

# **ESCUELA POLITÉCNICA NACIONAL**

**FACULTAD DE INGENIERÍA EN GEOLOGÍA Y PETRÓLEOS**

**ANÁLISIS CINEMÁTICO DEL SISTEMA DE FALLAS DE  
BILLECOCHA, UTILIZANDO EVIDENCIA GEOMORFOLÓGICA Y  
GEOFÍSICA, CANTÓN COTACACHI, PROVINCIA DE IMBABURA**

**TRABAJO PREVIO A LA OBTENCIÓN DEL TÍTULO DE INGENIERA**

**GEÓLOGA OPCIÓN: PROYECTO DE INVESTIGACIÓN**

**DIANA CAROLINA SAQUI BRITO**

anaidcaroline@hotmail.com

diana.saqui@epn.edu.ec

**DIRECTORA: PhD. ALEXANDRA PATRICIA ALVARADO CEVALLOS**

aalvarado@igepn.edu.ec

**Quito, enero 2020**

## **DECLARACIÓN**

Yo, Diana Carolina Saqui Brito, declaro que el trabajo aquí descrito es de mi autoría; que no ha sido previamente presentado para ningún grado o calificación profesional; y, que he consultado las referencias bibliográficas que se incluyen en este documento.

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

---

DIANA CAROLINA SAQUI BRITO

## **CERTIFICACIÓN**

Certifico que el presente trabajo fue desarrollado por Diana Carolina Saqui Brito, bajo mi supervisión.

---

PhD. Alexandra Patricia Alvarado Cevallos

DIRECTORA

## AGRADECIMIENTOS

Gracias a la vida por guiarme hacia caminos que hicieron posible que disfrute de una grata experiencia de aprendizaje profesional y personal. La comprensión de una ínfima parte de los procesos ligados al funcionamiento de nuestro planeta ahora es dilucidada para mí; desde esta perspectiva siempre llevaré conmigo aquellos conocimientos con ánimo y sabiduría.

A mi familia: Rosa, Antonio y Roddy, por ser un pilar fundamental en mi vida y un gran ejemplo de lucha diaria. A mi padre quien siempre despertó en mí la curiosidad por aprehender, a mi mamita por su fidelidad, amor y dedicación, parte de este logro te lo debo a ti. Finalmente, a mi hermano porque juntos hemos sido muy fuertes y así será siempre, gracias por tu amor.

A la Escuela Politécnica Nacional, la Facultad de Geología, sus docentes, en especial a la Educación Pública y a los miles de ecuatorianos que con su arduo trabajo hacen posible que cientos de jóvenes entre los cuales me incluyo, puedan acceder a una educación libre, gratuita y de calidad. Mediante el ejercicio de mi profesión espero y aspiro contribuir en gran medida a su bienestar.

Al Instituto Geofísico de la Escuela Politécnica Nacional, por brindarme apoyo en esta investigación, un agradecimiento especial a la PhD. Alexandra Alvarado quien dirigió este trabajo. Igualmente, a Daniel P, por iniciarme en el aprendizaje de los métodos geofísicos. Luego, a las personas quienes apoyaron desde la toma de datos hasta la interpretación de los resultados obtenidos, entre ellos Stephane B, Herve J, PhD. Mario Ruiz, PhD. Mónica Segovia, Cristian Viracucha, Juan Gabriel Barros, Javier Santo, Pedro Espín, Andre Córdova, Cristinita (gracias por su amistad y confianza) y al área de Sismología, por su paciencia y respaldo constante, en especial al Inge Sandrito quien fue un gran apoyo en el desenvolvimiento y culminación de este trabajo.

A mis amigos, Mafer, Pao (su hermosa madre Normita), Samy, Guido, Juan Andrés, Vale, Verito y Jhos, un gracias infinito por brindarme su hombro en momentos complicados y haber compartido experiencias acompañadas de complicidad, alegría, confianza y apoyo mutuo. En especial a Mafer, Pao y Samy, gracias por su bondad, compañía y cariño desinteresado.

## DEDICATORIA

A mi mamita Rosa,  
las aventuras por vivir,  
y a esa personita que nunca se rindió.

## TABLA DE CONTENIDO

DECLARACIÓN.....	I
CERTIFICACIÓN.....	II
AGRADECIMIENTOS.....	III
DEDICATORIA.....	IV
TABLA DE CONTENIDO.....	V
ÍNDICE DE FIGURAS.....	VIII
ÍNDICE DE TABLAS.....	XIV
ÍNDICE DE ANEXOS.....	XIV
SIMBOLOGÍA.....	XVI
RESUMEN.....	XVII
ABSTRACT.....	XVIII
<b>1 INTRODUCCIÓN.....</b>	<b>1</b>
1.1 ANTECEDENTES Y JUSTIFICACIÓN.....	1
1.2 OBJETIVOS.....	2
1.2.1 OBJETIVO GENERAL.....	2
1.2.2 OBJETIVOS ESPECÍFICOS.....	2
1.3 SÍNTESIS DE ESTUDIOS PREVIOS.....	2
1.4 PLAN DE TRABAJO.....	3
1.5 ASPECTOS FISIOGRÁFICOS.....	4
1.5.1 UBICACIÓN.....	4
1.5.2 FISIOGRAFÍA E HIDROGRAFÍA.....	4
1.5.3 VÍAS DE ACCESO.....	5
<b>2 MARCO GEOLÓGICO.....</b>	<b>7</b>
2.1 GEODINÁMICA ACTUAL.....	7

2.2	GEOLOGÍA REGIONAL .....	8
2.3	GEOLOGÍA REGIONAL DE LA CORDILLERA OCCIDENTAL DEL ECUADOR .	9
2.4	VOLCANISMO CUATERNARIO .....	12
2.5	GEOLOGÍA LOCAL .....	14
2.5.1	UNIDAD PALLATANGA .....	14
2.5.2	GRUPO RÍO CALA.....	14
2.5.3	UNIDAD SILANTE .....	15
2.5.4	DEPÓSITOS HOLOCÉNICOS .....	16
2.6	GLACIACIONES DURANTE EL CUATERNARIO .....	19
2.7	TECTÓNICA REGIONAL.....	20
2.8	TECTÓNICA LOCAL .....	21
2.8.1	FALLAS CUATERNARIAS .....	22
2.9	SISMICIDAD.....	24
2.9.1	SISMICIDAD HISTÓRICA .....	24
2.9.2	SISMICIDAD INSTRUMENTAL .....	26
3	METODOLOGÍA .....	30
3.1	TECTÓNICA Y GEOMORFOLOGÍA.....	30
3.1.1	MARCO TEÓRICO.....	30
3.1.2	ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO.....	41
3.1.3	ESTRATIGRAFÍA SUPERFICIAL .....	51
3.2	GEOFÍSICA.....	53
3.2.1	MARCO TEÓRICO.....	53
3.2.2	MÉTODOS SÍSMICOS .....	53
3.2.3	SÍSMICA DE REFRACCIÓN .....	57
3.2.4	EQUIPO DE SÍSMICA DE REFRACCIÓN .....	71

3.2.5	APLICACIÓN DEL MÉTODO DE SÍSMICA DE REFRACCIÓN EN EL ÁREA DE ESTUDIO.....	72
3.2.6	PROCESAMIENTO DE DATOS SÍSMICOS .....	75
3.2.7	RESULTADOS .....	79
3.2.8	PROCESAMIENTO PARA OBTENER TOMOGRAFÍAS POR REFRACCIÓN SÍSMICA.....	84
3.2.9	RESULTADOS .....	86
3.2.10	<i>GROUND PENETRATING RADAR</i> (GPR) .....	91
3.2.11	EQUIPO: <i>GROUND PENETRATING RADAR</i> .....	93
3.2.12	APLICACIÓN EN EL ÁREA DE ESTUDIO .....	94
3.2.13	PROCESAMIENTO DE LOS RADARGRAMAS OBTENIDOS .....	96
3.2.14	RESULTADOS DE LOS RADARGRAMAS OBTENIDOS .....	98
3.3	PALEOSISMOLOGÍA .....	100
3.3.1	INDICADORES DE EVENTOS SÍSMICOS.....	100
3.3.2	ANÁLISIS DE TRINCHERAS .....	104
4	DISCUSIÓN.....	110
5	CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES .....	117
5.1	CONCLUSIONES.....	117
5.2	RECOMENDACIONES.....	118
6	BIBLIOGRAFÍA Y ANEXOS.....	119
6.1	BIBLIOGRAFÍA.....	119
6.2	ANEXOS .....	133



## ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1-1. a) Ubicación de la provincia de Imbabura en el mapa del Ecuador, b) Ubicación del área de estudio en la provincia de Imbabura, c) Ubicación de la zona de estudio. ....	4
Figura 1-2. Mapa fisiográfico del Complejo Volcánico Cotacachi (Almeida, 2016) .....	5
Figura 1-3. Localización del área de estudio y vías de acceso (Adaptado de Google Earth,2018).....	6
Figura 2-1. Marco Geodinámico actual del Ecuador. Fallas modificadas de Alvarado et al., (2016). EF: Falla de Esmeraldas, SLL: Lineamiento de San Lorenzo, QFS: Sistema de Fallas de Quito, EAF: Falla El Ángel, Py: Zona de Pisayambo. Tomado de Vaca et al., (2019) .....	7
Figura 2-2. Principales regiones morfotectónicas del Ecuador. Trazos de fallas principales modificado de Vallejo et al., (2009): CF=Falla Cosanga, CPPF: Falla Calacalí-Pujilí-Pallatanga. Topografía y Batimetría tomado de Michaud et al., (2006). Límites de principales cuencas sedimentarias tomado de Deniaud (2000): BB= Cuenca de Borbon, MB=Cuenca de Manabí, PB: Cuenca Progreso (Modificado de Font et al.,2013).....	9
Figura 2-3. Mapa simplificado de la Cordillera Occidental entre 1° N y 2°30`S (Modificado de Vallejo et al., 2009) .....	11
Figura 2-4. Volcanes Cuaternarios del Ecuador Continental (Bernard & Andrade. 2011). 13	
Figura 2-5. Mapa Geológico del Ecuador entre 0° y 1° N (Modificado de Boland et al., 2000). .....	16
Figura 2-6. Mapa Isópaco del depósito de caída piroclástica resultado de la erupción del Chachimbiro 3,640 a 3,510 años BC, está relacionada con la parte oriental de la zona de estudio (Modificado de Bernard et al., 2014).....	17
Figura2-7. Mapa de la Tectónica activa del Ecuador. (Luego de Zamora y Litherland, 1993; Aspden y Litherland. 1992, Audermand y Audermand, 2002). Sliver Nor-Andino: NAS; Falla Cosanga – Méndez, definida por Aspden y Litherland (1992): Cosanga-MF; Sutura de Peltetec: Peltetec; Sutura del Melange de Pujilí: Pujilí; Falla de Jubones: Jubones; Zona de cizalla Toachi: Toachi; Zona de Pisayambo: Py ; QFS: Sistema de Fallas de Quito. Ciudades: Quito: Q; Latacunga: L; Cuenca: C; Riobamba: R; Guayaquil: G. (Modificado de Alvarado et al., 2016).....	21
Figura 2-8. Mapa de Fallas Cuaternarias relacionadas con la zona de estudio. (Modificado de Almeida, 2016).....	22

Figura 2-9. a) Localización del epicentro del terremoto de El Ángel del 15 de agosto de 1868. b) Localización del epicentro del terremoto de Ibarra del 16 de agosto de 1868. AF: Falla de Apuela, HSF: Sistema de Fallas de Huayrapungo, OF: Falla de Otavalo. Los contornos rojos representan los intervalos de confianza de 50, 67 y 95%. Estimación de la localización con base en datos de intensidad en escala MSK-64 (X-IX-VIII-VII) (tomado de Beauval et al, 2010).....	26
Figura 2-10. Red de Vigilancia sísmica en la provincia de Imbabura .....	27
Figura 2-11. a) Mapa de la sismicidad del Ecuador desde 1994 hasta marzo de 2019 b) Mapa de la sismicidad del área de estudio desde 1994 hasta marzo de 2019 .....	28
Figura 2-12. Localización y mecanismo focal de los enjambres sísmicos en la parroquia de Imantag (Tomado de García, 2018).....	29
Figura 3-1. Elementos que forman una falla: plano de falla, techo, piso, estrías y el desplazamiento sobre el plano de falla (Modificado de Oña, 2005) .....	32
Figura 3-2. Clasificación dinámica de las fallas de acuerdo con Anderson (1951) a) Falla normal b) Falla transcurrente, c) Falla inversa (Modificado de McKlay, 2007).....	33
Figura 3-3. a) Falla normal, b) Falla inversa (Modificado de Griem, 2018). .....	33
Figura 3-4. a) Falla transcurrente sinistral, b) Falla transcurrente dextral (Modificado de McKlay,2007).....	34
Figura 3-5. a) Falla oblicua sinistral normal. b) Falla oblicua sinistral inversa (Modificado de McKlay, 2007).....	34
Figura 3-6. Modelo clásico del Ciclo sísmico (Modificado de Burbank & Anderson, 2001 modificado de Thatcher, 1984b) .....	35
Figura 3-7. Ensamblaje de rasgos morfológicos asociadas a fallas transcurrentes (Modificado de Wesson et al., 1975).....	37
Figura 3-8. Cizalla simple asociada con fallas transcurrentes activas. Las estructuras formadas en la dirección de extensión son: fallas normales. Las estructuras formadas en la dirección de compresión son: fallas inversas y pliegues (Modificado de Burg, 2018).....	38
Figura 3-9. Las fallas transcurrentes curvas o con presencia de saltos forman ambientes de extensión (releasing step, releasing bend) o contracción (restraining step, restraining bend) dependiendo de la dirección de la orientación de la curvatura o salto de falla y la dirección del desplazamiento de la falla (Modificado de Burg, 2018). .....	39
Figura 3-10. Rasgos geomorfológicos asociados a fallas normales (Modificado de Burbank & Anderson, 2001).....	39

Figura 3-11. Evolución de los escarpes de falla a) Escarpe de falla anterior a la erosión, b) Escarpe de falla parcialmente erosionada, c) Las facetas triangulares que representan remanentes del escarpe de falla original, d) Facetas triangulares que representan el escarpe de falla original algo retrocedida por la erosión (Tomado de Fraga, 2017).....	40
Figura 3-12. Fallas inversas asociado a un ambiente compresivo (Modificado de Zúñiga, 2018) .....	40
Figura 3-13. Evolución de la propagación de una falla de cabalgamiento a través de un décollement y una falla inversa (Modificado de Keller & Pinter, 2002). .....	41
Figura 3-14. Mapeo de lineamientos asociados al Sistema de Fallas de Billecocha. ....	42
Figura 3-15. Configuración de la red de drenaje. El control estructural sobre el área es evidenciado por el cambio de drenaje de tipo dendrítico a paralelo, adyacente a las fallas. ....	43
Figura 3-16. Identificación de fallas en campo, dirección de los lineamientos N30° a) Lineamiento 3 limitando un drenaje b) Lineamiento 5 y 6 c) Lineamiento 7 cortando una morrena glaciar.....	44
Figura 3-17. a) Identificación de una morrena afectada por el lineamiento 7 del SFB, b) Reconocimiento del borde de morrena desplazada aproximadamente 1 m por una estructura transcurrente.....	45
Figura 3-18. Lineamiento 5, descripción de rasgos geomorfológicos en el extremo norte y sur. ....	46
Figura 3-19. Agrupación de drenaje para formar estructuras en copa de vino (Adaptado de Google Earth, 2018).....	46
Figura 3-20. Identificación de los sag ponds a, b, c, d y e, adyacentes al trazo de falla 5 del SFB .....	47
Figura 3-21. Identificación de rasgos geomorfológicos desplazados, a) Sag pond a y b desplazado, b) Sag pond c y d desplazado, c) Drenajes desviados en el extremo Sur del lineamiento 5. ....	49
Figura 3-22. Identificación de estructuras compresivas en campo, actuando sobre depósitos Holocénicos .....	50
Figura 3-23. Identificación de lineamientos del SFB en el flanco SW del volcán Cotacachi. ....	51
Figura 3-24. Columna estratigráfica de las litologías identificadas en el área de estudio. 52	
Figura 3-25. Movimiento de las ondas de cuerpo (Modificado de W.Griem, 2017).....	55

Figura 3-26. Movimiento de las ondas de superficie (Modificado de Sengbusch, 1983)...	55
Figura 3-27. Refracción de un rayo transmitido a través de dos medios con diferentes velocidades ( $V_2 > V_1$ ). .....	58
Figura 3-28. Caso de dos capas con un límite paralelo y la correspondiente curva tiempo-distancia o dromocrona. $T_i$ : Tiempo de interceptación; $X_c$ : Distancia crítica; $X$ : Distancia correspondiente al arreglo de los receptores; $T$ : eje del tiempo; $V_1$ : Velocidad de la capa superior; $V_2$ : Velocidad de la capa inferior. $Z_1$ : Espesor de la capa superior (Modificado de Redpath, 1973). .....	60
Figura 3-29. Trayectorias de tiempo de rayos para tres capas separadas por planos horizontales .....	63
Figura 3-30. Diagrama esquemático de capas múltiples y sus respectivas curvas tiempo-distancia. $V_1$ : Velocidad de primera capa. $V_2$ : Velocidad de la segunda capa. $V_3$ : Velocidad de la tercera capa. $V_4$ : Velocidad de la cuarta capa. $Z_1$ : Profundidad de la primera capa. $Z_2$ : Profundidad de la segunda capa. $Z_3$ : Profundidad de la tercera capa. $Z_4$ : Profundidad de la cuarta capa. (Modificado de Redpath, 1973). .....	65
Figura 3-31. Refracción según una superficie de separación inclinada con un ángulo $\alpha$ . Los respectivos pulsos energéticos se ubican en el extremo descendente y ascendente del perfil. $V_1$ : Velocidad de la capa 1; $V_2$ : Velocidad de la capa 2; $x$ : distancia; $z_d$ y $z_u$ , son las distancias perpendiculares a la superficie inclinada. $D_d$ y $D_u$ , representan las profundidades de la interfase inclinada desde la fuente de impulso energético; $i_c$ : ángulo de incidencia; $\alpha$ : ángulo de inclinación de la interfase de separación inclinada. (Modificado de Drobin et al., 1976). .....	66
Figura 3-32. Equipo de sismica de refracción formado por: fuente sísmica (martillo de 12 kg), placa de impacto, geófonos, digitalizador (geode- Geometrics), sensor de impacto, cable activador, y una unidad de control (laptop) donde se visibilizaron los registros sísmicos .....	72
Figura 3-33. Ubicación de las líneas sísmicas transversales al lineamiento 5 del SFB ....	73
Figura 3-34. Esquema del ensayo de sismica de refracción. a) Localización de los arreglos sísmicos transversales al lineamiento 5. b) Representación de la generación de ondas sísmicas y su trayectoria a través de la subsuperficie (Modificado de Geosphere Inc, 2007). c) Registro de las ondas sísmicas en la unidad de control (Software: Geometrics Seismodule Controller).....	74

Figura 3-35. Trazas sísmicas obtenidas en campo. a) Datos del primer arreglo sísmico. b) Datos del segundo arreglo sísmico.....	75
Figura 3-36. a) Señal sísmica y aplicación de un filtro tipo low-pass para eliminar el ruido. b) Identificación del tiempo de arribo de las ondas P.....	76
Figura 3-37. a) Opción refraction del software Sardine. b) Visualización de los tiempos de arribo de las ondas P, distancias críticas e identificación de pendientes, para formar una dromocrona. c) Resultado de velocidad y profundidad, de acuerdo a la ubicación de los geófonos.....	77
Figura 3-38. a) Dromocronas correspondientes al arreglo sísmico BL1. b) Resultados correspondientes a profundidad y velocidad para diferentes posiciones de los geófonos en el arreglo sísmico BL1(Nota: El listado total de los resultados se muestran en el Anexo 2) .....	78
Figura 3-39. a) Dromocronas correspondientes al arreglo sísmico BL2. b) Resultados correspondientes a profundidad y velocidad para diferentes posiciones de los geófonos en el arreglo sísmico BL2 (Nota: El listado total de los resultados se muestran en el Anexo 3) .....	79
Figura 3-40. Ubicación del arreglo sísmico BL1 transversal al lineamiento 5.....	80
Figura 3-41. a) Distribución de las velocidades obtenidas para la capa BL1-M. b) Distribución de las velocidades obtenidas para la capa BL1-M2.....	81
Figura 3-42. Perfil de velocidad BL1.....	82
Figura 3-43. Ubicación del arreglo sísmico BL2 transversal al lineamiento 5.....	82
Figura 3-44. a) Distribución de las velocidades obtenidas para la capa BL2-M1. b) Distribución de las velocidades obtenidas para la capa BL2-M2.....	83
Figura 3-45. Perfil de velocidad BL2.....	84
Figura 3-46. Ventana del programa Sardine donde se introducen los parámetros para el modelo de velocidad inicial.....	85
Figura 3-47. a) Modelo de velocidad inicial: dimensiones de la malla: 10 x 50 m, velocidad de 300 m/s cercana a la subsuperficie y la velocidad inicial de 800 m/s. b) Menú (Tomography statistics) muestra la estadística del método iterativo y muestra el error de los residuales. c) Menú (Traveltime tomography) muestra el número de iteraciones del modelo y el error final.....	86
Figura 3-48. Ubicación del arreglo sísmico perteneciente a la tomografía por sísmica de refracción TSR-1.....	87

Figura 3-49. a) Tomografía sísmica por refracción-TSR1. b) Trayectoria de los rayos sísmicos a través de la subsuperficie en TSR-1.....	88
Figura 3-50. a) Número de iteraciones realizadas para obtener la tomografía por sísmica de refracción TSR-1 y el error medio cuadrático. b) Gráfico estadístico que muestra el error medio cuadrático, la media y la desviación estándar producto del proceso iterativo realizado para obtener TSR-1.....	88
Figura 3-51. Ubicación del arreglo sísmico perteneciente a la tomografía por sísmica de refracción TSR-2.....	89
Figura 3-52. a) Tomografía sísmica por refracción-TSR2, b) Trayectoria de los rayos sísmicos a través de la subsuperficie en TSR-2.....	90
Figura 3-53. a) Número de iteraciones realizadas para obtener la tomografía por sísmica de refracción TSR-2 y el error medio cuadrático. b) Gráfico estadístico que muestra el error medio cuadrático, la media y la desviación estándar producto del proceso iterativo realizado para obtener TSR-2.....	90
Figura 3-54. Esquema de ensayo del método Ground Penetrating Radar en campo (Modificado de EEAG,2014) .....	92
Figura 3-55. Ground Penetrating Radar compuesto por: unidad de control, unidad central de procesamiento y una antena de 100 Mhz. ....	93
Figura 3-56. Ubicación de los perfiles de Ground Penetrating Radar.....	94
Figura 3-57. Descripción del ensayo a) Experimento realizado en campo transversal al lineamiento 5. b) Esquema de funcionamiento del GPR. c) Radargrama obtenido, en el eje horizontal se muestra el número de trazas en la longitud total de la sección y en el eje vertical el tiempo en nanosegundos (ns).....	95
Figura 3-58. a) Datos del radargrama b) Visualización del radargrama L1-L2 obtenido inicialmente.....	96
Figura 3-59. a) Datos del radargrama obtenido. b) Visualización del radargrama L3-L4 obtenido inicialmente. ....	97
Figura 3-60. Perfil L1-L2 .....	98
Figura 3-61. Perfil L3-L4 .....	99
Figura 3-62. Diagrama idealizado mostrando como deben ser realizadas las trincheras transversal y paralela a la zona de falla en una falla transcurrente, y el cálculo de la tasa de desplazamiento horizontal (Modificado de Keller & Pinter, 2002).....	102

Figura 3-63. Localización de las trincheras realizadas perpendicular (N 115°) al lineamiento 5. T1: Trinchera N°1, T2: Trinchera N°2; T3: Trinchera N°3. ....	104
Figura 3-64. a) Esquema de la columna estratigráfica de la trinchera N°1 pared sur (T1-S). b) Trinchera N°1, pared sur (T1-S), con las diferentes litologías identificadas.....	105
Figura 3-65. Ubicación de las muestras tomadas en la trinchera N°1 pared sur (T1-S).	106
Figura 3-66. Secuencia estratigráfica y relación de edades preliminar en las litologías identificadas en la trinchera N°1, pared Norte (T1-N).....	108
Figura 3-67. Identificación de planos de falla, desplazamiento y colluvial wedges en la secuencia sedimentaria observada en la trinchera N°1, pared sur (T1-S).....	108
Figura 3-68. Estructuras sin-depositacionales tipo load casts .....	109
Figura 3-69. Estructuras sin-depositacionales tipo load casts y laminación convoluta ...	109
Figura 4-1. Mapa de estructuras indicando los rasgos geomorfológicos alrededor de SBF. Los números y letras indican los rasgos que se usan en el texto y el número de perfil respectivamente. ....	111
Figura 4-2. a) Perfil topográfico A-A` transversal al lineamiento 3, lineamiento 4, lineamiento 5 y lineamiento 6, b) Perfil topográfico B-B' transversal al lineamiento 5, lineamiento 6 y lineamiento 7, c) Perfil topográfico C-C' transversal al lineamiento 5, lineamiento 6 y lineamiento 9. ....	112
Figura 4-3. Ramales de falla observados en la pared norte de la trinchera N° 1 .....	114
Figura 4-4. Mapa Isópaco de la erupción riodacítica del Volcán Chachimbiro de edad 3.640 a 3.510 años BC, relacionado con el área donde se desarrolla el SFB. ....	114
Figura 4-5. Mapa geológico del Ecuador entre 0° y 1° N (modificado de Boland et al., 2000) .....	115

## ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 2-1. Periodos glaciares en el Ecuador.....	19
Tabla 2-2. Eventos sísmicos históricos localizados en la provincia de Imbabura .....	25
Tabla 3-1: Velocidades de las ondas P de acuerdo al tipo de litología.....	71

## ÍNDICE DE ANEXOS

Anexo 1: Código de interpolación para perfiles de velocidad en el software MATLAB ...	133
---	-----

Anexo 2: Listado de los resultados correspondientes a profundidad y velocidad para diferentes posiciones de los geófonos en el arreglo sísmico BL1..... 134

Anexo 3: Listado total de los resultados correspondientes a profundidad y velocidad para diferentes posiciones de los geófonos en el arreglo sísmico BL2..... 135



## SIMBOLOGÍA

<b>SÍMBOLOGÍA</b>	<b>SIGNIFICADO</b>
SFB	Sistema de Fallas de Billecocha
TSR	Tomografía por sísmica de refracción
GPR	<i>Ground Penetrating Radar</i>
IGEPN	Instituto de la Escuela Politécnica Nacional
MSK-64	Escala Medvédev-Sponheuer-Kárník de 1954
CERECIS	Centro Regional de Sismología para América del Sur
Mw	Magnitud momento

## RESUMEN

Varios terremotos destructivos han ocurrido en la historia sísmica del Ecuador. Sin embargo, no todos han podido ser asignados a una fuente específica. Este es el caso del denominado Terremoto de Ibarra de 1868 (7.0 y 7.3 Mw, Beauval et al., 2010), mismo que afectó a las poblaciones aledañas causando alrededor de 20 000 víctimas (Albuja, 1962, Varela Almicar en IGEPN, 2017). La distribución de intensidades Beauval et al, (2010) sugieren un epicentro cercano al Sistema de Fallas Billecocha (SFB). Ego et al. (1996) asegura que el SFB son de tipo normal y generadas por un ajuste isostático, debido a deshielo del último periodo de glaciación (6000 – 10000 A.P.), es decir, las considera estructuras no tectónicas y sin capacidad de producir sismos.

El SFB se localiza al NW del Cantón Cotacachi en un área de 5 km de ancho por ~ 20 km de largo, a ~4000 msnm. Este estudio incluye un análisis geomorfológico a detalle con rasgos que sugieren movimientos de tipo transcurrente, tales como la presencia de morrenas con desplazamientos laterales, drenajes desplazados y abandonados reconocidos en campo. Para tener un mejor detalle de la estructura en subsuperficie, se aplicaron los métodos geofísicos de sísmica de refracción y Ground Penetrating Radar (GPR), donde se observa capas con espesores entre 2 y 6 metros cortadas por un plano que buza al Sureste. Adicionalmente, se realizaron trincheras perpendiculares al segmento de falla principal, definiéndose un paquete sedimentario compuesto por volcanosedimentos con intercalaciones de pómez y depósitos fluvioglaciares desplazados por planos de falla, y la presencia de *colluvial wedges* que reportan al menos 3 saltos, de los cuales el último alcanza la superficie. El análisis realizado en este estudio es relevante para la cuantificación del peligro sísmico de la zona.

Palabras Clave: Sistema de Fallas Billecocha, Geomorfología, Geofísica, Paleosismología.

## ABSTRACT

While several destructive earthquakes have occurred in the history of Ecuador, not all have been able to be assigned to a specific fault. This is the case of the Ibarra earthquake of 1868 (7.0 y 7.3 Mw Beauval et al., 2010), which devastated nearby towns and resulted in more than 20 thousand fatalities. The distribution of intensities (Beauval et al., 2010) suggests an epicenter near the Billecocha Fault System (BFS). Prior work suggests that these structures are extensional in origin, probably generated via isostatic adjustment due to melting since the last period of glaciation ~6 – 10 Ka BP (Ego et. al., 1995). If true, this idea implies that these are non-tectonic structures and mostly devoid of the ability to produce strong future earthquakes.

To this end, in this study we seek to better characterize the nature of the fault system from both field, seismic, and remote sensing techniques. The BFS is located northwest of Cotacachi county at approximately 4 000 meters above sea level and distributed over an area 5 km wide and 20 km long. Detailed geomorphological lineament analyses show abundant evidence of transcurrent motions. These include the presence of moraines with lateral displacements, strike-slip compressive structures, and drainages either offset horizontally or completely cut and abandoned. Seismic refraction lines and ground-penetrating radar (GPR) reveal layers between 2 - 6 m thick cut by a southeast dipping plane. Additionally, a fault-perpendicular trench was dug and exhibits a sedimentary pack consisting of mostly volcanic sediments with interspersed pumice and fluvio-glacial deposits displaced by various fault planes. Colluvial wedges with at least 3 offsets are also present, the last of which actually reaches the surface. The analysis carried out in this study is relevant for the quantification of the area seismic risk.

Key words: Billecocha Fault System, Fault, Geomorphology, Geophysics, Paleoseismology

# 1 INTRODUCCIÓN

## 1.1 ANTECEDENTES Y JUSTIFICACIÓN

A lo largo de la historia, el Ecuador ha sido afectado por varios eventos sísmicos de carácter destructivo. El reconocimiento y caracterización de las fuentes (fallas activas) de estos terremotos, ha sido uno de los retos más ambiciosos de los estudios de la tectónica y neotectónica del país. Algunas fallas y/o sistemas de fallas han recibido mayor atención por los científicos que se desenvuelven dentro de esta temática, tales como Sistema de Fallas Chingual-Cosanga-Pallatanga-Puná (Alvarado et al., 2016). Sin embargo, características (geometría, mecanismo, recurrencia) de otras fallas aún no han sido bien determinadas y necesitan ser conocidas, a efectos de un objetivo mayor que es el cálculo de la amenaza y el riesgo sísmico en el Ecuador. Su conocimiento es de vital importancia, ya que permite evaluar mejor la amenaza sísmica local y regional. Además del interés científico que representan las principales fallas que condicionan el contexto tectónico en el país.

En la Cordillera Occidental, se han identificado fallas que siguen el rumbo de esta cordillera con movimientos que aún están por definir (Segovia & Alvarado, 2009). Una de estas estructuras es el Sistema de Fallas de Billecocha (SFB), ubicado al NW de Cotacachi, Provincia de Imbabura. Ego et al. (1996), afirma que la cinemática de este sistema es de tipo normal y de origen no tectónico generado por deslizamientos producto de la gravedad en respuesta al rebote elástico, debido a saturación de fluidos luego del período de glaciación (12,000 a 10,000 años A.P, Clapperton & Vera, 1986). La investigación precedente analiza únicamente una sección de la falla principal, es decir, el estudio es restringido en cuanto a su extensión. Observaciones más recientes en base a modelos de elevación digitales (DEM) evidencian un mayor número de segmentos, mismos que conforman el sistema de fallas, además de rasgos morfológicos tales como: drenajes desplazados, drenajes abandonados, lomos desplazados, escarpes de falla, contra escarpes y *sag ponds*, que sugieren una cinemática de tipo transcurrente.

Los rasgos morfológicos, previamente mencionados, son un indicativo de la actividad reciente de este sistema de fallas, sin embargo, es poco lo que se conoce del mismo.

En este trabajo se plantea caracterizar el sistema de fallas de Billecocha a través de la descripción de rasgos geomorfológicos superficiales y subsuperficiales mediante imágenes

DEM de alta resolución y de imágenes obtenidas por métodos geofísicos, que permitan determinar la cinemática de las estructuras ligadas al SFB, y entender el contexto tectónico en el que se ha desarrollado.

## **1.2 OBJETIVOS**

### **1.2.1 OBJETIVO GENERAL**

Determinar la cinemática del Sistema de Fallas de Billecocha, a través del estudio de las evidencias geomorfológicas e imágenes subsuperficiales obtenidas mediante métodos geofísicos.

### **1.2.2 OBJETIVOS ESPECÍFICOS**

- Caracterizar geomorfológicamente los rasgos principales del Sistema de Fallas de Billecocha.
- Establecer el sentido y desplazamiento del Sistema de Fallas de Billecocha mediante marcadores cinemáticos.
- Realizar perfiles de velocidad y radargramas de reflexión con el fin de obtener imágenes de la estructura subsuperficial del segmento de falla principal del Sistema de Fallas de Billecocha.
- Diferenciar las distintas estructuras internas del segmento de falla principal de Billecocha.
- Estimar espesores y límites de los cuerpos litológicos afectados por el segmento de falla principal de Billecocha.

## **1.3 SÍNTESIS DE ESTUDIOS PREVIOS**

Ego et al. (1996), mencionan que el Sistema de Fallas de Billecocha se desarrolla sobre una morfología similar a un *plateau* erosionado, cubierto por flujos de lava y material volcánico cuaternario proveniente de los volcanes Cotacachi y Chachimbiro. La cinemática planteada para este sistema de fallas es de tipo normal y generado por procesos gravitatorios denominados “*sackungs*” o deformación gravitacional de pendiente profunda. Mediante un modelo teórico se explica que las fallas ocurren a lo largo de planos de debilidad por cizallamiento en respuesta al rebote elástico debido a la saturación de fluidos, luego de la glaciación (12,000 a 10,000 años A.P., Clapperton & Vera, 1986).

En base a desplazamientos de depósitos morrénicos (del plateau) desplazados por la falla principal, se atribuye una edad máxima de 10,000 años A.P., para el inicio de la actividad de esta estructura. La mínima edad de inicio es de  $5,690 \pm 50$  años A.P., resultado de una datación con C14 de un paleosuelo que aflora a lo largo del camino a la localidad de Piñan y que según Ego et al. (1996), no ha sido afectado de manera significativa por la falla. Por lo tanto, el movimiento de la falla que produce el escarpe ocurre entre los 10,000 y 5,700 años antes del presente (Ego et al., 1996).

Egüez et al. (2003), define a Billecocha como una sección relacionada con el Sistema de Fallas de Huayrapungo (Egüez & Yepes, 1993). En este sector el segmento de falla principal de Billecocha tiene una longitud de 7 km, con un rumbo de  $N25^{\circ}E \pm 4^{\circ}$ , buzando al Sureste aunque con ángulo desconocido.

Almeida (2016) en el Estudio Petrográfico y Geoquímico del Volcán Cotacachi-Provincia de Imbabura, determina la presencia de lineamientos que sugieren movimientos dextrales con componente compresivo, los cuales son observados especialmente en la parte alta del flanco norte del volcán Cotacachi. Almeida (2016) propone que estos lineamientos están relacionados con el SFB.

## **1.4 PLAN DE TRABAJO**

Para realizar la siguiente investigación se llevó a cabo el siguiente proceso:

- Recopilación de información bibliográfica y cartográfica del área de estudio.
- Identificación y descripción del área de estudio a través de mapas de elevación digital de terreno (DEM) e imágenes de alta resolución.
- Inspección de campo para reconocimiento, levantamiento e identificación de características geomorfológicas principales para el desarrollo del estudio.
- Campaña de adquisición de datos en campo para el desarrollo de los métodos geofísicos de Sísmica de Refracción y Electromagnético.
- Elaboración de perfiles sísmicos, tomografías sísmicas y radargramas de reflexión.
- Análisis e interpretación de las imágenes obtenidas.
- Realización de trincheras transversal a uno de los segmentos de falla del SFB

- Interpretación integral de la investigación.

## 1.5 ASPECTOS FISIAGRÁFICOS

### 1.5.1 UBICACIÓN

El Sistema de Fallas de Billecocha se encuentra ubicado sobre la cordillera Occidental, cantón Cotacachi, Provincia de Imbabura. Localmente está limitada al sur por el Volcán Cotacachi, al Noroccidente y Este por los poblados de El Piñan y El Hospital respectivamente. Al Sureste por zonas urbanas como Cotacachi, Imantag, Colimbuela y Perafán (Figura 1-1). El área de estudio comprende una superficie de 160 km<sup>2</sup>, y se encuentra a 3,930 m.s.n.m, entre las latitudes 0,4°N y 0,3°N, y las longitudes 78,39° W y 78,29° W.

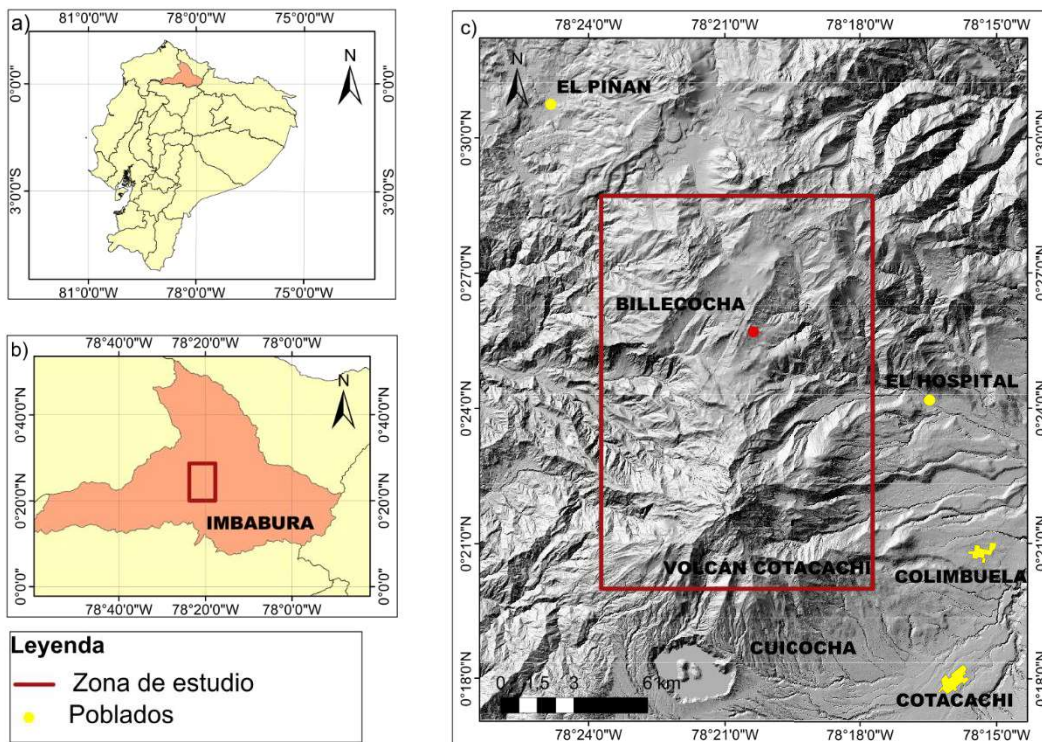


Figura 1-1. a) Ubicación de la provincia de Imbabura en el mapa del Ecuador, b) Ubicación del área de estudio en la provincia de Imbabura, c) Ubicación de la zona de estudio.

### 1.5.2 FISIOGRAFÍA E HIDROGRAFÍA

Las características morfológicas del área de estudio relacionadas con la actividad glacial y la deposición de material de los centros volcánicos cercanos como Cuicocha y Chachimbiro.

Estos depósitos forman una extensa cantidad de colinas y valles que han sido posteriormente erosionados por el paso de morrenas y till (sedimentos transportados y depositados por glaciales) sobre la superficie de las rocas, dejando superficies suavizadas al centro del área de estudio, y relieves irregulares en zonas distales producto de la acción erosiva de los ríos. El elemento de mayor relieve es el volcán Cotacachi con un pico glacial de 4,939 m.s.n.m., en el flanco oriental del volcán se ubican los domos Loma Negra (3,051 m.s.n.m), Peribuela (3,871 m.s.n.m) y en el flanco occidental el domo Muyurcu (3,502 m.s.n.m) (Figura 1-2) (Almeida, 2016).

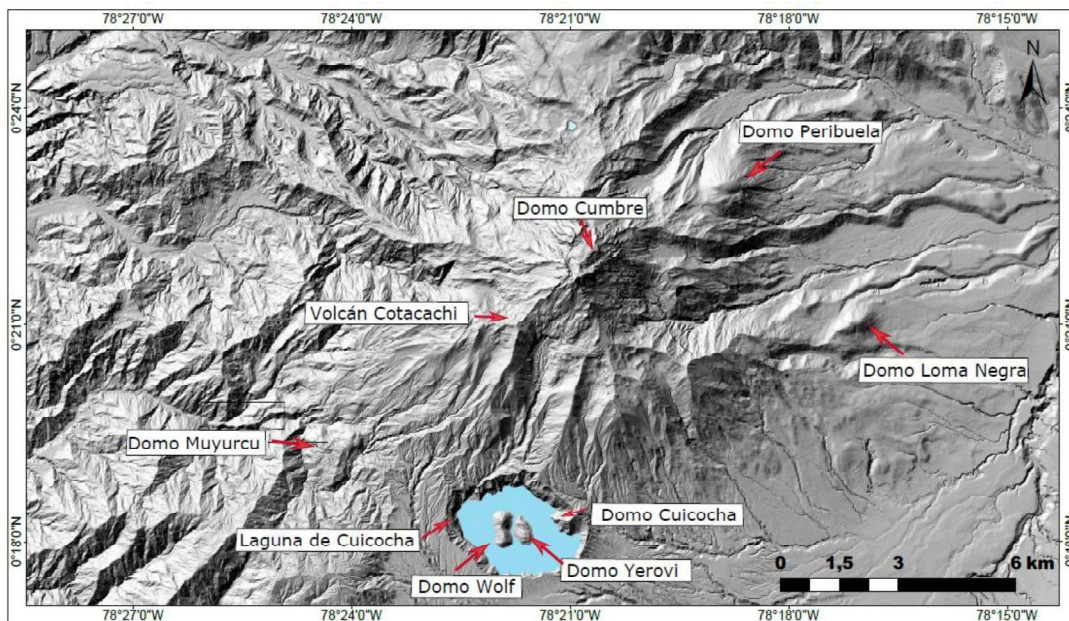


Figura 1-2. Mapa fisiográfico del Complejo Volcánico Cotacachi (Almeida, 2016)

### 1.5.3 VÍAS DE ACCESO

El área de estudio está ubicada a 70 km de la ciudad de Quito, y 25 km al occidente de Ibarra. Se puede acceder a la zona de interés mediante la vía Panamericana Norte hasta llegar a la Provincia de Imbabura, para luego dirigirse a la ciudad de Cotacachi y posteriormente por medio de vías de segundo orden llegar hasta el Bosque de Peribuela ubicada al interior de la reserva Nacional Cotacachi -Cayapas, para finalmente tomar la vía de segundo orden que permite llegar al sector de Billecocha y pasa a través del poblado El Piñan (Figura 1-3).





Figura 1-3. Localización del área de estudio y vías de acceso (Adaptado de Google Earth, 2018)

## 2 MARCO GEOLÓGICO

### 2.1 GEODINÁMICA ACTUAL

Los procesos tectónicos en el Ecuador están gobernados principalmente por la subducción oblicua ( $83^{\circ}\text{N}$ , Kendrick et al., 2003) de la placa oceánica de Nazca (más densa), bajo la placa continental Sudamericana, a una velocidad de  $\sim 58$  mm/año (Figura 2-1). El acoplamiento entre las placas Nazca y Sudamericana implica la presencia de esfuerzos compresivos que actúan sobre la placa suprayacente (Placa Sudamericana), el proceso de subducción oblicua ha originado el *sliver* Norandino (Nocquet et al, 2014), que constituye una zona continental de deformación interna, cuyo desplazamiento tiene una dirección  $\text{N}65^{\circ}\text{E}$  con una velocidad de 8.5 mm/a con respecto a la placa Sudamericana (Nocquet et al., 2014).

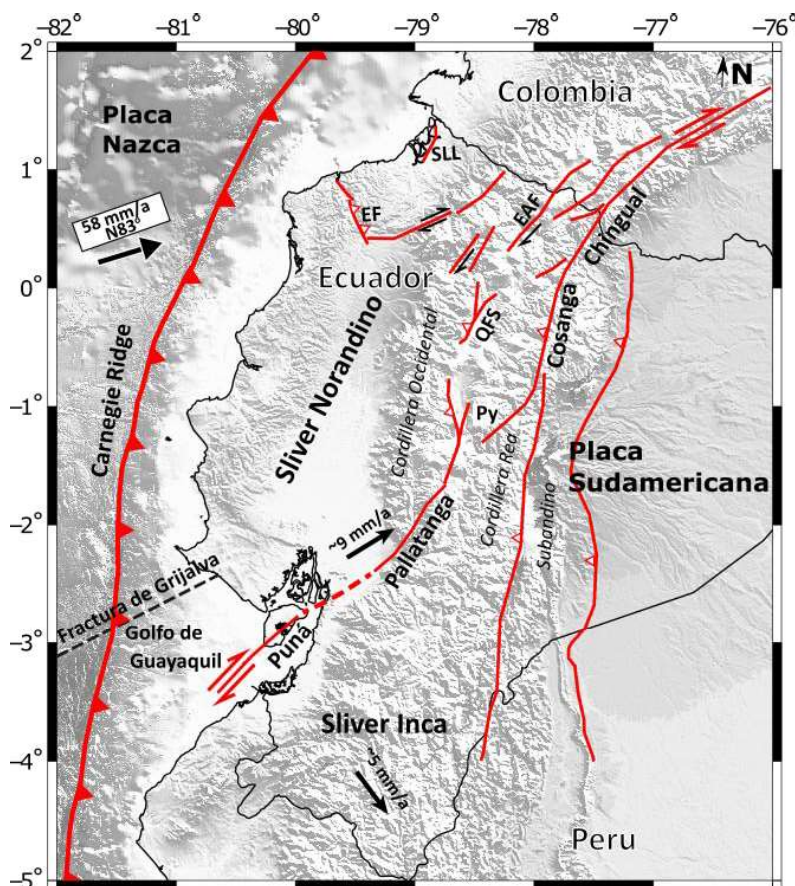


Figura 2-1. Marco Geodinámico actual del Ecuador. Fallas modificadas de Alvarado et al., (2016).  
EF: Falla de Esmeraldas, SLL: Lineamiento de San Lorenzo, QFS: Sistema de Fallas de Quito,  
EAF: Falla El Ángel, Py: Zona de Pisayambo. Tomado de Vaca et al., (2019)

El movimiento del *sliver* Norandino con respecto a la placa Sudamericana está acomodado por el Sistema de Fallas Chingual-Cosanga-Pallatanga-Puna (Alvarado et al., 2001), extendiéndose hasta Colombia donde recibe el nombre de Sistema de Fallas Afiladores-Sibundoy- Algeciras (París et al., 2000; Velandia et al., 2005). Una consecuencia del proceso de subducción es el desarrollo del arco volcánico, que es la principal fuente para el relleno sedimentario del Valle Interandino (VI). También, como efecto de la subducción se tiene la generación de los grandes terremotos de subducción y los que tienen su origen al interior de las placas Nazca y Sudamericana.

## **2.2 GEOLOGÍA REGIONAL**

El Ecuador está dividido en cinco regiones morfoestructónicas que de Oeste a Este son: (1) la planicie costera, donde una secuencia de basamento máfico cristalino (Feininger & Bristow, 1980; Jaillard et al., 1995; Reynaud et al., 1999) es cubierta por depósitos de antearco del Paleogeno a Neogeno. (2) la Cordillera Occidental, compuesta por un basamento de volcánicos máficos a intermedios y rocas intrusivas tectónicamente yuxtapuestas con depósitos turbidíticos del Cretácico Tardío a Oligoceno, (3) la Depresión Interandina (DI) ubicada al este de la Cordillera Occidental, está compuesta por una gruesa capa de depósitos volcánicos de edad Plioceno a Pleistoceno (Winkler et al., 2005), se extiende al norte hasta Colombia. (4) la Cordillera Oriental se compone de rocas metamórficas del Paleozoico y granitoides del Mesozoico (Aspden & Litherland, 1992; Litherland et al., 1994; Pratt et al., 2005), limita con la DI mediante la sutura de Pelitetec, cuya continuación en Colombia es la falla Romeral (Figura 2-2) (5) finalmente, la zona del Sub-Andino, y la Cuenca Oriente constituida como una cuenca de trasarco de edad Cretácico Tardío a Holoceno desarrollada sobre la placa Sudamericana producto del levantamiento de la Cordillera Real (p.ej., Martin-Gombojav & Winkler, 2008).

El Sistema de Fallas de Billecocha se encuentra en la Cordillera Occidental, por lo que a continuación se describe con mayor detalle.

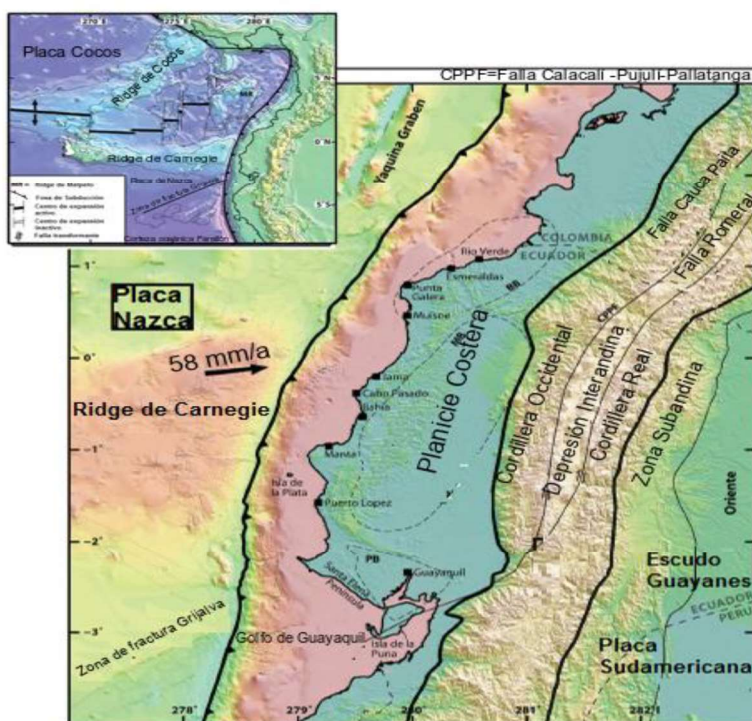


Figura 2-2. Principales regiones morfotectónicas del Ecuador. Trazos de fallas principales modificado de Vallejo et al., (2009): CF=Falla Cosanga, CPPF: Falla Calacalí-Pujilí-Pallatanga. Topografía y Batimetría tomado de Michaud et al., (2006). Límites de principales cuencas sedimentarias tomado de Deniaud (2000): BB= Cuenca de Borbon, MB=Cuenca de Manabí, PB: Cuenca Progreso (Modificado de Font et al.,2013)

## 2.3 GEOLOGÍA REGIONAL DE LA CORDILLERA OCCIDENTAL DEL ECUADOR

La Cordillera Occidental está compuesta por bloques oceánicos alóctonos acrecionados contra el margen de la placa Sudamericana durante el Cretácico Tardío a Eoceno (Hughes and Pilatasig, 2002; Spikings et al., 2005). El basamento de la Cordillera Occidental incluye rocas volcánicas de los terrenos Pallatanga-San Juan y Macuchi, separadas por la zona de cizalla Chimbo Toachi (Figura 2-3).

El bloque Pallatanga está expuesto a lo largo del borde Este de la Cordillera Occidental, comprende rocas ultramáficas, basaltos (pillow lavas), hialoclastitas y sedimentos marinos del Cretácico Temprano-Tardío (Hugues & Pilatasig, 2002) limita con el margen continental a través del Sistema de Fallas Calacalí-Pujilí-Pallatanga(Figura 2-3), considerada como la extensión sur del Sistema de Fallas Cauca-Patía en Colombia (Litherland & Aspeden, 1992). Spikings et al. (2005) sugiere que el bloque Pallatanga acrecionó contra el margen

continental hace ~85 a 60 Ma, a lo largo de la zona de sutura definida por el melange tectónico de Pujilí, donde se encuentran rocas similares a las de la Cordillera Real. La afinidad geoquímica de este bloque es de plateau oceánico y basaltos tipo E-MORB (Hugues & Pilatasig, 2002; Kerr et al., 2002a; Mamberti et al., 2003) asociado genéticamente con el plateau oceánico Caribe (Spikings et al., 2001; Vallejo et al., 2009).

Sobre la unidad Pallatanga se deposita el Grupo Río Cala constituido por formaciones volcanoclásticas (Vallejo, 2007), que incluyen andesitas y basaltos de la formación Río Cala (Boland et al., 2000), turbiditas intercaladas con rocas volcánicas intercaladas provenientes de las formaciones Natividad y Mulaute (Kehrer & Van der Kaaden, 1979; Egüez, 1986; Hugues & Bermúdez, 1997) y andesitas con concentración alta en Magnesio (boninitas) de la formación La Portada (Van Thournout, et al., 1991; Kerr et al., 2002a). La edad asociada a este grupo es de Santoniano a Maastrichtiano (Egüez, 1986; Hugues & Bermudez, 1997; Boland et al., 2000), con afinidad geoquímica de arco de isla intraoceánico (Cosma et al., 1998; Mamberti, 2001; Vallejo et al., 2006).

El bloque Macuchi está localizada a lo largo del borde occidental de la Cordillera Occidental, y limita al Este con la falla transpresiva dextral Chimbo-Toachi (Figura 2-3)(Hugues & Bermudez, 1997; Hugues & Pilatasig, 2002), está compuesta por basaltos (pillow lavas), tobas líticas de composición basáltica y andesítica, brechas basálticas, intrusiones andesíticas, material volcánico retrabajado en capas turbidíticas, y cherts (Hugues & Pilatasig, 2002). La afinidad geoquímica de las rocas volcánicas y volcano-sedimentarias es de arco de islas (Kerr et al, 2002; Chiaradia, 2009) subyacidas por rocas con afinidad de plateau oceánico (Chiaradia y Fontboté, 2001) y tipo MORB (Boland et al., 2000). Análisis de edades radiométricas y bioestratigráficas sugieren que la unidad Macuchi estuvo activa durante el Paleoceno a Eoceno tardío (Egüez et al., 1986; Hugues & Pilatasig 2002; Spikings et al., 2005), mediante edades  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  reporta una edad Eoceno para la unidad (Vallejo et al., 2009). Interpretaciones iniciales sobre esta unidad sugieren que fue depositada en un arco de islas intraoceánico (Egüez, 1986; Aguirre & Atherton, 1987) de origen alóctono acrecionado durante el Eoceno (Hugues & Bermúdez, 1997). Sin embargo, interpretaciones posteriores sugieren que, esta unidad no fue acrecionada debido a que, actualmente está entre el bloque Piñon y el Bloque Pallatanga, que fueron amalgamadas en el Cretácico tardío. Por lo tanto, es geográfica y estratigráficamente difícil la acreción de dicha unidad (Vallejo et al, 2009).

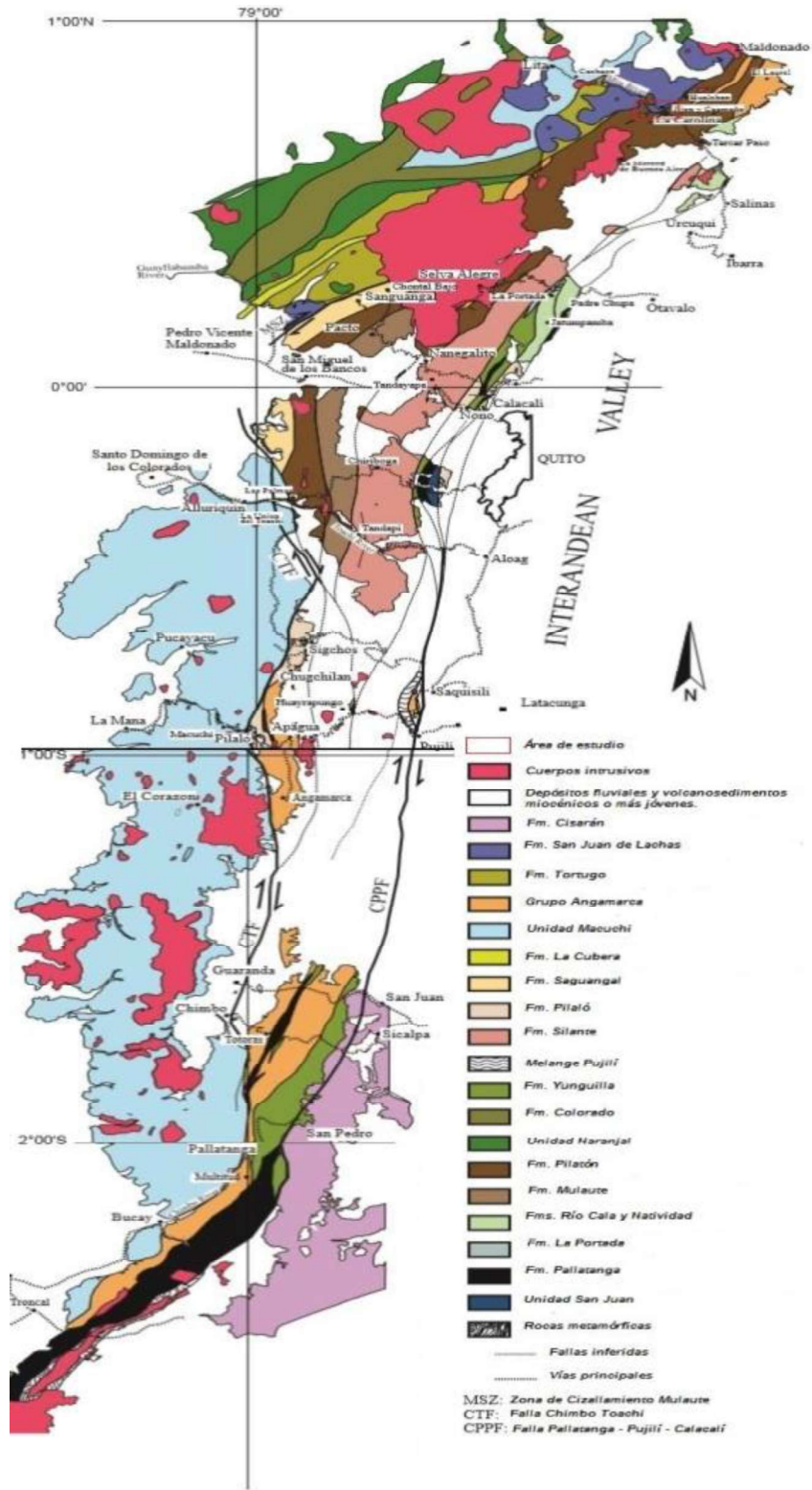


Figura 2-3. Mapa simplificado de la Cordillera Occidental entre 1° N y 2°30' S (Modificado de Vallejo et al., 2009)

Asociada a esta actividad volcánica se desarrollaron depósitos turbidíticos como la formación Yunguilla de edad Cretácico tardío, la formación Angamarca de edad Paleoceno a Eoceno cuyo ambiente es una cuenca marina, y la unidad Silante descrita como una secuencia terrestre de edad Eoceno tardío a Oligoceno (Hugues & Pilatasig, 2002). Finalmente, depósitos volcánicos Neógenos cubren la Cordillera Occidental hasta el Cuaternario, periodo donde se forma el arco volcánico actual.

## **2.4 VOLCANISMO CUATERNARIO**

El arco volcánico cuaternario se extiende a lo largo del territorio ecuatoriano con dirección NNE-SSW, desde el volcán Cerro Negro en la frontera con Colombia hasta el volcán Sangay en los 2° S (Hall & Beate, 1991; Hall et al., 2008), con una longitud de ~ 350 km y un ancho ~80 km (Figura 2-4). Los volcanes que constituyen este cinturón volcánico se clasifican en cuatro grupos en base a su posición geográfica, morfología y geoquímica, estos son: volcanes de la Cordillera Occidental, Cordillera Real, Depresión Interandina y zona Subandina (Barberi et al., 1988; Hall & Beate, 1991).

Bernard y Andrade (2011) reportan un total de 83 complejos volcánicos activos en el Ecuador continental clasificados en base a su última erupción en: 5 volcanes activos (última erupción < 500 años), 3 volcanes en período de erupción (entre 2011 y 2012), 60 volcanes extintos (última erupción > 10 000 años) y 15 volcanes potencialmente activos (última erupción < 10,000 años).

La actividad volcánica en la Cordillera Real y la Depresión Interandina inicia desde el Plioceno-Temprano de acuerdo con edades basadas en sus depósitos volcánicos, mientras en la Cordillera Occidental comienza hace 1.5 Ma (Barberi et al., 1988). Los edificios volcánicos ubicados en el frente volcánico occidental se encuentran sobre el basamento ígneo del Cretácico Tardío (Hugues & Pilatasig, 2002), la mayor parte de las construcciones volcánicas se presentan como conos compuestos. La composición de los volcanes es básica-andesítica y cambia a una composición ácida-dacítica por la actividad dada en el Pleistoceno y Holoceno (Hall et al., 2008).

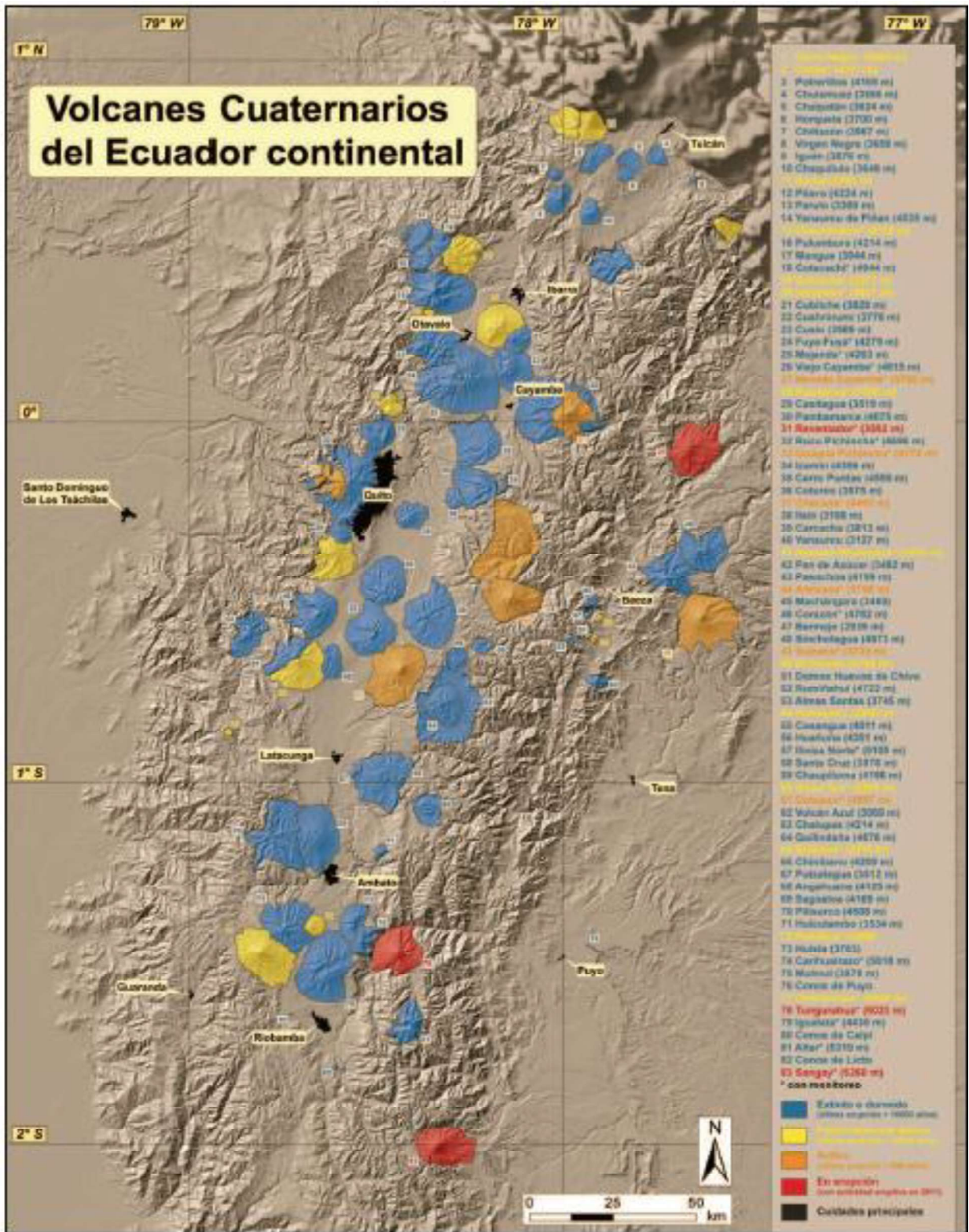


Figura 2-4. Volcanes Cuaternarios del Ecuador Continental (Bernard & Andrade. 2011)



## **2.5 GEOLOGÍA LOCAL**

El Sistema de Fallas de Billecocha se desarrolla en una superficie paleoerosional resultado de la última actividad glacial y cubierta por depósitos volcánicos recientes asociados a los edificios volcánicos cercanos como Chachimbiro y Cuicocha. El basamento en el cual se deposita el material volcánico reciente está constituido por rocas de composición máfica a ultramáfica con afinidad geoquímica de plateau oceánico que representan a la unidad Pallatanga; rocas de composición básica a intermedia con afinidad calco-alcalina de arco de isla y secuencias turbidíticas, definido como el Grupo Río Cala (Vallejo, 2007). Las rocas volcánicas Cretácicas afloran como escamas tectónicas en la zona de estudio.

### **2.5.1 UNIDAD PALLATANGA**

La formación Pallatanga es el basamento volcánico de la Cordillera Occidental (McCourt et al., 1997) comprende basaltos, microgabros, diabasas, peridotitas, pillow lavas, doleritas masivas no vesiculares e hyaloclastitas (Hugues & Pilatasig, 2002). Esta formación está expuesta en el borde oriental de la Cordillera Occidental y es separada de la Depresión Interandina por una falla con orientación N-S (Calacalí-Pujilí-Pallatanga) (Hugues & Pilatasig, 2002; Vallejo, 2007). En el área de estudio no se observó esta unidad, sin embargo, constituye el basamento donde se desarrolla el SFB.

### **2.5.2 GRUPO RÍO CALA**

El Grupo Río Cala es una secuencia volcánica y sedimentaria depositada en un arco de islas intraoceánico durante el Cretácico Tardío, incluye a las unidades La Portada, Mulaute, Pilatón, Natividad y Río Cala (Vallejo, 2007). En la zona de estudio se presentan unidades que pertenecen al grupo Río Cala, excepto La Portada, Mulaute y Pilatón. Por lo tanto, se describirán aquellas ubicadas en el área de acuerdo con en el mapa Geológico del Ecuador entre 0° - 1° N de Boland et al., 2000 (Figura 2-5).

#### **2.5.2.1 UNIDAD RÍO CALA**

La unidad Río Cala está restringida al norte de la Cordillera Occidental entre 0° y 1° N. Litológicamente está compuesta por lavas masivas de composición basáltica a andesítica, brechas volcánicas, areniscas volcanoclásticas y andesitas amigdaloidales (Boland et al., 2000; Kerr et al., 2002a; Vallejo, 2007). Geoquímicamente tiene afinidad toleítica y calcoalcalina asociado a zonas de subducción. Litoestratigráficamente está en contacto concordante con la secuencia turbidítica Natividad (Vía Otavalo-Selva Alegre), mientras que

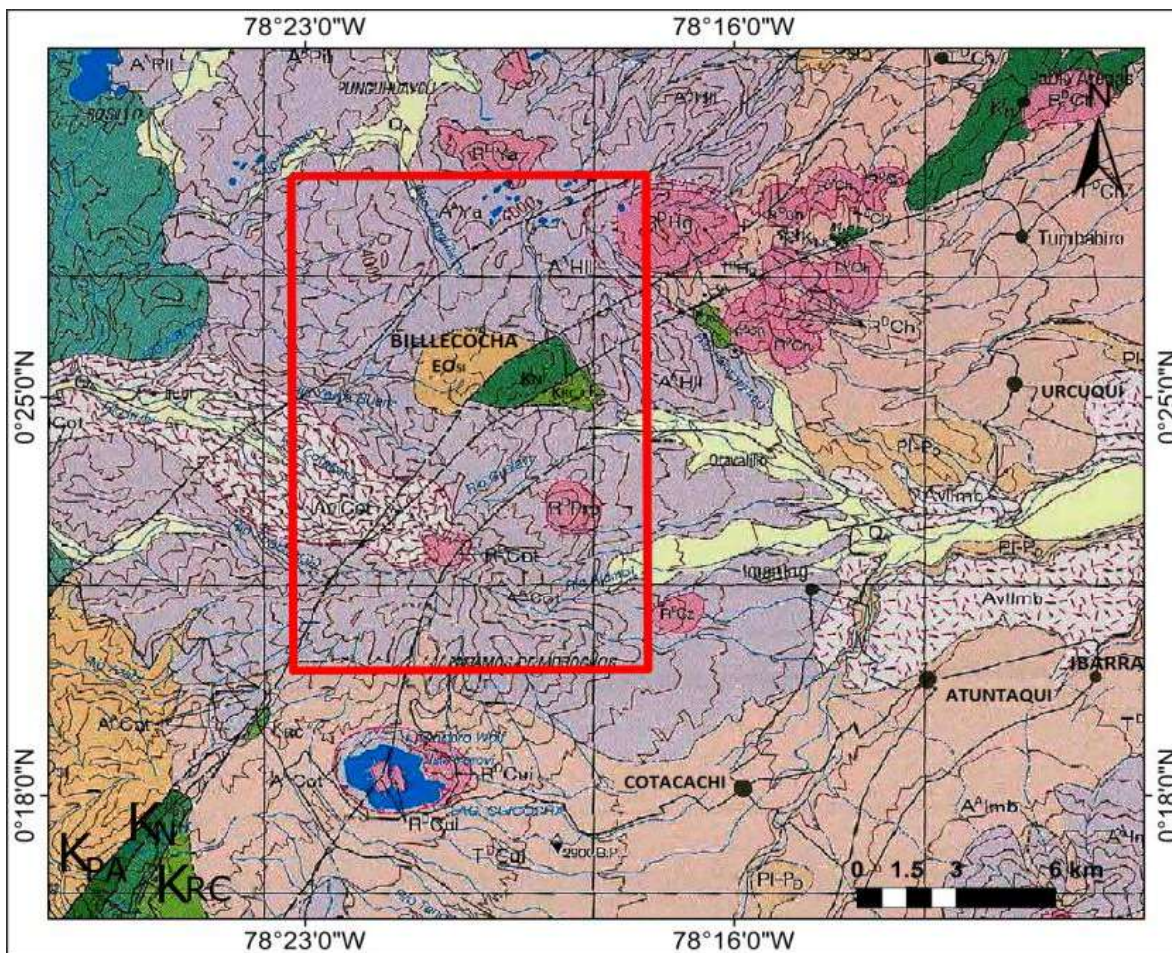
con otras formaciones de la Cordillera Occidental el contacto es tectónico. La edad de esta secuencia es de Campaniano a Maastrichtiano de acuerdo con las relaciones estratigráficas con la unidad Natividad (Vallejo, 2007). Esta unidad es el basamento donde se encuentran los depósitos volcanoclásticos del área de estudio, además se encontraron líticos retrabajados tipo andesita en depósitos fluvioglaciales.

### **2.5.2.2 UNIDAD NATIVIDAD**

La unidad Natividad es una secuencia turbidítica que incluye areniscas, limolitas y cherts intercalados con lavas y tobas de composición basáltica (Boland et al, 2000). Esta secuencia sedimentaria fue depositada en la parte distal a media de un fan turbidítico coetáneo con la actividad del arco volcánico Río Cala (Vallejo, 2007), durante el Campaniano a Maastrichtiano (Wilkinson, 1998). En la Cordillera Occidental la formación Natividad ocurre en contacto fallado con la unidad Pallatanga y Río Cala (Boland et al, 2000). En el área de estudio no se observaron depósitos turbidíticos propio de esta unidad, sin embargo, cabe mencionarla debido a la relación con la unidad Río Cala.

### **2.5.3 UNIDAD SILANTE**

La unidad Silante es una secuencia continental compuesta por conglomerados, brechas, areniscas, y capas rojas constituidas por lutitas rojas a púrpuras, derivadas de una fuente rica en material volcánico (Kehrer & Van der Kaaden, 1979; Egüez, 1986; Cosma et al., 1998; Boland et al, 2000;). Geoquímicamente estas rocas volcánicas tienen una afinidad calcoalcalina (Egüez, 1986; Cosma et al, 1998) cuya edad es  $65.68 \pm 4.36$  Ma, indicando que su depositación fue durante el Maastrichtiano tardío a Paleoceno temprano (Vallejo, 2007; Vallejo et al., 2009). Cabe señalar que la edad de la unidad Silante es aún controvertida ya que ciertos autores la consideran del Paleoceno y otros del Eoceno-Oligoceno (Boland et al., 2000). En la zona de estudio no se identificaron litologías con características asociadas a la unidad Silante, pese a que, en el mapa de Boland et al., (2000) sí se presenta en la zona de investigación.



**LEYENDA**



Figura 2-5. Mapa Geológico del Ecuador entre 0° y 1° N (Modificado de Boland et al., 2000).

**2.5.4 DEPÓSITOS HOLOCÉNICOS**

Los depósitos holocénicos se componen de material resultado de la actividad glacial y depósitos volcánicos cuya fuente probablemente son los edificios volcánicos aledaños Cotacachi y Cuicocha, debido a que los eventos eruptivos son menores a 10,000 años, catalogados como potencialmente activos, en relación con otros volcanes cercanos como

Parulo, Pilavo, Yanahurco de Piñan y Pulumbura identificados como extintos (última erupción >10,000 años) (Bernard & Andrarde, 2011).

A continuación, se describirán los eventos y depósitos de los volcanes Chachimbiro y Cuicocha, estrechamente relacionados con el Sistema de Fallas de Billecocha.

#### 2.5.4.1 Depósitos Chachimbiro

El volcán Chachimbiro comprende tres fases denominadas Huanguillaro, Tumbatú y Hugá (Bernard et al., 2011). Investigaciones recientes han permitido identificar al menos cuatro erupciones asociadas a la fase Hugá en los últimos 6,000 años (Bernard et al., 2011). Actualmente, se ha estudiado y datado la erupción más importante desarrollada en ese periodo, cuyos depósitos han sido conservados y corresponden a un PDC (*Current density pyroclastic*), o corriente de densidad piroclástica que consiste en una mezcla de partículas volcánicas calientes con gas que fluyen bajo la influencia de la gravedad. El PDC consta de dos capas principales L1 y L2, la primera es un depósito piroclástico masivo rico en material juvenil con algunos bloques de riodacita y fragmentos de carbón, cuya parte superior contiene clastos accidentales oxidados de andesitas y lutitas del basamento cretácico (Unidades Natividad y Río Cala; Vallejo et al., 2006); la segunda capa L2, está dominada por ceniza gruesa estratificada con lapilli laminada, y contiene mayor cantidad de material juvenil que la primera capa (Bernard et al., 2014). Asociado a este evento se produjo un depósito de caída piroclástica cuya composición es 80 % en volumen de pómez riodacíticos y 20% de material accidental (principalmente lutita). La edad del depósito y la caída piroclástica es 3,640 a 3,510 años BC según dataciones realizadas sobre carbón (Bernard et al., 2014).

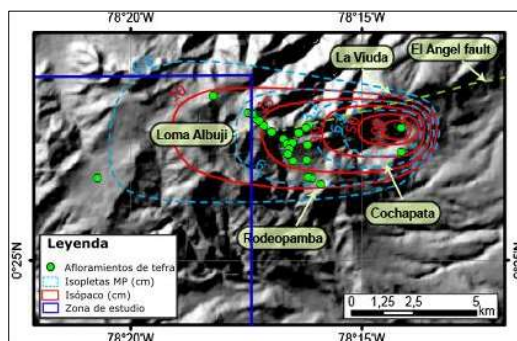


Figura 2-6. Mapa Isópaco del depósito de caída piroclástica resultado de la erupción del Chachimbiro 3,640 a 3,510 años BC, está relacionada con la parte oriental de la zona de estudio (Modificado de Bernard et al., 2014)

El depósito de caída piroclástica cubre al menos 70 km<sup>2</sup>, tiene una forma elíptica elongada hacia el occidente debido a la dominante dirección del viento, el espesor de esta capa es de 120 cm cerca de Chachimbiro y 7 cm en la Cordillera Occidental (Figura 2-6). La cobertura del material acorde al mapa isópaco del depósito (Bernard et al., 2014) está relacionada con la parte oriental del área de estudio. Por lo tanto, es importante analizar la relación entre este depósito y el sistema de fallas, debido a que la edad del evento podría ayudar a establecer su edad relativa.

#### **2.5.4.2 Depósitos Cotacachi - Cuicocha**

El complejo volcánico Cotacachi-Cuicocha comenzó su primera fase eruptiva (COTACACHI I) hace ~ 162 ka y continuó a los ~108 ka, según dataciones K/Ar. El material resultante consta de potentes flujos de lava de composición andesítico – basáltico, intercalados con brechas volcánicas andesíticas. El inicio de la actividad del volcán Cotacachi está representado por andesitas basálticas magnesianas ubicadas sobre el basamento ígneo cretácico (Almeida, 2016)

Consecuentemente, se desarrolla el segundo edificio (COTACACHI II) con una actividad explosiva, con material que corresponde a potentes depósitos de flujos piroclásticos ubicados en el flanco SE del volcán. Mientras se forma el COTACACHI II, ocurre el segundo evento explosivo evidenciado por un escarpe abierto hacia el NE del volcán y un depósito de avalancha de escombros localizado en el río Ambi (Almeida, 2016).

Diversos domos (p.ej., Cuicocha, Muyurcu, Loma Negra y Peribuela) se originaron en los alrededores del volcán Cotacachi, cuyos depósitos sobreyacen la secuencia volcanoclástica proveniente de COTACACHI I y II- Vento Central. Sobre el cráter se posicionan varias coladas de lava que marcan el fin de la fase COTACACHI II.

El domo Cuicocha ubicado al sur del edificio volcánico Cotacachi, fue destruido debido a una explosión que dio origen a una “caldera” hace ~ 3,1 ka, sucesivamente se depositan flujos, oleadas y caídas piroclásticas producto de la actividad explosiva. Finalmente, el emplazamiento de los domos post-caldera Wolf y Yerovi, y depósitos volcanoclásticos posteriores marcan el final de la actividad del CVCC (Almeida, 2016).

Es importante resaltar la edad de inicio de la actividad volcánica del CVCC, la cual corresponde a un periodo entre ~ 162 ka y ~108 ka, y el evento de formación de la caldera de Cuicocha que data de hace ~3 ka, con el fin de relacionar estos con la actividad tectónica del SFB.

## 2.6 GLACIACIONES DURANTE EL CUATERNARIO

Durante el Neógeno y Cuaternario se han determinado varios periodos de glaciación en el país (Tabla 2-1) (Claperton, 1983; Claperton & McEwan, 1985; Claperton & Vera, 1986). Asociado a estas glaciaciones se encuentran depósitos y rasgos morfológicos como morrenas, till (sedimentos transportados por glaciales) y bloques estriados, ubicados sobre los 3,600 m.s.n.m en los Andes ecuatorianos.

La última glaciación comenzó alrededor de los 35,000 años A.P llegando a su máxima extensión entre los 21,000 y 12,000 años A.P (Clapperton & Vera, 1986), donde varias capas de hielo y lenguas glaciales llegaron a alturas entre los 3,000 y 3,900 m.s.n.m. A partir de los 12,000 hasta los 10,000 años A.P, el calentamiento global y el subsecuente deshielo (Clapperton, 1986) causaron el retroceso de los glaciales a una altitud de 3,800 a 4,400 m.s.n.m. La zona de estudio está entre los 3,600 a 4,400 m.s.n.m, la capa activa de hielo actuó sobre el área alrededor de los 10,000 años A.P. Por lo tanto, la intensa erosión glacial suavizó las discontinuidades morfológicas desarrollando una planicie erosional (Ego et al., 1996).

*Tabla 2-1. Periodos glaciares en el Ecuador*

<b>Periodos Glaciares</b>	<b>Edad (AP)</b>
Neo-glaciar	5 000-presente -Pequeña edad de hielo
Tardi-glaciar "European upper Dryas chron"	12 000-10 000
Maxi-glaciar	33 000-14 000
Último intervalo glaciar máximo temprano a medio	80 000-36 000
Penúltima glaciación	170 000-110 000
Pre-penúltima glaciación	1.8 Ma
Glaciación Pre-pleistoceno	5 -1.8 Ma

Fuente: Clapperton & Vera, 1986

## 2.7 TECTÓNICA REGIONAL

El contexto tectónico del Ecuador guarda relación con el *sliver* Norandino (NAS por sus siglas en inglés) (Pennington, 1981, Ego et al., 1995, Nocquet et al., 2014). Se toma en cuenta el término *sliver* Norandino, debido a que, el dominio móvil comprende el antearco, arco y trasarco; mientras que los bloques o microplacas se relacionan con dominios sin deformación interna significativa, lo cual no sucede en el contexto ecuatoriano (Alvarado et al., 2016). La deformación interna al interior del “NAS” es demostrada por Alvarado et al. (2016) para el Sistema de Falla de Quito y por Lavenu et al. (1995) para la Depresión Interandina excluyendo el uso del término bloque o microplaca.

Jaillard et al. (2009) sugieren que el desplazamiento lateral del NAS puede estar activo desde el Cretácico Tardío y ha sido acomodado a lo largo de varias suturas (Pennington, 1981; Kellogg & Vega, 1995; Egbue & Kellogg, 2010). Alvarado et al. (2016) presenta esquemáticamente las suturas y límites de los terrenos oceánicos acrecionados en el Ecuador (Figura 2-7) donde se distingue su extensión y dirección preferentemente NNE a lo largo de los Andes Septentrionales, dichos terrenos están separados por zonas de suturas corticales profundas. En consecuencia, las regiones morfoestructurales (ver apartado 2.2 Geología Regional) están controladas por sistemas de fallas con dirección NNE-SSW que se desarrollan parcialmente a lo largo de estas suturas (Egüez et al., 2003). En efecto, el NAS está limitado al este por sistemas de fallas transcurrentes dextrales con dirección NNE que forman zonas de cizalla transpresionales produciendo una zona de deformación principal denominado sistema de fallas Chingual-Cosanga-Pallatanga-Puná, (Nocquet et al., 2014; Alvarado et al., 2016). La zona de antearco, la Cordillera Occidental y el Valle Interandino forman parte del NAS donde se desarrollan otros sistemas de fallas como el sistema de fallas inversas de Latacunga-Quito y, el sistema de fallas El Ángel-Mira al norte del país (Alvarado et al., 2016). El movimiento dextral a lo largo de estas fallas regionales cambian a un tipo de movimiento compresional en donde las fallas tienen dirección N-S, acomodando el estado compresional de los esfuerzos cuya dirección principal es E-W, producto de la convergencia entre la placa Sudamericana y la placa de Nazca. (Egüez et al., 2003).

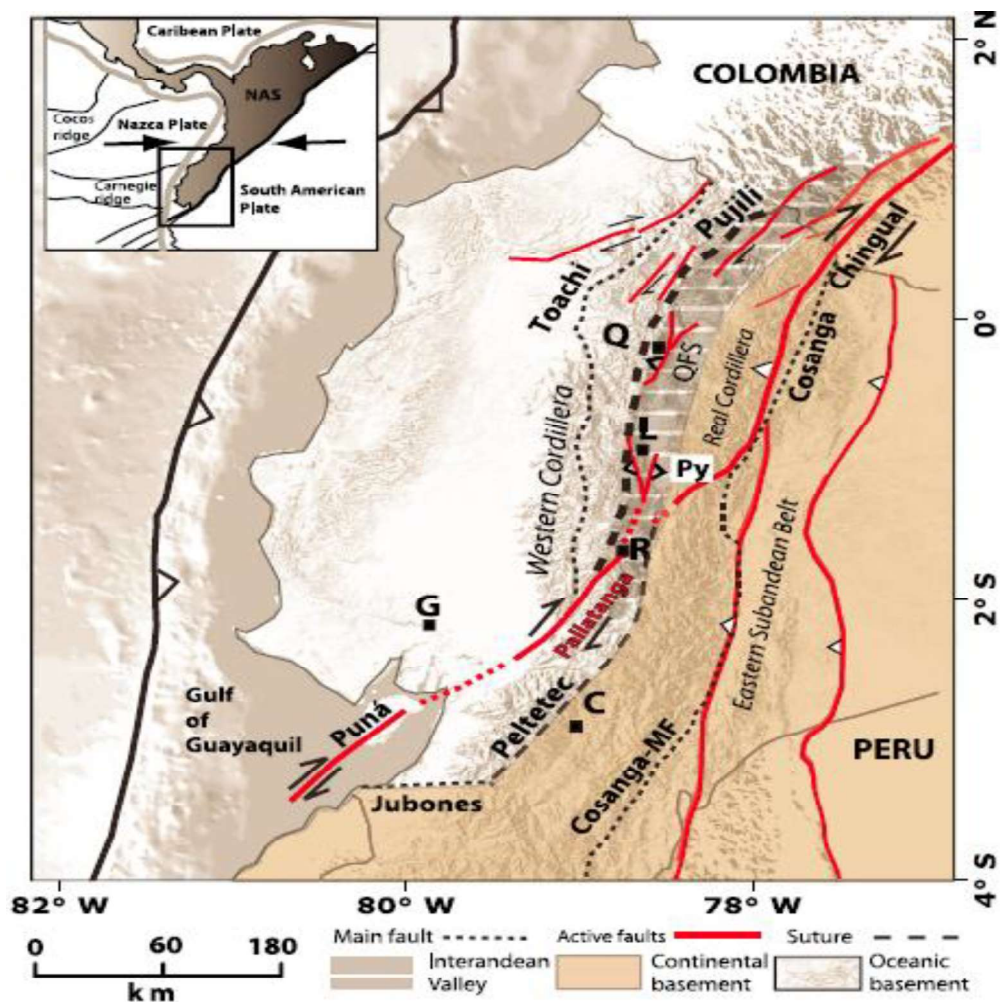


Figura 2-7. Mapa de la Tectónica activa del Ecuador. (Luego de Zamora y Litherland, 1993; Aspdén y Litherland, 1992, Audermand y Audermand, 2002). Sliver Nor-Andino: NAS; Falla Cosanga – Méndez, definida por Aspdén y Litherland (1992): Cosanga-MF; Sutura de Peltetec: Peltetec; Sutura del Melange de Pujilí: Pujilí; Falla de Jubones: Jubones; Zona de cizalla Toachi: Toachi; Zona de Pisayambo: Py; QFS: Sistema de Fallas de Quito. Ciudades: Quito: Q; Latacunga: L; Cuenca: C; Riobamba: R; Guayaquil: G. (Modificado de Alvarado et al., 2016)

## 2.8 TECTÓNICA LOCAL

El SFB se localiza en la Cordillera Occidental, donde se desarrollan sistemas de fallas regionales cuya dirección principal es NE-SW, las cuales actúan como contactos tectónicos entre unidades geológicas. La evidencia de estas estructuras son amplias áreas de fracturamiento y cizallamiento (Chulde, 2014). Seguidamente, se describirán las fallas cuaternarias principales aledañas al SFB



## 2.8.1 FALLAS CUATERNARIAS

El SFB se localiza en una zona tectónicamente activa, donde se desarrollan otras fallas con orientación principal N 40° E, estas estructuras tectónicas actúan desde el Cretácico tardío y están relacionadas a un campo de esfuerzos principales en dirección Este-Oeste.

Las estructuras aledañas son: al sur, la falla de Huayrapungo, al sureste el pliegue de Otavalo, al este la falla Río Ambí, al oeste la falla Apuela y al noreste la falla El Ángel (Figura 2-8). A continuación, se sintetizan las características de cada una de ellas.

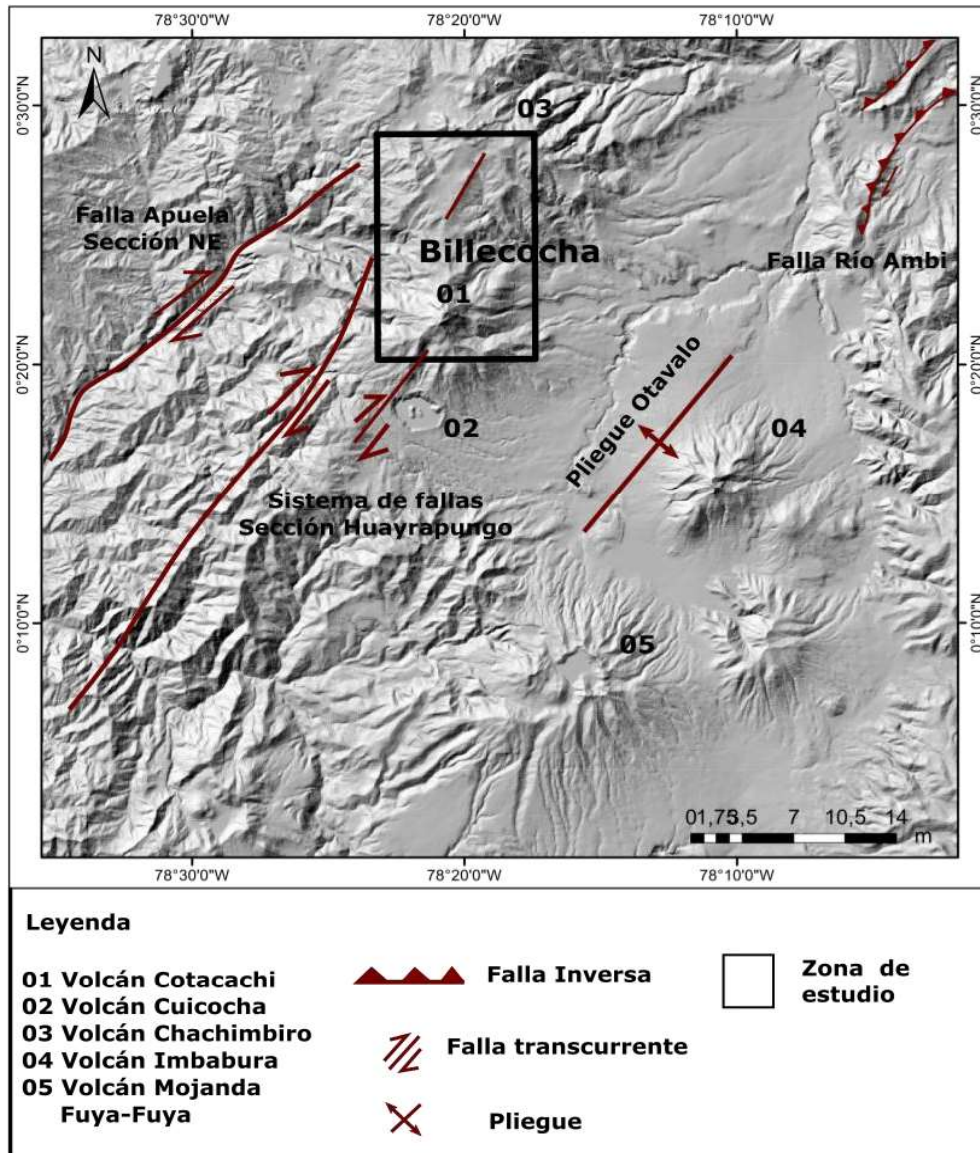


Figura 2-8. Mapa de Fallas Cuaternarias relacionadas con la zona de estudio. (Modificado de Almeida, 2016)

### **2.8.1.1 Falla Río Ambi**

Esta estructura controla los depósitos pliocénicos y plio-cuaternarios de la cuenca sedimentaria del Chota y constituye el límite occidental. La extensión longitudinal de la falla es de 15,6 km con rumbo aproximado N 31° E y buzamiento hacia el occidente con ángulo desconocido. Las expresiones morfológicas generadas por la actividad de esta falla son escarpes y colinas alargadas expuestas en el Río Ambi. El tipo de cinemática es inversa con un componente transcurrente dextral. La tasa de movimiento probablemente es de 1 mm/año y la actividad más reciente se produjo en el cuaternario (< 1,6 Ma) (Egüez et al., 2003).

### **2.8.1.2 Pliegue Otavalo**

Esta estructura fue reportada como una falla por Soulas (1988), está localizada al occidente de Otavalo y continúa hacia Atuntaqui con orientación NE-SW, sugiriendo un salto lateral con la falla de San Isidro ubicada al norte. Probablemente, esta estructura termina al sur en una pequeña cuenca transpresiva cerca de la zona de falla de Chavezpamba (Egüez & Yepes, 1993). La extensión de esta estructura es de 21.3 km, con un rumbo N 42° E (Egüez et al., 2003).

### **2.8.1.3 Falla de Apuela**

Esta estructura afecta parcialmente el contacto entre el intrusivo de Apuela de edad Mioceno y las formaciones Macuchi y Unacota de edad Eoceno. Además, afecta aluviales del Pleistoceno y depósitos glaciales. Esta falla tiene un patrón sinuoso a lo largo de los valles de Intag y Apuela, y termina 7 km al occidente de Nanegalito al sur, su longitud de 53.8 km y un rumbo de N 48°E, se divide en la sección nororiental, central y sur. Las expresiones geomorfológicas son drenajes desplazados que evidencian un tipo de cinemática transcurrente dextral. El movimiento más reciente sucedió en el Cuaternario (< 1.6 Ma) (Egüez et al., 2003).

### **2.8.1.4 Falla El Ángel**

La falla El Ángel tiene orientación nororiental y es interpretada como la prolongación del Sistema de fallas Colombiano Cauca-Patía (Soulas et al., 1991). Esta estructura desplaza morrenas glaciales del Pleistoceno tardío y otros depósitos cuaternarios. El rumbo de la falla es N43° E, con buzamiento hacia el noroccidente y ángulo desconocido, su extensión es de 26,3 km. Las expresiones geomorfológicas consisten en *sag ponds*, contra escarpes,

y depresiones que sugieren un movimiento con un componente dextral. La tasa de desplazamiento es aproximadamente 1 mm/ año (Egüez et al., 2003).

El denominado sismo de El Ángel ocurrido el 15 de agosto de 1868, es atribuido a el Sistema de Fallas El Ángel compuesto por los segmentos Mira, Tufiño y El Ángel (Alvarado et al., 2014). La magnitud momento equivalente calculada para este centro de intensidad por Beauval et al. (2010) es 6.6 Mi. Este terremoto causó graves daños en los poblados aledaños.

### **2.8.1.5 Falla de Huayrapungo**

La falla de Huayrapungo se localiza al sur del SFB, y ha sido descrita como una extensión de esta (Egüez y Yepes, 1993). Esta falla se extiende desde el río Cambugan al sur hasta el domo volcánico Muyurcu (probablemente del Pleistoceno) al norte, con una extensión de 14.9 km con rumbo N37° E y buzamiento desconocido. El desplazamiento es transcurrente dextral determinado por análisis micro-estructural (Egüez et al., 2003), los rasgos geomorfológicos característicos son escarpes que muestran facetas triangulares a lo largo de valles lineares en respuesta al movimiento de rumbo, termina en estructuras tipo “Cola de Caballo”.

## **2.9 SISMICIDAD**

### **2.9.1 SISMICIDAD HISTÓRICA**

La provincia de Imbabura ha sido afectada por varios terremotos causando daños significantes tanto en infraestructura como pérdidas humanas. Gutiérrez (2019) realizó un compendio de los sismos históricos registrados en Alvarado (2004) y CERESIS (2016) entre el periodo de 1584 al 2000, dando como resultado al menos 36 eventos sísmicos, los cuales, están asociados a fuentes como zonas de subducción, fallas tectónicas locales y sistemas de fallas lejanos (Alvarado et al., 2004).

Los eventos sísmicos que han generado importantes daños en la región son los terremotos del El Ángel ocurrido el 15 de agosto de 1868 y el terremoto de Ibarra ocurrido 10 horas después, el 16 de agosto de 1868 (Beauval et al., 2010) este último causó importantes daños en la infraestructura de poblaciones como Ibarra, Cotacachi, Urcuquí, Imantag entre otros, y alrededor de 20,000 pérdidas humanas (Albuja, 1962).

Tabla 2-2. Eventos sísmicos históricos localizados en la provincia de Imbabura

Evento	Latitud	Longitud	M	I <sup>M</sup>	I <sup>C</sup>	I <sup>I</sup>	I <sup>O</sup>	I <sup>Z</sup>
23/12/1584 <sup>β</sup>	0.36	-78.1	-	-	-	7 <sup>a</sup>	-	-
31/08/1587 <sup>θ,β,ε</sup>	0.05	-78.33	6.4	10	-	-	8 <sup>a</sup>	-
20/06/1698 <sup>θ,ε</sup>	-1.4	-78.8	7.2 – 7.3	10	-	-	2	-
22/01/1766 <sup>θ</sup>	0.44	-77.97	-	5	-	-	-	5
04/02/1797 <sup>θ,ε</sup>	-1.5	-78.6	7.6	11	-	4	-	-
18/03/1797 <sup>θ</sup>	0.4	-77.8	-	5	-	-	-	-
22/03/1859 <sup>θ,β,ε</sup>	0.02	-78.75	6.9 - 7.3	8	7	8 <sup>a</sup>	-	-
16/08/1868 <sup>θ,β,ε</sup>	0.38	-78.43	7.1 - 7.7	10	10 <sup>a</sup>	9	10	-
31/01/1906 <sup>θ,β,ω</sup>	0.95	-79.36	8.3	9	-	7 <sup>a</sup>	6	-
19/02/1906 <sup>α</sup>	0.4	-78.1	6.5	-	-	-	-	-
12/02/1914 <sup>β</sup>	0.3	-78.2	-	-	-	-	-	7 <sup>a</sup>
31/05/1914 <sup>θ,ε</sup>	-0.6	-78.42	6.4 - 6.5	7	4	3	4	-
29/06/1932 <sup>α</sup>	0.5	-78.5	-	-	-	-	-	-
18/05/1933 <sup>ω</sup>	0.5	-78.5	5.6	-	-	-	-	-
10/08/1938 <sup>θ,ε</sup>	-0.4	-78.41	5.6 – 6.0	9	-	-	4	-
13/05/1941 <sup>μ</sup>	-	-	-	-	-	-	-	-
14/05/1942 <sup>θ,β,ω</sup>	0.01	-80.39	7.8	9	6	6	6	8 <sup>a</sup>
17/05/1943 <sup>α</sup>	0.5	-79	-	-	-	-	-	-
29/03/1946 <sup>θ</sup>	-1.7	-80.8	-	7	-	2	-	-
05/08/1949 <sup>θ,ω</sup>	-1.23	-78.405	6.8	11	-	3	3	-
22/06/1952 <sup>θ</sup>	-1.5	-80.5	-	5	-	-	2	-
11/05/1955 <sup>θ,β,ω</sup>	-0.2	-77.8	6.8	8	8	7 <sup>a</sup>	6	-
20/07/1955 <sup>θ,β,ε</sup>	0.28	-78.39	6.14	7	7 <sup>a</sup>	7	6	-
16/01/1956 <sup>θ,ω</sup>	-0.825	-80.283	6.9	9	6	5	5	-
19/01/1958 <sup>θ,β,ω</sup>	1.14	-79.59	7.8	9	6	6	7 <sup>a</sup>	-
25/05/1958 <sup>θ,ω</sup>	-3.12	-78.09	6.5	7	-	1	-	-
04/12/1961 <sup>θ</sup>	0.3	-78.3	6.4	3	3	3	-	-
10/05/1963 <sup>θ,ω</sup>	-2.188	-77.623	6.6	7	6	6	4	-
19/05/1964 <sup>θ</sup>	-0.84	-80.29	6	8	3	-	3	-
09/06/1964 <sup>θ</sup>	-0.17	-78.95	4.6	7	3	-	-	-
27/07/1971 <sup>θ</sup>	-2.79	-77.35	7.5	7	4	-	4	-
28/04/1973 <sup>θ</sup>	-1.83	-80.14	5.5	4	-	3	-	-
11/03/1976 <sup>θ,β</sup>	0.85	-79.63	6.7	8	-	-	-	6 <sup>a</sup>
05/03/1987 <sup>β,ε</sup>	-0.09	-77.81	7.1	-	-	7 <sup>a</sup>	-	-
11/05/1994 <sup>β,ω</sup>	0.377	-78.729	5.2	-	-	-	-	7 <sup>a</sup>
08/10/2000 <sup>β</sup>	0.33	-78.1	5.4 <sup>1</sup>	7 <sup>a</sup>	5 <sup>a</sup>	6 <sup>a</sup>	5 <sup>a</sup>	6 <sup>a</sup>

Registro de los eventos sísmicos que han afectado poblados de Imbabura (Fuente: CERESIS 2016<sup>θ</sup>, ;El Comercio, 1955<sup>μ</sup>; OAQ, 1959<sup>α</sup>; Alvarado et al., 2004<sup>β</sup>; Beauval et al., 2010<sup>ε</sup>; Beauval et al., 2013<sup>ω</sup>)  
 Siglas: M, Magnitud (Ms); I<sup>M</sup>, Intensidad máxima; I<sup>C,I,O,Z</sup>, Intensidad para Cotacachi, Ibarra, Otavalo y otros poblados de la provincia de Imbabura, respectivamente (MSK); Md,<sup>a</sup>MM (Mercalli Modificado).

Fuente: Gutiérrez (2019)

La magnitud momento calculada para el terremoto de El Ángel es 6.6 Mw con un 67% de confiabilidad (Beauval et al., 2010). La distribución del grado de intensidad (VII y VIII) con contornos de confiabilidad de 50% y 67% asigna como fuente potencial al Sistema de Fallas del El Ángel compuesto por los segmentos de falla Mira, Tufiño y El Ángel (Beauval et

al.,2010) (Figura 2-9a). Por otro lado, la magnitud momento equivalente para el terremoto de Ibarra es 7.3 Mw con una confiabilidad del 67% (Beauval et al., 2010). La distribución de intensidades con una confiabilidad del 95% ubica como fuentes potenciales a la falla de Apuela, el segmento norte de la falla de Huayrapungo y la falla de Otavalo (Beauval et al., 2010) (Figura 2-9b). Cabe mencionar que el segmento norte de la falla de Huayrapungo hace referencia a los lineamientos identificados en Billecocha, por lo tanto, el Sistema de Fallas de Billecocha también forma parte de las potenciales fuentes que pudieron haber generado este terremoto.

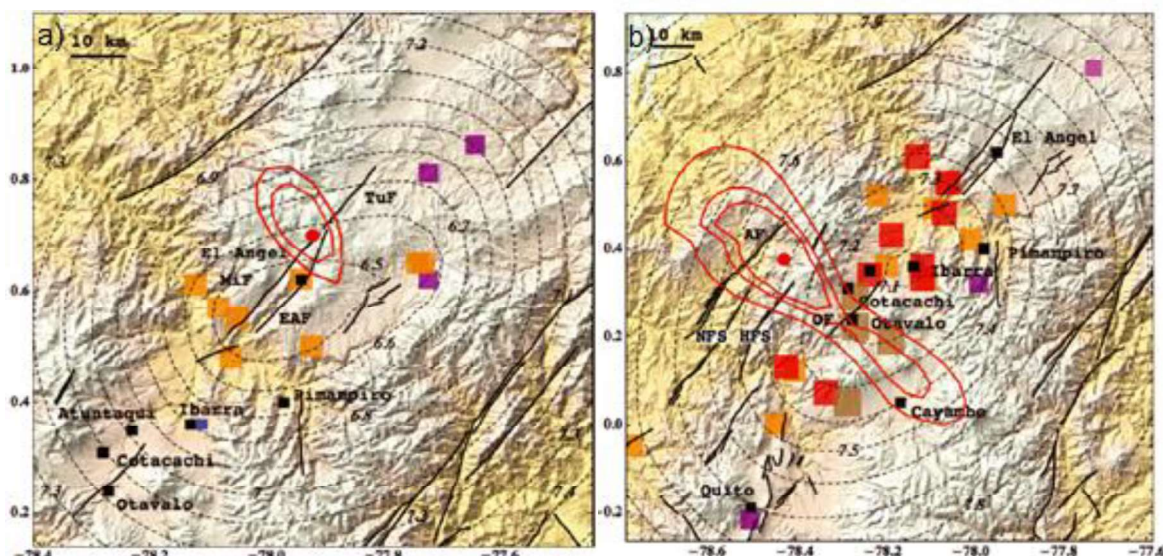


Figura 2-9. a) Localización del epicentro del terremoto de El Ángel del 15 de agosto de 1868. b) Localización del epicentro del terremoto de Ibarra del 16 de agosto de 1868. AF: Falla de Apuela, HSF: Sistema de Fallas de Huayrapungo, OF: Falla de Otavalo. Los contornos rojos representan los intervalos de confianza de 50, 67 y 95%. Estimación de la localización con base en datos de intensidad en escala MSK-64 (X-IX-VIII-VII) (tomado de Beauval et al, 2010)

## 2.9.2 SISMICIDAD INSTRUMENTAL

El instituto Geofísico mantiene un monitoreo permanente de la actividad sísmica de la provincia de Imbabura desde 1988 cuando se instaló la primera estación de periodo corto COTA en el flanco sur del Volcán Cotacachi, que luego pasó a ser banda ancha en el 2016. Posteriormente, en el 2012 mediante el proyecto SENE CYT, el Instituto Geofísico instaló las estaciones de banda ancha CUIIC localizada en uno de los domos de la laguna de Cuicocha. En el 2013, el IGE PN en conjunto con el GAD de Cotacachi instalan las estaciones de banda ancha CUSE y CUSW ubicadas al este y occidente de la laguna de Cuicocha. La red de monitoreo se complementa con las estaciones de la Red Nacional de

Sismógrafos ubicadas en Urcuquí, Volcán Imbabura, Yahuarcocha y Pacto (URCU, IMBA, YAHU, PAC1) y estaciones de la Red Nacional de Acelerógrafos ubicadas en Cotacachi, Otavalo, Atuntaqui, Ibarra y Chontal (AOTA, ACOT, AAT1, AIB1, AIB2, ACHO). Todas las estaciones de la red mencionada mantienen transmisión a tiempo real al Centro de Monitoreo del Instituto Geofísico en Quito (Figura 2-10).

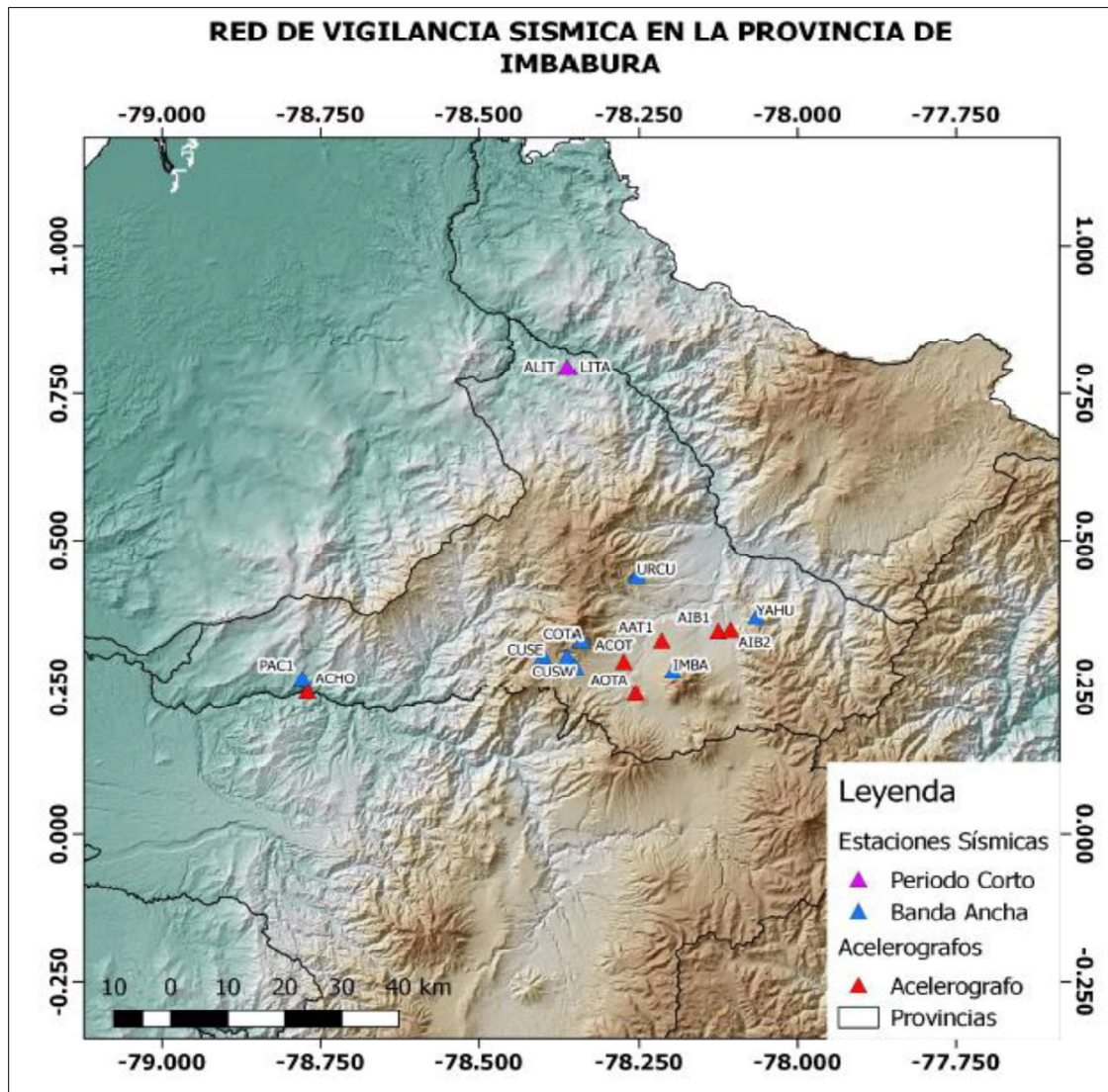


Figura 2-10. Red de Vigilancia sísmica en la provincia de Imbabura

En la Figura 2-11a se observa la sismicidad instrumental registrada por la Red de Sismógrafos del Ecuador, desde 1994 hasta marzo de 2019. La sismicidad relacionada con el área de estudio (Figura 2-11b) es poca, y no se cuenta con mecanismos focales.

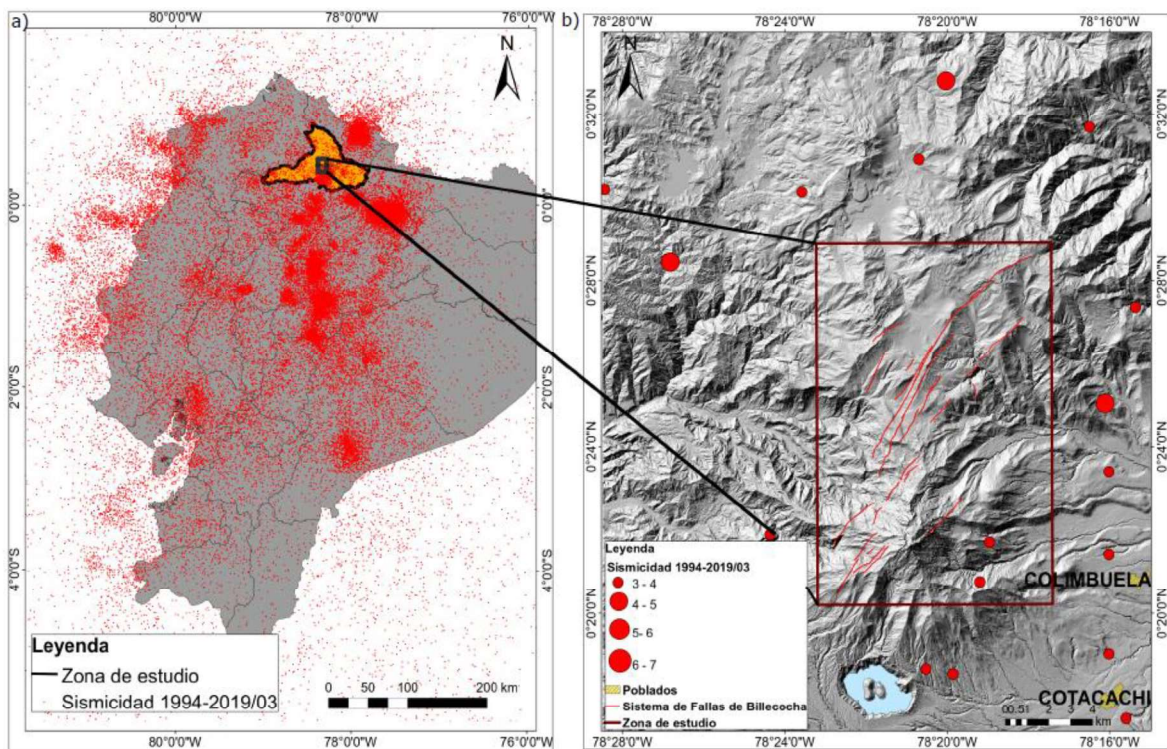


Figura 2-11. a) Mapa de la sismicidad del Ecuador desde 1994 hasta marzo de 2019 b) Mapa de la sismicidad del área de estudio desde 1994 hasta marzo de 2019

Sin embargo, cerca al área de estudio, en la zona de Imantag la Red Nacional de Sismógrafos (RENSIG) registró varios enjambres sísmicos entre febrero y marzo de 2016 (Figura 2-12). Es importante mencionar que localización de los eventos está relacionada con una área de intensa actividad volcánica (Cuicocha, Imbabura, Chachimbiro) y tectónica (Río Ambi, Otavalo, Billecocha), aspecto que dificulta la determinación de su fuente. García (2018), analizó estos enjambres mediante relocalización, elaboración de mecanismos focales, análisis de sismogramas y espectrogramas con el fin de detectar el posible origen de la actividad sísmica. Finalmente, con los resultados de la relocalización y el mecanismo focal con un eje de compresión en dirección vertical diferente al campo de esfuerzos regionales determinados por Corredor (2003), dirección NNE-SSEW; interpreta que los sismos son de tipo volcano-tectónicos distales probablemente causados por cambios en el estado de esfuerzos de los domos circundantes Piribuela, Loma Negra y Cuicocha.

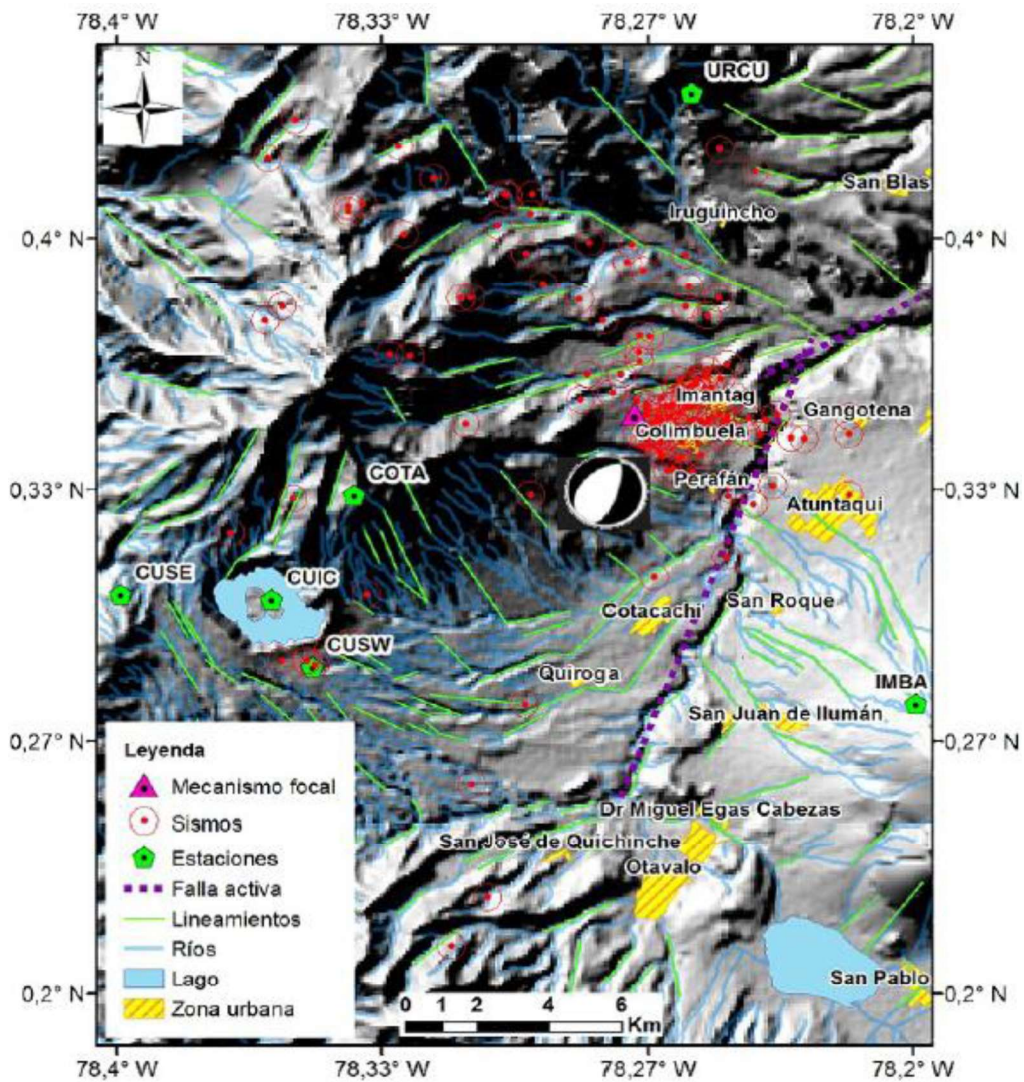


Figura 2-12. Localización y mecanismo focal de los enjambres sísmicos en la parroquia de Imantag (Tomado de García, 2018)



## 3 METODOLOGÍA

### 3.1 TECTÓNICA Y GEOMORFOLOGÍA

Este estudio tiene como objetivo caracterizar el Sistema de Fallas de Billecocha para lo cual es necesario enunciar conceptos y definiciones relacionados con los procesos que originan las fallas geológicas. A continuación, se desarrolla el marco teórico correspondiente a esta temática.

#### 3.1.1 MARCO TEÓRICO

##### 3.1.1.1 Esfuerzos

Las rocas en la corteza están sometidas a fuerzas debido a la gravedad, las masas de roca, agua y aire circundantes a ellas, además del movimiento de las placas tectónicas. Se identifican dos tipos de fuerzas: las fuerzas de cuerpo y las fuerzas de superficie. Las fuerzas de cuerpo actúan con igual magnitud a través de todo el volumen y su magnitud es proporcional a la masa del elemento, densidad o volumen. Por otro lado, las fuerzas de superficie son aquellas que actúan a lo largo de una superficie, e incluye la fuerza de fricción o la presión. Esta última, se conoce como tracción o esfuerzo, y se define como la fuerza por unidad de área actuando sobre una superficie (Burbank & Anderson, 2001).

El esfuerzo que actúa con alguna orientación sobre una superficie rocosa se puede descomponer en dos componentes: el esfuerzo normal ( $\sigma_n$ ) que es perpendicular a la superficie, y el esfuerzo de cizalla ( $\sigma_s$ ) paralelo a la superficie. Los esfuerzos que actúan sobre las rocas resultan de fuerzas hidroestáticas, litoestáticas y tectónicas, las cuales pueden ser representadas como un vector que sumadas a otros esfuerzos definen la magnitud total y orientación en un plano específico. El esfuerzo total puede ser clasificado en tres componentes ortogonales: un esfuerzo máximo ( $\sigma_1$ ), intermedio ( $\sigma_2$ ) y mínimo ( $\sigma_3$ ) (Burbank & Anderson, 2001).

El esfuerzo vertical resultante de la masa de roca a una cierta profundidad se denomina esfuerzo litoestático, si este esfuerzo es igual a los esfuerzos ortogonales horizontales ( $\sigma_1 = \sigma_2 = \sigma_3$ ) se obtiene un estado de esfuerzos litoestáticos, si el estado de esfuerzos difiere de la condición litoestática, el resultante es un estado de esfuerzo desviatorio ( $\Delta\sigma$ ) (Burbank & Anderson, 2001), desarrollando fallas y regímenes de esfuerzo en la corteza superior.

### **3.1.1.2 Deformación y fallas**

La presencia de esfuerzos desviatorios causa deformación en las rocas, el cambio puede ser en tamaño (dilatación) o en forma (distorsión). La deformación en las rocas puede ser observada y cuantificada, mientras la dirección de los esfuerzos desviatorios que causan la deformación puede ser inferida.

La deformación en las rocas no siempre es permanente, bajo cierto límite de esfuerzo llamado límite elástico, la deformación se recupera. Es decir, durante la primera fase de construcción de un esfuerzo diferencial, la roca se deforma elásticamente, y si se elimina el esfuerzo diferencial, la roca puede retornar a su forma original; cuando el límite elástico de una roca es excedido, esta se deforma plásticamente, es decir, la roca no vuelve a tener su forma original, o puede llegar a un estado de ruptura. Si la roca se deforma por ruptura se generan fallas, en las cuales se presentan desplazamientos debido a los movimientos paralelos a las superficies de ruptura a lo largo de las rocas (Burbank & Anderson, 2001).

### **3.1.1.3 Falla y sus componentes**

Una falla es una superficie o zona de fractura de origen tectónico, a lo largo de la cual hay un desplazamiento apreciable. El movimiento es relativo (un bloque se mueve con respecto a otro), en la mayoría de los casos es difícil identificar el movimiento absoluto. La extensión puede variar desde cantidades microscópicas hasta centenares de kilómetros (McKlay, 2007)

Una falla está compuesta por varias partes como se muestra en la figura 3-1. Los componentes principales son:

Plano de falla: es la superficie a través de la cual se desplaza una falla, sobre esta superficie se miden tanto el buzamiento como el rumbo de la falla.

Piso (*Footwall*): es la unidad de roca que está ubicada bajo el plano de falla

Techo (*Hanging wall*): es la unidad de roca ubicada sobre el plano de falla.

Espejo de falla: son estructuras generadas en una superficie de falla pulida.

Estrías y rugosidad: son estructuras que se desarrollan cuando hay elementos resistentes en el plano de falla, estos pueden indicar la dirección del movimiento de la falla.

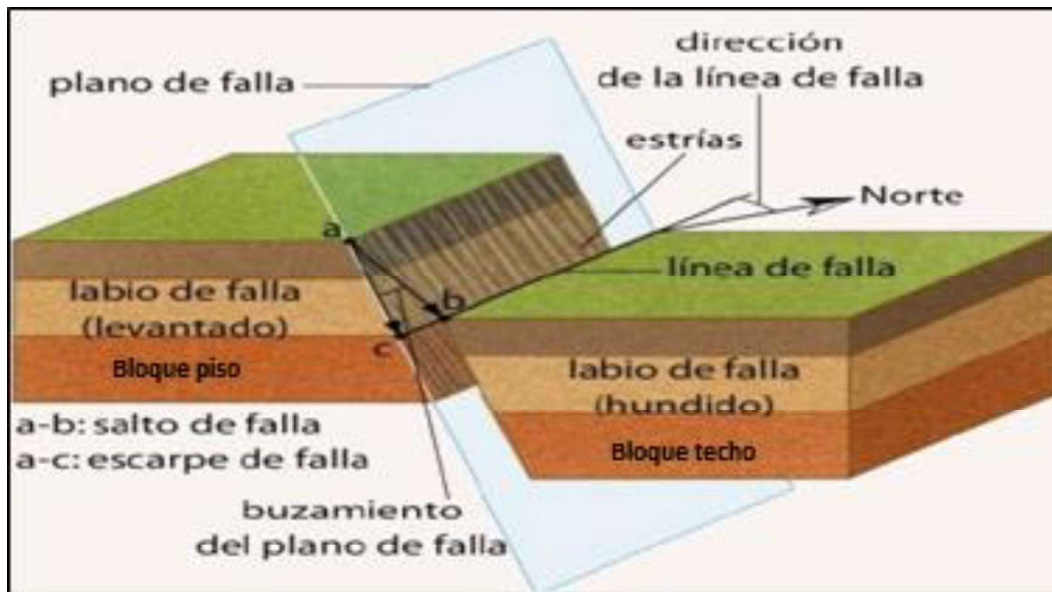


Figura 3-1. Elementos que forman una falla: plano de falla, techo, piso, estrías y el desplazamiento sobre el plano de falla (Modificado de Oña, 2005)

### 3.1.1.4 Clasificación de las fallas

Las fallas se pueden clasificar en función de los sistemas de esfuerzos que las generan, y la forma de desplazamiento a lo largo del plano de falla. A continuación, se describe estas dos formas de clasificación.

#### 3.1.1.4.1 Tipos de fallas de acuerdo con la orientación de los esfuerzos

Anderson (1951), clasifica a las fallas basado en que, no se generan esfuerzos de cizalla sobre la superficie terrestre, por lo tanto, para las fallas generadas cercanas a la superficie, uno de los esfuerzos principales ( $\sigma_1$ ,  $\sigma_2$ ,  $\sigma_3$ ) debe ser perpendicular y vertical a la superficie. En consecuencia, se tiene la siguiente clasificación:

Fallas normales: el esfuerzo principal  $\sigma_1$  es vertical a la superficie rocosa y los esfuerzos  $\sigma_2$  y  $\sigma_3$  son horizontales. El buzamiento de los planos de falla es  $\sim 60^\circ$  (Figura 3-2 a)

Fallas transcurrentes: el esfuerzo intermedio  $\sigma_2$  es vertical y los esfuerzos  $\sigma_1$  y  $\sigma_3$  son horizontales. En este caso los planos de falla son verticales y la dirección de movimiento es horizontal (Figura 3-2 b)

Fallas inversas: el esfuerzo menor  $\sigma_3$  es vertical y los esfuerzos  $\sigma_1$  y  $\sigma_2$  son horizontales. Los planos de falla tienen un buzamiento de  $\sim 30^\circ$  con respecto a la horizontal (Figura 3-2 c)

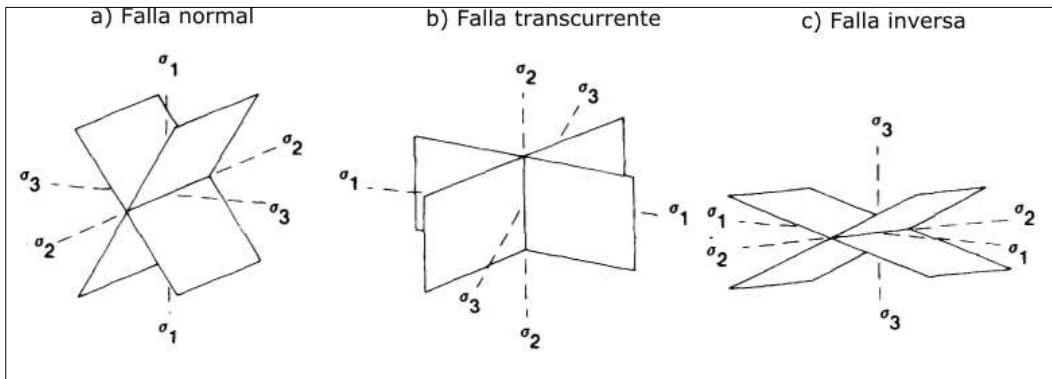


Figura 3-2. Clasificación dinámica de las fallas de acuerdo con Anderson (1951) a) Falla normal b) Falla transcurrente, c) Falla inversa (Modificado de McKlay, 2007)

### 3.1.1.4.2 Tipos de fallas de acuerdo a su desplazamiento

- **Fallas con desplazamiento de buzamiento (*Dip slip*)**

Son aquellas que tienen una componente de movimiento vertical importante con respecto a la componente de rumbo. Se reconocen por el cambio estructural y topográfico generado en superficie. En este grupo se encuentran las fallas normales, donde el bloque techo se desplaza bajo el bloque piso en respuesta a fuerzas extensionales (Figura 3-3a); y las fallas inversas donde el bloque techo se desplaza sobre el bloque piso producto de fuerzas tensionales (Figura 3-3b)

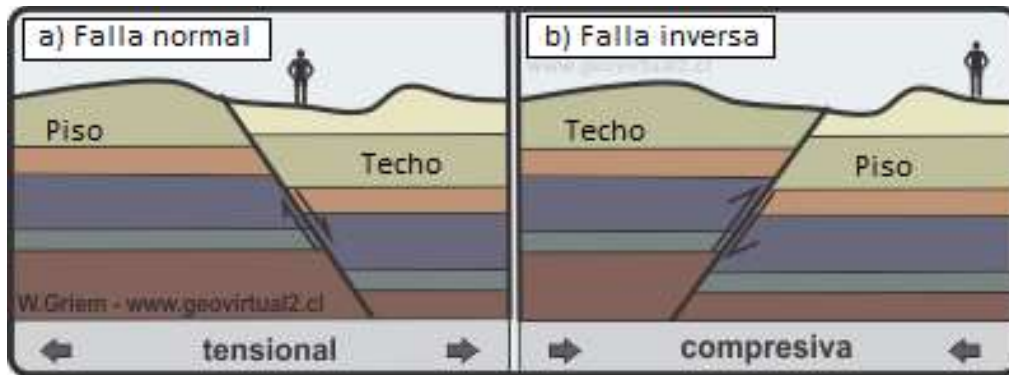
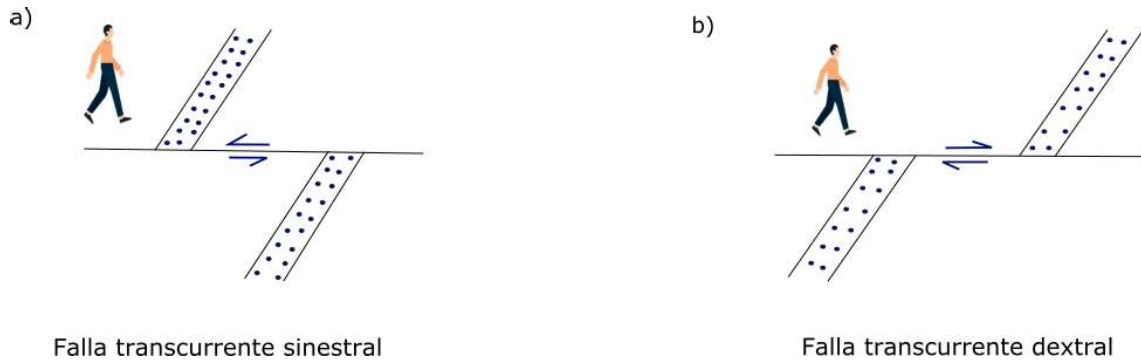


Figura 3-3. a) Falla normal, b) Falla inversa (Modificado de Griem, 2018).

- **Fallas con desplazamiento de rumbo (*Strike slip*)**

Son fallas donde el movimiento desarrollado por un bloque con respecto a otro se produce en el plano horizontal, es decir, el desplazamiento es paralelo al rumbo de la falla. Si el movimiento del bloque del lado opuesto al observador se mueve hacia la derecha, es una

falla transcurrente dextral (Figura 3-4a), y si se desplaza hacia la izquierda (Figura 3-4b), es una falla transcurrente sinestral. Por lo general estas fallas tienen un control sobre el drenaje de la zona y disposición de los depósitos cuaternarios.



Falla transcurrente sinestral

Falla transcurrente dextral

Figura 3-4. a) Falla transcurrente sinestral, b) Falla transcurrente dextral (Modificado de McKlay, 2007)

- **Fallas con desplazamiento oblicuo (Oblique slip)**

Este tipo de fallas son el resultado de la combinación del desplazamiento tanto de rumbo como de buzamiento, es decir, tienen un componente de movimiento vertical y horizontal. Se pueden formar fallas oblicuas normales (Figura 3-5a) o fallas oblicuas inversas (Figura 3-5b)

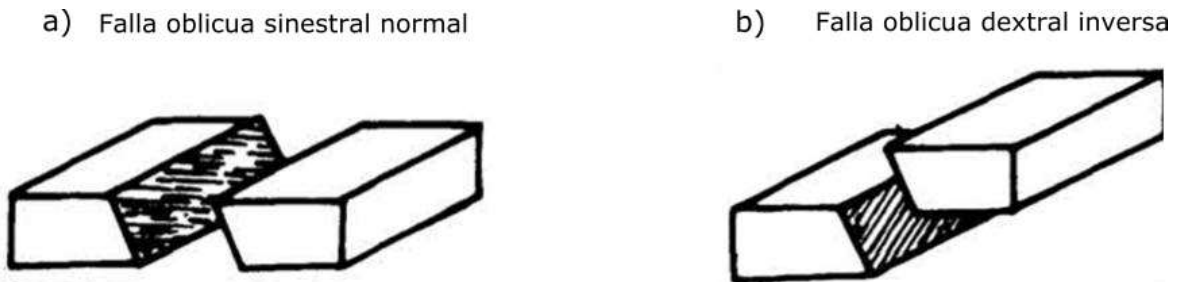


Figura 3-5. a) Falla oblicua sinestral normal. b) Falla oblicua sinestral inversa (Modificado de McKlay, 2007)

### 3.1.1.5 Ciclo sísmico

El ciclo sísmico relaciona el tiempo y la cantidad de deformación que se produce durante un sismo y la actividad sísmica posterior. Se compone por dos fases: un intervalo intersísmico y otro cosísmico (Reid, 1910).

En la fase intersísmica no se produce ruptura a través de una falla, el desplazamiento de la misma es continuo debido a que se mueve en una zona de deformación dúctil ubicada a una cierta profundidad, mientras que en superficie la falla permanece bloqueada. Sin embargo, los bloques que componen la falla se trasladan con la misma tasa de movimiento que la corteza generando deformación elástica a través de la estructura, de tal manera que un marcador lineal orientado perpendicular a la falla luego se convertirá en una curvatura con forma sigmoidea (Figura 3.6 a).

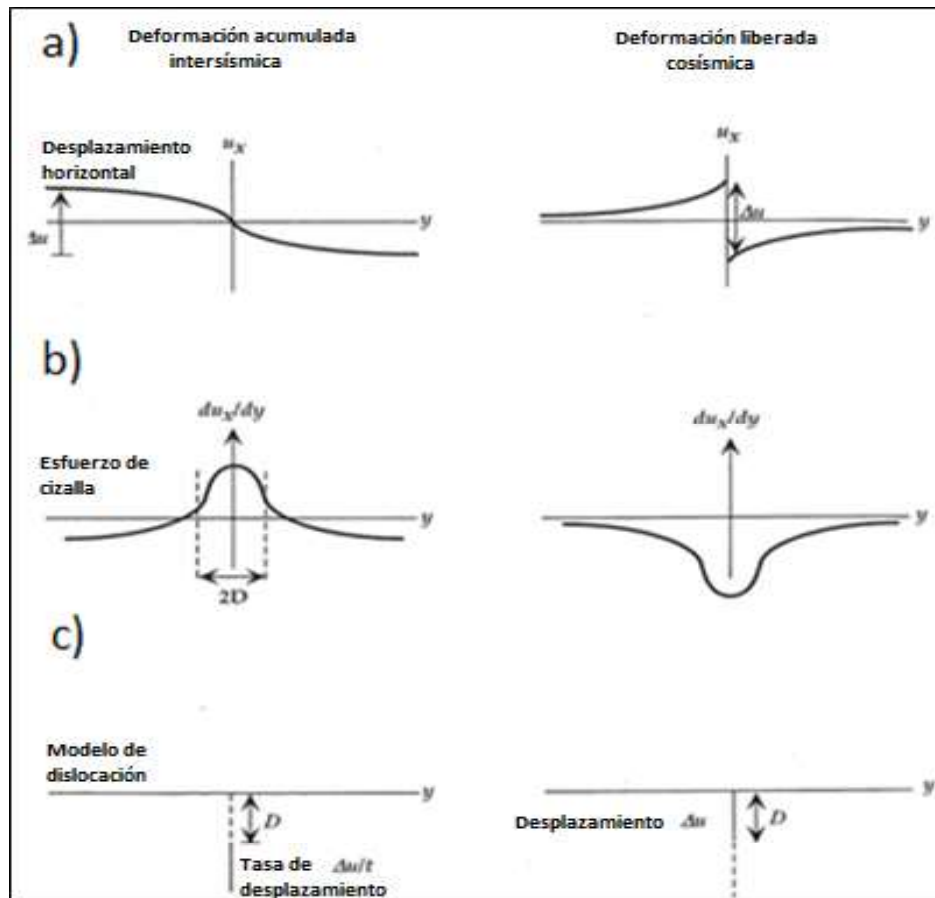


Figura 3-6. Modelo clásico del Ciclo sísmico (Modificado de Burbank & Anderson, 2001 modificado de Thatcher, 1984b)

La fase cosísmica se desarrolla durante la ruptura de la falla, el desplazamiento cosísmico generado es mayor al balance del déficit de desplazamiento y el marcador se reanuda a una forma lineal y perpendicular a la falla, con una cantidad de desplazamiento relativo presente en los bloques de roca donde actúa la falla (Figura 3.6 b).

En este modelo toda la deformación elástica se recupera en cada evento sísmico, por lo tanto, no hay una deformación permanente en los bloques más que el desplazamiento anterior presente en el lado opuesto de la falla (Figura 3.6 c). Sin embargo, la ruptura causa una abrupta discontinuidad a lo largo de la falla (Burbank & Anderson, 2001).

### **3.1.1.6 Geomorfología Tectónica**

La Geomorfología es el estudio del origen y evolución del relieve enfocado en procesos físicos, químicos y biológicos que lo pueden modificar (Keller & Pinter, 2002), siendo una herramienta fundamental en estudios tectónicos, ya que el registro geomorfológico define un conjunto de relieves y depósitos cuaternarios útiles para entender el rol de la tectónica activa. Por ejemplo, el estudio de drenajes y depósitos desplazados por la actividad de fallas puede revelar la cantidad de movimiento y la ocurrencia de sismos en los últimos siglos, información útil en la evaluación del riesgo sísmico (Keller & Pinter, 2002)

### **3.1.1.7 Fallamiento**

Las fallas activas causan una variedad de cambios en el relieve que incluyen escarpes de falla, pendientes inclinadas o deformadas, zonas de subsidencia y drenajes desplazados. Cada tipo de falla puede ser analizada en función de estos rasgos morfológicos (Keller & Pinter, 2002). A continuación, se describirán las características geomorfológicas pertenecientes a cada tipo de falla.

#### **3.1.1.7.1 Rasgos morfológicos de fallas transcurrentes (*Strike-Slip*)**

Las características morfológicas de las fallas se pueden observar en la (Figura 3-7), e incluyen los siguientes elementos:

Valles lineales: son valles ubicados a lo largo del trazo principal de las fallas, se desarrollan debido al movimiento continuo de las fallas recientes que provocan la ruptura de las rocas, provocando erosión en las mismas. El drenaje tiende a seguir la dirección de estas zonas de debilidad.

Drenajes desviados: son drenajes que ingresan con una dirección oblicua a la zona de falla, fluyen por una cierta distancia a través de esta, y luego retorna a su orientación original. La dirección de desviación del drenaje puede ser hacia la derecha o hacia la izquierda.

Drenajes desplazados: son canales de ríos que han sido desplazados por la actividad de una falla, pueden ser indicativos de la dirección de desplazamiento relativo de una falla y reflejar sismos anteriores.

Cresta limitante (*shutter ridges*): se forman cuando el movimiento de una falla desplaza colinas ubicadas paralela o perpendicularmente al trazo de falla, provocando el bloqueo o desvío del drenaje adyacente a la falla.

Escarpes: son producto del desplazamiento del componente vertical de una falla normal o inversa, en las fallas transcurrentes se pueden desarrollar escarpes de forma local a lo largo de la falla, otro factor que influye en la formación de escarpes es el relieve topográfico sobre los elementos que han sido desplazados.

*Sag ponds*: son concavidades donde se acumulan cuerpos de agua o sedimentos, se forman por la limitación del drenaje debido al desplazamiento de una falla transcurrente.

Harina de falla: la actividad de una falla puede triturar y pulverizar las rocas, acción que puede exponer el nivel freático en superficie, dando lugar al desarrollo de vegetación.

Silla de falla: son superficies planas elevadas, usualmente se desarrollan en medio de segmentos de falla.

Crestas de presión: son áreas deformadas producidas por la compresión entre múltiples trazas de falla.

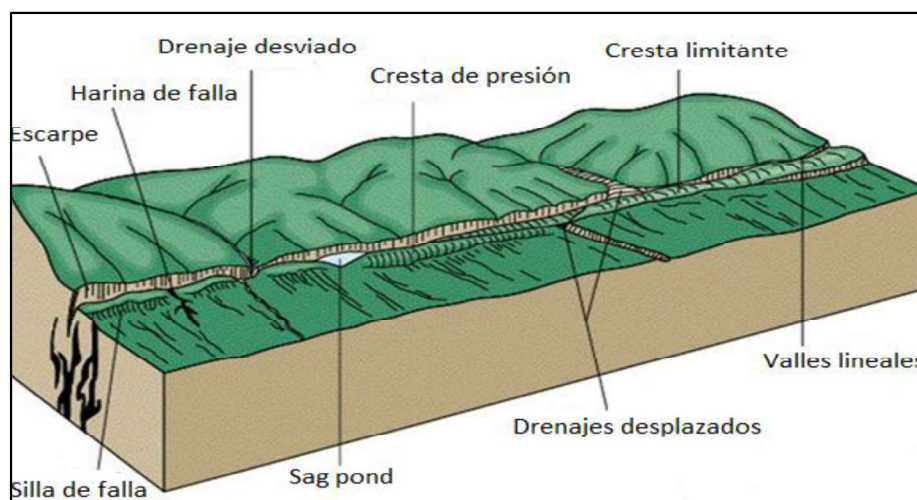


Figura 3-7. Ensamblaje de rasgos morfológicos asociadas a fallas transcurrentes (Modificado de Wesson et al., 1975)



En el contexto tectónico en el cual se forman las fallas transcurrentes, la deformación por cizalla simple produce estructuras como pliegues, fallas normales, fallas inversas y fallas de cabalgamiento. La figura 3-8 representa un círculo deformado por cizalla simple, en respuesta a la deformación se genera extensión y compresión. El estado de extensión produce fallas normales y *grabens* (cuencas limitadas por fallas), y la compresión produce fallas inversas y pliegues en la zona de falla. La cizalla simple produce un tipo de cizalla sintética y antitética generando fallas con la misma y opuesta dirección de desplazamiento denominadas fallas de Riedel.

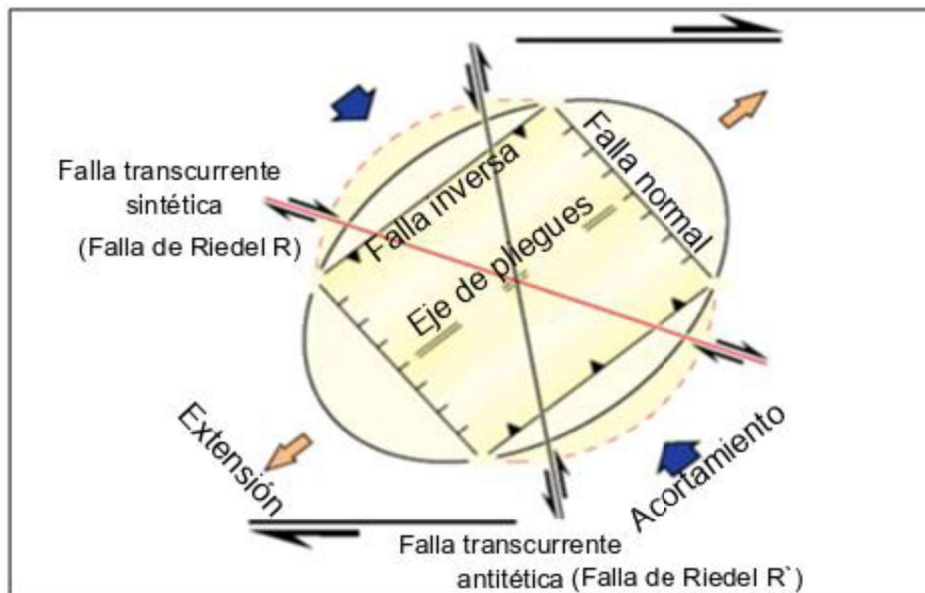


Figura 3-8. Cizalla simple asociada con fallas transcurrentes activas. Las estructuras formadas en la dirección de extensión son: fallas normales. Las estructuras formadas en la dirección de compresión son: fallas inversas y pliegues (Modificado de Burg, 2018)

A lo largo de las fallas transcurrentes se pueden generar saltos y curvaturas que crean levantamiento y subsidencia a lo largo de la misma. Por ejemplo, una curvatura hacia la izquierda en un sistema de fallas transcurrente dextral genera un área con levantamiento llamado *restraining bend*, una curvatura hacia la derecha en una falla transcurrente dextral produce un área de subsidencia denominada *releasing bend*. Si dos o más trazas de fallas son paralelas en un salto de falla transcurrente dextral hacia la izquierda o derecha, se forma un *restraining step* con áreas de levantamiento denominadas *push-up* y *releasing step* con áreas de subsidencia también denominadas zonas de *pull-up* basin (Figura 3-9), respectivamente.

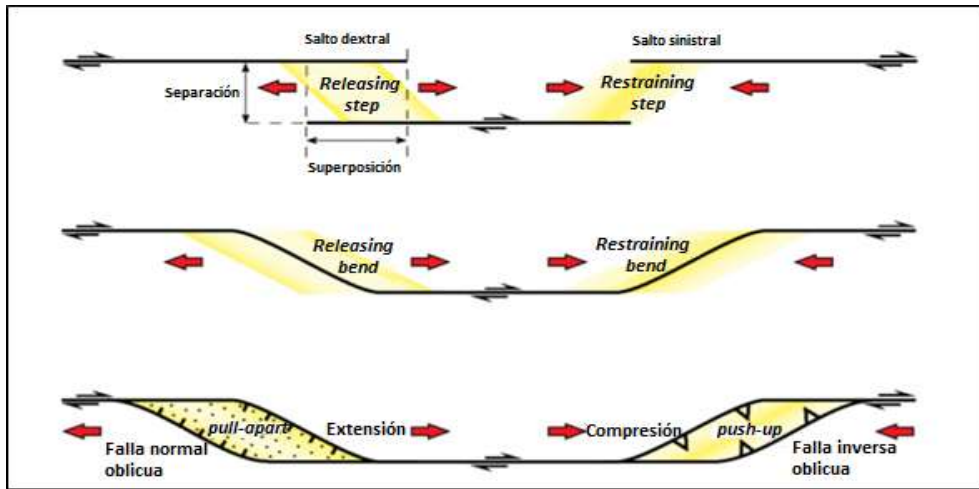


Figura 3-9. Las fallas transcurrentes curvas o con presencia de saltos forman ambientes de extensión (*releasing step, releasing bend*) o contracción (*restraining step, restraining bend*) dependiendo de la dirección de la orientación de la curvatura o salto de falla y la dirección del desplazamiento de la falla (Modificado de Burg, 2018).

### 3.1.1.7.2 Rasgos morfológicos de fallas normales

Las fallas normales tienen ángulos de buzamiento entre 50° y 60°, el bloque techo se desplaza bajo el bloque piso. Sobre el bloque techo de una falla normal se desarrolla una cuenca donde se acumulan sedimentos, por otra parte, los procesos de erosión actúan sobre el bloque piso expuesto en superficie. Asociado al ambiente tectónico de fallamiento normal se desarrollan bloques subsidentes (*grabens*) y bloques levantados (*horst*), además hay fallas normales individuales que crean semigrabens (Figura 3-10). Adicionalmente, se pueden formar fallas sintéticas (buzan en la misma dirección con similar sentido de movimiento) y antitéticas (buzan en dirección opuesta con diferente sentido de movimiento) en el bloque techo (Burbank & Anderson, 2001).

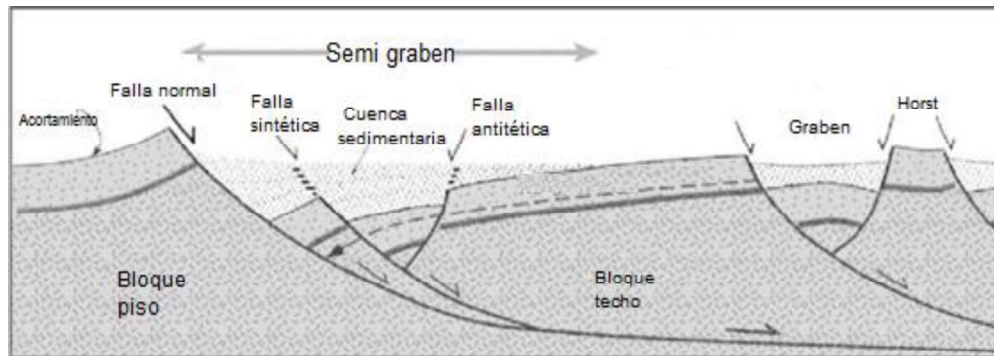


Figura 3-10. Rasgos geomorfológicos asociados a fallas normales (Modificado de Burbank & Anderson, 2001)

El movimiento vertical de las fallas en los límites de frentes montañosos acompañado de la incisión del drenaje desarrolla facetas triangulares los cuales son rasgos morfológicos con bordes planos con terminación triangular (Figura 3-11). Las facetas triangulares son características de frentes montañosos asociadas a fallas normales.

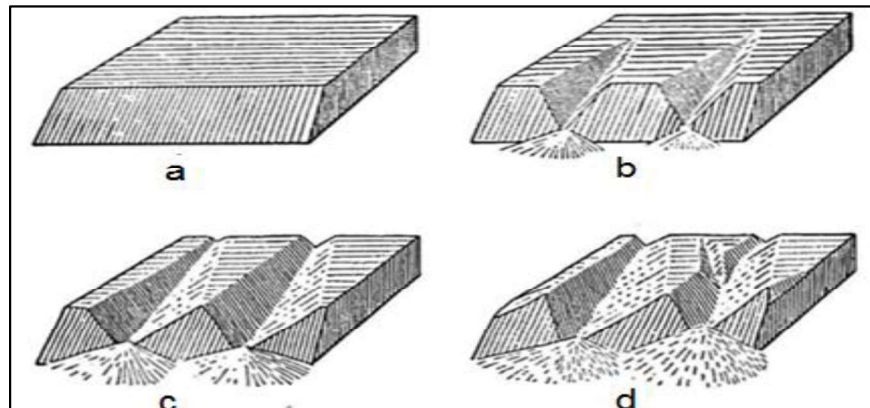


Figura 3-11. Evolución de los escarpes de falla a) Escarpe de falla anterior a la erosión, b) Escarpe de falla parcialmente erosionada, c) Las facetas triangulares que representan remanentes del escarpe de falla original, d) Facetas triangulares que representan el escarpe de falla original algo retrocedida por la erosión (Tomado de Fraga, 2017)

### 3.1.1.7.3 Rasgos morfológicos en fallas inversas

Los rasgos geomorfológicos asociados a fallas inversas incluyen frentes montañosos con pendientes fuertes, escarpes de falla, escarpes plegados, y deslizamientos (Figura 3-12). Este tipo de fallas cortan la superficie con un ángulo de buzamiento de  $30^\circ$ , debido al bajo ángulo de intersección de las fallas inversas con la superficie, los rasgos que generan las fallas inversas son frecuentemente afectados por la topografía, haciendo difícil medir los desplazamientos de estas fallas (Burbank & Anderson, 2001).

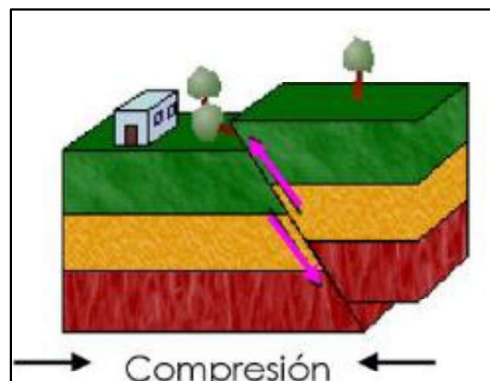


Figura 3-12. Fallas inversas asociado a un ambiente compresivo (Modificado de Zúñiga, 2018)

Este tipo de fallas se desarrollan en ambientes compresivos, asociado a ellas se forman las fallas de cabalgamiento con un ángulo bajo (menores a  $45^\circ$ ), algunas de estas fallas rompen la superficie, pero otras permanecen bajo superficie en núcleos de pliegues anticlinales (Keller & Pinter, 2002). El desplazamiento en una falla de cabalgamiento termina en un borde del plano de falla en el cual el desplazamiento es nulo, como resultado de la disminución en el desplazamiento, el bloque techo se pliega. La propagación de una falla de cabalgamiento diverge desde una falla tipo *décollement* a una falla tipo *detachment*, moviéndose de largo de bordes estratigráficos planos a superficies con pendientes (Figura 3-13).

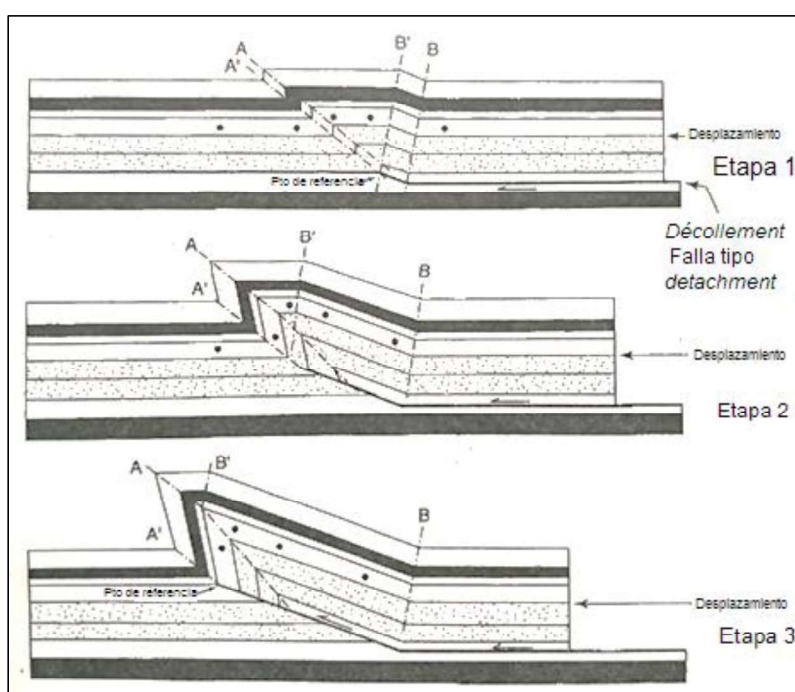


Figura 3-13. Evolución de la propagación de una falla de cabalgamiento a través de un *décollement* y una falla inversa (Modificado de Keller & Pinter, 2002).

### 3.1.2 ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO

#### 3.1.2.1 Evidencia morfológica para el Sistema de Fallas de Billecocha

El estudio geomorfológico llevado a cabo sobre el área de estudio se realizó mediante observaciones de geoformas en un mapa de elevación digital (DEM) de 4m (SIGTIERRAS, 2010), posteriormente se realizaron visitas en campo para confirmar las observaciones realizadas. Luego, se efectuó un análisis de todas las características identificadas con el fin

de interpretar y entender el contexto tectónico y el tipo de cinemática del SFB. A continuación, se presentan las observaciones realizadas y el análisis respectivo.

En el análisis geomorfológico realizado sobre el Sistema de Fallas de Billecocha (SFB) se observan 14 lineamientos, algunos se encuentran segmentados como el lineamiento 8 y 9. La dirección principal del SFB es N30 °E, y se desarrollan en un área de 5 km de ancho por ~ 20 km sobre una planicie (*plateau*) erosionada por la actividad glacial (12.000 a 10000 años A.P, Clapperton & Vera, 1986), evidenciada por la presencia de morrenas y lagos glaciales que circundan el área de estudio (Figura 3-14)

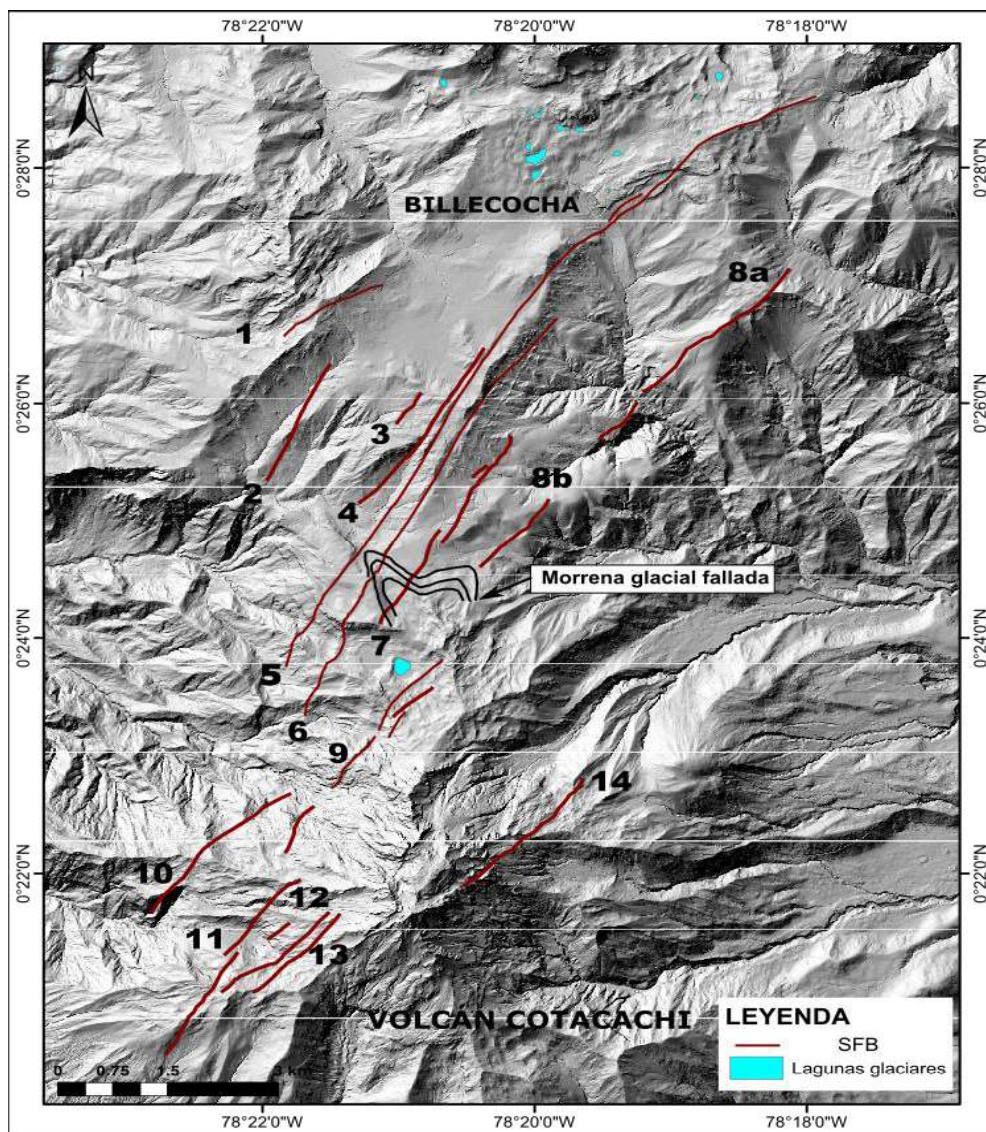


Figura 3-14. Mapeo de lineamientos asociados al Sistema de Fallas de Billecocha.

La configuración de la red de drenaje en la parte este de la zona de estudio es de tipo dendrítico característico de rocas homogéneas, el cual representa a los volcanosedimentos y depósitos glaciales observados. En la parte central y oeste, el drenaje es de tipo paralelo, donde los tributarios son paralelos y alimentan a drenajes principales, que se desarrollan paralelamente a los lineamientos que componen el SFB, e indican el control estructural de la actividad tectónica del área. Además, se presenta un drenaje de tipo radial, presente en la parte sur debido a la presencia del volcán Cotacachi (Figura 3-15).

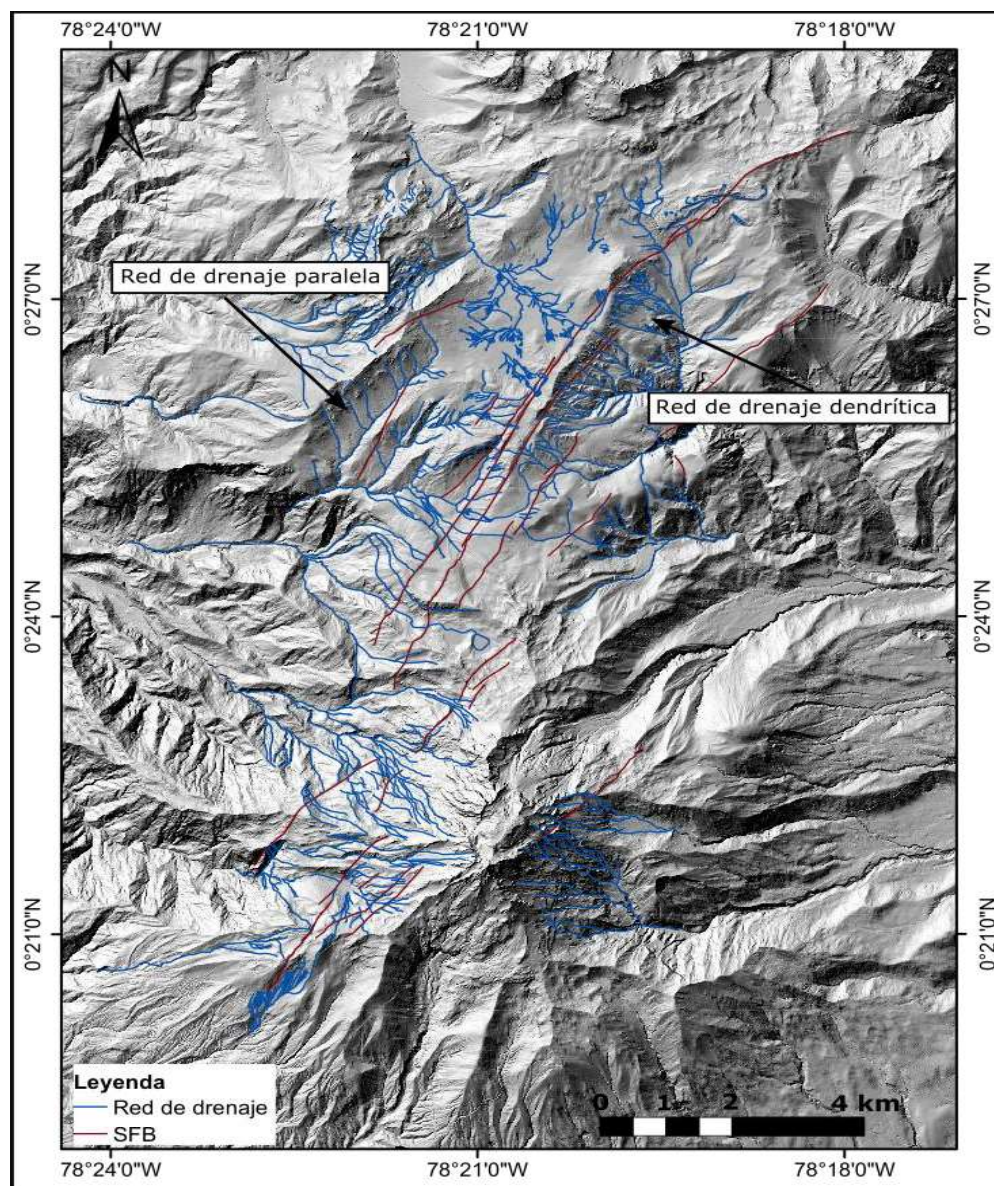


Figura 3-15. Configuración de la red de drenaje. El control estructural sobre el área es evidenciado por el cambio de drenaje de tipo dendrítico a paralelo, adyacente a las fallas.

Los lineamientos observados en el DEM, se confirmaron en campo (Figura 3-16) y se identificaron cuatro lineamientos (3, 5, 6, y 7) cuya longitud varía entre 3 y 12km. La configuración general del drenaje está influenciada por estas estructuras, y adyacentes a los trazos de falla se observaron drenajes atrapados que evidencian la actividad de las fallas. La presencia de los trazos de falla muestra que en efecto Billecocha es un sistema de fallas compuesto por varios segmentos que influyen en la configuración estructural y del drenaje del área de estudio.

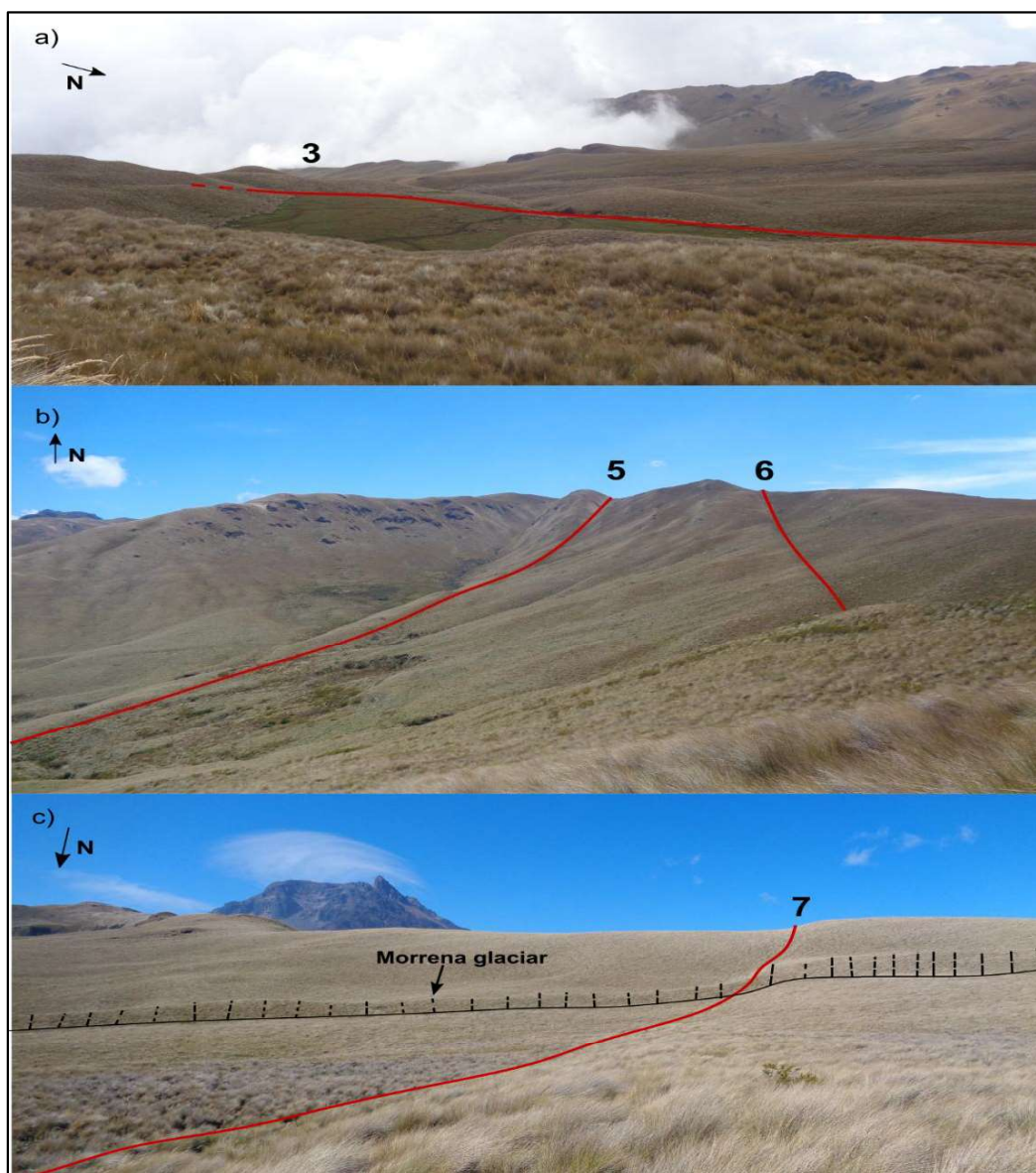


Figura 3-16. Identificación de fallas en campo, dirección de los lineamientos  $N30^{\circ}$  a) Lineamiento 3 limitando un drenaje b) Lineamiento 5 y 6 c) Lineamiento 7 cortando una morrena glaciar

En el área se presentan depósitos de tipo glacial, en el DEM se observó que uno de los segmentos de falla corta un depósito glacial tipo morrena (Figura 3-17a). Posteriormente, en campo se identificó la morrena, la cual efectivamente se encontraba desplazada por la falla con una medida de ~ 1m. (Figura 3-17b).

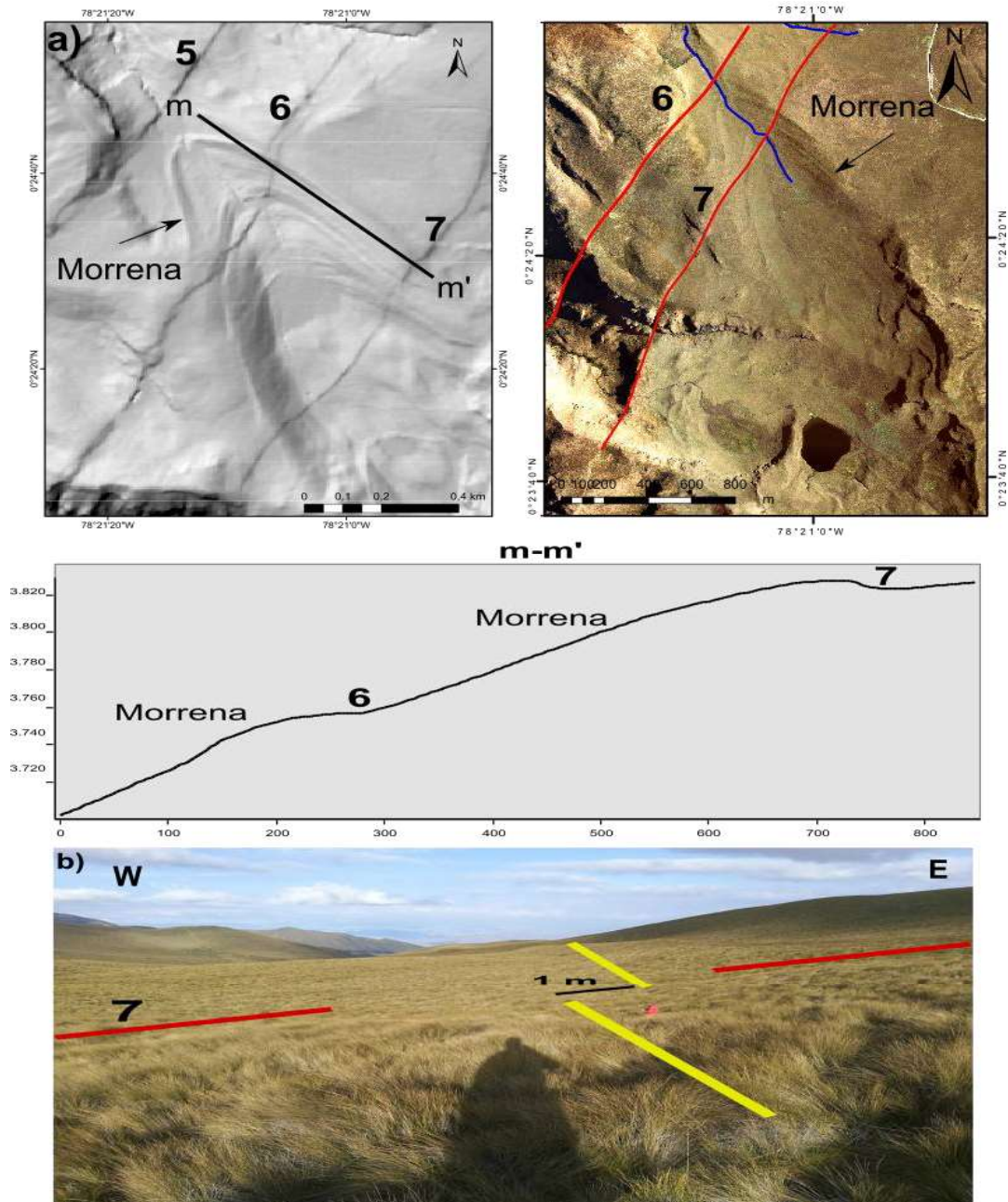


Figura 3-17. a) Identificación de una morrena afectada por el lineamiento 7 del SFB, b) Reconocimiento del borde de morrena desplazada aproximadamente 1 m por una estructura transcurrente



El lineamiento 5 tiene una longitud de 12 km y un escarpe de falla que varía de 1 a 4 m, esta falla influye sobre la red de drenaje adyacente a ella. Los rasgos geomorfológicos asociados a la actividad de la falla se evidencian mediante valles lineales ubicados paralelamente al lineamiento 5 y a los otros segmentos, drenajes desviados, desplazamientos en el drenaje, redes de drenaje abandonados, *sag ponds* desplazados, crestas de presión (*shutter ridges*) (Figura 3-18) y estructuras en copa de vino (Figura 3-19).

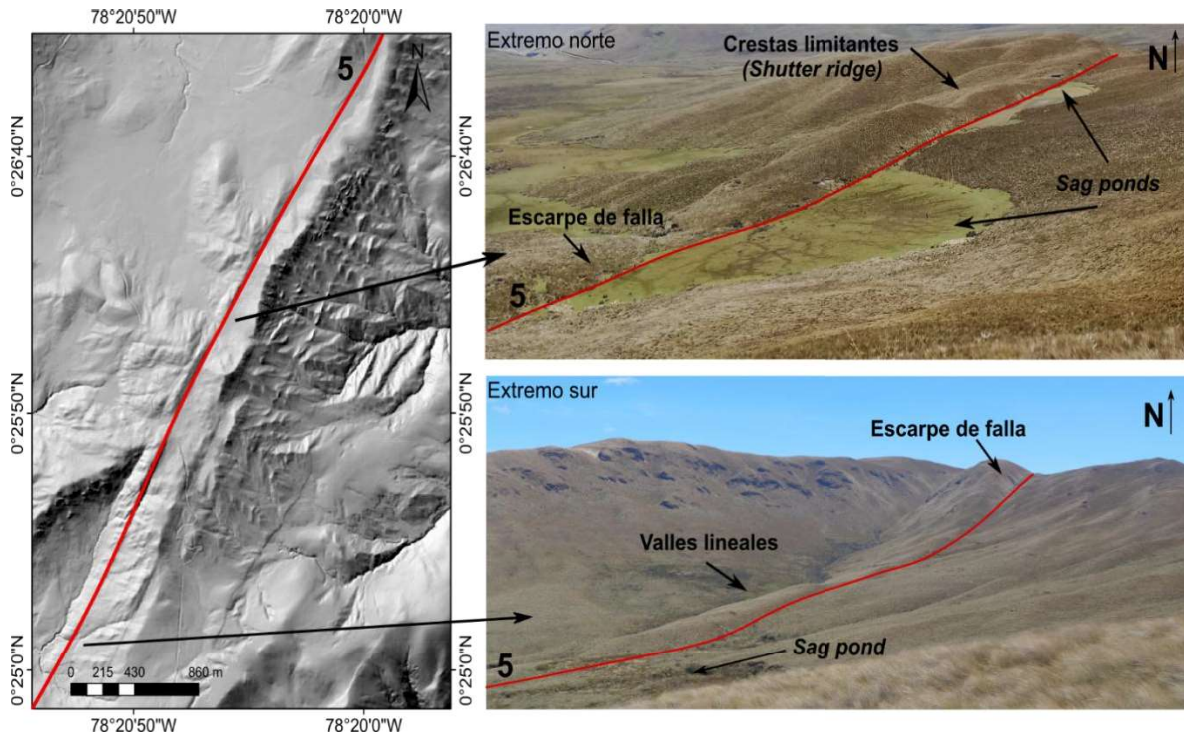


Figura 3-18. Lineamiento 5, descripción de rasgos geomorfológicos en el extremo norte y sur.



Figura 3-19. Agrupación de drenaje para formar estructuras en copa de vino (Adaptado de Google Earth, 2018).

El desplazamiento de la red de drenaje se observa en el extremo sur del lineamiento 5, se identifican drenajes desviados, los cuales fluyen en ángulo oblicuo a la falla, luego se encausan a lo largo de la falla, para posteriormente recuperar su dirección original. Por otro lado, en el extremo norte de la falla, se identificaron cinco *sag ponds* a (0,446 N; 78,335 W), b (0,443 N; 78,337 W), c (0,437 N; 78,341 W), d (0,435 N; 78,342 W) y e (0,43 N; 78,345 W) (Figura 3-20), los cuales se encuentran desplazados por la actividad de la falla. Los *sag ponds* se forman por el movimiento reciente de una falla, donde un canal de la red de drenaje es desplazado, y se genera un espacio para acumular una cierta cantidad de agua o sedimentos.

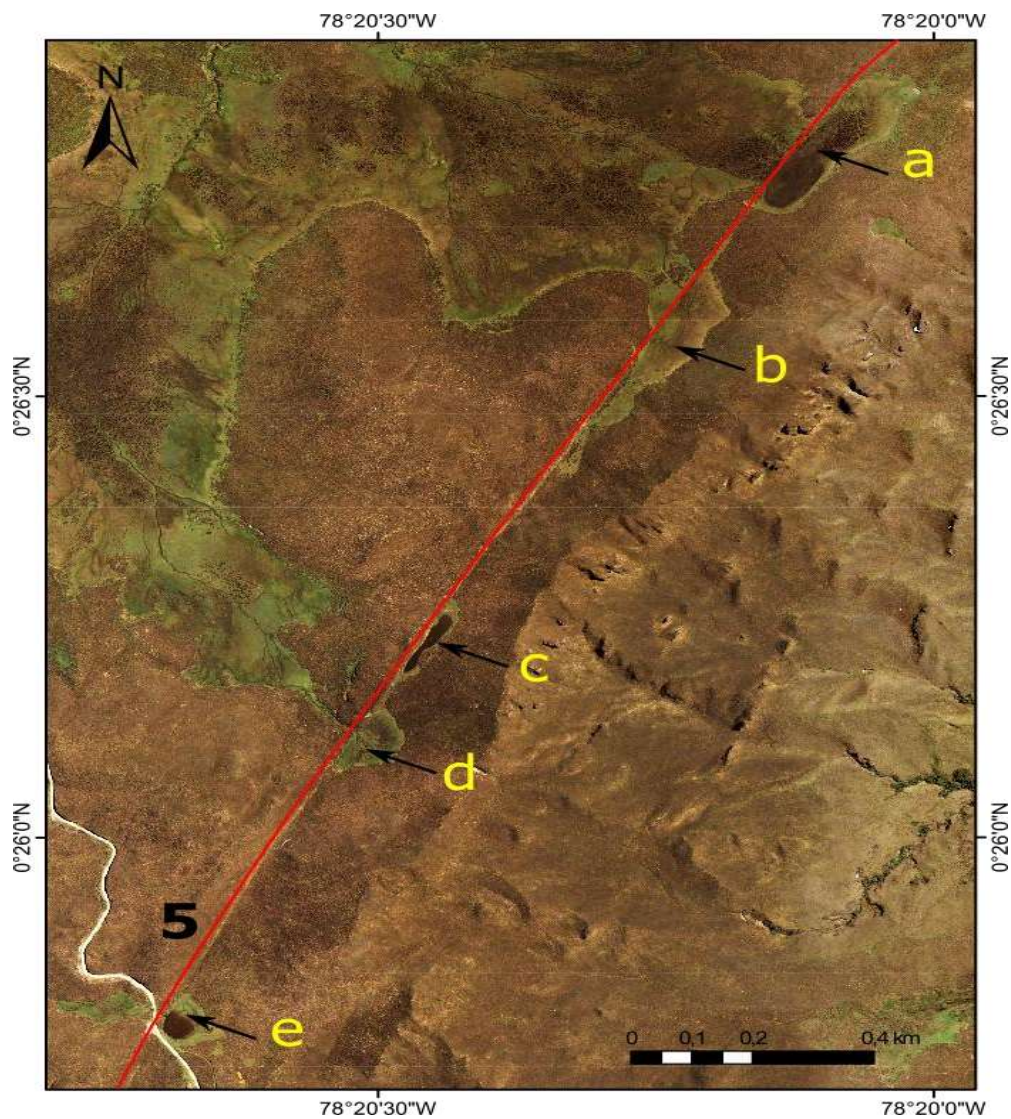
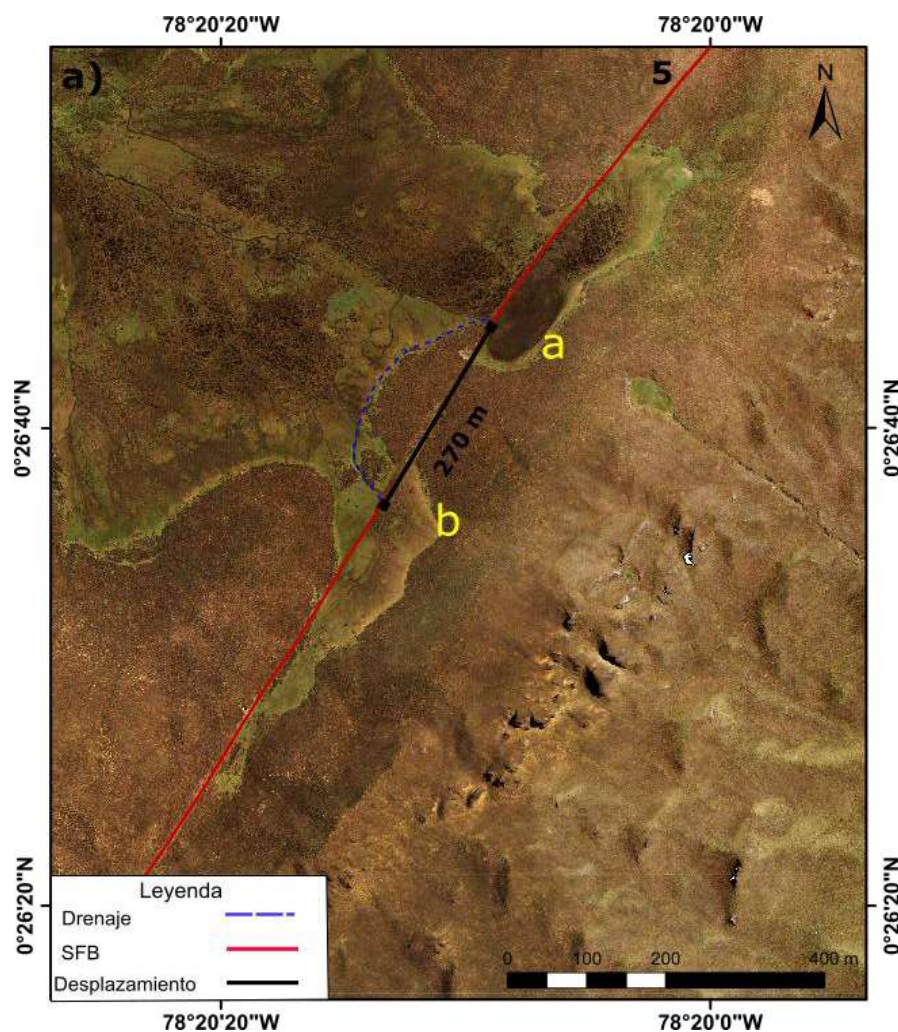


Figura 3-20. Identificación de los *sag ponds* a, b, c, d y e, adyacentes al trazo de falla 5 del SFB

Acorde a las observaciones realizadas, el *sag pond a*, se forma por el desplazamiento de un canal de drenaje antiguo, para luego formar el *sag pond b*. El desplazamiento medido en entre el *sag pond a* y *b* es de 270 m (Figura 3-21a). Igualmente, con el *sag pond c* el cual se encuentra desplazado para luego formar el *sag pond d*, la distancia entre los dos es de 290 m (Figura 3-21b). Adicionalmente, se hicieron medidas sobre los drenajes desviados, la cantidad de desplazamiento corresponde a 50 m (Figura 3-21c). Este tipo de drenajes no necesariamente son indicadores del movimiento relativo de una falla debido a que el encausamiento puede ser hacia la derecha o a la izquierda. Además, no se tiene una dirección de drenaje antecedente que sea indicador de que en efecto se produjo un desplazamiento. Sin embargo, en el desplazamiento de los *sag ponds*, se observan drenajes antiguos que han sido abandonados y posteriormente han formados los *sag ponds* actuales.



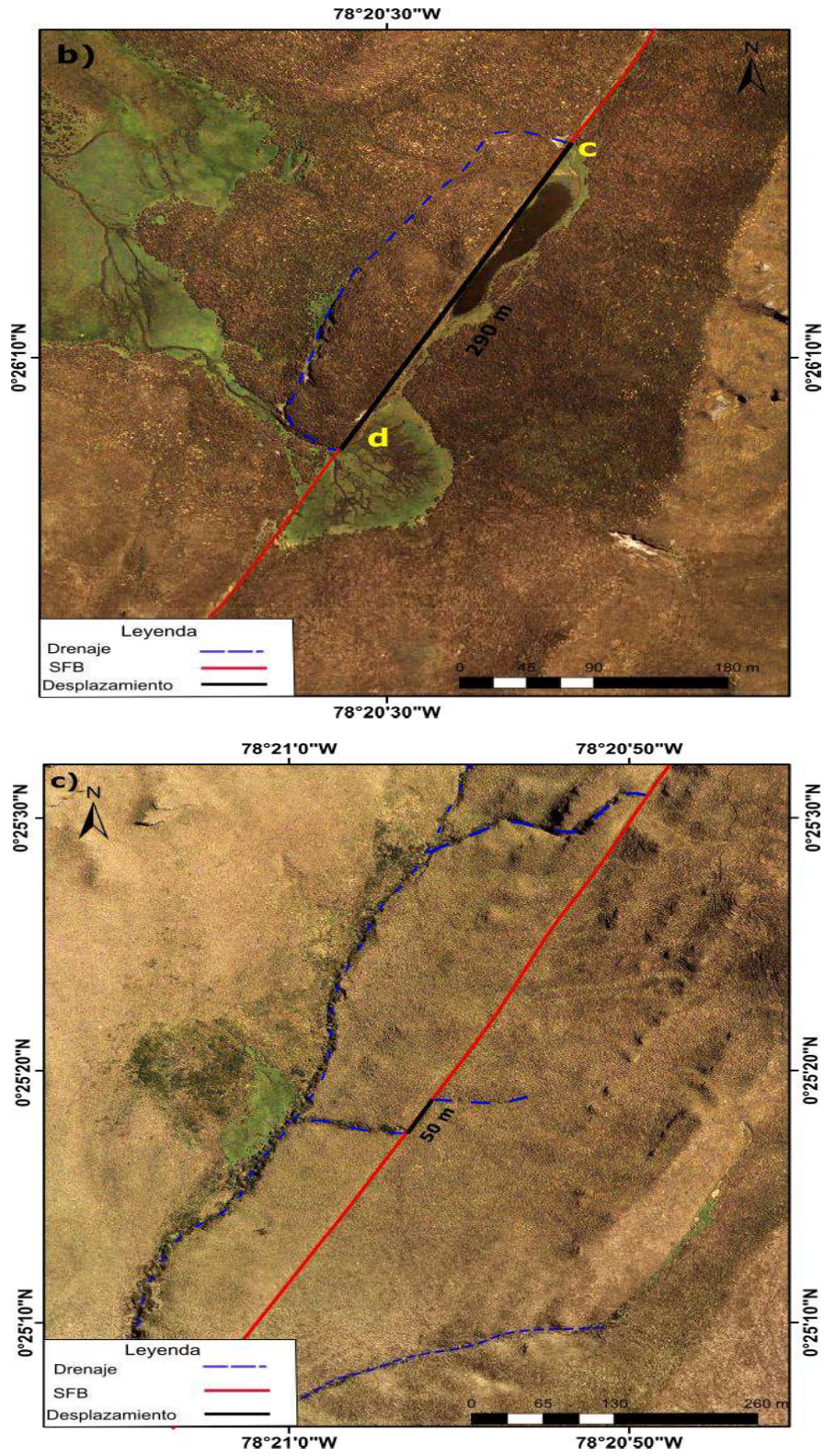
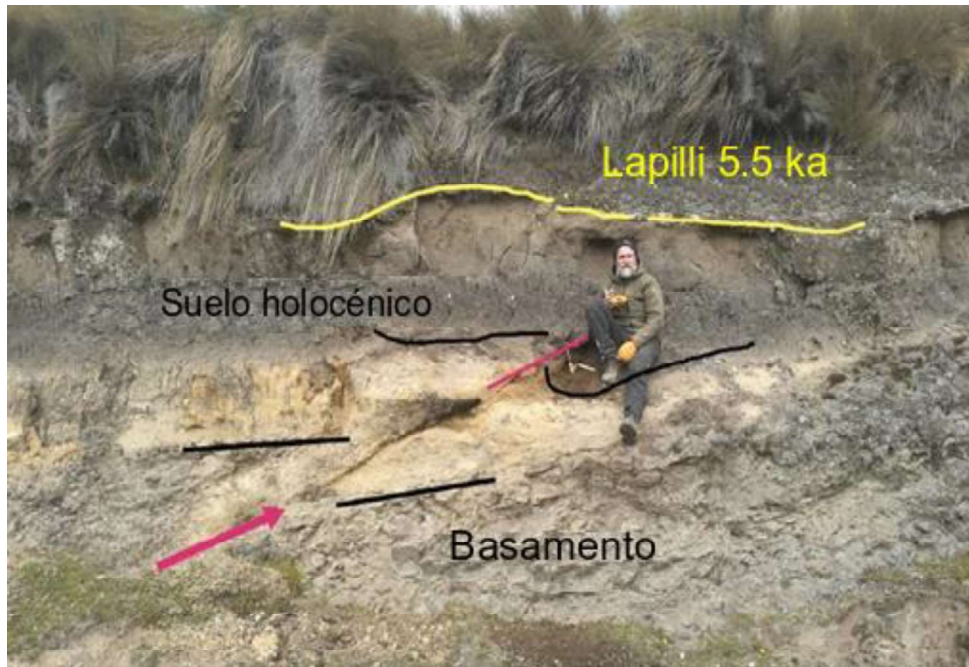


Figura 3-21. Identificación de rasgos geomorfológicos desplazados, a) Sag pond a y b desplazado, b) Sag pond c y d desplazado, c) Drenajes desviados en el extremo Sur del lineamiento 5.

A 200 metros hacia el este del lineamiento 5, se ubica el lineamiento 6, y transversal a este se identificó una estructura que indica compresión. Esta falla buza hacia el oeste y desplaza rocas volcánicas, sedimentos fluvioglaciales y volcanosedimentos (Figura 3-22).



*Figura 3-22. Identificación de estructuras compresivas en campo, actuando sobre depósitos Holocénicos*

Otros segmentos de falla se han identificado en la zona de estudio, estos rasgos se han observado en el DEM (4m) y en campo. Sin embargo, no se trabajó a detalle sobre ellas. Los lineamientos reconocidos se ubican al sur de la zona de estudio sobre los flancos del Volcán Cotacachi, estos lineamientos se evidencian por la presencia marcada de sus características en las imágenes. Además, actúan sobre la red de drenaje, generando desplazamiento en las mismas. Por ejemplo, cercano a la Laguna de Cristococha se registran canales de drenajes desviados por uno de los lineamientos del SFB (Figura 3-23). No es adecuado interpretar el sentido y cantidad de desplazamiento a través de los canales desviados identificados debido a que estos pueden desplazarse en diferentes direcciones a través del segmento de falla, pero cabe mencionar que este tipo de drenaje es un posible indicador de movimiento transcurrente, siendo así una evidencia de que el SFB es un sistema de fallas transcurrentes.

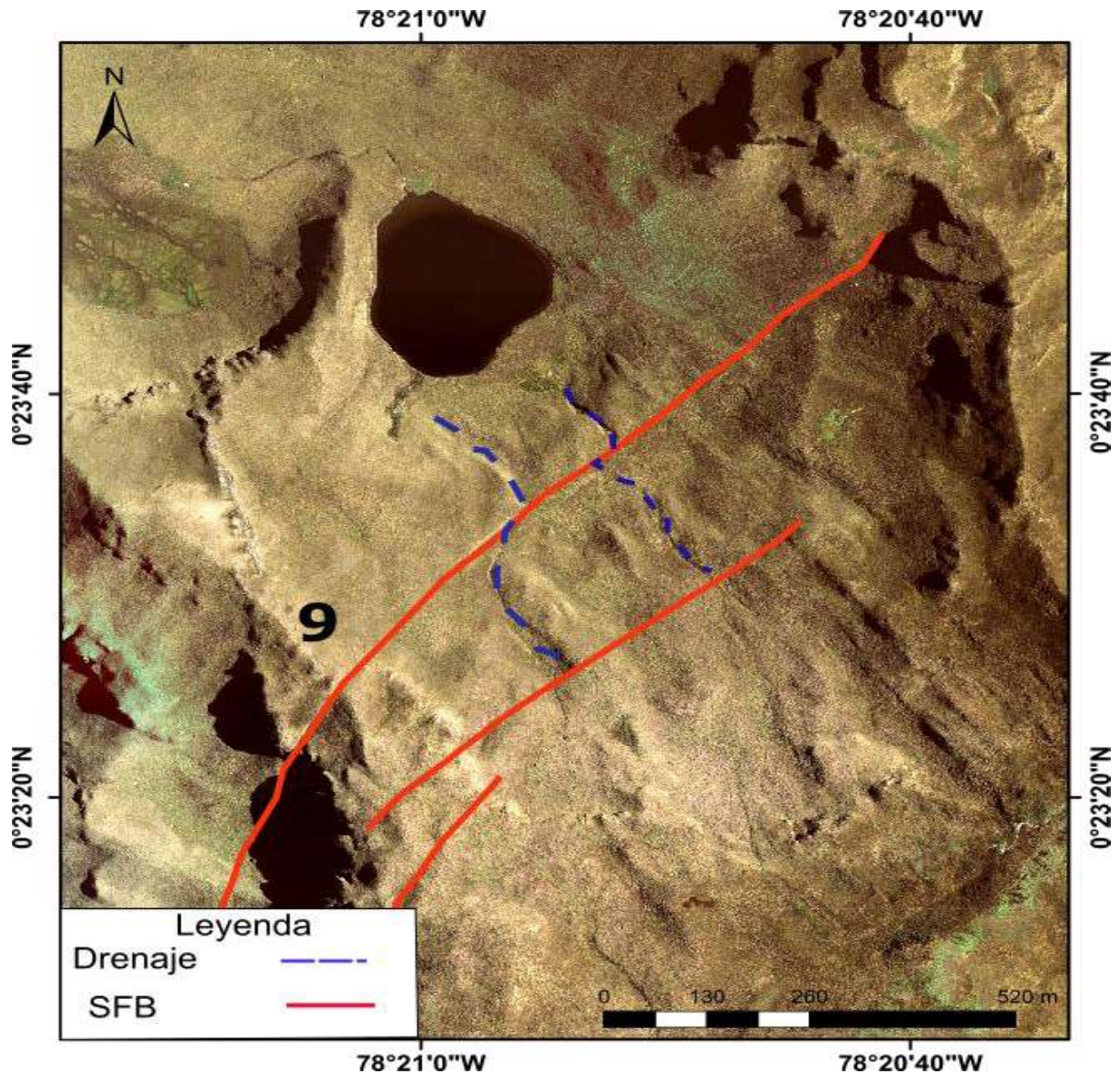


Figura 3-23. Identificación de lineamientos del SFB en el flanco SW del volcán Cotacachi.

### 3.1.3 ESTRATIGRAFÍA SUPERFICIAL

El tipo de litología observada corresponde a intercalaciones de suelos con volcanosedimentos disgregados cuyo tamaño de grano varía de arena a arcilla, y depósitos fluvio-glaciales, que se encuentra ubicados sobre rocas volcánicas de tipo Andesita que probablemente correspondan al basamento, la unidad Río Cala o a lavas producto de la actividad de los volcanes cercanos

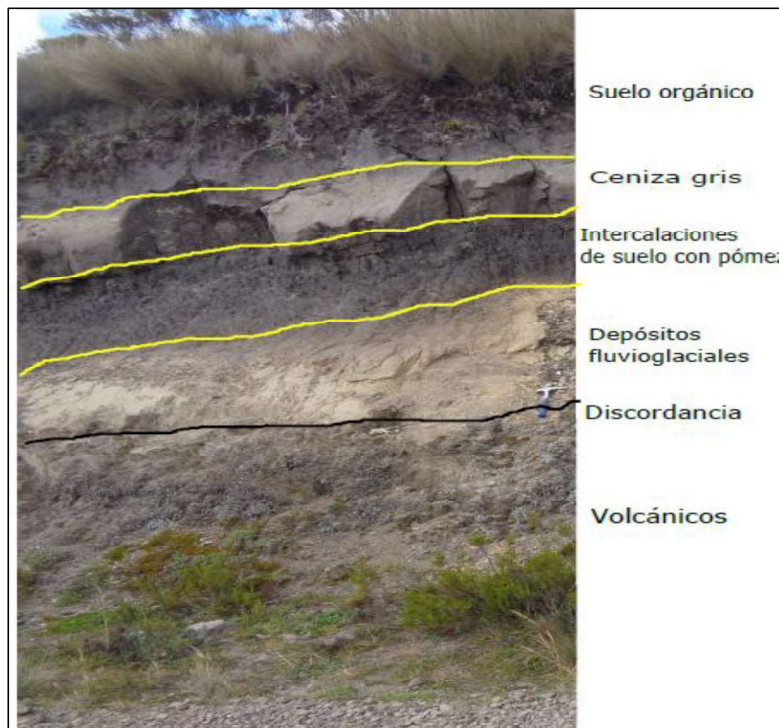
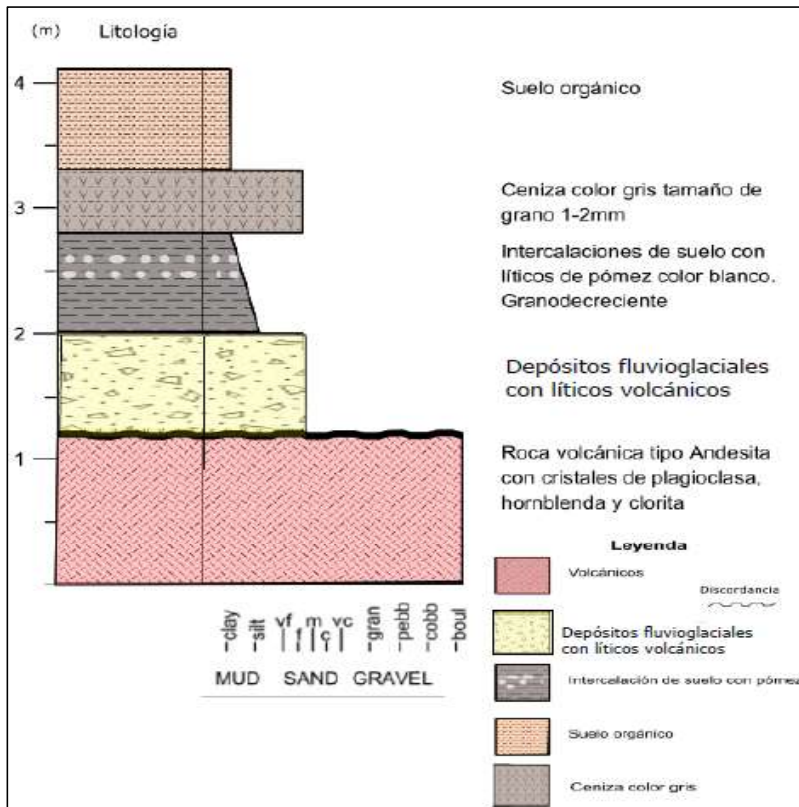


Figura 3-24. Columna estratigráfica de las litologías identificadas en el área de estudio.

## **3.2 GEOFÍSICA**

### **3.2.1 MARCO TEÓRICO**

La Geofísica estudia la Tierra mediante la aplicación de principios y leyes físicas. El objetivo de esta ciencia es la comprensión de los fenómenos físicos relacionados con la estructura y composición interna de la Tierra (Valenta, 2015).

Las técnicas geofísicas permiten inferir estructuras geológicas subsuperficiales mediante el análisis del comportamiento del terreno frente a fenómenos físicos tales como ondas elásticas, corrientes eléctricas, ondas electromagnéticas, gravedad, campos magnéticos, entre otros (EAGE, 2014).

Para el desarrollo de esta investigación se utilizarán dos métodos geofísicos, el método sísmico, específicamente, la sísmica de refracción y el método electromagnético. Los conceptos y definiciones teóricas en los que se fundamentan estas técnicas se describen a continuación.

### **3.2.2 MÉTODOS SÍSMICOS**

Los métodos sísmicos son técnicas geofísicas que involucran la generación y registro de ondas sísmicas con el fin de mapear la subsuperficie. Cada método se basa en la propagación de ondas desde una fuente artificial hacia un set de receptores, las ondas registradas son analizadas en términos de las propiedades del terreno (Pelton, 2005).

Las fuentes sísmicas generadoras de energía por lo general son dinamita, pistolas de aire, martillos, entre otros. La detección del movimiento de una partícula en o cerca de la superficie es registrada por dispositivos de alta sensibilidad denominados geófonos. Las señales recibidas son amplificadas, registradas, procesadas y mostradas de tal forma que puedan ser interpretadas en términos de estructuras geológicas, estratos rocosos, y depósitos de interés económico (yacimientos minerales o hidrocarbúricos) (Sengbush, 1983).

#### **3.2.2.1 Fundamentos de las ondas sísmicas**

##### **Ondas sísmicas**

Las ondas sísmicas son ondas mecánicas y elásticas, debido a que las deformaciones causadas en el medio en que se propagan no son permanentes, la deformación está



constituida por una alternancia de compresión y dilatación de tal manera que las partículas del medio se acercan y se alejan respondiendo a las fuerzas asociadas con las ondas (Drobin,1976).

Las ondas sísmicas pueden ser distinguidas en base a propiedades como: velocidades de propagación, dirección del movimiento de las partículas cuando pasan a través de un medio y el medio en el que pueden o no propagarse.

### **Tipos de ondas sísmicas**

Los dos grupos principales de ondas sísmicas son las ondas de cuerpo y las ondas de superficie. Las ondas de cuerpo pueden viajar a través de estratos rocosos al interior de la Tierra, mientras las ondas superficiales se desplazan sobre la superficie terrestre.

#### **Ondas de cuerpo**

Las ondas de cuerpo pueden propagarse a través de la Tierra, estas se clasifican en ondas compresionales (ondas P) y ondas de cizalla (ondas S).

#### **Ondas P**

Las ondas compresionales u ondas primarias se transmiten cuando las partículas del medio se desplazan en la dirección de propagación de las ondas, produciendo compresiones y dilataciones (Figura 3-25). Estas ondas se propagan con mayor rapidez, por lo tanto, son las primeras en registrarse en una estación sísmica y pueden viajar a través de medios sólidos y líquidos (UPseis, 2007)

#### **Ondas S**

Las ondas de corte o de cizalla, denominadas ondas S, son aquellas en las cuales las partículas del medio se desplazan perpendicularmente a la dirección de propagación de las ondas (Figura 3-25), por lo que están asociadas con deformaciones del terreno de tipo cizalla (Nava, 2011). Este tipo de ondas tienen menor rapidez que las ondas P, pueden viajar a través de rocas sólidas y no atraviesan medios líquidos o no viscosos como gases (p.j. atmósfera) (UPSeis, 2007).

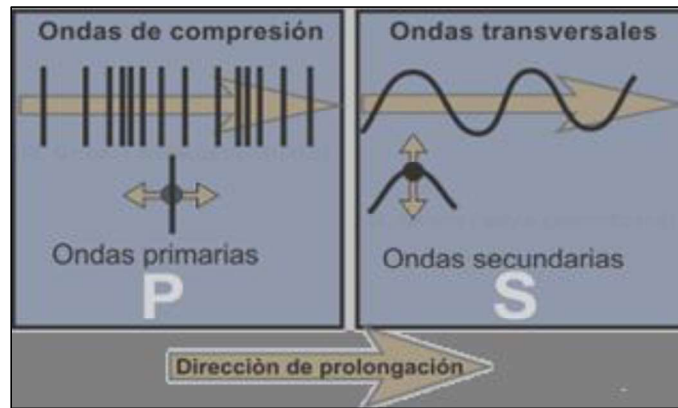


Figura 3-25. Movimiento de las ondas de cuerpo (Modificado de W.Griem, 2017)

### Ondas Superficiales

Este tipo de ondas se propagan sobre la superficie del terreno, la amplitud de estas ondas es máxima en la superficie y nula en grandes profundidades. El origen de estas ondas puede ser causado por la interferencia de las ondas de cuerpo con estructuras internas o discontinuidades en la superficie y son más lentas que las ondas de cuerpo (Nava, 2011).

Los principales tipos de ondas superficiales son las ondas Love y Rayleigh

### Ondas Love

Las ondas Love son ondas de cizalla que oscilan en un plano horizontal, es decir son ondas de cizalla horizontalmente polarizadas (Figura 3-26) (Drobin, 1976). Son las ondas de superficie con mayor velocidad (UPseis, 2007).

### Ondas Rayleigh

El movimiento de cada partícula de la superficie del terreno al paso de esta onda es de forma elíptica retrógrada (Figura 3-26), este tipo de ondas describe una trayectoria similar a las ondas producidas en el agua (Nava, 2011).

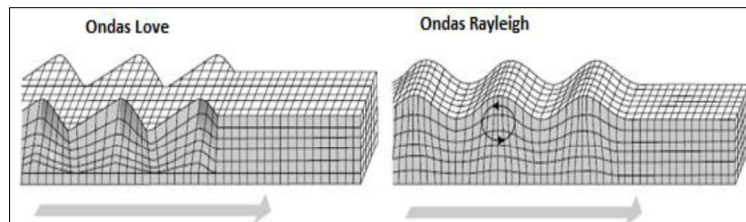


Figura 3-26. Movimiento de las ondas de superficie (Modificado de Sengbusch, 1983)

### 3.2.2.2 Elasticidad

El método sísmico depende de la propagación de las ondas sísmicas en un medio elástico. Por lo tanto, es necesario describir las propiedades elásticas de este medio, considerando que este es homogéneo e isotrópico, es decir, todas las propiedades son iguales en todos los puntos y en todas las direcciones.

La teoría de la elasticidad está basada en los conceptos de esfuerzo y deformación, el esfuerzo se define como la fuerza por unidad de área. La aplicación de estos esfuerzos en un cuerpo elástico produce cambios en la forma y dimensiones del mismo produciendo deformaciones. En efecto, una deformación es un cambio en la dimensión o forma de un cuerpo.

### 3.2.2.3 Velocidad de las ondas sísmicas

La velocidad de las ondas compresionales ( $V_p$ ) y la velocidad de las ondas de cizalla ( $V_s$ ) están dadas en términos de las constantes elásticas de Bulk ( $k$ ), Lamé ( $\lambda$ ), y cizalla ( $\mu$ ); y la densidad ( $\rho$ ) del medio en donde se propagan las ondas.

#### Velocidad de la onda compresional (onda P)

$$V_p = \sqrt{\frac{k + \frac{4}{3}\mu}{\rho}}$$

(3.6)

Dónde

$V_p$ : Velocidad de la onda compresional (onda P)

$k$ : Módulo de Bulk

$\mu$ : Módulo de cizalla

$\rho$ : Densidad

Velocidad de la onda compresional (onda P) en términos del parámetro de Lamé ( $\lambda$ )

$$V_p = \sqrt{\frac{\lambda + 2\mu}{\rho}} \quad (3.7)$$

Dónde:

$V_p$ : Velocidad de la onda compresional (onda P)

$\lambda$ : Constante elástica de Lamé

$\mu$ : Módulo de cizalla

$\rho$ : Densidad

### **Velocidad de la onda de cizalla (onda S)**

$$V_s = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}}$$

**(3.8)**

Dónde:

$V_s$ : Velocidad de la onda cizalla (onda S)

$\mu$ : Módulo de cizalla

$\rho$ : Densidad

Las ondas de cizalla no se pueden propagar en medios líquidos, debido a que la rigidez en un fluido es despreciable ( $\mu = 0$ ).

### **3.2.3 SÍSMICA DE REFRACCIÓN**

El método de refracción se basa en el registro de los tiempos de arribo de las ondas compresionales (ondas P) generadas por una fuente de energía. Las ondas sísmicas son detectadas, amplificadas y registradas por equipos diseñados para este propósito (Redpath, 1973). Los datos utilizados en este método son los tiempos de arribo de las ondas P y la distancia a la que son registradas. La información de tiempo y distancia luego es procesada con el fin de encontrar la variación de velocidad en función de la profundidad.

La velocidad depende de las constantes elásticas de las rocas y el comportamiento de las ondas sísmicas en profundidad donde se pueden generar variaciones. Son estos cambios, que por lo general corresponden a contactos geológicos, los que se trata de identificar.

El método de sismica de refracción se aplica siempre que se encuentren estratos o medios cuya velocidad de propagación incremente proporcionalmente con la profundidad (Redpath, 1973). Si un medio ubicado a mayor profundidad tiene menor velocidad que otro sobreyacente, no se obtiene registro del tiempo de arribo del rayo sísmico ya que este no se refracta y no se detecta en los receptores.

Esta técnica se desarrolla en torno a la ley de Snell y a la refracción crítica donde un rayo sísmico que atraviesa un medio con velocidad  $V_1$  sobre un medio con velocidad  $V_2$  ( $V_2$  mayor que  $V_1$ ), alcanza un ángulo crítico con respecto a la normal de la interfaz, igual a  $90^\circ$ , esto implica que las ondas sísmicas no se propaguen por la capa inferior, sino por el contacto entre ambas capas con la velocidad  $V_2$  de la capa inferior (Figura 3-27).

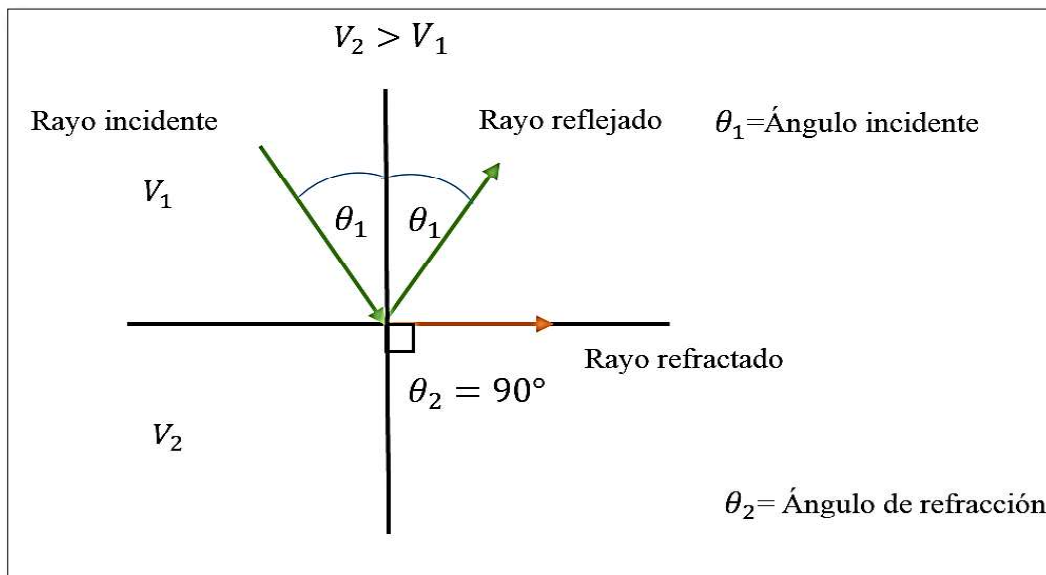


Figura 3-27. Refracción de un rayo transmitido a través de dos medios con diferentes velocidades ( $V_2 > V_1$ ).

La refracción crítica ocurre cuando  $\theta_2 = 90^\circ$ ;  $\text{sen } 90^\circ = 1$ ; Reemplazando en (3.9)

$$\therefore \text{sen } \theta_1 = \frac{V_1}{V_2}$$

(3.10)

A continuación, se explicará matemáticamente la derivación de las fórmulas que se utilizan en el método de refracción sísmica, cuyo principio fundamental es la ley de Snell y el fenómeno de refracción crítica de un rayo sísmico.

### **3.2.3.1 Relaciones de tiempo distancia para capas horizontales**

#### **Dos capas con un límite paralelo**

Para determinar la relación tiempo –distancia cuando se presentan dos capas con velocidades  $V_1$  y  $V_2$ , separados por una interface, se procede a graficar los tiempos de arribo registrados en función de la distancia a la que los receptores captan la señal (Figura 3-28). Los primeros arribos pertenecen a ondas directas que se desplazan a través del primer estrato, generando una línea con una pendiente cuya inversa es la velocidad de la primera capa.

A una cierta distancia desde el pulso energético, denominada distancia crítica, la energía emitida toma un menor tiempo en desplazarse por el límite superior de la capa inferior, produciendo la refracción del rayo sísmico en la interfaz con una velocidad mayor  $V_2$  que luego retorna hacia a la superficie (Redpath, 1973). La energía que llega a los receptores luego de la distancia crítica se grafica a lo largo de una línea con una pendiente cuya inversa es la velocidad del estrato inferior.

La pendiente que representa a los arribos de las ondas refractadas no pasa a través del origen. Sin embargo, esta puede ser proyectada hacia el eje del tiempo y encontrar el tiempo de interceptación (Redpath, 1973). Tanto este tiempo como la distancia crítica son directamente dependientes de las velocidades de los materiales que pertenecen a las capas y el espesor de la capa superior.

#### **Método de tiempo de interceptación**

Se puede calcular el tiempo de interceptación o de arribo de los rayos refractados mediante las curvas tiempo vs distancia o también llamadas dromocronas (Figura 3-28)

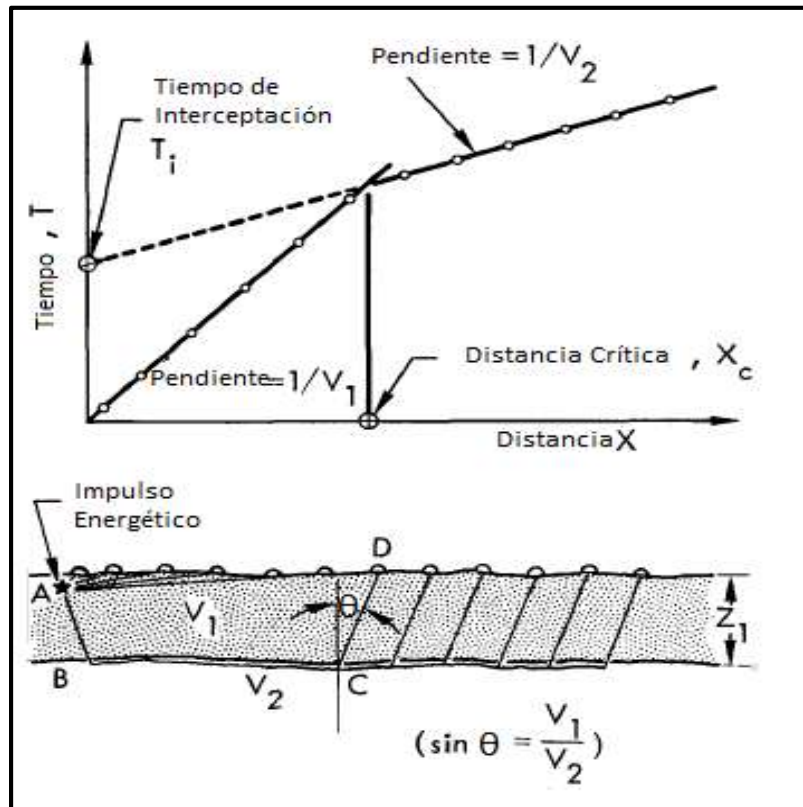


Figura 3-28. Caso de dos capas con un límite paralelo y la correspondiente curva tiempo-distancia o dromocrona.  $T_i$ : Tiempo de interceptación;  $X_c$ : Distancia crítica;  $X$ : Distancia correspondiente al arreglo de los receptores;  $T$ : eje del tiempo;  $V_1$ : Velocidad de la capa superior;  $V_2$ : Velocidad de la capa inferior.  $Z_1$ : Espesor de la capa superior (Modificado de Redpath, 1973).

Considerando la trayectoria de viaje del rayo sísmico ABCD y partiendo de las siguientes relaciones:

$$\text{sen } \theta = \frac{V_1}{V_2}$$

$$\text{cos } \theta = \left(1 - \frac{V_1^2}{V_2^2}\right)^{1/2}$$

$$\text{tan } \theta = \frac{\text{sen } \theta}{\text{cos } \theta} = \frac{V_1}{\sqrt{V_2^2 - V_1^2}}$$

$$AB = CD = \frac{z_1}{\text{cos } \theta}$$

$$BC = X - 2Z_1 \tan \theta$$

Donde  $Z_1$  es el espesor de la capa superior, y  $\theta$  es el ángulo de incidencia crítica. El tiempo de viaje por lo tanto es dado por:

$$T = \frac{AB + CD}{V_1} + \frac{BC}{V_2}$$

$$T = \frac{2Z_1}{V_1 \cos \theta} + \frac{X - 2Z_1 \tan \theta}{V_2}$$

$$T = 2Z_1 \left( \frac{1}{V_1 \cos \theta} + \frac{\sin \theta}{V_2 \cos \theta} \right) + \frac{X}{V_2}$$

$$T = 2Z_1 \left( \frac{V_2 - V_1 \sin \theta}{V_1 V_2 \cos \theta} \right) + \frac{X}{V_2}$$

**(3.11)**

La ley de Snell define el ángulo crítico de incidencia para  $\theta$  como:

$$\sin \theta = \frac{V_1}{V_2}$$

Sustituyendo en **(3.11)**

$$T = 2Z_1 V_1 \left( \frac{\frac{1}{\sin \theta} - \sin \theta}{V_1 V_2 \cos \theta} \right) + \frac{X}{V_2}$$

$$T = 2Z_1 V_1 \left( \frac{1 - \sin^2 \theta}{V_1 V_2 \cos \theta} \right) + \frac{X}{V_2}$$

$$T = \frac{2Z_1 \cos^2 \theta}{V_2 \sin \theta \cos \theta} + \frac{X}{V_2}$$

Sustituyendo  $V_1$  por  $V_2 \sin \theta$

$$T = \frac{2Z_1 \cos \theta}{V_1} + \frac{X}{V_2}$$



$$T = \frac{2Z_1\sqrt{1 - (V_1/V_2)^2}}{V_1} + \frac{X}{V_2}$$

Si se asumen que  $X=0$ , luego  $T$  es el tiempo de interceptación. Por lo tanto,  $T_i$  se puede reescribir mediante la siguiente expresión.

$$T_i = 2Z_1 \frac{\sqrt{V_2^2 - V_1^2}}{V_2 V_1}$$

**(3.12)**

### Cálculo de la profundidad

La ecuación (3.12) puede resolverse en función de  $T_i$  y de las velocidades  $V_1$  y  $V_2$  para obtener la profundidad.

$$Z_1 = \frac{T_i V_1 V_2}{2\sqrt{V_2^2 - V_1^2}}$$

**(3.13)**

Se puede calcular la profundidad  $Z_1$  en función de la distancia crítica  $x_c$  tomando en cuenta que  $T_0$  y  $T_1$  son iguales en  $x_c$ , de modo que estos pueden ser igualados.

$$T_0 = \frac{x}{V_0} \text{ y } T_1 = \frac{x}{V_1} + \frac{2Z_1\sqrt{V_2^2 - V_1^2}}{V_1 V_2}$$

$$\frac{x_c}{V_1} = \frac{x_c}{V_2} + \frac{2Z_1\sqrt{V_2^2 - V_1^2}}{V_1 V_2}$$

$$Z_1 = \frac{x_c}{2} \sqrt{\frac{V_2 - V_1}{V_2 + V_1}}$$

**(3.14)**

### Caso de tres capas

El procedimiento para tres capas con velocidades  $V_1, V_2$  y  $V_3$  ( $V_3 > V_2 > V_1$ ), es similar al anterior. La Figura 3-29 representa las trayectorias de las ondas. El rayo sísmico con el menor tiempo recorrido entre A y F forma un ángulo  $i_1 = \sin^{-1} \frac{V_1}{V_3}$  con la vertical en la capa más alta, y un ángulo  $i_2 = \sin^{-1} \frac{V_2}{V_3}$ , con la vertical en la segunda, siendo  $i_2$  el ángulo crítico para la capa de separación inferior. El tiempo a lo largo de cada una de las dos trayectorias oblicuas AB Y EF es:

$$T_{AB} = \frac{AB}{V_1} = \frac{Z_1}{V_1 \cos i_1} = \frac{Z_1}{V_1 \sqrt{1 - (V_1/V_3)^2}} = T_{EF} \quad (3.15)$$

El tiempo en las dos ramas BC y DE que atraviesan la capa intermedia es:

$$T_{BC} = \frac{BC}{V_2} = \frac{Z_1}{V_2 \cos i_2} = \frac{Z_1}{V_2 \sqrt{1 - (V_2/V_3)^2}} = T_{DE} \quad (3.16)$$

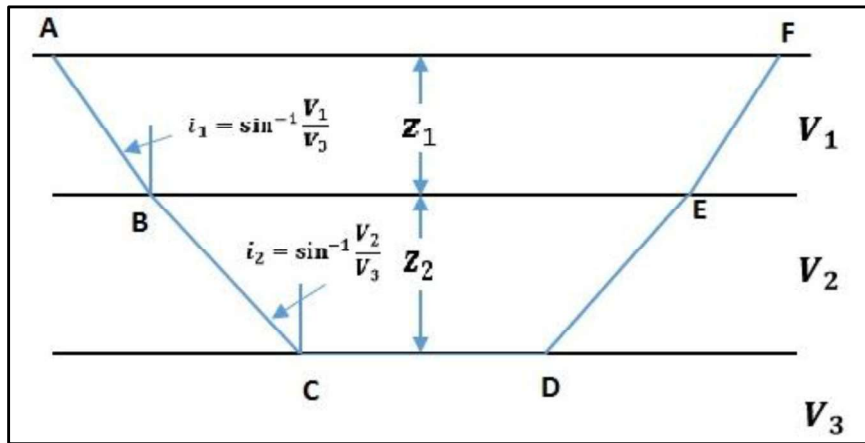


Figura 3-29. Trayectorias de tiempo de rayos para tres capas separadas por planos horizontales

El tiempo a través de la interfaz de separación entre las capas  $V_1$  y  $V_2$  es  $CD/V_3$ . El tiempo total recorrido desde A a F es:

$$T = T_{AB} + T_{BC} + T_{CD} + T_{DE} + T_{EF} \quad (3.16)$$

$$T = \frac{2Z_1}{V_1\sqrt{1-(V_1/V_3)^2}} + \frac{2Z_2}{V_2\sqrt{1-(V_2/V_3)^2}} + \frac{CD}{V_3} \quad (3.17)$$

En donde  $CD = x - 2Z_1 \tan i_1 - 2Z_2 \tan i_2$

$$T = x - 2Z_1 \frac{V_1}{V_3\sqrt{1-(V_1/V_3)^2}} - 2Z_2 \frac{V_2}{V_3\sqrt{1-(V_2/V_3)^2}} \quad (3.18)$$

Ordenando los términos se tiene el tiempo total empleado por el rayo refractado a través del límite entre la segunda y tercera capa.

$$T = x - 2Z_1 \frac{V_1}{V_3\sqrt{1-(V_1/V_3)^2}} - 2Z_2 \frac{V_2}{V_3\sqrt{1-(V_2/V_3)^2}} \quad (3.19)$$

$$T = \frac{x}{V_3} - \frac{2Z_1\sqrt{V_3^2 - V_1^2}}{V_3V_1} + \frac{2Z_2\sqrt{V_3^2 - V_2^2}}{V_3V_2} \quad (3.20)$$

La curva tiempo-distancia que pertenece a la primera llegada de este rayo es una línea recta con pendiente  $1/V_3$  y el tiempo de interceptación es:

$$T_{i3} = T - \frac{x}{V_3} = \frac{2Z_1\sqrt{V_3^2 - V_1^2}}{V_3V_1} + \frac{2Z_2\sqrt{V_3^2 - V_2^2}}{V_3V_2} \quad (3.21)$$

Despejando  $Z_2$  se obtiene

$$Z_2 = \frac{1}{2} \left( T_{i2} - 2Z_1 \frac{\sqrt{V_3^2 - V_1^2}}{V_3V_1} \right) \frac{V_3V_2}{\sqrt{V_3^2 - V_2^2}} \quad (3.22)$$

La profundidad de la capa que separa el segundo y tercer medio es la suma del espesor de la primera capa  $Z_1$  y de la segunda capa  $Z_2$ . El espesor de la primera capa se obtiene utilizando el caso de dos capas con un límite paralelo, usando las pendientes de los primeros segmentos de la curva tiempo-distancia y el tiempo de intercepto del segundo segmento.

### Caso capas múltiples

El cálculo de las profundidades cuando se tiene varias capas puede desarrollarse mediante las relaciones tiempo-profundidad, siempre que la velocidad de cada capa superior sea menor que la subsiguiente (Figura 3-30).

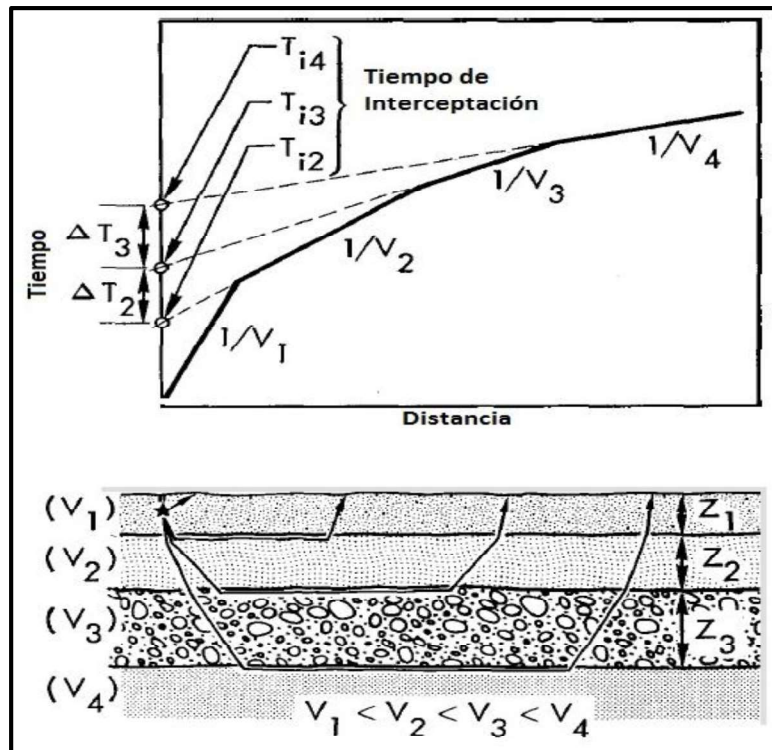


Figura 3-30. Diagrama esquemático de capas múltiples y sus respectivas curvas tiempo-distancia.  $V_1$ : Velocidad de primera capa.  $V_2$ : Velocidad de la segunda capa.  $V_3$ : Velocidad de la tercera capa.  $V_4$ : Velocidad de la cuarta capa.  $Z_1$ : Profundidad de la primera capa.  $Z_2$ : Profundidad de la segunda capa.  $Z_3$ : Profundidad de la tercera capa.  $Z_4$ : Profundidad de la cuarta capa. (Modificado de Redpath, 1973).

### Capas con una superficie de separación inclinada

Los casos analizados antes se aplican a capas con límites horizontales. Sin embargo, el límite entre dos estratos no siempre es plano, y puede presentar un ángulo de buzamiento

que puede ser determinado mediante las curvas tiempo-distancia. A continuación, se ejemplificará dicho caso. Para realizar el respectivo cálculo se considerará una interfaz entre dos capas, cuyas respectivas velocidades sean  $V_1$  y  $V_2$ , con un ángulo de buzamiento  $\alpha$ . Se definirá  $z_d$  como distancia perpendicular desde el punto de emisión energético al límite de separación en el lado levantado de la interface.

Al igual que en el caso de un límite plano, la trayectoria del rayo refractado está compuesta por tres segmentos; uno de ellos, tomando en cuenta la superficie de separación inclinada tiene una velocidad  $V_2$ , y los otros forman un ángulo  $i_c$  con la normal a esta superficie (Figura 3-31).

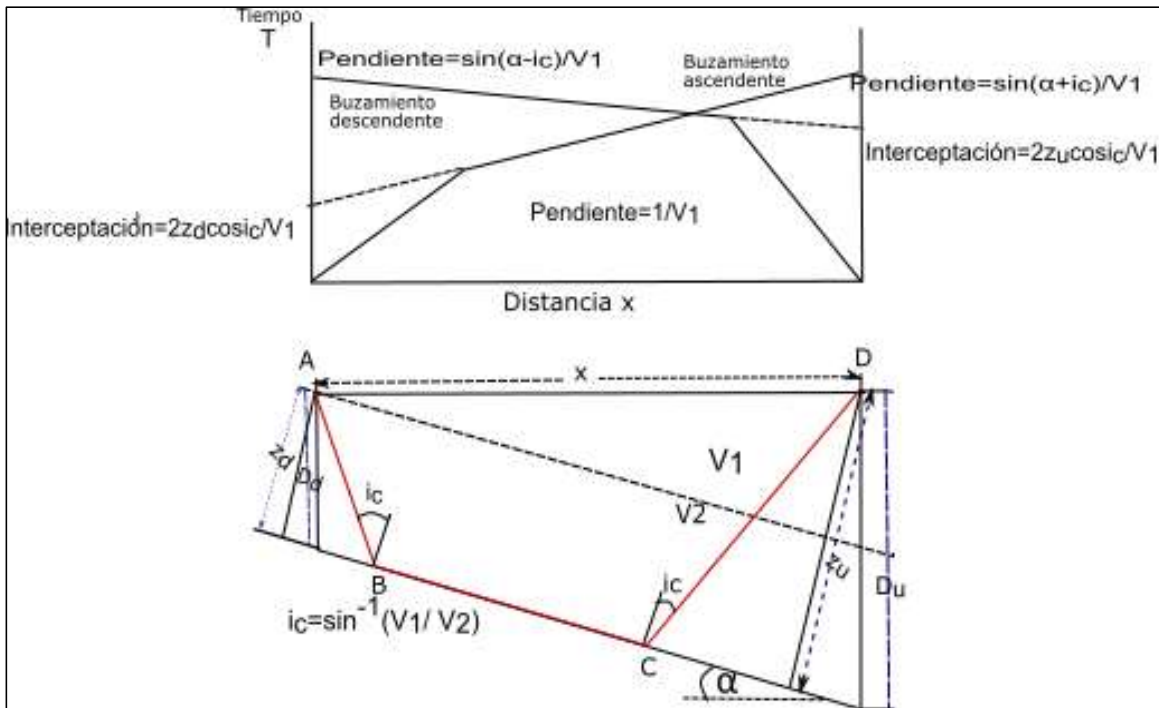


Figura 3-31. Refracción según una superficie de separación inclinada con un ángulo  $\alpha$ . Los respectivos pulsos energéticos se ubican en el extremo descendente y ascendente del perfil.  $V_1$ : Velocidad de la capa 1;  $V_2$ : Velocidad de la capa 2;  $x$ : distancia;  $z_d$  y  $z_u$ , son las distancias perpendiculares a la superficie inclinada.  $D_d$  y  $D_u$ , representan las profundidades de la interfase inclinada desde la fuente de impulso energético;  $i_c$ : ángulo de incidencia;  $\alpha$ : ángulo de inclinación de la interfase de separación inclinada. (Modificado de Drobin et al., 1976).

Tomando en cuenta la parte descendente del buzamiento, el tiempo total desde el punto de pulso energético es:

$$T_d = T_{AB} + T_{BC} + T_{CD}$$

**(3.23)**

$$T_d = \frac{z_d}{V_1 \cos i_c} + \frac{x \cos \alpha - z_d \tan i_c - (z_d + x \sin \alpha) \tan i_c}{V_2} + \frac{z_d + x \sin \alpha}{V_1 \cos i_c}$$

**(3.24)**

Utilizando la misma transformación de deducción de la fórmula de dos capas con una superficie horizontal de separación, se obtiene

$$T_d = \frac{2z_d \cos i_c}{V_1} + \frac{x}{V_1} \operatorname{sen}(\alpha + i_c)$$

**(3.25)**

Igualmente, para la parte ascendente del buzamiento puede demostrarse que el tiempo es

$$T_u = \frac{2z_u \cos i_c}{V_1} + \frac{x}{V_1} \operatorname{sen}(\alpha - i_c)$$

**(3.26)**

Siendo  $z_u$  la distancia con el límite de separación desde el punto de pulso sísmico al extremo descendente del buzamiento.

Estas relaciones están representadas en las curvas tiempo-distancia (Figura 3-31). Para cada dirección de pulso sísmico, se usa las pendientes de las líneas para obtener las velocidades  $V_1$  y  $V_2$ , de las capas respectivas y el buzamiento  $\alpha$ .

La obtención más precisa de las velocidades y ángulo de buzamiento es a través de las pendientes debido a que la pendiente  $m_d$  del segmento descendente es  $\operatorname{sen}(\alpha + i_c)/V_1$ , y la pendiente  $m_u$  del segmento ascendente es  $\operatorname{sen}(\alpha - i_c)/V_1$ . Por lo tanto, se tiene

$$V_1 m_d = \operatorname{sen}(\alpha + i_c)$$

**(3.27)**

$$V_1 m_u = \operatorname{sen}(\alpha - i_c)$$

**(3.28)**

$$\alpha + i_c = \operatorname{sen}^{-1} V_1 m_d$$

(3.29)

$$\alpha + i_c = \text{sen}^{-1}V_1m_u$$

(3.30)

Luego, se suma y se obtiene el ángulo de inclinación  $\alpha$

$$\alpha = \frac{1}{2}(\text{sen}^{-1}V_1m_d + \text{sen}^{-1}V_1m_u)$$

(3.31)

Para obtener el ángulo de incidencia  $i_c$ , se resta y queda

$$i_c = \frac{1}{2}(\text{sen}^{-1}V_1m_d - \text{sen}^{-1}V_1m_u)$$

(3.32)

Sabiendo esto, se tiene

$$V_2 = \frac{V_1}{\text{sen}i_c}$$

(3.33)

La distancia perpendicular  $z_u$  se obtiene del tiempo de interceptación

$$T_{iu} = \frac{2z_u \text{cos}i_c}{V_1}$$

(3.34)

Por lo tanto,

$$z_u = \frac{V_1 T_{iu}}{2 \text{cos}i_c}$$

(3.35)

Para  $z_d$  se obtiene una ecuación similar en función de  $T_{id}$ . Luego, las profundidades son:

$$D_u = \frac{z_u}{\cos\alpha}$$

$$D_d = \frac{z_d}{\cos\alpha}$$

**(3.36)**

En este estudio se desarrollaron perfiles de velocidad tomando en cuenta la ubicación de los geófonos del arreglo sísmico utilizado para la detección de las ondas generadas por un pulso sísmico proveniente de una fuente artificial. Luego, mediante un software se identificaron los tiempos de arribo de las ondas P, se calculó la profundidad de las interfaces de los estratos o medios encontrados y la velocidad de los mismos. Finalmente, se interpolaron los datos obtenidos para su posterior interpretación. Los cálculos realizados se basan en los principios teóricos expuestos antes, tanto el tratamiento de datos como el equipo y los softwares usados para llevar a cabo este experimento se explica con más detalle en los apartados posteriores.

Adicionalmente, se realizaron tomografías sísmicas por refracción (TSR) utilizando los datos de los tiempos de arribo de las ondas P, además del método de los tiempos de interceptación. Los dos métodos pertenecen a la Sísmica de Refracción. Sin embargo, el primer método, asume estratos o capas limitadas por refractores continuos o con irregularidades e inclinaciones no muy pronunciadas, mientras el método TSR puede estimar variaciones laterales de velocidad sísmica, siendo una técnica más apropiada en el estudio de estructuras más complejas (EAGE, 2014). A continuación, se da una explicación acerca de este método.

### **3.2.3.2 Tomografía sísmica por refracción (TSR)**

La Tomografía Sísmica por Refracción es un método que estima un modelo de velocidad mediante el concepto de gradientes de velocidades tanto laterales como en profundidad haciendo posible modelar anomalías de velocidad localizadas (Imhof et al., 2011). El procedimiento consiste en dividir el terreno bajo la superficie en una malla conformada por celdas y asignar una velocidad a cada una de ellas, a través del cálculo de los tiempos de viaje teóricos y la comparación de estos con los datos identificados en los registros tomados



en campo, el proceso se repite iterativamente hasta obtener un modelo de velocidades óptimo (EAGE, 2014).

Para llevar a cabo esta técnica, es necesario utilizar algoritmos que resuelvan este problema de tipo inverso debido a que el tiempo de viaje de un rayo sísmico no es lineal dado que una perturbación en el campo de la velocidad produce cambios en la trayectoria de los rayos sísmicos que se distribuyen a través de la subsuperficie (Imhof et al., 2011) (Los fundamentos matemáticos pueden ser revisados en la literatura y el manual del software que se utilizó, Zhang & Nafi, 1998; User's Manual Sardine (v 1.0), 2000). La obtención de una tomografía sísmica depende de factores como: la localización de los receptores, los puntos donde se aplican los pulsos sísmicos, la topografía, las trayectorias de tiempo observados y el modelo inicial de velocidad. El procedimiento general para realizar la inversión tomográfica es el siguiente:

- Primero, se calcula las trayectorias de los rayos para un modelo inicial para todas las combinaciones entre las fuentes y los receptores mediante el trazado de rayos.
- Los tiempos de arribo de los rayos trazados antes, son calculados teóricamente y son comparados con los tiempos de arribo identificados (picados) hasta obtener un error residual.
- Si el error residual excede el error permisible, se redefine el modelo de velocidad.
- Hay que iterar el modelo obtenido hasta que el error residual llegue a un nivel permisible
- El resultado final es presentado en secciones con celdas de colores o líneas de contornos que representan el valor de la velocidad.

### **Efectos de los factores geológicos en la velocidad**

La velocidad de las ondas P está relacionada con la composición mineral, diagénesis, porosidad, grado de meteorización o alteración y los esfuerzos tectónicos que actúan sobre los suelos y las rocas. Las relaciones generales entre las litologías comunes y las velocidades de las ondas P se muestran en la Tabla 3-1. En general, las rocas máficas tienden a tener velocidades altas, por ejemplo, en diques y rocas volcánicas. Sin embargo, las rocas félsicas tienen mayor velocidad que las anteriores puesto que se presentan como intrusiones con un menor grado de fracturamiento. No es recomendable usar esta técnica en rocas metamórficas debido a que poseen mayor anisotropía por la presencia de

esquistosidad, fracturamiento orientado, alteración y meteorización; características que pueden crear cambios en la velocidad y llevar a una interpretación menos precisa.

*Tabla 3-1: Velocidades de las ondas P de acuerdo al tipo de litología*

<b>Tipo de material</b>	<b>Velocidad de las ondas P (m/s)</b>
<b>Suelo</b>	300-700
<b>Arenas secas</b>	400-1200
<b>Arenas húmedas</b>	1500-2000
<b>Arcilla y limo saturado</b>	1100-2500
<b>Marga</b>	2000-3000
<b>Caliza</b>	3500-6000
<b>Carbón</b>	2200-2700
<b>Dolomita</b>	3500-6500
<b>Granito</b>	4500-6000
<b>Basalto</b>	5000-6000
<b>Diorita</b>	4500-6500
<b>Andesita</b>	2000-5000
<b>Peridotita</b>	4500-6500
<b>Lutita</b>	1500-2500
<b>Arenisca</b>	2000-4000
<b>Conglomerado</b>	2000-4000
<b>Toba</b>	1000-3000

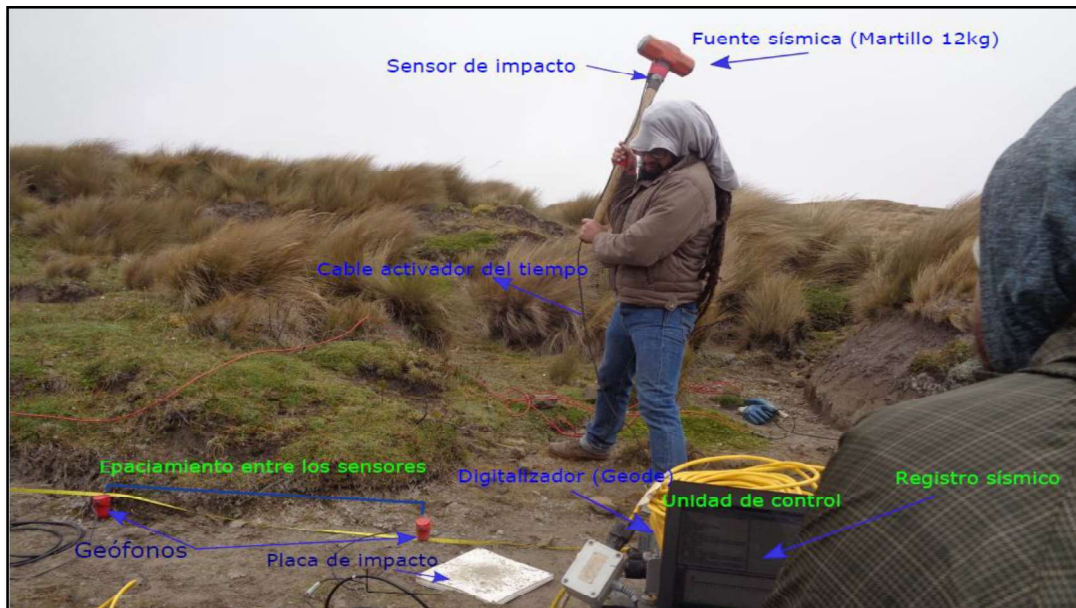
Fuente: EAGE, 2014; Bourbie, 1987

### **3.2.4 EQUIPO DE SÍSMICA DE REFRACCIÓN**

El equipo que se usó para realizar el experimento de sísmica de refracción (Figura 3-32) está compuesto por:

- Geófonos verticales (Geospace) de 4,5 Hz de frecuencia de corte, que permiten medir las deformaciones inducidas en la superficie por una fuente activa y transformarlas en señales eléctricas. Estos receptores se conectan al digitalizador multicanal mediante cables multipolares.

- Un digitalizador multicanal (Geode- Geometrics), cuya función es transformar las señales eléctricas captadas por los geófonos, dotado de soporte magnético para la grabación de los datos obtenidos de la amplificación, filtraje y conversión analógico /digital de las señales recibidas.
- Una fuente sísmica constituida por un martillo de 12 kg y una placa de impacto.
- Un sensor de impacto y cable activador de tiempo que se enlazan con el martillo con el fin de transmitir el impulso del disparo al digitalizador y registrar de manera sincronizada el T-0 (tiempo cero). El T-0 marca en qué geófono está ubicada la fuente de la señal registrada.
- Unidad de control (Laptop).
- Batería de 12 V.



*Figura 3-32. Equipo de sismica de refracción formado por: fuente sísmica (martillo de 12 kg), placa de impacto, geófonos, digitalizador (geode- Geometrics), sensor de impacto, cable activador, y una unidad de control (laptop) donde se visibilizaron los registros sísmicos*

### **3.2.5 APLICACIÓN DEL MÉTODO DE SÍSMICA DE REFRACCIÓN EN EL ÁREA DE ESTUDIO**

La aplicación de la técnica de sismica de refracción se llevó a cabo en secciones que cortan perpendicularmente el lineamiento 5 cuya orientación es N25°, el primer arreglo sísmico se ubicó transversal al *sag pond* y el segundo a 40 m al sur del

primer arreglo (Figura 3-33). El diseño del experimento consistió en 2 perfiles sísmicos donde los geófonos y los puntos de disparo fueron espaciados en intervalos de 1 m con una longitud de 46 m. En cada punto se registraron al menos 3 golpes para incrementar la relación señal/ruido, realizados con una fuente sísmica (martillo de 12kg).

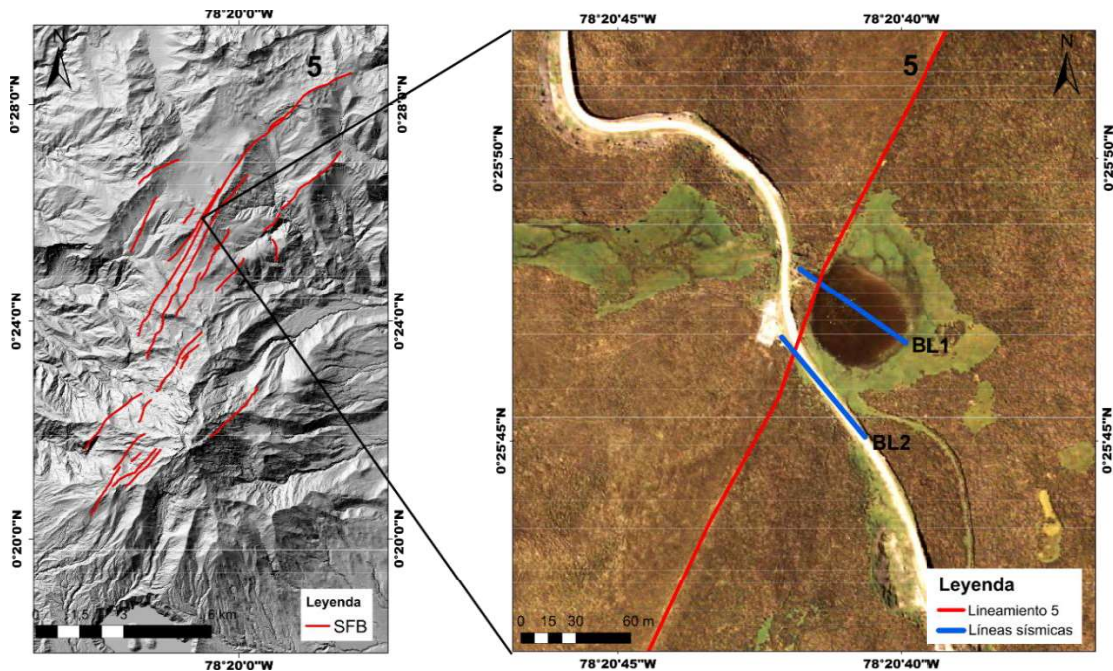


Figura 3-33. Ubicación de las líneas sísmicas transversales al lineamiento 5 del SFB

El procedimiento en campo una vez colocados los arreglos sísmicos fue crear ondas sísmicas mediante golpes con el martillo sobre la placa de impacto, el martillo tiene acoplado un sensor de impacto que identifica en que geófono está localizada la fuente de la señal, marcando el T-0 (tiempo 0). Las señales generadas viajan a través de la subsuperficie y son registradas en los geófonos que están conectados a un digitalizador multicanal, que luego pasan a una unidad de control donde se observan los registros sísmicos, el software utilizado en este ensayo fue el Geometrics Seismodule Controller.

Las señales analizadas en este método corresponden a las ondas P y sus tiempos de arribo, algunas de estas ondas se refractan en la interfaz entre dos capas de diferente velocidad creando frentes de onda que adquieren la velocidad de la capa subyacente, las ondas que no se refractan viajan a través de la capa superior y tienen la velocidad de esta capa, y se

denominan ondas directas. Los primeros tiempos de arribo de las ondas P corresponden a las ondas directas, luego de una cierta distancia llamada *crossover*, los tiempos de arribo de las ondas refractadas son detectadas antes que los tiempos de arribo de las ondas directas. Mediante la identificación de los tiempos de arribo de las ondas P, se construyen las dromocronas que relacionan la posición de cada geófono y los tiempos de arribo de las ondas P. A través del procedimiento descrito se construyeron perfiles de velocidad para representar los refractores que limitan las capas. A continuación, se presenta un esquema del ensayo realizado en la zona de estudio (Figura 3-34).

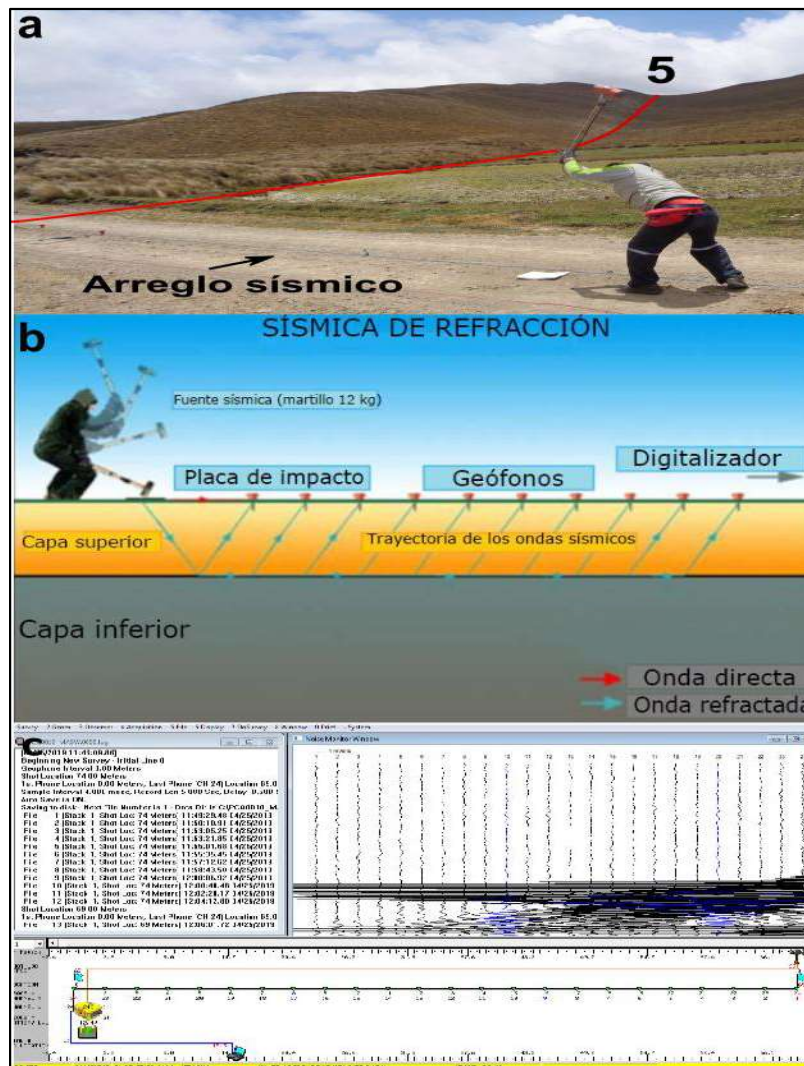


Figura 3-34. Esquema del ensayo de sismica de refracción. a) Localización de los arreglos sísmicos transversales al lineamiento 5. b) Representación de la generación de ondas sísmicas y su trayectoria a través de la subsuperficie (Modificado de Geosphere Inc, 2007). c) Registro de las ondas sísmicas en la unidad de control (Software: Geometrics Seismodule Controller).

### 3.2.6 PROCESAMIENTO DE DATOS SÍSMICOS

Finalizado el ensayo en campo, se procedió a extraer los datos del programa *Geometrics Seismodule Cotroller*, que se utilizó para poder visualizar el arribo de las ondas sísmicas a cada geófono y almacenar las señales. Posteriormente, los datos fueron tratados para los obtener perfiles de velocidad y las tomografías sísmicas por refracción. Los softwares utilizados para realizar este proceso fueron: Sardine (v 1.0), 2000 y MATLAB R2018b.

El software Sardine (v 1.0), 2000, interpreta datos sísmicos y de radar (formatos: SEG-2,SAC,SU,ASCCII), sirve para visibilizar las datos en forma gráfica y tabular, filtrar frecuencias, picar o identificar de forma manual o automática el tiempo de arribo de las ondas sísmicas, realizar inversiones tomográficas de trayectorias de tiempo representadas por trayectorias de rayos en dos o tres dimensiones, y tomografías por difracción. El software MATLAB sirve para realizar cálculos, interpolaciones y gráficas de los datos analizados. A continuación, se detallan las etapas realizadas para el tratamiento de los datos en el estudio.

Los datos usados corresponden a las señales sísmicas que resultan de la aplicación del experimento en dirección transversal al lineamiento 5. Se realizaron dos arreglos sísmicos, uno ubicado en el *sag pond*, donde se obtuvieron en total 144 trazas sísmicas, y el siguiente arreglo sísmico ubicado a 40 m hacia el sur del primero, obteniendo 122 trazas sísmicas perteneciendo al menos 3 de ellas a cada fuente (Figura 3-35).

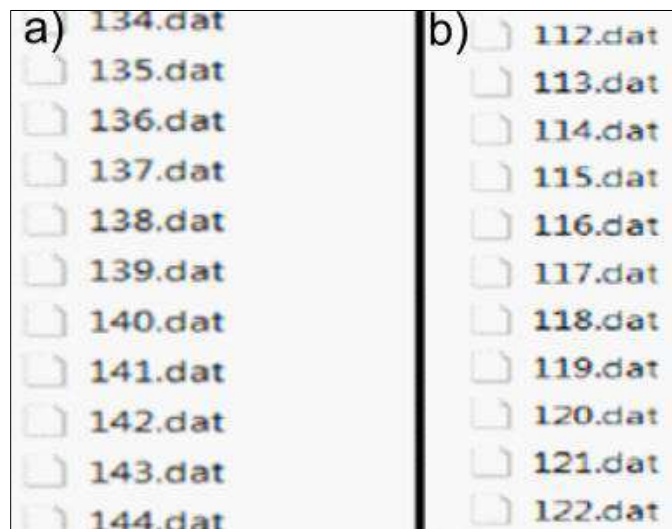


Figura 3-35. Trazas sísmicas obtenidas en campo. a) Datos del primer arreglo sísmico. b) Datos del segundo arreglo sísmico.

Después, las trazas sísmicas fueron procesadas en el software Sardine (v 1.0), y se filtraron con el fin de eliminar el ruido y tener una mejor identificación de los tiempos de arribo de las ondas P. El tipo de filtro fue un low-pass con una frecuencia de 200 Hz, es decir, las señales sísmicas con frecuencias menores a 200 Hz fueron visualizadas (Figura 3-36a). Posteriormente, en cada señal se identificó el tiempo de arribo de las ondas P (Figura 3-36b) luego se procedió a escoger la señal en la que se determinó de mejor manera los tiempos de arribo.

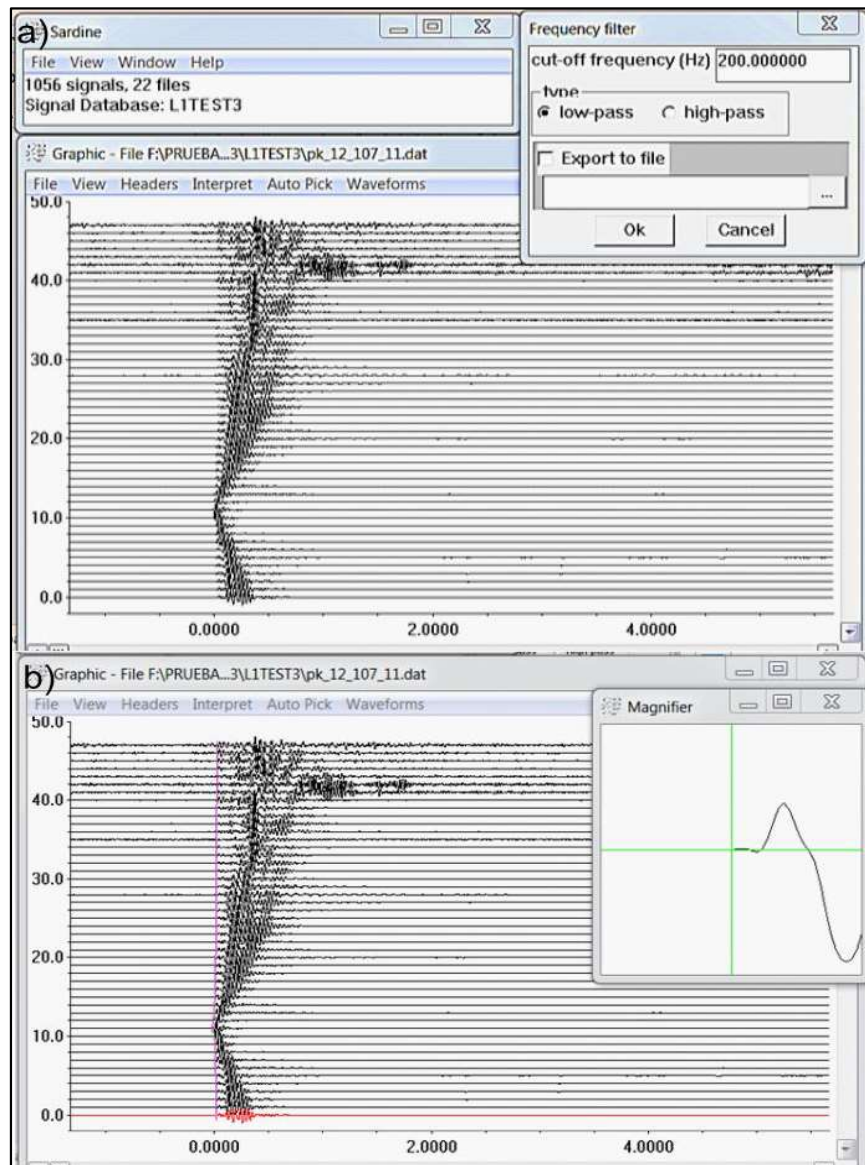


Figura 3-36. a) Señal sísmica y aplicación de un filtro tipo low-pass para eliminar el ruido. b) Identificación del tiempo de arribo de las ondas P.

Luego, se tomó la opción: “refraction” del software Sardine, y se visualizaron los tiempos de arribo picados (Figura 3-37a). Posteriormente, se trazaron las pendientes siguiendo la tendencia de los tiempos de arribo identificados, para formar las curvas tiempo-distancia o dromocronas (Figura 3-37b). Después, el software proporcionó los resultados con información acerca de las velocidades, profundidades y las distancias críticas, que corresponden a la distancia donde hay un cambio en la pendiente, es decir, se encuentra la velocidad de un medio diferente (Figura 3-37c).

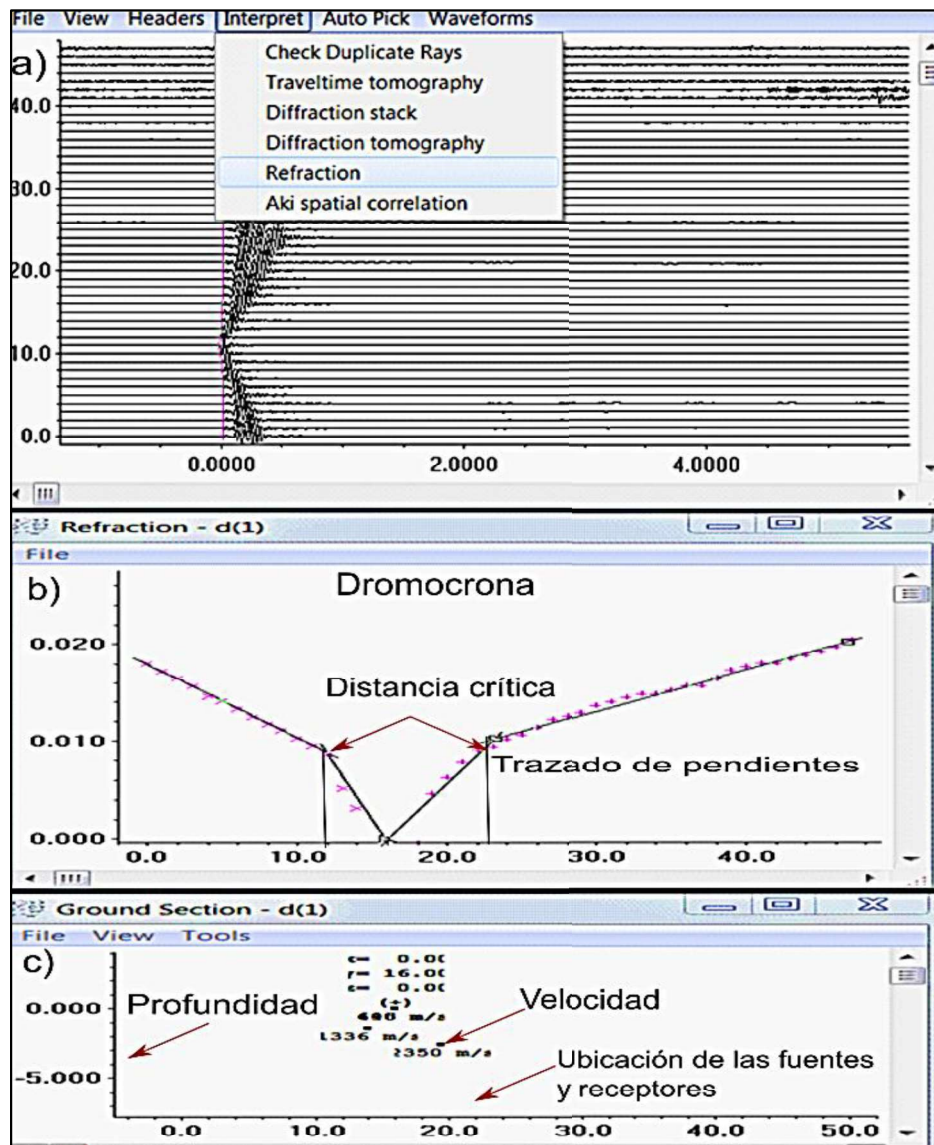
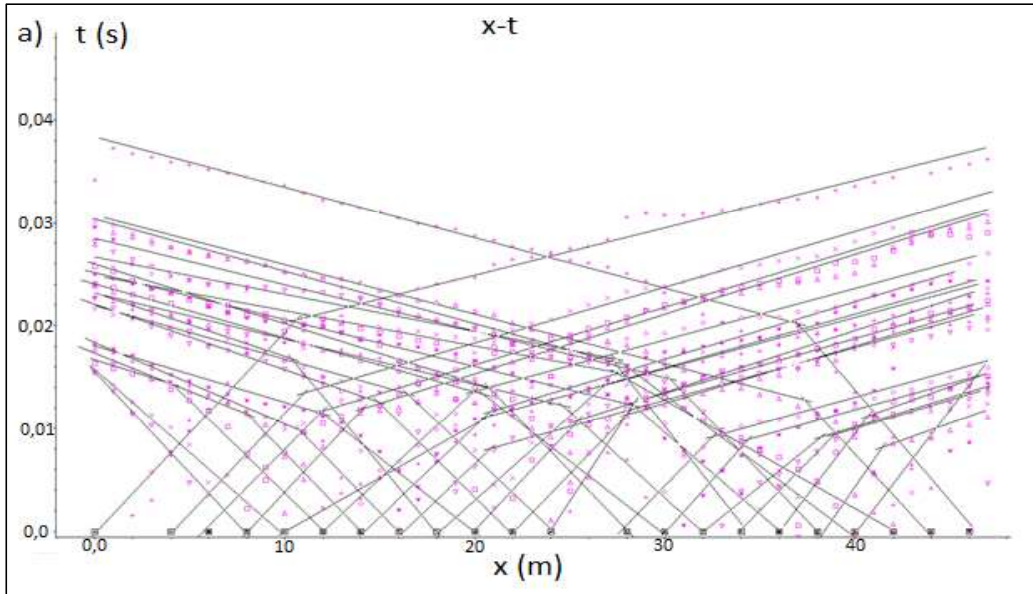


Figura 3-37. a) Opción refraction del software Sardine. b) Visualización de los tiempos de arribo de las ondas P, distancias críticas e identificación de pendientes, para formar una dromocrona. c) Resultado de velocidad y profundidad, de acuerdo a la ubicación de los geófonos.

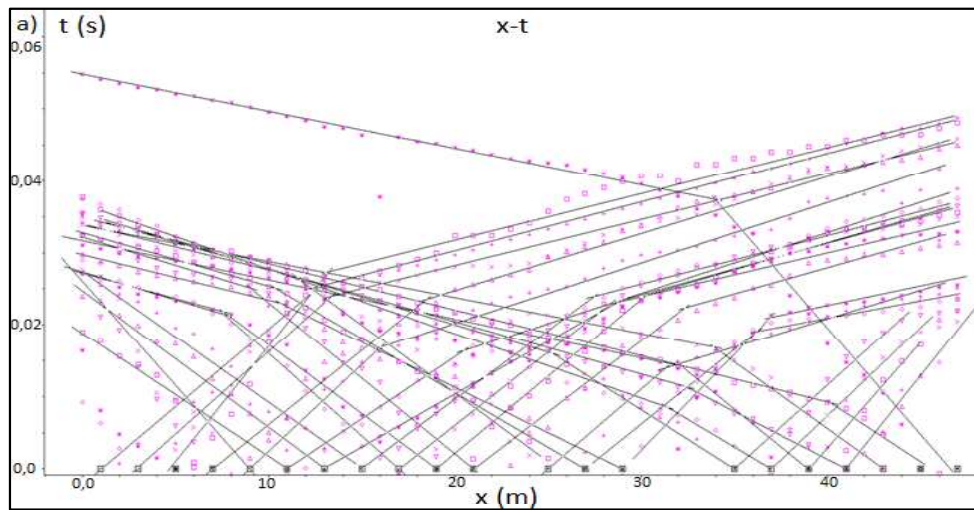


Se trazaron todas las dromocronas pertenecientes al cada arreglo sísmico BL1 y BL2 (Figura 3-38 a; Figura 3-39 a) para luego obtener los resultados de profundidad y velocidad. El número de puntos obtenidos para el arreglo sísmico BL1 fueron 56 y para el arreglo BL2 fueron 58 (Figura 3-38b, Figura 3-39b). Posteriormente, se realizaron perfiles de velocidad mediante una interpolación lineal con ayuda de un código realizado en el software MATLAB (ANEXO 1), con el fin de identificar mejor los refractores en subsuperficie.



b) Distancia	Profundidad	Velocidad
36,7	0	656
26,9	0	664
13,3	0	678
40,8	0	756
28,7	0	798
31,4	-1,4	1114
20,5	-2,8	1189
16	-2,4	1193
31,3	-2,1	1248
9	-4	1254
18,5	-3,8	1259
7,7	-3,3	1274
25,3	-2,9	1289
10,4	-4,8	1325
30,3	-3,9	1332
32,5	-2,3	1357
32,4	-3,8	1367
7,7	-3,8	1376
28,4	-3,9	1389
12,7	-4,2	1476
27,4	-4,3	1488

Figura 3-38. a) Dromocronas correspondientes al arreglo sísmico BL1. b) Resultados correspondientes a profundidad y velocidad para diferentes posiciones de los geófonos en el arreglo sísmico BL1 (Nota: El listado total de los resultados se muestran en el Anexo 2)



b) Distancia	Profundidad	Velocidad
9,7	0	617
35,7	0	628
31,1	0	676
20	0	690
28,8	0	700
39,9	0	726
10,8	-1,7	1260
7	-1,9	1320
25,4	-2	1656
3	-2,8	1694
14,1	-2,3	1723
12	-2,2	1782
19,8	-2,5	1793
28	-2,2	1809
39	-1,8	1812
12	-2,7	1830
11	-2,6	1837
19,5	-3,2	1889
15,5	-2,7	1901
27,8	-3,2	1902
33,4	-1,7	1922

Figura 3-39. a) Dromocronas correspondientes al arreglo sísmico BL2. b) Resultados correspondientes a profundidad y velocidad para diferentes posiciones de los geófonos en el arreglo sísmico BL2 (Nota: El listado total de los resultados se muestran en el Anexo 3)

### 3.2.7 RESULTADOS

#### 3.2.7.1 Descripción de los perfiles obtenidos

Se obtuvieron dos perfiles de velocidad a lo largo de los arreglos sísmicos, los cuales se muestran en secciones bidimensionales con eje ordenado representando a la profundidad

y el eje de las abscisas a la longitud del arreglo sísmico. Adicionalmente, se realizaron histogramas con las velocidades resultantes para identificar el tipo de litología de acuerdo a los valores típicos de velocidades de ondas compresivas en diferentes tipos de roca.

### 3.2.7.2 Arreglo sísmico BL1

El perfil sísmico BL1 tiene una longitud de 46 m, está ubicado transversalmente al lineamiento 5 (Figura 3-40), en la zona del *sag pond*, mediante los resultados calculados por el software Sardine con respecto a la velocidad y profundidad se determinó dos medios diferentes, y a través de la representación de las velocidades en histogramas se identificó la velocidad que representa a cada medio.

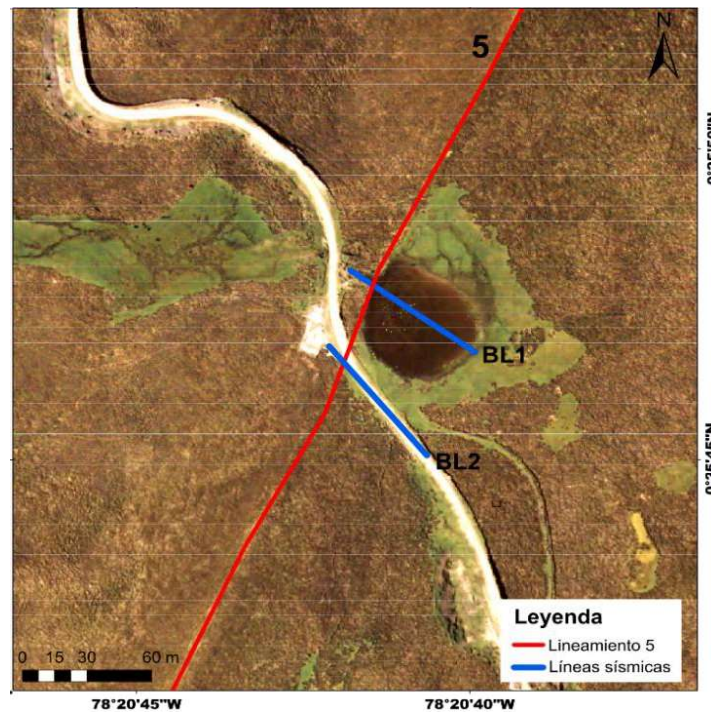


Figura 3-40. Ubicación del arreglo sísmico BL1 transversal al lineamiento 5.

El primer medio (BL1-M1, Figura 3-41a) tiene un rango de velocidad entre 500 y 600 m/s, y el segundo medio (BL1-M2, Figura 3-41b) posee un rango de velocidad entre 1.300 y 1.600 m/s. Posteriormente, se compararon los resultados obtenidos para cada medio con los valores tipo para cada clase de litología (ver tabla 2), y efectivamente el rango de velocidades del primer medio corresponde a suelos y arenas secas que representarían los sedimentos volcánoclasticos observados en campo. El rango de velocidades del segundo medio corresponde a rocas más cristalinas y compactas que pertenece a un tipo de litología

de rocas ígneas, que en la zona de estudio representan las rocas volcánicas tipo andesita del basamento.

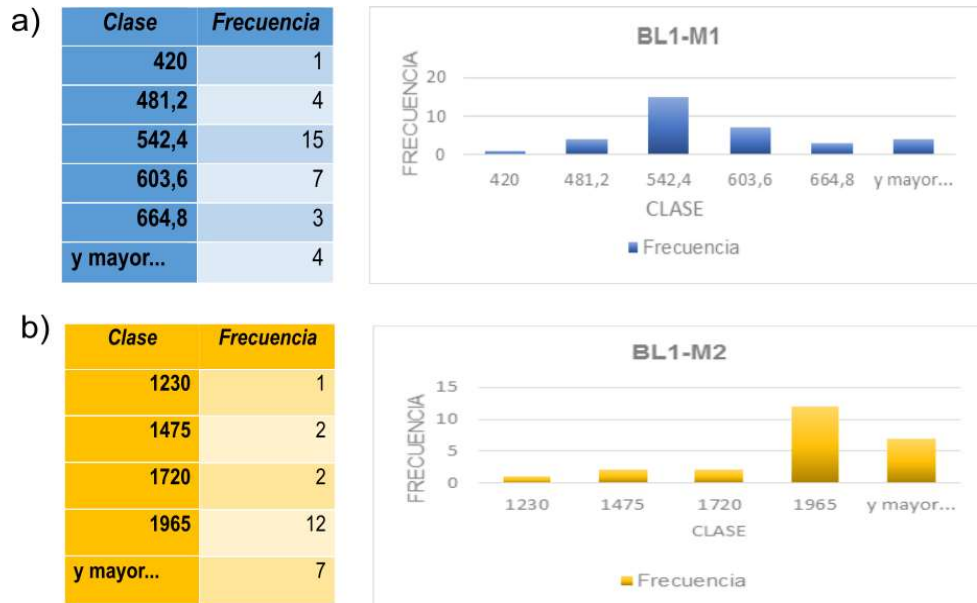


Figura 3-41. a) Distribución de las velocidades obtenidas para la capa BL1-M. b) Distribución de las velocidades obtenidas para la capa BL1-M2.

### 3.2.7.3 Perfil de velocidad BL1

Finalmente, se obtuvo el perfil de velocidad BL1 con dirección NW-SE (Figura 3-42). En la sección se observan dos medios con velocidades contrastantes. El primer medio con un rango de velocidades de ondas P entre 500 a 700 m/s característico de litologías menos consolidadas que representan los suelos y volcanosedimentos identificados en campo, y el segundo medio posee velocidades entre 1 700 a 2 200 m/s que pertenecen a medios más consolidados y menos disgregados, por lo tanto, representa a las rocas volcánicas que corresponden al basamento donde se han depositado los sedimentos. El rango de espesor en profundidad donde son observables las características de velocidad de los medios identificados es de 0 a 4m. El contraste entre estos dos medios es evidente, pero no se presenta de forma regular. Sin embargo, de acuerdo al perfil de velocidad se estima que este límite está entre 2 a 2,5 m de profundidad. En la parte SE del perfil se identificaron velocidades de 1 900 a 2 100 m/s a una profundidad de 1, 5 a 2,5 m, contrario a lo observado en la parte NW del perfil, donde las velocidades de 1800 a 2100 que se ubican de 3, 5 a 4 m de profundidad, sugiriendo la presencia de una estructura que en efecto corresponde a la presencia de la falla observada en el área de estudio.

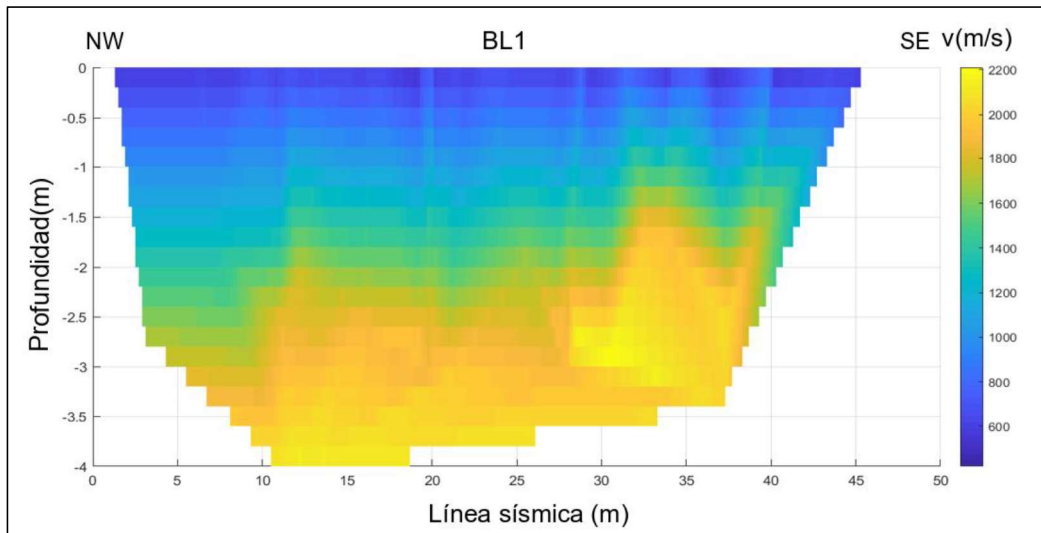


Figura 3-42. Perfil de velocidad BL1.

### 3.2.7.4 Arreglo sísmico BL2

El perfil sísmico BL2 tiene una longitud de 46 m, se ubica 40 m al sur de la primera línea sísmica (BL1) (Figura 3-43). Los resultados calculados de velocidad y profundidad por el software, y representados en histogramas (Figura 3-44) evidencian dos medios con velocidades diferentes (BL2-M1; BL2-M2).

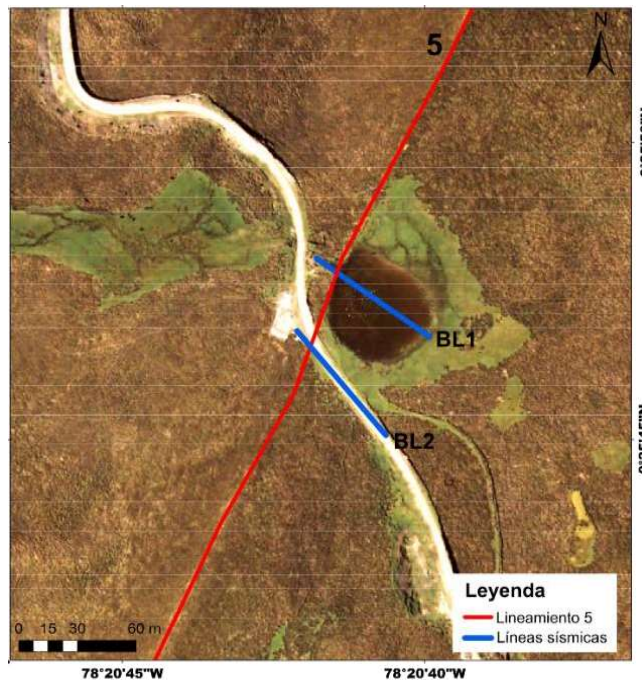


Figura 3-43. Ubicación del arreglo sísmico BL2 transversal al lineamiento 5.

El primer medio (BL2-M1, Figura 3-44a) tiene un rango de velocidades entre 500 y 600 m/s, que en concordancia a los valores de velocidad de ondas P para litologías típicas corresponde a suelos y arenas secas (ver tabla 2). Por consiguiente, los sedimentos volcanoclásticos observados en campo pertenecen a BL1-M1. El segundo medio (BL2-M2; Figura 3-44b) tiene velocidades entre 1.700 y 2.000 m/s, que corresponde a velocidades para rocas andesíticas pertenecientes a los volcánicos que conforman el basamento de la zona de estudio. Los resultados para el segundo medio concuerdan con los valores de velocidad de ondas P para rocas ígneas (ver tabla 2).

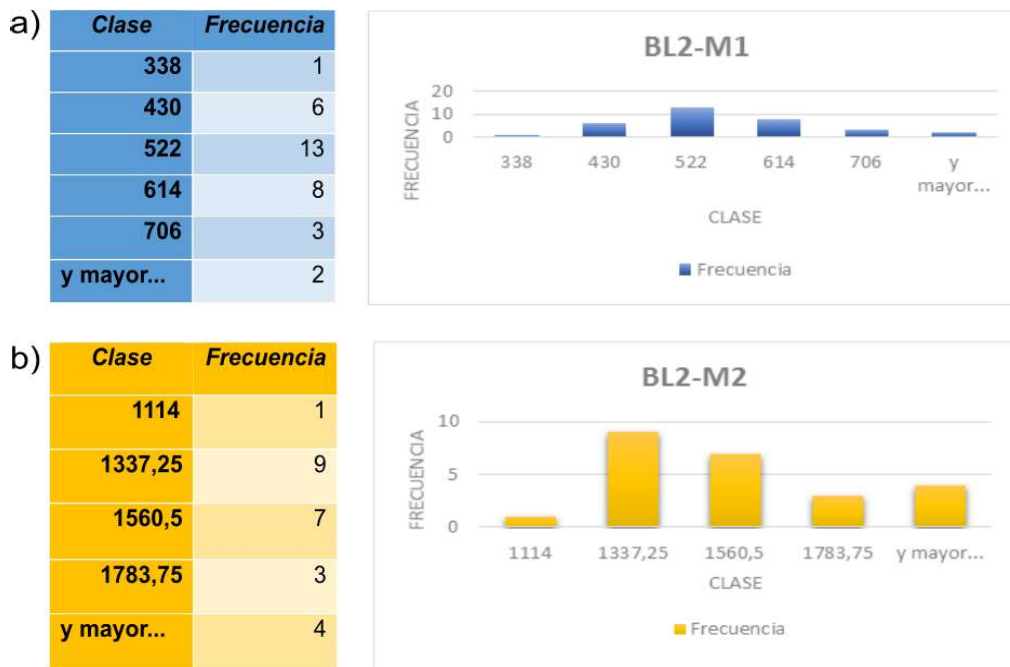


Figura 3-44. a) Distribución de las velocidades obtenidas para la capa BL2-M1. b) Distribución de las velocidades obtenidas para la capa BL2-M2.

### 3.2.7.5 Perfil de velocidad BL2

El perfil de velocidad BL2 (Figura 3-45), tiene dirección NW-SE, es paralelo al perfil BL-1, y al igual que en el perfil BL-1, se observan dos medios con velocidades diferentes. El primer medio tiene velocidades de ondas P en un rango de 400 a 800 m/s, que representa a los volcanosedimentos y sedimentos fluvioglaciales poco consolidados, el espesor de esta capa tiene un rango de 0 a 3,5 m. El segundo medio se caracteriza por tener un rango de velocidades entre 1.200 a 2.000 m/s que corresponde a rocas volcánicas más consolidadas, es decir, a las rocas andesíticas observadas en campo. El rango de profundidad máxima

observado en el perfil es de 5,5 m. El límite entre el medio superior e inferior es de 3 a 3,5 m, este no es continuo a lo largo de todo el perfil, puesto que en la parte NW se identifica un contraste, donde la profundidad del segundo medio es de 1,5 a 2 m, difiriendo con lo observado en la parte NE. Nuevamente, se reconoce esta irregularidad, al igual que en el perfil BL-1, que confirma la presencia de una estructura que representa la presencia de la falla en subsuperficie.

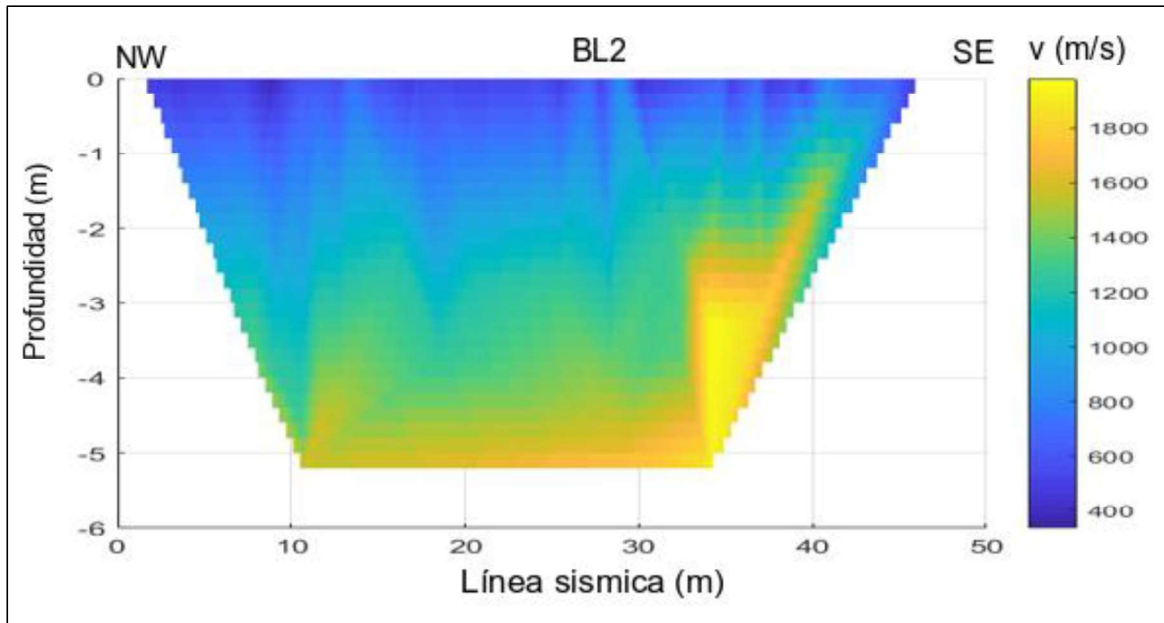


Figura 3-45. Perfil de velocidad BL2

Dar características acerca de la profundidad total de la estructura de fallamiento, así como del buzamiento y dirección de la misma no es posible, debido a que los contrastes de velocidad y profundidad no son muy marcados para estimar aspectos geométricos de tal precisión.

### 3.2.8 PROCESAMIENTO PARA OBTENER TOMOGRAFÍAS POR REFRACCIÓN SÍSMICA

Para obtener las tomografías por refracción sísmica se utilizó los tiempos de arribo de las ondas P identificadas en las señales adquiridas en campo. Estos datos fueron tratados en el software Sardine, el cual tiene la opción *Traveltime tomography*, que permite realizar el proceso de inversión tomográfica. Posteriormente, se estableció un modelo de velocidad inicial para que de manera iterativa se rastreen los rayos sísmicos mediante el modelo establecido, para luego comparar el tiempo de viaje de los rayos sísmicos calculados con

el tiempo de viaje de los rayos sísmicos medidos, modificando el modelo original, y reanudando el proceso hasta que la diferencia entre los tiempos de viaje medidos y calculados sea mínima. Los parámetros escogidos para el modelo de velocidad inicial se observan en la Figura 3-46.

Inversion model			
	X	Y	Z
Origin	0.000000	0.000000	-10
Interval	1.000000	2.000000	2.000000
Number	1	25	6

Figura 3-46. Ventana del programa Sardine donde se introducen los parámetros para el modelo de velocidad inicial.

En el modelo de inversión se introduce las dimensiones de la malla para realizar la TSR. Los parámetros tomados en cuenta son: el origen (*origin*), que representa la coordenada izquierda superior del modelo, intervalo (*Interval*) que representa el espacio entre los nodos de la malla, el número (*number*) es la cantidad de nodos en cada dirección, y se establece de tal manera que el espesor modelado incluya a todas las fuentes y receptores del arreglo sísmico, la velocidad inicial (*initial velocity*) es el valor de velocidad inicial para cada nodo (el valor puede cambiar luego). El modelo directo (*Forward Model Interval*) es llevado a cabo sobre una malla más fina que los parámetros dados en la malla anterior. Igualmente, hay que especificar el espacio entre los nodos de esta malla, siendo estos intervalos iguales para X, Y, y Z.

El modelo de inversión fue representado en una malla ubicada en el plano Y-Z, por lo tanto, los valores escogidos en el origen fueron: X=0, Y=0 y Z=-10. Los valores tomados en la



opción intervalo fueron: X=1, Y=2, y Z=2, los valores para el parámetro número fueron: X=1, Y=25, y Z=6, que toman en cuenta a los 47 geófonos ubicados a lo largo del arreglo sísmico, el valor tomado para la velocidad fue 800 m/s, se escogió esta cantidad debido a que las litologías identificadas previamente en campo fluctúan alrededor de ese valor. El valor en X, Y, y Z en el modelo directo en la sección intervalo es 0.5 respectivamente.

El modelo de velocidad (Figura 3-47a) puede ser modificado, es así como para el modelo inicial se definió en la parte superior de la malla una velocidad igual a 300 m/s por estar próxima a la superficie. Adicional al modelo emergen dos ventanas, una muestra la evolución estadística de los residuales (la diferencia entre los tiempos de viaje medidos y calculados)(Figura 3-47c) y en la otra se puede observar el número de iteraciones realizadas hasta obtener el modelo final de velocidad y opciones para guardar el resultado (Figura 3-47b). Una vez establecidos todos los parámetros, se obtuvieron dos tomografías por sísmica de refracción que serán mostrados más adelante en el apartado resultados.

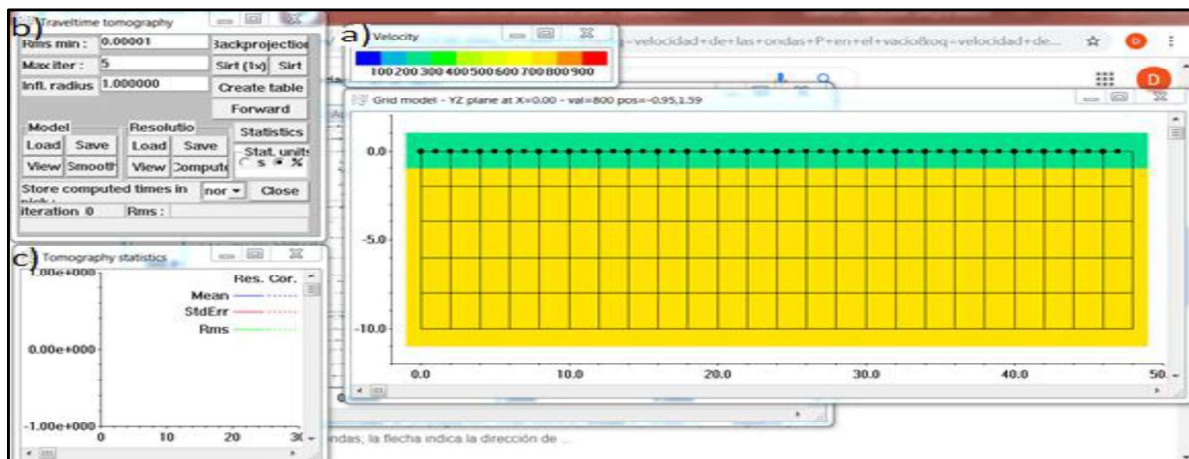


Figura 3-47. a) Modelo de velocidad inicial: dimensiones de la malla: 10 x 50 m, velocidad de 300 m/s cercana a la subsuperficie y la velocidad inicial de 800 m/s. b) Menú (Tomography statistics) muestra la estadística del método iterativo y muestra el error de los residuales. c) Menú (Traveltime tomography) muestra el número de iteraciones del modelo y el error final.

### 3.2.9 RESULTADOS

Se obtuvo dos tomografías sísmicas por refracción (TSR) mediante la elaboración de modelos de velocidad del subsuelo representado por imágenes cromáticas de capas y/o estratos en función de las ondas P, que posibilitó mapear las variaciones de la velocidad en subsuperficie con el fin de conocer características estructurales con más detalle en profundidad.

### 3.2.9.1 Tomografías por sísmica de refracción TSR-1

La tomografía sísmica TSR-1 con dirección NW-SE (Figura 3-48), representa un modelo de distribución de velocidad de las ondas P en subsuperficie. En la Figura 3-49 a, se observa un contraste marcado entre dos medios, que marcan un contacto vertical, el cual corresponde a la presencia de la falla en subsuperficie.

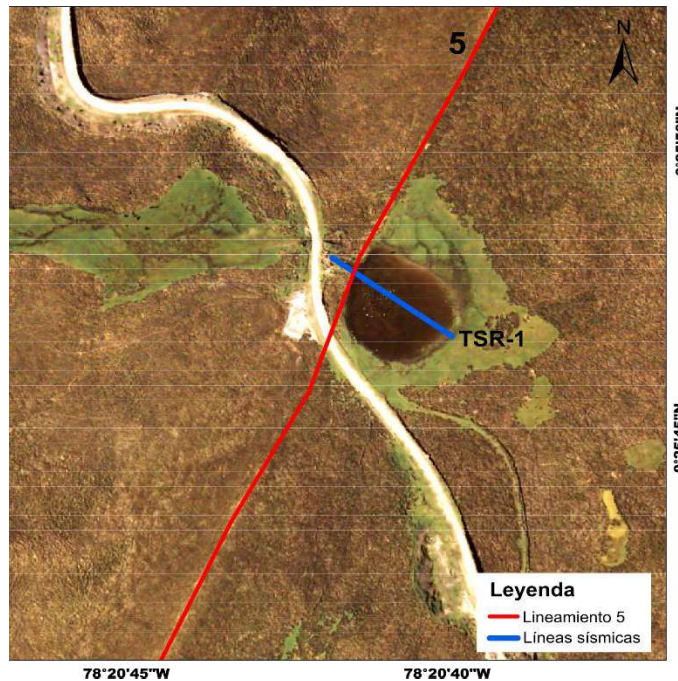


Figura 3-48. Ubicación del arreglo sísmico perteneciente a la tomografía por sísmica de refracción TSR-1.

El primer medio tiene velocidades de 300 a 700 m/s, mientras el segundo tiene un rango de velocidades de 800 a 900 m/s. El área donde se realizó el ensayo corresponde al *sag pond*, que representa una zona de acumulación de sedimentos debido a que la falla ha limitado el drenaje. En consecuencia, el primer medio representa a estos sedimentos localizados en el *sag pond*. El espesor de esta zona es de 4,5 m, y se extiende en toda el área, excepto en la parte SE, donde es evidente el contraste con el segundo medio. La profundidad a la que llega el segundo medio es de 6 m, sin embargo, esta no representa el límite máximo porque una falla puede tener mayor extensión en profundidad y extenderse a través de todo el basamento. Adicionalmente, se muestra la construcción de los rayos sísmicos que viajan a través de la subsuperficie (Figura 3-49b).

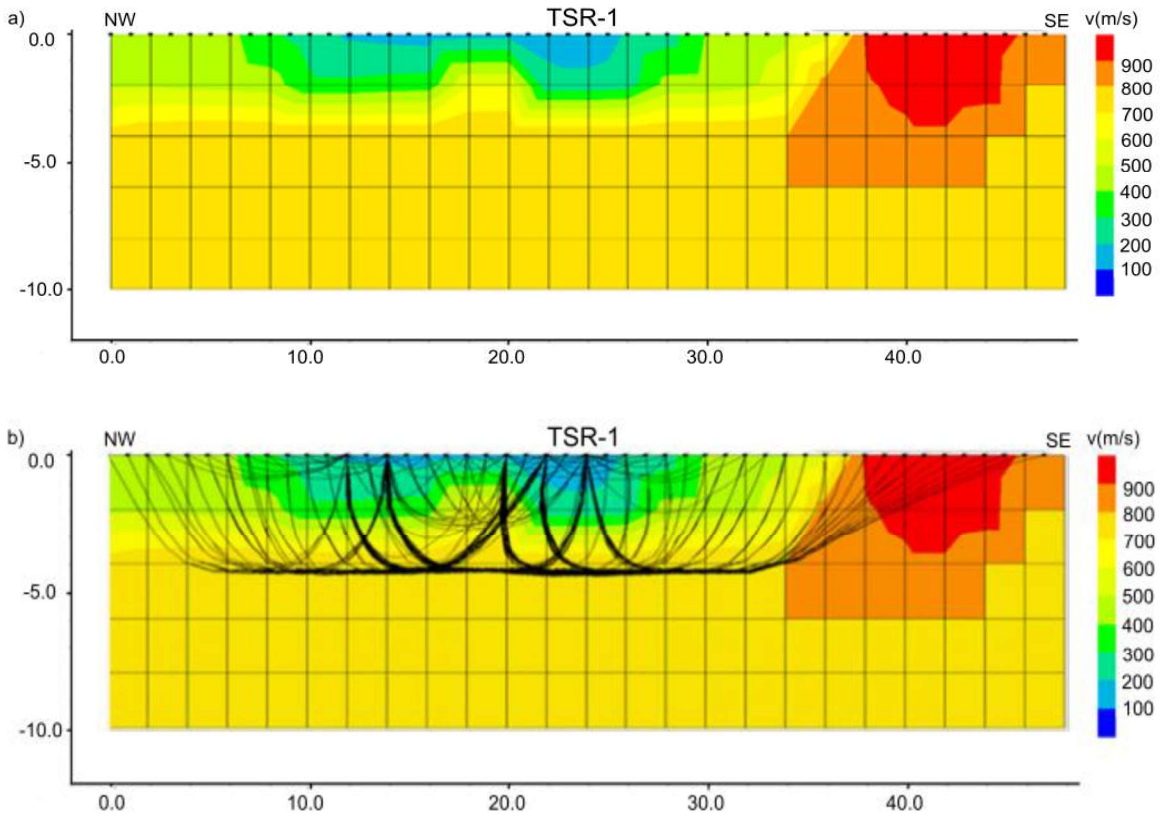


Figura 3-49. a) Tomografía sísmica por refracción-TSR1. b) Trayectoria de los rayos sísmicos a través de la subsuperficie en TSR-1.

El número de iteraciones para obtener la tomografía sísmica (TSR-1) fue 270 (Figura 3-50a), y el error medio cuadrático fue de  $1,50 \times 10^1$  (Figura 3-50b)

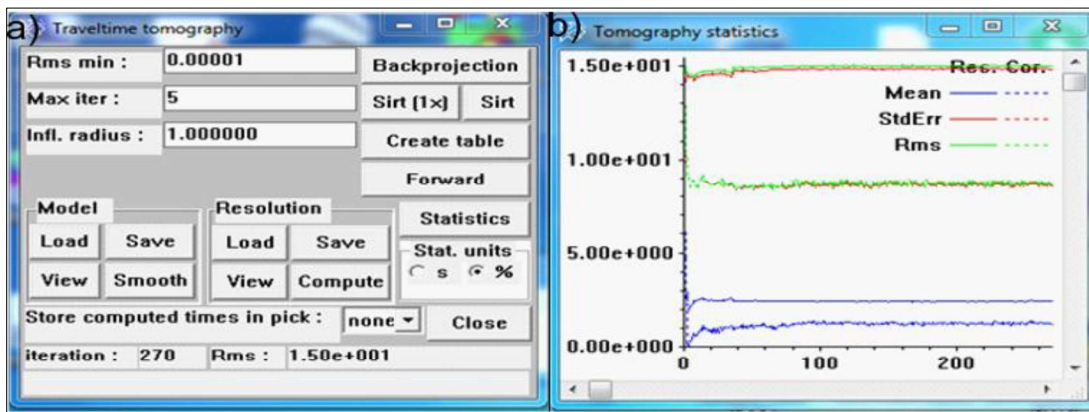
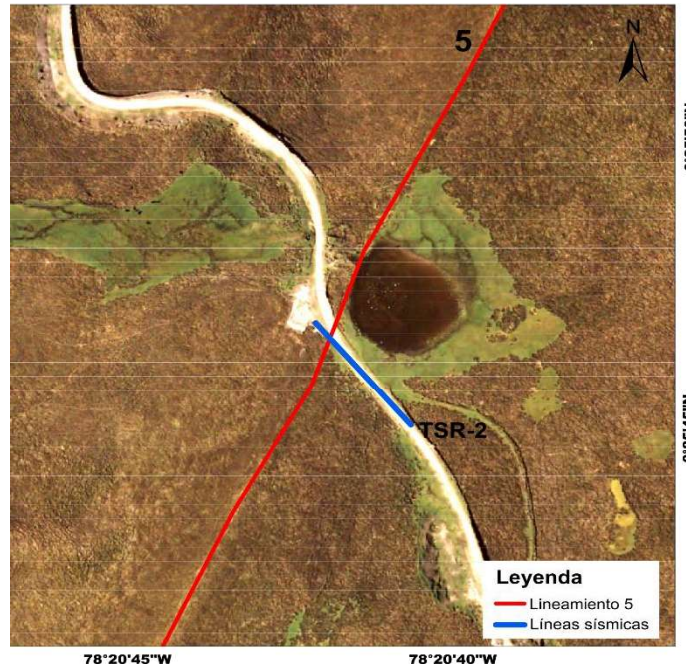


Figura 3-50. a) Número de iteraciones realizadas para obtener la tomografía por sísmica de refracción TSR-1 y el error medio cuadrático. b) Gráfico estadístico que muestra el error medio cuadrático, la media y la desviación estándar producto del proceso iterativo realizado para obtener TSR-1.

### 3.2.9.2 Tomografía por sísmica de refracción para la carretera TSR-2

La tomografía sísmica por refracción TSR-2 tiene dirección NW-SE, es transversal al lineamiento 5 y es paralela a TSR-1 (Figura 3-51).



*Figura 3-51. Ubicación del arreglo sísmico perteneciente a la tomografía por sísmica de refracción TSR-2.*

El modelo de velocidad (Figura 3-52a) obtenido muestra en la parte NW velocidades crecientes en profundidad con un rango de 300 a 700 m/s. Estos valores representan a los volcanosedimentos ligeramente consolidados observados en campo, la profundidad de esta cubierta sedimentaria es de 4,5 m, donde se marca un límite con un medio con mayor velocidad, que probablemente represente el basamento. A 40 m del inicio de la sección tomográfica, se muestra un contraste marcado en la parte SE, que constituye la estructura de fallamiento con un rango de velocidades de 800 a 900 m/s. La profundidad, de este medio de acuerdo a la sección tomográfica es de 6 m, sin embargo, la estructura puede extenderse como se ya se acotó en la TSR-1. Este medio corresponde a rocas más consolidadas, y están relacionadas con las rocas volcánicas tipo andesita presentes en la zona. Al inicio de la sección se muestra un ligero levantamiento ubicado a 2 m de profundidad, que puede estar relacionado con estructuras que se desarrollan a mayor profundidad que provocan este levantamiento. Adicionalmente, se muestra la construcción de los rayos sísmicos que viajan a través de la subsuperficie (Figura 3-52b).

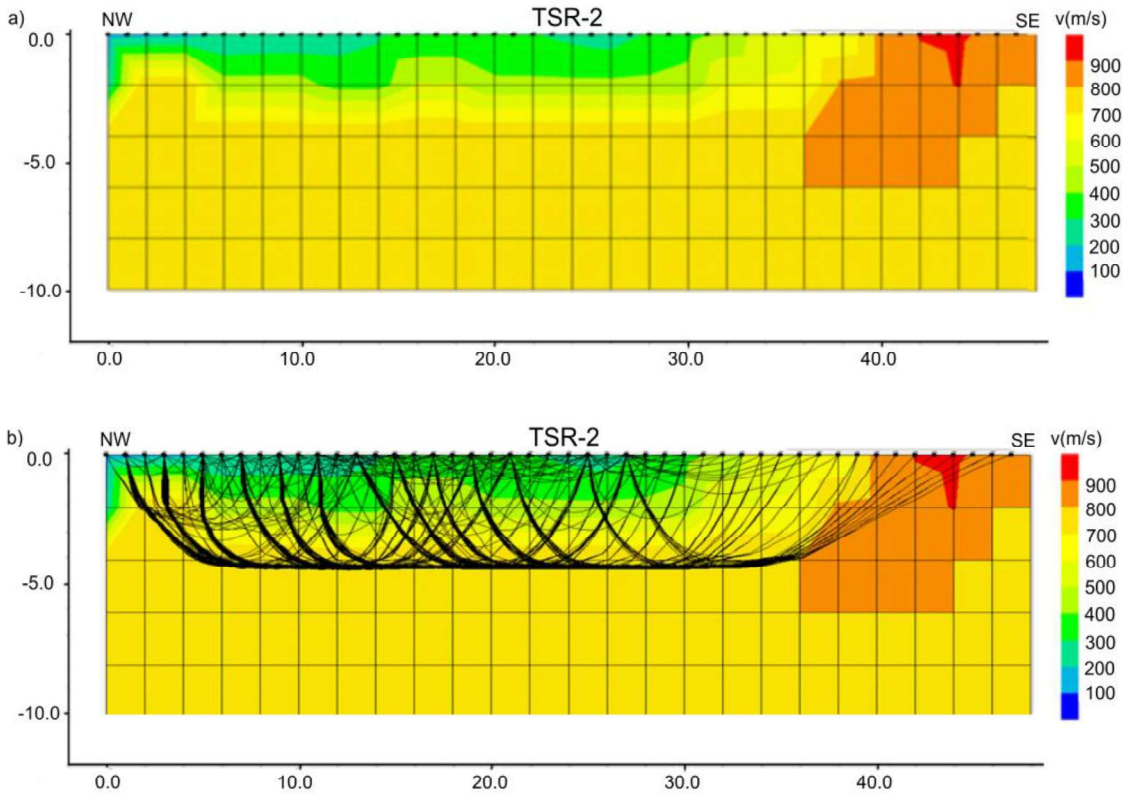


Figura 3-52. a) Tomografía sísmica por refracción-TSR2, b) Trayectoria de los rayos sísmicos a través de la subsuperficie en TSR-2

El número de iteraciones para obtener la tomografía sísmica (TSR-2) fue 75 (Figura 3-53a) y el error medio cuadrático fue de  $1,64 \text{ e}+001$ (Figura 3-53b).

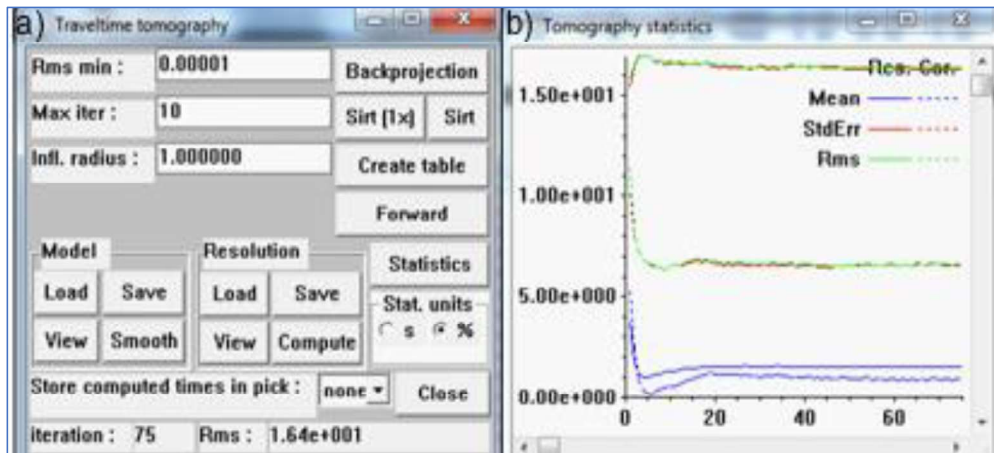


Figura 3-53. a) Número de iteraciones realizadas para obtener la tomografía por sísmica de refracción TSR-2 y el error medio cuadrático. b) Gráfico estadístico que muestra el error medio cuadrático, la media y la desviación estándar producto del proceso iterativo realizado para obtener TSR-2.

### 3.2.10 GROUND PENETRATING RADAR (GPR)

El radar de penetración de suelos o GPR (*Ground Penetrating Radar*) es un equipo basado en la teoría del electromagnetismo de alta resolución para generar imágenes subsuperficiales. Estas imágenes son producto de la reflexión de las interfaces de medios con diferentes propiedades dieléctricas en respuesta a una fuente electromagnética de alta frecuencia (Jol & Bristow, 2003). Este instrumento ha sido usado en investigaciones como: búsqueda de tuberías (Jol & Smith, 1995); geomorfología ambiental (Joel et al., 2000a y Jol et al., 2002b), arqueología (Jol et al., 2000b; Jol et al., 2002a), detección de deformaciones cuaternarias subsuperficiales (Busby & Merritt, 1999), fallas activas en sedimentos no consolidados (Cai et al., 1996), paleosismología (Gross et al., 2000), deformación tectónica (Bano et al., 2000), entre otros.

El método GPR funciona mediante la reflexión de ondas electromagnéticas, el procedimiento inicia con la emisión de un pulso electromagnético con un rango de frecuencias de 1 MHz a 10 GHz, produciendo varias ondas que se propagan a través del terreno (EAGE, 2014). Las ondas reflejadas en superficie se deben a cambios en las propiedades eléctricas de los diferentes tipos de litologías (Bano et al., 2000; Wise et al., 2003). Una vez que las ondas llegan a superficie son captadas por un receptor, y a través de un monitor se observa la energía en función del tiempo de arribo entre la transmisión del conjunto de ondas y la recepción de las reflexiones, esto depende de la velocidad de propagación y de la profundidad de los reflectores en el subsuelo (Audemard et al., 2006). En condiciones de un medio dieléctrico esta velocidad se puede simplificar por una ecuación que depende de la velocidad de la luz en el vacío ( $c = 30 \text{ cm/ns}$ ) y de la permitividad dieléctrica del medio, refiriéndose a que tan proclives son los medios a que las cargas eléctricas se muevan en su interior (Vega, 2010).

$$v = \frac{c}{\sqrt{\epsilon_r}}$$

(3.45)

Donde:

$v$ : Velocidad de propagación en un medio

$c$ : Velocidad de luz en el vacío

$\epsilon_r$ : Permitividad dieléctrica de un medio

El ensayo de GPR en campo se desarrolla mediante un sistema compuesto por una antena que es transportada a lo largo de una distancia definida para mapear la reflexión de las ondas versus la posición (Davis & Annan, 1989) (Figura 3-54). Los parámetros que deben ser fijados en este tipo de estudios son: la frecuencia de la antena empleada, ventana de tiempo, intervalo de muestreo, espaciamiento entre la antena y el receptor, localización de la línea y espaciamiento, y la orientación de la antena (Jol & Bristow, 2003, Jol & Smith, 1995). El conjunto de señales receptadas se registra como una traza, y el grupo de señales emitidas cada metro es elegido por el operario. Las trazas son señales que muestran la amplitud de la onda en función del tiempo de propagación hasta un tiempo máximo limitado por la ventana temporal seleccionada. El conjunto de trazas provee un registro continuo denominado radargrama, cuyo eje horizontal representa la posición de la traza recibida y el eje vertical, el tiempo invertido por el pulso en recorrer el camino antena-reflector-antena, también llamado tiempo doble de reflexión (*Two-way traveltime* o *TWT*) proporcionado en nanosegundos o en profundidad si se conoce la velocidad de la señal (Vega, 2010).

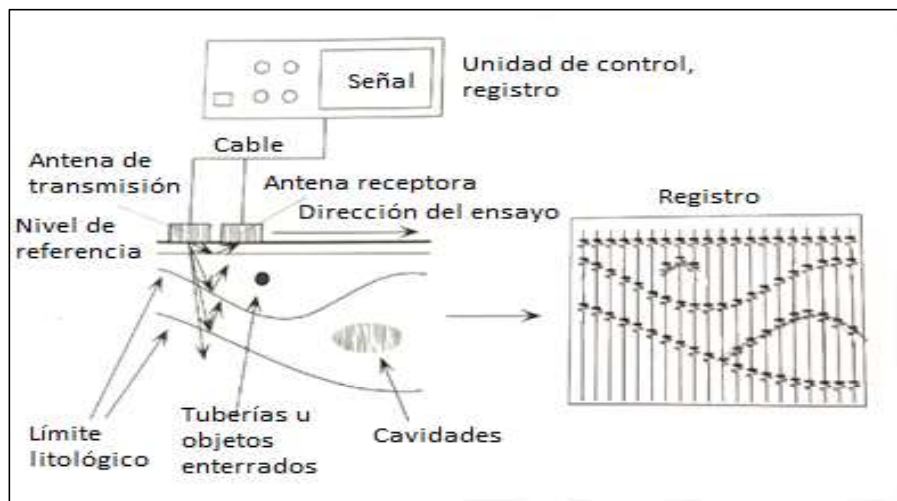


Figura 3-54. Esquema de ensayo del método Ground Penetrating Radar en campo (Modificado de EEAG, 2014)

Las imágenes derivadas del GPR muestran las características del terreno en profundidad, esto es debido a que la velocidad de propagación de las ondas electromagnéticas depende de las propiedades dieléctricas de los sedimentos (Chow et al., 2001, Reicherter et al., 2003), y el contraste de estas propiedades generan reflexiones asociadas a contactos litológicos en la subsuperficie (Davis & Annan, 1989 en Chow et al, 2001). La magnitud de la señal reflejada depende de que tan marcada sea la diferencia entre las propiedades

dieléctricas entre los contactos litológicos. Estas características hacen posible deducir la estratigrafía, la visualización de discontinuidades o anomalías que pueden ser atribuidas a la actividad tectónica de fallas (Audemard et al., 2006)

A modo de acotación, el nivel de resolución y alcance en la profundidad observada en una imagen de GPR depende del valor de frecuencia seleccionada para la antena empleada, puesto que las altas frecuencias tienen pequeñas longitudes de onda permitiendo obtener mayor resolución, mientras las bajas frecuencias tienen longitudes de ondas más grandes, penetrando a mayor profundidad, pero obteniendo menor resolución (Jol and Bristow, 2003, Jol & Smith, 1995).

### 3.2.11 EQUIPO: **GROUND PENETRATING RADAR**

El equipo empleado para adquisición de datos (Figura 3-55) en el estudio del SFB fue:

- Unidad de control MALÁ Professional Explorer (ProEx) de diseño modular
- Antena MALÁ no blindada Rough Terrain (RTA) de 100 Mhz. Esta antena presenta el receptor y el emisor en una configuración lineal y a una distancia invariable de 1m
- Unidad central de proceso MALÁ Professional Explorer (ProEx)



Figura 3-55. Ground Penetrating Radar compuesto por: unidad de control, unidad central de procesamiento y una antena de 100 Mhz.



### 3.2.12 APLICACIÓN EN EL ÁREA DE ESTUDIO

La técnica de GPR se desarrolló en secciones transversales al lineamiento 5 del SFB. El experimento consistió en realizar dos radargramas que permitan ver las características subsuperficiales de los sedimentos afectados por la actividad de la falla y los rasgos de esta en profundidad, para comprender actividad tectónica en relación con esta estructura. El primer radargrama (L1-L2) tiene una longitud de 48 m y fue realizado a través del *sag pond* hasta cortar la falla, el segundo radargrama (L3-L4) posee una longitud de 300 m y fue realizada en varios transectos no necesariamente perpendiculares a los lineamientos del SFB, pero sí de forma transversal a los mismos (Figura 3-56).

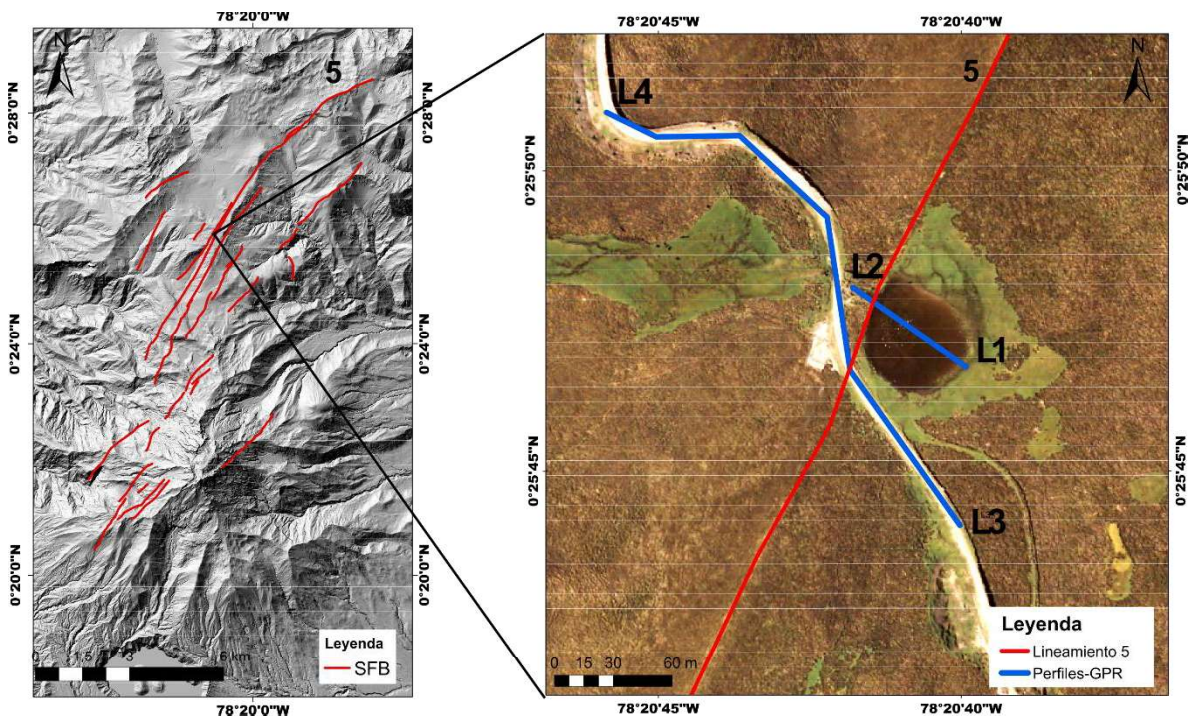


Figura 3-56. Ubicación de los perfiles de Ground Penetrating Radar

A continuación, se presenta un esquema (Figura 3-57) del experimento realizado en campo que consiste en el desplazamiento de una antena sobre el terreno, esta acción permite que el equipo emita una sucesión de pulsos electromagnéticos cuya velocidad de desplazamiento depende de las características electromagnéticas de los materiales en el subsuelo; al identificar un cambio en esa velocidad, el GPR traza una anomalía mostrando un cambio litológico o la presencia de un objeto. El radargrama se genera por los impulsos emitidos por los materiales del subsuelo (Roa, 2015).

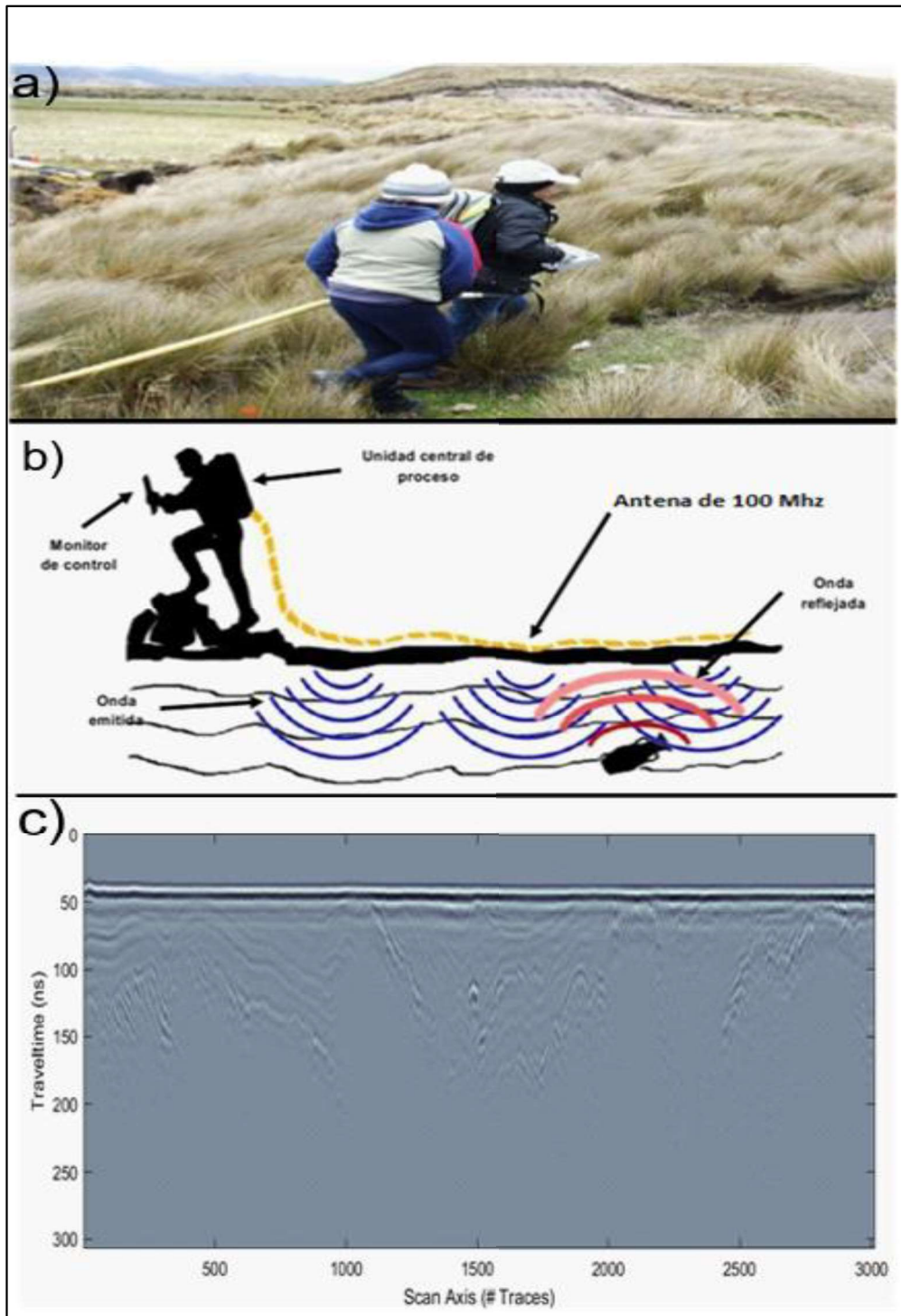


Figura 3-57. Descripción del ensayo a) Experimento realizado en campo transversal al lineamiento 5. b) Esquema de funcionamiento del GPR. c) Radargrama obtenido, en el eje horizontal se muestra el número de trazas en la longitud total de la sección y en el eje vertical el tiempo en nanosegundos (ns)

### 3.2.13 PROCESAMIENTO DE LOS RADARGRAMAS OBTENIDOS

Para la obtención de las imágenes derivadas del GPR es necesario fijar parámetros para la adquisición de datos, estos son: ventana temporal, número de muestras por traza y número por metro. La observación y procesamiento de imágenes se realizó mediante los programas MATGPR Release 3.1 (Tzanis, 2016) en cual funciona acoplado a MATLAB y RAMAC, cuya función es manejar, mostrar y procesar los datos adquiridos con el GPR.

Parámetros para la adquisición de datos para el radargrama L1-L2 (Figura 3-58 a) e imagen obtenida inicialmente (Figura 3-58b):

- Ventana temporal: 487,18 ns
- Número de trazas: 564
- Número de muestras por traza: 456
- Número de trazas cada metro: 12

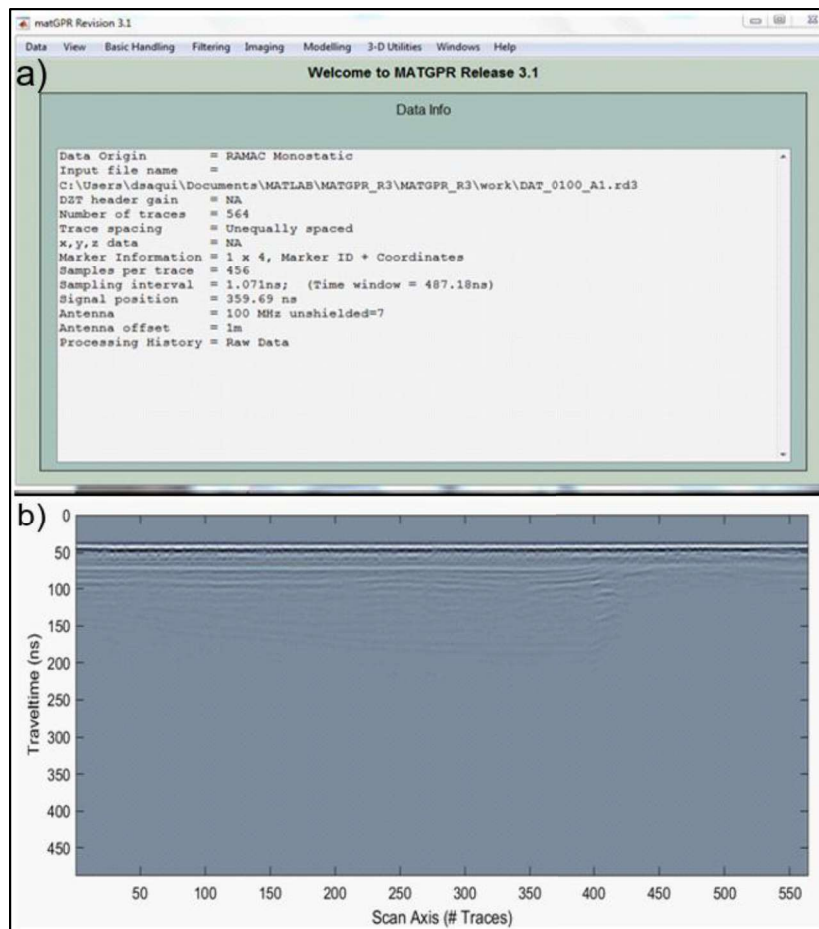


Figura 3-58. a) Datos del radargrama b) Visualización del radargrama L1-L2 obtenido inicialmente

Parámetros para la adquisición de datos para el radargrama L3-L4 (Figura 3-59 a) e imagen obtenida inicialmente (Figura 3-59b):

- Ventana temporal: 307.3 ns
- Número de trazas: 3014
- Número de muestras por traza: 288
- Número de trazas cada metro: 10

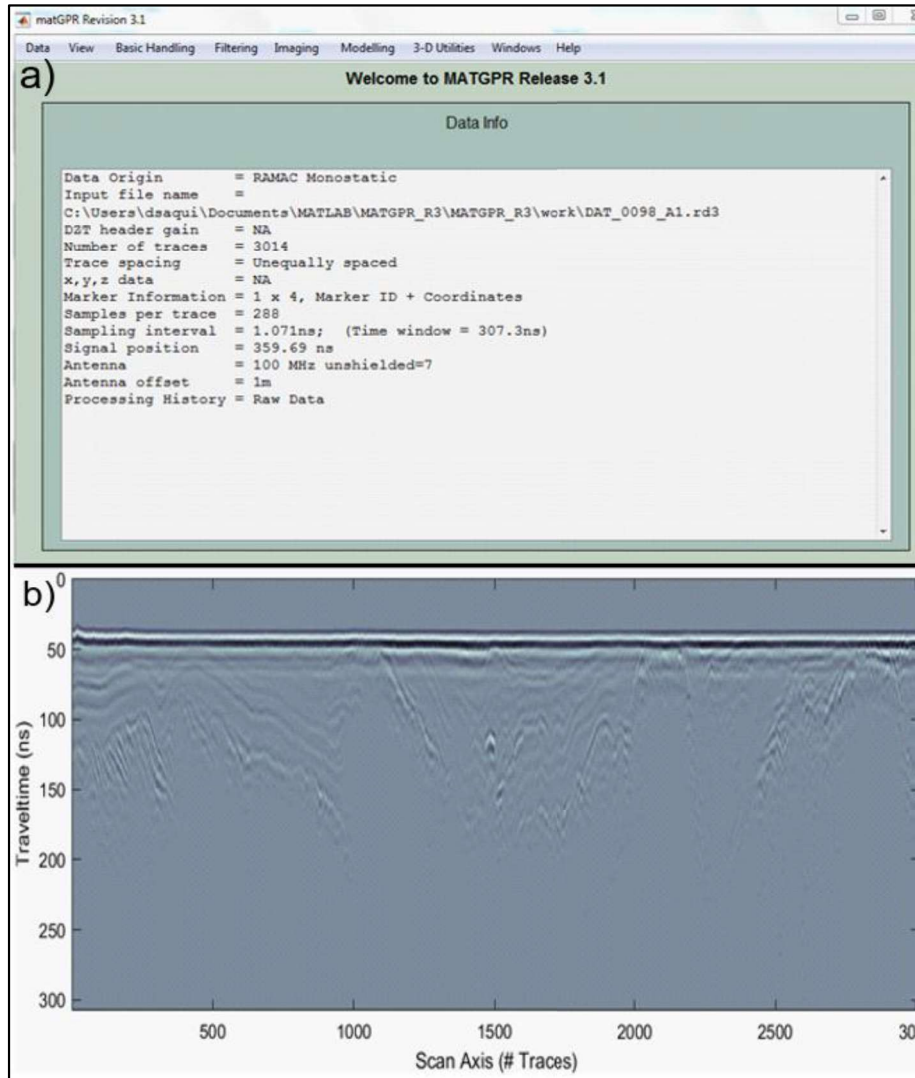


Figura 3-59. a) Datos del radargrama obtenido. b) Visualización del radargrama L3-L4 obtenido inicialmente.

Para realizar la migración de tiempo a profundidad en los radargramas obtenidos, se determinó la velocidad promedio del impulso electromagnético en el terreno mediante la

medida de la distancia entre la superficie hasta un canal metálico enterrado. Las variaciones topográficas de las líneas no fueron incluidas en este trabajo.

### 3.2.14 RESULTADOS DE LOS RADARGRAMAS OBTENIDOS

Finalmente, luego del procesamiento realizado se obtuvieron dos radargramas cuyo eje vertical representa la profundidad y el eje horizontal la distancia de la línea sobre la que se generaron los datos. Los perfiles obtenidos muestran una alta resolución, aspecto que permitió identificar los reflectores de las capas que forman parte de la sección y los límites con respecto a la falla en profundidad. A continuación, se realiza una descripción con más de los perfiles obtenidos.

#### PERFIL L1-L2

El perfil L1-L2 (Figura 3-60) tiene una dirección NW-SE, con una longitud de 48 m, mediante el procesamiento se llegó a una profundidad de 12 m. En el perfil se observan reflectores que marcan una capa estratificada con un espesor de 6 m, profundidad en la cual se visibiliza un contacto con una capa masiva. En la parte SE de la sección se observa una zona fuertemente deformada donde los reflectores están cortados hasta la superficie por dos fallas subverticales que buzanan ligeramente hacia el SE. La determinación de la extensión total de las fallas en profundidad no fue posible, ya que la imagen a los 8 m se vuelve un tanto difusa.

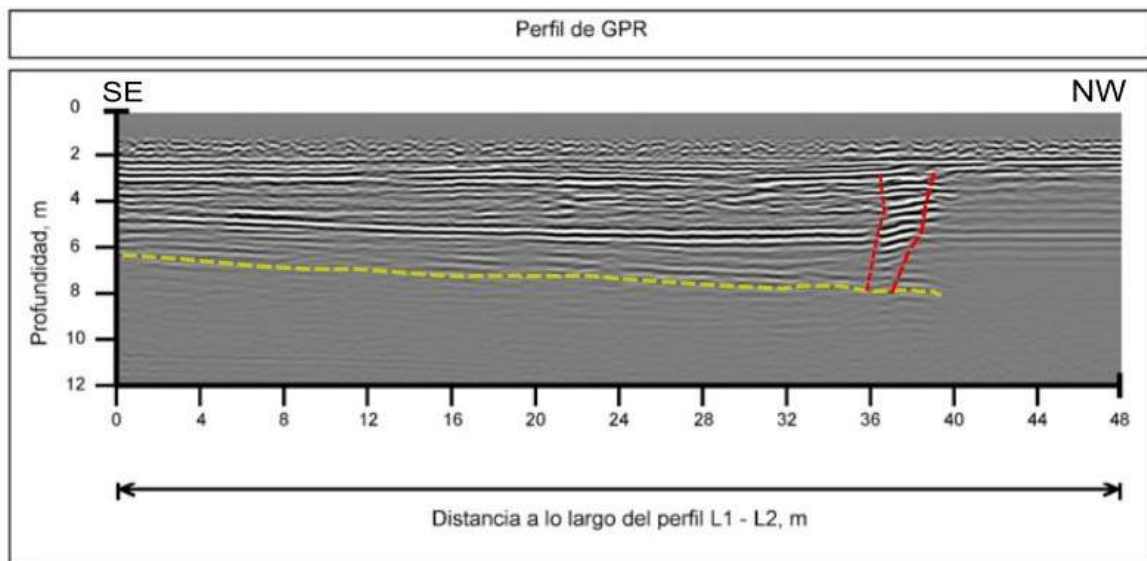


Figura 3-60. Perfil L1-L2

### Perfil L3-L4

El perfil L3-L4 (Figura 3-61) fue realizado en transectos de forma transversal al lineamiento 5 del SFB. La sección presentada tiene una longitud de 300 m y una profundidad de 10 m. Este perfil cubre una mayor extensión de la zona de estudio en relación con el perfil L1-L2; los primeros 90 m en esta sección representan el primer perfil. Los reflectores presentes en la sección marcan una capa subhorizontal en el primer metro de profundidad, luego se observa una capa estratificada cuyo espesor varía de 2 a 4 m y tiene un límite en profundidad de 6 m, donde se observa un límite con una capa masiva. En la parte SE de la sección se observa terminaciones en forma de truncamiento de la capa masiva contra la capa estratificada y a los 90 m de distancia se observa dos planos de falla buzando ligeramente hacia el SE. En la parte NW del perfil se identifica una zona altamente deformada, donde la capa estratificada presenta plegamiento y el contacto con la capa masiva es menos profunda, localizándose en los dos primeros metros de la sección.

En los 150 m de longitud de la sección se identifica parábolas invertidas fuertemente marcadas, y se debe a la tubería identificada en la zona de estudio, cuya profundidad fue de utilidad para realizar el procesamiento de tiempo a profundidad de los radargramas.

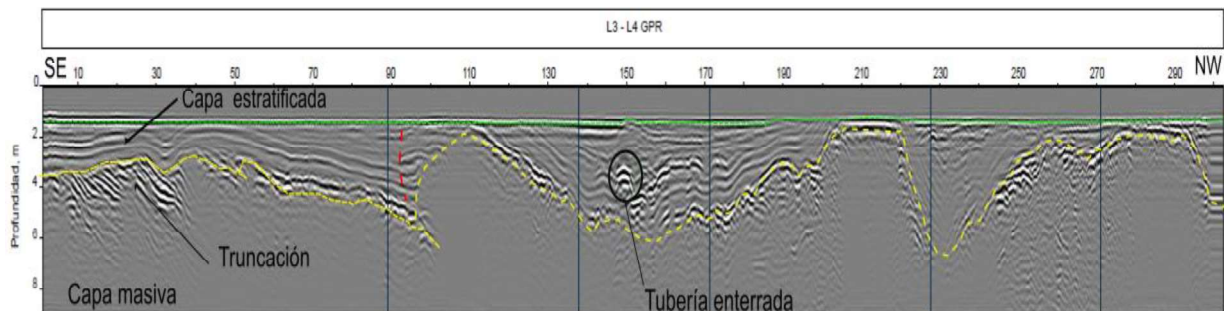


Figura 3-61. Perfil L3-L4

Al interpretar los perfiles anteriores, se reconoció varias estructuras asociadas con fallas. Por la complejidad de la sección no es posible concluir la cinemática de dichas fallas, pero cabe mencionar que en este perfil se observan movimientos no solo normales, sino que por la verticalidad de las fallas sugieren un tipo de fallas transcurrentes.

### 3.3 PALEOSISMOLOGÍA

La Paleosismología es el estudio de la ocurrencia, magnitud, recurrencia y frecuencia de sismos históricos (McCalpin & Nelson, 2009). Un sismo de alta magnitud generado por una fuente o falla no identificada es motivo de estudio bajo métodos paleosismológicos, puesto que investigar rupturas anteriores permite la evaluación del riesgo sísmico de un área (Keller & Pinter, 2002).

El análisis paleosismológico se basa en la evaluación de evidencia geológica, que puede ser de tipo geomorfológico o estratigráfico, correspondiente a depósitos sedimentarios deformados o desplazados (MacClapin & Nelson, 2009). La evidencia analizada permite la selección adecuada de lugares para una investigación con más detalle. Por ejemplo, el reconocimiento de la deformación registrada en los rasgos morfológicos como fallas, plegamiento por fallas y unidades estratigráficas y la recolección de material datable (Keller & Pinter, 2002). La realización de medidas sobre ellas, en conjunto con las dataciones permite determinar la ocurrencia de sismos en el pasado y las tasas de recurrencia.

#### 3.3.1 INDICADORES DE EVENTOS SÍSMICOS

Los terremotos suscitados en el pasado dejan evidencia sobre la superficie en respuesta a la ruptura desarrollada en sub-superficie. Los rasgos morfológicos pueden ser observados y analizados después de cientos o miles de años. La evidencia para la evaluación de paleosismos puede ser obtenida mediante los siguientes marcadores:

- Fallas expuestas en superficie.
- Evidencia de fallamiento en perfiles de reflexión sísmica.
- Rasgos morfológicos afectados por la actividad de las fallas como: rocas plegadas, terrazas aluviales, drenajes desviados o abandonados y terrazas costeras.
- Escarpes de falla, que incluyen escarpes derivados de un sismo o de varios sismos suscitados en el pasado.
- Características estratigráficas como *colluvial wedges*, licuefacción, fisuras rellenas y depósitos enterrados abruptamente.

- **Fallas expuestas en superficie**

Los estudios paleosismológicos se llevan a cabo mediante observaciones directas en zonas de falla donde se pueden realizar medidas y tomar material datable para obtener edades de sismos pasados (MacClapin & Nelson, 2009). Las características resaltables en las fallas son las pendientes escarpadas cortadas por canales de ríos o caminos desplazados, o mediante excavaciones se pueden registrar desplazamientos en los trazos de falla, también se usan perforaciones obteniendo testigos (sección cilíndrica de material rocoso con pocos centímetros de diámetro), para obtener información que corresponde al componente de desplazamiento vertical de una falla (Keller & Pinter, 2002). Sin embargo, debido a su limitante dimensión, no es posible reconocer con detalle más características.

Usualmente, los rasgos asociados a fallas o paleo-sismos no están expuestos de forma natural en superficie, en consecuencia, se realizan excavaciones (trincheras) en las zonas de falla, estas representan una de las principales herramientas para recolectar datos paleosismológicos con el fin de evaluar el riesgo sísmico de una zona.

- **Excavaciones (trincheras)**

Los sitios para realizar trincheras son escogidos basados en observaciones geológicas anteriores. Posteriormente, se pueden realizar dos o más trincheras, en especial si el tipo de falla es transcurrente u oblicua, debido a que es necesario analizar el componente de desplazamiento horizontal y vertical (Keller & Pinter, 2002). A través de una trinchera realizada de forma transversal o perpendicular se analiza el componente de desplazamiento vertical, mientras que, con una ejecutada de forma paralela se reconoce el desplazamiento horizontal. Luego, es importante identificar el *piercing point*, el cual corresponde a un punto que se observa en los dos lados de una falla, e indican una cantidad de desplazamiento (Figura 3-62). Posteriormente, a través de material datable relacionado con los elementos desplazados, se procede a calcular la tasa de desplazamiento que corresponde a la relación entre la cantidad de movimiento medida y el período de tiempo en el cual ha ocurrido el desplazamiento, caso contrario se obtiene la cantidad de desplazamiento para cada evento (Keller & Pinter, 2002).



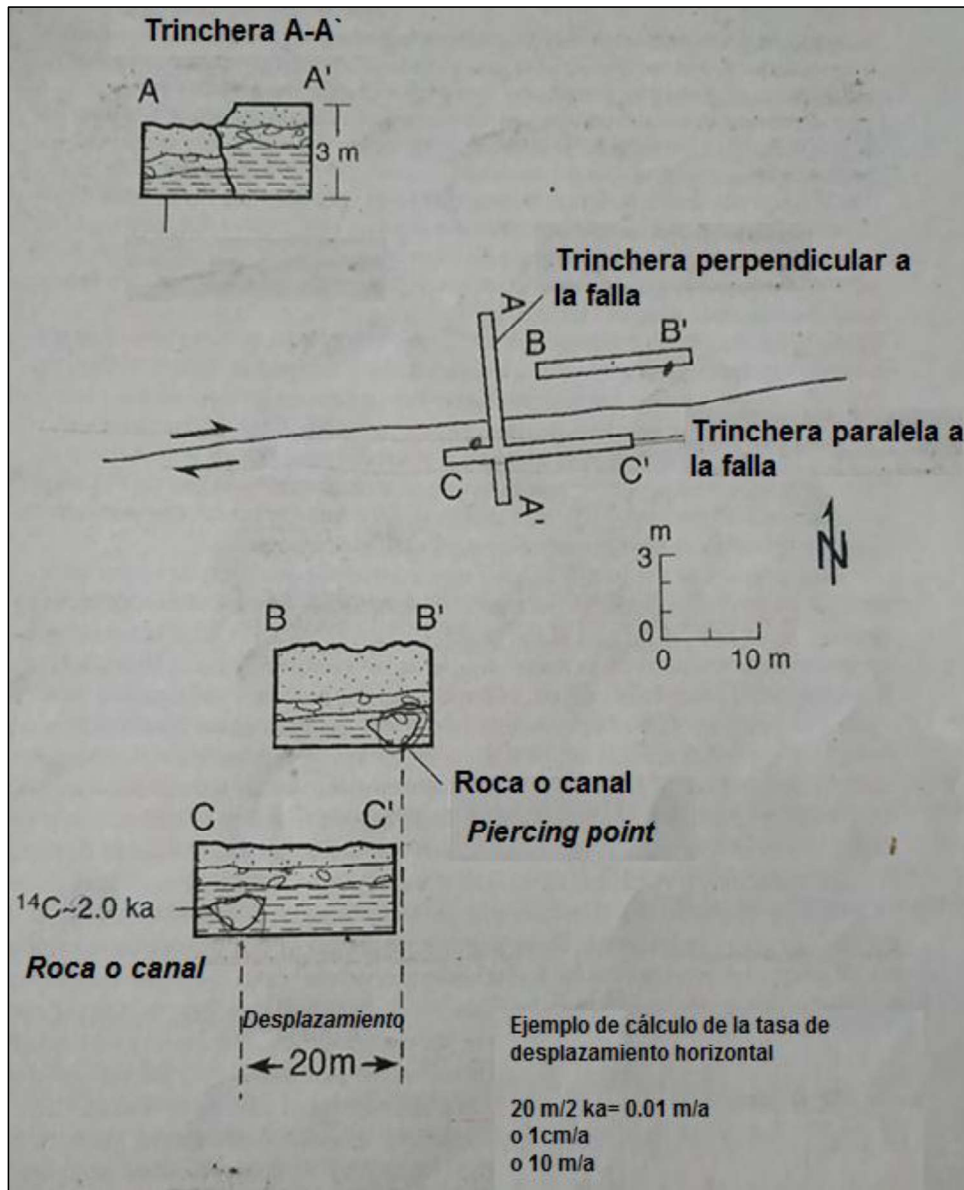


Figura 3-62. Diagrama idealizado mostrando como deben ser realizadas las trincheras transversal y paralela a la zona de falla en una falla transcurrente, y el cálculo de la tasa de desplazamiento horizontal (Modificado de Keller & Pinter, 2002)

- Escarpes de falla

Los escarpes de falla son una evidencia directa de superficies de ruptura generadas por sismos, se producen inmediatamente como una propagación de la ruptura de un terremoto en superficie. En las fallas de tipo normal e inverso la dirección del escarpe de falla indica la dirección de la pendiente de la falla, en las fallas transcurrentes la dirección de los escarpes de falla pueden variar (Keller & Pinter, 2002).

- **Evidencia estratigráfica**

La identificación de evidencia estratigráfica para el reconocimiento de paleo-sismos consiste en la búsqueda de rasgos en una secuencia estratigráfica tales como: estratos desplazados, *coluvial wedges*, inyectitas, relleno de fracturas y evidencia de enterramiento abrupto o deslizamientos.

- ❖ **Estratos desplazados**

Una evidencia clara de paleo-sismos encontrados en fallas expuestas es el desplazamiento de estratos. Frecuentemente, en una trinchera o exposición natural, se identifican varias fallas que desplazan material antiguo y entierran material joven u otras cortan toda una secuencia. El análisis de la historia de desplazamiento puede ayudar a establecer el número de eventos de fallamiento que han ocurrido (Keller & Pinter, 2002).

- ❖ ***Coluvial wedge***

El material no consolidado depositado a la base de pendientes escarpadas se denomina coluvial. Los depósitos coluviales generalmente son más angulares que los depósitos generados por ríos, debido que no son transportados a través de largas distancias. Los *coluvial wedges* son depósitos coluviales ubicados en el borde de un escarpe de falla, producto de la degradación o erosión del frente de falla. Los depósitos coluviales pueden ser enterrados, para luego ser identificados en el registro estratigráfico como evidencia de sismos anteriores (McCalpin, 1987).

- ❖ **Inyectitas**

Los estratos sedimentarios bajo la superficie en medio de un terremoto pueden estar expuestos a una alta presión de fluidos, creando flujos de arena que son expulsados hacia la superficie en forma de cuerpos circulares alrededor de un vanto, estas estructuras se denominan inyectitas (Keller & Pinter, 2002). Los cuerpos de arena extruidos a través de fracturas identificadas en una secuencia estratigráfica están asociados a paleo-sismos, sin embargo, no son una prueba concluyente puesto que se pueden formar sin la ocurrencia de un sismo (Holzer & Clark, 1993).

- ❖ **Fisuras rellenas**

Los terremotos generan varias fracturas y oquedades, las cuales no permanecen abiertas por un largo periodo de tiempo, usualmente son rellenas por material que está sobre o

adyacente a las fisuras (Atwater, 1987). La presencia de este tipo de estructuras en zonas de falla puede ser un indicador de paleo-sismos. Sin embargo, estas estructuras no siempre están asociadas a sismos puesto que se pueden desarrollar en procesos de deslizamiento o áreas de extracción de agua subterránea.

### 3.3.2 ANÁLISIS DE TRINCHERAS

Con el objetivo de entender el origen tectónico, identificar el movimiento (cinemática) y establecer la presencia de eventos sísmicos pasados en la zona, se realizaron tres excavaciones perpendiculares al lineamiento 5 (N115°), la primera tiene 12 m de largo con una profundidad de 2,5 m, la segunda tiene 9 m de largo con una profundidad de 2,5 m y la tercera tiene 3 m de largo con una profundidad de 1 m (Figura 3-63).

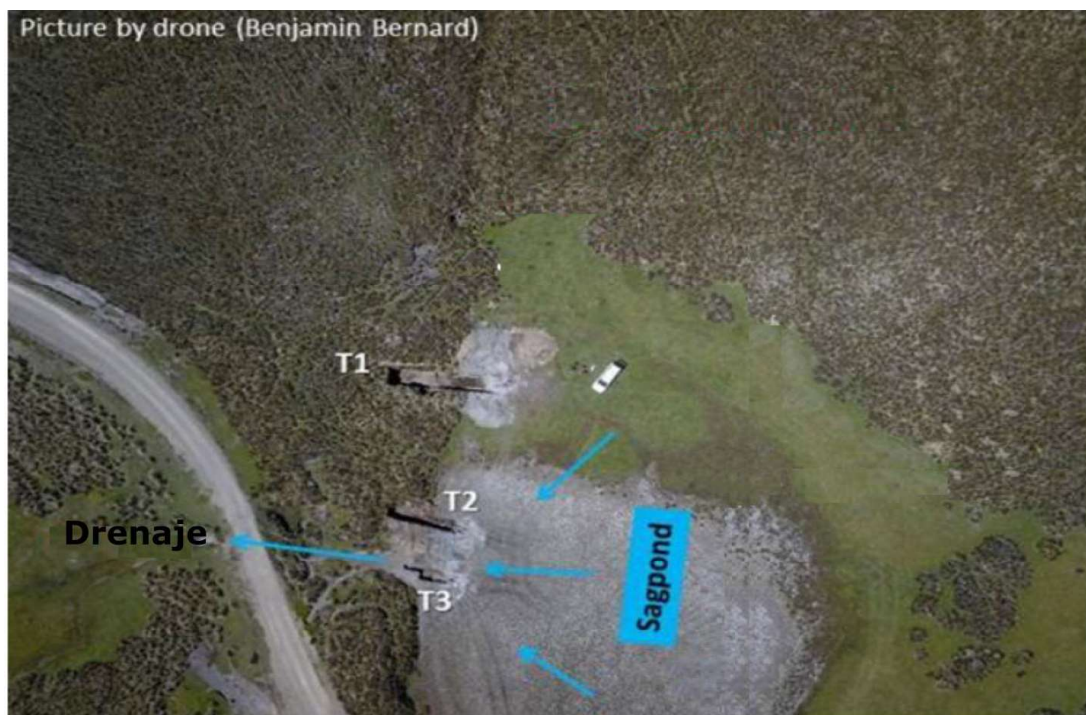


Figura 3-63. Localización de las trincheras realizadas perpendicular (N 115°) al lineamiento 5. T1: Trinchera N°1, T2: Trinchera N°2; T3: Trinchera N°3.

La primera trinchera (T1) fue realizada en la parte más alta del escarpe de falla, el cual delimita los depósitos del *sag pond* (Figura 3-63), con el fin de obtener el registro estratigráfico y determinar el desplazamiento en la falla. Los depósitos observados (Figura 3-64 a) en la base de la trinchera son sedimentos fluvioglaciales que están relacionados con la última glaciación de la zona, en esta capa se reconoció la presencia de líticos tipo

andesita que corresponden al basamento del área de estudio que, de acuerdo a Boland et al. 2000 son los volcánicos de la unidad Río Cala, luego se presentan una serie de suelos orgánicos intercalados pómez, y cenizas volcánicas grises, cuya fuente probablemente son los volcanes más cercanos como Chachimbiro y el Complejo Volcánico Cotacachi (Figura 3-64b)

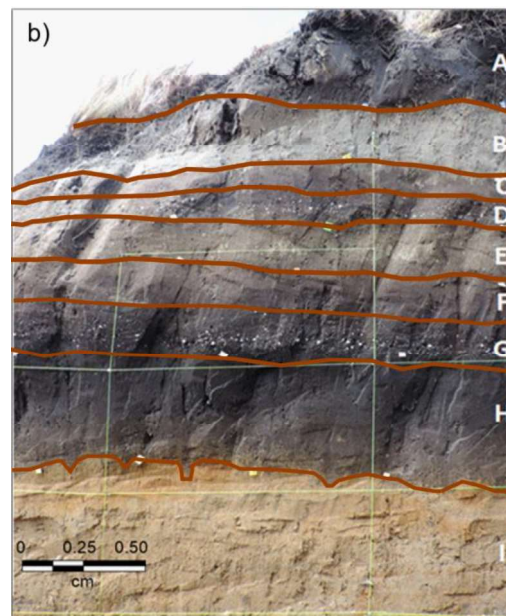
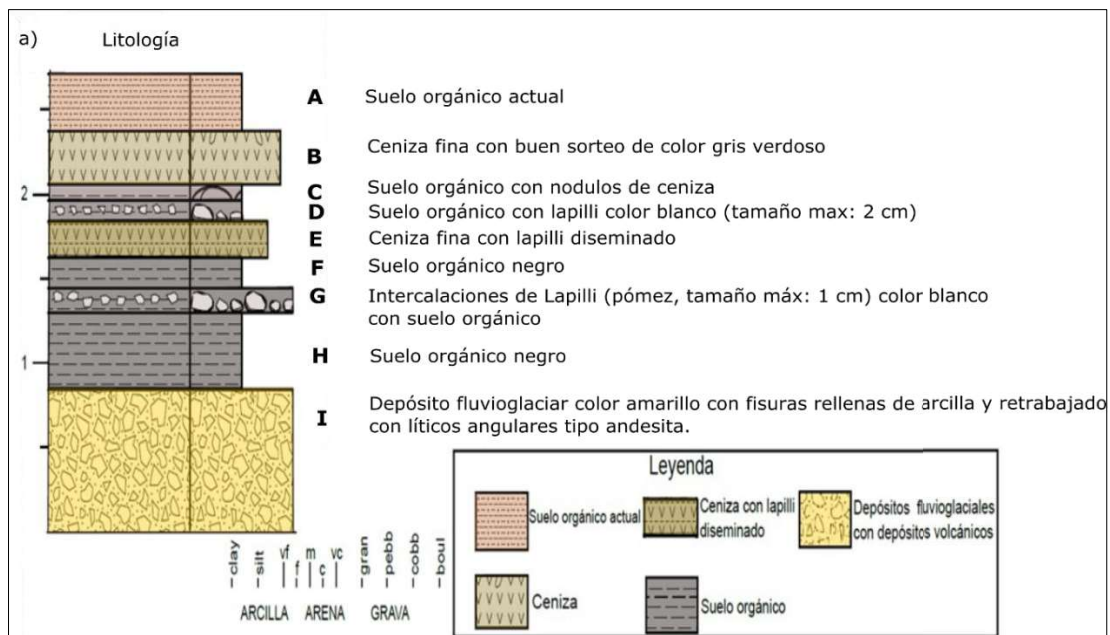


Figura 3-64. a) Esquema de la columna estratigráfica de la trinchera N°1 pared sur (T1-S). b) Trinchera N°1, pared sur (T1-S), con las diferentes litologías identificadas.

Posteriormente, se realizó una correlación de los sedimentos identificados con otras secuencias estudiadas antes en la zona. Por ejemplo, el depósito y la caída piroclástica correspondiente al volcán Chachimbiro (ver apartado depósitos Holocénicos) tiene una edad de 3.640 a 3.510 B.C, de acuerdo con Bernard et al. (2014) y según el mapa de isopletras el depósito mencionado se presenta en el área donde se desarrollan las fallas, por lo tanto, se sugiere que la primera capa (estrato G) con intercalaciones de pómez corresponde a este evento, e implica que la secuencia sedimentaria observada es más joven que 6 ka. Adicionalmente, se tomaron muestras para la ejecución de dataciones y análisis geoquímicos, en la Figura 3-65 se muestra su ubicación.

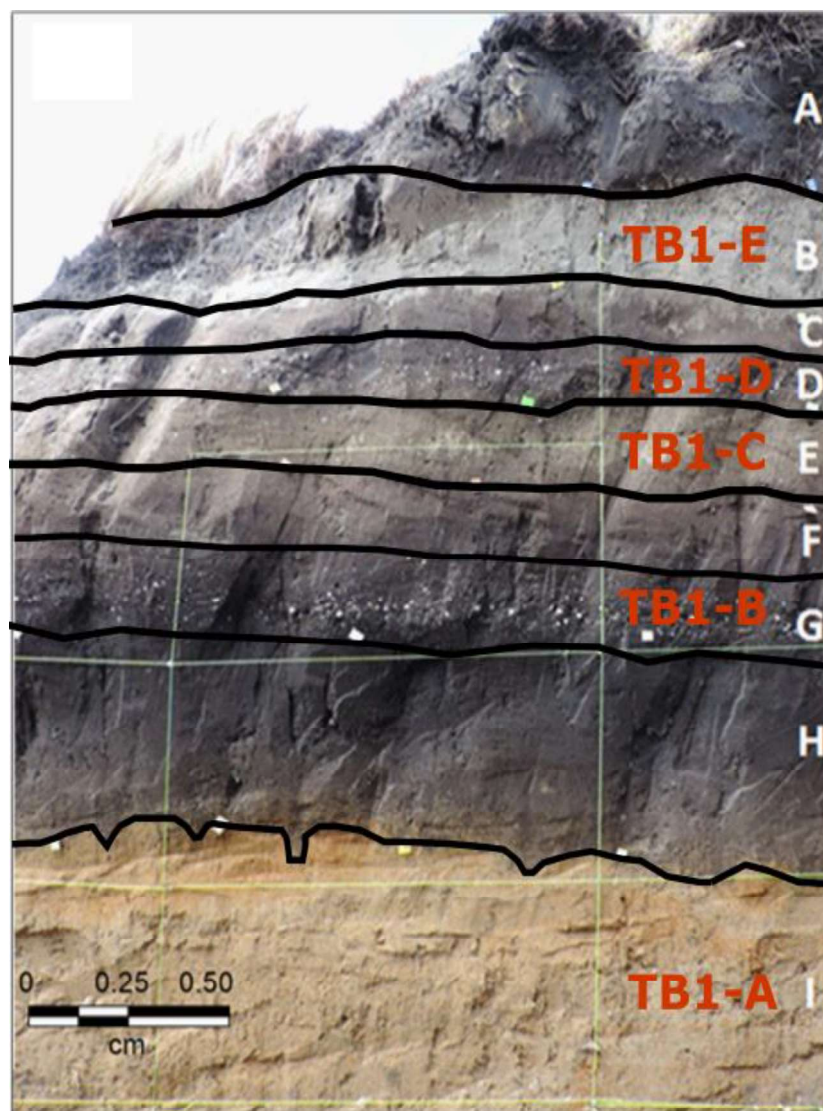


Figura 3-65. Ubicación de las muestras tomadas en la trinchera N°1 pared sur (T1-S).

Los resultados preliminares de los análisis geoquímicos llevados a cabo en la Université de Brest por Céline Liorzou y de acuerdo a la interpretación realizada por B. Bernard (comunicación personal, 3 de septiembre, 2019) indican que el estrato G (muestra: TB1-B) se relaciona con la erupción riodacítica del Volcán Chachimbiro (Bernard et al., 2014) confirmado que los depósitos presentes en la secuencia sedimentaria son más jóvenes que 6 ka. Los depósitos correspondientes a los estratos I (muestra: TB1-A), E (muestra: TB1-C) y D (muestra: TB1-D) tienen composición andesítica y se asocia con la actividad del volcán Chachimbiro. El estrato D se relaciona en composición y sedimentología con un depósito encontrado en una perforación ubicada al norte de la trinchera cuya edad corresponde a 2,5 ka (B. Bernard, comunicación personal) (Figura 3-66). Por otro lado, no se han encontrado depósitos ligados a la actividad del volcán Cuicocha, sin embargo, aún hay que analizar con mayor detalle los primeros resultados. Posiblemente, los depósitos del evento Cuicocha pueden estar erosionados o debido a la dirección del viento se localizan en otra área.

Los depósitos descritos son desplazados por planos de falla identificados en la trinchera T1. Además, se identificaron *colluvial wedges* y al menos tres trazos que sugieren la ocurrencia de 2 eventos antes del último que corta las capas más actuales hasta llegar a la superficie. El desplazamiento vertical identificado es alrededor de 1 m, no obstante, hay evidencias de movimiento lateral, el mismo que no fue posible medir, debido a la falta de un marcador en las trincheras. Sin embargo, en la sección de geomorfología se describen rasgos geomorfológicos característicos de fallas transcurrentes (Figura 3-67).

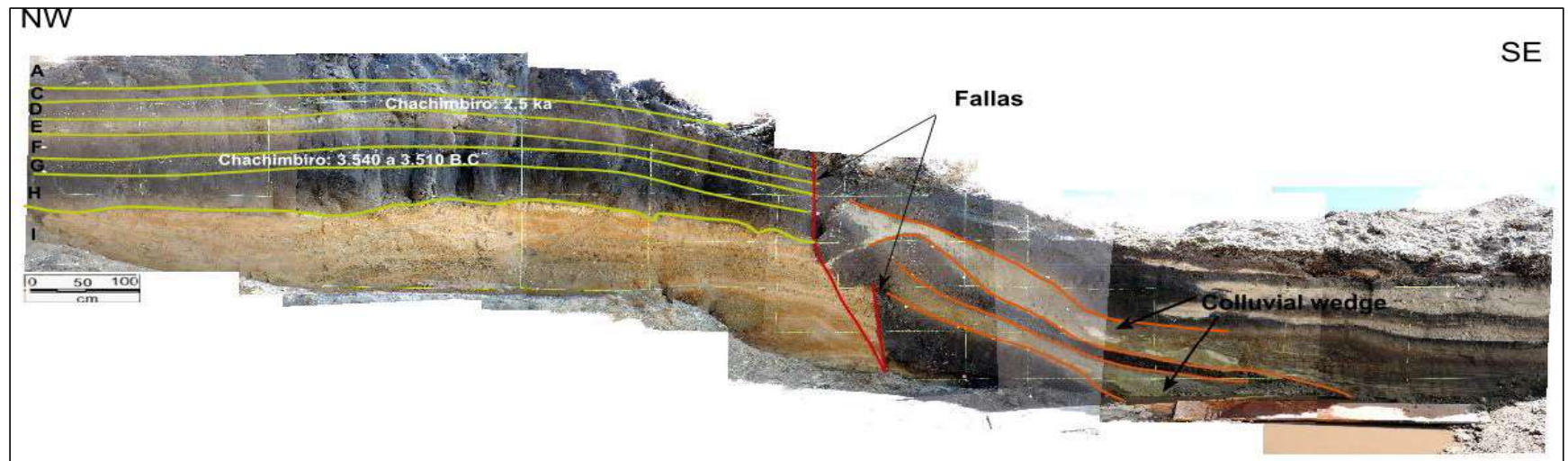


Figura 3-66. Secuencia estratigráfica y relación de edades preliminar en las litologías identificadas en la trinchera N°1, pared Norte (T1-N)

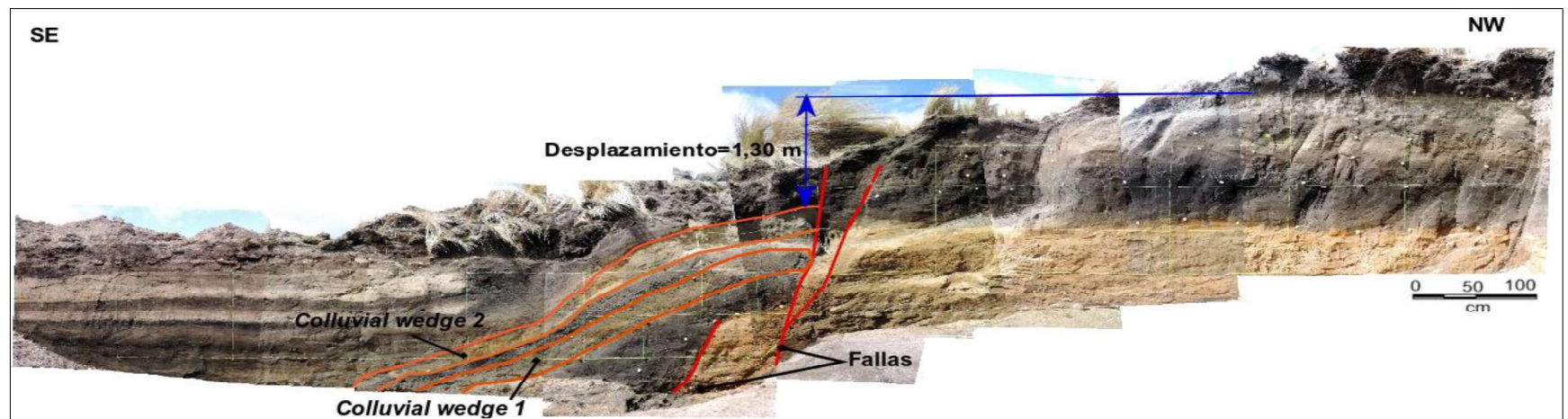


Figura 3-67. Identificación de planos de falla, desplazamiento y colluvial wedges en la secuencia sedimentaria observada en la trinchera N°1, pared sur (T1-S)

En la trinchera T1, se encontraron estructuras sedimentarias por sin-depositación que indican deformación, tales como *load casts*, que son estructuras formadas por la introducción de sedimentos de grano más grueso en sedimentos de grano más fino (p.ej. arenas en limos), (Figura 3-68); laminación convoluta, que son pliegues complejos generados por sobrecarga diferencial además de terminaciones en *onlap* (Figura 3-69), estas estructuras sugieren la ocurrencia de actividad sísmica en el área.

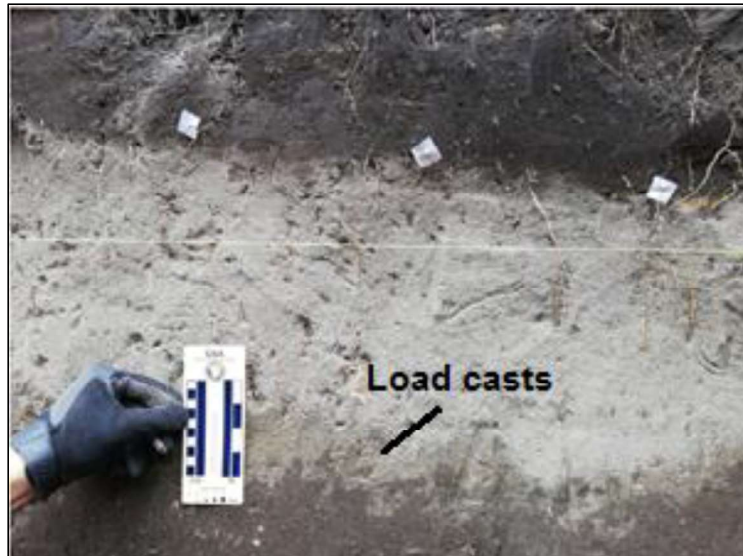


Figura 3-68. Estructuras sin-depositacionales tipo *load casts*

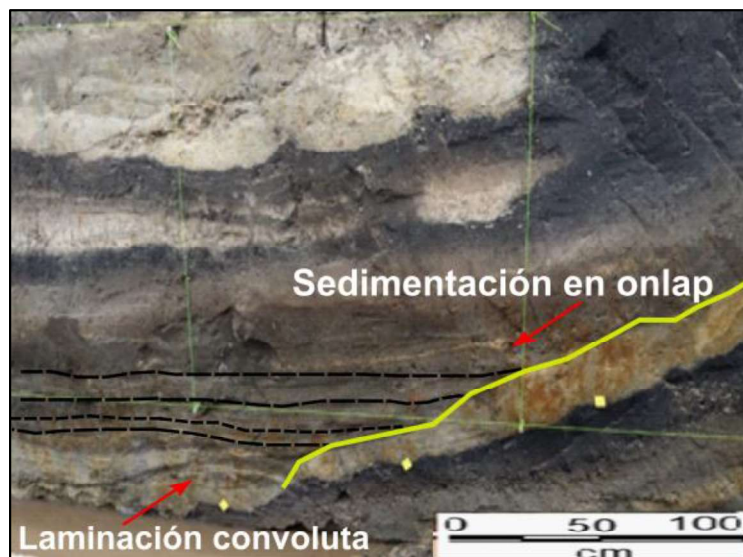


Figura 3-69. Estructuras sin-depositacionales tipo *load casts* y laminación convoluta



## 4 DISCUSIÓN

Aun cuando se ha realizado varios estudios sobre el Sistema de Fallas Billecocha, hasta el momento no se tiene un consenso sobre aspectos de este sistema, entre los que se cuenta su cinemática, último movimiento, recurrencia, tasas de desplazamiento y geometría. Así, por ejemplo, según la interpretación dada por Ego et al. (1996) y compilada en Egüez et al. (2003), el SFB es interpretado como fallas tipo normal, cuyo origen está relacionado a un ajuste isostático debido al deshielo glacial, es decir, el desplazamiento de las estructuras observadas estaría asociadas a esfuerzos locales. Por otro lado, Beauval et al. (2010), estudiando las intensidades define que el denominado Terremoto de Ibarra de 1868 (intensidad máxima IX), tuvo su origen en las inmediaciones del SFB. La escasa información sobre el SFB y su posible potencial sísmico y la existencia de zonas densamente pobladas (e.j., Ibarra, Cotacachi, Atuntaqui, entre otras), da los argumentos para justificar la necesidad de realizar mayores estudios sobre este sistema.

En este contexto, este trabajo presenta información actualizada basada en varias metodologías tales como análisis geomorfológico, ensayos de exploración geofísica de sísmica de refracción y *Ground Penetrating Radar* (GPR) y paleosismología (excavación de trincheras, análisis geoquímicos), que provean de mayores argumentos para la caracterización del SFB.

El análisis geomorfológico, realizado en esta investigación, evidencio la presencia de 14 lineamientos que conforman el sistema de fallas de dirección N30° y que se extienden en un área de 5 km de ancho por ~ 20 km de largo a ~4000 msnm. Además, las observaciones, permiten definir una red de drenaje fuertemente controlada por este sistema. En este caso el drenaje presenta paralelismo y desplazamientos a ambos lados de las estructuras, dando origen a canales canales abandonados, además de la presencia de numerosos *sag ponds* (Figura 4-1), siendo estos indicadores típicos en fallas transcurrentes. Se realizaron medidas sobre el lineamiento 5, mostrado en la Figura 4-1, donde un salto del drenaje sugiere un desplazamiento acumulado de ~280 m en los canales que alimentan los *sag ponds*. Por otro lado, se observó sistemas de morrenas y crestas topográficas (*shutter ridge*) cortados y desviadas. Por otro lado, el lineamiento 7 (Figura 4-1), muestra evidencias de una cinemática inversa. Los rasgos geomorfológicos descritos sugieren una cinemática transcurrente, asociada a desplazamientos verticales inversos y normales a una escala

local. Similares características se han observado en sistemas transcurrentes, un ejemplo claro se lo encuentra en la Falla Pallatanga donde también se han observados rasgos morfológicos como *sag ponds*, drenajes desviados, crestas (*shutter ridge*) desplazadas, valles lineales, entre otros (Baize et al., 2014).

### SISTEMA DE FALLAS DE BILLECOCHA

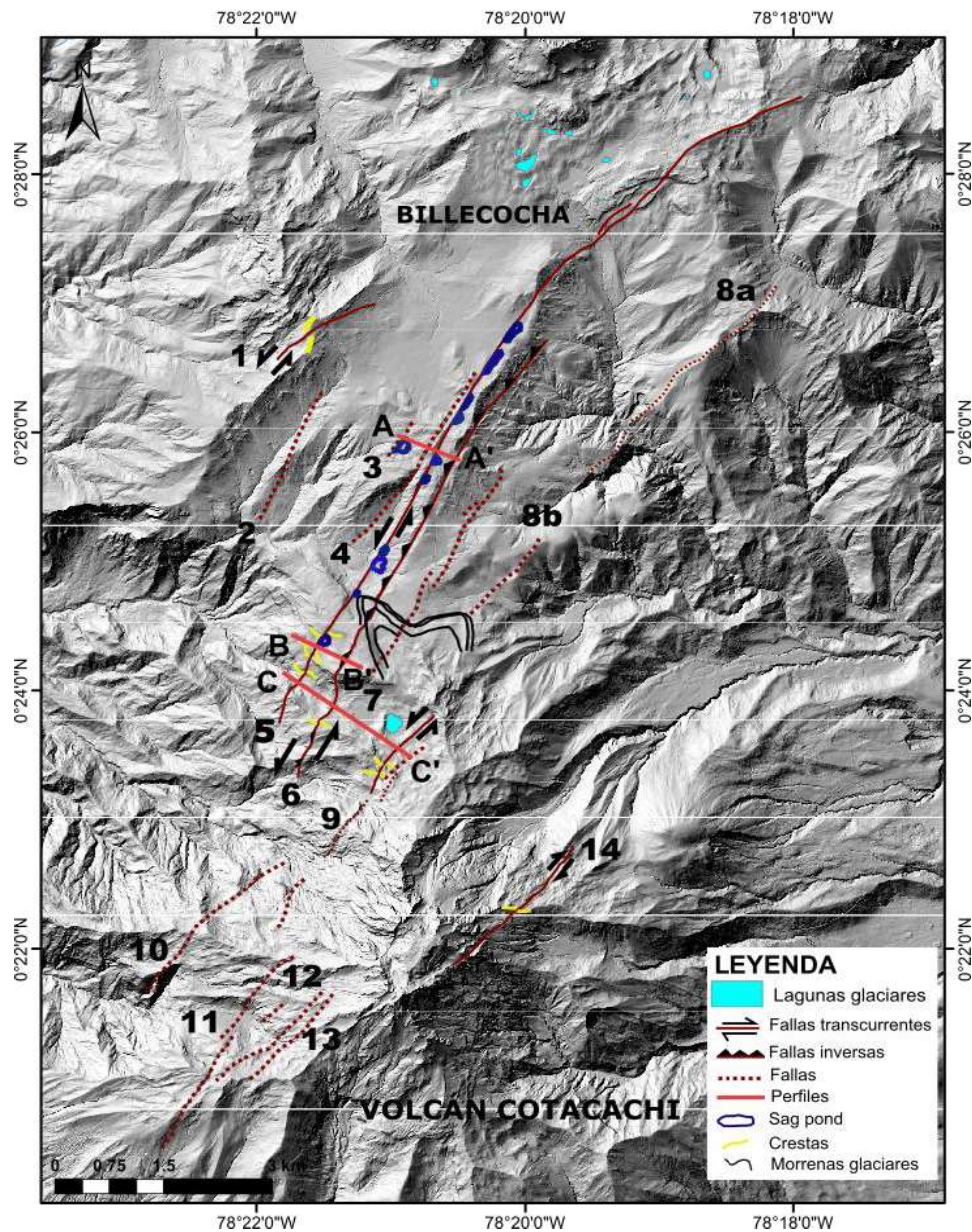


Figura 4-1. Mapa de estructuras indicando los rasgos geomorfológicos alrededor de SBF. Los números y letras indican los rasgos que se usan en el texto y el número de perfil respectivamente.

La determinación del movimiento lateral sea dextral o sinistral para cada lineamiento identificado en este estudio, no fue posible debido a que tanto el drenaje como las crestas desplazadas no son suficiente evidencia para llegar a ese detalle. Sin embargo, se ha realizado un análisis sobre las crestas desplazadas adyacentes a los lineamientos identificados y se plantea un esquema de estructuras indicando la dirección de desplazamientos sinestrales (Figura 4-1), observados en los lineamientos 1, 5, 6, 9 y uno tipo dextral en el lineamiento 14.

Los perfiles topográficos realizados transversales a los lineamientos identificados (Figura 4-2) presentan un relieve variado, por ejemplo, los escarpes de falla tienen inclinaciones en diferentes direcciones. Lo que indica que las características morfológicas no son decisivas para definir la cinemática de cada segmento de falla, sugiriendo que el SFB tiene relación con una estructura localizada a mayor profundidad, cuya cinemática desarrollaría las estructuras observadas en superficie.

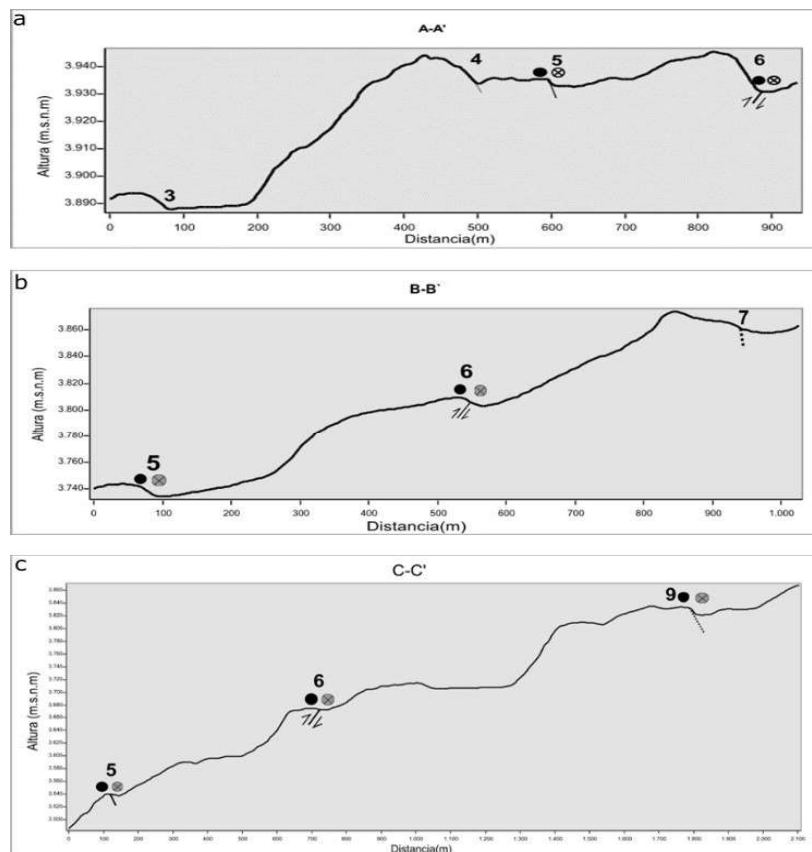


Figura 4-2. a) Perfil topográfico A-A' transversal al lineamiento 3, lineamiento 4, lineamiento 5 y lineamiento 6, b) Perfil topográfico B-B' transversal al lineamiento 5, lineamiento 6 y lineamiento 7, c) Perfil topográfico C-C' transversal al lineamiento 5, lineamiento 6 y lineamiento 9.

Los ensayos de exploración geofísica de sísmica de refracción y *Groud Penetrating Radar* (GPR) ayudaron a tener un mejor detalle de la estructura en subsuperficie. Los perfiles de velocidad y las tomografías sísmicas obtenidas mediante sísmica de refracción permitieron concluir la presencia de dos medios diferentes que evidencian la presencia de una roca con mayor dureza donde se tienen medidas de velocidades de 1.000 a 1.500 m/s, mientras que el otro presenta velocidades de 400 a 700 m/s, el cual muy posiblemente corresponde a los volcanosedimentos identificados en el área de estudio. Por otra parte, mediante el GPR, se obtuvo imágenes donde se determinaron reflectores que representan un medio estratificado, el límite con una capa más masiva, así como estructuras más complejas en profundidad. El alcance que se tuvo en profundidad con las técnicas de exploración geofísica fue de 12 m.

En el análisis de los perfiles obtenidos mediante los métodos geofísicos indica la presencia de capas con espesores entre 2 y 6 m cortadas por un plano principalmente vertical que buza ligeramente al sureste. Además, de la presencia de fallas cuya verticalidad sugiere un tipo de cinemática trancurrente y corroboran lo observado en la morfología. Con la realización de las tres trincheras se pudo observar las relaciones geométricas entre los planos de fallas y la secuencia sedimentaria, *colluvial wedges*, los mismos que indican al menos tres eventos sísmicos. Del mismo modo, se observó la secuencia sedimentaria cortada por una falla hasta la superficie, sugiriendo eventos sísmicos muy recientes en el área (Figura 4-3).

La presencia de planos con diferentes mecanismos de ruptura puede deberse a la existencia de fallas secundarias que respondan a un acomodamiento en respuesta a un sismo de alta magnitud, ejemplos de este comportamiento se ha observado en Nueva Zelanda durante el terremoto de Kaikōra (Mw: 7.8), en el cual se han identificado hasta 20 segmentos de ruptura con movimientos dextrales, sinestrales, oblicuos e inversos (Diederichs et al., 2019, Zhang et al., 2017, Litchfield et al, 2018)

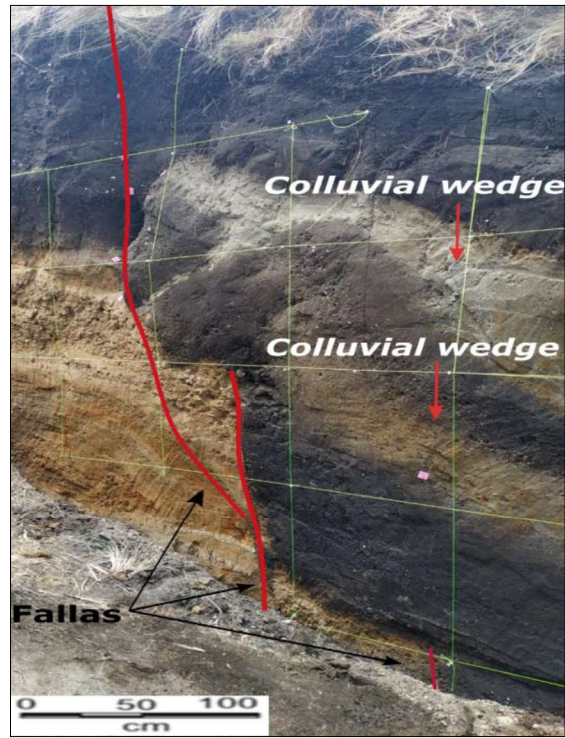


Figura 4-3. Ramales de falla observados en la pared norte de la trinchera N° 1

Los análisis geoquímicos de las pómez y caídas de cenizas extraídas de las capas en la trinchera, corresponden a materiales correlacionados a eventos del volcán Chachimbiro (Figura 4-4), los mismos que han sido datados entre 6 y 1,5 ka AP (Bernard et al., 2014). El hecho que estos estratos estén cortados por la falla, indica que la actividad de la misma cae dentro del Holoceno es decir son fallas activas.

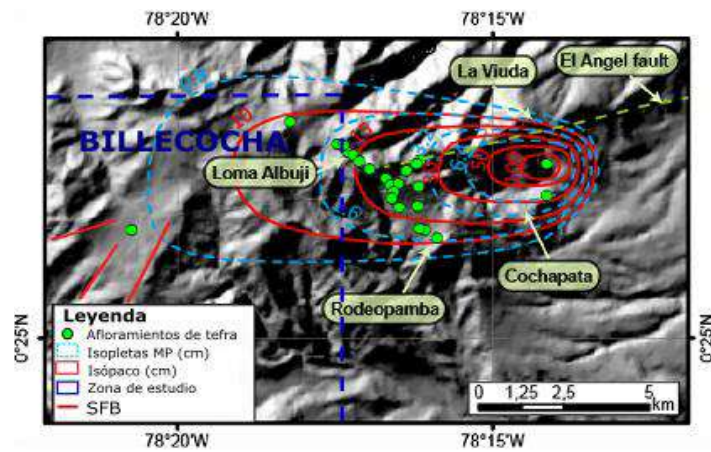


Figura 4-4. Mapa Isópaco de la erupción riodacítica del Volcán Chachimbiro de edad 3.640 a 3.510 años BC, relacionado con el área donde se desarrolla el SFB.

Las evidencias recopiladas en este trabajo, proveen de evidencias que indican una génesis de origen tectónico. Autores como Boland et al. (2000) y Hugues y Piltasig (2002) proponen que esta zona está atravesada por la sutura Pallatanga-Pujilí-Calacalí y que el SFB podría estar reactivando una parte de esta estructura tectónica más antigua (Figura 4-5).

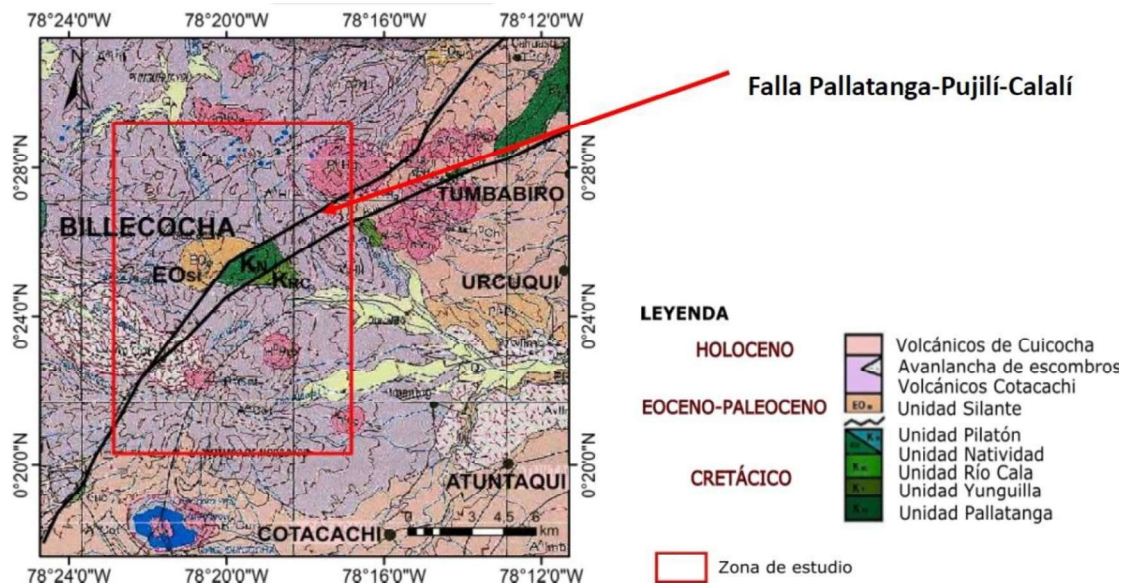


Figura 4-5. Mapa geológico del Ecuador entre 0° y 1° N (modificado de Boland et al., 2000)

Adicionalmente, se ha medido el desplazamiento vertical en la pared sur de la trinchera N° 1 (Figura 3-67) igual a 1,3 m. Posteriormente, se realizó el cálculo de desplazamiento total de la falla, suponiendo que el rake es igual a 45°, por lo tanto, el desplazamiento horizontal es igual al desplazamiento vertical, el resultado de desplazamiento total fue igual 1,8 m. De acuerdo a Wells & Copersmith (1994) la magnitud relacionada al desplazamiento calculado para fallas transcurrentes es de 7,3 Mw. Por otro lado, la extensión de la falla corresponde a 11 km y la magnitud relacionada con dicha longitud y una cinemática transcurrente es de 6,3 Mw. Por lo tanto, para esta falla la magnitud mínima de un sismo que pudo haber sucedido es de 6,3 y la magnitud máxima es de 7,3 Mw. Estos cálculos son realizados con los datos que se han podido tomar en esta investigación, pueden estar sujetos a cambios si en un futuro se encuentran otros marcadores que indiquen de mejor forma los desplazamientos analizados. Además, se debe tomar en cuenta que la longitud de la falla puede extenderse más allá de los límites establecidos en este estudio.

En el desarrollo de esta investigación mediante las técnicas usadas fue posible caracterizar el SFB en superficie y subsuperficie. Sin embargo, aun cuando se ha obtenido nueva información, aún quedan cosas por resolver, entre estas la cinemática de movimiento, la geometría en profundidad y la recurrencia de fallamiento de la misma. Por lo cual es necesario realizar mayor control de campo tratando de buscar marcadores cinemáticos como estrías, grietas de tensión, juntas estilolíticas, entre otros. De igual manera, se puede explorar otras técnicas de exploración geofísica, las cuales permitan tener una mejor imagen de la falla en profundidad (algunos kilómetros), así por ejemplo el método magnetotelúrico, que tiene un alcance desde decenas de metros a miles de kilómetros, cuya profundidad de investigación depende del tiempo de registro y no está condicionada por la longitud del perfil (e.j., métodos sísmicos, sondeos eléctricos verticales).

Finalmente, con el análisis realizado y las evidencias presentadas se sugiere que este sistema podría llegar a causar sismos importantes en un futuro, considerando la ruptura muy reciente observada en las trincheras, y ser candidatas para haber generado el denominado sismo de Ibarra de 1868. No obstante, es necesario respaldar estos estudios con dataciones que están en proceso, y que ayudarán a determinar la edad y magnitud de sismos pasados, así como las tasas de recurrencias.

## 5 CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

### 5.1 CONCLUSIONES

Las características geomorfológicas observadas para los lineamientos sugieren que el Sistema de Fallas Billecocha tiene un fuerte componente transcurrentes, sin embargo, la carencia de marcadores cinemáticos, no permitió definir de manera clara el sentido del movimiento de la falla. Sin embargo, se presenta un esquema de las estructuras y el desplazamiento basado en la disposición de crestas o lomas adyacentes a algunos lineamientos que conforman el Sistema de Fallas de Billecocha. Por la variedad de cinemáticas y la ubicación de la estructura es muy probable que sea una reactivación de la sutura Calacalí.

Los perfiles de velocidad y las tomografías obtenidos por sísmica de refracción determinaron la presencia de dos medios contrastantes en subsuperficie. El primer medio tiene una velocidad de ondas P de 400 a 700 m/s, el cual representa a los volcanosedimentos los mismos que fueron identificados en campo y un segundo estrato con una velocidad 1.000 a 1.500 m/s, que representa una capa más consolidada y masiva, sugiriendo que este paquete podría estar relacionada con la unidad Río Cala. Por otro lado, los radarogramas obtenidos mediante el *Ground Penetrating Radar (GPR)* determinan reflectores que representan un medio estratificado cuyo espesor varía de 2 a 4 m, y un límite a 6 m de profundidad con una capa masiva, además de la presencia de una mayor cantidad de fallas que se verticalizan hacia la superficie.

El estudio paleosismológico sugiere que se han presentado al menos 3 eventos sísmicos en el pasado, el último de los cuales corta los depósitos de pómez provenientes de la actividad del volcán Chachimbiro (3.640 a 3.510 años BC). Esto nos indica que existieron al menos dos eventos previos a los 6.000 años. Existe una alta probabilidad de que el evento más reciente corresponda al Terremoto de Ibarra de 1868.

La evidencia geomorfológica, geofísica y paleosísmica presentada sugiere que el Sistema de Fallas de Billecocha tiene una cinemática de tipo transcurrente cuyo origen está relacionado con actividad tectónica, y no se desarrollan en respuesta a deslizamientos producto del deshielo glacial como lo interpreta Ego et al. (1996).



## 5.2 RECOMENDACIONES

Es necesario la búsqueda de un mayor número de marcadores cinemáticos (e.j., estrías, juntas estilolíticas, grietas de tensión, fallas tipo riedel, entre otros), para marcar el sentido de movimiento y cantidad de desplazamiento de los segmentos que conforman el sistema de fallas de Billecocha.

Del análisis realizado sobre los resultados obtenidos mediante los métodos de exploración geofísica para la caracterización en profundidad del sistema de fallas de Billecocha se recomienda incrementar el alcance en profundidad para determinar de mejor forma la extensión y las relaciones geométricas con mayor detalle de las estructuras identificadas, ya que se evidencia la complejidad de las mismas con los métodos usados durante este trabajo. También se puede extender el estudio con la realización de un mayor número de perfiles de velocidad y radargramas con arreglos de mayor extensión y sobre otros lineamientos a los ejecutados durante esta investigación.

Acorde a la información sísmica instrumental presentada en catálogo del Instituto Geofísico, no se encuentra sismicidad importante para la zona de estudio. La falta de este tipo de información no contribuye en la definición de la dinámica y geometría de la falla, no obstante, en zonas cercanas al SFB que pueden compartir una misma génesis, se tiene información de la actividad sísmica y sus mecanismos de ruptura. Entonces se podría extrapolar la información de estas fallas o sistemas de fallas para caracterizar de mejor manera el SFB.

La realización de medidas geodésicas (e. g., GPS) pueden ayudar a determinar el estilo de deformación del SFB.

Se recomienda que los análisis presentados en este estudio sean complementados con el análisis a detalle de las trincheras N°2 y N°3, acompañado de estudios geoquímicos de muestras y realización de dataciones que permitirán constreñir de mejor manera las edades de eventos pasados y consecuentemente la recurrencia de los mismos. Toda esta información es esencial en la evaluación del peligro sísmico de la zona.

## 6 BIBLIOGRAFÍA Y ANEXOS

### 6.1 BIBLIOGRAFÍA

- Aguirre, L., & Atherton, M. (1987). *Low-grade metamorphism and geotectonic setting of the Macuchi Formation, Western Cordillera of Ecuador*. Journal of Metamorphic Geology, Vol 5, pp 477-480.
- Albuja, A. (1962). *Estudio Monográfico del Cantón Cotacachi*.
- Almeida, M. (2016). *Estudio Petrográfico y Geoquímico del Volcán Cotacachi*. Quito: Escuela Politecnica Nacional, trabajo de titulación, pp. 21-26-91.
- Alva, L. (2005). *Del instante de la creación a la formación y estructura de la Tierra*. Ciudad de México: Instituto de Geofísica de la Universidad Nacional Autónoma de México, primera edición, pp. 18-21.
- Alvarado, A., Audin, L., Nocquet, J., Jallard, 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*. Agua Publication, Tectonics, 35, pp. 1048-1065.
- Alvarado, A., Audin, L., Nocquet, M., Lagreulet, S., Segovia, M., Font, Y., Lamarque, G., Yepes, H., Mothes, P., Rolandone, F., Jarrín, P., Quidelleur, X. (2014). *Active tectonics in Quito, Ecuador, assessed by geomorphological studies, GPS data, and crustal seismicity*. AGUPUBLICATIONS, Tectonics, pp. 67-83.
- Alvarado, A., Segovia, M., Ruiz, M., Yepes, H., & Egred, J. (2004). *El Sismo de Santa Rosa del Tejar (5.4 mb), Provincia de Imbabura del 8 de octubre de 2000*.
- Anderson, E. (1951). *The dynamic of faulting*. Edimburgo: Oliver & Boyd, pp. 206.
- Aspden, J. A., & Litherland, M. (1992). *The geology and Mesozoic collisional history of the Cordillera Real, Ecuador*. Tectonophysics, 205(1-3), pp. 187-204.
- Aspden, J., & Litherland, M. (1992). *The geology and Mesozoic collisional history of the Cordillera Real, Ecuador*. Tectonophysics, 205, pp. 187-214.

- Atwater, B. (1987). *Evidence for great Holocene earthquakes along the outer coast of Washington State*. Washington: Science 236, pp. 292-944.
- Audemard, F., & Audemard, F. (2002). *Structure of the Mérida Andes, Venezuela: Relations with the South America-Caribbean geodynamic interaction*. Tectonophysics, 345, pp. 299-327.
- Audemard, F., & Audemard, F. (2002). *Structure of the Mérida Andes, Venezuela: Relations with the South America-Caribbean geodynamic interaction*. Tectonophysics, 345, pp. 299-327.
- Audemard, F., Ollarves, R., & Díaz, G. (2006). *El Geo-Radar como herramienta para la definición de fallas activas: Aplicación en el sector central de la falla de Boconó, Estado Mérida, Venezuela*. Revista de la Facultad de Ingeniería de la Universidad Central de Venezuela, 21(4), pp. 59-60.
- Bano, M., Marquis, G., Niviere, B., Maurin, J., & Cuching, M. (2000). *Investigating alluvial and tectonic features with ground penetrating radar and analyzing diffraction patterns*. Journal of Applied Geophysics, 43, pp. 33-41.
- Barberi, F., Coltelli, M., Ferrara, G., Inocenti F., N. J., & Santacroce, R. (1988). *Plio-Quaternary volcanism in Ecuador*. Geol Mug, 125,1, pp. 1-14.
- Barberi, F., Ghigliotti, M., Macedonio, G., Orellana, H., Pareschi, M., & Rosi, M. (1988). *Volcanic hazard assessment of Guagua Pichincha (Ecuador) based on past behaviour and numerical models*. Journal of Volcanology and Geothermal Research, Volume 49, Issues 1-2, pp 53-68. Obtenido de [https://doi.org/10.1016/0377-0273\(92\)90004-W](https://doi.org/10.1016/0377-0273(92)90004-W)
- Beauval, C., Yepes, H., Bakun, W., Egred, J., Alvarado, A., & Singaicho, J. (2010). *Locations and magnitudes of historical earthquakes in the Sierra of Ecuador (1587-1996)*. Geophysical Journal International (2010) 181, pp 1613-1633. doi:10.1111/j.1365-246X.2010.04569.x
- Beauval, C., Yepes, H., Bakun, W., Egred, J., Alvarado, A., & Singaicho, J.-C. (2010). *Locations and magnitudes of historical earthquakes in the Sierra of Ecuador*.

Geophysical Journal International, 181(3), pp. 1613-1633. doi:10.1111/j.1365-246X.2010.04569.x

Beauval, C., Yepes, H., Palacios, P., Segovia, M., Alvarado, A., Font, Y., & Vaca, S. (2013). *An Earthquake Catalog for Seismic Hazard Assessment in Ecuador*. Bulletin of the Seismological Society of America, 103(2A), pp. 773-786. doi:https://doi.org/10.1785/0120120270

Bernard, B., & Andrade, D. (2011). *Volcanes cuaternarios del Ecuador Continental*. Quito-Ecuador: IG-EPN/IRD.

Bernard, B., Hidalgo, S., Robin, C., Beate, B., & Quijozaca, J. (2014). *The 3640-3510 BC rhyodacite eruption of Chachimbiro compound volcano, Ecuador: a violent directed blast produced by a satellite dome*. Bull Volcanol (2014) 76:849,pp. 20. doi:10.1007/s00445-014-0849-z.

Bernard, B., Robin, C., Beate, B., & Hidalgo, S. (2011). *Nuevo modelo evolutivo y actividad eruptiva reciente del volcán Chachimbiro*. Quito- Ecuador: Extended Abstract in the "7mas Jornadas en Ciencias de la Tierra", Escuela Politécnica Nacional, November 23-25, pp. 119-122.

Boland, M., Pilatasig, L., Ibadango, C., McCourt, W., Aspden, J., Hugues, R., & Beate, B. (2000). *Geology of the Western Cordillera between 0°-1°N*. Quito-Ecuador: Proyecto de Desarrollo Minero y Control Ambiental, Programa de Información Cartográfica y Geológica, Informe No. 10, CODIGEM-BGS, pp. 72.

Bourbié, T., Coussy, O., & Zinszner, B. (1987). *Acoustics of porous media*. Paris: Editions Technip.

Burbank, D., & Anderson, R. (2001). *Tectonic Geomorphology*. Malden, Estados Unidos: Blackwell, pp. 105-131.

Burg, J.-P. (2018). *Strike-Slip and oblique slip tectonics*. Zurich: Universitat Zurich Geologices, Institut Sonnegstasse Zurich, pp. 173-193.

Busby, J., & Merrit, J. (1999). *Quaternary deformation mapping with ground penetrating radar*. Apply Geophysics, 41, pp. 33-41.

- Cai, J., McMechan, G. A., & Fisher, M. (1996). *Application of ground penetrating radar to investigation of near-surface fault properties in the San Francisco Bay region*. Bull. Seismol. Soc. Am, 86, pp. 1459-1470.
- Cantos, J. (1974). *Tratado de Geofísica Aplicada*. Madrid: Litoprint, Vol 2, pp. 214-227.
- CERECIS. (25 de marzo de 2016). *Centro Regional de Sismología para América del Sur. Catálogo de Intensidades de Ecaudor*. Obtenido de Centro Regional de Sismología para América del Sur Web site: <http://www.ceresis.org/informacion-sismologica/catalogo-de-intensidades/ecuador.html>
- Chiaradia, M. (2009). *Adakite-like magmas from fractional crystallization and melting-assimilation of mafic lower crust (Eoceno Macuchi arc, Western Cordillera, Ecuador)*. Elsevier, Vol 265, pp. 468-487.
- Chiaradia, M., & Fontboté, L. (2001). *Radiogenic Lead Signatures in Au-Rich Volcanic-Hosted Massive Sulfide Ores and Associated Volcanic Rocks of the Early Tertiary Macuchi Island Arc*. Geneva- Switzerland: Economic Geology, Vol 96, pp. 1361-1378.
- Chow, J., Angelier, J., Hua, J., Lee, J., & Sun, R. (2001). *Palaeoseismic events and active faulting: From ground penetrating radar and high resolution seismic reflection profiles across the Chihshang Fault, Eastern Taiwan*. Tectonophysics, 333, pp. 241-259.
- Chulde, E. (2014). *Estudio Geológico del Paleógeno en la Cordillera Occidental Septentrional del Ecuador, Provincia de Carchi e Imbabura*. Quito-Ecuador : Escuela Politécnica Nacional, pp. 48-69.
- Clapperton, C. (1983). *The Glaciation of the Andes*. Quaternary Science review, Vol 2; pp. 83-155.
- Clapperton, C. (1986). *Glacial Geomorphology, Quaternary Glacial Sequence and Paleoclimatic Inferences in the Ecuadorian Andes*. International Geomorphology, Part II, Edited by V. Gardiner, pp. 844-870.
- Clapperton, C., & McEwan, C. (1985). *Late Quaternary Moraines in the Chimborazo Area, Ecuador*. International Geomorphology, Part II, Edited by V. Gardiner, pp. 844-870.

- Clapperton, C., & Vera, R. (1986). *The Quaternary glacial sequence in Ecuador: a reinterpretation of the work of Walter Sauer*. Journal of Quaternary Science, Vol. 1, pp. 45-56.
- Comercio, E. (1955). *Sismo de Imbabura de 1955*. Quito.
- Corredor F. (2003), Seismic strain rates and distributed continental deformation in the northern Andes and three dimensional seismotectonics of northwestern South America. Tectonophysics, Vol 372, 147-166.
- Cosma, L., Lapierre, H., Jaillard, É., Laubacher, G., Bosch, D., Desmet, A., . . . Gabriele, P. (1998). *Pétrographie et géochimie des unités magmatiques de la Cordillère occidentale d'Équateur (0°30'S): implication tectoniques*. France: Bull. Soc. géol, pp. 739-751.
- Davis, J., & Annan, A. (1989). *Ground-penetration radar for high resolution mapping of soil and rock stratigraphy*. Geophysics Prospect, 37, pp. 531-551.
- Deniaud, Y. (2000). *Enregistrements Sedimentaire et Structural de L'évolution Geodynamique des Andes Equatoriennes au Cours du Neogene: Etude des Bassins D'avant-arc et Bilans de Masse*. Grenoble: Université Joseph Fourier-Grenoble I, Sciences & Géographie.
- Diederichs, A., Nissen, E. K., Lajoie, L. J., Langridge, R. M., Malireddi, S. R., Clark, K. J., & Tagliasacchi, A. (2019). Unusual kinematics of the Papatea fault (2016 Kaikōura earthquake) suggest anelastic rupture. Science Advances, 5(10), eaax5703.
- Drobin, M. (1976). *Introduction to geophysical prospecting*. New-York: McGraw-Hill, pp. 86-122.
- Egbue, O., & Kellog, J. (2010). *Pleistocene to Present North Andean "scape"*. Tectonophysics, 489, pp. 248-257.
- Ego, F. (1995). *Accommodation de la convergence oblique dans une chaîne de type cordilleraire: Les Andes d'Équateur*. Paris: These de Doctorat, Université Paris XI Orsay, pp. 281.

- Ego, F., Sébrier, M., Carey-Gailhards, E., & Beate, B. (1996). *Do the Billecocha normal faults (Ecuador) reveal extension due to lithospheric body forces in the northern Andes?* Tectonophysics 265, pp. 255-273.
- Egüez, A. (1986). *Evolution Cenozoique de la Cordillere Occidentale Septentrionale d'Equateur (0°15'S-1°10'S), les Mineralisation Associees [Ph.D. thesis]*. Paris: Université Pierre et Marie Curie, pp. 116.
- Egüez, A., & Yepes, H. (1993). *Estudios sismotectónicos y de peligro sísmico para el proyecto hidroléctrico Chespi*. Quito: INECEL, pp. 3-62.
- Egüez, A., Alvarado, A., Yepes, H. M., Costa, C., & Dart, R. (2003). *Database and Map of Quaternary faults and folds of Ecuador and its offshore regions*. International Lithosphere Program-USGS. May 2003 Version. Open-File, Report 03-289, pp. 25.
- European Association of Geoscientist and Engineers. (2014). *Application Manual of Geophysical Methods to Engineering and Enviornmental Problems*. The Netherlands: Society of Exploration Geophysicists of Japan, EAGE Publication, pp. 52-379.
- Feininger, T., & Bristow, C. (1980). *Cretaceous and Paleogene geologic history of coastal Ecuador*. Geol. Rundsch, 3 , pp. 849-874.
- Font, Y., Segovia, M., Vaca, S., & Theunissen, T. (2013). *Seismicity patterns along the Ecuadorian subduction zone: new constraints from earthquake location in a 3D a priori velocity model*. Geophysical Journal International, pp. 1-21. doi:10.1093/gji/ggs083
- Fraga, H. (2017). *Geomécanica*. Rosario-Argentina: Departamento de Ciencias Geológicas, Facultad de Ciencias Exactas. Ingeniería y Agrimensura-UNR, pp. 20 .
- Gallastegui, J. (2000). *Estructura Cortical de la Cordiller y Margen Continental Cantábricos: Perfiles ESCI-N*. Trabajos de Geología N° 22, Universidad de Oviedo, pp. 18-19.
- García, A. (2018). *Origen de los enjambres sísmicos en Imantag, Provincia de Imbabura: Enero-Mayo 2016*. Universidad Central del Ecuador, Facultad de Ingeniería en Geología, Minas, Petróleos y Ambiental, Carrera de Ingeniería Geológica, pp. 65.

- Geosphere Inc. (2007). *Geosphere Inc.* Recuperado el 15 de Febrero de 2019, de Geosphere Inc Web Site: [https://www.geosphereinc.com/seis\\_refraction.html](https://www.geosphereinc.com/seis_refraction.html)
- Google Earth. (sf). *[Mapa de la Reserva Nacional Cotacachi-Cayapas y cantones aledaños, Provincia de Imbabura]*. Recuperado el 24 de enero de 2019, de Google Earth Web site:<https://earth.google.com/web/@0.42578735,-78.35170759,3793.80592454a,48175.67788405d,35y,0h,0t,0r>
- Griem, W. (2018). *GeoVirtual2 y Museo Virtual*. Recuperado el 24 de Febrero de 2019, de GeoVirtual2 y Museo Virtual Web Site: <https://www.geovirtual2.cl/geologiageneral/ggcap01c.htm>
- Gross, R., Holliger, K., Green, A. G., & Begg, J. (2000). *3D ground penetrating radar applied to palaeoseismology: Examples from the Willington Fault, New Zeland. Proceeding of the 8th International Conference on Ground Penetrating Radar (GPR 2000)*. Australia: Gold Coast, pp. 478-481.
- Gutiérrez, F. (2019). *El terremoto de Cotacachi de 1955, relocalización de la fuente sísmogénica utilizando EMS-98*. Quito-Ecuador: Universidad Central del Ecuador, Facultad de Ingeniería en Geología, Minas, Petróleos y Ambiental, Carrera de Ingeniería en Geología, pp. 12-20 .
- Hall, M. (1977). *El volcanismo en el Ecuador*. Quito: Instituto Panamericano de Geografía e Historia, pp. 120.
- Hall, M. L., Samaniego, P., Le Penneç, J. L., & Johnson, J. B. ( 2008). *Ecuadorian Andes volcanism: A review of Late Pliocene to present activity*. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 176(1), pp. 1-6.
- Hall, M., & Beate, B. (1991). *Plio-Quaternary Volcanism in the Ecuadorian Andes*. Quito-Ecuador: In The Volcanic Landscape of the Ecuadorian Sierra, Cooperación Editoria Nacional, Vol. 4, pp. 5-18.
- Holzer, T., & Malcolm, C. (1993). *Sand boils without earthquakes*. *Geology* 21.10, pp 873-876.
- Hughes, R. A., & Pilatasig, L. F. (2002). *Cretaceous and Tertiary terrane accretion in the Cordillera Occidental of the Andes of Ecuador*. *Tectonophysics*, 345(1-4), 29-48.



- Hughes, R., & Bermúdez, R. (1997 ). *Geology of the Cordillera Occidental of Ecuador between 0 00' and 1 00' S*. Quito, Ecuador: Proyecto de Desarrollo Minero y Control Ambiental, Programa de Información Cartográfica y Geológica Report, 4, pp. 75.
- IGEPN. (16 de Agosto de 2017). *Instituto Geofísico de la Escuela Politécnica Nacional*. Recuperado el 13 de Febrero de 2019, de <https://www.igepn.edu.ec/servicios/noticias/1505-el-terremoto-de-ibarra-del-16-de-agosto-de-1868>
- Imhof, A. L., Sánchez, M., Calvo, C., & Martín, A. (2011). *Application of seismic refraction tomography for tunnel design in Santa Clara Mountain, San Juan, Argentina*. *Earth Sciences Research Journal*, 15(2), pp. 81-88.
- Jaillard, E., Lapiere, H., Ordonez, M., Alava, J. T., Amortegui, A., & Vanmelle, J. (2009). *Accreted oceanic terranes in Ecuador: southern edge of the Caribbean Plate? . Geological Society, London, Special Publications*, 328(1), pp. 469-485.
- Jaillard, E., Ordoñez, M., Benitez, S., Berrones, G., Jiménez, N., Montenegro, G., & Zambrano, I. ( 1995). *Basin development in an accretionary, oceanic-floored fore-arc setting: southern coastal Ecuador during late Cretaceous-late Eocene time*. pp. 615-631.
- Jol, H., & Bristow, C. ( 2003). *GPR in sediments: advice on data collection, basic processing and interpretation, a good practice guide*. London: Geological Society, Special Publications, 211(1), pp. 9-27.
- Jol, H., & Smith, D. (1991). Ground penetrating radar of northern lacustrine deltas. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 28(12), pp. 1939-1947.
- Jol, H., DeChaine, R., & Eisenman, R. (2002). *Archaeological GPR Investigation at Rennes-Le-Chateau*. France: International Society for Optics and Photonics, In Ninth International Conference on Ground Penetrating Radar Vol. 4758, pp. 91-95.
- Jol, H., Shroder Jr, J. F., Reeder, P., & Freund, R. A. ( 2000). *Return to the Cave of Letters, Israel: a GPR archaeological expedition*. International Societ, Eighth International Conference on Ground Penetrating Radar, Vol. 4084, pp. 882-886 .

- Kehrer, W., & Van der Kaaden, G. (1979). *Notes on the geology of Ecuador with special reference to the Western Cordillera*. Geol. Jahrb 35(B), pp. 5-57.
- Keller, E., & Pinter, N. (2002). *Active tectonics: earthquakes, uplift and landscape*. New Jersey: Prentice Hall.
- Kellogg, J., Vega, V., Stallings, T., & Aiken, C. (1995). *Tectonic development of Panama, Costa Rica, and the Colombian Andes: constraints from global positioning system geodetic studies and gravity*. SPECIAL PAPERS-GEOLOGICAL SOCIETY OF AMERICA, pp. 75-75.
- Kendrick, E., Bevis, M., Smalley, R., Brooks, B., Vargas, R., Lauria, E., & Souto Fortes, L. (2003). *The Nazca- South America Euler vector and its rate of change*. J. South Am. Earth Sci, 16(2), pp. 125–131. doi:10.1016/ S0895-9811(03)00028-1.2003
- Kerr, A., Aspden, J., Tarney, J., & Pilatasig, L. (2002a). *The nature and provenance of accreted oceanic terranes in western Ecuador: geochemical and tectonic constraints*. Journal of the Geological Society, 159(5), pp. 577-594.
- Lavenu, A., Winter, T., & Dávila, F. (1995). *A Pliocene-Quaternary compressional basin in the Interandean Depression, Central Ecuador*. Geophys. J. Int., 121, pp. 279–300.
- Litchfield, N. J., Villamor, P., Dissen, R. J. V., Nicol, A., Barnes, P. M., A. Barrell, D. J., ... & Ries, W. F. (2018). Surface rupture of multiple crustal faults in the 2016 M w 7.8 Kaikōura, New Zealand, Earthquake. Bulletin of the Seismological Society of America, 108(3B), 1496-1520.
- Litherland, M., Aspden, J., & Jemielita, R. ( 1994). *The metamorphic belts of Ecuador*. British Geological Survey, Overseas Memoir, 11, pp. 147.
- Mamberti, M. (2001). *Origin and evolution of two Cretaceous oceanic plateaus accreted in Western Ecuador (South America), evidenced by petrology, geochemistry and isotopic chemistry* . Unpublished Phd Thesis, Universite Lausanne-Grenoble, pp. 241 .
- Mamberti, M., Lapiere, H., Bosch, D., Jaillard, E., Ethien, R., Hernandez, J., & Polvé, M. (2003). *Accreted fragments of the Late Cretaceous Caribbean–Colombian Plateau in Ecuador*. . Lithos, 66(3-4), pp. 173-199.

- Martin-Gombojav, N., & Winkler, W. (2008). *Recycling of Proterozoic crust in the Andean Amazon foreland of Ecuador: implications for orogenic development of the Northern Andes*. *Terra Nova*, 20(1), pp. 22-31.
- McCalpin, J. (1987). *Geologic criteria for recognition of individual paleoseismic events in extensional environments*. A.J Crone and E.M. Omdahl, *Directions in Paleoseismology*, U.S. Geological Survey Open-File, Report 87-673, pp. 102-114.
- McCalpin, J., & Nelson, A. (2009). *Introduction to Paleoseismology*. En J. McCalpin, *Paleoseismology* (págs. 1-27). California-USA: Elsevier Inc.
- McCuort, W., Duque, P., & Pilatasig, L. (1997). *Geology of the Western Cordillera of Ecuador between 1-2 S*. Quito-Ecuador: Proyecto de Desarrollo Minero y Control Ambiental, Programa de información Cartográfica y Geológica, Informe No. 3, CODIGEM-BGS, pp. 69 .
- McKlay, K. (2007). *Mapping of Geological Structures*. London: Geological Society of London, Handbook series editor-Keith Cox, pp. 82-100.
- Michaud, F., Royer, J., Bourgois, J., Dymant, J., Calmus, T., Bandy, W., & Pontoise, B. (2006). *Oceanic-ridge subduction vs. slab break off: Plate tectonic evolution along the Baja California Sur continental margin since 15 Ma*. *Geology*, 34(1), pp. 13-16.
- Nava, A. (2011). *Terremotos*. México D.F: Fondo de Cultura Económica.
- Nocquet, J. M., Jarrin, P., Vallée, M., Mothes, P. A., Grandin, R., Rolandone, F., & Régnier, M. ( 2017). *Supercycle at the Ecuadorian subduction zone revealed after the 2016 Pedernales earthquake*. *Nature Geoscience*, 10(2), pp. 145.
- Nocquet, J., Villegas-Lanza, J. C., Chlieh, M., Mothes, P. A., Rolandone, F., Jarrin, P., & Martin, X. (2014). *Motion of continental slivers and creeping subduction in the northern Andes*. *Nature Geoscience*, 7(4), pp. 287.
- OAQ, Observatorio Astronómico de Quito. (1959). *Breve Historia de los Principales Terremotos en la República del Ecuador*.
- Olmo, M., & Nave, R. (08 de 2000). *HyperPhysics*. Obtenido de HyperPhysics: <http://hyperphysics.phy-astr.gsu.edu/hbasees/phyopt/Fermat.html>

- Oña, P. (23 de Septiembre de 2015). *Blog de Geografía*. Recuperado el 15 de Enero de 2019, de Blog de Geografía Web Site: <http://elauladehistoria.blogspot.com/2015/09/tipos-de-fallas.html>
- Palmer, D. (1980). *The Generalized Reciprocal Method of Seismic Refraction Interpretation*. Canada: Department of Geology, University of New Brunswick.
- París, G., Machete, R., Dart, & Haller, K. (2000). *Map and Database of Quaternary Faults and Folds in Colombia and its offshore Regions*. United States: Department of the Interior U.S Geological Survey, pp. 66.
- Pelton, J. (2005). *Near-Surface Seismology: Surface-Based Methods*. Near-surface geophysics, pp. 219-250.
- Pennington, W. D. (1981). *Subduction of the eastern Panama Basin and seismotectonics of northwestern South America*. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 86(B11), pp. 10753-10770.
- Pratt, W. T., Duque, P., & Ponce, M. (2005). *An autochthonous geological model for the eastern Andes of Ecuador*. Tectonophysics, 399(1-4), pp. 251-278.
- Pulido, A. (2014). *Nociones de Hidrogeología para ambientalólogos*. Almería- España: Universal de Almería.
- Redpath, B. B. (1973). *Seismic refraction exploration for engineering site investigations*. Calif.(USA): (No. EERL-TR-E-73-4). Army Engineer Waterways Experiment Station, Livermore. Explosive Excavation Research Lab.
- Reicherter, K., Jabaloy, J., Galindo-Zaldívar, Ruano, P., Becker, P., Morales, S., . . . Gozález, L. (2003). *Repeated palaeoseismic activity of the Ventas de Zafarraya fault (S Spain) and its relation with the 1984 Andalusian earthquake*. International Journal of Earth Sciences ( Geologisch Rundschau), 92, pp. 912-922.
- Reid, H. ( 1910). *The mechanics of the earthquake*. In: "The California Earthquake of April 11, 1906". Washington D.C: "Report of State Earthquake Investigation Commission", 2, Carnigie Institution.

- Reynaud, C., Jaillard, É., Lapierre, H., Mamberti, M., & Mascle, G. H. (1999 ). *Oceanic plateau and island arcs of southwestern Ecuador: their place in the geodynamic evolution of northwestern South America*. *Tectonophysics*, 307(3-4), pp. 235-254.
- Roa, A. (2015). *Evaluación de la técnica de prospección mediante el uso de Georradar*. Bogotá: Master en Ingeniería, Universidad Nacional de Colombia.
- Rucker, M. L. (2000). *Applying the seismic refraction technique to exploration for transportation facilities*. *Geophysics*, 1, pp. 1-3.
- SARDINE v 1.0. (2000). *User`s manual, a software for the interpretation of radar and seismic data by tomography*. Université de Liège, Laboratoires de Géologie de l'Ingénieur d'Hidrogéologie et de Prospection Géophysique.
- Segovia, M., Alvarado, A., Collot, J. Y., Sallares, V., & Pazmiño, N. (2009). *Breve análisis de la sismicidad y del campo de esfuerzos en el Ecuador*. *Geología y Geofísica Marina y Terrestre del Ecuador: desde la costa continental hasta las Islas Galápagos*, pp. 131-149.
- Sengbush, R. L. (1983). *Analysis and Suppression of Seismic Noise*. In *Seismic Exploration Methods*, Springer, Dordrecht, pp. 43-88.
- Sheriff, R., & Geldart, P. (1995). *Exploration Seismology*. Cambridge university press, pp. 425-446.
- Soulas, J. (1988). *Tectónica activa y riesgo sísmico*. Informe del Programa de prevención y de planificación para desastres en el Ecuador y Países vecinos , Proyecto UNDRO-EPN.
- Soulas, J., A, E., Yepes, H., & Pérez, V. (1991). *Tectónica activa y riesgo en los Andes Ecuatorianos y el extremo Sur de Colombia*. Colombia: Boletín Geológico Ecuatoriano 2, pp. 3-11.
- Spikings, R. A., Winkler, W., Hughes, R. A., & Handler, R. (2005). *Thermochronology of allochthonous terranes in Ecuador: Unravelling the accretionary and post-accretionary history of the Northern Andes*. *Tectonophysics*, 399(1-4), pp. 195-220.

- Spikings, R., Winkler, W., Seward, D., & Handler, R. (2001). *Along-strike variations in the thermal and tectonic response of the continental Ecuadorian Andes to the collision with heterogeneous oceanic crust*. Earth and Planetary Science Letters, 186(1), pp. 57-73.
- Thatcher, W. (1984b). *The earthquake deformation cycle, recurrence, and the time-predictable model*. J. Geophys. Res, 89, pp. 5674-5680.
- Tzani, A. (2016). *MATGPR Release 3.1, Manual and Technical Reference*. Department of Geophysics, University of Athens Panepistimiopoli, Zografou 15784, Greece, atzani@geol.uoa.gr.
- UPSeis. (2007). *UPSeis an educational site for budding seismologists, What Is Seismology and What Are Seismic Waves?* Obtenido de UPSeis: <http://www.geo.mtu.edu/UPSeis/waves.html>
- Valenta, J. (2015). *Introduction to Geophysics-Lecture Notes*. República Checa: Czech Republic, Development Cooperation, pp. 1-2.
- Vallejo, C. (2007). *Evolution of the Western Cordillera in the Andes of Ecuador (Late Cretaceous–Paleogene)*. Unpublished PhD Thesis, ETHZ, Zürich, Switzerland, pp. 208.
- Vallejo, C., Spikings, R. A., Luzieux, L., Winkler, W., Chew, D., & Page, L. (2006). *The early interaction between the Caribbean Plateau and the NW South American Plate*. Terra Nova, 18(4), pp. 264-269.
- Vallejo, C., Winkler, W., Spikings, R., Luzieux, L., Heller, F., & Bussy, F. (2009). *Mode and timing of terrane accretion in the forearc of the Andes in Ecuador*. Backbone of the Americas: shallow subduction, plateau uplift, and ridge and terrane collision, 204, pp. 197.
- Van Thournout, F., Valenzuela, G., Merlyn, M., & Salemink, J. (1991). *Portovelo, mineralización epidermal en relación con una caldera*. Bol. Geol. Ecuatoriano, 2, pp. 13-26.
- Vega, G. (2010). *Informe sobre los resultados de la exploración con GPR*. Cataluña, España: Universidad Politécnica de Cataluña, Escuela de Ingeniería Técnica

Industrial de Barcelona, Departamento de Resistencia de Materiales y Estructuras de la Ingeniería, pp 2-4 .

- Wesson, R., Helley, E., Lajoie, K., & Wentworth, C. (1975). *Faults and future earthquakes, in Borcherdt*. Studies for seismic zonation of the San Francisco Bay region, U.S, Geological Survey Professional Paper 941-A, pp. A5-A30.
- Wells, D. L., & 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*, 84(4), 974-1002
- Wilkinson, I. P. (1998). *Foraminifera from a suite of Late Cretaceous and Palaeogene samples from the Cordillera Occidental Ecuador*. British Geological Survey Technical Report WH/98, pp. 56.
- Winkler, W., Villagómez, D., Spikings, R., Abegglen, P., & Egüez, A. (2005). *The Chota basin and its significance for the inception and tectonic setting of the inter-Andean depression in Ecuador*. *Journal of South American Earth Sciences*, 19(1), pp. 5-19.
- Zamora, A., & Litherland, M. (1993). *Mapa Geológico de la República del Ecuador, escala 1: 1.000.000*. Corporación de Desarrollo e Investigación.
- Zhang, J., & Nafi, T. (1998). *Nonlinear refraction travelttime tomography*. *Geophysic*, Vol. 63, No. 5, pp. 1726-1737.
- Zhang, H., Koper, K. D., Pankow, K., & Ge, Z. (2017). Imaging the 2016 Mw 7.8 Kaikoura, New Zealand, earthquake with teleseismic P waves: A cascading rupture across multiple faults. *Geophysical Research Letters*, 44(10), 4790-4798.
- Zúñiga, X. (2018). *Geología Estructural*. Recuperado el 20 de 12 de 2018, de <https://slideplayer.es/slide/15346557/>,2019

## 6.2 ANEXOS

Anexo 1: Código de interpolación para perfiles de velocidad en el software MATLAB

- Lectura de datos que corresponden a posición de los geófonos, profundidad y velocidad en cada punto.

```
x=xlsread('BL1','A2:A59'); Posición de los geófonos
```

```
y=xlsread('BL1','B2:B59'); Profundidad
```

```
z=xlsread('BL1','C2:C59'); Velocidad
```

- Creación de una malla con los valores máximos y mínimos tanto de la distancia total del arreglo sísmico como de la profundidad.

```
[X,Y]=meshgrid(min(x):.2:max(x),min(y):.2:max(y));
```

- Interpolación de los datos de velocidad mediante un tipo interpolación lineal

```
Z=griddata(x,y,z,X,Y,'lineal');
```

- Gráfico donde se muestra el perfil de velocidad.

```
figure (1)
```

```
surf(X,Y,Z,'EdgeColor','none');
```

```
view(2)
```

Se siguió el mismo procedimiento para realizar el perfil de velocidad BL2



Anexo 2: Listado de los resultados correspondientes a profundidad y velocidad para diferentes posiciones de los geófonos en el arreglo sísmico BL1.

Distancia	Profundidad	Velocidad
46,5	0	338
39,2	0	344
8,8	0	345
29,8	0	379
37,3	0	408
9,1	0	414
35,1	0	430
3,1	0	437
16,9	0	437
25,3	0	453
1,3	0	463
19,5	0	467
21	0	477
38,6	0	481
27,7	0	485
7,1	0	488
17,2	0	496
21,5	0	509
15,2	0	519
18,7	0	522
12,6	0	524
24,3	0	524
42,6	0	539
14,4	0	545
11,1	0	579
10,6	0	583
44,9	0	592
34,9	0	611

36,7	0	656
26,9	0	664
13,3	0	678
40,8	0	756
28,7	0	798
31,4	-1,4	1114
20,5	-2,8	1189
16	-2,4	1193
31,3	-2,1	1248
9	-4	1254
18,5	-3,8	1259
7,7	-3,3	1274
25,3	-2,9	1289
10,4	-4,8	1325
30,3	-3,9	1332
32,5	-2,3	1357
32,4	-3,8	1367
7,7	-3,8	1376
28,4	-3,9	1389
12,7	-4,2	1476
27,4	-4,3	1488
40,2	-1,6	1557
10,6	-5,3	1578
11,5	-4,8	1585
28,7	-5,1	1645
37	-3,2	1832
34	-5,4	1929
34	-3,4	1987

Anexo 3: Listado total de los resultados correspondientes a profundidad y velocidad para diferentes posiciones de los geófonos en el arreglo sísmico BL2

Distancia	Profundidad	Velocidad
40,2	0	420
36,5	0	421
33,9	0	433
19	0	445
45,9	0	461
29,3	0	484
43,8	0	506
8	0	508
7,9	0	509
20,1	0	510
1,1	0	511
4,4	0	514
22,2	0	525
38	0	525
27,7	0	528
12,8	0	531
28,2	0	531
15,9	0	532
6,3	0	539
34,1	0	540
21,6	0	558
10,7	0	561
13,2	0	571
16,5	0	571
22,9	0	578
11,3	0	587
30,8	0	593
19,3	0	607
9,7	0	617

35,7	0	628
31,1	0	676
20	0	690
28,8	0	700
39,9	0	726
10,8	-1,7	1260
7	-1,9	1320
25,4	-2	1656
3	-2,8	1694
14,1	-2,3	1723
12	-2,2	1782
19,8	-2,5	1793
28	-2,2	1809
39	-1,8	1812
12	-2,7	1830
11	-2,6	1837
19,5	-3,2	1889
15,5	-2,7	1901
27,8	-3,2	1902
33,4	-1,7	1922
32,5	-1,7	1931
27,3	-2,7	1948
18,9	-2,9	1980
20,7	-3,2	1992
37,1	-3,5	2028
37,3	-2,6	2069
11,6	-4,2	2164
28,4	-2,8	2176
30,3	-3	2210