple de la zone subandine équatorienne, Haut bassin amazonien) (PhD Thesis). Université Toulouse III.
- Boggs, S., 2006. Principles of sedimentology and stratigraphy, 4th ed. ed. Pearson Prentice Hall, Upper Saddle River, N.J.
- Bonilla, M., Mark, R.K., Lienkaemper, J.J., 1984. Statistical Relations Among Earthquake Magnitude, Surface Rupture Length, and Surface Fault Displacement (US Geological Survey Open-File Report), Open-File Report.
- Calvo, J.P., Rodríguez-Pascua, M., Martín-Velázquez, S., Jiménez, S., Vicente, G.D., 1998. Microdeformation of lacustrine laminite sequences from Late Miocene formations of SE Spain: an interpretation of loop bedding. *Sedimentology* 45, 279–292. <https://doi.org/10.1046/j.1365-3091.1998.00145.x>
- Chunga, K., Michetti, A., Gorshkov, A., Panza, G., Soloviev, A., Martillo, C., 2010. Identificación de nudos Sismogénicos Capaces de Generar Potenciales Terremotos de $M > 6$ y $M > 6,5$ en la Región Costera y Cadenas Montañosas de los Andes septentrionales del Ecuador. *Revista Tecnológica ESPOL – RTE* 23, 61–89.
- Chunga, K., Quiñónez, M., Huaman, F., Besençon, D., Mulas, M., Garcés, D., Larreta, E., Gorshkov, A., Michetti, A., 2016. GEOLOGÍA DE TERREMOTOS Y TSUNAMI, 1st ed. Quito.
- Costa, C., Alvarado, A., Audemard, F., Audin, L., Benavente, C., Bezerra, F.H., Cembrano, J., González, G., López, M., Minaya, E., Santibañez, I., García, J., Arcila, M., Pagani, M., Pérez, I., Delgado, F., Paolini, M., Garro, H., 2020. Hazardous faults of South America; compilation and overview. *Journal of South American Earth Sciences* 104, 102837. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2020.102837>
- d'Ercole, R., Trujillo, M., 2003. Amenazas, vulnerabilidad, capacidades y riesgo en el Ecuador: Los desastres, un reto para el desarrollo. EKSEPTION, Quito.
- DGGM-INEMIN (Dirección General de Geología y Minas; Instituto Ecuatoriano de Minería), 1986. Hoja Geológica: Tena (Hoja 101), esc. 1:100.000.

- Eguez, A., Alvarado, A., Yepes, H., Machette, M.N., Costa, C., Dart, R.L., Bradley, L., 2003. Database and map of Quaternary faults and folds of Ecuador and its offshore regions. US Geological Survey Open-File Report 03-289 3, 289.
- Font, Y., Segovia, M., Vaca, S., Theunissen, T., 2013. Seismicity patterns along the Ecuadorian subduction zone: new constraints from earthquake location in a 3-D a priori velocity model. *Geophysical Journal International* 193, 263–286. <https://doi.org/10.1093/gji/ggs083>
- Galli, P., 2000. New empirical relationships between magnitude and distance for liquefaction. *Tectonophysics* 324, 169–187. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(00\)00118-9](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(00)00118-9)
- Grant, L., 2007. Historical Seismicity – Paleoseismology, in: *Treatise on Geophysics*. Elsevier Ltd., Oxford, pp. 567–590.
- Greb, S.F., Dever, G.R., 2002. Critical evaluation of possible seismites: Examples from the Carboniferous of the Appalachian Basin, in: *Ancient Seismites*. Geological Society of America. <https://doi.org/10.1130/0-8137-2359-0.109>
- Hibsch, C., Alvarado, A.P., Yepes, H.A., Sébrier, M., Pérez, H.V., 1996. Falla activa de Quito y fuentes sismogénicas regionales: un estudio del riesgo sísmico de Quito (Ecuador) con el análisis de los sedimentos cuaternarios 25, 359–388.
- Instituto Geofísico de la Escuela Politécnica Nacional, n.d. Instituto Geofísico - EPN [WWW Document]. Catálogo 2012-Actualidad. URL <http://www.igeon.edu.ec/> (accessed 8.26.22).
- Legrand, D., Baby, P., Bondoux, F., Dorbath, C., Bès de Berc, S., Rivadeneira, M., 2005. The 1999–2000 seismic experiment of Macas swarm (Ecuador) in relation with rift inversion in Subandean foothills. *Tectonophysics* 395, 67–80. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2004.09.008>
- Liang, Q., Tian, J., Wang, F., Zhang, X., 2019. Soft-sediment Deformation Structures and Sand Body Architecture in the Chang 6 Oil Member of the Upper Triassic Yanchang Formation, Southwestern Ordos Basin, China. *Earth sci. res. j.* 23, 119–126. <https://doi.org/10.15446/esrj.v23n2.72414>
- Liu, J., Klinger, Y., Sieh, K., Rubin, C., 2004. Six similar sequential ruptures of the San Andreas fault, Carrizo Plain, California. *Geol* 32, 649. <https://doi.org/10.1130/G20478.1>
- Marco, S., Agnon, A., 1995. Prehistoric earthquake deformations near Masada, Dead Sea graben. *Geol* 23, 695. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1995\)023<0695:PEDNMD>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1995)023<0695:PEDNMD>2.3.CO;2)
- Martín-Chivelet, J., Palma, R.M., López-Gómez, J., Kietzmann, D.A., 2011. Earthquake-induced soft-sediment deformation structures in Upper Jurassic open-marine microbialites (Neuquén Basin, Argentina). *Sedimentary Geology* 235, 210–221. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2010.09.017>
- Masana, E., Rodríguez-Pascua, M., Martínez-Díaz, J., 2011. Los paleoterremotos: estudiando el pasado para entender el futuro. *Enseñanza de las Ciencias de la Tierra* 19, 305–316.
- McCalpin, J.P., Nelson, A.R., 2009. Introduction to Paleoseismology, in: *Paleoseismology*. Elsevier, Burlington.
- Molina, Alfaro, Moretti, Soria, 1998. Soft-sediment deformation structures induced by cyclic stress of storm waves in tempestites (Miocene, Guadalquivir Basin, Spain). *Terra Nova* 10, 145–150. <https://doi.org/10.1046/j.1365-3121.1998.00183.x>
- Montenat, C., Barrier, P., Ott d'Estevou, P., Hibsch, C., 2007. Seismites: An attempt at critical analysis and classification. *Sedimentary Geology* 196, 5–30. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2006.08.004>
- Moretti, M., Van Loon, T., 2014. Restrictions to the application of 'diagnostic' criteria for recognizing ancient seismites. *A. J.* 3, 12.
- Nocquet, J.-M., Villegas-Lanza, J.C., Chlieh, M., Mothes, P.A., Rolandone, F., Jarrin, P., Cisneros, D., Alvarado, A., Audin, L., Bondoux, F., Martin, X., Font, Y., Régnier, M., Vallée, M., Tran, T., Beauval, C., Maguñña Mendoza, J.M., Martínez, W., Tavera, H., Yepes, H., 2014. Motion of continental slivers and creeping subduction in the northern Andes. *Nature Geosci* 7, 287–291. <https://doi.org/10.1038/ngeo2099>
- Obermeier, S.F., 2009. Using Liquefaction-Induced and Other Soft-Sediment Features for Paleoseismic Analysis, in: *International Geophysics*. Elsevier, pp. 497–564. [https://doi.org/10.1016/S0074-6142\(09\)95007-0](https://doi.org/10.1016/S0074-6142(09)95007-0)
- Obermeier, S.F., 1996. Use of liquefaction-induced features for paleoseismic analysis — An overview of how seismic liquefaction features can be distinguished from other features and how their regional distribution and properties of source sediment can be used to infer the location and strength of Holocene paleo-earthquakes. *Engineering Geology* 44, 1–76. [https://doi.org/10.1016/S0013-7952\(96\)00040-3](https://doi.org/10.1016/S0013-7952(96)00040-3)
- Obermeier, S.F., Pond, E.C., Olson, S.M., 2001. Paleoliquefaction studies in continental settings: geologic and geotechnical factors in interpretations and back-analysis (U.S. Geological Survey Open-File Report 01-029).
- Olabode, S.O., 2016. Soft Sediment Deformation Structures in the Maastrichtian Patti Formation, Southern Bida Basin Nigeria: Implications for the Assessment of Endogenic Triggers in the Maastrichtian Sedimentary Record. *Open Journal of Geology* 6, 410–438. <https://doi.org/10.4236/ojg.2016.66036>
- Petersen, M.D., Wesnousky, S.G., 1994. Fault slip rates and earthquake histories for active faults in southern California.

- Pratt, W.T., Duque, P., Ponce, M., 2005. An autochthonous geological model for the eastern Andes of Ecuador. *Tectonophysics* 399, 251–278. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2004.12.025>
- Rivera, L., Cisternas, A., 1997. La paleosismología y la reevaluación de la peligrosidad sísmica. *Revista geofísica* 187–200.
- Rodriguez-Pascua, M., Garduño Monroy, V., Israde-Alcántara, I., Perez-Lopez, R., 2010. Estimation of the paleoepicentral area from the spatial gradient of deformation in lacustrine seismites (Tierras Blancas Basin, Mexico). *Quaternary International* 219, 66–78. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2009.11.006>
- Rodríguez-Pascua, M.A., Calvo, J.P., De Vicente, G., Gómez-Gras, D., 2000. Soft-sediment deformation structures interpreted as seismites in lacustrine sediments of the Prebetic Zone, SE Spain, and their potential use as indicators of earthquake magnitudes during the Late Miocene. *Sedimentary Geology* 135, 117–135. [https://doi.org/10.1016/S0037-0738\(00\)00067-1](https://doi.org/10.1016/S0037-0738(00)00067-1)
- Sagripanti, G.L., Villalba, 2009. Paleosismicidad y estimación del intervalo de recurrencia de fuertes terremotos asociados a fallas de intraplaca a la latitud 33°S, Falla Las Lagunas, Sampacho, Córdoba. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 65, 417–428.
- Shao, Z.-F., Zhong, J.-H., Howell, J., Hao, B., Luan, X.-W., Liu, Z.-X., Ran, W.-M., Zhang, Y.-F., Yuan, H.-Q., Liu, J.-J., Ni, L.-T., Song, G.-X., Liu, J.-L., Zhang, W.-X., Zhao, B., 2020. Liquefaction structures induced by the M5.7 earthquake on May 28, 2018 in Songyuan, Jilin Province, NE China and research implication. *J. Palaeogeogr.* 9, 3. <https://doi.org/10.1186/s42501-019-0053-3>
- Soulas, J.P., Egúez, A., Yepes, H., Perez, H., 1991. Tectónica activa y riesgo sísmico en los Andes ecuatorianos y el extremo sur de Colombia. *Bol. Geol. Ecuat.* 2, 3–11.
- Tian, H., Van Loon, A.J., Wang, H., Zhang, S., Zhu, J., 2016. Seismites in the Dasheng Group: New evidence of strong tectonic and earthquake activities of the Tanlu Fault Zone. *Sci. China Earth Sci.* 59, 601–618. <https://doi.org/10.1007/s11430-015-5221-4>
- Topal, S., Özkul, M., 2014. Soft-Sediment Deformation Structures Interpreted as Seismites in the Kolankaya Formation, Denizli Basin (SW Turkey). *The Scientific World Journal* 2014, 1–13. <https://doi.org/10.1155/2014/352654>
- Tuttle, M.P., 2001. The use of liquefaction features in paleoseismology: Lessons learned in the New Madrid seismic zone, central United States. *Journal of Seismology* 5, 361–380.
- Tuttle, M.P., 1999. Late Holocene earthquakes and their implications for earthquake potential of the New Madrid seismic zone, central United States (PhD Thesis). University of Maryland, College Park.
- Velázquez-Bucio, M.M., Garduño-Monroy, V.H., 2018. Soft-sediment deformation structures induced by seismic activity in the San Pedro el Alto area, Acambay graben, Mexico. *Revista mexicana de ciencias geológicas* 35, 28–40. <https://doi.org/10.22201/cgeo.20072902e.2018.1.530>
- Villegas-Lanza, J.C., Chlieh, M., Cavalié, O., Tavera, H., Baby, P., Chire-Chira, J., Nocquet, J.-M., 2016. Active tectonics of Peru: Heterogeneous interseismic coupling along the Nazca megathrust, rigid motion of the Peruvian Sliver, and Subandean shortening accommodation. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 121, 7371–7394. <https://doi.org/10.1002/2016JB013080>
- Wells, D.L., Coppersmith, 1994. New Empirical Relationships among Magnitude, Rupture Length, Rupture Width, Rupture Area, and Surface Displacement. *Bulletin of the Seismological Society of America* 84, 974–1002.
- Winckell, A., Marocco, R., Winter, T., Huttel, C., Pourrut, P., Zebrowski, C., Sourdat, M., 1997. Bosquejo de la evolución geodinámica del Ecuador, in: *Los paisajes naturales del Ecuador*. Quito.
- Yepes, H., Audin, L., Alvarado, A., Beauval, C., Aguilar, J., Font, Y., Cotton, F., 2016. A new view for the geodynamics of Ecuador: Implication in seismogenic source definition and seismic hazard assessment. *Tectonics* 35, 1249–1279. <https://doi.org/doi:10.1002/2015TC003941>
- Youngs, R.R., Coppersmith, K.J., 1986. Implications of fault slip rates and earthquake recurrence models to probabilistic seismic hazard estimates. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences & Geomechanics Abstracts* 23, 125. [https://doi.org/10.1016/0148-9062\(86\)90651-0](https://doi.org/10.1016/0148-9062(86)90651-0)