

ESCUELA POLITÉCNICA NACIONAL

FACULTAD DE INGENIERÍA EN GEOLOGÍA Y PETRÓLEOS

**CARACTERIZACIÓN ESTRUCTURAL DE LAS CUENCAS
SEDIMENTARIAS DE GONZANAMÁ, CATAMAYO Y
MALACATOS VILCABAMBA AL SUR DEL ECUADOR,
PROVINCIA DE LOJA**

**TRABAJO DE TITULACIÓN PREVIO A LA OBTENCIÓN DEL TÍTULO DE
INGENIERA GEÓLOGA
OPCIÓN: PROYECTO DE INVESTIGACIÓN**

LIZA MAYELIN CABASCANGO DE LA CRUZ

mayitomai@hotmail.com

DIRECTOR: Dr. PEDRO SANTIAGO REYES BENÍTEZ

pedro.reyes@epn.edu.ec

QUITO, SEPTIEMBRE DEL 2020

DECLARACIÓN

Yo Liza Mayelin Cabascango De La Cruz, declaro bajo juramento 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 correspondiente a este trabajo, a la Escuela Politécnica Nacional, según lo establecido por la Ley de Propiedad Intelectual, por su Reglamento y por la normatividad institucional vigente.

Liza Mayelin Cabascango De La Cruz

CERTIFICACIÓN

Certifico que el presente trabajo fue desarrollado por Liza Mayelin Cabascango De La Cruz, bajo mi supervisión.

PhD. Pedro Santiago Reyes Benítez
DIRECTOR DEL TRABAJO

AGRADECIMIENTOS

A mamá Georgina De La Cruz por tanto amor y paciencia, por siempre ayudarme a ser mejor persona.

A mi abuelito Miguel (Gonzalo) que lo ha dado todo por nuestra familia, el pilar fundamental por el cual mi mami logro sus objetivos y yo los míos.

A mi abuelita Inés, a mi abuelito Francisco por tanto amor, por cuidarme y siempre estar conmigo.

A todos los niños de la casa, Timoteo, Amarantha, Karlita, Cami, Dalis, Sisa, Lenin, por iluminar mis días con sus sonrisas y contagiarme su energía.

A toda mi familia, De La Cruz e Inlago, por enseñarme el valor de una familia unida, que siempre se apoya.

Al doctor Pedro Reyes por todo su apoyo durante la investigación, y su apoyo durante toda la carrera.

Al ingeniero Milton Ramírez por el apoyo durante el trabajo de campo.

A mis amigos de Geología Alejandro Chavarría, Alejandro Pasquel, Michel Toro, David Ñauñay, y Dayana Yaguana que me ayudaron durante todo el trabajo de campo de esta investigación y durante mi vida académica.

A mis amigos Johel Castillo, Christian Yepéz, por siempre motivarme y estar presentes durante toda la carrera.

A todos los profesores de la carrera de Geología que han sabido enseñar y compartir, todo sobre geología y la vida misma.

DEDICATORIA

Para la persona que siempre ha estado junto a mí, cuidándome, dándome amor, enseñándome a ser mejor persona, para la persona que pese a dificultades logró todos sus objetivos, para la mujer más fuerte, valiente y perseverante, para mi mamita, con la que de la mano siempre vamos para delante, porque somos un equipo, para María Georgina De La Cruz Inlago, hija de personas maravillosas Miguel De La Cruz y Obdulia Inlago, sobrina de la mejor abuelita que Dios me regalo, Inés Inlago.

CONTENIDO

ÍNDICE DE TABLAS.....	xi
ANEXOS.....	xi
SIMBOLOGÍA.....	xii
RESUMEN.....	xii
ABSTRACT.....	xiii
CAPÍTULO 1.....	1
1. INTRODUCCIÓN.....	1
1.1. ANTECEDENTES Y JUSTIFICACIÓN.....	1
1.2. OBJETIVO GENERAL.....	5
1.3. OBJETIVOS ESPECÍFICOS.....	5
1.4. ALCANCE.....	5
1.5. PLAN DE TRABAJO.....	6
1.6. ÁREA DE ESTUDIO.....	7
1.6.1. UBICACIÓN.....	7
1.6.2. MORFOLOGÍA, HIDROGRAFÍA Y CLIMA.....	8
1.6.3. TRABAJOS PREVIOS.....	9
CAPÍTULO 2.....	12
2. MARCO TEÓRICO.....	12
2.1. CUENCAS SEDIMENTARIAS.....	12
2.1.1. Mecanismos de Formación.....	12
2.1.2. Deformaciones Tectónicas.....	13
2.1.3. Interpretaciones geodinámicas de la historia tectónica.....	14
2.2. CONTEXTO GEODINÁMICO.....	14
2.3. GEOLOGÍA REGIONAL.....	15
2.3.1. CORDILLERA OCCIDENTAL.....	16
2.3.2. CORDILLERA REAL.....	16
2.3.3. DEPRESIÓN INTERANDINA.....	17
2.3.4. LEVANTAMIENTO SUB-ANDINO Y CUENCA ORIENTE.....	17

2.3.5.	PLANICIE COSTERA	18
2.3.6.	TECTÓNICA REGIONAL	19
2.4.	GEOLOGIA DE LAS CUENCAS DEL SUR	20
2.4.1.	CUENCA DE CATAMAYO-GONZANAMÁ	22
2.4.2.	CUENCA DE MALACATOS-VILCABAMBA	24
2.4.3.	CUENCA DE LOJA	27
CAPITULO 3.....		29
3.	METODOLOGÍA.....	29
3.1.	GEOMORFOLOGÍA Y GEOFÍSICA	29
3.2.	GEOMORFOLOGÍA.....	29
3.2.1.	Rasgos morfológicos de fallas normales	30
3.2.2.	Rasgos morfológicos en fallas inversas.....	31
3.2.3.	Rasgos morfológicos de fallas transcurrentes	32
3.3.	GEOFÍSICA.....	33
3.3.1.	MÉTODO MAGNETOTELÚRICO	33
3.3.2.	StrataGems-Geometrics.....	39
3.4.	OBTENCIÓN DE DATOS	42
3.4.1.	ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO.....	42
3.4.2.	ANÁLISIS GEOFÍSICO	49
3.5.	TRATAMIENTO DE DATOS.....	52
CAPITULO 4.....		61
4.	RESULTADOS	61
4.1.	DESCRIPCIÓN DE PERFILES OBTENIDOS.....	61
4.1.1.	Perfil 1 – Quebrada Algarrobo (Q)	61
4.1.2.	Perfil 2 – Cerro Picotas (P).....	63
4.1.3.	Perfil 3 – Corte Gerinoma (G)	65
4.1.4.	Perfil 4 – Potrerillos (T).....	66
4.1.5.	Perfil 5 – Río Grande.....	68
4.1.6.	Perfil 6 – Corte Purúnuma.....	70

4.1.7. Perfil 7 – Cuenca Catamayo	71
CAPITULO 5.....	74
5. INTERPRETACIÓN Y EVOLUCIÓN	74
5.1. INTERPRETACIÓN	75
5.1.1. Cuenca Catamayo.....	75
Perfil 1 – Quebrada Algarrobo	75
Perfil 7 – Catamayo.....	76
5.1.2. Cuenca de Malacatos	78
Perfil 2 – Cerro Picotas	78
5.1.3. Cuenca Gonzanamá.....	79
Perfil 3 – Corte Gerinoma	79
Perfil 6 – Corte Purúnuma	80
5.1.4. Cuenca de Sacapalca	81
Perfil 4 – Potrerillos	81
Perfil 5 – Río Grande	83
5.2. EVOLUCIÓN	84
5.2.1. Cuenca Catamayo.....	84
5.2.2. Cuenca Gonzanamá.....	86
5.2.3. Cuenca Sacapalca	87
5.2.4. Cuenca Malacatos.....	89
CAPITULO 6.....	91
6. CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES	91
BIBLIOGRAFÍA.....	93
ANEXOS.....	98

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1.1. Principales estructuras tectónicas en el margen continental de Ecuador. (a) Cordillera de los Andes en América del Sur. (b) Estructura del bloque Norandino al noreste de Sudamérica. (c) Mapa de Ecuador y regiones geográficas. Sistema de fallas: Chingual, Ch; Cosanga, Co; Pallatanga, Pa; Puná, P. Cuencas sedimentarias intramontañosas: Cuenca-Girón-Nabón, CGN; Loja, L; Malacatos-Vilcabamba, MV; Catamayo, C. Depresión Interandina, DI. (Tamay,2018).	4
Figura 1.2. Distribución de los sondeos magnetotelúricos	7
Figura 1.3. Ubicación de la zona de estudio. Las zonas rojas corresponden a las áreas de estudio dentro de Catamayo, Gonzanamá y Malacatos.	8
Figura 2.1. Marco geodinámico ecuatoriano. Se tiene la subducción de la placa Nazca y la Ridge de Carnegie bajo el segmento ecuatoriano de la Placa Sudamericana. Tomado de Gutscher et al., (1999).....	15
Figura 2.2. Mapa geológico del sur del Ecuador, incluyendo las series sedimentarias del Mioceno (Hungerbühler et al., 2002).....	21
Figura 2.3. Esquema de evolución tectono-sedimentario de las cuencas intramontañosas a lo largo de un transecto sintético. (a) Adelgazamiento de la corteza continental y formación de cuencas. (b) Detalle de adelgazamiento de corteza continental. (c) Levantamiento, extensión local poco profunda y compresión regional en la cuenca de Loja. (d) Levantamiento, extensión local poco profunda y compresión regional de la cuenca de Loja y Malacatos-Vilcabamba. (e) Deformaciones extensionales tardías. (f) Correlación estratigráfica de las cuencas. Modificado de Hungerbühler et al., 2002. (Tamay, 2018).	22
Figura 2.4. Secciones estratigráficas compuestas de series del Mioceno medio en la zona de Catamayo-Gonzanamá. Tomado de Hungerbühler (1997).....	24
Figura 2.5. Secciones estratigráficas compuestas de las Formaciones del Mioceno medio a tardío en la zona de Malacatos-Vilcabamba. Tomado de Hungerbühler (1997).	26
Figura 2.6. Secciones estratigráficas compuestas de las formaciones del Mioceno medio a tardío en la zona de Loja. Tomado de Hungerbühler (1997).	28
Figura 3.1. Rasgos geomorfológicos asociados a fallas normales (Modificado de Burbank& Anderson, 2001)	30
Figura 3.2. 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)	31

Figura 3.3. Fallas inversas asociado a un ambiente compresivo. (Modificado de Zúñiga, 2018).....	31
Figura 3.4. Ensamblaje de rasgos morfológicos asociadas a fallas transcurrentes (Modificado de Wesson et al., 1975).....	33
Figura 3.5. Influencia de los vientos solares en la magnetosfera. Recuperado de https://tertuliaspoeticas.blogspot.com/2017/09/tormentas-solares.html	34
Figura 3.6. Arreglo geométrico del equipo en campo, tomado de (Ahumada & Flores, 2017).....	36
Figura 3.7. Equipo Stratagem EH4.1 y sus diferentes partes, imagen obtenida de una medición en campo. Tomado de Cajas (2017).	39
Figura 3.8. Modelo de resistividad eléctrica del subsuelo (IGC, 2011)	40
Figura 3.9. Impresión resultante del sondeo magnetotelúrico (Loja 011- Cerro Picotas P2)	42
Figura 3.10. Delimitación de la zona de estudio.....	43
Figura 3.11. Ejemplo, límite estructural de la cuenca Catamayo.	44
Figura 3.12. Zona de falla, UTM 0686657/9557550 Catamayo (Afloramiento 1).	44
Figura 3.13. Lineamientos morfológicos de la cuenca de Catamayo.	45
Figura 3.14. Límites cuenca Gonzanamá	46
Figura 3.15. Lineamientos morfológicos de la cuenca de Gonzanamá.	46
Figura 3.16. Límites de la cuenca Sacapalca.	47
Figura 3.17. Estructuras típicas de una falla normal.	47
Figura 3.18. Lineamientos morfológicos de la cuenca Sacapalca.	48
Figura 3.19. Límite norte de la cuenca Malacatos.....	48
Figura 3.20. Lineamiento morfológico de la cuenca de Malacatos.	49
Figura 3.21. Ubicación de los 54 sondeos durante la jornada de campo.	50
Figura 3.22. Sondeos perpendiculares a los lineamientos morfológicos.	52
Figura 3.23. Modelo de resistividad eléctrica del subsuelo, del tercer sondeo del perfil de la quebrada Algarrobo en la cuenca Catamayo.	53
Figura 3.24. Registro gráfico. Aglomeración de datos. Sondeo Loja 030 correspondiente al perfil Potrerillos en la cuenca Sacapalca.	54
Figura 3.25. Ajuste de escalas de profundidad, para una mejor visualización de los datos. Primera división de 0 a 100m con un espaciamiento de 10m. Sondeo Loja 030.	55
Figura 3.26. Ajuste de escalas de profundidad, para una mejor visualización de los datos. Segunda división de 100m a 1000m con un espaciamiento de 100m. Sondeo Loja 030	55

Figura 3.27. Almacenamiento de las capturas de pantalla de los sondeos y sus divisiones.....	56
Figura 3.28. Programa WebPloyDigitizer. Se carga la imagen, se calibran las escalas de los ejes X y Y, expandiendo la imagen y con la mayor precisión se marca el centro de cada punto.....	57
Figura 3.29. Programa WebPloyDigitizer. Al ver la data de los puntos seleccionados en el programa, procedemos a descargar el archivo .csv, para seguir armando la base de datos.....	57
Figura 3.30. Base de datos de un perfil, archivo csv.....	59
Figura 3.31. Base de datos de los perfiles Excel y csv.....	59
Figura 3.32 Stratagem Resistivity Plotter.....	60
Figura 3.33 Gráfico bidimensional del subsuelo. Resultado del Stratagem Resistivity Plotter.....	60
Figura 4.1 Ubicación del Perfil 1 – Quebrada Algarrobo	62
Figura 4.2. Perfil Quebrada Algarrobo, dirección O-E.....	62
Figura 4.3. Ubicación del Perfil 2 – Cerro Picotas	63
Figura 4.4. Perfil Cerro Picotas, dirección SO – NE	64
Figura 4.5. Ubicación del Perfil 3 – Corte Gerinoma	65
Figura 4.6. Perfil Corte Gerinoma, dirección O – E.....	66
Figura 4.7. Ubicación del Perfil 4 - Potrerillos.....	67
Figura 4.8. Perfil Potrerillos, dirección NE-SO.....	67
Figura 4.9. Ubicación del Perfil 5 – Río Grande	68
Figura 4.10. Perfil Río Grande, dirección O-E.....	69
Figura 4.11. Ubicación del Perfil 6 – Corte Purúnuma	70
Figura 4.12. Corte Purúnuma, dirección SO-NE.....	71
Figura 4.13. Ubicación del Perfil 7 – Catamayo	72
Figura 4.14. Perfil Catamayo, dirección NO-SE	72
Figura 5.1. Perfil Quebrada Algarrobo – Cabalgamiento	76
Figura 5.2. Perfil Catamayo.....	77
Figura 5.3. Perfil cerro Picotas – Fallas normales e inversas	78
Figura 5.4. Perfil corte Gerinoma – Bloque basculado.....	79
Figura 5.5. Perfil Purúnuma – Falla normal y cuerpo intrusivo.....	81
Figura 5.6. Perfil Potrerillos – Fallas normales e inversas	82
Figura 5.7. Perfil Río Grande – Falla normal, falla inversa y cuerpo intrusivo.....	83
Figura 5.8. Corte de la Cuenca Catamayo	85
Figura 5.9. Cuenca Catamayo	85
Figura 5.10. Corte de la Cuenca Gonzanamá	86

Figura 5.11. Cuenca de Gonzanamá	87
Figura 5.12. Corte de la Cuenca Sacapalca	88
Figura 5.13. Cuenca Sacapalca	89
Figura 5.14. Corte de la Cuenca Malacatos	90
Figura 5.15. Cuenca Malacatos	90

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 1 Coordenadas UTM de los sondeos realizados, en los 7 perfiles.	49
--	----

ANEXOS

Anexo 1. Ubicación de los perfiles en las cuencas.	99
Anexo 2. Registros gráficos impresos y en la base de datos del Stratagem EH4.....	100
Anexo 3. Evolución de la Cuenca Catamayo	101
Anexo 4. Evolución de la Cuenca de Gonzanamá	102
Anexo 5. Evolución de la Cuenca Sacapalca	103
Anexo 6. Evolución de la Cuenca de Malacatos	104
Anexo 7. Evidencias de actividad tectónica y cabalgamientos en afloramientos superficiales.....	105
Anexo 8. Equipo de trabajo de campo, ubicación Río Grande cuenca Sacapalca.	106

SIMBOLOGÍA

SÍMBOLOGÍA	SIGNIFICADO
MT	Método Magnetotelúrico
DAR	Dominio de Alta Resistividad
DBR	Dominio de Baja Resistividad
Q	Corte Quebrada Algarrobo
P	Corte Cerro Picotas
G	Corte Gerinoma
T	Corte Potrerillos
U	Corte Purunuma
R	Corte Río Grande
C	Corte Catamayo

RESUMEN

La evolución geodinámica y el relleno sedimentario de las cuencas del sur del Ecuador ha sido definida en dos etapas: 1) Un período extensional desde el Mioceno medio al superior (15-10 Ma), donde tuvo lugar una sedimentación continental y marina-marginal, y 2) Una etapa de compresión e inversión tectónica donde las secuencias sedimentarias fueron parcialmente levantadas y deformadas (Hungerbülher, et al., 2002). Pese a los trabajos realizados como Hungerbühler (1999), Tamay (2018), en las cuencas de Catamayo, Gonzanamá, Sacapalca y Malacatos, la estructura interna de estas, la distribución sedimentaria del relleno en profundidad, así como su relación con el basamento, no son suficientemente conocidas, debido a que estos estudios son de escala regional.

Este estudio incluye un análisis geomorfológico de las estructuras de los límites de las cuencas, en donde se aplicó el método magnetotelúrico (MT) para caracterizar las estructuras del subsuelo, mediante perfiles de resistividad *versus* profundidad. El MT también permitió diferenciar litologías, zonas de contacto, zonas de discordancia, y tipo de fallas, con lo que se pudo interpretar que, las cuencas consideradas en el presente estudio se definen por dos episodios tectónicos, un episodio extensivo y un episodio posterior de compresión, durante la extensión se forman fallas normales principalmente hacia los límites Orientales de las cuencas, estructuras como horsts, grabens, forman los espacios de acomodación para el depósito de sedimentos. El episodio subsiguiente de compresión afecta a las estructuras previas, formando plegamientos, inclinaciones fuertes, y generando nuevos límites de cuencas, límites con cinemática compresiva para la mayoría de las cuencas.

Los límites estructurales al Este y Oeste de las cuencas Catamayo, Sacapalca y Malacatos-Vilcabamba están representados por cabalgamientos de un sistema compresivo que afectó a un sistema extensivo previo, los cabalgamientos yuxtaponen los basamentos sobre los rellenos sedimentarios de las cuencas, mientras que en otras cuencas (como es el caso de la cuenca de Gonzanamá) los límites preservados hacia el Este, no han sido invertidos y están representados por fallas normales, resultado de un solo episodio extensivo.

Palabras Clave: Magnetotelúrico, Evolución, Sistema extensivo, Sistema compresivo, Cabalgamiento

ABSTRACT

The geodynamic evolution and filling sedimentary basins of southern Ecuador has been defined in two stages: 1) A extensional period from the middle Miocene to the upper (15-10 Ma), where a marine-marginal and continental sedimentation took , and 2) A stage of tectonic compression and inversion where the sedimentary sequences were partially lifted and deformed (Hungerbühler, et to the., 2002) . Despite the works carried out such as Hungerbühler (1999), Tamay (2018), in the Catamayo, Gonzanamá, Sacapalca and Malacatos basins, the internal structure of these, the sedimentary distribution of the fill in depth, as well as its relationship with the basement, are not sufficiently known, because these studies are of regional scale.

This study includes a geomorphological analysis of the basin boundary structures, where the magnetotelluric method was applied to characterize the subsurface structures, using resistivity *versus* depth profiles. The MT method also made it possible to differentiate lithologies, contact zones, areas of discordance, and type of faults, with which it was possible to interpret that the basins considered in the present study are defined by two tectonic episodes, an extensive episode and a later episode of compression, during the extension normal faults are formed mainly towards the eastern limits of the basins, structures such as horsts , grabens , form the accommodation spaces for the deposit of sediments. The subsequent episode of compression affects the previous structures, forming folds, strong inclinations, and generating new basin limits, limits with compressive cinematics for most basins.

The structural limits to the East and West of the Catamayo, Sacapalca and Malacatos-Vilcabamba basins are represented by thrusts of a compressive system that affected a previous extensive system, the thrusts juxtapose the basements on the sedimentary fillings of the basins, while in others basins (as is the case of the Gonzanamá basin) the limits preserved to the east have not been inverted and are represented by normal faults, the result of a single extensive episode.

Key Words: Magnetotelluric, Evolution, Extensive system, Compressive system, Thrust

CAPÍTULO 1

1. INTRODUCCIÓN

1.1. ANTECEDENTES Y JUSTIFICACIÓN

El Ecuador está ubicado al noroeste de la placa Sudamericana y es parte del cinturón de fuego del Pacífico, tiene un margen convergente debido a la entrada en subducción en dirección Oeste-Este de la placa Nazca, evento que ha ocasionado la formación y rápida exhumación de las cordilleras, durante el Mesozoico y Cenozoico, dando lugar al desarrollo del arco, trasarco y antearco (Tamay, 2018). La evolución geológica del Ecuador muestra varios escenarios tectónicos de compresión y extensión, de los cuales han resultado las cordilleras Occidental y Real, Cuencas intramontañosas, la Zona Subandina, el Bloque Amotape-Tahuin, la Cuenca Oriente y la Región Costa; limitados al este por una fosa oceánica que, se extiende en todo el margen continental y al oeste por cratones más antiguos. Figura 1.1.

La evolución geodinámica y el relleno sedimentario de las cuencas del sur del Ecuador ha sido definida en dos etapas: 1) Un período extensional desde el Mioceno medio al superior (15-10 Ma), donde tuvo lugar una sedimentación continental y marina-marginal, asociada con el desarrollo de dos extensas bahías marinas que conectaron las cuencas de Loja, Manabí y Progreso, con el Océano Pacífico; y 2) Una etapa de compresión e inversión tectónica durante la cual se bloqueó la comunicación de las cuencas con el Océano Pacífico en el Mioceno superior (9-5 Ma); por lo tanto la secuencia sedimentaria fue parcialmente levantada y deformada. Durante esta etapa se depositaron potentes sucesiones aluviales con abundantes intercalaciones de material piroclástico, que fueron acumulados en cuencas intramontañosas puramente continentales (Hungerbülher, et al., 2002).

Pese a los trabajos realizados en las cuencas intramontañosas de Gonzanamá, Catamayo, Sacapalca y Malacatos-Vilcambamba, la estructura interna, la distribución sedimentaria del relleno en profundidad, así como su relación con el basamento, no son suficientemente conocidas. Por otra parte, a pesar de que Hungerbühler et al., (2002) presentó un modelo de evolución para las cuencas intramontañosas, en que se sugiere un escenario tectónico extensivo durante sus primeras fases de desarrollo seguido de un escenario compresivo para el cierre, se carecen de datos estructurales que lo sustenten, y la ubicación de las fallas limitantes de este modelo es aún incierta. No obstante, Tamay (2018) por medio del análisis

de datos geofísicos (gravimétricos, magnéticos, sismicidad, geodésicos) y de campo determinó la geometría del relleno sedimentario de las cuencas intramontañas en el Neógeno, y propuso un modelo de deformación tectono-sedimentario, relacionado a la zona de subducción y al levantamiento de las cuencas intramontañas. Además, identificó varias estructuras tectónicas recientes y activas que habrían participado en la compresión de los rellenos de las cuencas sedimentarias. Sin embargo, debido a la escala regional del estudio, este no define de manera clara la configuración, geometría y dinámica de las fallas y los rellenos sedimentarios involucrados, dejando una gran incertidumbre en la construcción de la historia geológica de estas cuencas intramontañas.

Es así como el presente estudio se realiza con la finalidad de comprender la estructura y geometría del sistema de fallas extensional y compresivo que habría afectado a las cuencas de Gonzanamá, Catamayo y Malacatos-Vilcabamba (incluida la zona de Sacapalca), haciendo énfasis en la caracterización de las fallas en profundidad. Además, ya que la provincia de Loja posee una diversidad geológica y un contexto climático particular, al contribuir con el conocimiento de la geodinámica actual y su paleogeografía, nos permitirá entender de mejor manera su evolución geológica. Además, es fundamental para el desarrollo de la población y la ciudad (ej. en una planificación territorial), por lo que el conocimiento y descripción de estructuras tectónicas en las cuencas intramontañas, permitirán conocer el estado de riesgo geológico de esta zona ubicada en la Sierra Austral del Ecuador.

La estructura y distribución de los sedimentos en profundidad de la Cuenca de Loja, Vilcabamba y Catamayo, así como sus relaciones con el basamento metamórfico, no son suficientemente conocidas, a pesar de los trabajos recientes realizados en estas cuencas intramontañas. (Kennerley, 1973) y (Hungerbülher, et al., 2002) muestran interpretaciones diferentes sobre el origen y evolución de las cuencas; estos modelos carecen de datos fiables de geología del subsuelo principalmente. Un reciente estudio de la estructura de cuencas intramontañas del sur del Ecuador en relación con la tectónica de la cordillera de los Andes a partir de datos geofísicos y geológicos por José Tamay (2018), muestra estructuras tectónicas recientes y activas del margen continental, este trabajo ha contribuido al entendimiento de las estructuras que limitan las cuencas aunque debido a la escala regional del estudio, no se logra definir la geometría y dinámica de las fallas y rellenos sedimentarios. La geometría interna de una falla y su manifestación morfológica en superficie guarda relación directa con la cinemática actual y la de hace varios millones de años, la cual puede ser evidenciada con este trabajo de investigación.

El presente trabajo de titulación se desarrolla dentro de las cuencas de Catamayo, Gonzanamá, Sacapalca y Malacatos que forman parte de las cuencas intramontañosas del Sur del país; son cuencas sin-orogénicas rellenas durante el Mioceno-Cuaternario. El relleno sedimentario es asimétrico, hasta con 1200m en la parte oriental, correspondiente a la zona de mayor deformación compresiva (Tamay, 2018) (Hungerbülher, et al., 2002). Las cuencas de Catamayo y aledañas están esencialmente limitadas por fallas normales orientadas en dirección Norte-Sur a Noroeste-Sureste.

Este trabajo se realiza con la finalidad de comprender la geometría del sistema extensional de las cuencas de Catamayo, Gonzanamá, Sacapalca y parte de la cuenca de Malacatos, haciendo énfasis en la caracterización de las fallas en profundidad, mediante estudios geológicos, geomorfológicos, y geofísicos, que describe la interacción tectónica y deformación sin-sedimentaria. Este estudio se desarrolló mediante el análisis de sondeos magnetoteléuticos en cortes transversales a las estructuras y lineamientos de las cuencas. El método utilizado, recepta las señales electromagnéticas tanto naturales como artificiales provenientes del subsuelo, que resultan en perfiles de resistividad *versus* profundidad.

Se considera que las diferentes bases de datos junto a los perfiles interpretados, de este trabajo, serán de utilidad para proyectos posteriores lo cuáles estudien de una manera local las cuencas del Sur del Ecuador.

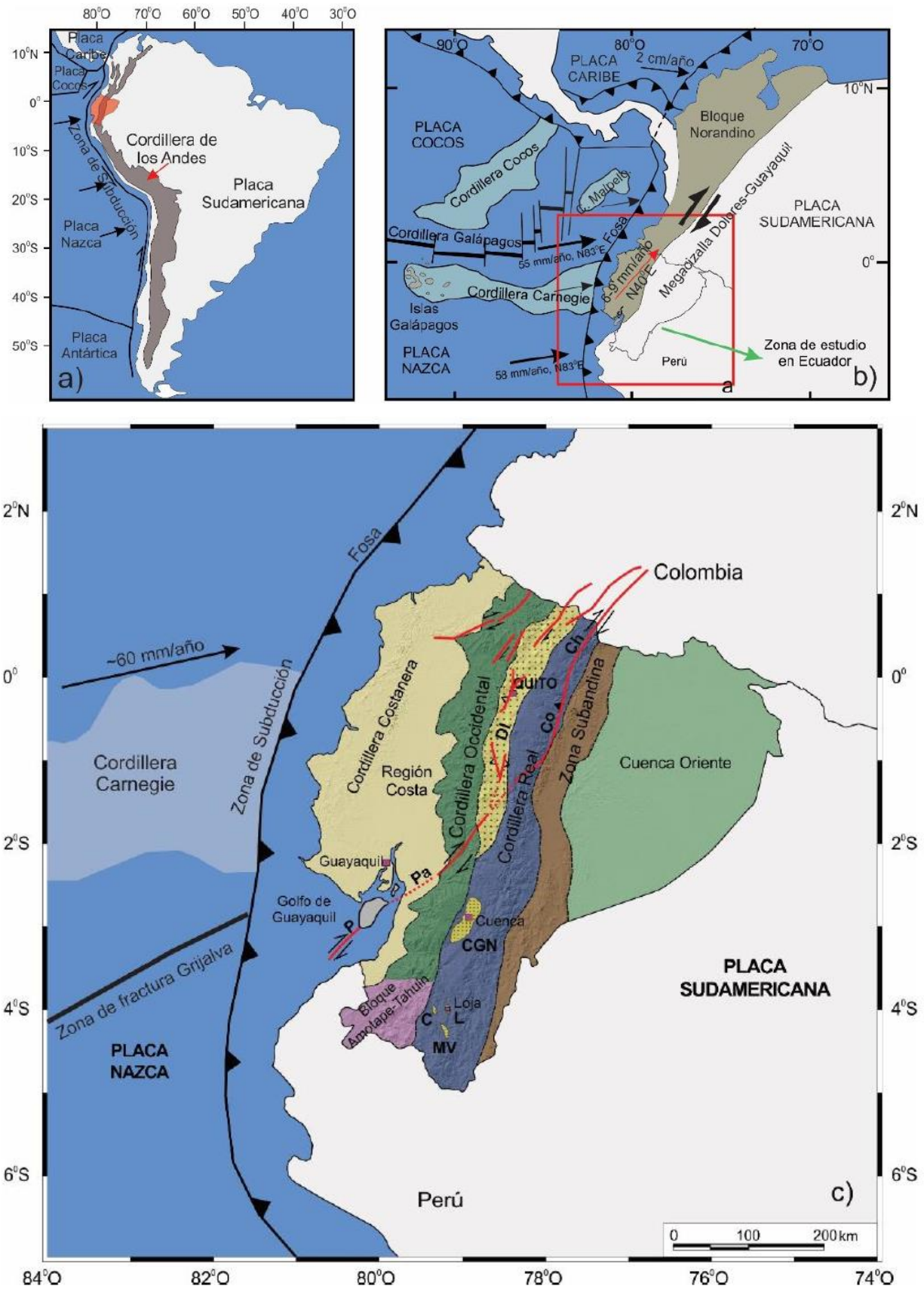


Figura 1.1. Principales estructuras tectónicas en el margen continental de Ecuador. (a) Cordillera de los Andes en América del Sur. (b) Estructura del bloque Norandino al noreste de Sudamérica. (c) Mapa de Ecuador y regiones geográficas. Sistema de fallas: Chingual, Ch;

Cosanga, Co; Pallatanga, Pa; Puná, P. Cuencas sedimentarias intramontañas: Cuenca-Girón-Nabón, CGN; Loja, L; Malacatos-Vilcabamba, MV; Catamayo, C. Depresión Interandina, DI. (Tamay,2018).

1.2. OBJETIVO GENERAL

Definir la arquitectura estructural de los límites de cuenca en el área de Gonzanamá, Catamayo, Malacatos-Vilcabamba y parte de Sacapalca, mediante información geofísica y de morfología superficial.

1.3. OBJETIVOS ESPECÍFICOS

- Realizar perfiles de resistividad versus profundidad sobre los diferentes bloques de basamento y las fallas que limitan las cuencas.
- Diferenciar y caracterizar las estructuras internas presentes en los perfiles.
- Interpretar la dinámica de las fallas, tanto como el bloque techo y piso de la falla.
- Establecer un modelo estructural para la zona de estudio dentro de las cuencas, mediante la interpretación de las fallas observadas en profundidad y los diferentes rasgos estructurales superficiales.

1.4. ALCANCE

- El estudio de la arquitectura tectono-estructural de las cuencas sedimentarias de Gonzanamá, Catamayo y Malacatos-Vilcabamba, incluida la zona de la cuenca de Sacapalca, se realizó en base a 54 perfiles con un alcance de hasta 1000 m de profundidad, los cuales se registraron durante 7 días de campo distribuidos de la siguiente manera: 16 perfiles en la cuenca de Catamayo, 18 perfiles en la cuenca de Gonzanamá, 13 perfiles en la cuenca de Sacapalca y 7 en la cuenca de Malacatos, con un total de 2332 puntos resultantes de todos los sondeos. Para los sondeos magnetoteléuticos y la modelación de datos se utilizó el software StrataGem Geometrics.

- El análisis geomorfológico, estructural y tectónico del área de estudio se lo realizó mediante los datos estructurales y geofísicos obtenidos durante las jornadas de campo y en base al uso de mapas topográficos, y modelos de elevación digital.

1.5. PLAN DE TRABAJO

El trabajo de investigación comprendió las siguientes etapas:

Etapas I.- Recopilación bibliográfica y cartográfica de la zona de estudio, la bibliografía corresponde a publicaciones científicas, informes, libros, redacciones y trabajos de titulación previos, también se utilizará la herramienta de “Google Earth”, con el fin de delimitar la zona de estudio para el desarrollo de este trabajo de investigación. Google Earth es un programa informático que muestra un globo terrestre virtual que permite visualizar múltiple cartografía, con base en la fotografía satelital.

Etapas II.- Mediante la herramienta “Google Earth” se planificaron los puntos y líneas, donde se realizaron los sondeos magnetoteléuticos (Figura 1.2), considerando el relieve y morfología que muestren zonas de fallas extensas dentro del área de interés. Esta información, junto con la bibliografía y cartografía, ayudaron a la planificación del trabajo de campo.

Etapas III.- El trabajo de campo consistió en realizar sondeos magnetoteléuticos con el equipo STRATAGEM, se realizaron entre 7 y 8 sondeos diarios a lo largo de 7 perfiles en dirección N-S y E-O principalmente, orientados perpendicularmente a las estructuras. Se emplazaron 54 estaciones para realizar los sondeos magnetoteléuticos, que están organizados por un código y los UTM's de la ubicación (Loja 01_0686657/9557550).

El equipo STRATAGEM es de propiedad gubernamental y en la actualidad está a cargo del Instituto Geográfico Militar (IGM).

Etapas IV.- Tratamiento de datos, posterior a la obtención de los datos en campo, se realizó el tratamiento a cada uno de los perfiles, este incluye la corrección de alturas y coordenadas mediante DEM's en el SIG (Geographic Information System), mediante lo cual se obtuvo datos verídicos de la ubicación de cada estación o sondeo en campo, además de realizar una base de datos coherente y compatible con el graficador de resistividad *versus* profundidad del StrataGem, que permitirá una mejor visualización de las estructuras en el subsuelo.

Etapa V.- Se analizó e interpretó la información de los perfiles obtenidos, en los cuales se puede visualizar la variación de la resistividad en función de la profundidad, mostrando una visión bidimensional del sistema de fallas extensionales dentro de las cuencas, que junto con la información litológica en base a rangos de resistividad y la morfología superficial, contribuyó a visualizar los cambios estructurales en la cuenca.

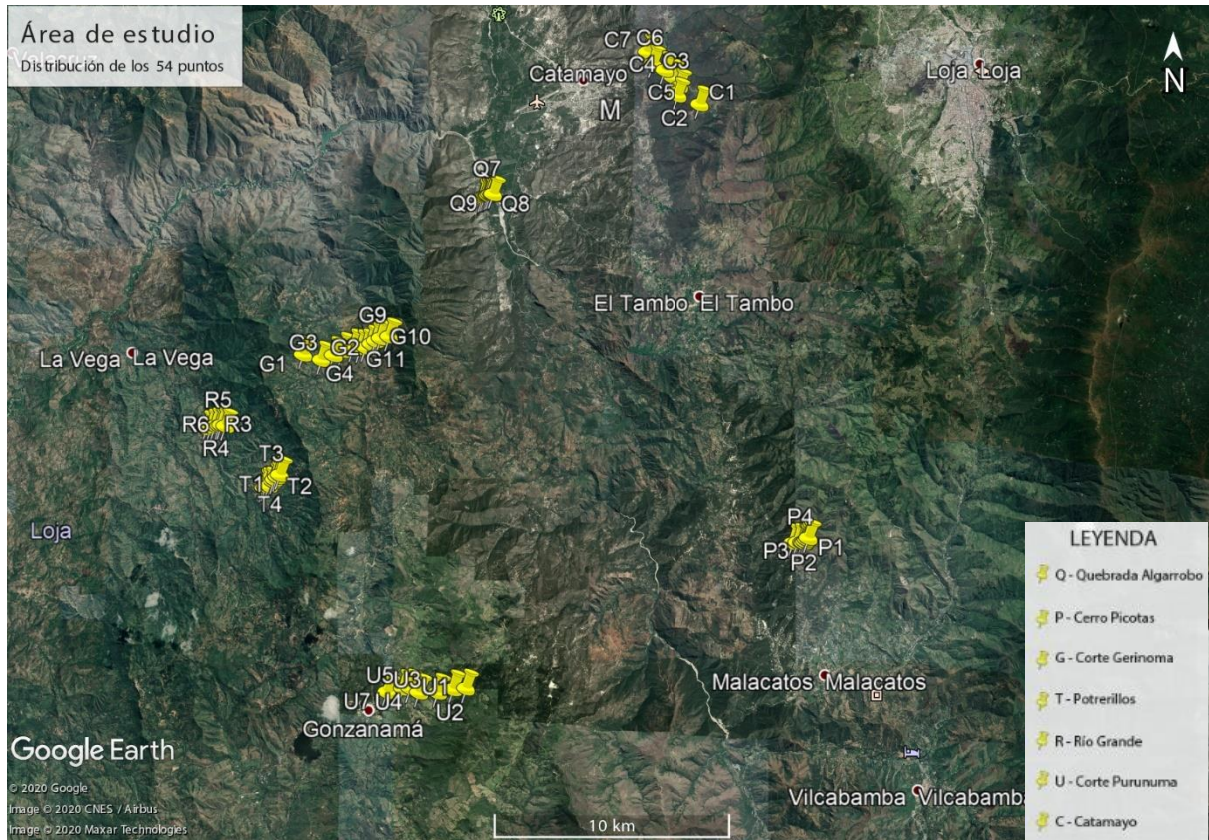


Figura 1.2. Distribución de los sondeos magnetotelérficos

1.6. ÁREA DE ESTUDIO

1.6.1. UBICACIÓN

El área de estudio se localiza en la región Austral de los Andes Ecuatorianos, y comprende las cuencas sedimentarias intramontañosas de Gonzanamá, Catamayo y Malacatos-Vilcabamba, ubicadas en los cantones del mismo nombre en la provincia de Loja (Figura 1.3). El área de estudio abarca aproximadamente 750 km², y las vías principales de acceso desde la ciudad Loja son Loja-Catamayo-Gonzanamá y Loja-Malacatos-Vilcabamba.

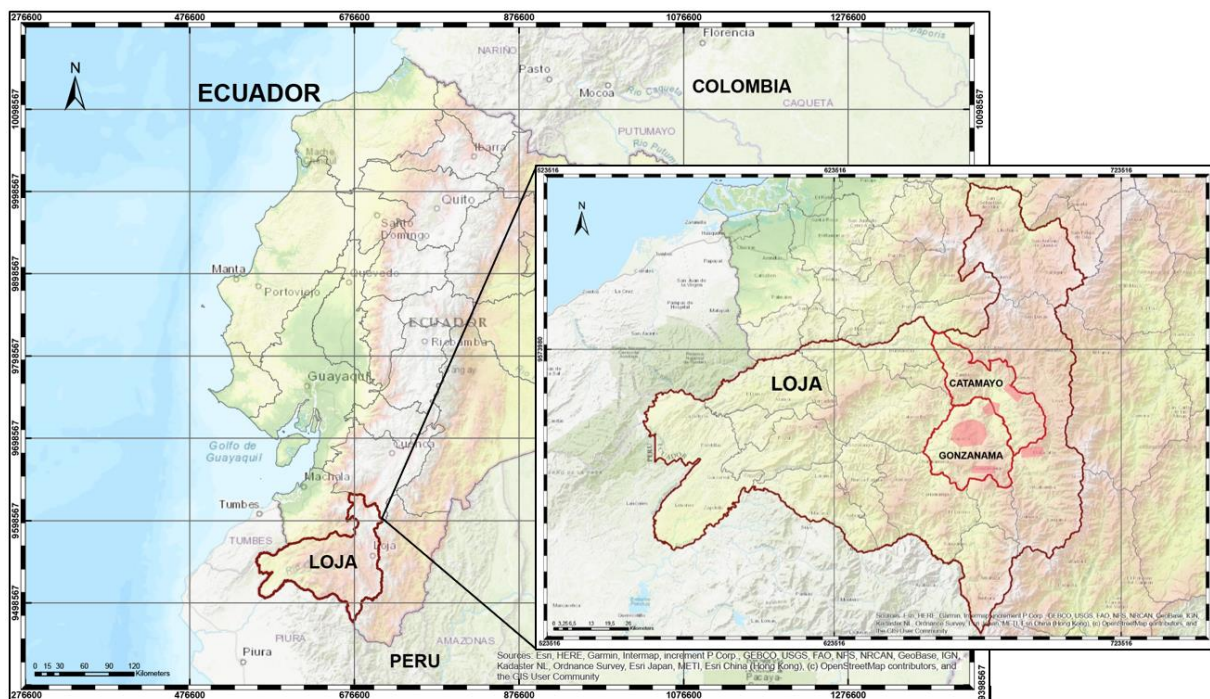


Figura 1.3. Ubicación de la zona de estudio. Las zonas rojas corresponden a las áreas de estudio dentro de Catamayo, Gonzanamá y Malacatos.

1.6.2. MORFOLOGÍA, HIDROGRAFÍA Y CLIMA

En el área de estudio, la altura varía entre 2500 y 100 m.s.n.m por la presencia de la cordillera de los Andes y la orientación territorial meridional y occidental, la misma cordillera da lugar a valles y cañones rodeados por pequeñas elevaciones, en los que se observa una erosión diferencial y una sección de alturas que se deprime hacia el occidente hasta llegar a la parte ubicada en la zona costanera, la parte intermedia se caracteriza por amplios valles aluviales, las cuencas Catamayo, Malacatos-Vilcabamba principalmente están cercadas por montañas, compuestas por rocas metamórficas perteneciente a la división Zamora, los ríos Vilcabamba y Malacatos atraviesan a las cuencas en sentido E-O, formando grandes valles aluviales; el drenaje de las cuencas corta las secuencias estratigráficas.

La presencia de conglomerados ha formado fuertes escarpes erosionados, resultado de sistemas aluviales; al noreste de las cuencas se observa un relieve bajo interrumpido por un escarpe de rocas competentes, formando cuchillas paralelas (Fierro, 1990). La hidrografía de la zona se compone de varias subcuencas hidrográficas, cuya red de drenaje corta varias secuencias sedimentarias, formando grandes quebradas que a su vez desembocan en los ríos principales, como: Vilcabamba, Campana, Sabanilla y Malacatos (Fierro, 1990).

El clima de Loja es particular ya que, pertenece territorialmente a las subdivisiones regionales del país: Costa Sur y Andes Sur, donde la Cordillera de los Andes desciende en altitud conformando un estrecho segmento con características climáticas propias, por lo cual, el clima en esta zona puede variar, entre 8 a 10° C en las regiones altas y de entre 17 a 30°C en las regiones bajas. También se caracteriza por sus diferentes pisos climáticos, y su amplia vegetación, el conocer la geodinámica actual y anterior de las cuencas del Sur, permite que interpretemos estos pisos climáticos como consecuencia de una serie de cambios en los últimos 20 Ma, donde hubo períodos en los que la zona estuvo a una altitud relativamente alta y otros en los que las cuencas, de Catamayo principalmente, estaban a nivel del mar.

1.6.3. TRABAJOS PREVIOS

En la zona de estudio, varios autores han realizado trabajos, principalmente enfocados en clarificar la estratigrafía y evolución de las cuencas intramontañosas. Las descripciones estratigráficas, y paleontológicas, han ayudado a la comprensión de los procesos y ambientes presentes en las cuencas; mientras que las descripciones tectónicas se han realizado en base a estructuras observadas en superficie. Las descripciones geofísicas como la gravimétricos, magnéticos, y sísmicos corresponden a estudios regionales.

Los trabajos realizados corresponden:

- Kennerley (1973) publicó el primer trabajo a detalle sobre la Geología de la Provincia de Loja. Presentó un mapeo geológico regional, con descripciones litológicas, estratigráficas y estructurales de la Cuenca Alamor-Lancones y las Cuencas Intramontañosas. Discriminó en esta zona un basamento ígneo (Formación Loma Blanca) y un basamento metamórfico correspondiente a la Cordillera Real, y denominó a la cuenca Malacatos-Vilcabamba.
- Putzer, 1985, realizó un estudio de las capas de lignito en las cuencas de Cuenca, Loja, Nabón y Malcatos-Vilcabamba, y estableció una correlación paleontológica, entre estas cuencas.
- El trabajo de investigación de Jorge Mauricio Fierro Rojas 1990, el cual trata la evolución geodinámica y neógena de la cuenca intramontañosa de Malacatos-Vilcabamba, donde desarrolla un modelo geodinámico y tectónico, realizando una

interpretación a detalle de la estratigrafía y los ambientes de depositación de los sedimentos dentro de la cuenca. Sugiriendo así eventos extensivos y compresivos que permitieron la entrada de agua salobre a la cuenca y la deformación de esta.

- Jaillard et al. (1996) estudió la Cuenca Alamor-Lancones. En relación con la zona de estudio describe además la litología y estratigrafía de la zona de Catamayo y Gonzanamá, así como las formaciones Sacapalca, Loma Blanca, Gonzanamá y Catamayo.
- Hangerbülher (1997) estudia las cuencas del Neogeno en los Andes del Sur del Ecuador: Evolución deformación e implicaciones tectónicas regionales, realizando análisis sedimentológicos, paleontológicos, y dataciones de Ar-Ar de las muestras. Hangerbülher en su tesis define ambientes marinos, lacustres y fluviales, dentro de la cuenca y sugiere que la continuación de estos corresponde a los sedimentos de la cuenca de Manabí y Progreso.
- Steinmann et al. (1999) menciona la exhumación de las Cuencas Intramontañosas del Neógeno y Hungerbühler et al (2002) mediante un análisis estratigráfico y termocronológico con trazas de fisión en zircones (ZTF, Zircon Fission-Tracks), identificó dos etapas de evolución para las cuencas intramontañosas, una etapa extensiva con aporte marino y una etapa compresiva y de inversión tectónica con aporte continental.
- Posteriormente, Reyes et al. (2008) realizó un análisis y reinterpretación geológica de las cuencas de Catamayo, Gonzanamá y Malacatos-Vilcabamba, señalando que estas cuencas sedimentarias a parte de la tectónica regional en su desarrollo mencionada ya en trabajos anteriores, en campo evidencian una deformación local por eventos magmáticos y volcánicos, y la presencia local de peperitas.
- Por otra parte, el INIGEMM (2012) realizó una cartografía geológica a escala 1:1 00000 en la zona de estudio, describiendo en detalle la estratigrafía, identificando ciertas unidades y estructuras, y redefiniendo las formaciones existentes. Por lo que reportó en el lado oriental en Cariamanga, fallas inversas con tendencia N-S, y en el lado occidental fallas en dirección NEE-SOO, así como una falla al este de Catacocha en dirección NOO-SEE.

- Finalmente, se cuenta con el estudio de Tamay, J.V. (2018) quien mediante datos geofísicos y de campo estudió las cuencas intramontañosas del Sur del Ecuador, redefiniéndolas como cuencas asimétricas regionales, identificando estructuras tectónicas recientes y activas, las cuales habrían contribuido a la comprensión de los rellenos de las cuencas. Sin embargo, debido a la escala regional del estudio, no se logró definir claramente la geometría y dinámica de las fallas y de los rellenos sedimentarios involucrados.

CAPÍTULO 2

2. MARCO TEÓRICO

2.1. CUENCAS SEDIMENTARIAS

Una cuenca sedimentaria es una depresión en la superficie de la corteza terrestre, rellena por sedimentos formando capas superpuestas, que representan edades geológicas sucesivas. El análisis del contenido de las cuencas sedimentarias es una herramienta para identificar, datar y caracterizar los eventos tectónicos, magmáticos y geodinámicos que ocurrieron durante su relleno. Además, estos sedimentos pueden encontrarse deformados durante, o después de su depositación. El análisis de estas deformaciones tectónicas informa sobre los esfuerzos que las provocaron (Jaillard & Morocco, 1994)

2.1.1. Mecanismos de Formación

La tierra está constituida por un corazón caliente, denso y viscoso (astenosfera), sobre el cual "flota" una corteza fría y ligera (litosfera), formada por placas rígidas y móviles. Estas pueden ser sea ricas en cuarzo y ligeras (placas continentales), sea ricas en óxidos metálicos y densas (placas oceánicas). Cuando se chocan dos placas, la más densa pasa por debajo de la más ligera, creando una zona de subducción, como es el caso en los Andes donde la placa oceánica de Nazca se hunde por debajo de la placa continental de Sudamérica. Al hundirse, la placa inferior fusiona en profundidad, dando nacimiento a un magma que asciende hacia placa superior formando un arco magmático, constituido por plutones profundos y volcanes superficiales (Jaillard & Morocco, 1994).

Isostasia

Por sus características físicas, las placas obedecen al principio de Arquímedes: cuando se apilan sedimentos sobre una placa, ésta se hunde como un barco cargado, lo que permite la acumulación de más sedimentos. El fenómeno de hundimiento de una placa se llama subsidencia, mientras que el principio de equilibrio entre la litosfera rígida y la astenosfera viscosa se denomina isostasia (Jaillard & Morocco, 1994).

Adelgazamiento de la corteza

Por el contrario, si la placa disminuye de espesor, se levanta toda la placa, pero dejando una depresión en la zona adelgazada que corresponde a una cuenca sedimentaria. Esta disminución de espesor, siempre de origen tectónico, provoca una subsidencia tectónica, que puede ser debida a un estiramiento (cuencas en extensión), a una desgarradura lateral (cuencas de rumbo, también en extensión), o al arrastre de la parte inferior de la placa por fricción (erosión tectónica), fenómeno recientemente evidenciado en las zonas de subducción (Jaillard & Morocco, 1994).

Contracción térmica

Todo cuerpo aumenta de volumen cuando se calienta, y se contracta al enfriarse. Cuando este fenómeno afecta las placas, se habla de subsidencia térmica. Una placa oceánica se forma por la acumulación de lavas emitidas a 1250 °C por volcanes submarinos. Al enfriarse, la placa disminuye de volumen, y se crea una cuenca oceánica. De la misma manera, cuando se forma una cuenca sedimentaria por estiramiento de una placa continental, la proximidad de la astenosfera caliente calienta la placa, que luego se enfría y se contracta con el tiempo, provocando la subsidencia térmica de la cuenca (Jaillard & Morocco, 1994).

Flexión de la corteza

La subsidencia puede ser debida a la flexión del borde de una placa (subsidencia por flexión), bajo el efecto de un esfuerzo mecánico. Las flexiones más pronunciadas son provocadas por el sobrepeso de una cadena montañosa en proceso de levantamiento, dando lugar a depresiones muy subsidentes ligadas a un contexto en compresión, llamadas cuencas de ante-pais. Ocurren también flexiones menos fuertes, debidas a fenómenos de circulación en la astenosfera, circulaciones generalmente ligadas a las zonas de subducción (Jaillard & Morocco, 1994).

2.1.2. Deformaciones Tectónicas

Edad y estilo de la deformación

La edad de una fase de deformación está comprendida entre la edad más joven de las capas deformadas, y la edad más antigua de las capas sobreyacentes, no (o menos) deformadas, si existen. Esta disposición es una discordancia. El análisis de la geometría de los estratos deformados permite definir el estilo de la deformación que, a su vez, caracteriza la intensidad y las condiciones de la deformación tectónica.

Esfuerzos tectónicos y cuantificación

El estudio de la geometría de las estructuras tectónicas permite deducir la dirección (referidas al Norte actual) y la naturaleza (extensión, compresión, cizalla, etc) de los esfuerzos tectónicos. Esto, asociado con una reconstrucción cuidadosa de la geometría de las capas deformadas, puede llevar a estimar la cantidad de deformación (acortamiento, estiramiento, movimientos laterales, etc), experimentada por una capa o una zona.

2.1.3. Interpretaciones geodinámicas de la historia tectónica

Los movimientos (la geodinámica) de las placas controlan las deformaciones tectónicas. Varios autores propusieron que las fases tectónicas estén relacionadas con cambios en la velocidad, la dirección de movimiento, la pendiente (buzamiento), la edad, etc., de la placa en subducción, y también del movimiento de la placa superior. El análisis de la subsidencia, de los levantamientos, de las erosiones, de las deformaciones, el establecimiento de un "calendario" tectónico, el estudio de los esfuerzos, y su comparación con los cambios en la geodinámica de las placas permiten, no solo precisar las modalidades de la evolución progresiva de los Andes, sino también precisar las relaciones entre un tipo de fase tectónica y un tipo de cambio geodinámico, y, así, proponer hipótesis sobre las consecuencias tectónicas propias de cada tipo de cambio geodinámico (Jiallard & Morocco, 1994).

2.2. CONTEXTO GEODINÁMICO

El margen continental ecuatoriano se sitúa en un entorno tectónico en subducción desde aproximadamente 190 Ma, y está caracterizado por una intensa actividad volcánica y sísmica (Litherland et al., 1994) (Alvarado et al., 2014). Este es un ejemplo típico de convergencia litosférica océano-continente, producto del choque entre la placa Nazca y la placa Sudamericana, a una velocidad de ~ 56 mm/a en dirección N83°E (Trenkamp et al., 2002; Kendrick et al., 2003; Nocquet et al., 2009; Collot et al., 2009) (Figura 2.1). Actualmente, forma parte del denominado Cinturón de Fuego del Pacífico.

La geodinámica regional del Ecuador desde el Cenozoico hasta la actualidad ha sido compleja. La interacción de las placas tectónicas a lo largo del margen andino, han generado una zona de subducción oblicua con un acortamiento perpendicular importante hacia los ejes de la fosa, produciendo una megadeformación cortical en el margen continental, y consecuentemente expulsando y movilizándolo hacia el NNE al Bloque Nor-Andino (NAB) a través del sistema de fallas Chingual- Cosanga- Pallatanga- Puná (CCPP) (Alvarado et al., 2014).

En cuanto a la placa Nazca, esta se deriva de la fragmentación de la placa Fallarón hace ~23 Ma, y en respuesta a la actividad del punto caliente de Galápagos, sobre esta se generaron dos dorsales oceánicas, la de Cocos en dirección NE y la de Carnegie hacia el E (Pennington, 1981; Lonsdale, 2005; Sallares et al., 2005). La subducción del "Ridge" de Carnegie cerca de la costa ecuatoriana ha sido asociado a variaciones laterales de sismicidad, magmatismo de arco, deformaciones y movimientos verticales. La colisión y posterior subducción de la Cordillera de Carnegie difiere según autores, hace 1.8 Ma (Gutscher et al., 1999; Collot et al., 2009; Egbue y Kellogg, 2010), mientras que Spikings et al., (2001) propone una colisión inicial de Carnegie hace 15 Ma, y su acoplamiento posterior hace 9 Ma. Sin embargo, su influencia en la geología y colisión inicial con el margen continental aún son objeto de debate (Gutscher et al., 1999; Collot et al., 2002).

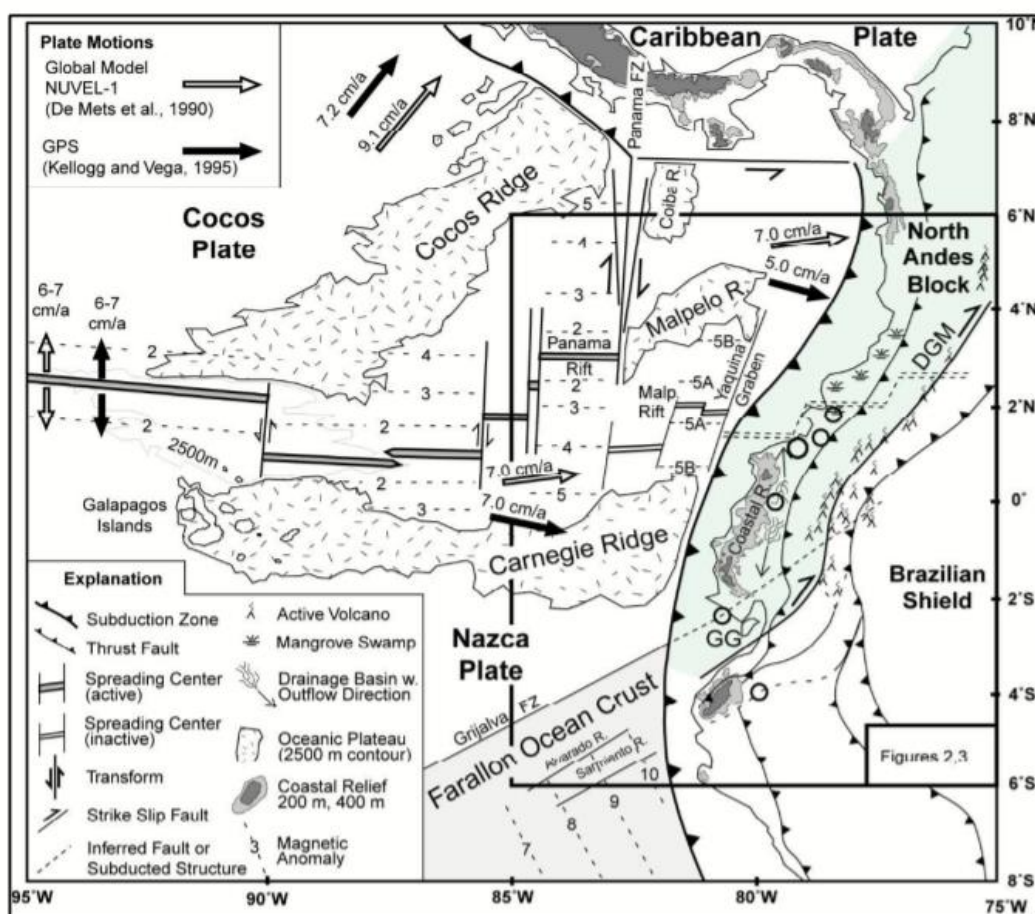


Figura 2.1. Marco geodinámico ecuatoriano. Se tiene la subducción de la placa Nazca y la Ridge de Carnegie bajo el segmento ecuatoriano de la Placa Sudamericana. Tomado de Gutscher et al., (1999).

2.3. GEOLOGÍA REGIONAL

El Ecuador continental está constituido por cinco regiones morfoestructónicas (Witt et al., 2006), las cuales son: (1) Planicie costera constituida por varias cuencas sedimentarias del Paleógeno - Neógeno, construidas sobre corteza oceánica de los bloques Piñón, San Lorenzo y Pallatanga, derivados de la Gran Provincia ígnea del Caribe (CLIP) (Vallejo et al., 2006, 2009; Spikings et al., 2010; Reyes, 2013); (2) Cordillera Occidental de un basamento alóctono de carácter máfico y ultramáfico, cubierto por secuencias sedimentarias del Cretácico-Terciario (Vallejo et al., 2009); (3) Depresión Interandina (DI) cubierto por un importante relleno volcánico-sedimentario del Mioceno al Holoceno tardío y limitada al oeste por la falla Calacalí - Pujilí y al este por la falla Peltetec (Winkler et al., 2005; Vallejo et al., 2009); (4) Cordillera Real se compone de rocas metamórficas y meta-volcanosedimentarias del Paleozoico, intruidas por granitoides del Mesozoico (Litherland et al., 1994; Spikings et al., 2015), limita con la depresión Interandina mediante la sutura de Peltetec; (5) finalmente, la zona del Sub-Andino y la Cuenca Oriente, la zona del Sub- Andino, corresponde a un cinturón deformado plegado, sobrecorrido, y la cuenca Oriente constituida como una cuenca de trasarco de edad Cretácico tardío a Holoceno desarrollada sobre un basamento Pre-Cámbrico, conocido como el cratón Brasileño-Guyanés (Díaz et al., 2003; Baby et al., 2004 Figura 1.1).

2.3.1. CORDILLERA OCCIDENTAL

La cordillera Occidental corresponde a un cinturón montañoso orientado N-S, está constituido de terrenos alóctonos, que tuvieron origen oceánico, junto con secuencias sedimentarias, y volcánico-sedimentarias (Vallejo, et al., 2009),. Los terrenos alóctonos corresponden al terreno Pallatanga, y el terreno Macuchi que corresponde a secuencias sedimentarias de arcos de islas que acrecieron en dirección Oeste-Noreste al margen continental, durante el Cretácico y Paleógeno. La acreción del terreno Pallatanga ha sido tema de discusión, donde se ha propuesto, que esta acreción se da a lo largo de la zona de cizalla Chimbo-Toachi dentro de un régimen transpresivo dextral (Hughes & Pilatasig, 2002), mientras que (Spikings, et al., 2014), sugiere que la acreción de Pallatanga al margen continental fue hace 85-60 Ma, a lo largo del melange tectónico de Pujilí, donde esta zona de melange representa parte de la Falla Dolores Guayaquil.

2.3.2. CORDILLERA REAL

La Cordillera Real está formada por cinturones de rocas metamórficas, orientadas en dirección NNE-SSO e involucran grupos litológicos de edades del Paleozoico hasta el Jurásico, intruidos por batolitos tipo I y tipo S (Aspden y Litherland, 1992; Litherland et al., 1994). Los cinturones metamórficos se describen en 5 terrenos: Guamote, Alao, Loja, Salado, Zamora. Sin embargo según Spikings, et al., 2014, la Cordillera Real se forma desde el Jurásico Inferior con la intrusión de batolitos, seguido por un proceso de roll back de la subducción, ocasionando una migración E-O del arco y un upwelling del manto; posteriormente durante el Cretácico, debido al roll back se da un adelgazamiento de la corteza, y en el Cretácico Superior la subducción en dirección O-E se activa, ocasionando un evento de compresión, deformando y construyendo la Cordillera real.

2.3.3. DEPRESIÓN INTERANDINA

Según Winkler et al., 2005, la depresión interandina orientada NNE-SSW está situada entre la cordillera Real y la cordillera Occidental, y tiene varias subcuencas formadas por los reordenamientos en el ante arco y el arco Andino durante el mioceno, las subcuencas son: la cuenca del Chota, cuenca Quito-San Antonio Guayllabamba, Ambato-Latacunga y la cuenca de Riobamba-Alausi. La depresión interandina tiene depresiones de hasta 3000 msnm entre la cordillera Real y la cordillera Occidental, los límites estructurales son fallas formadas durante los eventos de acreción a lo largo del margen continental; hacia el Este está la zona de sutura del Pelitetec y en el borde Oeste está definido por la falla Pallatanga.

Las secuencias sedimentarias que rellenan las subcuencas tienen edades del Mioceno Tardío al Pleistoceno, y la actividad volcánica ha sido contemporánea con la formación y el desarrollo tectónico de la depresión interandina; estas secuencias sedimentarias sobreyacen a las rocas del basamento Pallatanga y Guamote, y a sucesiones volcánicas del Oligoceno y Mioceno Tardío, que también están expuestas en las cuencas intramontañosas del Sur (Hungerbülher, et al., 2002).

Las cuencas del Sur se han formado por un proceso de inversión tectónica, posterior a la presencia de un sistema extensional generado por la exhumación rápida de la cordillera. Las cuencas intramontañosas del Sur son las siguientes: la cuenca de Cuenca, Girón-Santa Isabel, Nabón, Malacatos-Vilcabamba, Loja, y Catamayo-Gonzanamá, formadas a partir del Mioceno medio (Hungerbülher, et al., 2002).

2.3.4. LEVANTAMIENTO SUB-ANDINO Y CUENCA ORIENTE

La zona Subandina está ubicada entre la cuenca Oriente y la cordillera Real, caracterizada por una actividad sísmica y volcánica muy intensa (Legrand, et al., 2005). Está formada por tres unidades morfo-tectónicas: el levantamiento Napo, la depresión Pastaza y la cordillera de Cutucú al sur, cubiertas por sedimentos mesozoicos. La zona Subandina está deformada por fallas inversas de alto ángulo orientadas en dirección N-S principalmente.

El levantamiento Napo, corresponde a un bloque levantado debido a la inversión tectónica, la depresión Pastaza esta deformada por fallas inversas que afectan el basamento, y la cordillera de Cutucú corresponde a una antiforma desarrollada al frente de la cordillera real, que a su vez esta deformada por la inversión de un rift de edad Triásica-Jurásica, en el que se localiza el valle de Upano, relleno por sedimentos volcanoclásticos (Díaz et al., 2003).

La cuenca Oriente está ubicada al este de la cordillera Real del Ecuador, limitando al norte con Colombia, y al sur con Perú; esta es una cuenca de tras arco y ante país, está constituida por sedimentos marinos y continentales de edad del Cretácico - Holoceno, depositados sobre un basamento de edad Paleozoica - Jurásico, y sobre rocas del Precámbrico correspondientes al cratón Guayanés (Tschopp, 1953; Faucher y Sayovat, 1973; Canfield et al., 1982; Jaillard et al., 1997; Baby et al., 1999; Vallejo et al., 2009).

La cuenca se formó gracias a esfuerzos transpresivos que se dieron durante el Cretácico superior, ocasionando así la exhumación de la cordillera Real, la deformación de la cuenca muestra la inversión tectónica de antiguas fallas normales, ligadas al rift del Triásico – Jurásico inferior (Baby et al., 1997; Rivadeneira & Baby, 1999); la inversión tectónica muestra fallas inversas orientadas en sentido N-S y NNE-SSO, con un fuerte buzamiento, que involucra la zona Subandina.

2.3.5. PLANICIE COSTERA

La planicie costera corresponde a depósitos de antearco de edad Paleogena – Neogena, que se encuentran sobreponiendo una secuencia de basamento máfico cristalino (Jaillard et al., 1995). El basamento corresponde al terreno Piñón, sobrepuesto por secuencias volcánicas de la Fm. Calentura, y Fm. Cayo de edad Cretácica, durante el Paleoceno se depositan sedimentos de la Fm. Guayaquil, Fm. Santa Elena y sedimentos del Gr. Azúcar, a partir del Eoceno se depositan sedimentos finos del Gr. Ancón que corresponden a una pendiente submarina, durante el Oligoceno se acumulan depósitos tipo shoreface de la Fm. Zapotal. Durante el Neogeno se tienen secuencias sedimentarias, como la Fm. Dos Bocas que son

lutitas de un ambiente tipo plataforma, la Fm. Villingota con intercalaciones de areniscas y limolitas, la Fm. Subibaja de un ambiente profundo con intercalaciones de areniscas y lutitas, la Fm. Progreso son intercalaciones de areniscas, lutitas y limolitas de un ambiente litoral tipo bahía y la Fm. Puna que son areniscas de grano medio grueso (Vallejo, et al., 2006).

2.3.6. TECTÓNICA REGIONAL

Los Andes ecuatorianos son parte del segmento norte de la deflexión de Huacabamba (Gansser, 1973). Las acreciones de terrenos oceánicos y elementos de arco, durante el Mesozoico y Cenozoico, distinguen los Andes ecuatorianos.

Durante el Cretácico se dio la convergencia de la placa oceánica de nazca y placa continental de Sud América, que ha resultado en una serie de acreciones. De este a oeste son las siguientes unidades, los terrenos metamórficos y volcánicos de la cordillera Real, que datan edades del Paleozoico y Cretácico, el terreno volcánico de Pallatanga (Hungerbühler et al., 2002), acrecionado durante el Campaniano-Mastrichtiano, el terreno Macuchi de edad Paleoceno-Eoceno, que, es un arco volcánico, y el terreno Piñón del Cretácico, que colisionó durante el Eoceno. El terreno Macuchi y el terreno Pallatanga constituyen la cordillera Occidental, y entre la cordillera Occidental y cordillera Real está la depresión interandina limitada por fallas regionales.

Las series sedimentarias y secuencias volcánicas, de la depresión interandina del Mioceno-Plioceno, se relacionan con la historia reciente de los arcos volcánicos del Neógeno. De la misma manera se responsabiliza a estos arcos, del relleno de las cuencas sedimentarias del sur del Ecuador (Hungerbülher, et al., 2002). En el sur oeste, las cuencas del Mioceno ocuparon la posición de inter arco y se formaron conjuntamente con las cuencas del sur, la cuenca Progreso, Manabí y Borbón, en el antearco hacía el oeste.

Fierro (1990) describe que, las cuencas en el área de estudio (Loja) han sido controladas tectónicamente por un sistema de fallas transpresivas principalmente, orientadas en dirección NO-SE, y/o N-S. La actividad tectónica que afectó las cuencas se originó durante la exhumación de la Cordillera Real y se vio aún más afectada por movimientos dextrales a lo largo de fallas regionales, después de la división de la placa Farallón, en la placa Nazca y Cocos.

Durante el Oligoceno y el Mioceno inferior se da la apertura de las cuencas, debido a la compresión en sentido Norte-Sur, que da lugar a la formación de fallas normales que ocasionan la subsidencia de las cuencas. Las fallas del límite Oriental y Occidental dieron lugar a la expulsión de material volcánico de la Fm. Loma Blanca, posteriormente se depositan sedimentos fluviales que empiezan a rellenar la depresión. Para el Mioceno inferior y medio, el sistema fluvial va en dirección Sur-Norte, alimentado por conos aluviales de la cordillera Real (rocas metamórficas del Paleozoico); con la expansión, subsidencia y aporte fluvial, se forma un sistema lagunal.

En el Mioceno medio, los eventos tectónicos cesan, permitiendo la colmatación del lago formado dentro de las cuencas. Las secuencias sedimentarias depositadas en el lago sufren una inversión tectónica, a causa de la compresión en dirección NE, y posteriormente Norte-Sur; estos esfuerzos compresivos ocasionaron que las fallas iniciales con movimiento dextral, cambiaran su dinámica para ser fallas inversas, se considera que la compresión fue en el Mioceno medio-tardío.

La dinámica de las placas tectónicas se activa durante el Mioceno tardío, provocando una extensión leve en el oeste de la cuenca en el área de Catamayo, mientras que hacía el este en el área de Malacatos-Vilcabamba, se da una compresión leve y en el área de Loja la compresión es mucho más fuerte. Por lo cual las secuencias sedimentarias de la cuenca de Loja tienen una mayor deformación, y mayor aporte clástico de la cordillera Real junto con la presencia de clastos de rocas metamórficas del Paleozoico, los depósitos de la cuenca Malacatos-Vilcabamba tienen una deformación leve, y esta cuenca está limitada por fallas normales que muestran escarpes abruptos de conglomerados y sedimentos, sin embargo la Cuenca de Catamayo tiene mayor presencia de sedimentos finos con abundante fauna perteneciente a agua salobre, marina, y agua dulce, evidenciando en su estratigrafía gran parte de la evolución de las cuencas, las fallas que limitan las cuencas en superficie indican un comportamiento normal, debido a la dirección de sus escarpes, y la forma de la subsidencia de las cuencas.

2.4. GEOLOGIA DE LAS CUENCAS DEL SUR

El área de estudio está definida dentro de las cuencas de Catamayo-Gonzanamá, Malacatos-Vilcabamba y Sacapalca. A continuación, se realiza una descripción estratigráfica de las formaciones dentro de cada una de las cuencas (Figura 2.2).

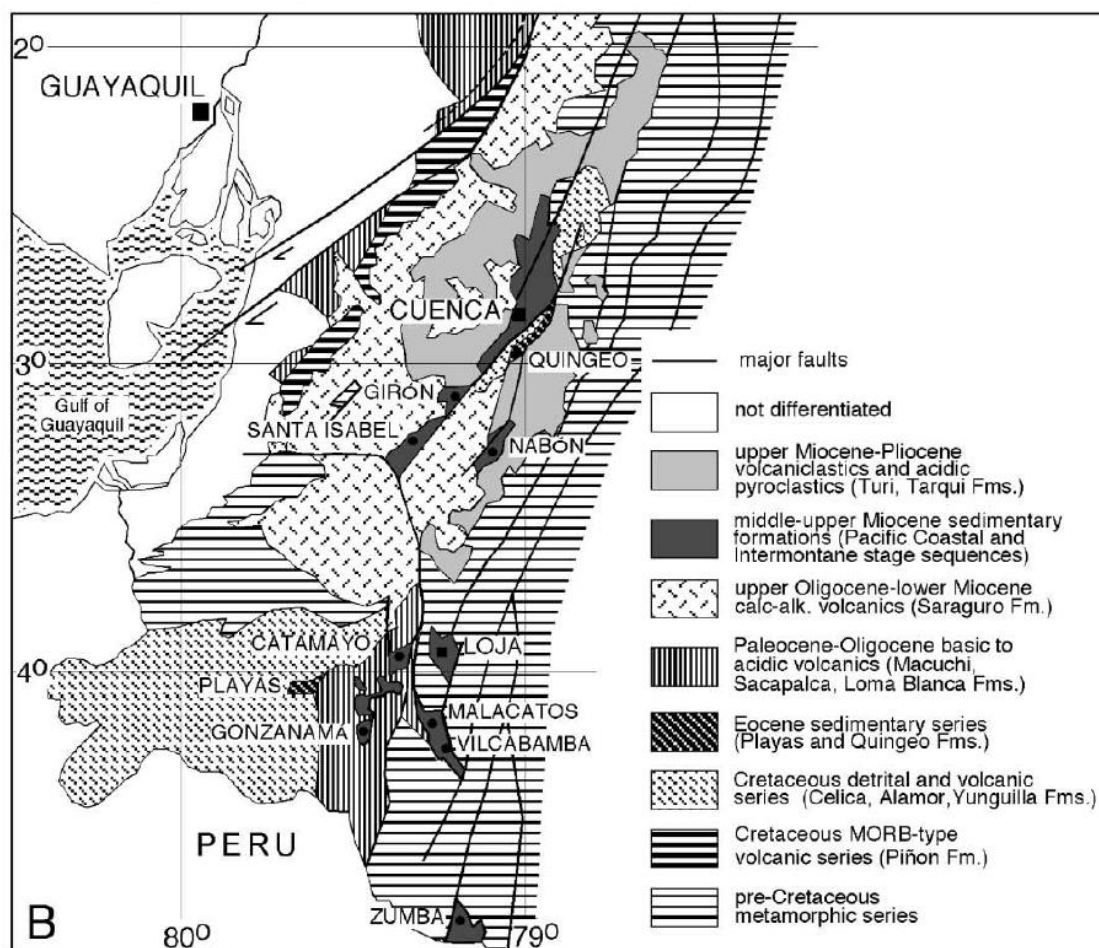


Figura 2.2. Mapa geológico del sur del Ecuador, incluyendo las series sedimentarias del Mioceno (Hungerbühler et al., 2002).

Las cuencas intramontañosas del Sur, representan un largo proceso de evolución, empezando por una etapa de adelgazamiento cortical y extensión en dirección Este-Oeste, con presencia de fallas normales, afectando a rocas Paleozoicas del basamento durante el Oligoceno; siendo esta primera etapa la que permitió el ingreso de sedimentos marinos a las cuencas, depositándose en ambientes de deltas principalmente (Hungerbühler, 1997). En una segunda etapa hubo una subsidencia de las cuencas en dirección Norte-Sur, debido a los períodos de rápida exhumación de las cordilleras y cuyo relleno corresponde a sedimentos lacustres y fluviales, depositados en ambientes de deltas dominados por ríos de baja energía (Hungerbühler, 1997) (Steinmann et al., 1999); este levantamiento de cordilleras origina esfuerzos compresivos, que hacen, que las fallas normales y las fallas inversas presentes en ese tiempo cambien de polaridad, y así deformen las cuencas (Figura 2.3).

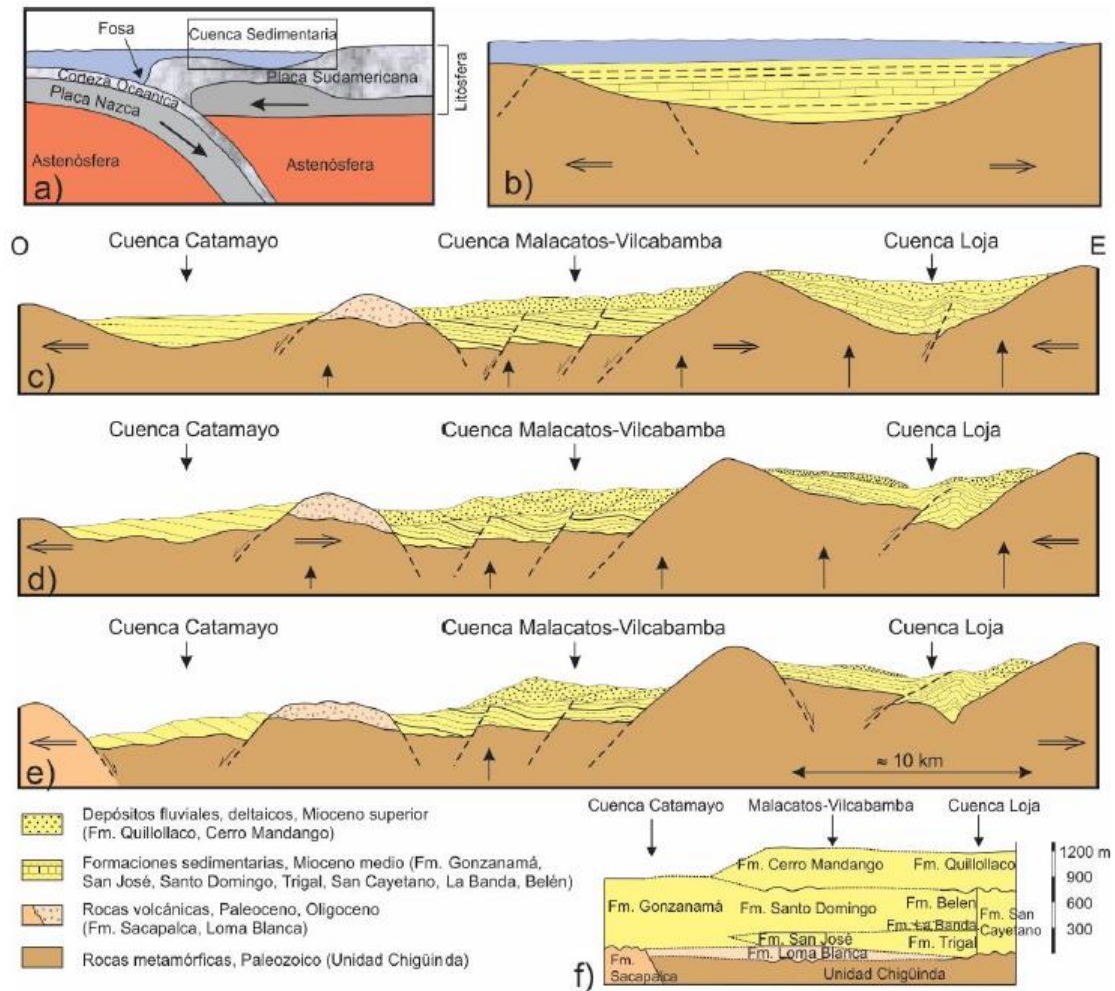


Figura 2.3. Esquema de evolución tectono-sedimentario de las cuencas intramontañas a lo largo de un transecto sintético. (a) Adelgazamiento de la corteza continental y formación de cuencas. (b) Detalle de adelgazamiento de corteza continental. (c) Levantamiento, extensión local poco profunda y compresión regional en la cuenca de Loja. (d) Levantamiento, extensión local poco profunda y compresión regional de la cuenca de Loja y Malacatos-Vilcabamba. (e) Deformaciones extensionales tardías. (f) Correlación estratigráfica de las cuencas. Modificado de Hungerbühler et al., 2002. (Tamay, 2018).

2.4.1. CUENCA DE CATAMAYO-GONZANAMÁ

La cuenca de Catamayo-Gonzanamá tiene un relleno sedimentario correspondiente a edades desde el Mioceno, hasta el Plioceno (Sauer, 1965).

La Unidad Changaimina o también conocida como el Miembro Sacapalca basal, fue descrita por el INIGEMM (2012), agrupando a todas las lavas andesíticas porfiríticas de color gris verdoso, púrpura, y gris verdoso, con estructura en general masiva y muy consolidada, que en su mayoría se encuentran diaclasadas, con fracturas extensas a lo largo de la Formación

(Vinuesa, 2016). La edad de la unidad es considerada del Paleoceno inferior por dataciones de Hungerbühler et al (2002) en Sacapalca.

La Formación Sacapalca se depositó desde el Paleoceno hasta el Mioceno medio, está compuesto por tobas andesíticas y dacíticas, flujos de lava y por brechas volcánicas las cuales están discordantes con rocas metamórficas del Paleozoico (Kennerley, 1973). Las edades del análisis de ZFT (Zircon Fission Track) de las dacitas indican edades ~67 Ma (Hungerbühler, 1997), lo que sugiere una edad del Campaniano-Mastrichtiano para la Fm. Casanga, y una edad del Eoceno medio al Oligoceno tardío para la Fm. Loma Blanca. Dentro de Sacapalca están presentes varios plutones con edades de 39-21 Ma, y la variación de las edades se explica por las diferentes temperaturas de cierre de la fase mineral e historias de enfriamiento post-cristalización.

La Fm. Loma Blanca se distribuye dentro de las cuencas de Catamayo, y Malacatos, esta formación consiste en piroclastos intermedios a ácidos, principalmente de ignimbritas, tobas cristalinas, y brechas volcánicas, los diques y sills presentes indican una proximidad con el centro eruptivo principal. La edad de la Formación Loma Blanca tiene un amplio rango (40-30 Ma) y fueron medidas en 11 ZFT (Zircon Fission Track) de ignimbritas y tobas (Hungerbühler, 1997).

La Fm. Gonzanamá está dispuesta de manera discontinua entre las ciudades de Gonzanamá, Nambacola y Santa Rita, y sobrepone las Formaciones volcánicas Sacapalca y Loma Blanca del Paleoceno al Oligoceno, con una discordancia angular (Hungerbühler, et al., 2002). Las litologías principales dentro de esta cuenca corresponden a calizas, arenas, limos y pocos conglomerados, y el espesor de las Formaciones varían entre 500 y 1000m; también están presentes vetas de yeso e impregnaciones de sulfuros, los conglomerados son ricos en clastos volcánicos, las rocas calcáreas están como capas delgadas y presentan una fauna rica en ostrácodos, bivalvos y gasterópodos. Las facies sedimentarias y la fauna que se encontró en esta zona sugieren que la Formación fue depositada en un ambiente marino marginal con facies lacustres de una laguna salobre en el noroeste de la cuenca, y un ambiente fluvial distal en el suroeste de la cuenca (Hungerbühler 1997).

La formación Catamayo esta descrita por Jaillard et al., (1996), la parte inferior de Catamayo consiste en lutitas, calizas y areniscas en menor cantidad, con abundantes vetas de yeso, la parte del medio es rica en areniscas cuarzosas y conglomerados, la parte superior de la formación está dominada por lutitas, con pocas intercalaciones de calizas y areniscas. Están presentes abundantes clastos volcánicos en las secuencias inferior y media, mientras que en

la secuencia superior se encuentran fragmentos dispersos de rocas metamórficas, las edades encontradas en la Fm. Catamayo son 14-15 Ma. Al sur de la cuenca, la Fm. Catamayo esta discordante sobre la Fm. Sacapalca y los sedimentos están cabalgados por las rocas volcánicas de la Formación Loma Blanca. Jaillard et al., (1996) interpreta que las facies sedimentarias corresponden a una inundación costera y una planicie de inundación en la parte inferior, mientras que la parte media son sistemas de una planicie fluvial y una planicie costera, con incursiones marinas, que se comparan con los ambientes de depositación de la Fm. Gonzanamá.

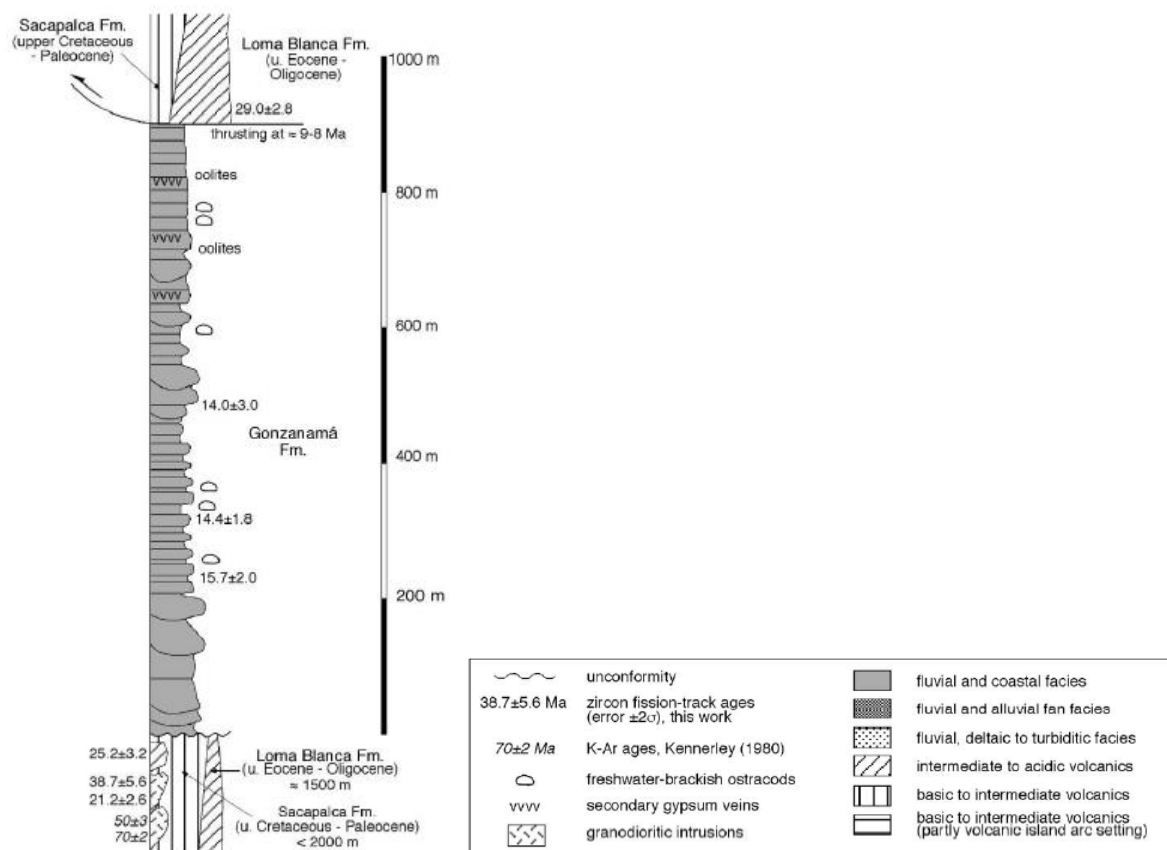


Figura 2.4. Secciones estratigráficas compuestas de series del Mioceno medio en la zona de Catamayo-Gonzanamá. Tomado de Hungerbühler (1997).

2.4.2. CUENCA DE MALACATOS-VILCABAMBA

Las secuencias sedimentarias de esta cuenca están sobreyaciendo parcialmente, las rocas Paleozoicas metasedimentarias de la Unidad Chiguinda (Litherland et al., 1994) desde el borde Oeste de la cordillera Real y a los volcánicos de la Fm. Loma Blanca, del Oligoceno inferior.

Formación Quinara expuesta al sur de la cuenca y está compuesta por tobas ácidas grises y blanquecinas, ignimbritas, y brechas con escasos líticos metamórficos, que tiene un espesor aproximado de 300 m. Está Formación descansa discordante sobre rocas metamórficas del Paleozoico, y esta disconforme sobre la Fm. Cerro Mandango. Las litologías volcánicas de la formación Quinara corresponden al Mioceno medio.

La Formación San José se acumula disconformemente sobre la Fm. Loma Blanca, y consiste en areniscas calcáreas de espesores variables, y de calizas micríticas, también presenta brechas, y lutitas con escasa bioturbación. Se observó también dentro de esta secuencia, estratificación cruzada, con superficies de reactivación y estratificación tipo hummocky. En las areniscas calcáreas y las calizas se encontró abundante fauna como foraminíferos, ostrácodos, bivalvos, gasterópodos. Las areniscas se asocian a canales estuarinos, barras y a un frente deltaico. Las areniscas calcáreas y calizas representan una planicie de inundación, y depósitos tipo lagoon. Hungerbülher et al., (2002), sugiere que la Fm. San José fue depositado en un delta dominado por mareas.

Fm. Santo Domingo hacia el norte de la cuenca se divide en dos miembros: El Mb. Carbón está compuesto por secuencias de lutitas negras, limolitas, e intervalos de arenisca con estratificación cruzada y ripples. El Mb. Yeso consiste en areniscas verdosas, con ripples y laminación, y con limolitas laminadas; el yeso está presente en las areniscas. Hacia el sur se encuentran fósiles preservados, de gasterópodos, camarones, ostrácodos y dientes de peces, utilizados para dataciones que asignan a la Fm. Santo Domingo una edad de 14-12 Ma; las edades más viejas coinciden con edades de la Fm. San José, confirman un cambio lateral entre las dos Formaciones, que aparece interdigitadas. Estas evidencias indican que la Fm. Santo Domingo tiene facies de un sistema deltaico costero, con influencia de marea, y ambientes de manglar (pantano). La alternancia de yeso y carbón, indica que la depositación ocurrió bajo condiciones secas y húmedas, a lo largo de una planicie costera (Hungerbühler, 1997).

La Fm. San Francisco es descrita por Corrochano (2014), considerando edades de 11.4 ± 1.6 a 7.7 ± 0.8 Ma, obtenidas mediante dataciones radiométricas de ZFT y realizadas por Hungerbühler (1997), quién incluye esta formación dentro de la Fm. Cerro Mandango como Miembro Arenisca. Está Formación presenta en su sección basal varias secuencias que exponen asociaciones de facies de llanura deltaíca fluvial, caracterizada por intercalaciones de areniscas y conglomerados, y una asociación de facies palustre, con facies limolíticas y lutíticas. Al tope predomina una asociación de facies de llanura deltaíca fluvial con presencia de estratos métricos que exhiben facies conglomeráticas intercaladas con facies de areniscas

(Solís, 2015). El depósito de esta formación se dio en una llanura deltaíca con una fuerte influencia mareal con cambios esporádicos hacia marismas-estuarios o lagoons. Se tuvo ocasionales periodos de llanura deltaíca palustre y un volcanismo sincrónico al depósito de los sedimentos.

Fm. Cerro Mandango descrito por Kennerley, 1973, sobre la Fm. Santo Domingo, y sobre rocas metamórficas viejas, con discordancia angular, y parcialmente está conformante sobre la Fm. Quinara. En la parte inferior está el Mb. Arenisca y en la parte superior el Mb. Conglomerado. El Mb. Arenisca consiste en areniscas de grano medio y grueso, con laminación cruzada, láminas de grava con pequeños clastos metamórficos, y pocos limos. El Mb. Conglomerado consiste en general de conglomerados clasto soportado (clastos metamórficos), de areniscas de grano grueso, y pocos limos. Muestras tomadas en esta cuenca permitieron datar una edad ZFT (Zircon Fission Track) de 11-7 Ma (Hungerbühler, 1997). El ambiente de sedimentación corresponde a un sistema fluvial o un abanico aluvial que prograda de sur a norte. La fuente del material de la Fm. Cerro Mandango es la cordillera Real (Hungerbühler, 1997).

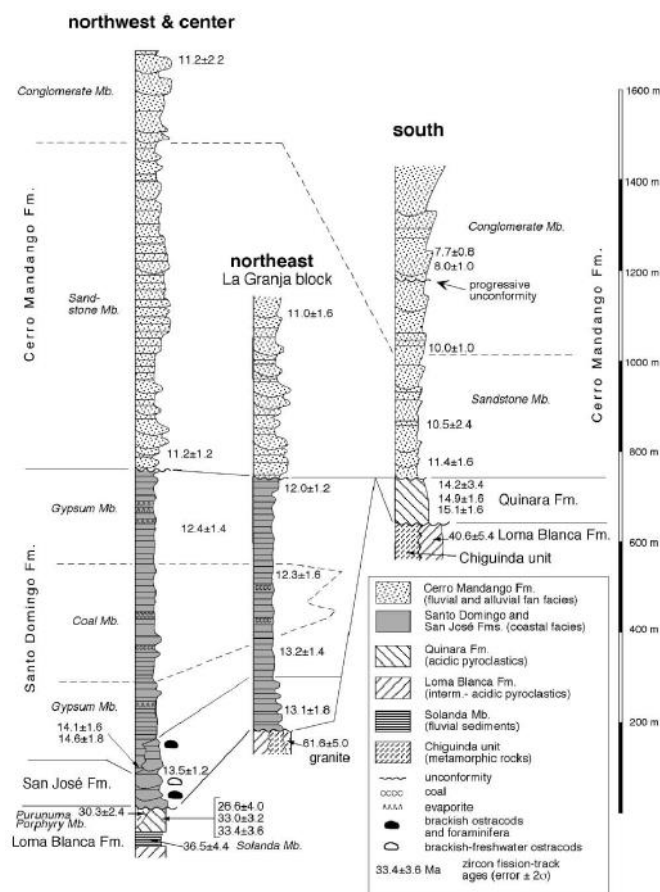


Figura 2.5. Secciones estratigráficas compuestas de las Formaciones del Mioceno medio a tardío en la zona de Malacatos-Vilcabamba. Tomado de Hungerbühler (1997).

2.4.3. CUENCA DE LOJA

Las series sedimentarias en Loja está tectónicamente divididas, por una falla inversa (post-deposicional), que yuxtapone diferentes secuencias sedimentarias en sus límites. Los sedimentos descansan en inconformidad sobre rocas metamórficas viejas, en ambos lados de la falla inversa (Litherland et al., 1994).

La Fm. Trigal consiste en areniscas de grano grueso, capas finas de conglomerados y limolitas, se diferencia de otras formaciones de la cuenca de Loja debido, a la presencia abundante de clastos volcánicos. Por lo cual la Fm. Trigal corresponde a secuencias del Mioceno medio (Hungerbülher, et al., 2002).

Fm. La Banda es lateralmente continua y consiste en: delgadas capas de calizas laminadas, lutitas margosas y calizas finas, capas delgadas de chert, brechas calcáreas intra formacionales, areniscas amarillas de grano fino, yeso secundario ubicado entre fracturas, y yeso primario. Una abundante fauna de ostrácodos (Peterson et al., 2002) indica sistemas de agua salobre y agua fresca. La asociación de facies sedimentarias y el contenido biológico indican un ambiente lagunal con depósitos intra o supramareales.

La Fm. Belén son areniscas de canal de grano grueso, y conglomerados en depósitos tipo rellenos de canal (channel lag), que se sitúan en la parte más profunda del canal, que muestran una variación de facies, indicando una transición de un ambiente lagunal (Fm. La Banda), a un ambiente deltaico (Fm. Belén) (Hungerbülher et al., 2002).

La Fm. San Cayetano ubicada al este de Loja se divide en tres miembros, separados por límites transicionales. El Mb. Arenisca inferior, tiene areniscas gruesas, conglomerados canalizados, lutitas, y varias suturas rellenas de carbón. El Mb. Limolita se caracteriza por lutitas laminadas, cafés, grises y blancas, también por capas de diatomitas y difusos horizontes piroclásticos. La litología del Mb. Arenisca superior, es similar al Mb. Inferior, sin embargo, el tamaño de grano del Mb. Inferior es menor y muestra una gradación inversa. Los Mbs. Arenisca inferior y Limolita, tienen abundante madera y partes remanentes de peces, gasterópodos, y diatomeas. Hungerbühler (1997) concluyó que, el Mb. Limolita fue depositado en un lago de agua fresca situado en un ambiente tropical de baja elevación, el lago tendría lugar durante la retirada del sistema fluvial de carga mixta (Mb. Arenisca inferior),

y la subsecuente progradación corresponde al Mb. Arenisca superior la cual lleno el lago. Las edades para la Formación San Cayetano son de 13-10 Ma.

La Fm. Quillollaco está presente al este y al oeste de Loja, sobrepone a las formaciones viejas, con una discordancia angular, y consiste en conglomerados clasto soportados (clastos metamórficos). Las imbricaciones de los clastos muestran que la dirección del transporte fue E-O. Esta Formación muestra una transición de un sistema de ríos trenzados que prograda desde el este hasta el centro de la cuenca, sin embargo, se refieren a la Fm. Quillollaco como un abanico aluvial cuya fuente es la cordillera Real, y por las similitudes litológicas con la Fm. Cerro Mandango, se sugiere que la edad de formación de Quillollaco es del Mioceno tardío.

La formación Salapa corresponde a secuencias sedimentarias, con estratos piroclásticos, que muestran edades jóvenes de ~2,5 Ma, (Hungerbühler, 1997).

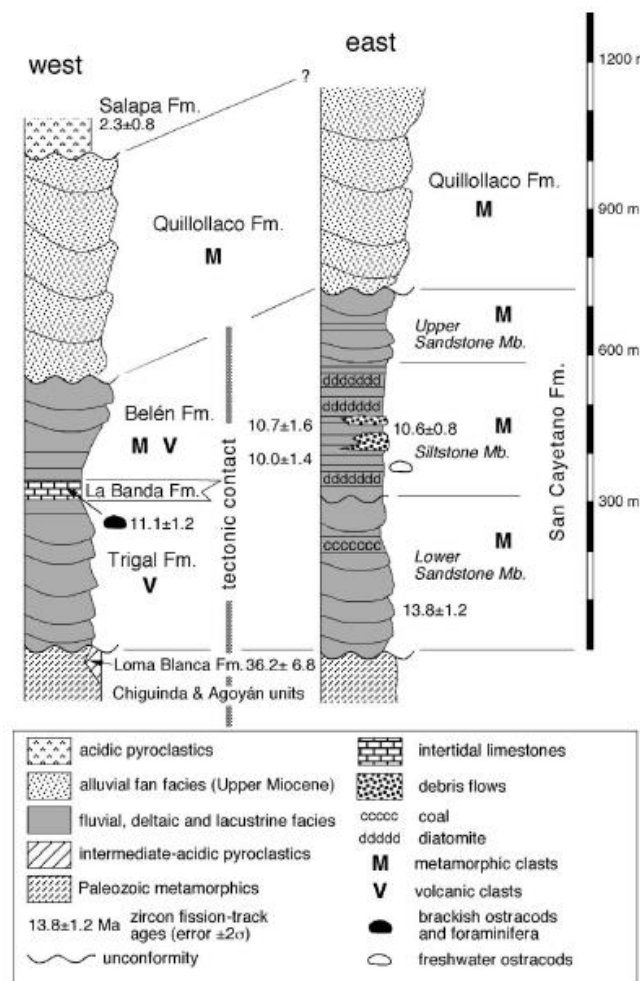


Figura 2.6. Secciones estratigráficas compuestas de las formaciones del Mioceno medio a tardío en la zona de Loja. Tomado de Hungerbühler (1997).

CAPITULO 3

3. METODOLOGÍA

3.1. GEOMORFOLOGÍA Y GEOFÍSICA

Los límites estructurales de las cuencas intramontañosas del sur, Gonzanamá, Sacapalca, Catamayo, y Malacatos-Vilcabamba, en su mayoría están controladas por complejos sistemas de fallas, que afectan el relleno sedimentario del Neógeno, además del basamento volcánico y metamórfico del Mesozoico-Oligoceno. Estas cuencas están afectadas también por la presencia de cuerpos intrusivos discordantes al relleno sedimentario. Los límites estructurales de las cuencas se manifiestan en superficie mediante lineamientos morfológicos, y en ciertos afloramientos es posible identificar una cinemática compresiva tipo cabalgamientos.

Para realizar la caracterización estructural de las cuencas sedimentarias de Gonzanamá, Sacapalca, Catamayo y Malacatos, se utilizó el método geofísico MAGNETOTELÚRICO (MT), que emplea una fuente natural electromagnética haciendo referencia a los campos magnéticos, y a la percepción de campos eléctricos en el suelo (Cagniard, 1953).

3.2. GEOMORFOLOGÍA

El término Geomorfología se define como la disciplina científica que tiene como objeto el reconocimiento, la clasificación y la explicación de las diferentes configuraciones que presenta la superficie terrestre (Muñoz, 1992). 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.

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 describe las características geomorfológicas de los tipos de fallas, lo que nos permitió identificar los lineamientos morfológicos para realizar nuestros perfiles.

Cabe recalcar que la finalidad del análisis geomorfológico es la identificación de lineamientos característicos de zonas de falla, más no la caracterización del tipo de falla, puesto que esto se observara con la geofísica y con datos recolectados en campo.

3.2.1. 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 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 grabens y horst, además hay fallas normales individuales que crean semigrabens (Figura 3.1). Adicionalmente, se pueden formar fallas sintéticas y antitéticas en el bloque techo (Burbank & Anderson, 2001).

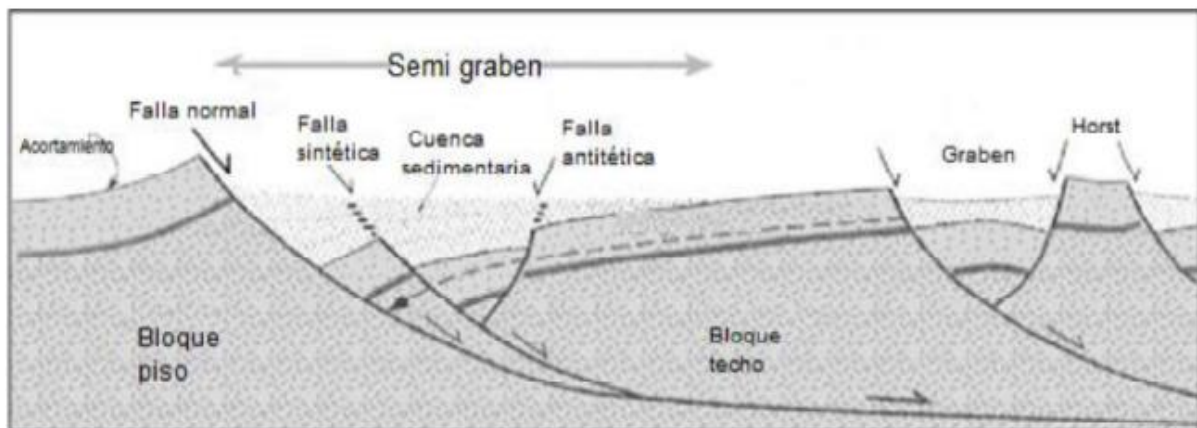


Figura 3.1. Rasgos geomorfológicos asociados a fallas normales (Modificado de Burbank & Anderson, 2001)

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 3.2).

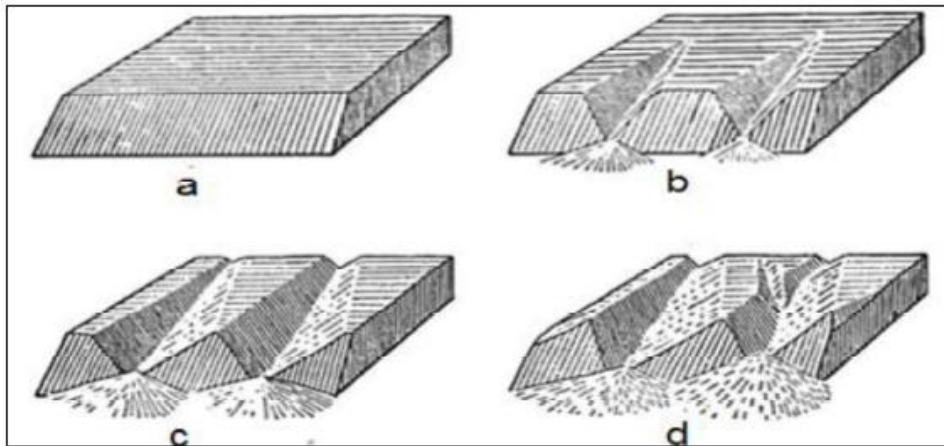


Figura 3.2. Evolución de los escarpes de falla. a) Escarpe de falla anterior a la erosión; b) Escarpe de falla parcialmente erosionada; c) Las facetas triangulares que representan remanentes del escarpe de falla original; d) Facetas triangulares que representan el escarpe de falla original algo retrocedida por la erosión. (Tomado de Fraga,2017)

3.2.2. Rasgos morfológicos en fallas inversas

Los rasgos geomorfológicos incluyen frentes montañosos con pendientes fuertes, escarpes de falla, escarpes plegados, y deslizamientos (Figura 3.3). Este tipo de fallas cortan la superficie con un ángulo de buzamiento de 30° , 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).

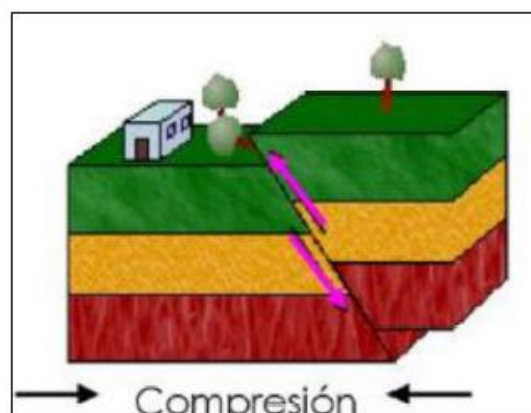


Figura 3.3. Fallas inversas asociado a un ambiente compresivo. (Modificado de Zúñiga, 2018)

Asociado a este tipo de fallas se forman las fallas de cabalgamiento con un ángulo bajo, algunas de estas fallas rompen la superficie, pero otras permanecen bajo superficie en núcleos de pliegues anticlinales (Keller & Pinter, 2002).

3.2.3. Rasgos morfológicos de fallas transcurrentes

Las fallas transcurrentes presentan rasgos geomorfológicos en toda su extensión, como se puede evidenciar en la Figura (3.4). La cual describe los siguientes ensamblajes:

Valles lineales: son valles ubicados a lo largo del trazo principal de las fallas, 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.

Drenajes desplazados: son canales de ríos que han sido desplazados por la actividad de una falla.

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.

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.

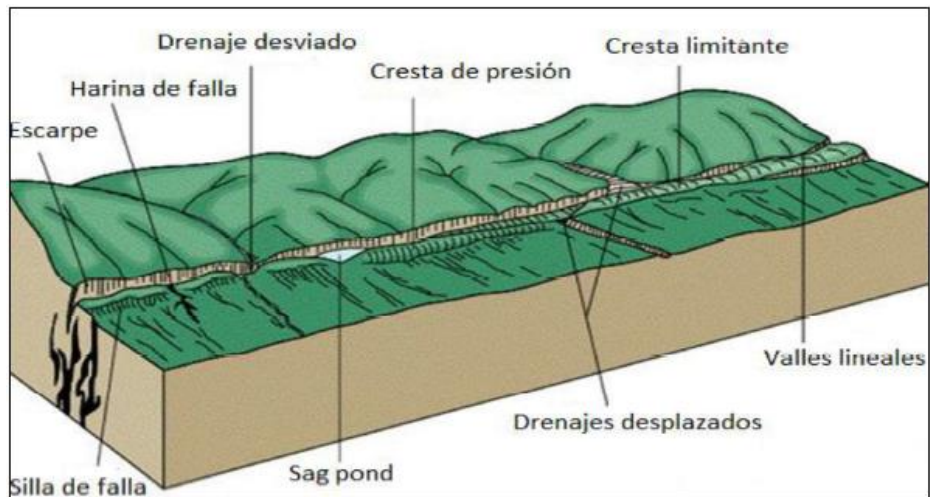


Figura 3.4. Ensamblaje de rasgos morfológicos asociadas a fallas transcurrentes (Modificado de Wesson et al., 1975)

3.3. GEOFÍSICA

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).

3.3.1. MÉTODO MAGNETOTELÚRICO

El método magnetotelúrico tiene sus orígenes en la década de 1950 con los trabajos publicados de Tikhonov (1950) geofísico ruso, y el geofísico francés Cagniard (1953) que realizaron mediciones de la variación de campo eléctrico y magnético simultáneamente.

La magnetotelúrica (MT) es una técnica de exploración geofísica de fuente natural basada en el fenómeno de la inducción electromagnética. La fuente externa se asocia tanto a las perturbaciones electromagnéticas producidas por las tormentas, como a las corrientes ionosféricas (Figura 3.5), que en ambos casos inducen en el subsuelo unas densidades de carga y corrientes eléctricas cuya distribución depende de la resistividad eléctrica del subsuelo. En el método MT se asume que los campos en la superficie pueden ser

considerados como ondas planas. La determinación de la distribución de resistividad es el objetivo del método magnetotelúrico (Simpson & Bahr, 2005).

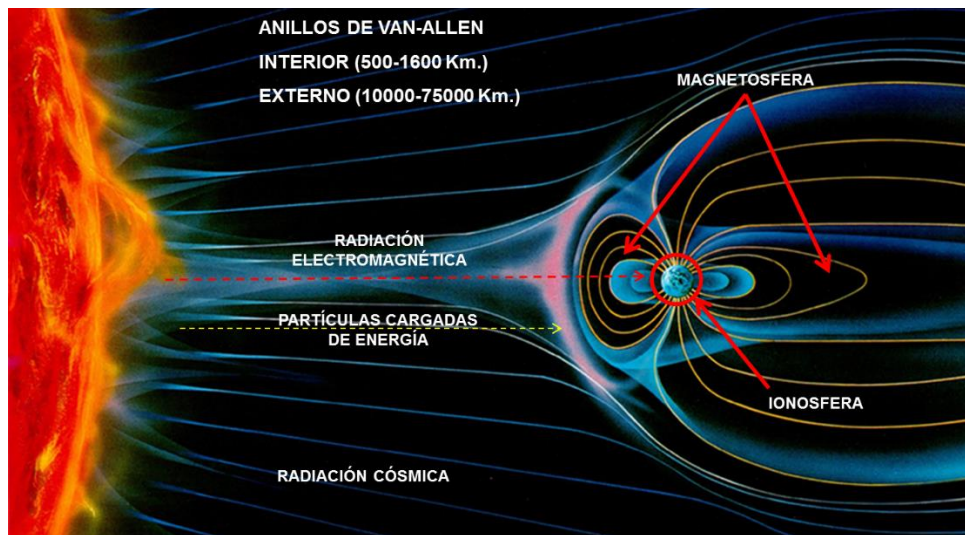


Figura 3.5. Influencia de los vientos solares en la magnetosfera. Recuperado de <https://tertuliaspoeticas.blogspot.com/2017/09/tormentas-solares.html>.

Los campos electromagnéticos dentro de un material en un marco de referencia no acelerado pueden ser completamente descritos por las ecuaciones de Maxwell, quien, en 1867, formula las ecuaciones básicas que relacionan los campos eléctrico y magnético. Para la base teórica del método, estas relaciones se completan con las denominadas ecuaciones de continuidad, que especifican el comportamiento de los campos eléctrico y magnético para medios con discontinuidades. A partir de estas ecuaciones, se puede determinar el comportamiento de una onda de MT durante su propagación por un medio determinado.

a) Ley de Faraday: Establece que el voltaje inducido en un circuito cerrado es directamente proporcional a la rapidez con que cambia en el tiempo el flujo magnético que atraviesa una superficie cualquiera con el circuito como borde. Por el Teorema de Stokes, se obtiene la forma diferencial:

$$\nabla \times \vec{E} = -\frac{\partial \vec{B}}{\partial t} \quad \text{Ecuación 1}$$

Donde, \vec{E} : intensidad del campo eléctrico (Volt/ m)

\vec{B} : inducción magnética (W/m²)

b) Ley de Ampère: En su forma original, se basa en la observación de que una corriente eléctrica, J, genera un campo magnético B, y los relaciona en forma diferencial, de la siguiente manera:

$$\nabla \times \vec{H} = \vec{J} \quad \text{Ecuación 2}$$

Donde, \vec{H} : intensidad del campo magnético (Ampère/ m)

\vec{J} : densidad de corriente eléctrica (Ampère/ m²)

Ley de Ampère-Maxwell o Ley de Ampère: Generalizada es la misma ley corregida por Maxwell que introdujo la corriente de desplazamiento, que en forma diferencial para medios materiales se tiene:

$$\nabla \times \vec{H} = \vec{J} + \frac{\partial \vec{D}}{\partial t} \quad \text{Ecuación 3}$$

Donde, \vec{D} : vector de desplazamiento eléctrico (Coulomb/m²)

c) Ley de Gauss: El flujo del campo eléctrico a través de una superficie cerrada es igual al cociente entre la carga (q) o la suma de las cargas que hay en el interior de la superficie y la Permitividad eléctrica en el vacío (ϵ_0), que en forma diferencial se expresa:

$$\nabla \cdot \vec{E} = \frac{\rho}{\epsilon_0} \quad \text{Ecuación 4}$$

Donde, ρ_f : densidad de carga libre (Coulomb/m³)

Esta expresión es para una carga en el vacío, para casos generales se debe introducir una cantidad llamada densidad de flujo eléctrico, y la expresión obtiene la forma:

$$\nabla \cdot \vec{D} = \rho_f \quad \text{Ecuación 5}$$

d) Ley de Gauss: para el campo magnético indica que las líneas de los campos magnéticos deben ser cerradas, ya que, los campos magnéticos, a diferencia de los eléctricos, no comienzan y terminan en cargas diferentes. Se basa en la observación de que el flujo magnético es continuo. En otras palabras, sobre una superficie cerrada no se podrá encerrar una fuente o sumidero de campo, esto expresa la no existencia del monopolio magnético. En forma diferencial se expresa así:

$$\nabla \cdot \vec{B} = 0 \quad \text{Ecuación 6}$$

Fundamentos del Método Magnetotelúrico

El método MT consiste en la medición simultánea de las componentes ortogonales de los campos eléctrico (Ex y Ey) y magnético (Hx, Hy y Hz) sobre la superficie de la tierra (Figura 3.6), en la banda de periodos entre 0.1 segundos hasta miles de segundos. El método MT permite obtener las propiedades eléctricas de la tierra desde unos cientos de metros hasta profundidades de varios kilómetros, dependiendo de los valores de resistividad eléctrica de

la misma, seleccionando el apropiado rango de frecuencia del campo electromagnético natural, siendo las frecuencias bajas (1×10^{-4} Hz hasta 1×10^1 Hz) para obtener mayor profundidad de penetración y las frecuencias más altas (1×10^1 Hz hasta 1×10^4 Hz) para profundidades más superficiales (Simpson & Bahr, 2005).

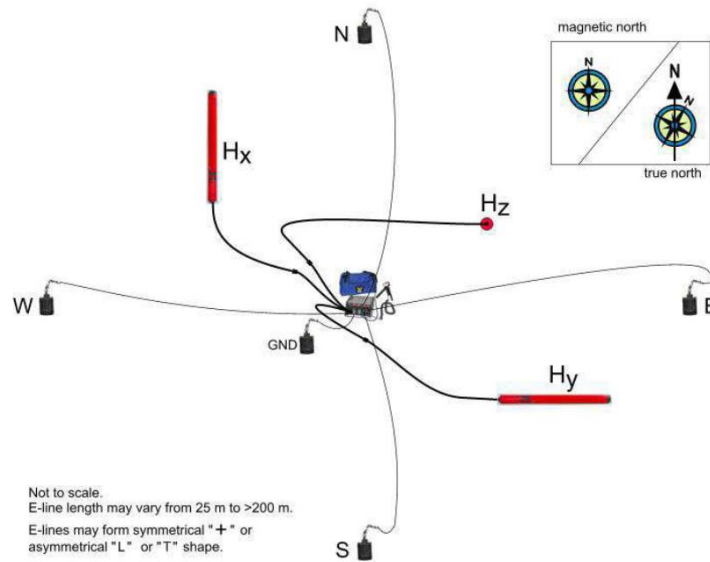


Figura 3.6. Arreglo geométrico del equipo en campo, tomado de (Ahumada & Flores, 2017)

Tensor de impedancia

Un sondeo MT consiste en la medición de las tres componentes del campo magnético H_x , H_y y H_z , así como, de las componentes horizontales del campo eléctrico E_x y E_y . A partir del procesamiento de estas componentes, finalmente, se obtiene un modelo de resistividades del terreno. En primer lugar, al procesar los datos, se obtienen los campos en el dominio de las frecuencias (ω) y el *Tensor de Impedancia* Z (Simpson & Bahr, 2005; Vozoff, 1972). El Tensor de Impedancia $Z(\omega)$ es un tensor de segundo orden (2×2) y es el operador que relaciona de forma lineal las componentes horizontales del campo eléctrico E y del campo magnético H (Cantwell, 1960) que, en el dominio de las frecuencias y sistema de ejes de coordenadas X e Y , se relacionan a través de la ecuación:

$$\vec{E} = \bar{Z}\vec{H} \quad \text{Ecuación 7}$$

que en forma matricial se expresa como:

$$\begin{bmatrix} E_x \\ E_y \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} Z_{xx} & Z_{xy} \\ Z_{yx} & Z_{yy} \end{bmatrix} \begin{bmatrix} H_x \\ H_y \end{bmatrix}$$

$$E_x = Z_{xx}H_x + Z_{xy}H_y$$

$$E_y = Z_{yx}H_x + Z_{yy}H_y$$

En este trabajo, se utiliza el Tensor de Impedancia Z , donde sus componentes Z_{ij} ($ij = xx, xy, yx, yy$) son, además, magnitudes complejas. Sus expresiones son $Z_{ij} = \text{Re}(Z_{ij}) + i.\text{Im}(Z_{ij})$ en forma cartesiana y $Z_{ij} =$ en la forma polar.

A partir de la estimación de la impedancia para cada una de las frecuencias analizadas, se procede a calcular las resistividades aparentes ρ_{μ} y los ángulos de fase φ correspondientes, que son dos magnitudes escalares. La resistividad aparente ρ_{μ} es la resistividad promedio para el volumen de la Tierra, medido para un período (T) determinado, mientras que, la resistividad real ρ del subsuelo depende en el caso más general de (x, y, z) .

$$\rho_{\mu}(\omega) = \frac{1}{\omega\mu} |Z_{\mu}(\omega)|^2 (\Omega.m) \quad \text{Ecuación 8}$$

El Ángulo de fase φ , es la fase del componente Z_{ij} , o sea, el ángulo de fase en función de la frecuencia, entre $E_x(\omega)$ y $H_y(\omega)$. Para una onda electromagnética que viaja en un semi-espacio E_x y H_y estará en fase con $\varphi(\omega) = 0$. Provee información adicional de la conductividad de las estructuras.

$$\varphi_{\mu}(\omega) = \frac{1}{\omega\mu} \frac{\text{Im}(Z_{ij}(\omega))}{\text{Re}(Z_{ij}(\omega))} \quad \text{Ecuación 9}$$

Penetración Nominal o Skin Depth

Se define la profundidad nominal como la profundidad a la cual la amplitud de los campos se reduce en un factor “e”, de su valor en la superficie y tiene una relación inversa con la conductividad de las rocas, por lo tanto, la impedancia como función del periodo T , contiene información sobre la resistividad eléctrica a distintas profundidades. De tal forma se puede ver que la penetración es mayor cuanto más resistivo es el medio, lo cual hace que el método sea muy favorable para mapear estructuras resistivas de gran tamaño (Vozoff, 1972).

$$\delta(\omega) = \sqrt{2/\omega\mu\sigma} \quad \text{Ecuación 10}$$

Esta expresión muestra que la amplitud decrece rápidamente con la profundidad para conductividades y frecuencias elevadas.

La penetración del campo dependerá del periodo de sondeo y de la conductividad de las estructuras en la Tierra, siendo que a una mayor frecuencia la profundidad es menor y a menor frecuencia mayor profundidad según Vozoff (1972).

Vector de inducción

Un método para estudiar las variaciones laterales de la conductividad es el que utiliza los vectores de inducción (vectores de Parkinson). Los vectores de Parkinson se definen como la proyección en el plano horizontal de la recta normal del plano preferencial, definido por Parkinson en 1959 donde indica que en dicho plano es donde las variaciones del campo magnético son preferenciales (Jones, 1988).

La ecuación vectorial que relaciona las variaciones del campo eléctrico y magnético inducido es la siguiente (Sutarno & Vozoff, 1989).

$$\nabla \times E = -\mu \frac{\partial H}{\partial t} \quad \text{Ecuación 11}$$

De esta ecuación se observa que E y H son perpendiculares y además que existe una componente vertical de H cuando el $\nabla \times E$ también tenga una componente vertical. La relación entre H_z y las componentes del campo magnético horizontal a cualquier frecuencia se puede escribir como:

$$H_z = A \cdot H_x + B \cdot H_y \quad \text{Ecuación 12}$$

Siendo A y B números complejos

La magnitud (I) y dirección (β) de los vectores de inducción se expresa de la siguiente forma. Ya que A y B son números complejos, se deben tomar por separado la parte real e imaginaria para hacer los cálculos correspondientes.

$$I = (A^2 + B^2)^{1/2} \quad \text{Ecuación 13}$$

$$B = \tan^{-1}(B/A) \quad \text{Ecuación 14}$$

Diagramas polares

Los diagramas de polarización pueden ser usados para juzgar acerca de la geometría de una heterogeneidad y también provee información acerca de la dimensionalidad de los datos MT. Para una estructura de resistividad 1D, los diagramas polares son circulares. Para estructuras de resistividad 2D o 3D, la impedancia principal se encuentra elongada en una dirección ya sea paralela o perpendicular al strike (Reddy et al., 1977).

Permiten conocer desde la superficie terrestre las fluctuaciones temporales de los campos electromagnéticos naturales de la Tierra, y determinar la distribución eléctrica de estos, en función de la frecuencia y el tiempo a través de imágenes bidimensionales y tridimensionales (Cajas, 2017). Esto depende de la penetración de energía electromagnética dentro de la Tierra; el control de la profundidad llega a ser una consecuencia natural de las penetraciones más grandes de las bajas frecuencias, y estas medidas son absolutas, así las interpretaciones de profundidad basadas en la data del método magnetoteléxico son mucho más definitivas que las interpretaciones basadas en datos de gravedad o datos magnéticos.

El equipo utilizado durante esta investigación es el StrataGems Geometrics EH4, el cual usa el principio magnetoteléxico.

3.3.2. StrataGems-Geometrics

El equipo Stratagem EH4 tiene como principio el método magnetoteléxico para medir la conductividad de la sub-superficie, a rango de profundidades que van de pocos metros a mayores de un kilómetro. El sistema Stratagem consiste en dos componentes básicos, un receptor y un transmisor. En rangos de alta frecuencia, las señales naturales son débiles y el uso de un transmisor puede mejorar la calidad de los datos. Este equipo consta de una consola de control y programación, un transmisor central que se conecta a la consola alimentada por una batería de 12 V CC (Geometrics, 2000), el transmisor proporciona campos de fuente no polarizados que permiten medir el tensor de las resistividades en tierra (Geometrics, 2000). Figura 3.7.

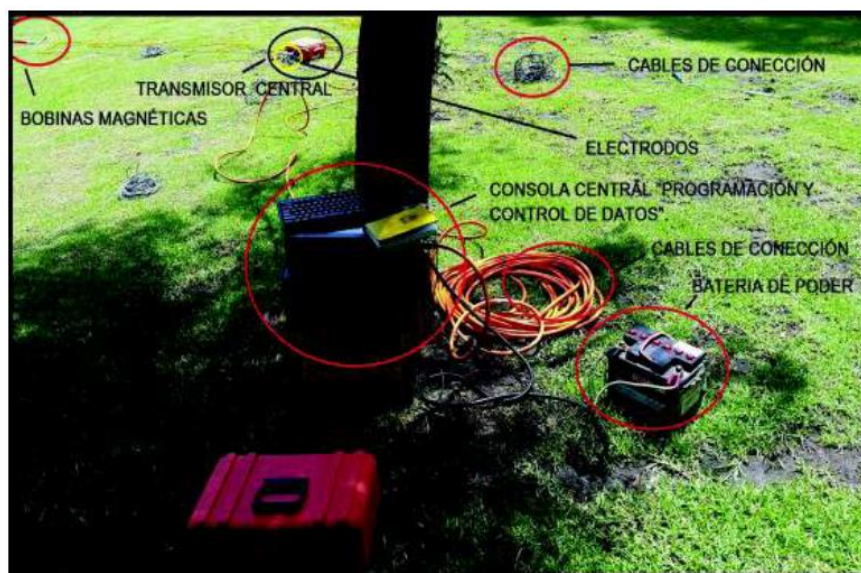


Figura 3.7. Equipo Stratagem EH4.1 y sus diferentes partes, imagen obtenida de una medición en campo. Tomado de Cajas (2017).

Los registros simultáneos de estas series temporales, eléctricas y magnéticas son registrados a través de cuatro dipolos eléctricos (electrodos impolarizables) colocados en forma de cruz en función de los puntos cardinales, mientras que dos bobinas magnéticas de inducción alineadas en direcciones ortogonales transmiten señales de 1000 a 70000 Hz (Figura 3.2), permitiendo así, medir las variaciones temporales de los componentes del campo magnético bajo el sitio de medición (Geometrics, 2000).

Los campos magnéticos se detectan con dos sensores perpendiculares. Los campos eléctricos se detectan midiendo el voltaje diferencial entre los dos nodos elegidos de los dipolos eléctricos. La respuesta de los sensores de campo es amplificada y filtrada por Front End analógico, y transmitido a la consola para conversión de analógico al digital y procesamiento de señal digital. Para esto, se transforman las series temporales al dominio de las frecuencias y, a partir de las relaciones lineales entre las componentes del eléctrico y magnético, se obtienen las respuestas del terreno en todas las estaciones del perfil. Estas respuestas darán lugar a un modelo de resistividades eléctricas del subsuelo. Figura 3.8.

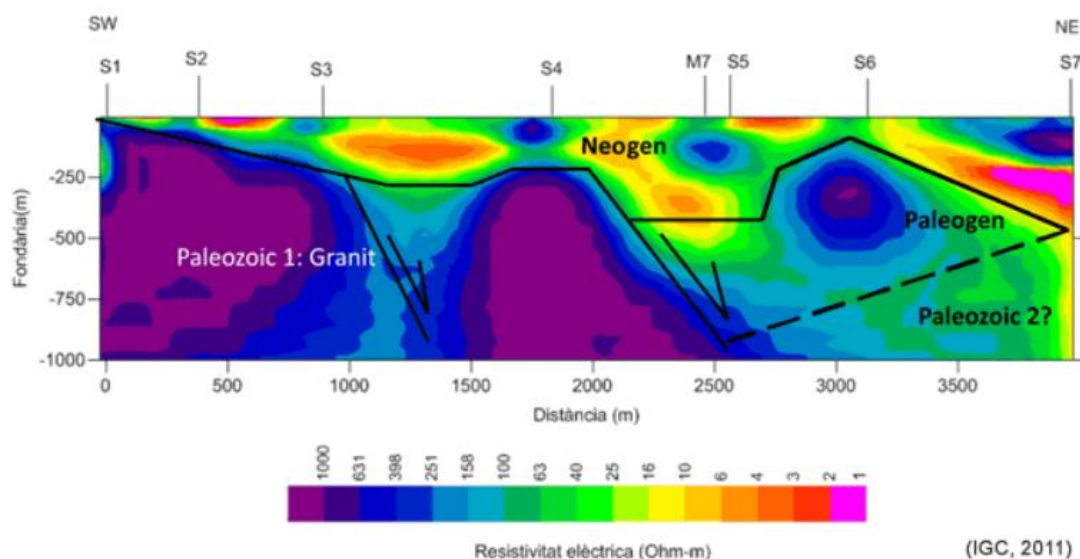


Figura 3.8. Modelo de resistividad eléctrica del subsuelo (IGC, 2011)

El equipo StrataGems Geometrics EH4 ha desarrollado las siguientes ventajas, sobre otros métodos geofísicos:

1. El rango de período sobre el cual el método magnetotelúrico va a operar está cerca de 10^{-4} - 10^{-5} s, y la mayoría de los materiales de la Tierra tienen un rango de resistividad de

10-10000 Ωm , usualmente con la disminución e incremento de la profundidad (al igual que el aumento de la temperatura), por ende se produce un campo de estudio (δ) de 50m hasta los 500km o más, cubriendo todo desde la superficie hasta el manto superior profundo (Chave & Jones, 2012).

2. Funcionamiento completo en base a una mínima cantidad de poder, representando un costo muy bajo y accesible en función de la calidad de datos que se obtienen, generando una detección electromagnética digital en 24 bytes junto con un almacenamiento de datos instantáneo (Geometrics, 2000).

3. El manejo del equipo no representa mayor dificultad, pues permite seleccionar las diferentes bandas de frecuencia y el número de series temporales para la recopilación de datos, optimizando el proceso de acuerdo con la conveniencia del estudio requerido (Geometrics, 2000).

4. El tiempo de calibración del instrumento al inicio de la jornada es de 10 min, y el promedio de recolección de datos se encuentra en el rango de 10 a 12 minutos por cada estación.

5. La consola central permite una visualización inmediata de sondeos 1D y secciones 2D en el campo, junto a un desarrollo de datos mediante modelamientos hasta en 3D, integrándose así a las necesidades que requiera el estudio (Geometrics, 2000).

6. Cuenta con una impresora térmica incorporada que permite una inmediata impresión de los resultados obtenidos en cada una de las estaciones, una vez finalizado el sondeo; los resultados muestran, la amplitud de la señal, la coherencia, resistividad aparente *versus* la profundidad del sondeo. La consola cuenta también con un mapa en coordenadas (latitud y longitud), donde muestra los datos de ubicación de la estación en cada uno de los puntos seleccionados. Figura 3.9.

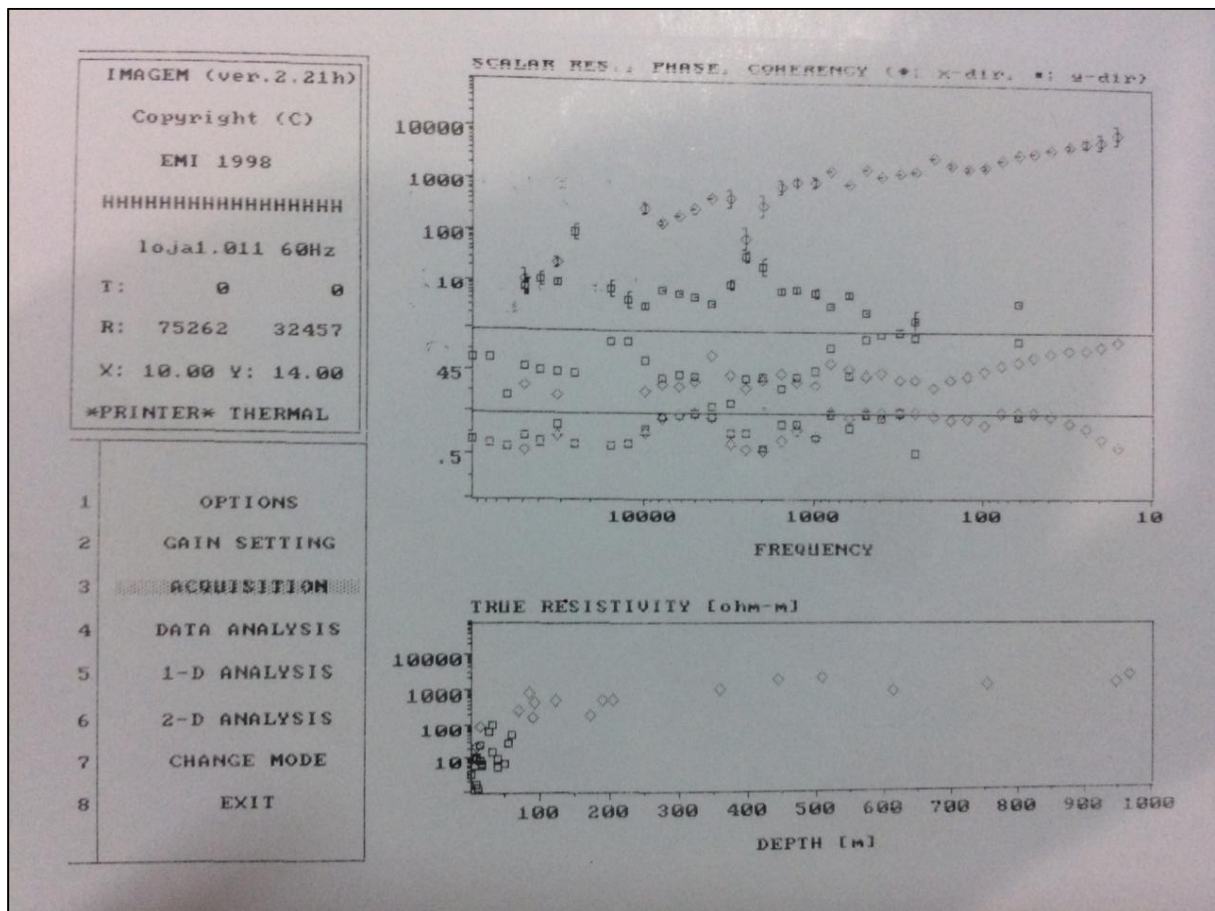


Figura 3.9. Impresión resultante del sondeo magnetotelúrico (Loja 011- Cerro Picotas P2)

7. El conjunto de datos obtenido se almacena en el disco duro integrado en la consola, cuya capacidad de almacenamiento es de 1.2 Gbyte o superior.

3.4. OBTENCIÓN DE DATOS

3.4.1. ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO

El estudio geomorfológico de las estructuras que limitan las cuencas Catamayo, Sacapalca, Gonzanamá y Malacatos-Vilcabamba, se realizó mediante la plataforma de Google Earth que, permite explorar y visualizar en 3 dimensiones las cuencas y sus límites, además de observaciones en campo de los afloramientos perceptibles.

Mediante el Google Earth, se delimito el área de estudio en el que están las cuencas de Catamayo, Gonzanamá, Sacapalca y Malacatos-Vilcabamba (Figura 3.10); luego se procede a analizar los límites de las cuencas, límites Este – Oeste principalmente, excepto por la

cuenca de Malacatos cuyo límite analizado es el Norte, en busca de morfologías típicas de zonas de falla.

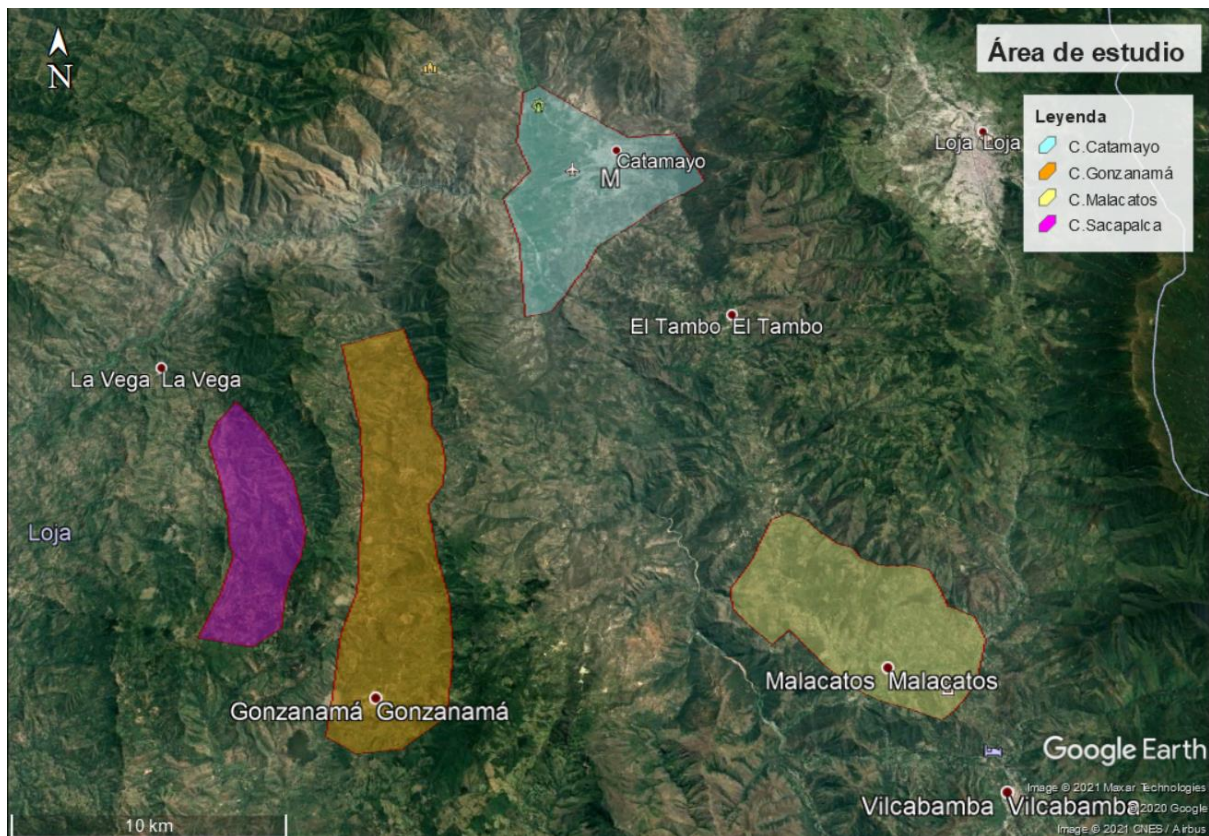


Figura 3.10. Delimitación de la zona de estudio.

En los límites de la cuenca Catamayo se encontraron: (a) En el límite Oeste de la cuenca tenemos conos de deyección o abanicos aluviales, escarpes erosionados, una red de drenaje y un contraste litológico entre el relleno de la cuenca y el pie montañoso, en campo se logró observar que los sedimentos del relleno de la cuenca buzan al Sureste, todos estos siguen una orientación preferencial hacia el Noreste. (b) Al Este de la cuenca se identificó 3 escarpes erosionados con una orientación Noreste y es evidente el contraste litológico del relleno de la cuenca y el pie montañoso, además del afloramiento 1 donde se evidencia el cabalgamiento de la Unidad Chigüinda, sobre los sedimentos. (Figura 3.11; Figura 3.12)

Los lineamientos morfológicos resultantes se encuentran al Este de la cuenca en un sentido Norte-Sur, y al Oeste con un sentido Noroeste-Sureste. Figura 3.13

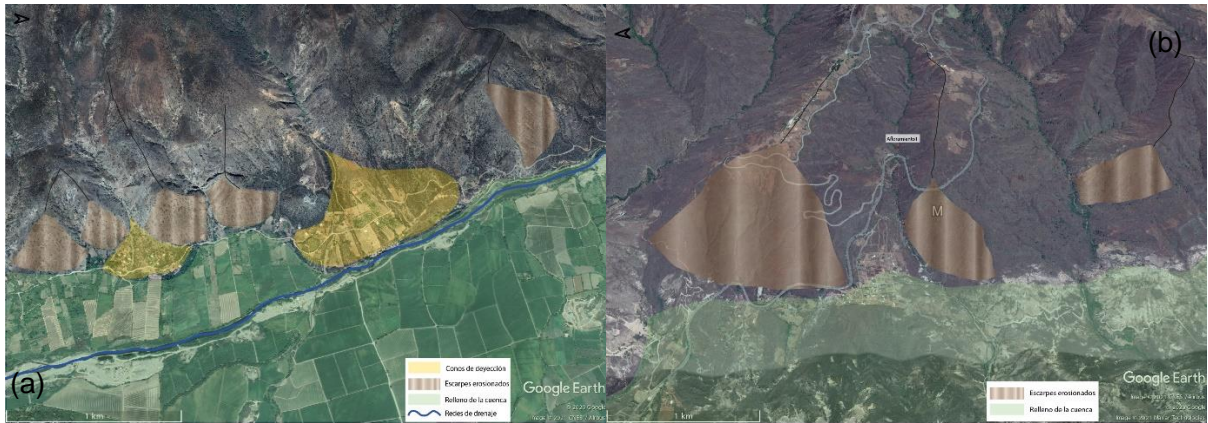


Figura 3.11. Ejemplo, límite estructural de la cuenca Catamayo.



Figura 3.12. Zona de falla, UTM 0686657/9557550 Catamayo (Afloramiento 1).

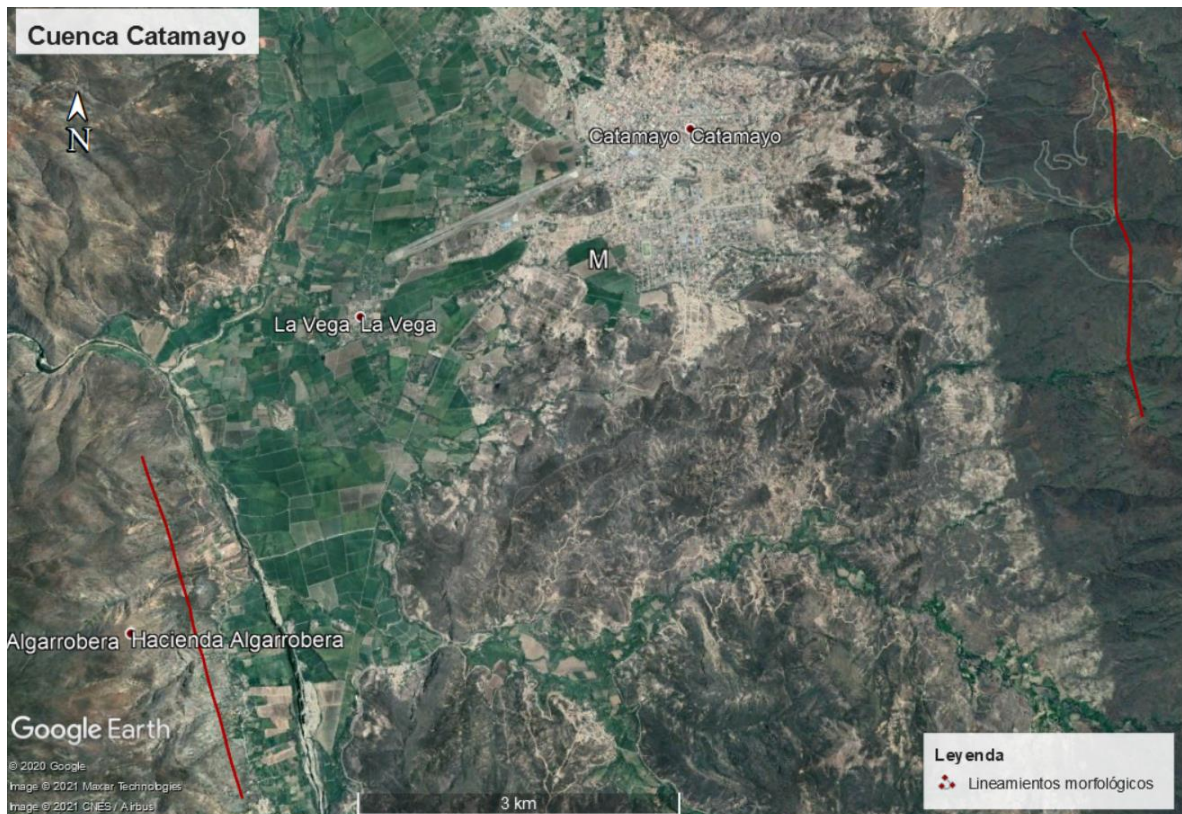


Figura 3.13. Lineamientos morfológicos de la cuenca de Catamayo.

La cuenca de Gonzanamá es extensa por lo que se realizó un análisis al Norte y hacia el Sur de la cuenca. (a) En la sección Norte se identificó dos altos estructurales tanto hacia el Este como al Oeste del relleno de la cuenca, además de un escarpe erosionado en sentido Noroeste-Sureste, y una red de drenaje que atraviesa la cuenca en la misma orientación. (b) Al Sur de la cuenca se observó un límite estructural en sentido Noroeste-Sureste que, separa el relleno de la cuenca y el ascenso montañoso, evidenciado a su vez por un contraste en el tipo de vegetación. Figura 4.14.

Los lineamientos morfológicos resultantes de la cuenca tienen una orientación Noroeste-Sureste. Figura 3.15.



Figura 3.14. Límites cuenca Gonzanamá

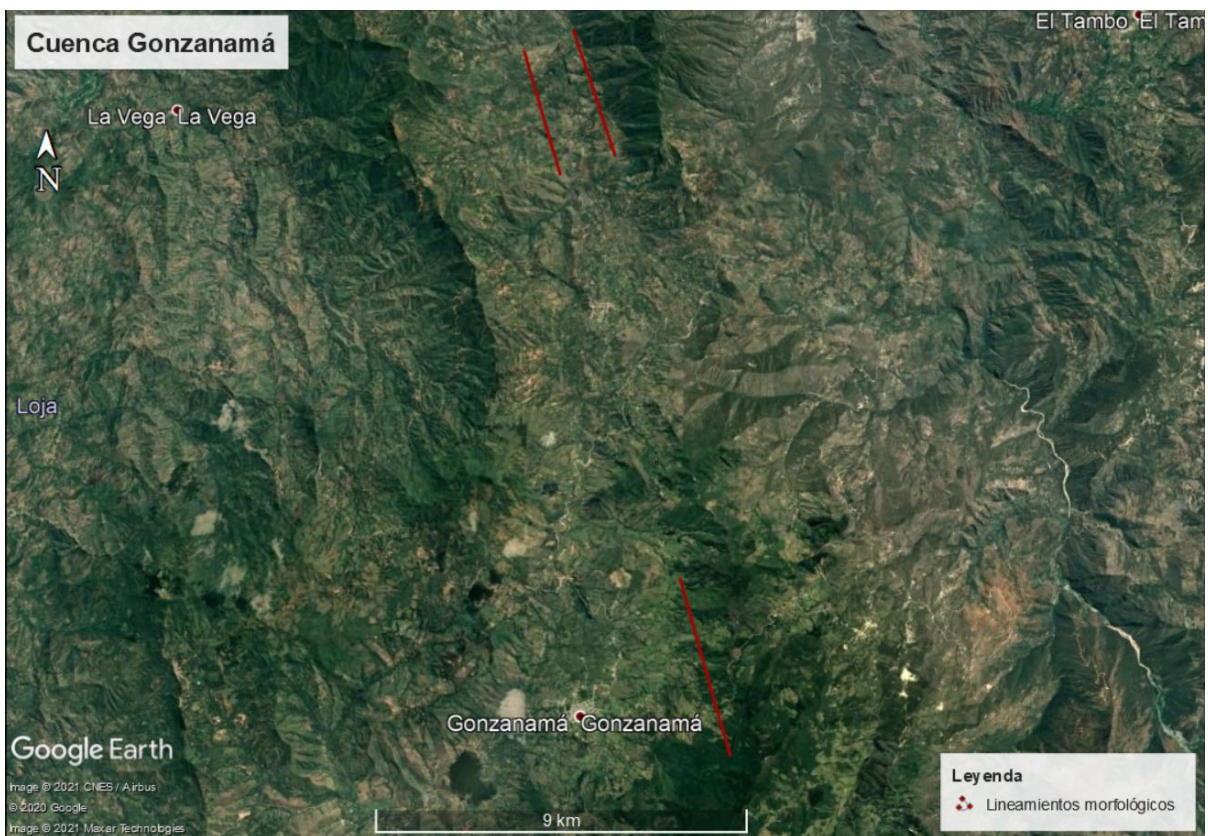


Figura 3.15. Lineamientos morfológicos de la cuenca de Gonzanamá.

La cuenca de Sacapalca se analizó al norte y al sur. (a) Al Norte de la cuenca se identificó una red de drenaje en sentido Noroeste-Sureste, y escarpes erosionados en el mismo sentido. Durante la jornada de campo se observó que los sedimentos adyacentes al río buzán al sureste. (b) Al Sur de la cuenca se diferenció un límite estructural entre la cuenca y la parte montañosa, diferenciados principalmente por el contraste de vegetación, este límite tiene una orientación Noroeste-Sureste, y se observó un escarpe erosionado. Figura 3.16.

Al Sur de la cuenca de Sacapalca se identificó un escarpe erosionado, al analizar este escarpe, se logró diferenciar un escarpe antiguo y otro más joven, durante el trabajo de campo se observó la Formación Loma Blanca aflorando en el escarpe más joven, indicando así una zona de falla. Figura 3.17.

Los lineamientos morfológicos resultantes de la cuenca tienen un sentido Noroeste-Sureste. Figura 3.18

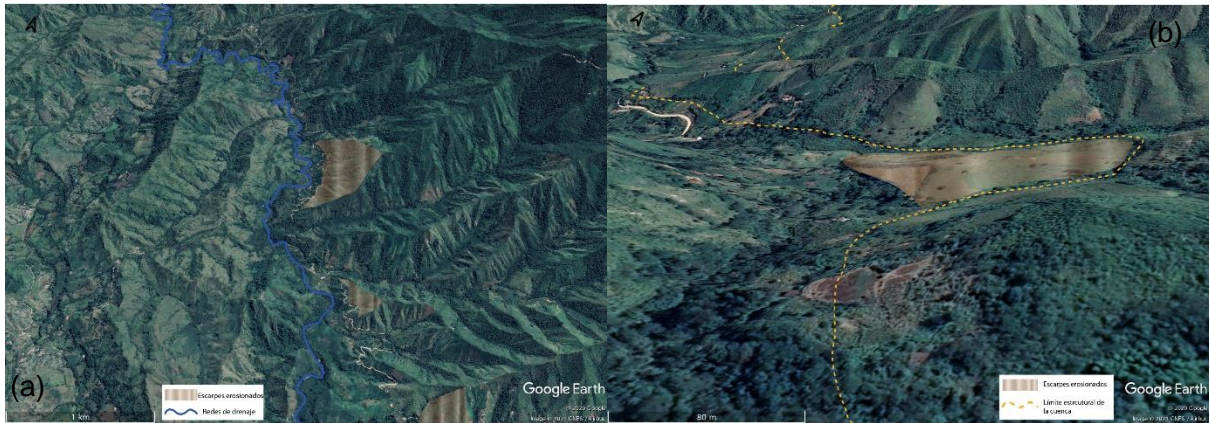


Figura 3.16. Límites de la cuenca Sacapalca.

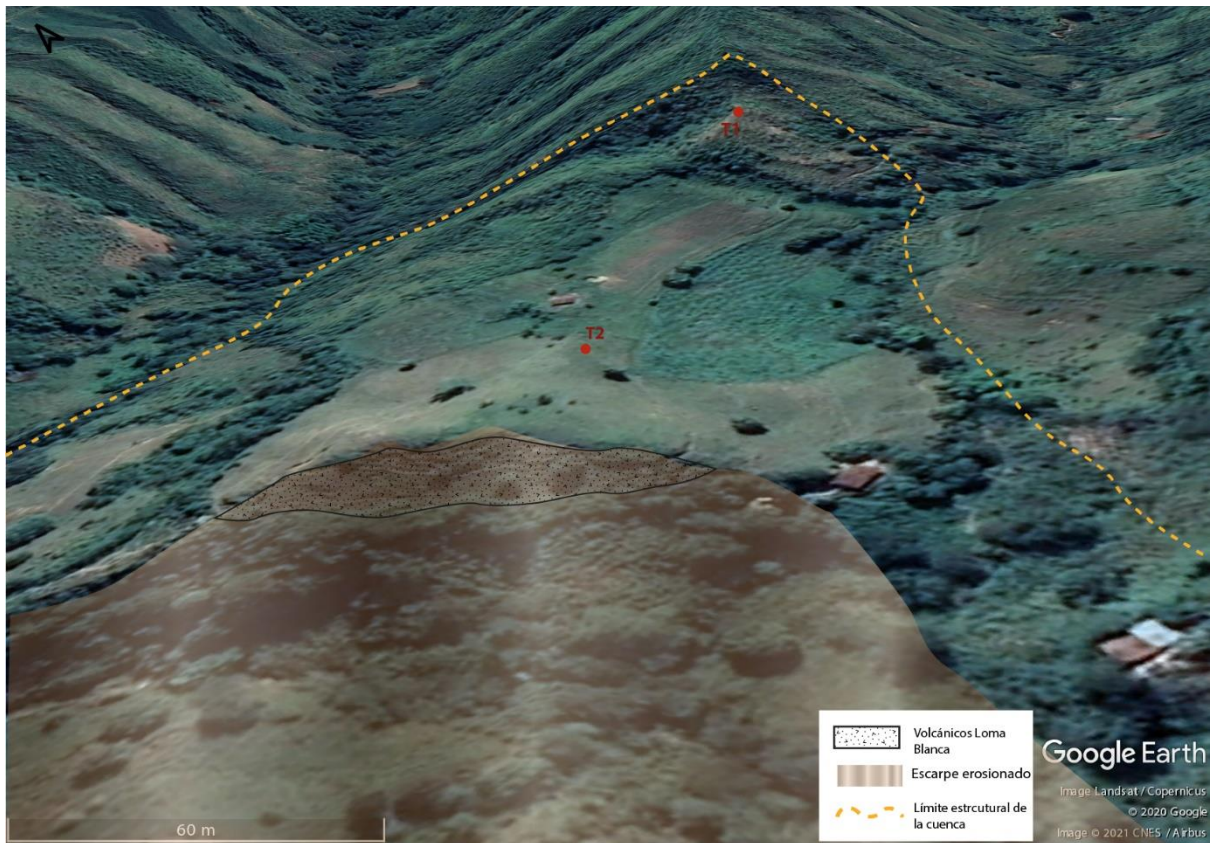


Figura 3.17. Estructuras típicas de una falla normal.

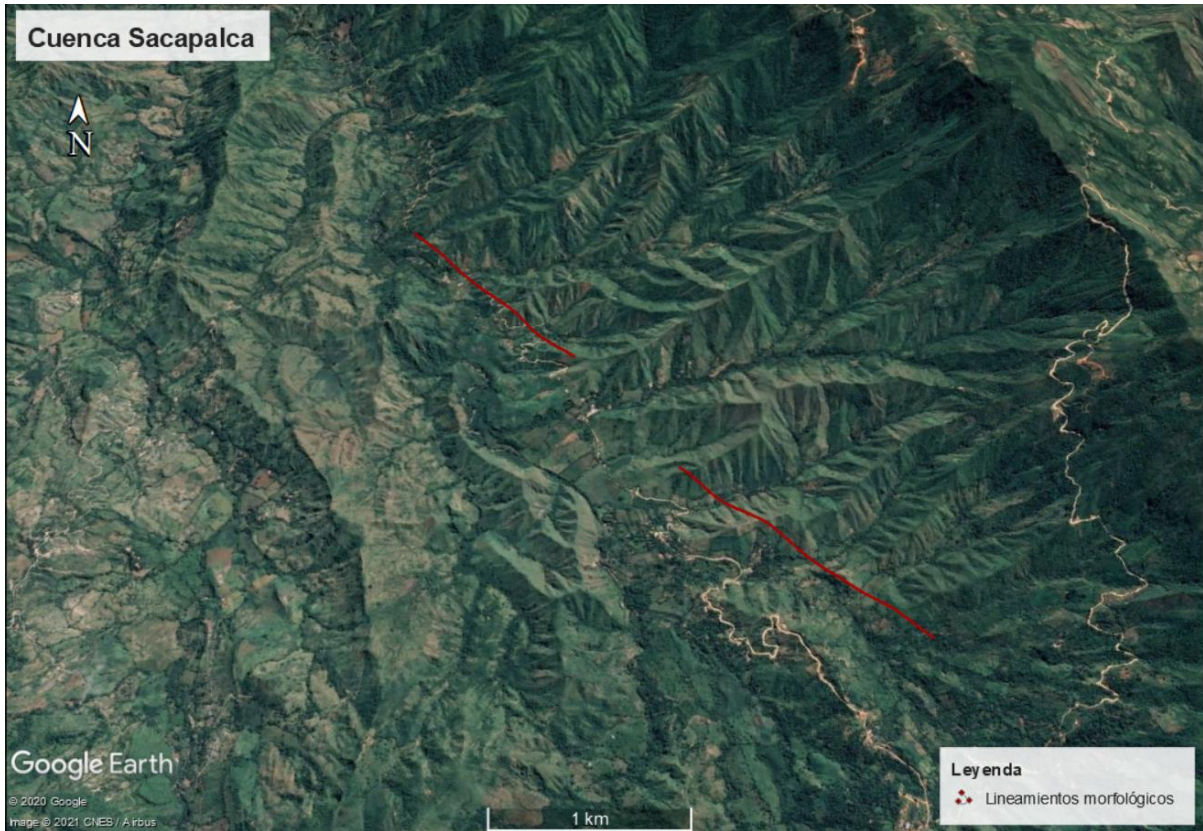


Figura 3.18. Lineamientos morfológicos de la cuenca Sacapalca.

El límite Norte de la cuenca de Malacatos muestra escarpes erosionados, con una orientación Noroeste-Sureste que, en conjunto con observaciones en campo, se identificó el relleno de la cuenca mostrando también que los sedimentos de la cuenca buzan hacia el sureste (Figura 3.19). El lineamiento morfológico resultantes de la cuenca tienen un sentido Noroeste-Sureste. Figura 3.20



Figura 3.19. Límite norte de la cuenca Malacatos.



Figura 3.20. Lineamiento morfológico de la cuenca de Malacatos.

3.4.2. ANÁLISIS GEOFÍSICO

Para la obtención de datos magnetotelúricos que permitan caracterizar las estructuras en subsuperficie que, limitan las cuencas, se realizó el siguiente procedimiento:

Posterior al análisis geomorfológico, se trazaron perfiles perpendiculares a los lineamientos morfológicos de los límites de las cuencas, utilizando el Google Earth, previo a la salida de Campo. Mediante el Google Earth se pudo diferenciar estructuras de las cuencas, y tomando en cuenta zonas con acceso y caminos alternos, se establecieron las coordenadas UTM de los sondeos a realizarse, para cada perfil se intentó también ubicar zonas donde no haya mucha presencia de arcillas, debido a la alta conductividad eléctrica de estas (Tabla 1.1).

Quebrada Algarrobo		Cerro Picotas		Corte Gerinoma		Potrerillos		Río Grande		Corte Purunuma		Catamayo	
X	Y	X	Y	X	Y	X	Y	X	Y	X	Y	X	Y
678178	9553241	691948	9538454	670551	9546484	669250	9541092	666307	9543345	677652	9532502	685595	9559038
678207	9553291	692084	9538598	671307	9546265	669532	9541371	666502	9543411	677091	9532453	686731	9557961
678295	9553328	692141	9538668	671821	9546471	669429	9541282	666675	9543468	676437	9532295	687603	9557166
678370	9553354	692011	9538518	674223	9547260	669305	9541171	666853	9543463	675640	9532283	686657	9557550
678419	9553371	691890	9538470	673844	9547196	668826	9540827	666943	9543494	675262	9532457	686092	9558695
678453	9553395	691695	9538482	673618	9547084	668908	9540879	667113	9543454	674953	9532427	686409	9558395
678529	9553437	691507	9538456	673404	9546962	669072	9540905			674256	9532269	685348	9559534
678608	9553440			673160	9546808								
678643	9553465			672947	9546772								
				672647	9546806								
				672210	9546657								

Tabla 1. Coordenadas UTM de los sondeos realizados, en los 7 perfiles.

Durante la jornada de campo se tomaron 54 sondeos, distribuidos en 7 perfiles orientados en líneas rectas, dentro de la cuenca de Catamayo, Gonzanamá, y Malacatos-Vilcabamba. Dos perfiles se encuentran dentro del cantón Gonzanamá, dos perfiles estuvieron en el cantón Catamayo, dos perfiles más en Sacapalca y un perfil en la zona de Malacatos. Figura 3.21.

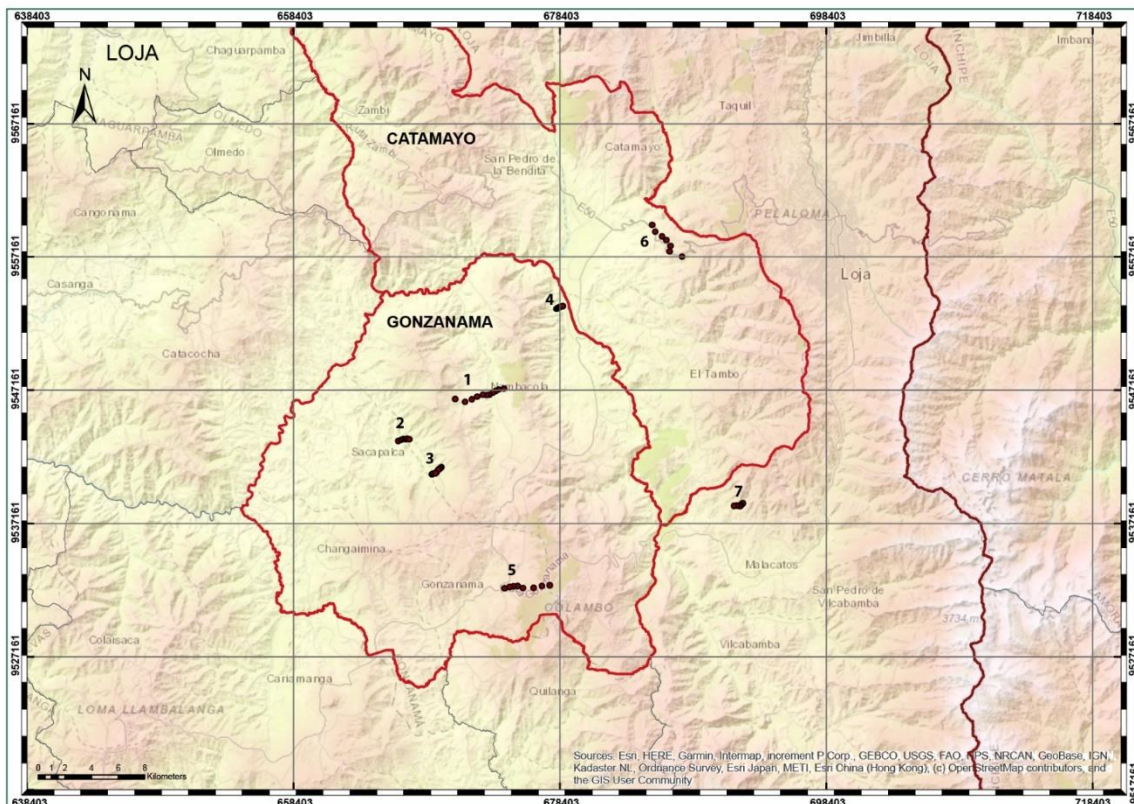


Figura 3.21. Ubicación de los 54 sondeos durante la jornada de campo.

Para realizar los sondeos, se armó una estación con el equipo Stratagem Geometrics EH4 en los UTM's definidos con anterioridad al trabajo de campo. Figura 3.7.

Con la finalidad de obtener cada perfil, se realizó, un promedio de 6 a 11 sondeos, ortogonales a los lineamientos de las estructuras, cada uno de los sondeos está separado uno de otro aproximadamente 100 m. Los perfiles se ubicaron de la siguiente manera:

El primer perfil es el resultado de 9 sondeos ubicados en línea recta perpendicular al lineamiento morfológico, un escarpe que limita la cuenca de Catamayo, y sigue la quebrada Algarrobo desde una parte alta hasta llegar al valle, este perfil está dentro de la parroquia Catamayo.

El segundo perfil es el resultado de 7 sondeos ubicados en línea recta perpendicular, al límite norte de la cuenca de Malacatos, este perfil está dentro de la parroquia Malacatos en el cerro Picotas.

El perfil número 3 corresponde al corte de Gerinoma, dentro de la parroquia Gonzanamá, para este perfil se realizaron 11 sondeos que cortan transversalmente la cuenca, y también lineamientos morfológicos, como escarpes y depresiones.

El cuarto perfil 4 está ubicado en la zona de Potrerillos, al norte de la parroquia Sacapalca, para este perfil se realizaron 7 sondeos que, cortan transversalmente la cuenca, atravesando redes de drenaje y zonas levantadas.

El quinto perfil se lo realizó en la parroquia Sacapalca, se nombró a este perfil como Río Grande, para este perfil se realizaron 6 sondeos ubicados línea recta y que cortan transversalmente redes de drenaje de la cuenca Sacapalca.

El sexto perfil es resultado de 7 sondeos ubicados en línea recta, en el límite Este de la cuenca de Gonzanamá, este perfil está dentro del cantón Gonzanamá, y se le nombró el corte Purunuma.

El séptimo perfil está ubicado en el límite Este de la cuenca de Catamayo, para este perfil se realizaron 7 sondeos que cortan ortogonalmente parte del valle y el acenso montañoso, que definen un lineamiento morfológico del límite de la cuenca. Figura 3.22.

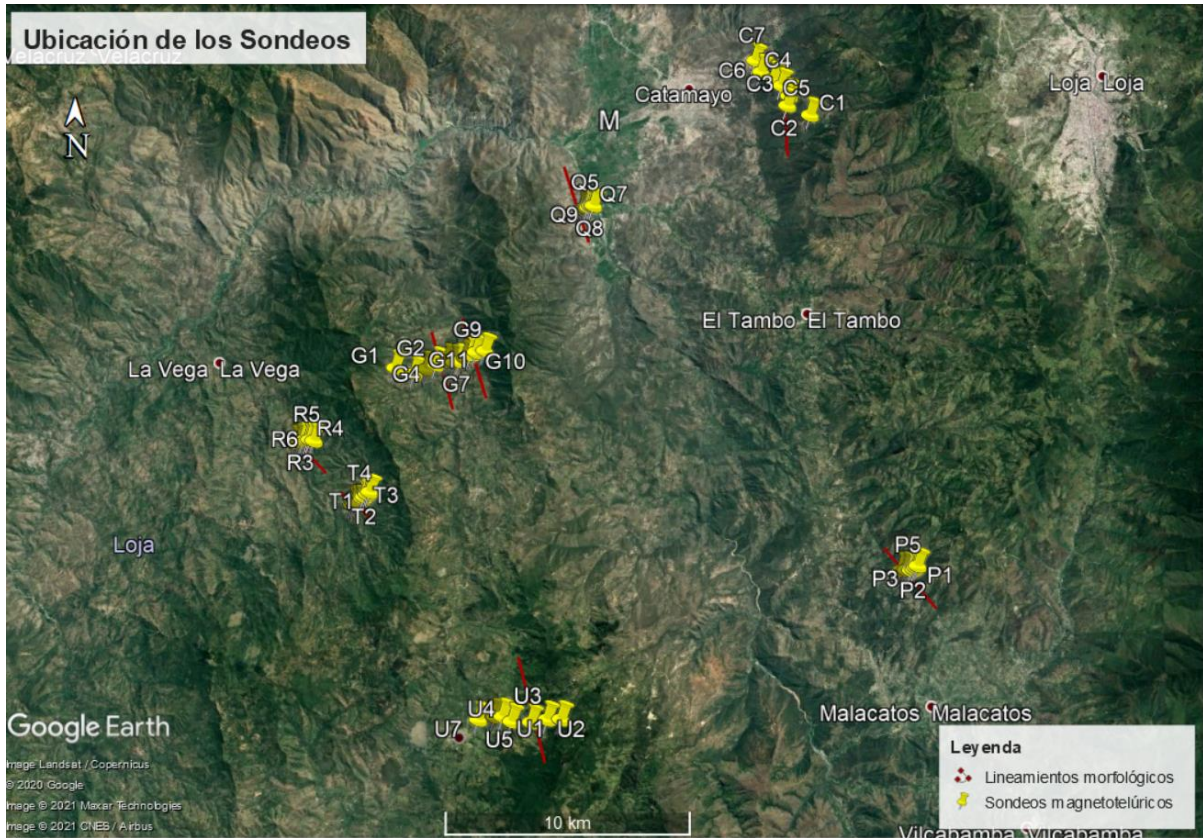


Figura 3.22. Sondeos perpendiculares a los lineamientos morfológicos.

Al finalizar cada uno de los sondeos, la respuesta de los sensores de campo es amplificada y filtrada por Front End analógico, y transmitido a la consola del Stratagem para una conversión de analógico al digital y procesamiento de señal digital, para esto, se transforman las series temporales al dominio de las frecuencias y, a partir de las relaciones lineales entre las componentes eléctrico y magnético, se obtienen las respuestas del terreno, dando lugar a un modelo de resistividades eléctricas del subsuelo. El Stratagem imprime estas respuestas (Figura 3.9), y también las almacena en su disco duro, y en ellas se visualiza la profundidad *versus* los valores de resistividad, también los datos de latitud, longitud, el nombre del sondeo y número de sondeo.

3.5. TRATAMIENTO DE DATOS

Finalizado el trabajo de campo se obtiene la información que requerimos, del almacenamiento de la base de datos del equipo Stratagem EH4; los datos que se obtienen son registros gráficos bidimensionales de cada uno de los sondeos. Figura 3.23.

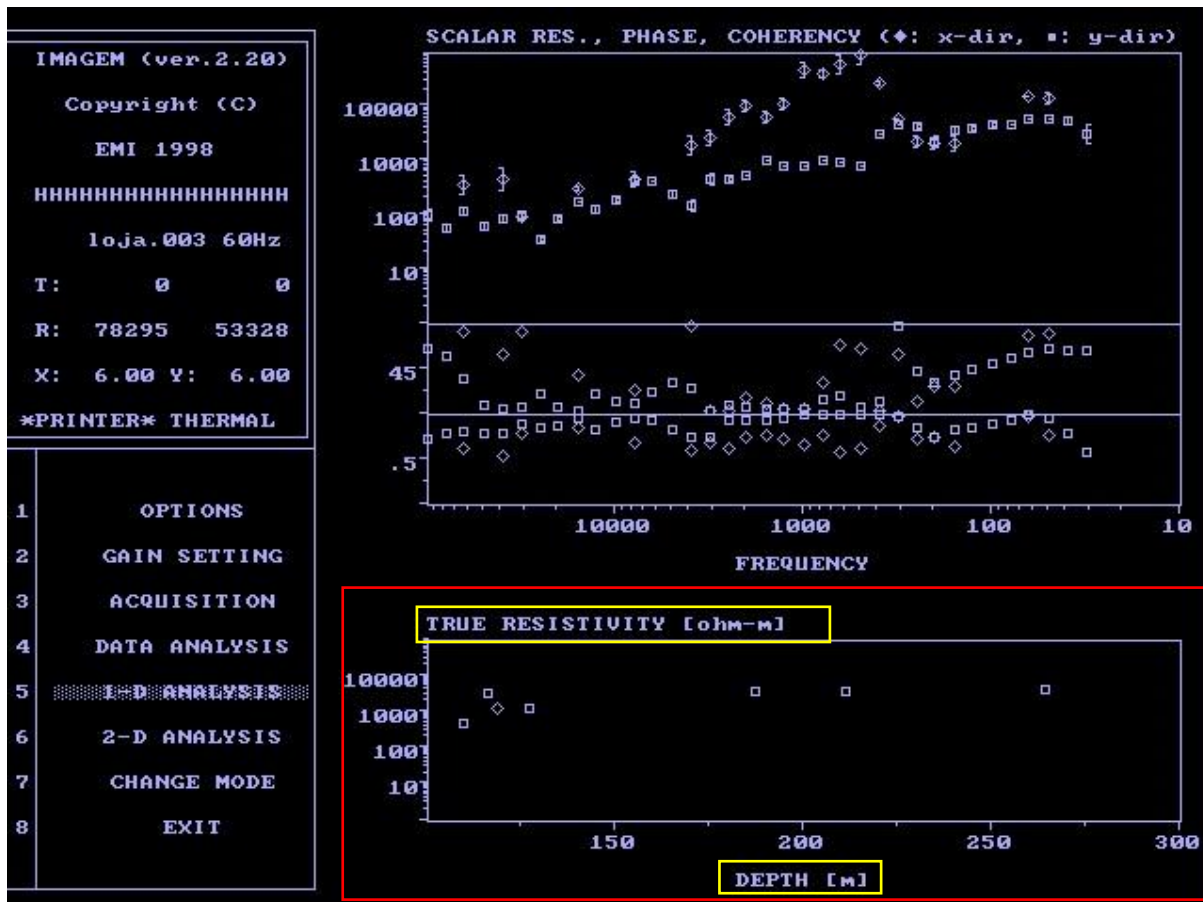


Figura 3.23. Modelo de resistividad eléctrica del subsuelo, del tercer sondeo del perfil de la quebrada Algarrobo en la cuenca Catamayo.

Para realizar el procesamiento de los datos gráficos obtenidos, se utilizaron los siguientes programas y aplicaciones:

Se utilizó el DOSBox v0.74 que, es una herramienta que permite iniciar programas del sistema operativo MS-DOS en PCs modernos a través de su propia línea de comandos. Con DOSBox, se emula el CPU y la arquitectura de la consola del Stratagem EH4, para así simular la tarjeta gráfica y visualizar los perfiles de resistividad *versus* profundidad de los sondeos.

Los registros gráficos muestran datos de resistividad en función de la profundidad, y como se evidencia existe una aglomeración de datos generalmente en profundidades más superficiales, mientras que en profundidades mayores a 500 m los datos son más dispersos en la mayoría de los registros (Figura 3.24). Con el objeto de visualizar y obtener datos más precisos, el DOSBox permitió obtener intervalos de profundidad donde los datos estén mejor distribuidos, evitando una mala recolección de datos en respuesta a una imagen con puntos sobrepuestos que extrae la información numérica de la base de datos.

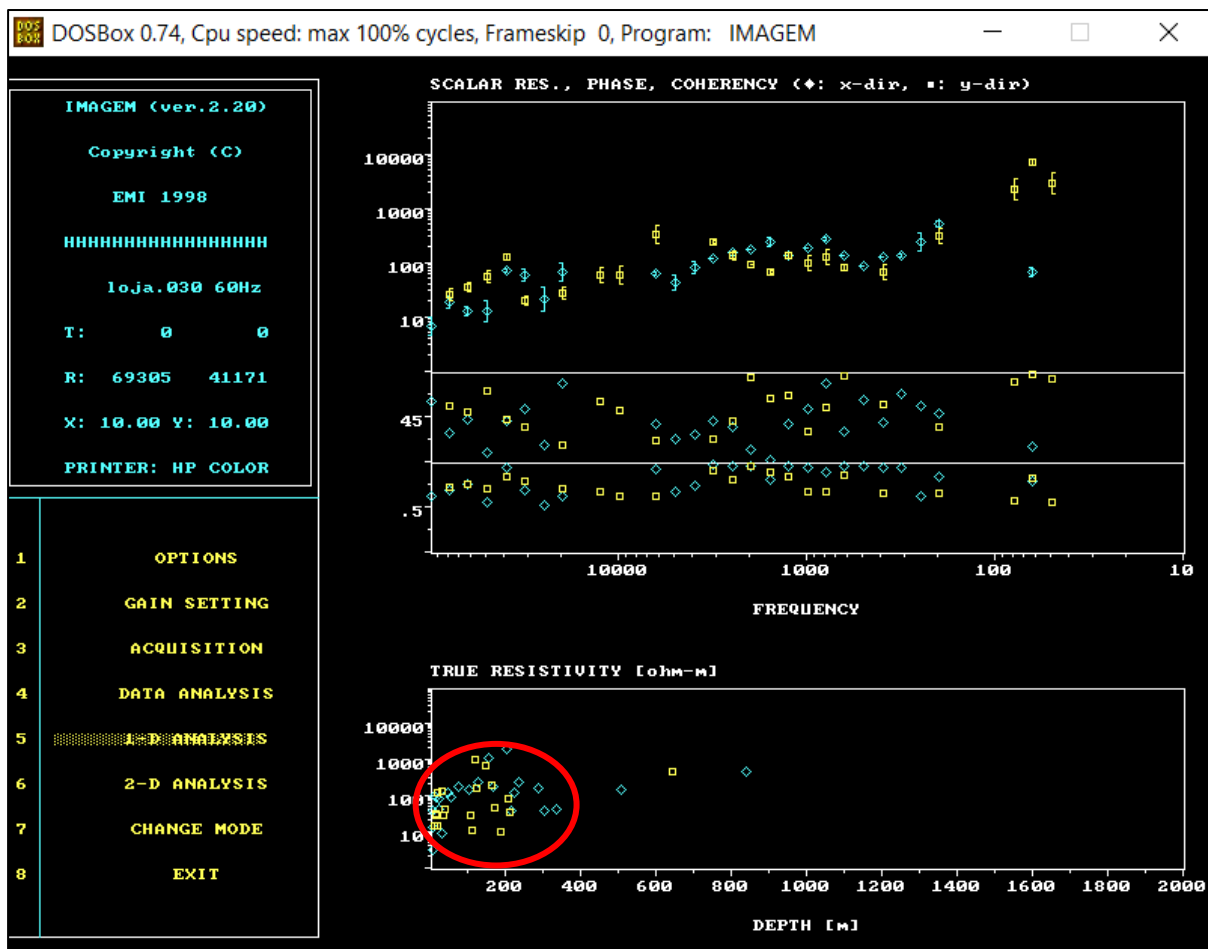


Figura 3.24. Registro gráfico. Aglomeración de datos. Sondeo Loja 030 correspondiente al perfil Potrerillos en la cuenca Sacapalca.

El programa DOSBox permite la división en intervalos del eje “X” y “Y”, en este caso de los ejes de profundidad como de resistividad, mediante el ajuste de escalas, proporcionando así una imagen más amplia de los intervalos seleccionados. Para estos datos solo se modificó la escala del eje de profundidad (Figura 3.25, Figura 3.26).



Figura 3.25. Ajuste de escalas de profundidad, para una mejor visualización de los datos. Primera división de 0 a 100m con un espaciamento de 10m. Sondeo Loja 030.

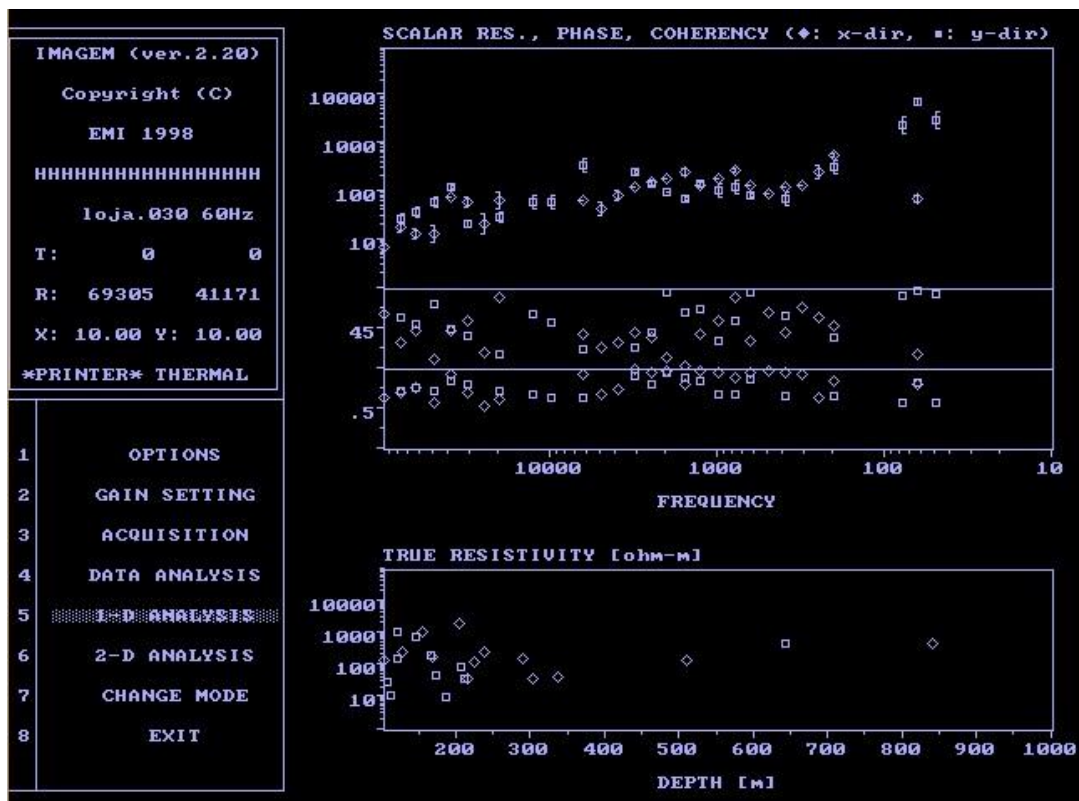


Figura 3.26. Ajuste de escalas de profundidad, para una mejor visualización de los datos. Segunda división de 100m a 1000m con un espaciamento de 100m. Sondeo Loja 030

Posteriormente se utilizó la aplicación de Herramienta de Cortes, para realizar un corte de la imagen resultante del DOSBox, el resultado fue una carpeta llena de recortes de todos los sondeos, que a su vez fueron divididas en varias secciones por los intervalos de profundidad (Figura 3.27).

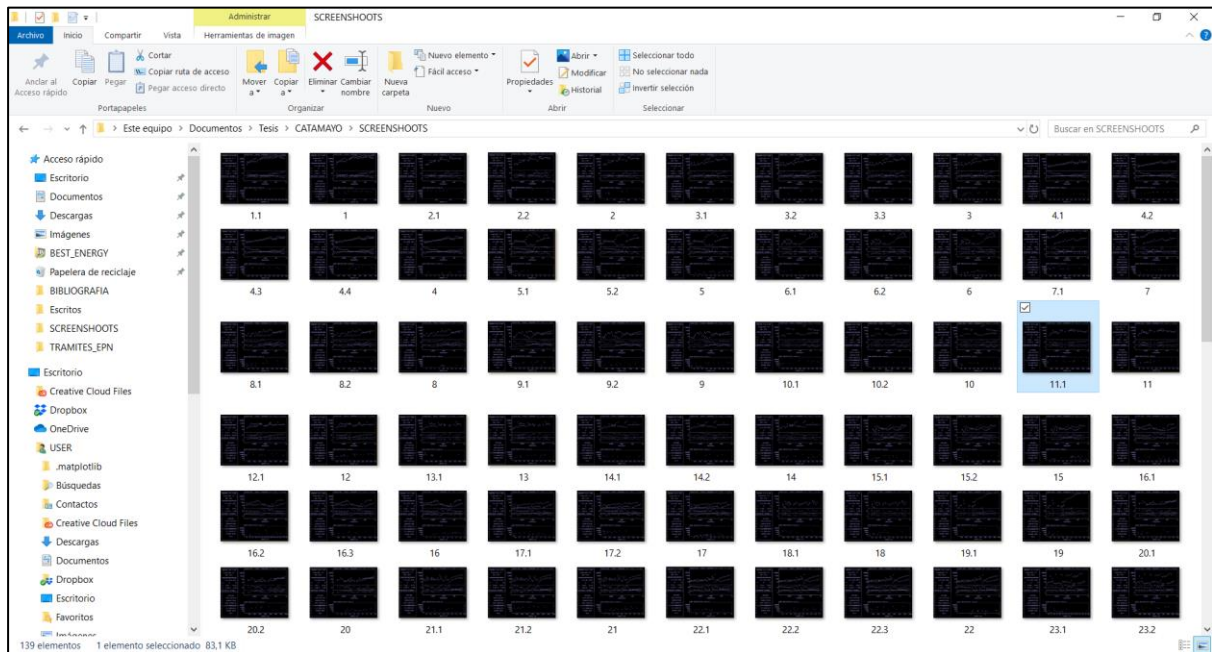


Figura 3.27. Almacenamiento de las capturas de pantalla de los sondeos y sus divisiones.

Para obtener los datos numéricos de la resistividad *versus* profundidad de cada una de las imágenes se utilizó el programa WebPlotDigitizer, en el cual se cargan las imágenes de los sondeos, se calibra los ejes “X” y “Y”, y se procede a seleccionar los puntos utilizando herramientas como el de expandir, estos datos numéricos van a ser almacenados en un archivo .csv que se puede exportar (Figura 3.28, Figura 3.29).

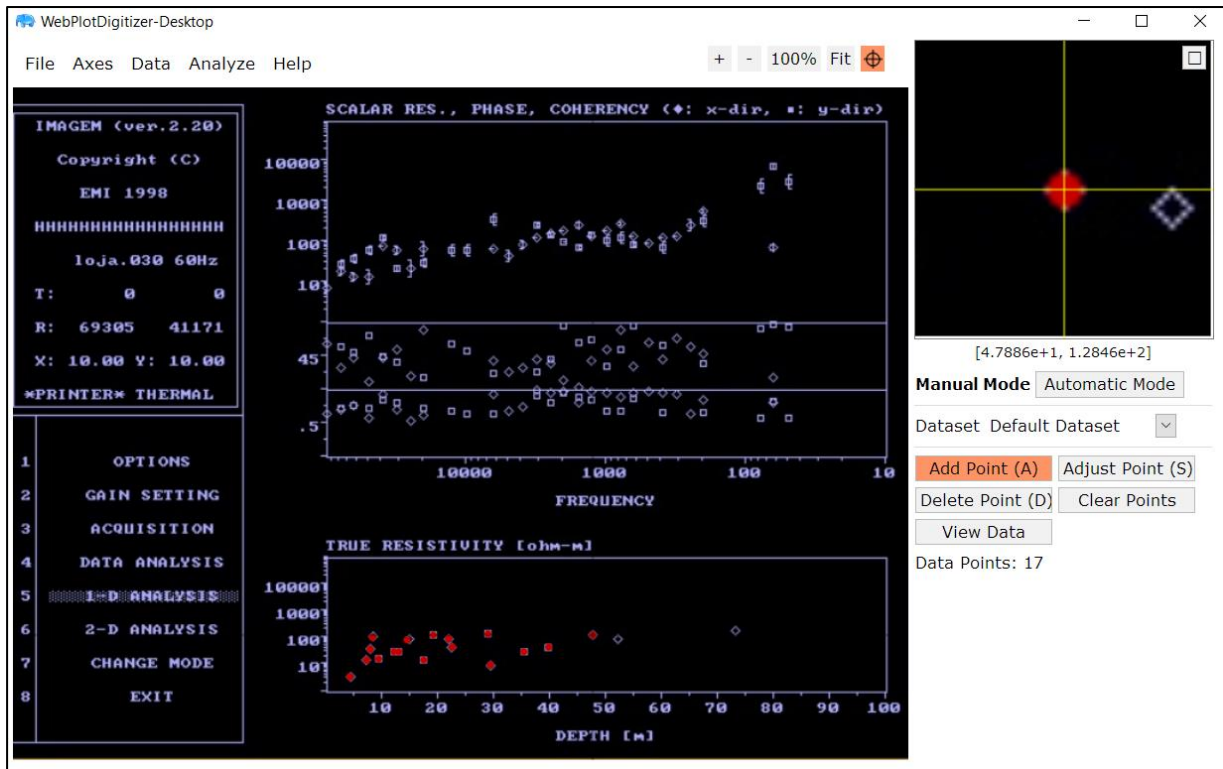


Figura 3.28. Programa WebPloyDigitizer. Se carga la imagen, se calibran las escalas de los ejes X y Y, expandiendo la imagen y con la mayor precisión se marca el centro de cada punto.

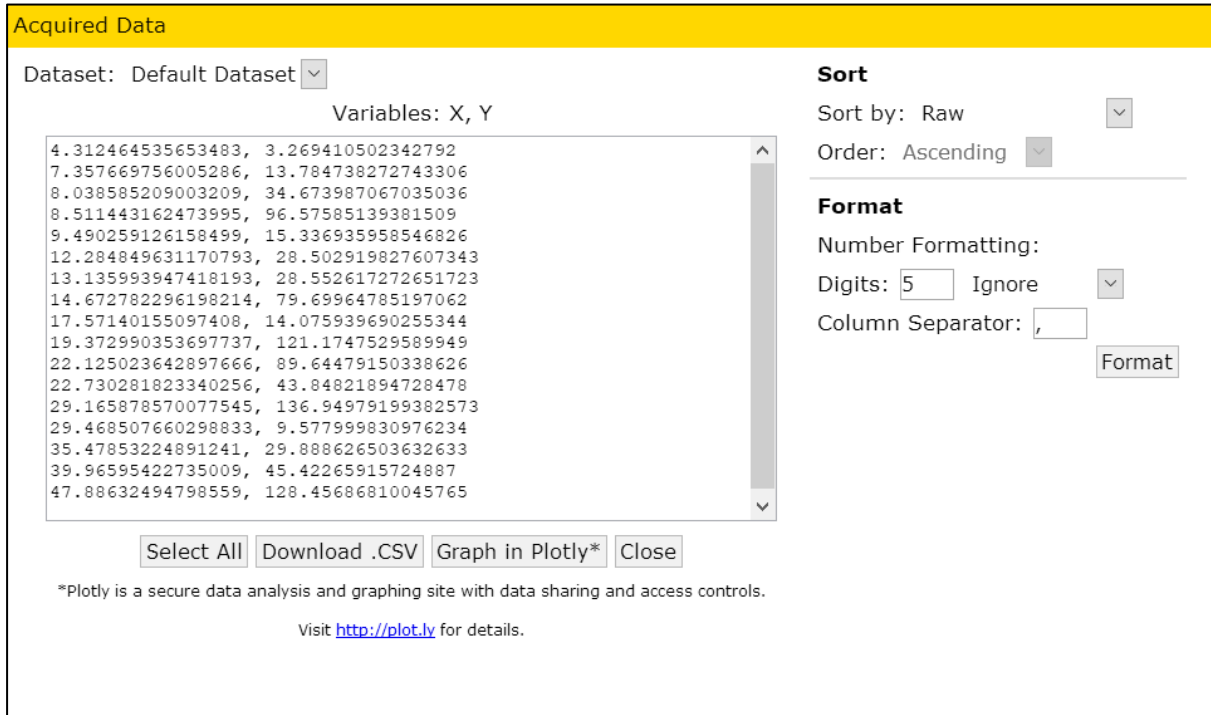


Figura 3.29. Programa WebPloyDigitizer. Al ver la data de los puntos seleccionados en el programa, procedemos a descargar el archivo .csv, para seguir armando la base de datos.

Con los archivos .csv, se procede a generar una base de datos numérica, de resistividad *versus* profundidad, agrupando y ordenando los archivos .csv en una hoja Excel. Por ejemplo, Loja-030, los archivos .csv de las imágenes divididas en profundidades de 0-100, 100-1000, estarán en un solo archivo convertido de Excel que, tendrá los datos de resistividad en una profundidad de 0 a 1000 que es la profundidad total del sondeo.

Con los archivos Excel de cada sondeo completo se procede a organizar la base de datos por perfiles, agrupando en una hoja de Excel todos los sondeos correspondientes a cada perfil, en el caso del perfil de la Quebrada Algarrobo (Q) son 9 sondeos, en el perfil de Catamayo (C) son 7 sondeos, en el perfil de Gerinoma (G) son 11 sondeos, en el perfil de Purunuma (U) son 7 sondeos, en el corte de Potrerillos (T) son 7 sondeos, en el perfil de Río Grande (R) son 6 sondeos, y para el corte del Cerro Picotas (P) son 7 sondeos.

Para tener la base de datos lista, se procede a completar la hoja de Excel de cada perfil, con datos de longitud, latitud, altitud (la cual es corregida mediante el uso de DEMS en el sistema de ubicación geográfica correspondiente (ArcGis) con la profundidad de cada punto, restada de la altitud proporcionada por el DEM), y con la resistividad (Figura 3.30). Debido a que el programa Stratagen EH4 no permite archivos Excel, las bases de datos de cada perfil se exportan como un archivo csv (Figura 3.31).

1	0	0	-nan	0	1000	100	1,01	100000	92	96"
678178	1273		1	1273	Calibraciones del programa Stratagem Resistivity Plotter					
678178	1248		87							
678178	1223		683							
678178	1218		62							
678178	1211		26							
678178	1204		2173							
678178	1191		1463							
678178	1177		1910							
678178	1166		7368							
678178	1164		1433							
678178	1147		1264							
678178	1137		7869							
678178	1120		2460							
678178	1112		1600							
678178	1098		1062							
678178	1088		90837							
678178	1059		30121							
678178	920		79691							
678178	907		13831							
678178	856		87834							
678178	822		18518							
678178	711		142866							
678178	703		44452							
678178	527		87834							
678207	1261		1	1261						
678207	1257		3							
678207	1241		450							
678207	1233		543							
678207	1231		193							
678207	1230		256							
678207	1186		2994							
678207	1183		2367							
678207	1167		2994							
678207	1117		6058							
678207	1100		6398							
678207	1092		9160							
678207	1080		7048							
678207	1062		5821							
678207	1049		8805							
678207	1037		9493							

Latitud

Resistividad

Altitud corregida

Profundidad de cada punto restada de la altitud proporcionada por el DEM

Figura 3.30. Base de datos de un perfil, archivo csv.

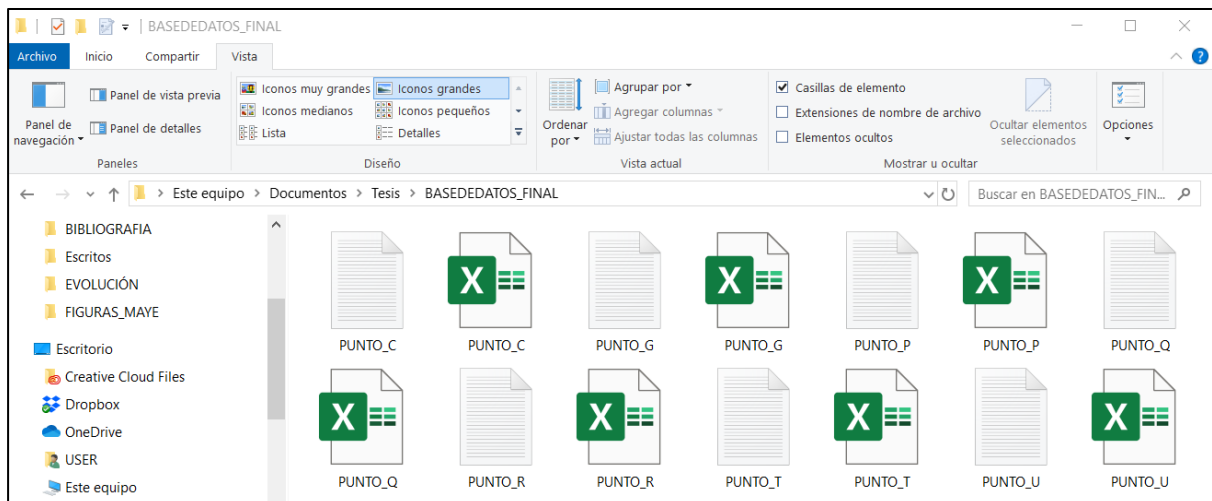


Figura 3.31. Base de datos de los perfiles Excel y csv.

finalmente se utiliza el programa STRATAGEM RESISTIVITY PLOTTER que, permite configurar los parámetros de interés concernientes a las escalas de resistividad (Figura 3.32), logrando mostrar un gráfico bidimensional del subsuelo (Figura 3.33).

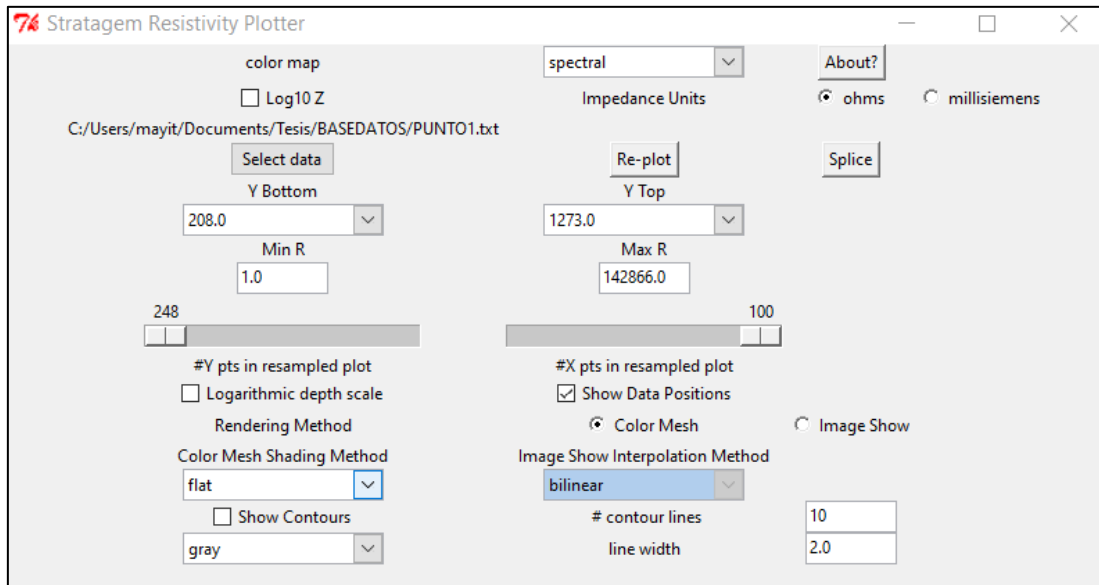


Figura 3.32 Stratagem Resistivity Plotter

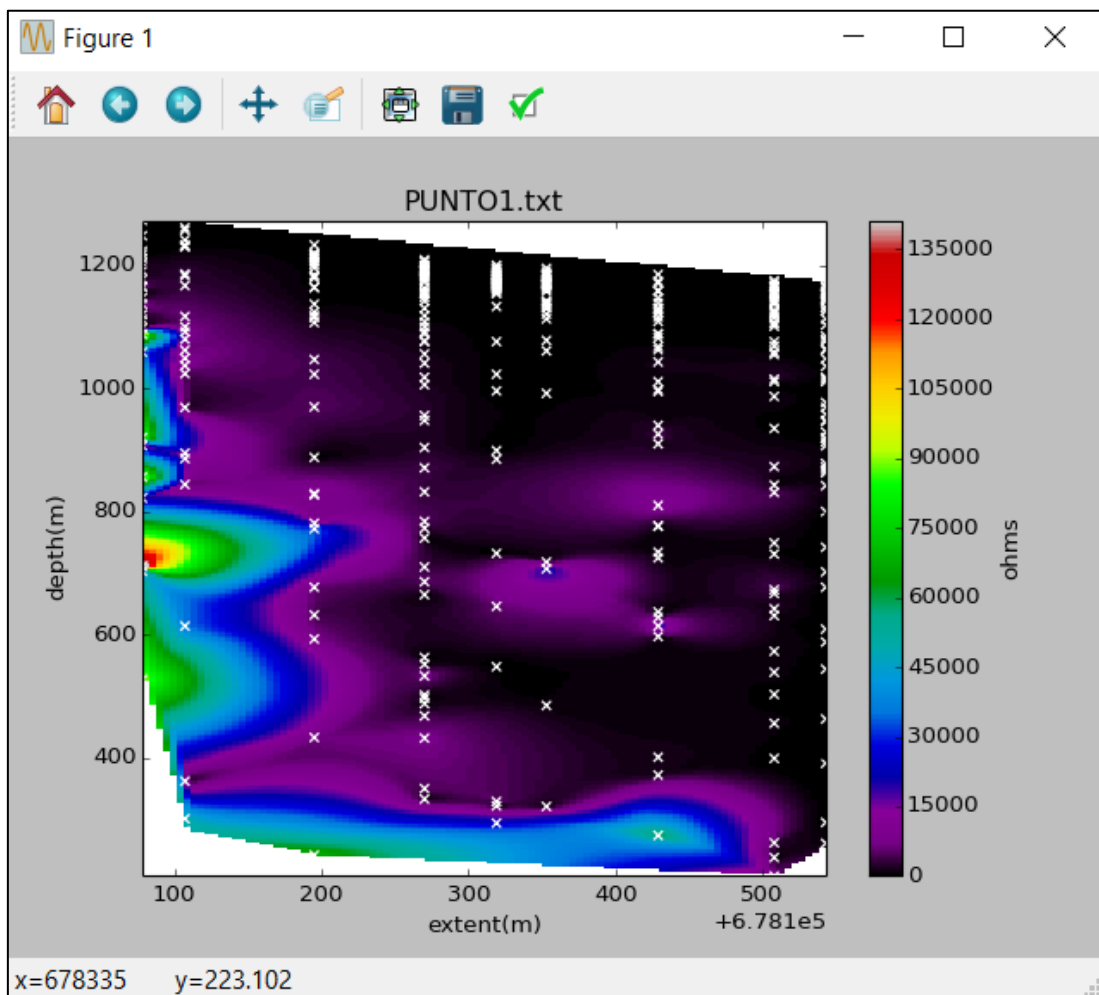


Figura 3.33 Gráfico bidimensional del subsuelo. Resultado del Stratagem Resistivity Plotter.

CAPITULO 4

4. RESULTADOS

Después de la planificación, y el análisis geomorfológico en campo se identificaron los lineamientos morfológicos definidos en morfologías de fallas, y posteriormente de la obtención y el tratamiento de datos, resultados de las campañas geofísicas utilizando el equipo magnetoteléxico, se obtuvieron siete perfiles longitudinales de la subsuperficie que, atraviesan ortogonalmente los principales lineamientos morfológicos.

La interpretación de estos perfiles permite determinar la geometría del basamento y el relleno sedimentario cerca de los bordes de las cuencas.

4.1. DESCRIPCIÓN DE PERFILES OBTENIDOS

Los perfiles resultantes muestran una sección bidimensional con la profundidad (m) representada en el eje de las ordenadas y la distancia horizontal (m) entre las diferentes estaciones de sondeo, se localiza en el eje de las abscisas. Los valores de resistividad (Ωm) se representan por medio de una escala de colores la cual varía entre violeta para las bajas resistividades y rojo para los valores más altos. Cuando existen concentraciones de colores de baja o alta resistividad se definen dominios que, de manera general representan litologías con distintas propiedades de conductividad o resistividad eléctrica.

4.1.1. Perfil 1 – Quebrada Algarrobo (Q)

Este perfil se ubica transversal al borde occidental de la cuenca de Catamayo al sur del poblado La Vega con una longitud aproximada de 700 metros, formando una línea que se extiende de forma más o menos paralela con la orientación de la quebrada Algarrobo, que corta el lineamiento morfológico ubicado hacia la base de la montaña (Figura 4.1) asociado con la falla Algarrobera o La-Toma que se orienta en dirección Oeste-Este, empezando con un primer punto (Q1) situado al oeste justo hacia la parte alta de la quebrada y finalizando con un punto (Q9) hacia el este, dentro del valle aluvial del Río Catamayo que representa la sedimentación actual que cubre parte de la cuenca de Catamayo.

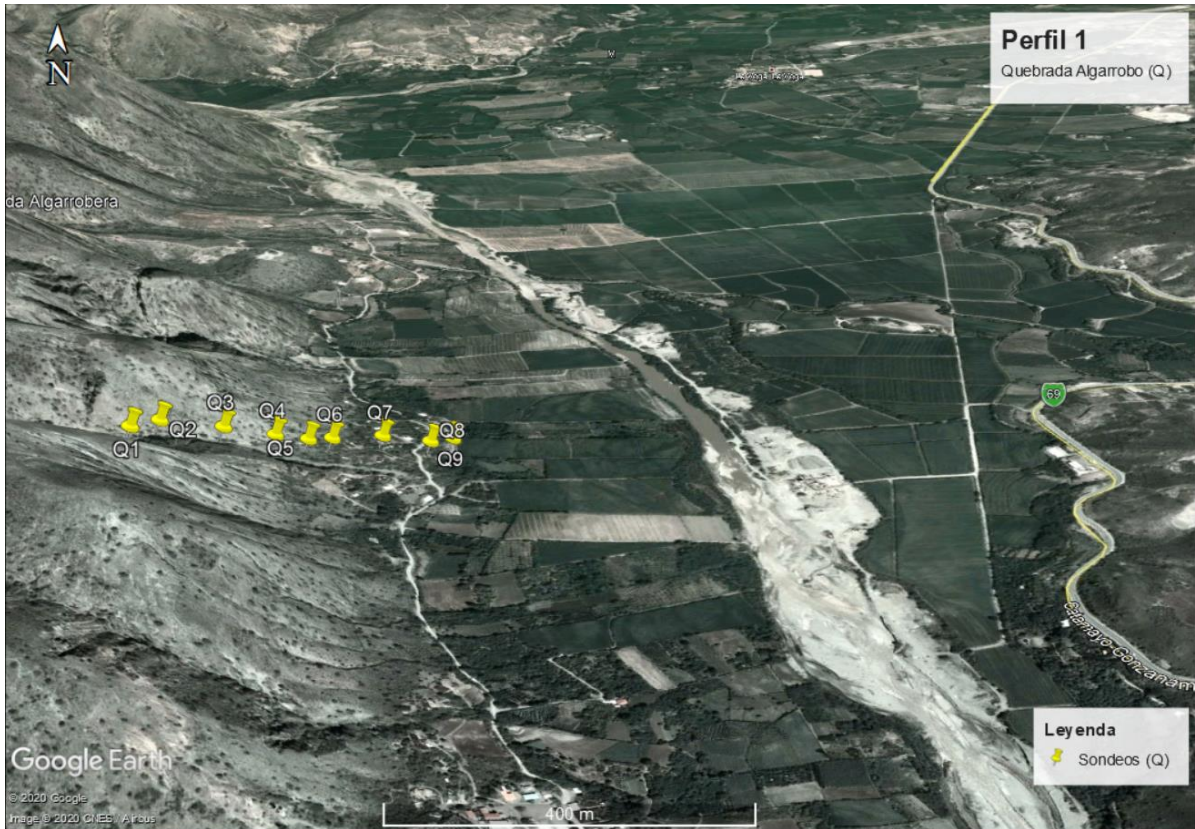


Figura 4.1 Ubicación del Perfil 1 – Quebrada Algarrobo

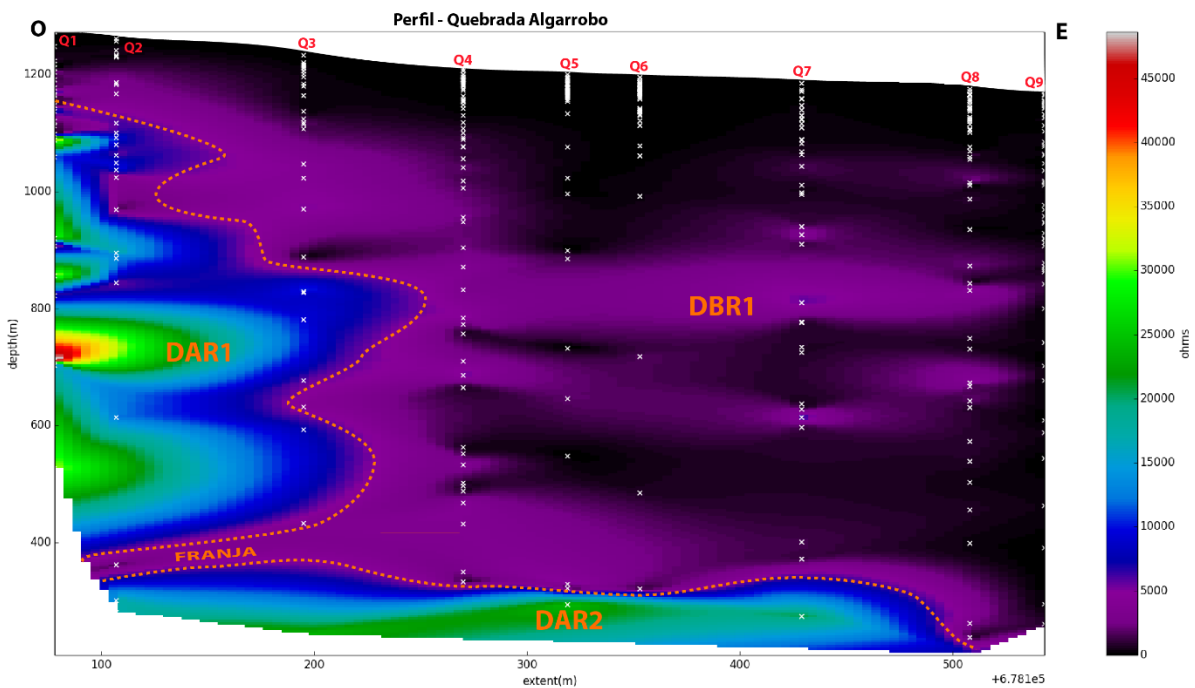


Figura 4.2. Perfil Quebrada Algarrobo, dirección O-E.

En el perfil de resistividades se identifica hacia la parte más occidental en los primeros tres sondeos Q1, Q2 y Q3 del perfil un dominio coherente de alta resistividad (DAR1), que muestra

valores medios de resistividad que fluctúan entre 6000 y 45000 Ω ms y se asocian con el basamento, mientras que hacia el este a partir del cuarto sondeo (Q4) predomina un dominio de baja resistividad (DBR1) el cual alcanza unos 900 m de profundidad y cuyos valores de resistividad son menores a 5000 Ω ms (Figura 4.2), y representarían el relleno sedimentario de la cuenca de Catamayo. La parte basal del perfil muestra un dominio de alta resistividad (DAR2) cuyos valores promedios se encuentran entre 10000 y 23000 Ω ms a una profundidad que supera los 900 m medidos desde la superficie. Entre los dominios DAR1 y DAR2 existe una franja delgada de baja resistividad que se hunde hacia el oeste justo por abajo del dominio DAR1 cuyos valores medios de resistividad son inferiores a 1500 Ω ms. Esta franja sería interpretada como una zona de fallamiento o fracturamiento local.

4.1.2. Perfil 2 – Cerro Picotas (P)

Este perfil se localiza en el margen oriental de la cuenca de Malacatos-Vilcabamba, al norte del pueblo de Malacatos y corta transversalmente al cerro Picotas siguiendo longitudinalmente la Quebrada Naranjo Dulce en dirección noreste - suroeste con una extensión aproximada de 700 metros. El primer sondeo (P1) realizado está ubicado al noreste del borde de la cuenca y el último punto (P7) en el suroeste. Los tres primeros sondeos están ubicados en la zona montañosa del borde de la cuenca hacia la parte alta de la quebrada, mientras que los dos últimos sondeos yacen esencialmente sobre el relleno sedimentario de la cuenca (Figura 4.3).

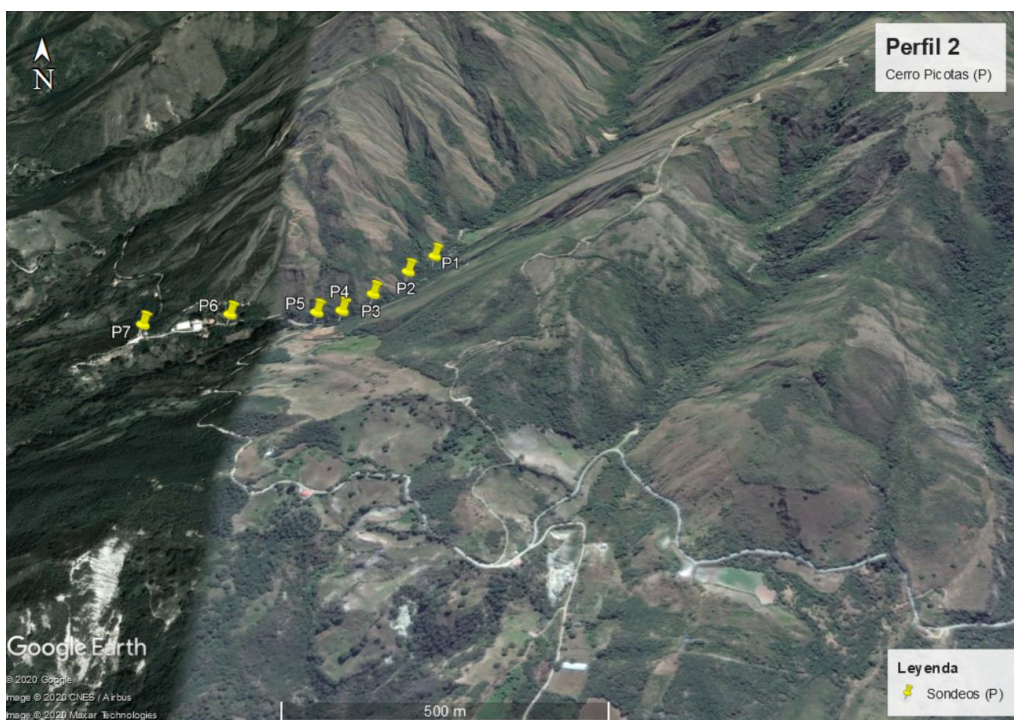


Figura 4.3. Ubicación del Perfil 2 – Cerro Picotas

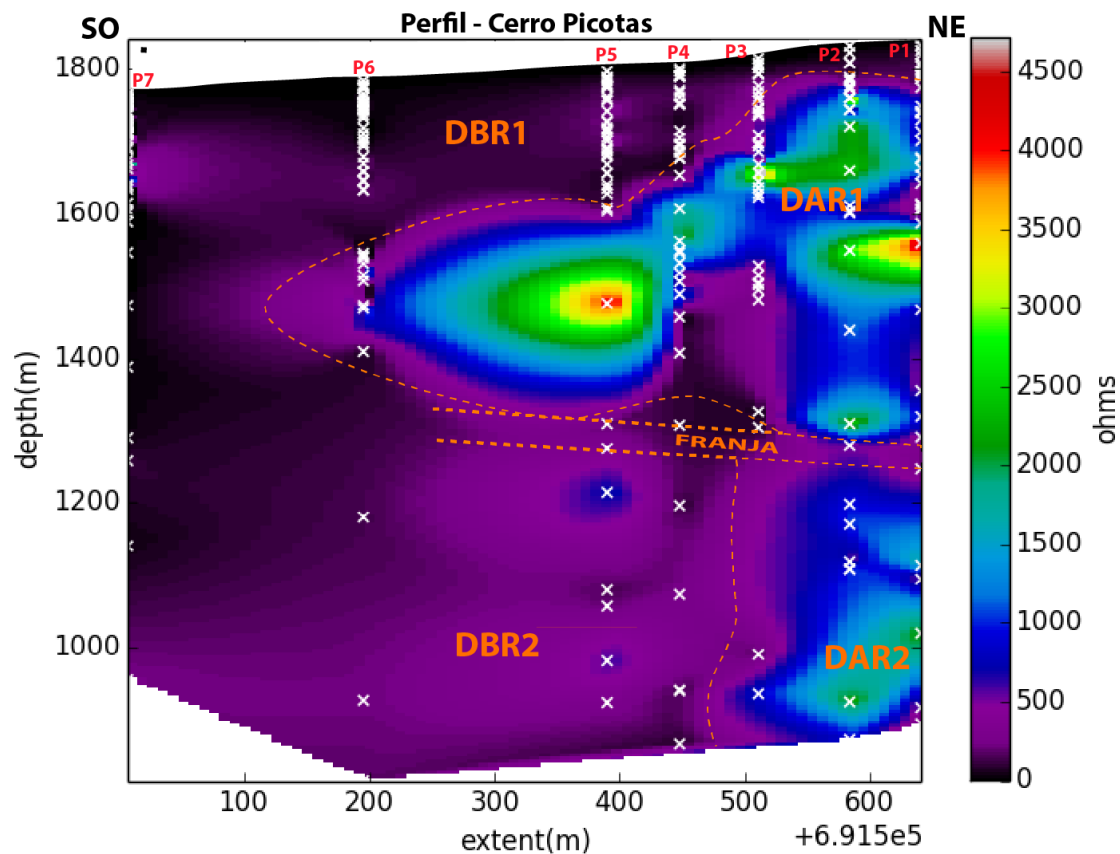


Figura 4.4. Perfil Cerro Picotas, dirección SO – NE.

De noreste a suroeste, se identifica un dominio superior con forma de cuña que presenta una alta resistividad (DAR1) cuyos valores de resistividad se encuentran dentro de un rango entre 500 y 4500 Ω ms, este dominio se extiende desde el primer sondeo (P1) hasta el sexto sondeo (P6) con una extensión aproximada de 400 m en distancia horizontal y una profundidad de 500 m, estos altos valores de resistividad estarían asociados con las rocas del basamento metamórfico que bordea el lado oriental de la cuenca. La parte superior de este dominio se caracteriza por una zona acunada que presenta valores de baja resistividad (DBR1) inferiores a 500 Ω ms, los cuales estarían relacionados con una parte del relleno superior de la cuenca. La parte inferior del perfil hacia el sector nororiental, entre los sondeos P1 y P3, muestra una zona delgada vertical muy profunda con altos valores de resistividad (DAR2) entre 500 a 2500 Ω ms, la cual se encuentra separada del dominio superior (DAR1) por una franja angosta de baja resistividad con valores inferiores a 600 Ω ms. Esta franja sería representada como una zona de fallamiento, fracturamiento o cambio litológico a nivel del basamento metamórfico. Hacia el suroeste de (DAR2) y bajo (DAR1) existe un gran dominio de baja resistividad (DBR2) muy profundo con valores inferiores a 500 Ω ms, el cual representaría una gran parte del relleno sedimentario oriental de la cuenca.

4.1.3. Perfil 3 – Corte Gerinoma (G)

El perfil de Gerinoma se ubica hacia el norte del pueblo de Nambacola y al sur de Chambellan, con una extensión de aproximadamente 3.5 km atraviesa la cuenca de Illaca cortando la cuenca en sentido Oeste-Este. El primer sondeo (G1) se realizó al oeste, dentro del relleno sedimentario de la cuenca, mientras que el último (G11) se ubica más bien hacia el extremo oriental de la cuenca donde se encuentra el límite del basamento con el relleno sedimentario de la cuenca (Figura 4.5).

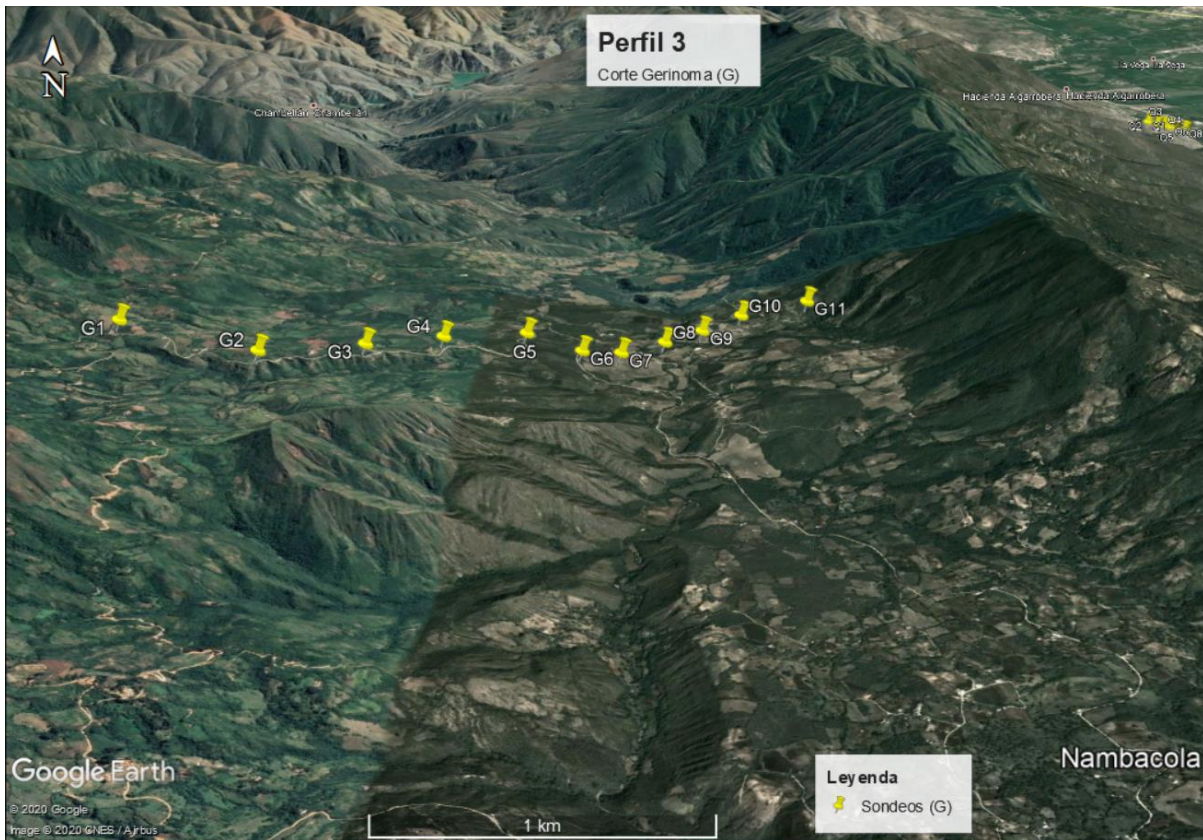


Figura 4.5. Ubicación del Perfil 3 – Corte Gerinoma

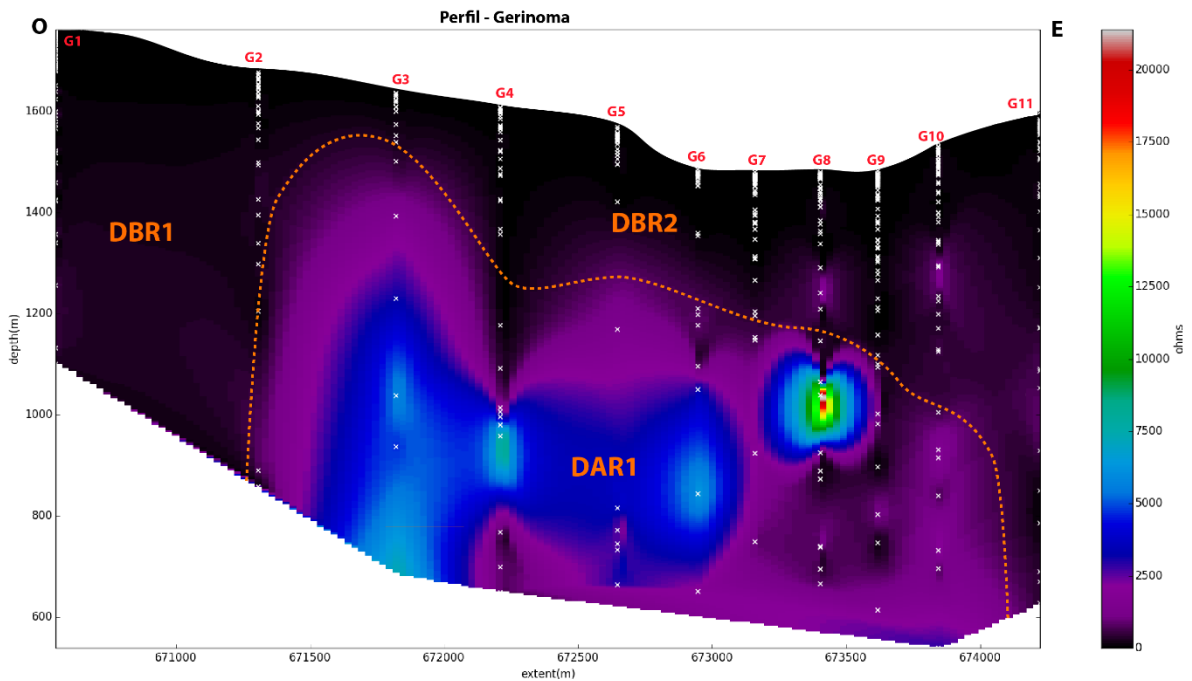


Figura 4.6. Perfil Corte Gerinoma, dirección O – E.

En la parte central del perfil, a partir del tercer sondeo (G3), se identifica una zona de alta resistividad (DAR1) con forma acunada asimétrica basculada hacia el este, sepultada por material sedimentario de unos 300 m de espesor, alcanzando profundidades superiores a 1.5 km. Los valores medios de resistividad fluctúan entre 4000 – 17500 Ω ms y equivalen a valores de resistividad de rocas de basamento formando un alto estructural que presenta una geometría de horst basculada. Existen dos zonas de baja resistividad que dominan la parte superior y occidental del perfil, con características que denotan cierta homogeneidad. Hacia la parte occidental se localiza el dominio de bajas resistividades (DBR1) el cual es muy profundo y presenta valores de resistividad inferiores a 1000 Ω ms, los cuales representan resistividades típicas de rellenos sedimentarios. Hacia la parte superior existe un dominio de bajas resistividades (DBR2) con forma de cuña que se profundiza progresivamente hacia el este de la cuenca y presenta valores medios de resistividad inferiores a 1500 Ω ms. Entre los dominios DBR1 y DBR2 se infiere una zona de falla que limitaría el borde estructural occidental de alta resistividad DAR1, esta interpretación se discute en el siguiente capítulo.

4.1.4. Perfil 4 – Potrerillos (T)

El cuarto perfil se encuentra al noroeste del poblado Potrerillos, presenta una dirección noreste – suroeste y una extensión aproximada de 750 m. El primer punto (T1) del perfil fue obtenido en sector nororiental sobre el límite local entre el basamento y el relleno volcánico-

sedimentario, una zona definida por un significativo relieve ampliamente disectado. El último punto (T7) del perfil se encuentra hacia el suroeste dentro de la cuenca (Figura 4.7).



Figura 4.7. Ubicación del Perfil 4 - Potrerillos

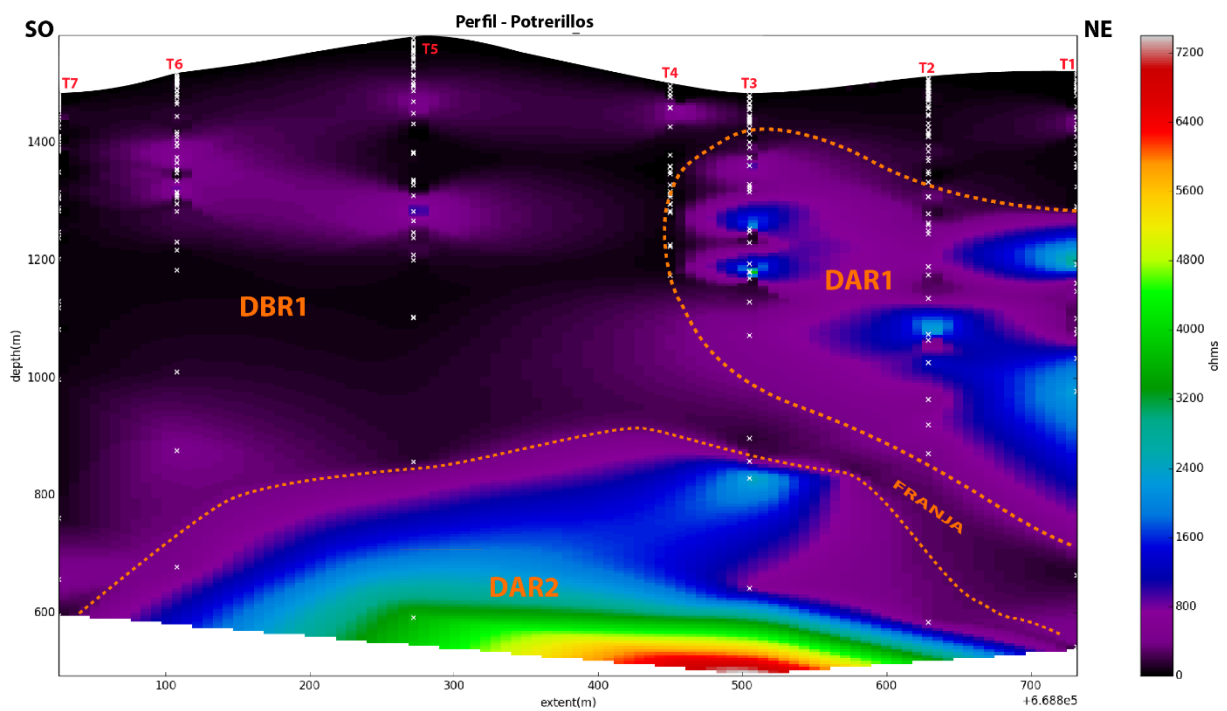


Figura 4.8. Perfil Potrerillos, dirección NE-SO.

En sentido noreste al suroeste, en los primeros 500 m de extensión, entre T1 y T2, del perfil se identifica un dominio de moderada resistividad (DAR1) que alcanza una profundidad de 800 m y cuyos valores van desde 1600 Ω ms a 4500 Ω ms, distribuidos en forma de cuña apuntando hacia arriba que correspondería con rocas del basamento fuertemente meteorizadas cerca al límite de la cuenca. Bajo el dominio DAR1 se ubica un dominio de alta resistividad que supera los 3000 Ω ms (DAR2) y ocupa gran parte de la sección inferior del perfil superando los 1600 m de profundidad. Ambos dominios se encuentran separados por una franja inclinada con valores de resistividad inferiores a 800 Ω ms, la cual podría considerarse como una zona de falla o discontinuidad estratigráfica. A partir del segundo sondeo (T2) en dirección suroeste dentro del perfil se observa una gran zona de muy baja resistividad (DBR1) con valores inferiores a 400 Ω ms que alcanza una profundidad de 1000 m, la misma que se encuentra sobre el relleno volcánico-sedimentario de la cuenca y en parte sobre materiales fuertemente meteorizados.

4.1.5. Perfil 5 – Río Grande

El quinto perfil está ubicado hacia la parte norte de la cuenca volcánico-sedimentaria de Sacapalca entre los poblados de Potrerillos y La Vega, cruzando de este a oeste parte del límite oriental de la cuenca en sentido transversal con una longitud aproximada de 850 m. Cabe recalcar que este perfil no es perfectamente lineal, debido a que corresponde a una zona de difícil acceso. El primer punto del perfil (R1) en sentido Oeste-Este está ubicado hacia la parte alta del frente montañoso que exhibe basamento el cual limita al oeste morfológicamente a la cuenca, y el último punto (R6) del perfil se encuentra en el extremo este de la cuenca, lugar donde inicia el ascenso montañoso sobre materiales volcánico-sedimentarios (Figura 4.9).

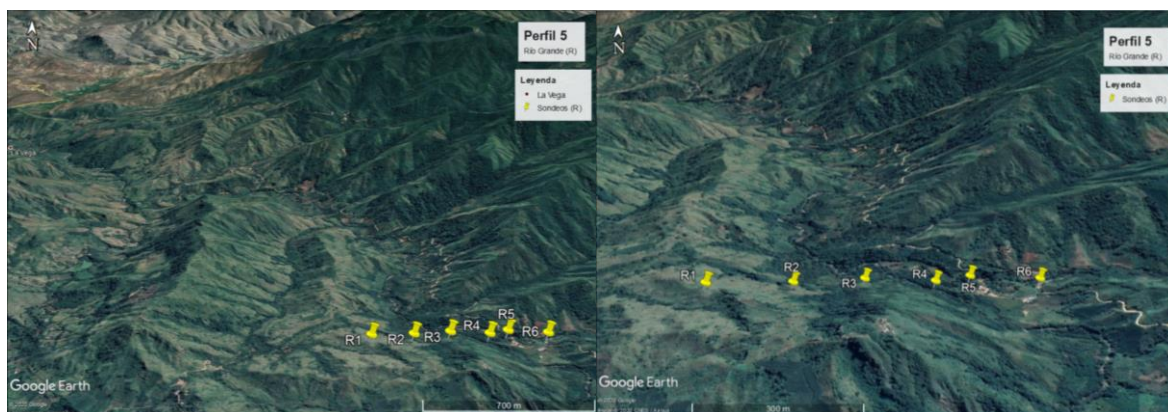


Figura 4.9. Ubicación del Perfil 5 – Río Grande

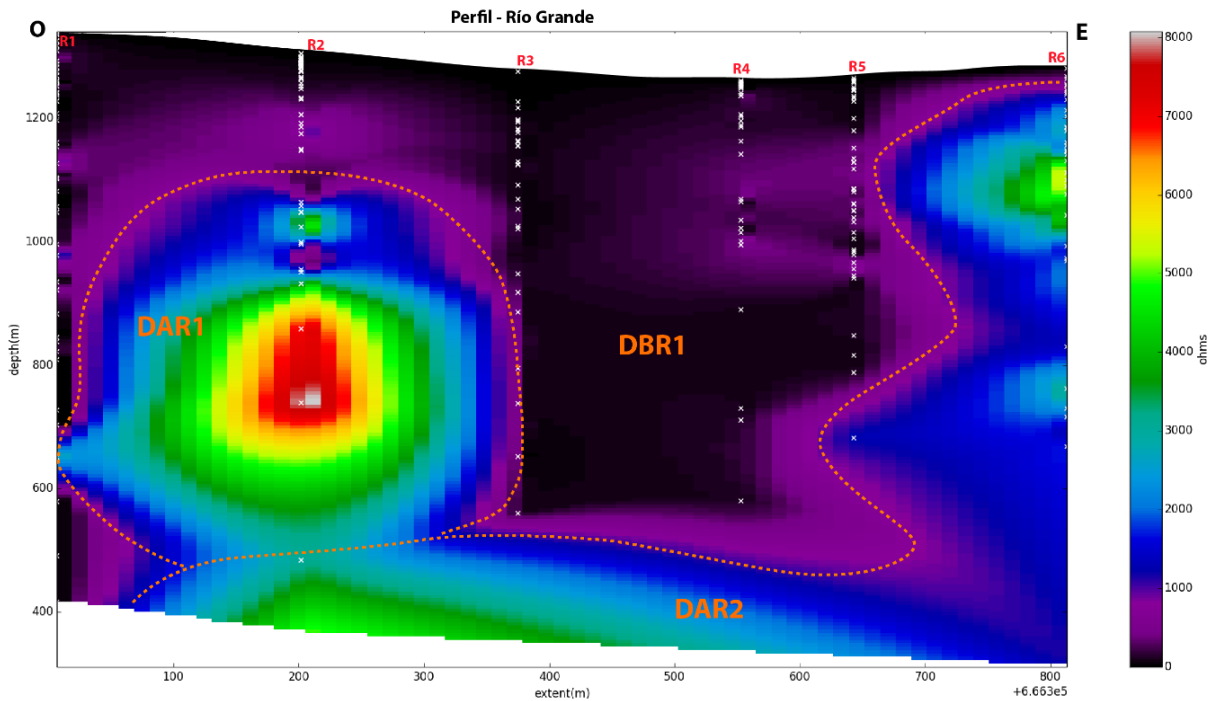


Figura 4.10. Perfil Río Grande, dirección O-E.

Entre el primer sondeo (R1) y el tercer sondeo (R3), a una profundidad de 300 m se observa un dominio (DAR1) con altos valores de resistividad entre los 3000 Ω ms y 8000 Ω ms el cual presenta una forma ovoide separada por una zona de menor resistividad (DBR1). En la parte central, dentro de R3 y R5 se observa un dominio de bajas resistividades (DBR1) que se proyecta desde la superficie hasta aproximadamente 800 m de profundidad, con una forma acuñaada, cuyos valores son indicativos de la presencia de una roca perteneciente al relleno sedimentario, pues este dominio presenta valores menores a 500 Ω ms. Un dominio de medias a altas resistividades (DAR2), con valores que están entre los 2000 Ω ms y los 6000 Ω ms, se encontraría bajo el límite de la cuenca de Sacapalca donde la roca de basamento presenta mayor resistividad (Figura 4.10).

Los valores de resistividad de DAR1 llegan hasta los 8000 Ω ms, mientras que los valores de DAR2 llegan a un máximo de 6000 Ω ms, mostrando así que las rocas representadas por DAR1 son rocas jóvenes que aún no han sido totalmente metamorfizadas, y aun así los valores de DAR1 y DAR2 representan rocas más competentes, sin embargo, la forma de la anomalía de DAR1 correspondería a un cuerpo puntual con forma ovoide situado en medio del relleno sedimentario, y concuerda con el reporte de la presencia de intrusivos tipo "peperitas" que se emplazan en los sedimentos de la cuenca de Gonzanamá (Reyes P. , Michaud, Carbonel, & Fornari, No publicado). Entre las anomalías DAR1 y DAR2 existe una zona ligeramente lineal que separa ambos dominios y también controla la parte baja del relleno volcano-sedimentario de la cuenca.

4.1.6. Perfil 6 – Corte Purúnuma

El corte Purúnuma está ubicado al noreste de la población de Gonzanamá y tiene una extensión aproximada de 3.5 km, este perfil corta parte de la cuenca de Gonzanamá en sentido suroeste-noreste avanzando sobre el basamento volcánico oriental de la cuenca. El primer sondeo (U1) del perfil fue realizado sobre el lineamiento superior del límite de la cuenca hacia la parte alta del cerro Colombo que corresponde a la cuchilla del cerro Purúnuma, mientras que el último punto (U7) está ubicado directamente sobre la población de Gonzanamá, que corresponde al relleno sedimentario de la cuenca (Figura 4.11).

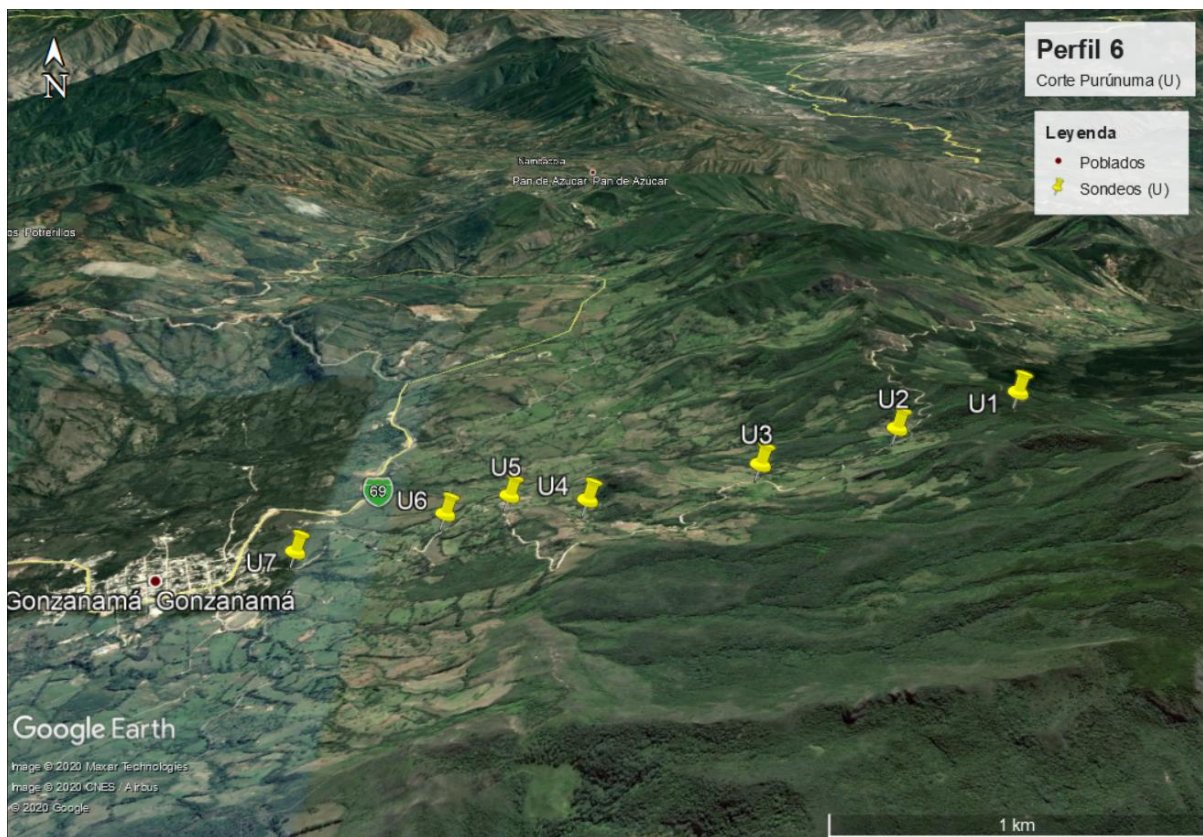


Figura 4.11. Ubicación del Perfil 6 – Corte Purúnuma

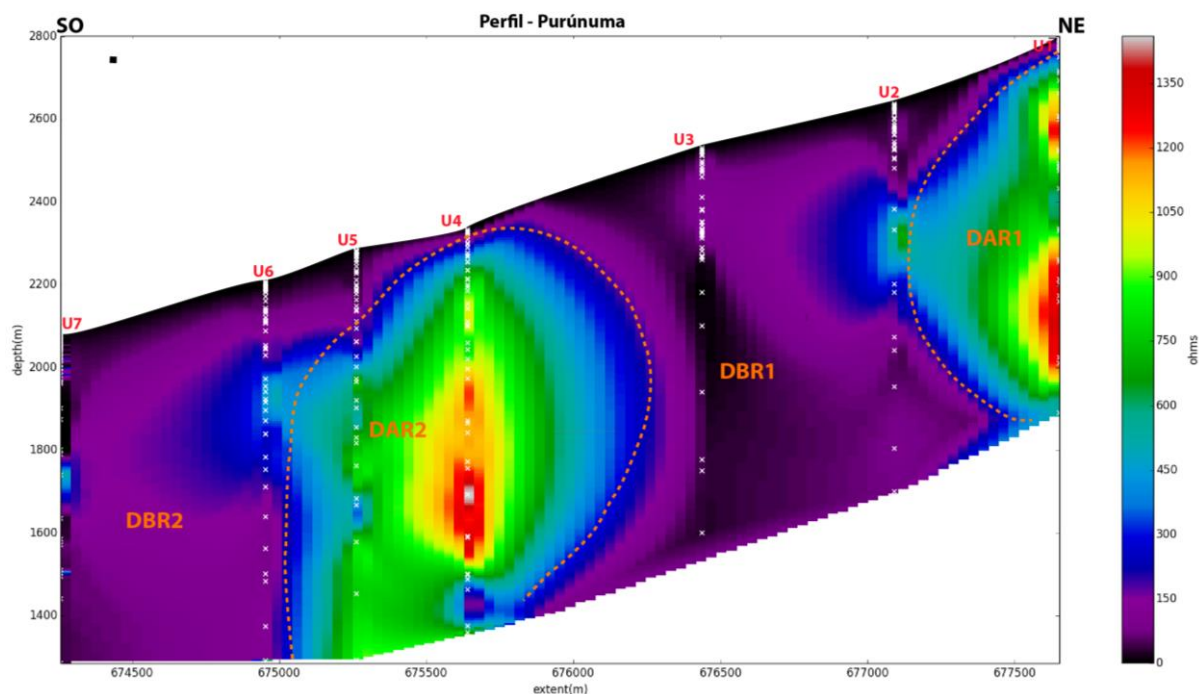


Figura 4.12. Corte Purúnuma, dirección SO-NE.

De noreste a suroeste, entre el primer y segundo sondeo (U1 y U2), en los primeros 500 metros del perfil, muestran un dominio vertical de alta resistividad (DAR1) caracterizado por valores entre $300 \Omega m$ y $1500 \Omega m$ con una profundidad superior a 1500 m, el cual se ubica en la zona alta del basamento volcánico. Adyacente a DAR1 se localiza un dominio de baja resistividad (DBR1) con valores inferiores a $200 \Omega m$ que alcanza una profundidad superior a 1500 m. Una anomalía puntual de alta resistividad (DAR2) se localiza en el cuarto sondeo (U4) formando un cuerpo ovoide con base estrangulada de al menos 700 m de profundidad con valores que podrían superar los $1400 \Omega m$. Este dominio estaría asociado con un cuerpo intrusivo subsuperficial que pertenecería a un grupo de intrusivos típicos de la zona, como es el caso de Cerro Colambo (Reyes P. , Michaud, Carbonel, & Fornari, No publicado). Finalmente se identifica un dominio de baja resistividad (DBR2) cuyos valores son inferiores a $200 \Omega m$ el cual estaría claramente relacionado con los sedimentos de la cuenca de Gonzanamá.

4.1.7. Perfil 7 – Cuenca Catamayo

El perfil número 7 está ubicado hacia el este de la ciudad de Catamayo, con una dirección noroeste – sureste, y tiene una extensión aproximada de 2.2 km, este perfil atraviesa el lineamiento de la falla que limita el basamento metamórfico de la cuenca de Catamayo contra los sedimentos de la cuenca Catamayo en el este. El primer sondeo (C1) del perfil se ubica al sureste del lineamiento (Figura 4.13), en la parte alta de la alineación montañosa, mientras

que el último sondeo (C7) está ubicado al noroeste del lineamiento, dentro de una zona de bajo relieve dentro de materiales volcánicos y el relleno de la cuenca. Este perfil corresponde a la prolongación norte del perfil realizado en el cerro Picotas.

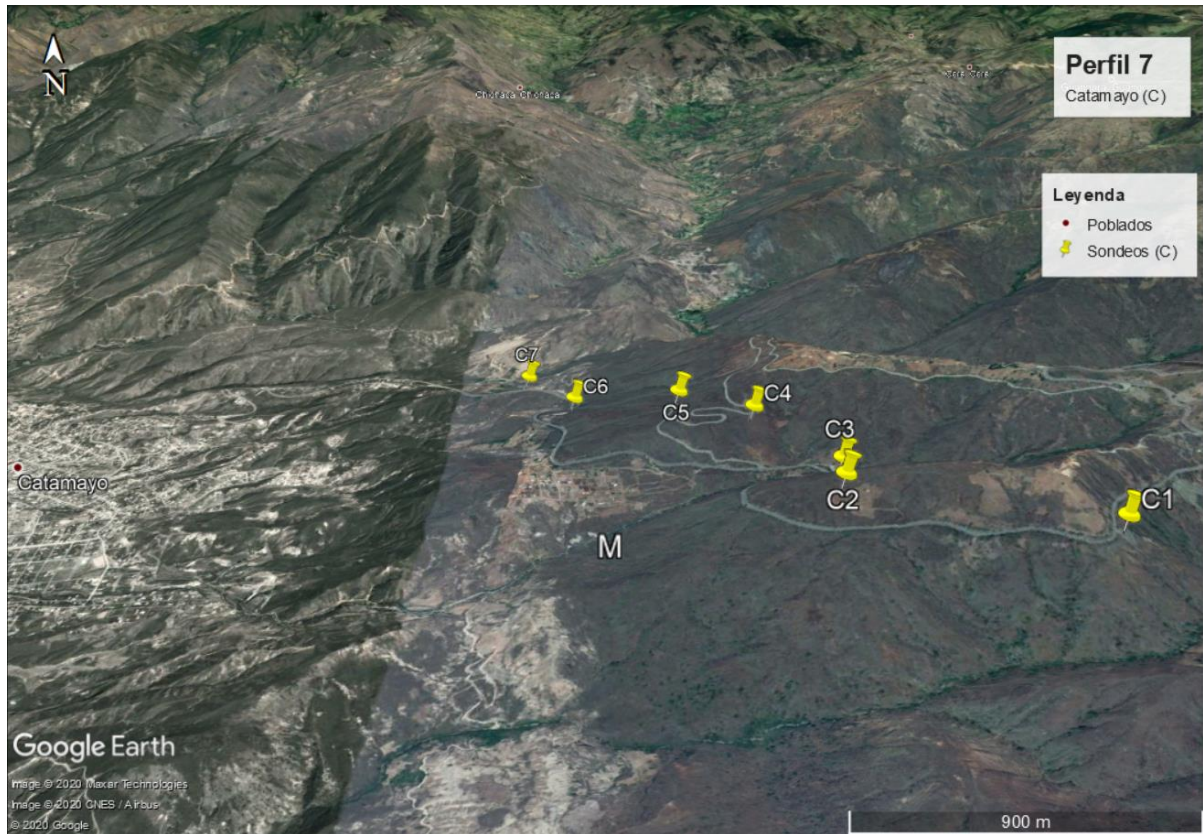


Figura 4.13. Ubicación del Perfil 7 – Catamayo

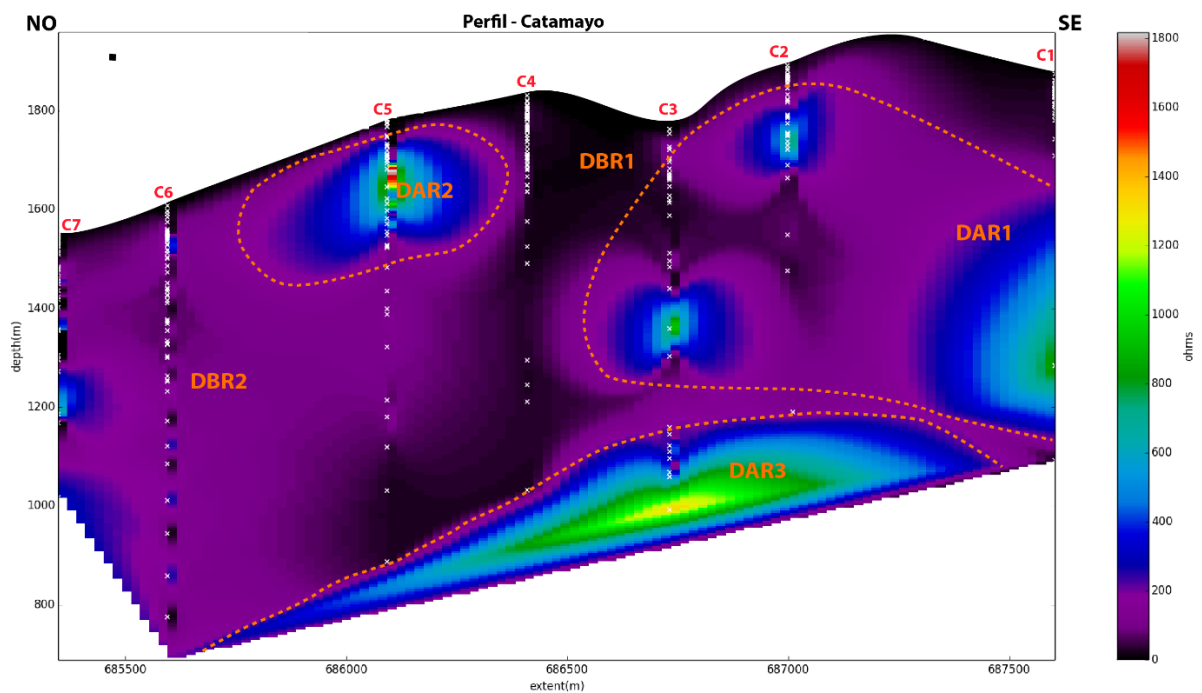


Figura 4.14. Perfil Catamayo, dirección NO-SE

En sentido sureste – noroeste, los primeros 600 m, desde el sondeo C1 hasta C3, coinciden con un dominio de media a alta resistividad (DAR1) caracterizado por una distribución espaciada de los valores más altos, los cuales fluctúan entre 500 a 1000 Ω ms. Inmediatamente hacia el noroeste existe un dominio de alta resistividad (DAR2) muy puntual en el sondeo C5 y cercano a la superficie que alcanzaría los 1300 Ω ms. Entre los dominios DAR1 y DAR2 existe una franja de baja resistividad de disposición cercana a la vertical que presenta muy bajos valores de resistividad (DBR1) inferiores a 100 Ω ms. Este dominio podría ser considerado como una zona de falla o cambio litológico. Bajo el dominio DAR2 existe un dominio de muy baja resistividad DBR2 cuyos valores son inferiores a 200 Ω ms y correspondería con el relleno de la cuenca. En la parte basal del perfil se observa un dominio de alta resistividad con una cierta inclinación hacia el oeste (DAR3) cuyos valores de resistividad alcanzan los 1300 Ω ms. Este dominio correspondería con el basamento de la cuenca. Finalmente existe una franja que separa el dominio DAR3 del dominio DAR1 la cual presentaría una inclinación hacia el este y podría considerarse como una zona de falla, tal como se observó en superficie durante el trabajo de campo (Figura 3.12), o como una zona de discontinuidad litológica o estratigráfica.

CAPITULO 5

5. INTERPRETACIÓN Y EVOLUCIÓN

Los dominios subsuperficiales con valores de alta y baja resistividad definen bloques de roca, cuya geometría se interpreta tanto en función de la litología como de la estructura, los rellenos sedimentarios y el basamento subyacente. En general, el contexto litológico del área de estudio está constituido por rocas volcánicas, volcano-sedimentarias, y una variedad de sedimentos y materiales litificados y estratificadas, los cuales inducen fuertes contrastes de resistividad en sentido vertical. Es importante mencionar que el contexto estructural de las cuencas está controlado por procesos tectónicos a escala cortical, los cuales generan espacios para el acomodo de sedimentos generalmente limitados por fallas y fracturas manifestadas por una deformación superficial de carácter local y regional que, controlan a su vez la distribución de valores de resistividad con una marcada anisotropía tanto horizontal como lateral.

Los 7 perfiles se ubican dentro de 4 cuencas de relleno sedimentario: el perfil de la Quebrada Algarrobo junto al perfil Catamayo limitan la cuenca Catamayo al este y oeste; el perfil del cerro Picotas limita la sección norte la cuenca de Malacatos; el perfil Gerinoma hacia el norte y el perfil Purúnuma al sur cortan transversalmente a la cuenca de Gonzanamá; y el perfil del Río Grande juntamente con el perfil de Potrerillos cortan en sentido E-O el borde oriental de la cuenca Sacapalca. Todos los perfiles presentan al menos un dominio de altas resistividades (DAR) que contrasta con un dominio de bajas resistividades (DBR), cuyos valores permiten diferenciar el relleno sedimentario del basamento subyacente en todas las cuencas.

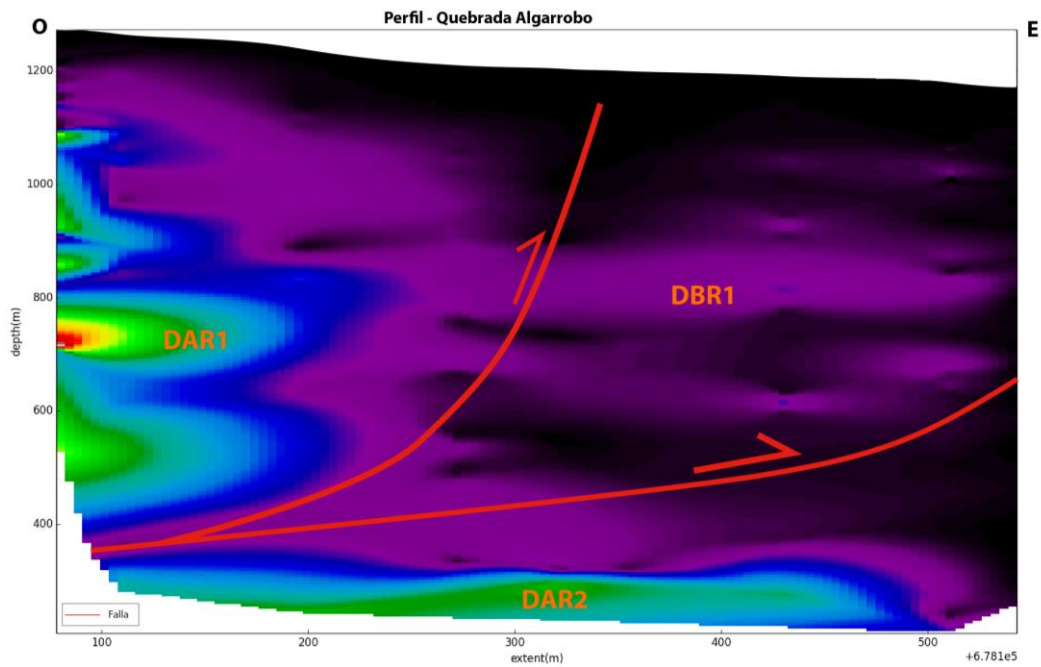
Fallas han sido identificadas en la mayor parte de los límites entre los diferentes dominios de resistividad, además de la presencia de cuerpos intrusivos, que han intruido y deformado localmente a los rellenos de las cuencas. Dominios de alta resistividad generalmente se interpretan como rocas pertenecientes al basamento volcánico y metamórfico, las cuales, podrían estar meteorizadas en la parte superior, también, se interpreta como rocas intrusivas con valores resistivos altos, mientras que rocas sedimentarias y volcanosedimentarias forman el relleno de las cuencas y estarían representadas por bajos valores de resistividad al contener porosidad y por lo tanto la presencia de agua y diversas sales en disolución, lo que tendería a aumentar la conductividad.

5.1.INTERPRETACIÓN

La interpretación en cada perfil se ha realizado en función de la litología local y la estructura, observadas en campo, considerando las variaciones de la resistividad en relación con la profundidad y los dominios predefinidos anteriormente.

5.1.1. Cuenca Catamayo

Perfil 1 – Quebrada Algarrobo



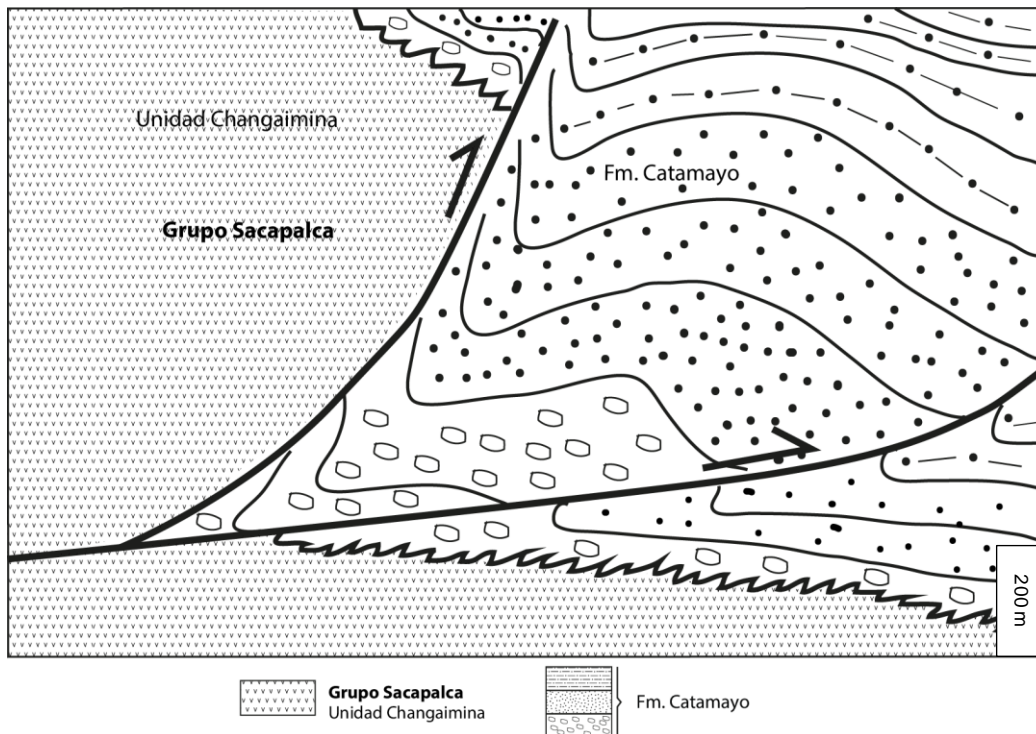


Figura 5.1. Perfil Quebrada Algarrobo – Cabalgamiento

El bloque de alta resistividad ubicado al Oeste del perfil se asocia en campo con las secuencias masivas de andesitas verdes y rojizas pertenecientes al Grupo Sacapalca (Unidad Changaimina), la cual se encontraría cabalgando sobre cierta parte de los sedimentos de la Fm. Catamayo que normalmente incluyen conglomerados, areniscas, masivos niveles de limolitas y lodolitas que, estarían representados por el dominio de baja resistividad que, a su vez tienden a deformarse en las proximidades de las fallas formando pliegues de arrastre que localmente deforman y verticalizan los sedimentos. Los contactos entre el basamento y el relleno sedimentario subyacente se interpretan como discordancias, más precisamente como inconformidades. El sistema compresivo ha desplazado los contactos discordantes que inicialmente limitaban la parte basal de la cuenca. Figura 5.1.

Perfil 7 – Catamayo

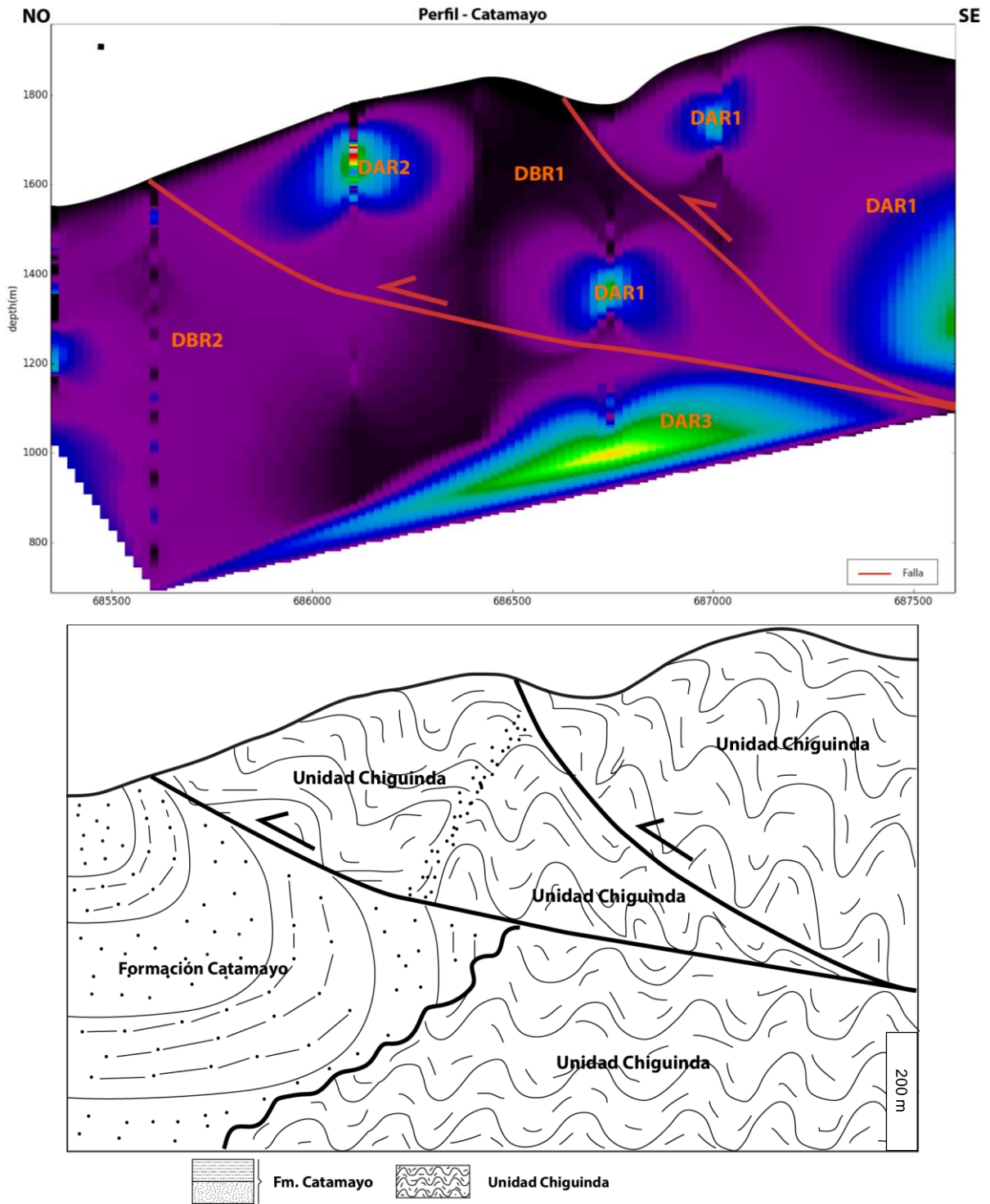


Figura 5.2. Perfil Catamayo

El perfil ubicado al Este del poblado de Catamayo exhibe una estructura muy coherente con relación a las rocas aflorantes en superficie (Figura 3.12). Un contacto fallado muy evidente se puede apreciar a lo largo de la carretera Loja-Catamayo el mismo que en la sección se manifiesta por una serie de anomalías dispersas de moderada a alta resistividad localizadas al Este. Debido a la fuerte inclinación de los sedimentos con bajas resistividades relacionados

con la Fm. Catamayo que, presenta sedimentos porosos, contra el basamento metamórfico de la Unidad Chigüinda como se observa en superficie, se interpreta una zona de fractura ocasionada durante la inversión, yuxtaponen las rocas metamórficas filíticas sobre los sedimentos de la cuenca de Catamayo, generando así ciertos pliegues de arrastre en las cercanías de la falla (Figura 5.7). El contacto basal de los sedimentos del relleno de la cuenca con el basamento Paleozoico se infiere en una inconformidad según se ha observado hacia el sur de la zona.

5.1.2. Cuenca de Malacatos

Perfil 2 – Cerro Picotas

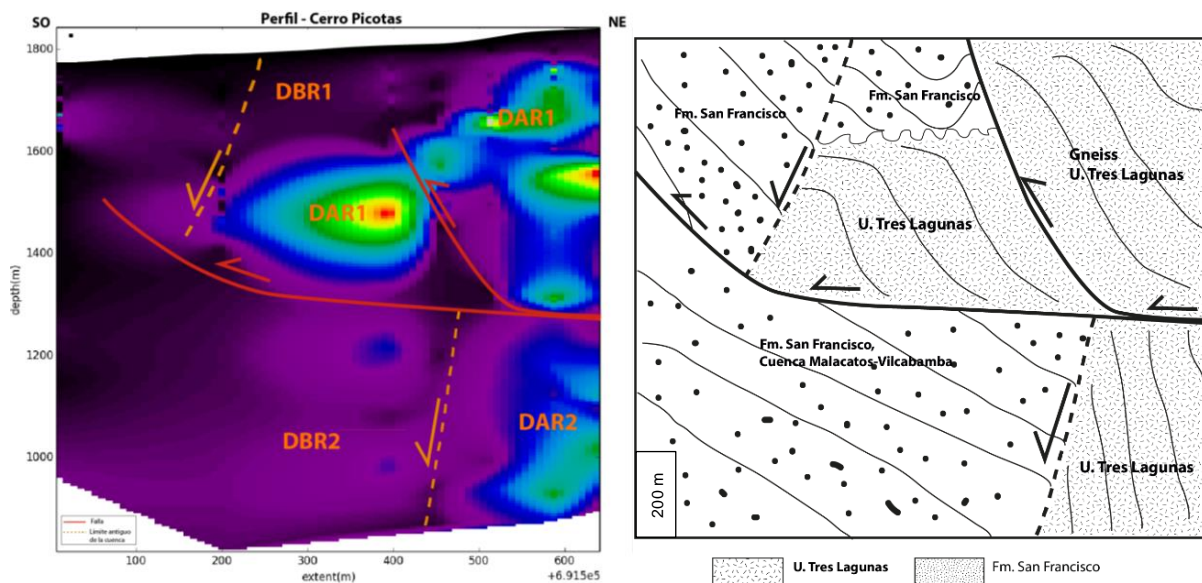


Figura 5.3. Perfil cerro Picotas – Fallas normales e inversas

En este perfil, el bloque de alta resistividad se encuentra hacia el Este donde aflora un gneiss bandeado perteneciente al basamento metamórfico que corresponde con la Unidad Tres Lagunas del Terreno Loja de la Cordillera Real (Figura 5.2). El relleno sedimentario en la Cuenca de Malacatos-Vilcabamba, particularmente la Fm. San Francisco, se encuentra hacia el Oeste donde se caracteriza por valores de resistividad relativamente menores típicamente encontrados en areniscas y conglomerados que predominan en esta Formación. Parte del basamento cabalgaría sobre los sedimentos de la cuenca, los cuales terminan siendo plegados en las proximidades de la zona de fallamiento formando pliegues de arrastre muy bien definidos en superficie. Los contactos entre el basamento y el relleno sedimentario previo al arribo de los sistemas de cabalgamiento, evidencia truncamiento lateral por fallamiento, por

lo que se interpreta el límite de la cuenca por medio de una falla normal posteriormente desplazada por los sistemas compresivos.

En campo se observa el cabalgamiento de rocas metamórficas sobre el volcánico, cerca de la quebrada Pitaya, además que se observan sedimentos plegados.

5.1.3. Cuenca Gonzanamá

Perfil 3 – Corte Gerinoma

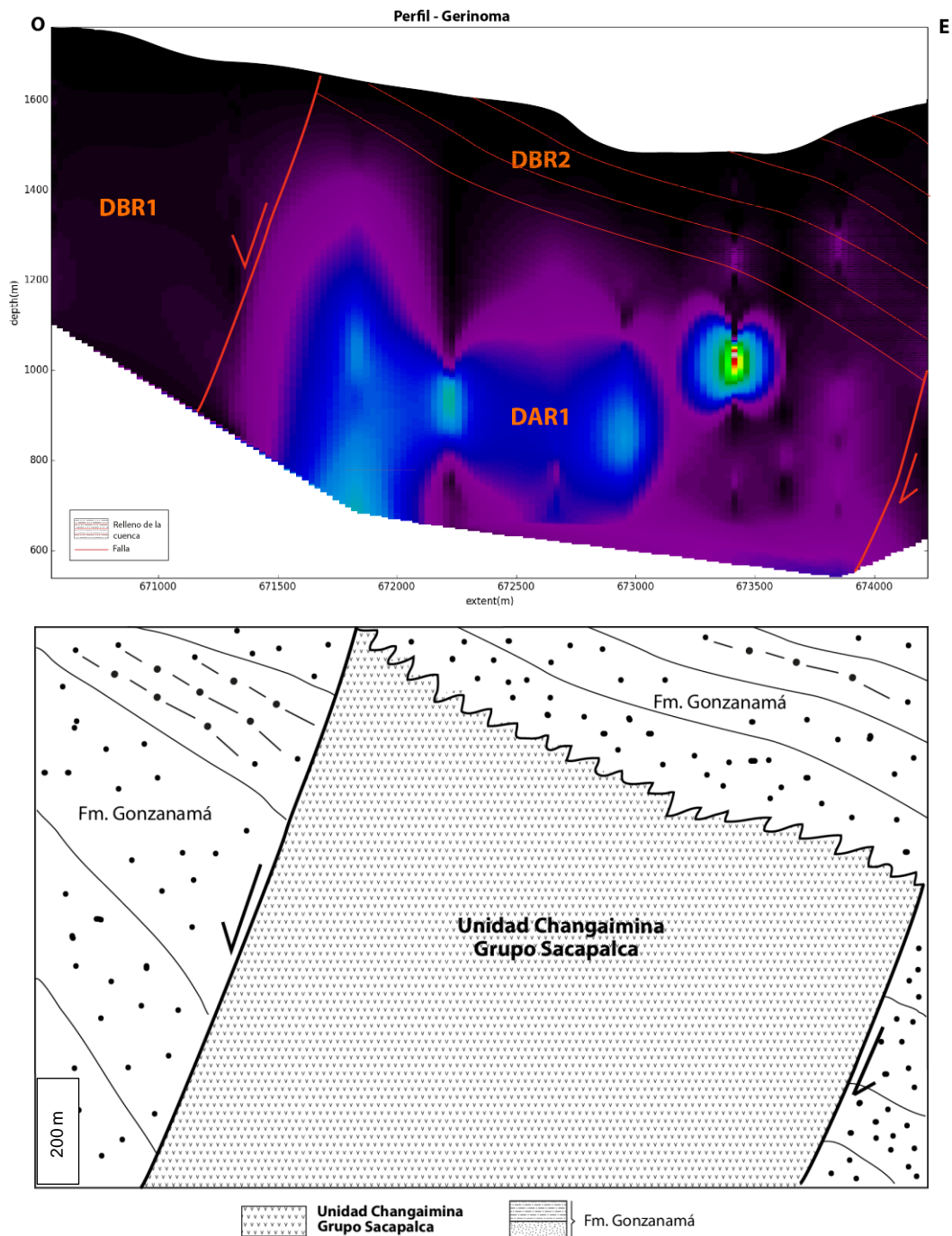
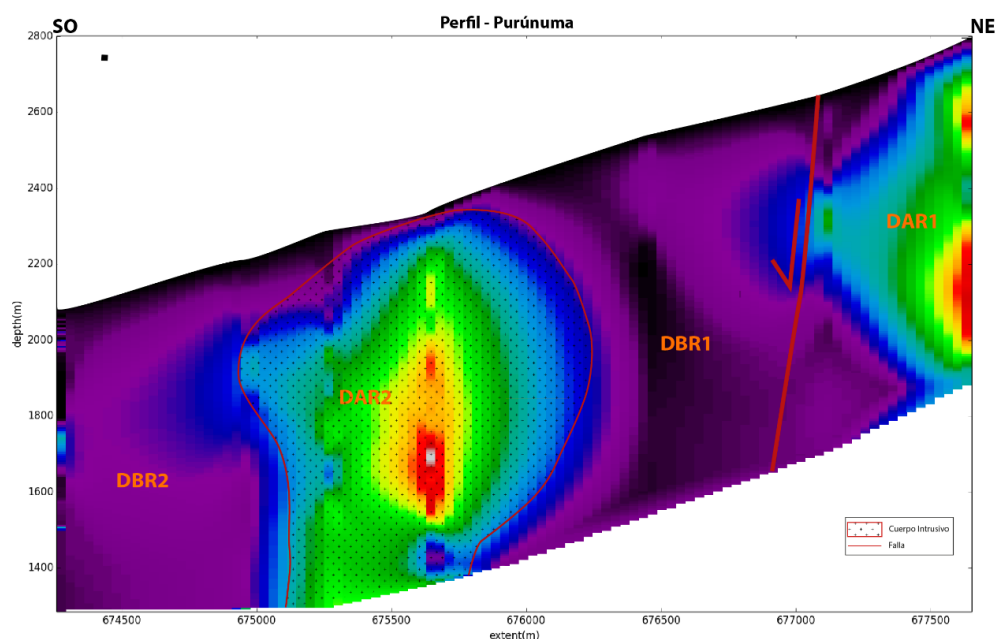


Figura 5.4. Perfil corte Gerinoma – Bloque basculado

En el presente perfil el bloque de alta resistividad se encuentra en la parte inferior central, el cual se caracteriza por estar rodeado de varios dominios de baja resistividad (Figura 5.3). Se ha interpretado como un alto estructural de basamento correspondiente a las rocas de la Unidad Changaimina pertenecientes al Grupo Sacapalca, sin embargo, la continuidad hacia el Este no es clara debido a las dificultades de acceso. Los dominios de baja resistividad corresponden con los sedimentos de la Fm. Gonzanamá del sector de Illaca donde afloran las series basales de dicha Formación con buzamientos hacia el Este. Esta interpretación se realiza considerando que hacia el norte del corte es posible encontrar altos estructurales de basamento (Unidad Changaimina) expuestos en superficie, mientras que las fallas circundantes sugieren un sistema normal debido a los altos estructurales que se ven en superficie (Figura 3.14), razón por la cual se ha interpretado este alto estructural como un horst basculado.

Perfil 6 – Corte Purúnuma



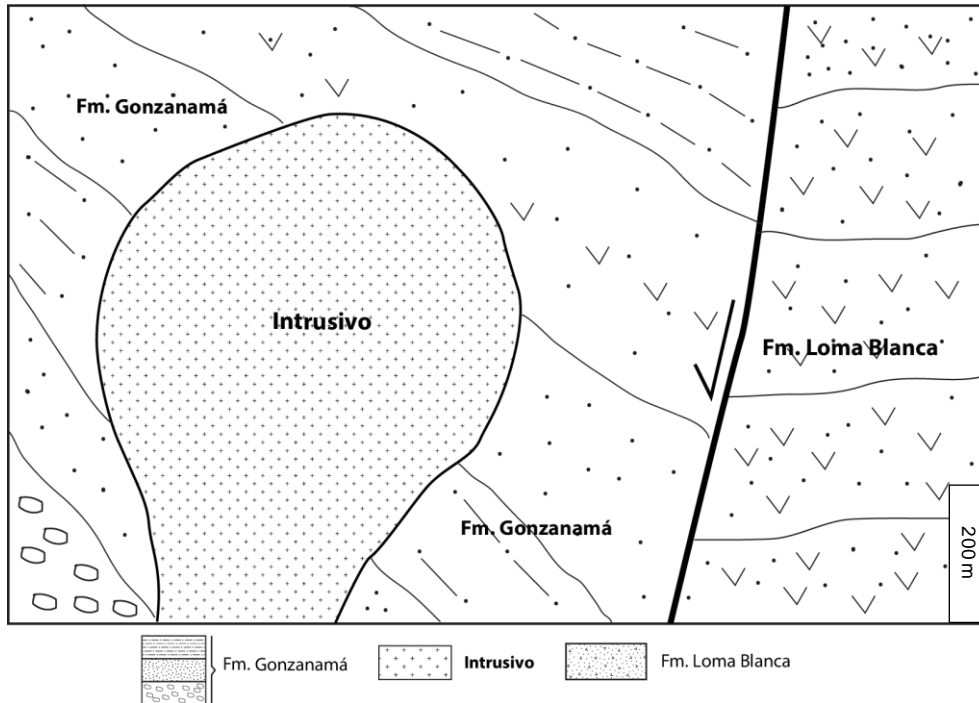


Figura 5.5. Perfil Purúnuma – Falla normal y cuerpo intrusivo.

Al igual que el perfil del Río Grande, la presente sección se interpreta en función de observaciones puntuales de superficie en los sitios del sondeo. Gran parte de las altas resistividades se encuentran concentradas en un cuerpo intrusivo de forma ovoidal que se encontraría instruyendo en profundidad a los sedimentos de la Formación Gonzanamá, la cual aflora claramente a lo largo del perfil de campo, representando de esta manera a todas las zonas de baja resistividad que rodean el mencionado intrusivo. Una zona con mayor resistividad se sitúa al Este presentando valores altos misma que ha sido interpretada como parte del basamento (Fm. Loma Blanca) que subyace a los sedimentos de la Fm. Gonzanamá, la cual a su vez presenta fuertes buzamientos hacia el Este (Figura 5.6). El contacto entre ambas formaciones se infiere de naturaleza fallada con una cinemática normal debido al truncamiento lateral de los sedimentos.

5.1.4. Cuenca de Sacapalca

Perfil 4 – Potrerillos

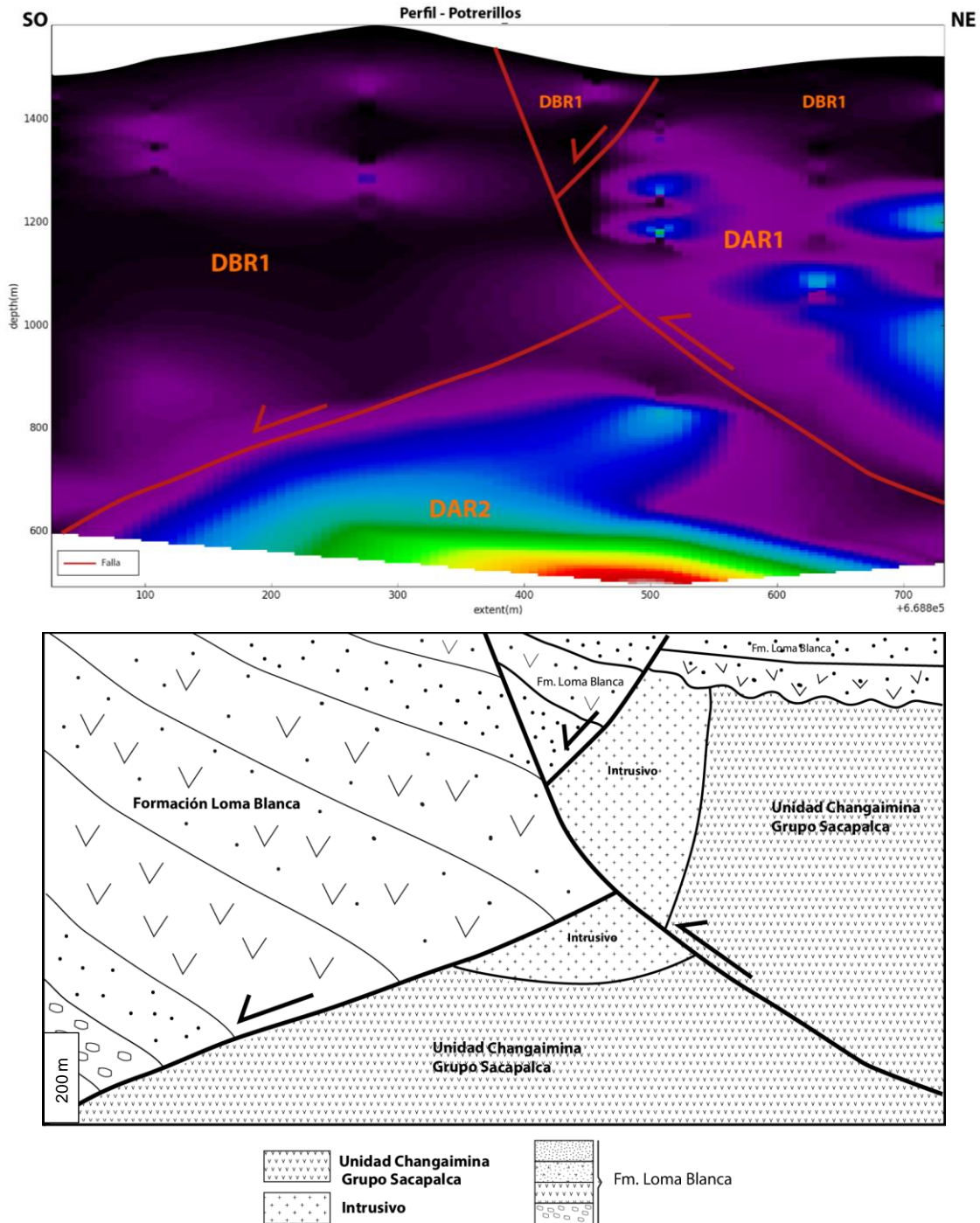


Figura 5.6. Perfil Potrerillos – Fallas normales e inversas

El bloque inferior central de este perfil presenta los valores más altos de resistividad, sin embargo, hacia el Este en la parte alta se preservan valores dispersos de moderada resistividad, y sobre los cuales está presente un bloque de bajas resistividades. Según la información geológica de superficie observada durante la realización de los sondeos, en la zona afloran los volcanosedimentos de la Formación Loma Blanca que están discordantes (Figura 3.17) sobre el cuerpo intrusivo y las rocas volcánicas de la Unidad Changaimina del Grupo Sacapalca (Figura 5.4). Los valores de baja resistividad corresponderían con las rocas

volcano-sedimentarias estratificadas de la Formación Loma Blanca, las cuales rellenan la cuenca hacia el Oeste y presentan fuertes buzamientos hacia el Este con un contacto fallado respecto a las rocas del basamento, las fallas son evidentes en superficie gracias a altos estructurales a lo largo del perfil. Se interpreta inicialmente un sistema extensivo durante la etapa de relleno, que posteriormente se invierte hacia un sistema compresivo definido por las fallas de cabalgamiento que separan los bloques en el límite del relleno.

Perfil 5 – Río Grande

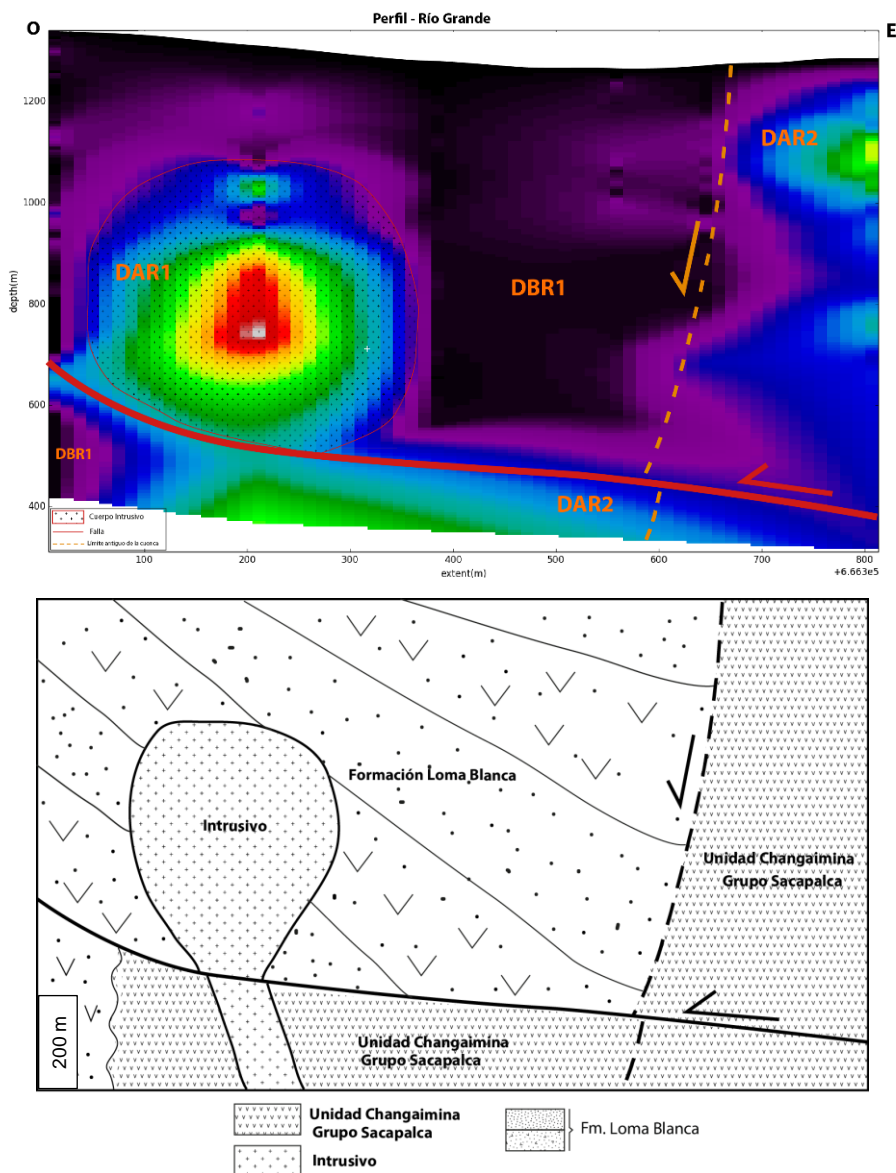


Figura 5.7. Perfil Río Grande – Falla normal, falla inversa y cuerpo intrusivo.

El presente perfil presenta una complicada interpretación debido a la presencia de un cuerpo de forma ovoidal a redondeada que intruye a la secuencia de materiales volcanoclásticos y volcano-sedimentarios de la Formación Loma Blanca (el equipo no alcanza la profundidad

deseada por la interferencia del intrusivo). Estos cuerpos intrusivos son bastante comunes en el área de estudio, generalmente son de naturaleza porfirítica y se encuentran asociados a resistividades altas. El basamento estaría representado por las rocas andesíticas basálticas de la Unidad Changaimina pertenecientes al Grupo Sacapalca. Las rocas de la Formación Loma Blanca presentan, en general, fuertes buzamientos hacia el Este y su contacto con las rocas de basamento en el borde oriental al parecer es fallado, aunque la poca evidencia superficial no es muy concluyente. Se interpreta un sistema extensivo inicial durante el depósito y posteriormente un sistema compresivo manifestado principalmente por fallas inversas y cabalgamientos que desplazan los sistemas normales iniciales. Figura 5.5.

La parte inferior izquierda presenta bajas resistividades, que interpretamos con un contacto erosivo entre los sedimentos de la Fm. Loma Blanca y las rocas Volcánicas de la Unidad Changaimina, aunque también puede ser una mala interpretación debido a que por interferencia del cuerpo intrusivo el quipo no alcanzo la profundidad deseada.

5.2. EVOLUCIÓN

5.2.1. Cuenca Catamayo

La evolución de la cuenca de Catamayo se desarrolla en dos episodios, primero un sistema extensivo asimétrico caracterizado por una falla normal principal, la cual se desarrolla hacia el Este dando lugar a una estructura tipo semi-graben. En segunda instancia la deformación de la cuenca se asocia a un sistema compresivo actuando sobre en los límites Este y Oeste de la cuenca, provocando así la inversión del borde occidental por medio del cabalgamiento de la Unidad Changaimina (Grupo Sacapalca), sobre los sedimentos y volcanosedimentos de la Fm. Catamayo, generando una estructura con forma de demigraben basculado que desplaza verticalmente los contactos discordantes entre el basamento (Unidad Changaimina) y el relleno de la cuenca (Fm. Catamayo), mientras que, hacia el Este, la Unidad Chigüinda se yuxtaponen en contra de las rocas volcanoclasticas de la Fm. Catamayo, mediante un evento compresivo que desarrolla una superficie de despegue y un plegamiento de arrastre muy pronunciado en las secuencias sedimentarias. (Figura 5.8 y Figura 5.9).

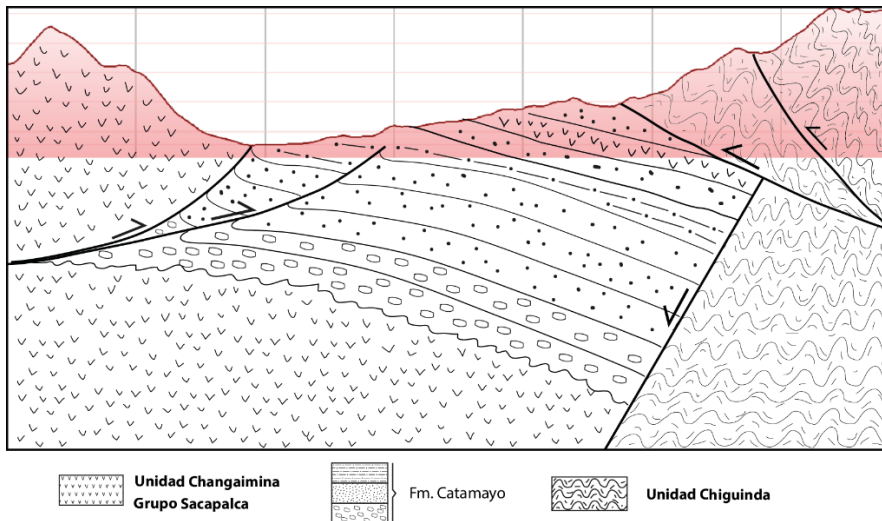
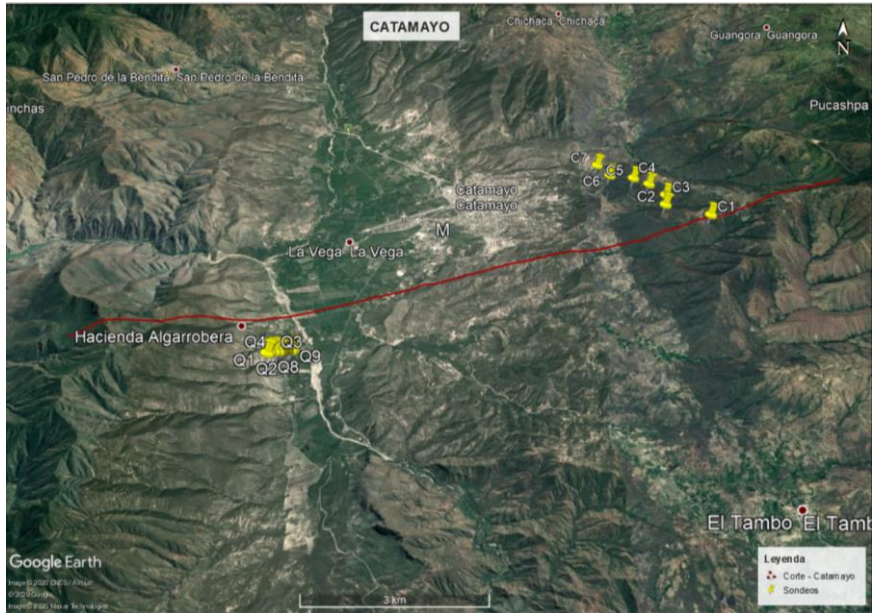


Figura 5.8. Corte de la Cuenca Catamayo

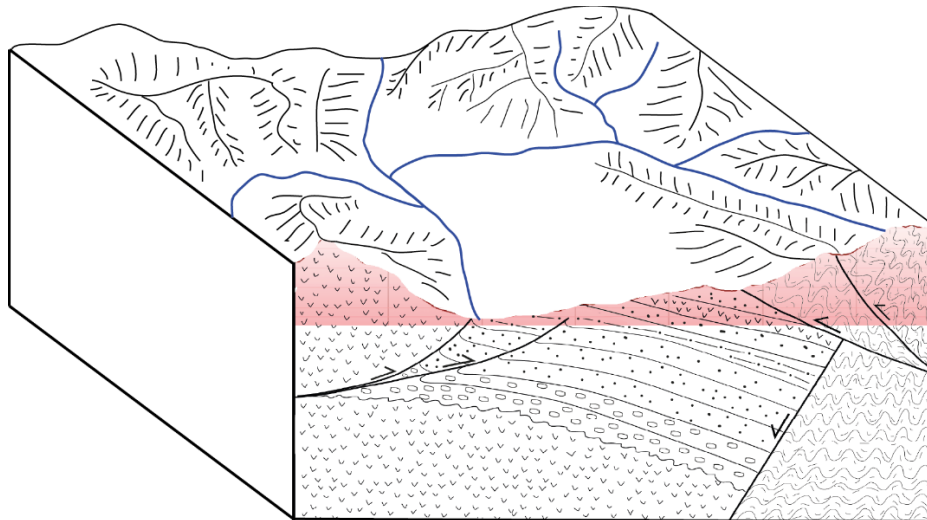


Figura 5.9. Cuenca Catamayo

5.2.2. Cuenca Gonzanamá

La Cuenca de Gonzanamá se forma igualmente durante un período extensivo, con fallas normales sinsedimentarias que darían lugar a una estructura tipo horst basculado en el centro de la cuenca, levantando de forma relativa el basamento correspondiente a la Unidad Changaimina del Grupo Sacapalca respecto a los sedimentos adyacentes de la Fm. Gonzanamá. El límite de la cuenca hacia el Este, estaría marcado por una falla normal principal y profunda a la cual se conectarían las fallas normales que definen el contacto del horst basculado con la Unidad Changaimina del basamento. (Figura 5.10 y Figura 5.11).

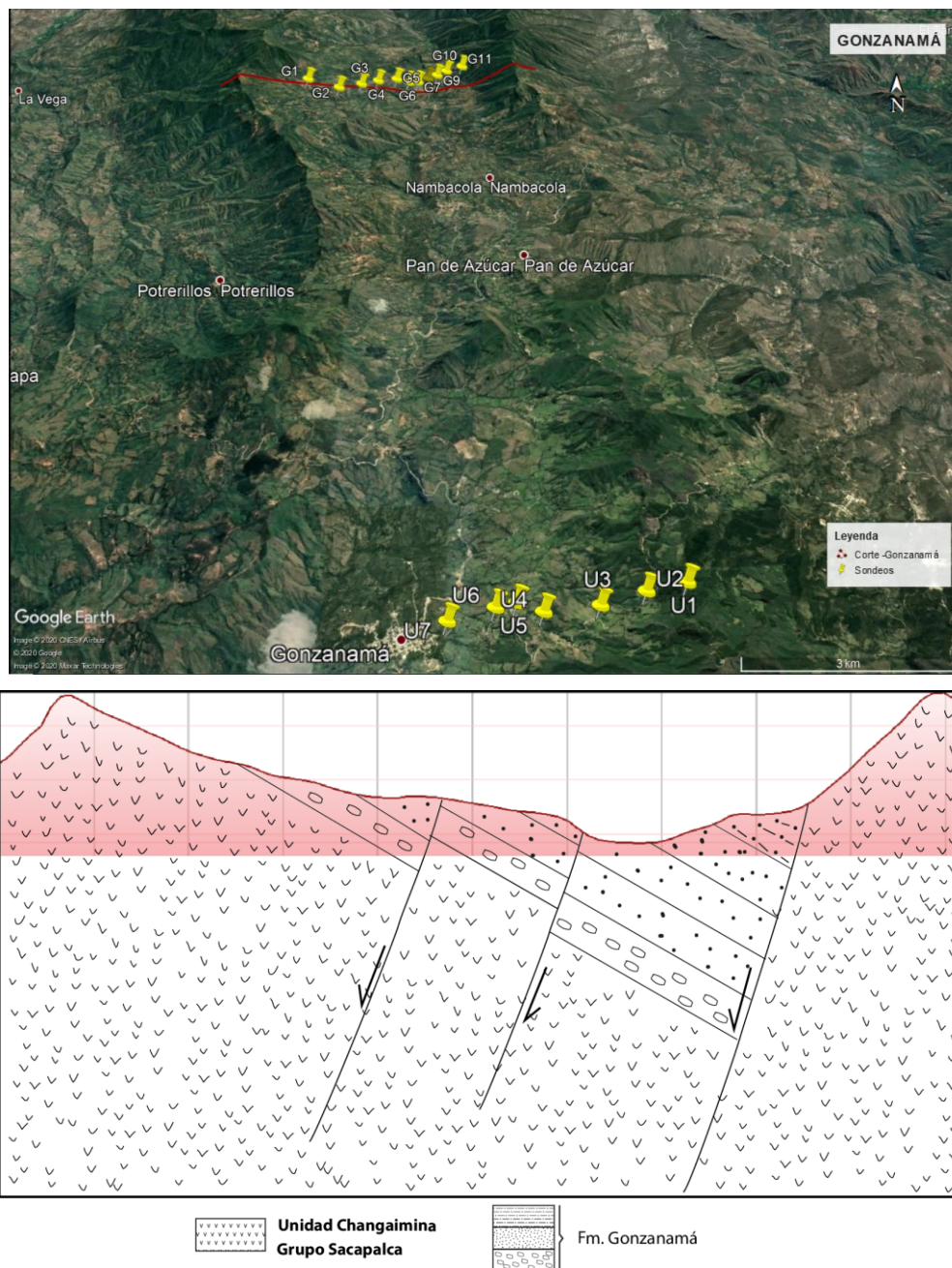


Figura 5.10. Corte de la Cuenca Gonzanamá

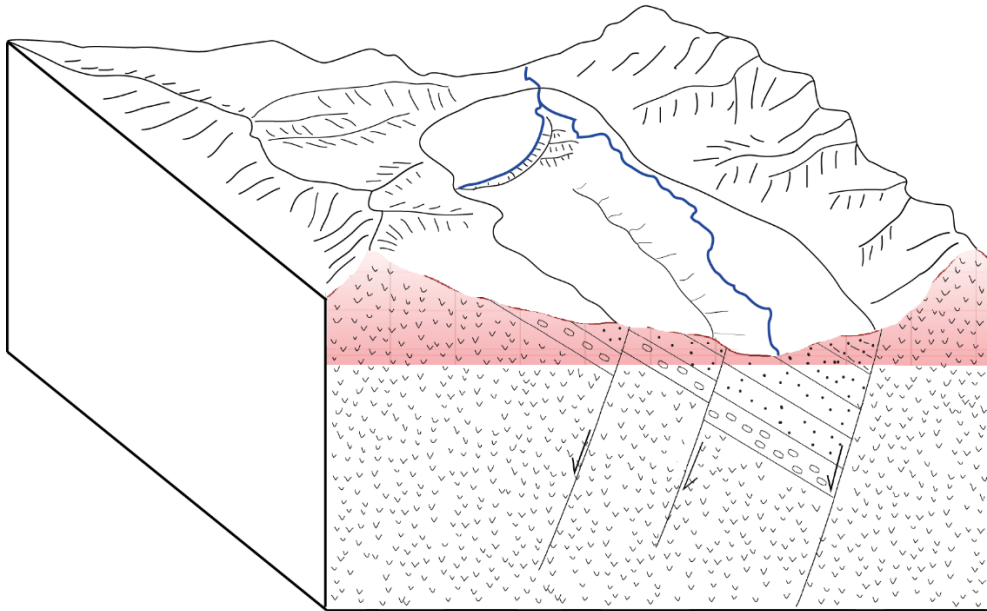


Figura 5.11. Cuenca de Gonzanamá

Se representa fundamentalmente la sección norte de la cuenca de Gonzanamá, ya que hacía el sur en el corte Purunuma aflora el intrusivo y la Formación Loma Blanca, según lo interpretado.

5.2.3. Cuenca Sacapalca

La Cuenca Sacapalca se ha desarrollado durante dos episodios sucesivos, uno extensivo y otro compresivo. Durante el periodo extensivo se desarrollan fallas normales que activarían los antiguos límites de la cuenca, poniendo en contacto fallado el basamento (Unidad Changaimina) y el relleno sedimentario (Formación Loma Blanca). Este sistema normal se trunca durante la actividad de un sistema compresivo subsecuente, donde el basamento se sobrepone al relleno cabalgando también a las antiguas fallas normales de la cuenca. Figura 5.12.

En la cuenca también se emplazan cuerpos intrusivos, uno de los cuales intruye a la Unidad Changaimina perteneciente al basamento, y el otro cuerpo estaría emplazándose dentro la Fm. Loma Blanca, es decir, dentro del relleno sedimentario de la cuenca. Considerando los perfiles de Río Grande (Figura 5.5) y de Potrerillos (Figura 5.4) ambos cuerpos intrusivos se emplazarían controlados por fallas durante el evento de compresión. Figura 5.13.

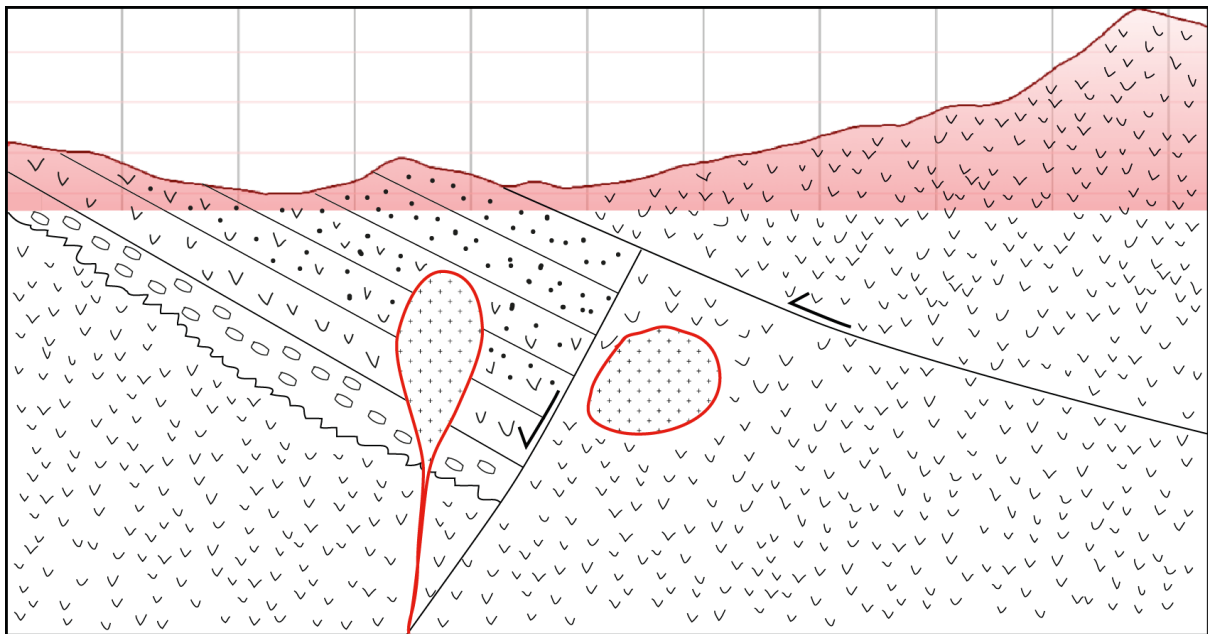
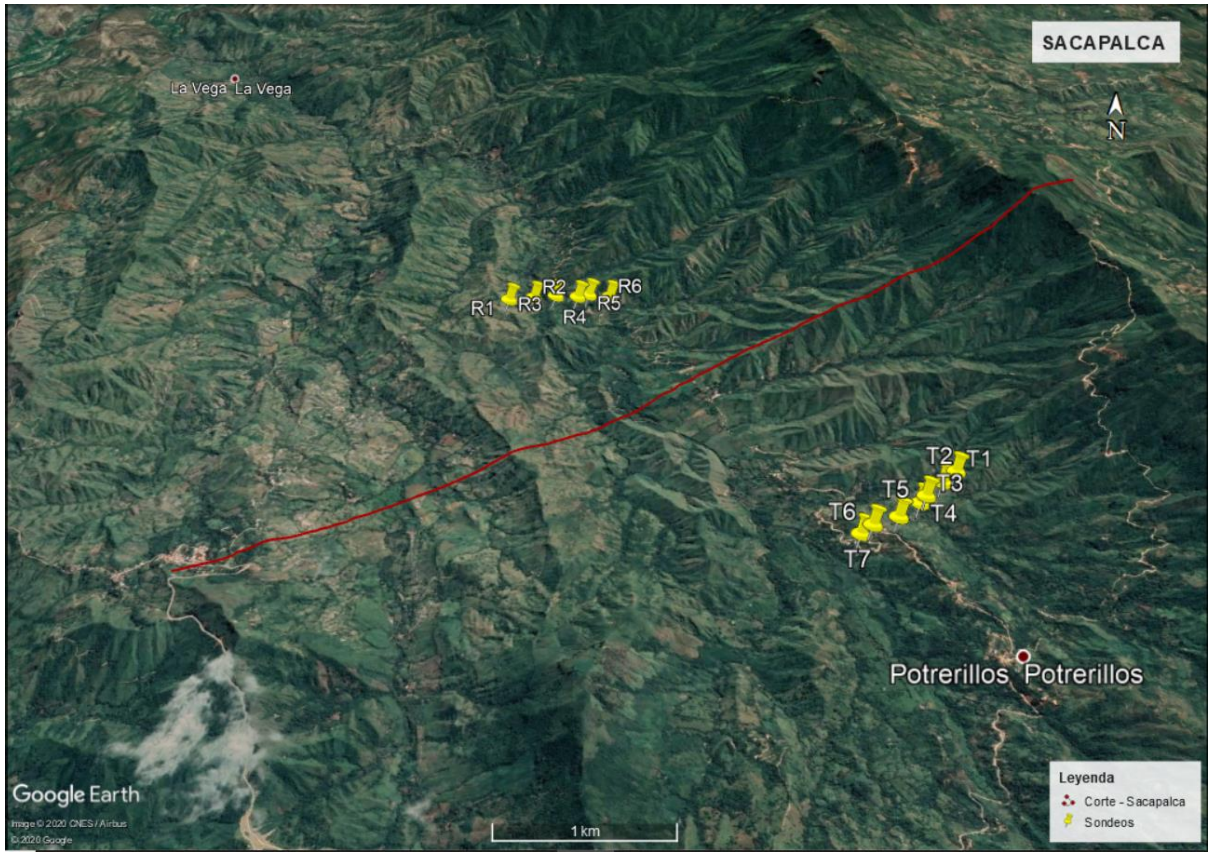


Figura 5.12. Corte de la Cuenca Sacapalca

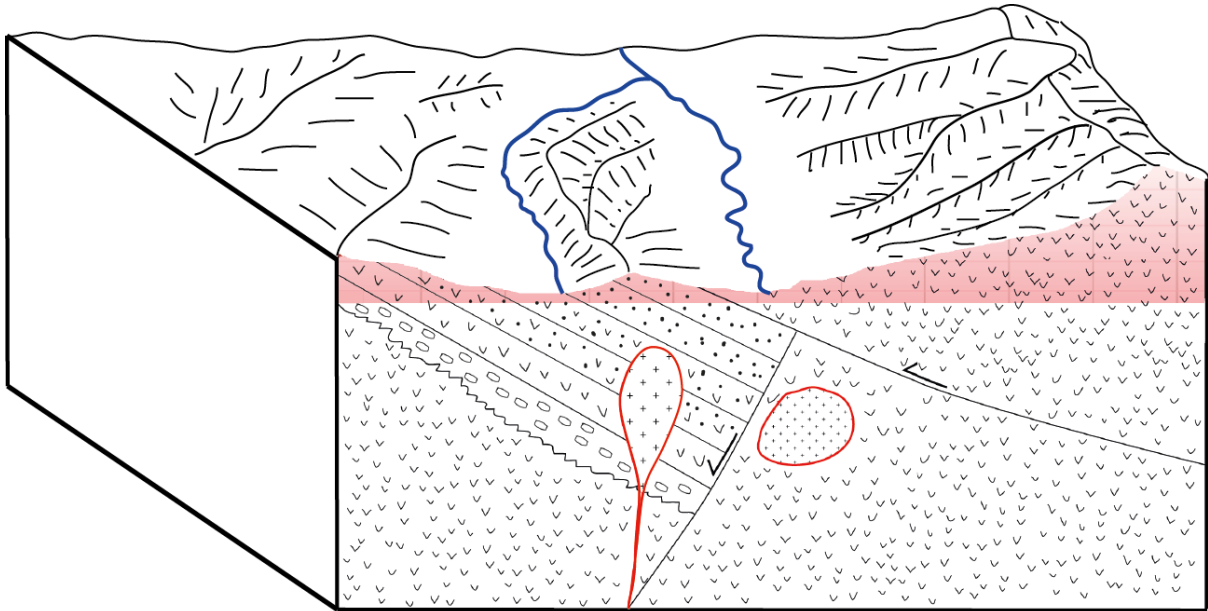


Figura 5.13. Cuenca Sacapalca

5.2.4. Cuenca Malacatos

La evolución tectónica de la Cuenca Malacatos-Vilcabamba, estaría definida por dos episodios de deformación, el primer episodio corresponde con un sistema extensivo, manifestado por la presencia de fallas normales que representan los límites de la cuenca hacia el Este, dichas fallas limitarían tectónicamente en profundidad ambos basamentos: la Unidad Tres Lagunas (basamento de la cuenca Malacatos-Vilcabamba hacia el Este) de la Fm. Loma Blanca (basamento de la Cuenca hacia el Oeste), sobre la que se desarrollan las Formaciones San José, Santo Domingo y San Francisco. El segundo episodio corresponde con un sistema compresivo, que truncó el sistema extensivo previo. Dicho sistema es puesto en evidencia por el cabalgamiento de la Unidad Tres Lagunas sobre el relleno sedimentario de la cuenca (Fm. San Francisco), dando lugar al desarrollo de un gran pliegue de arrastre que invierte la polaridad de los sedimentos en las proximidades del basamento metamórfico que limita el Este de la cuenca a la altura del poblado de Picotas. (Figura 5.14 y Figura 5.15).

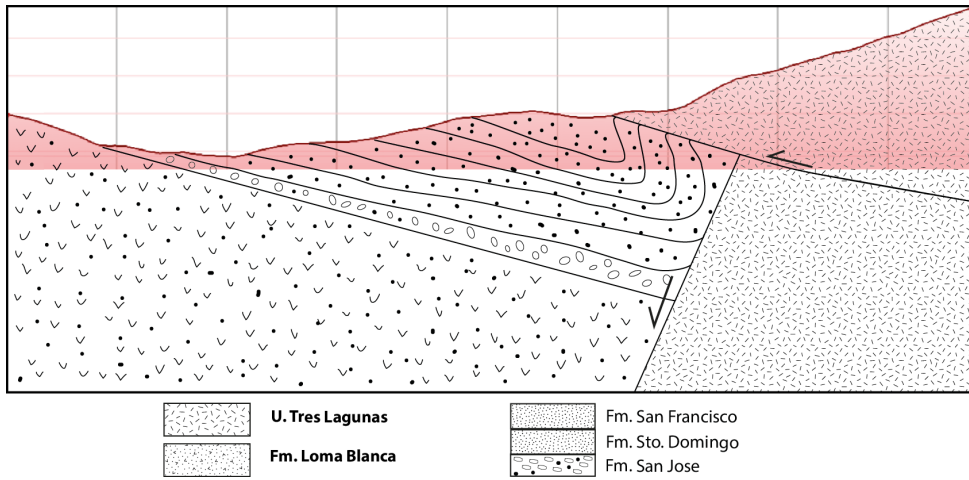
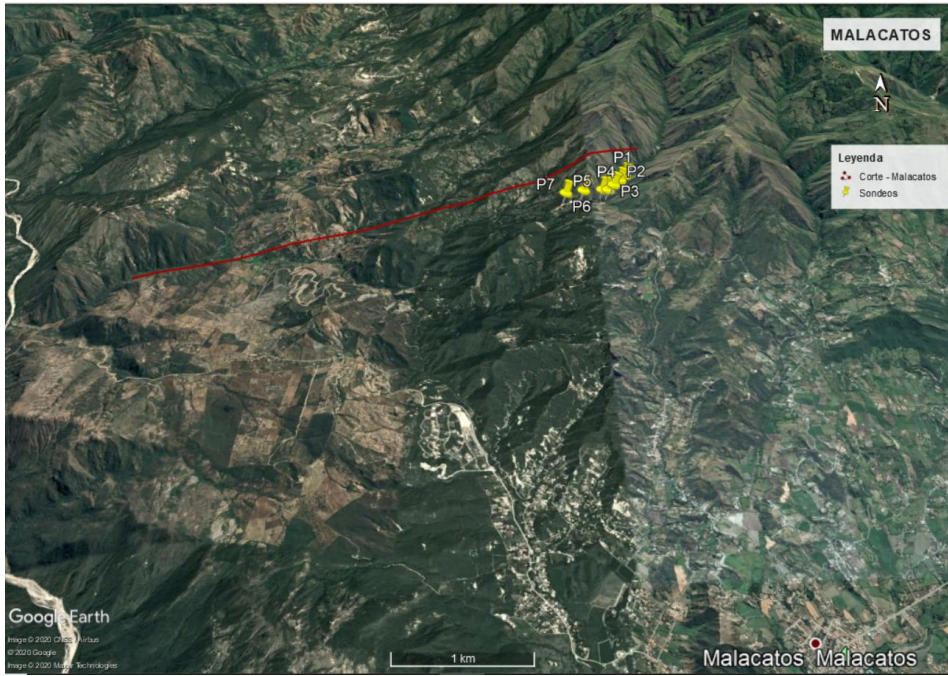


Figura 5.14. Corte de la Cuenca Malacatos

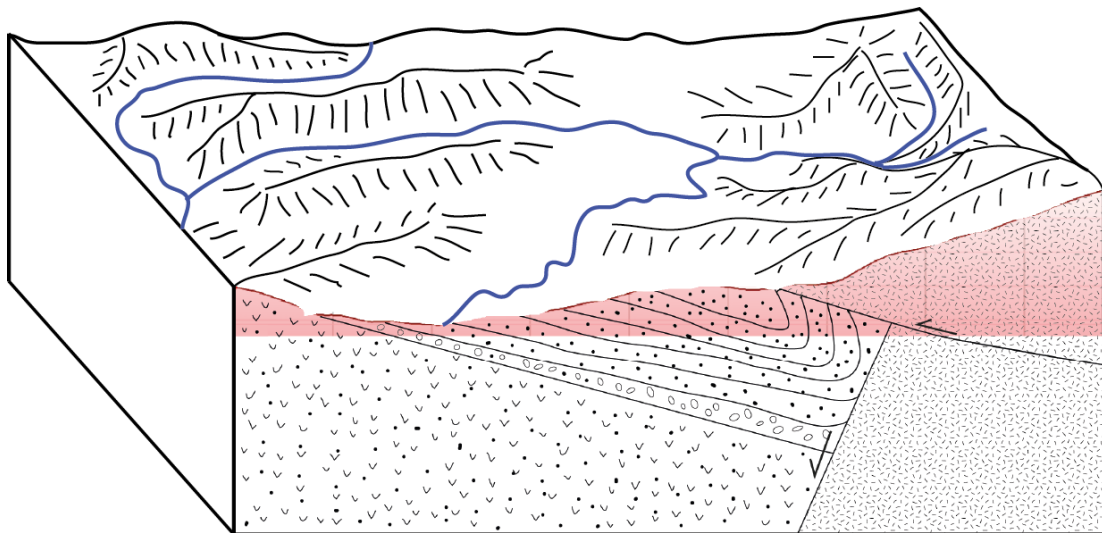


Figura 5.15. Cuenca Malacatos

CAPITULO 6

6. CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

CONCLUSIONES

- Los valores de resistividad y los contrastes de colores en los perfiles obtenidos mediante el método magnetotelúrico permitieron diferenciar litología, zonas de contacto, zonas de discordancia, tipos de fallas. Se lograron también identificar diferentes tipos de estructuras en función de las anomalías en los perfiles, tales como estructuras tipo horst basculados y otros cuerpos intrusivos.
- Las cuencas consideradas en el presente estudio se definen por dos episodios tectónicos, un episodio extensivo y un episodio posterior de compresión, durante la extensión se forman fallas normales principalmente hacia los límites Orientales de las cuencas, estructuras como horsts, grabens, forman los espacios de acomodación para el depósito de sedimentos. El episodio subsiguiente de compresión afecta a las estructuras previas, formando plegamientos, inclinaciones fuertes, y generando nuevos límites de cuencas, límites con cinemática compresiva para la mayoría de las cuencas.
- Los límites estructurales al Este y Oeste de las cuencas Catamayo, Sacapalca y Malacatos-Vilcabamba están representados por cabalgamientos de un sistema compresivo que afectó a un sistema extensivo previo, los cabalgamientos yuxtaponen los basamentos sobre los rellenos sedimentarios de las cuencas, mientras que en otras cuencas (como es el caso de la cuenca de Gonzanamá) los límites preservados hacia el Este, no han sido invertidos y están representados por fallas normales, resultado de un solo episodio extensivo.
- Tanto el perfil del Cerro Picotas en la cuenca Malacatos-Vilcabamba como el perfil de la cuenca de Catamayo, sugieren que el cambio entre los sistemas extensivos desarrollados durante las fases de relleno de las cuencas y los sistemas compresivos no coinciden con la vergencia de las fallas normales, sino que más bien tienden a desplazar y truncar los sistemas extensivos de forma aparentemente perpendicular.

RECOMENDACIONES

- Se sugiere emplear el método geofísico utilizado en esta investigación, método magnetoteléurico (MT), en las mismas cuencas estudiadas (Catamayo, Gonzanamá, Sacapalca y Malacatos) para ver la conexión entre estas, y generar un modelo de evolución con datos locales y precisos.
- Se sugiere utilizar el método magnetoteléurico para la prospección de minerales metálicos, debido a la presencia de cuerpos intrusivos en las cuencas de Gonzanamá y Sacapalca.

BIBLIOGRAFÍA

- Ahumada, M., & Flores, N. (2017). *MODELO GEOFÍSICO INTEGRADO DE UN SISTEMA GEOTÉRMICO DE ALTA ENTALPÍA*. El Salvador: UNIVERSIDAD DE EL SALVADOR.
- Alvarado, A., Audin, L., Segovia, M., Nocquet, J. M., Lagreulet, S., Segovia, M., . . . Quidelleur, X. (2014). Active tectonics in Quito, Ecuador, assessed by geomorphological studies, GPS data, and crustal seismicity. *Tectonics*, 4-11.
- Aspden, J. A., & Litherland, M. (1992). The geology and Mesozoic collisional history of the Cordillera Real, Ecuador. *Tectonophysics, Elsevier Science Publishers*.
- Baby, P., Rochat, P., Mascle, G., & Hérail, G. (1997). Neogene shortening contribution to crustal thickening in the back arc of the Central Andes. *Geology*, 25(10), 883-886.
- Baby, P., Rivadeneira, M., Christophoul, F., & Barragan, R. (1999). Style and timing of deformation in the Oriente Basin of Ecuador. *Fourth International Symposium on Andean Geodynamics* (pp. 68-72). Germany: University of Goettingen.
- Burbank, D., & Anderson, R. (2001). *Tectonic Geomorphology*. Malden, Estados Unidos: Blackwell.
- Cagniard, L. (1953). Basic theory of the magnetotelluric method of geophysical prospecting. *Geophysics vol. 18*, 605-635.
- Cajas, M. (2017). *Caracterización Morfotectónica de la Estructura Anticlinal del Borde oriental de la Cuenca de Quito utilizando evidencia Geofísica y Geomorfológica*. Quito: Escuela Politécnica Nacional.
- Canfield, R., Bonilla, G., & Robbins, R. (1982). Sacha Oil Field of Ecuadorian Oriente. *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin V.66, No. 8*, 1076-1090.
- Cantwell, T. (1960). Detection and analysis of low frequency magnetotelluric signals, Doctoral dissertation. *Massachusetts Institute of Technology*.
- Collot, J., Charvis, P., Gutscher, M., & Operto, S. (2002). Exploring the Ecuador-Colombia Active Margin and Interplate Seismogenic Zone. *Geological Survey*, 722-743.
- Collot, J.-Y., Michaud, F., Alvarado, A., Marcaillou, B., Sosson, M., Ratzov, G., . . . Pazmino, A. (2009). Visión general de la morfología submarina del margen convergente de Ecuador-Sur de Colombia: implicaciones sobre la transferencia de masa y la edad de la subducción de la Cordillera de Carnegie. *Geología y Geofísica Marina y Terrestre del Ecuador*.
- Corrochano, D. (2014). Geología Sedimentaria y Sedimentología del Proyecto del Mapeo Geológico a Nivel Nacional a escala 1:50000. *INIGEMN - PROMETEO, Informe inédito*.

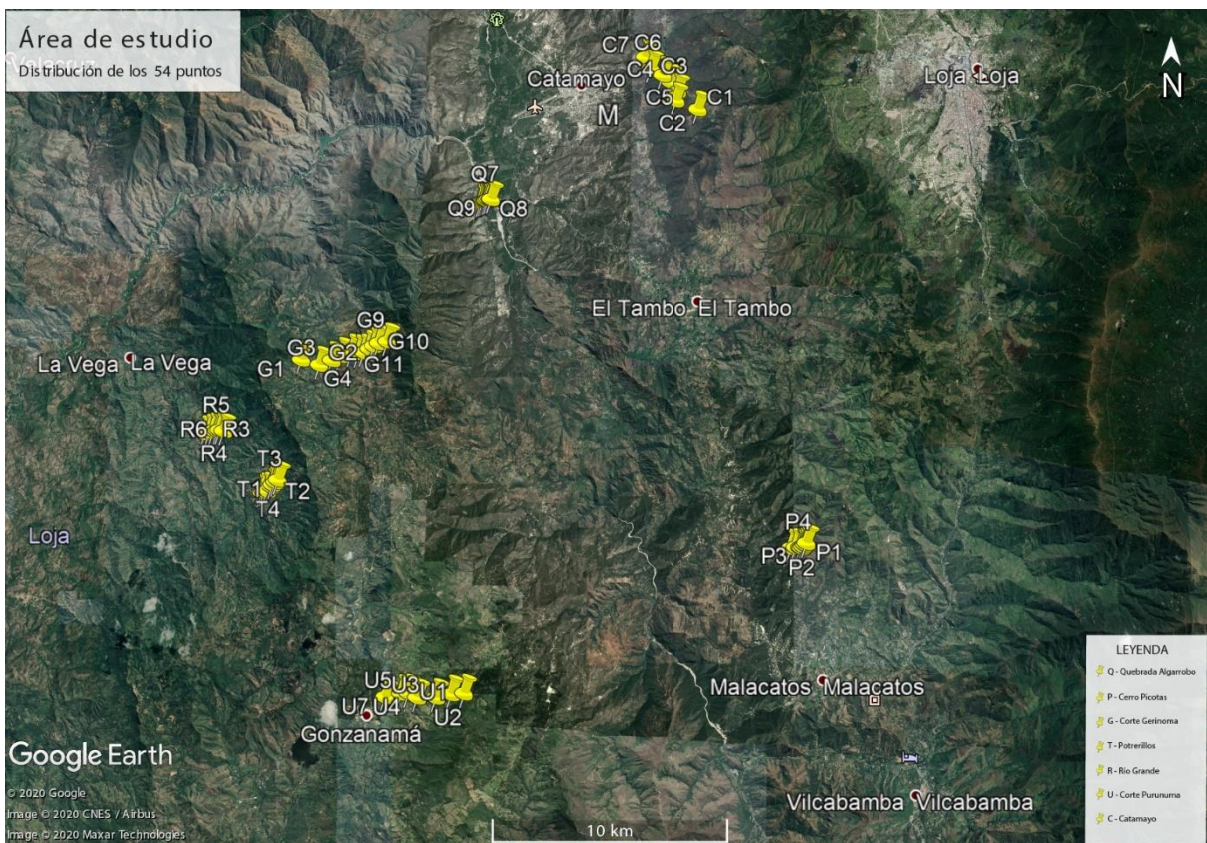
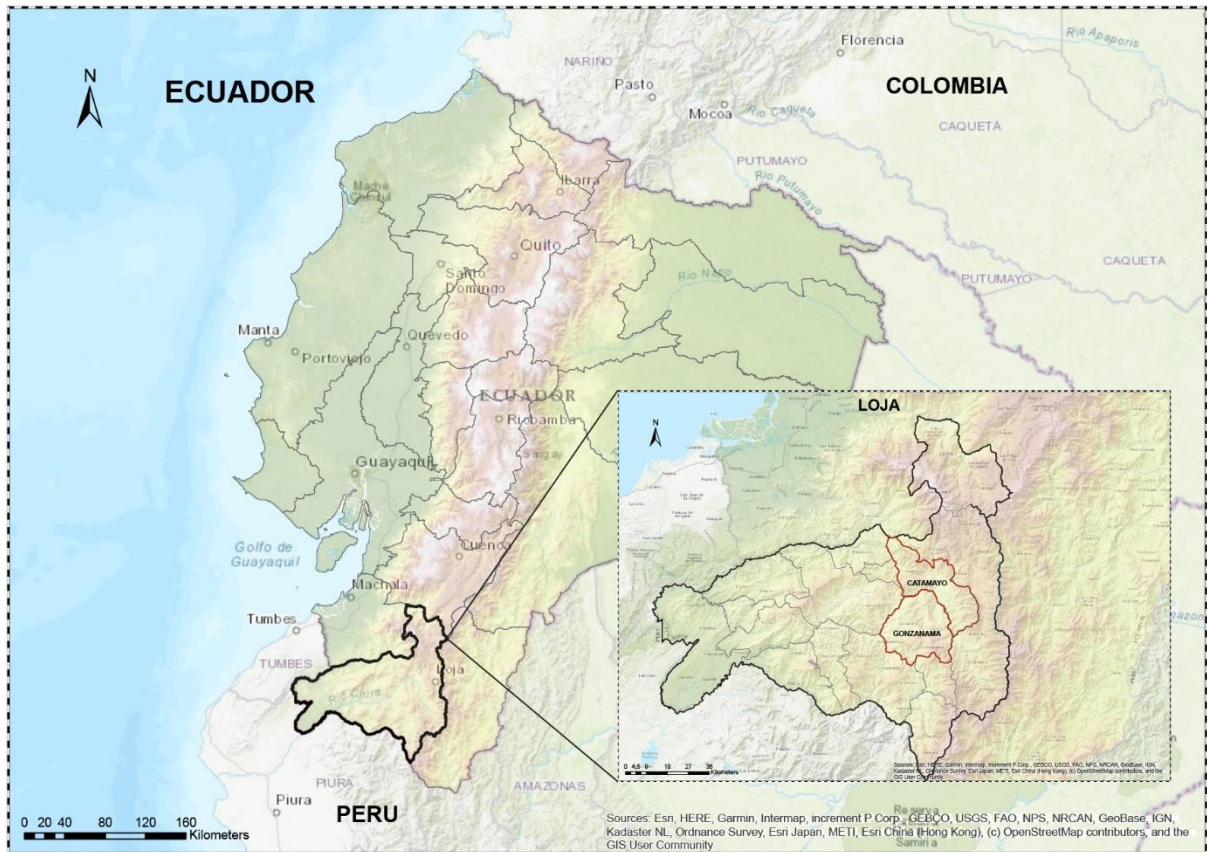
- Díaz, M., Baby, P., Rivadeneira, M., & Christophoul, F. (2003). El Pre-Aptense en la Cuenca Oriente Ecuatoriana. *Petroproducción*, 30-35.
- Egbue, O., & Kellog, J. (2010). Pleistocene to Present North Andean "escape". *Tectonophysics*.
- European Association of Geoscientist and Engineers. (2014). *Application Manual of Geophysical Methods to Engineering and Enviornmental Problems*. The Netherlands: Society of Exploration Geophysicists of Japan.
- Faucher, B., & Savoyat, E. (1973). Esquisse géologique des Andes de l'Equateur. *Geografía Física y Geología Dinámica* 15, 115-142.
- Fierro, J. (1990). Evolución Geodinámica Neógena de la Cuenca Intramontañosade Malacatos-Vilcabamba. *Escuela Politécnica Nacional*, 3-40.
- Fraga, H. (2017). Geomecánica. *Rosario-Argentina: Departamento de Ciencias Geológicas, facultad de Ciencias Exactas. Ingeniería y Agrimensura-UNR*, 20.
- Frisch, W. (2011). Plate Tectonics. In W. Frisch, *Plate Tectonics* (pp. 159-167). USA: Springer.
- Gansser, A. (1973). Fact and Theories of the Andes. *Geological Society*, 93-131.
- Geometrics. (2000). Operating Manual for Stratagem Systems running. *Imagem*, v. 2.19, 1-30.
- Gutscher, M., Malavieille, J., & Lallemand, S. (1999). Tectonic segmentation of the North Andean margin: impact of the Carnegie Ridge collision. *Earth and Planetary Science Letters*, 255-270.
- Hughes, R., & Pilatasig, L. (2002). Cretaceous and Tertiary terrane acretion in the Cordillera Occidental of the Andes of Ecuador. *Tectonophysics*, 345, 30-40.
- Hungerbühler, D. (1997). Neogene basins in the Andes of southern Ecuador: evolution, deformation and regional tectonic implications. *SWISS FEDERAL LNSTITUTE OF TECHNOLOGY ZURICH*, 33-95.
- Hungerbülher, D., Steinmann, M., Winkler, W., Seward, D., Egüez, A., Peterson, D., . . . Hammer, C. (2002). Neogene stratigraphy and Andean geodynamics of. *ELSEVIER*, 77-78; 85-117.
- INIGEM. (2012). *Memoria Técnica 1:100 000 de las Cuencas del Sur*. Quito-Ecuador: INIGEM.
- Jaillard, E., & Marocco, R. (1994). Métodos y Objetivos del Análisis de las Cuencas Sedimentarias. *OR5TOM, Unidad de Investigación. Geodinámica y Concentraciones Minerales*", 123-128.
- Jaillard, E., Sempere, T., Carlier, G., Soler, P., & Marocco, R. (1995). THE ROLE OF TETHYS IN THE EVOLUTION OF THE NORTHERN ANDES BETWEEN LATE PERMIAN AND LATE EOCENE TIMES. *The Ocean Basins and Margins*, 463-485.

- Jaillard, E., Ordoñez, M., Berrones, G., Bengtson, P., Bonhomme, M., Jimenez, N., & Zambrano, I. (1996). Sedimentary and tectonic evolution of the arc zone of southwestern Ecuador during Late Cretaceous and Early Tertiary times. *South American earth Sciences* 9, 131-140.
- Jaillard, É., Caron, M., Dhondt, A., Ordoñez, M., Andrade, R., Bengtson, P., & Huacho, J. (1997). Síntesis estratigráfica y sedimentológica del Cretáceo y Paleógeno de la Cuenca Oriental del Ecuador. *Orstom-Petroproducción Publicación*.
- Jones, A. G. (1988). Static shift of magnetotelluric data and its removal in a sedimentary basin environment. *Geophysics*, 53(7), 967-978.
- Keller, E., & Pinter, N. (2002). Active tectonics: earthquakes, uplift and landscape. *New Jersey: Prentice Hall*.
- Kendrick, E., Bevis, M., Smalley, B., Brooks, B., Barriga, R., Lauría, E., & Souto, L. (2003). The Nazca–South America Euler vector and its rate of change. *Journal of South American Earth Sciences*, 125-131.
- Kennerley, J. (1973). Geology of Loja Province, southern Ecuador. *Institute of Geological Science (Overseas Division)*, 20-34.
- Legrand, D., Baby, P., Bondoux, F., Dorbath, C., Bès de Berc, S., & Rivadeneira, M. (2005). The 1999-2000 seismic experiment of Macas swarm (Ecuador) in relation with rift inversion in Sbandean foothills. *Tectonophysics*, ELSEVIER, 72-78.
- Litherland, M., Aspden, J., & Jemielita, R. (1994). The Metamorphic belts of Ecuador. *British Geological Survey*, 30-80.
- Lonsdale, P. (2005). Creation of the Cocos and Nazca plates by fission of the Farallon Plate. *Tectonophysics*, 237-264.
- Muñoz, J. J. (1992). *Geomorfología general* (4 ed.). Madrid: Síntesis, S.A.
- Nocquet, J., Mothes, P., & Alvarado, A. (2009). Geodesia, geodinámica y ciclo sísmico en Ecuador. *Geología y Geofísica Marina y Terrestre del Ecuador*, 83-90.
- Pennington, W. D. (1981). Subduction of the Eastern Panama Basin and seismotectonics of northwestern South America. *Geophysical Research: Solid Earth Volume 86*.
- Putzer, H. (1985). Lignitus Terciarios en el Graben nterandino del Ecuador como ejemplo de la formación sinenergética de carbón en cuencas intramontañosas. Monografía de Geología 4. Volumen X No 1. *Escuela Politécnica Nacional*, 145-181.
- Reddy, I., Rankin, D., & Phillips, R. (1977). Three-dimensional modelling in magnetotelluric and magnetic variational sounding. *Geophysics. J. R. Astr.Soc.*, 51, 313-325.
- Reyes, P., Michaud, F., Carbonel, P., & Fornari, M. (2008). New field studies in the Gonzanamá, Catmayo and Malacatos-Vilcabamba basins. *Preliminary results. 7 International Symposium on Andean Geodynamics* (pp. 442-225). Ecuador: ISAG.

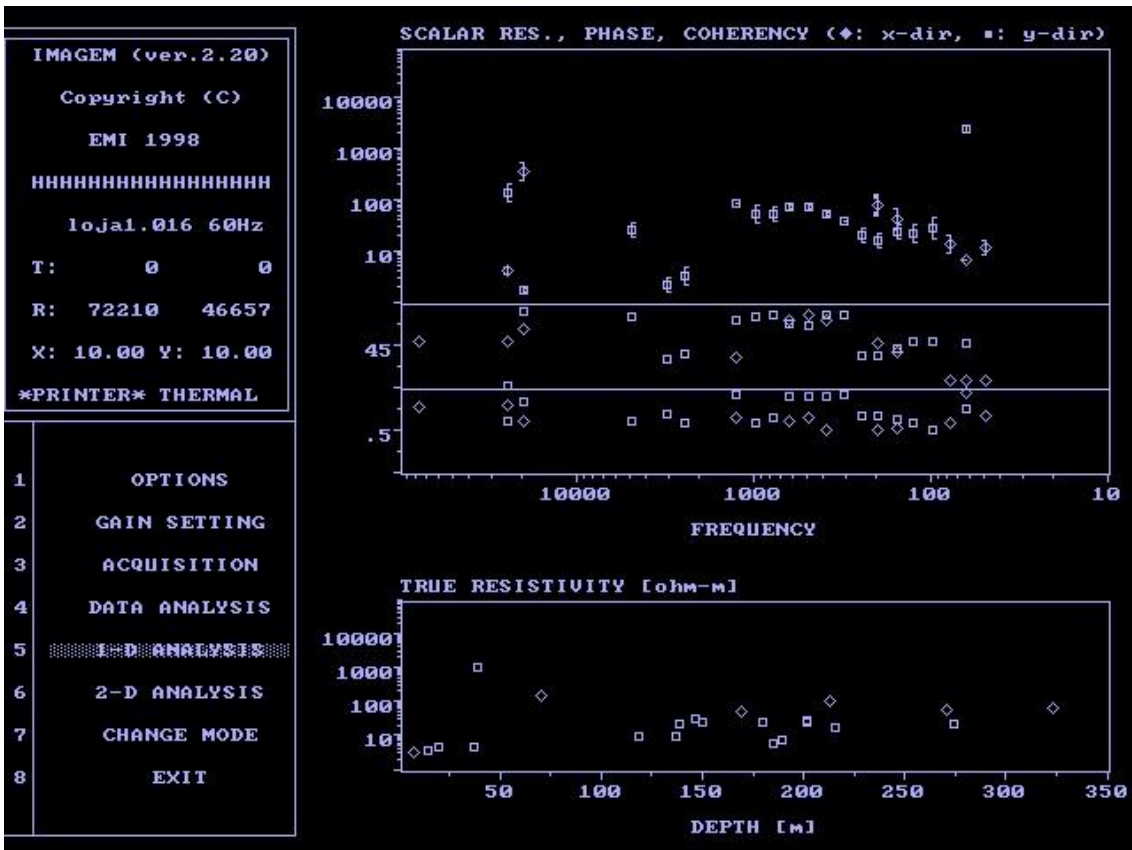
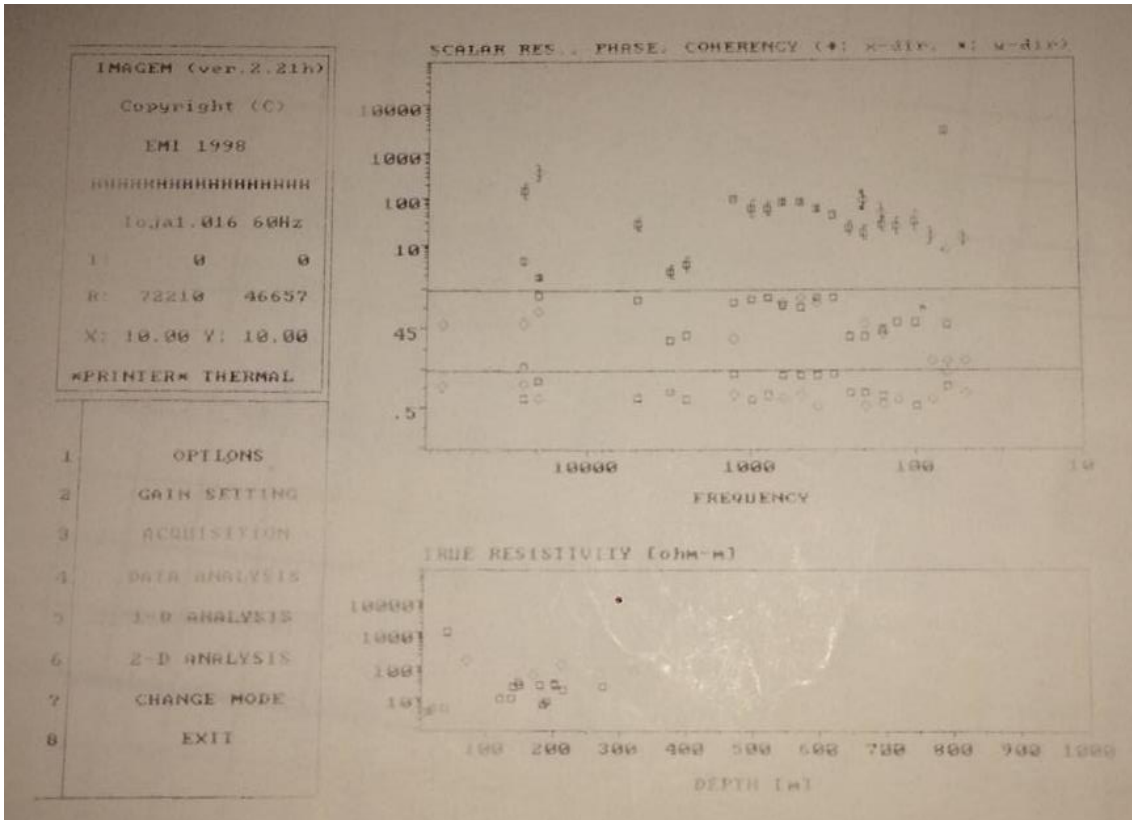
- Reyes, P., & Michaud, F. (2012). Mapa geológico de la Margen Costera Ecuatoriana (1500000). *EP PetroEcuador-IRD*.
- Reyes, P., Michaud, F., Carbonel, P., & Fornari, M. (Unpublished). New field studies in the Gonzanamá, Catamayo and Malacatos-Vilcabamba basins, Ecuador: Preliminary results. *7th International Symposium on Andean Geodynamics* (pp. 442-445). ISAG.
- Sallares, Valenti, Charvis, P., Flueh, E., & Bialas, J. (2005). Seismic structure of the Carnegie ridge and the nature of the Galápagos hotspot. *Geophysical Journal International*, 763-788.
- Sauer, W. (1965). *Geology of Ecuador*. Quito: Ministry of Education.
- Simpson, F., & Bahr, K. (2005). Practical Magnetotellurics. *Cambridge University Press*, 272.
- Solís, B. E. (2015). *Sedimentología y Estratigrafía del Norte de la Cuenca Malacatos-Vilcabamba (Mioceno, Provincia de Loja-Sur de Ecuador)*. Quito: Escuela Politécnica Nacional.
- 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*, 60-71.
- 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, 196-217.
- Spikings, R., Cochrane, R., Villagomez, D., Van der Lelij, R., Vallejo, C., Winkler, W., & Beate, B. (2014). The geological history of northwestern South America: from Pangea to the early collision of the Caribbean Large Igneous Province. *Gondwana Research*.
- Steinmann, M., Hungerbühler, D., Seward, D., & Winkler, W. (1999). Neogene tectonic evolution and exhumation of the southern Ecuadorian Andes: a combined stratigraphy and fission-track approach. *Tectonophysics* 307.
- Sutarno, D., & Vozoff, K. (1989). Robust M-estimation of magnetotelluric impedance tensors. *Exploration Geophysics*, 20(3), 383-398.
- Tamay Granda, J. (2018). Estructura de Cuencas Intramontañosas del Sur de Ecuador en Relación con la Tectónica de la Cordillera de los Andes a Partir de Datos Geofísicos y Geológicos. *Universidad de Granada*, 46-65.
- Tikhonov, A. V. (1950). Determination of the electrical characteristics of the deep strata of the earth's crust. *Dokl. Akad. Nauk*, v. 73, 295.
- Trenkamp, R., Kellogg, J., Freymueller, J., & Mora, H. (2002). Wide plate margin deformation, southern Central America and northwestern South America, CASA GPS observations. *Journal of South American Earth Sciences*.
- Tschopp, H. (1953). Oil Explorations in the Oriente of Ecuador. *Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists*, 2303-2347.

- Valenta, J. (2015). Introduction to Geophysics-Lecture Notes. *República Checa: Development Cooperation*, 1-2.
- Vallejo, C., Spikings, R., Luzieux, L., Winkler, W., Chew, D., & Page, L. (2006). The early interaction between the Caribbean Plateau and the NW South American Plate. *Terra Nova*, 264-269.
- Vallejo, C., Winkler, W., Richard, S., Luzieux, L., Heller, F., & Bussy, F. (2009). Mode and timing of terrane accretion in the forearc of the Andes in Ecuador. *The Geological Society of America*.
- Vinueza, D. J. (2016). *Estudio de la Estratigrafía y de la Evolución Morfoestructural de la Secuencia Volcano-Sedimentaria de Sacapalca al Norte de Cariamanga- Provincia de Loja*. Quito: Escuela Politécnica Nacional.
- Vozoff, K. (1972). The magnetotelluric method in the exploration of sedimentary basins. *Geophysics*, 37 (1), 98-141.
- 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*, A5-A30.
- White, H., Skopec, R., Ramirez, F., Rodas, J., & Bonilla, G. (1995). Reservoir characterization of the Hollín and Napo formations, western Oriente Basin Ecuador. *Petroleum basins of South America: AAPG*, 573-596.
- Winkler, W., Villagómez, D., Spikings, R., Abegglen, P., Tobler, S., & Egüez, A. (2005). The Chota basin and its significance for the inception and tectonic setting of the inter-Andean depression in Ecuador. *Journal of South American Earth Sciences*, 6-17.
- Witt, C., Jacques, B., Michaud, F., Ordoñez, M., Jiménez, N., & Sosson, M. (2006). Development of the Gulf of Guayaquil (Ecuador) during the Quaternary as an effect of the North Andean block tectonic escape. *TECTONICS*, VOL. 25, TC3017.
- Zúñiga, X. (2019, 12 20). *Geología Estructural*. Retrieved from Slideplayer: <https://slideplayer.es/slide/15346557/>

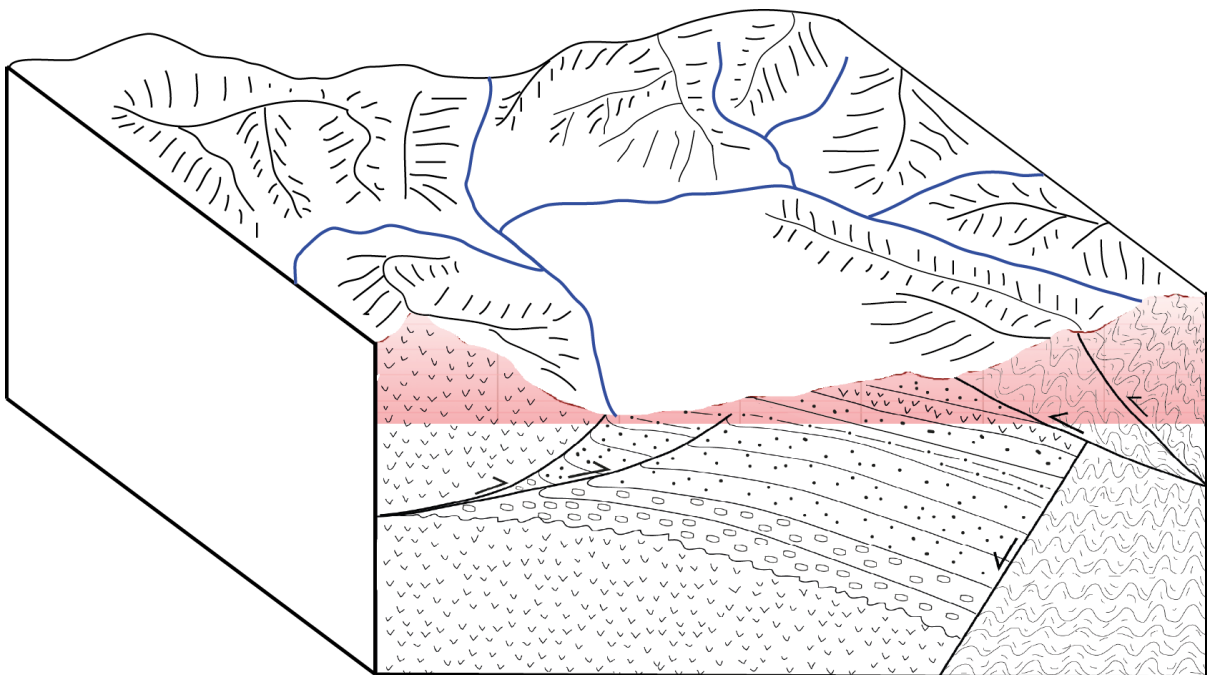
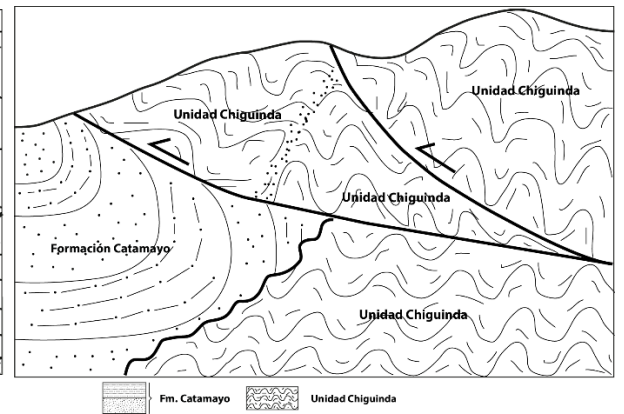
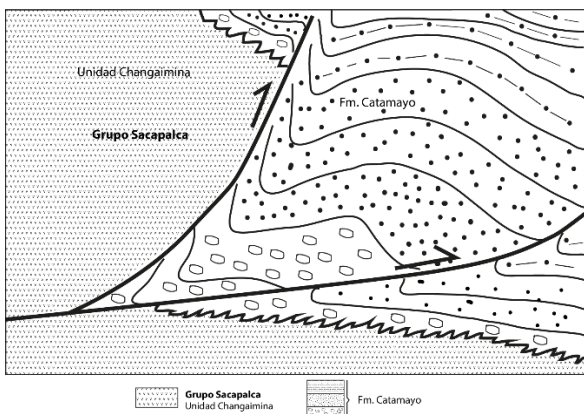
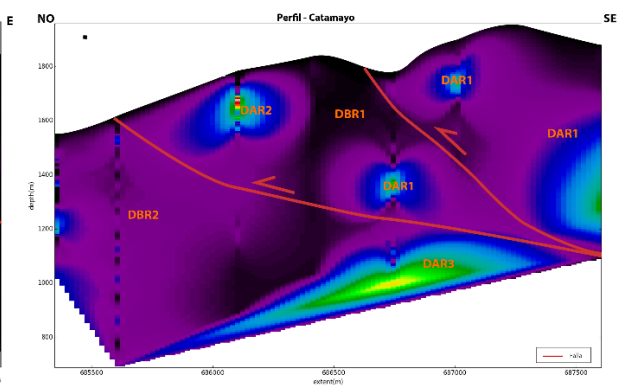
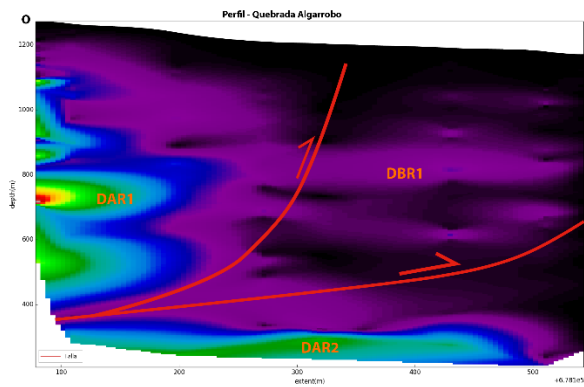
ANEXOS



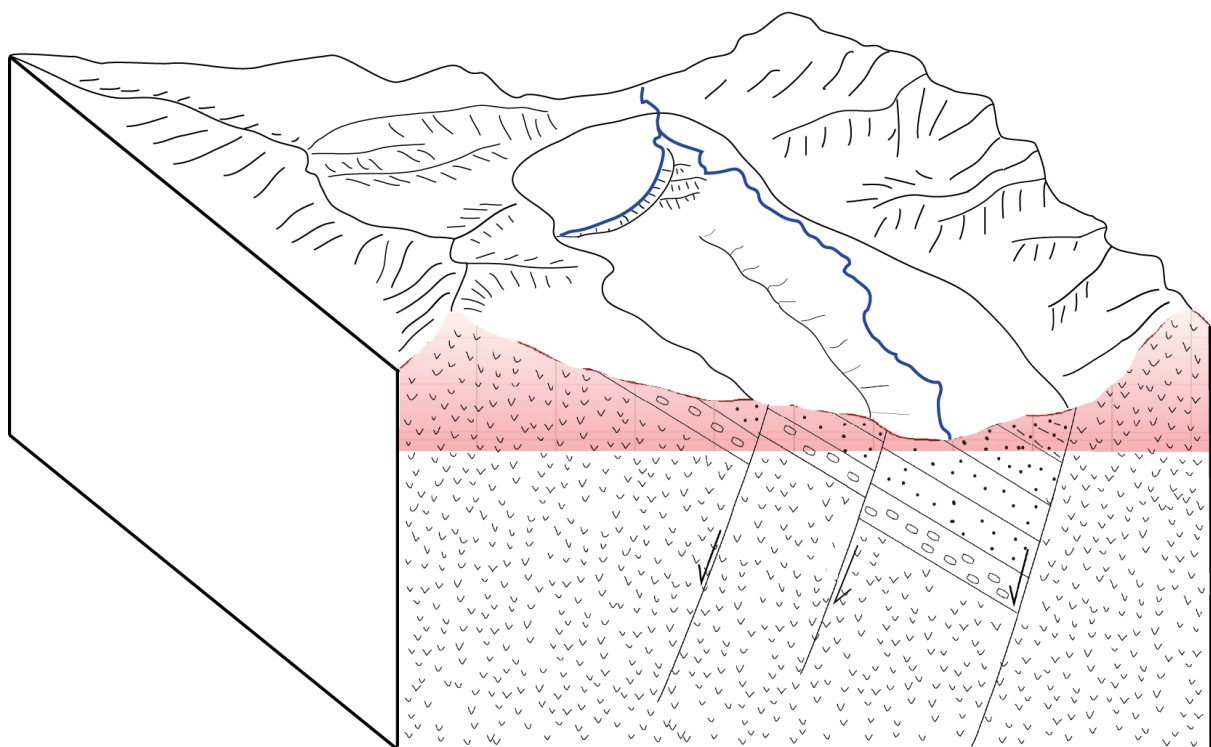
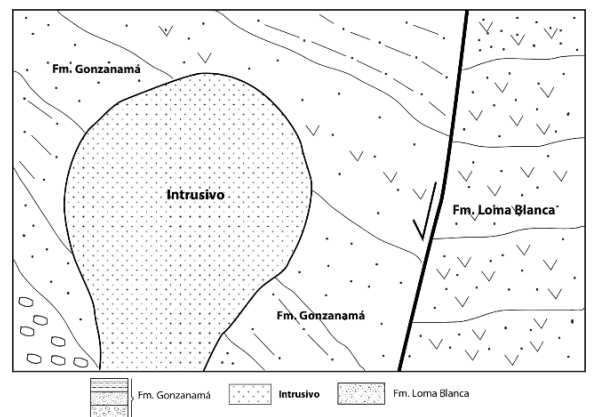
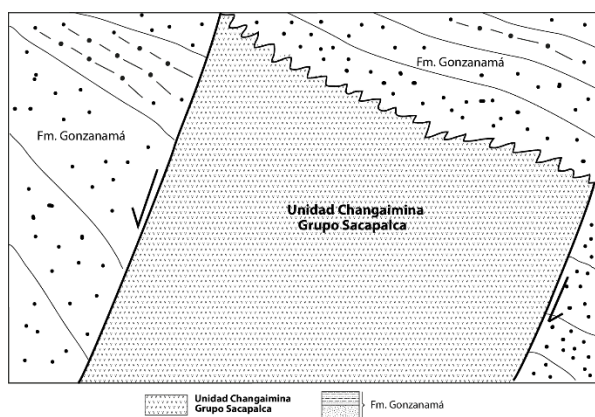
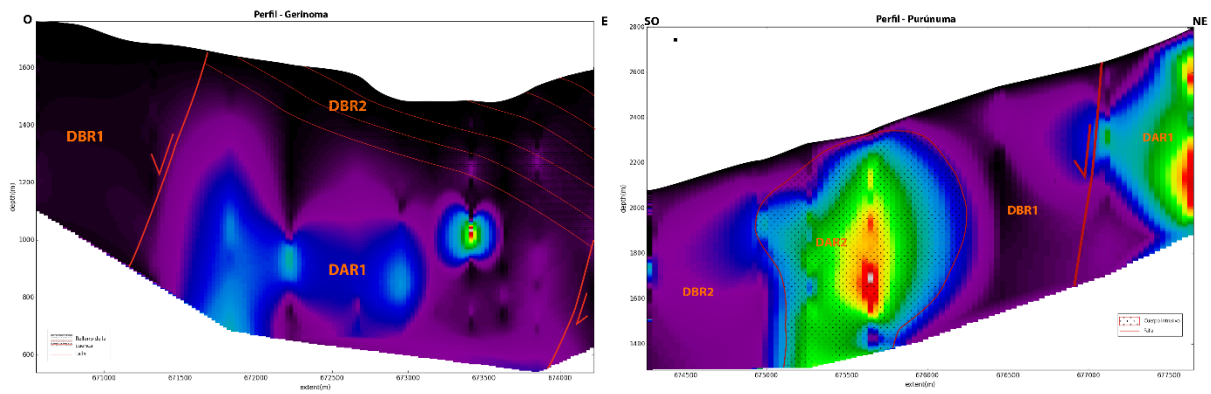
Anexo 1. Ubicación de los perfiles en las cuencas.



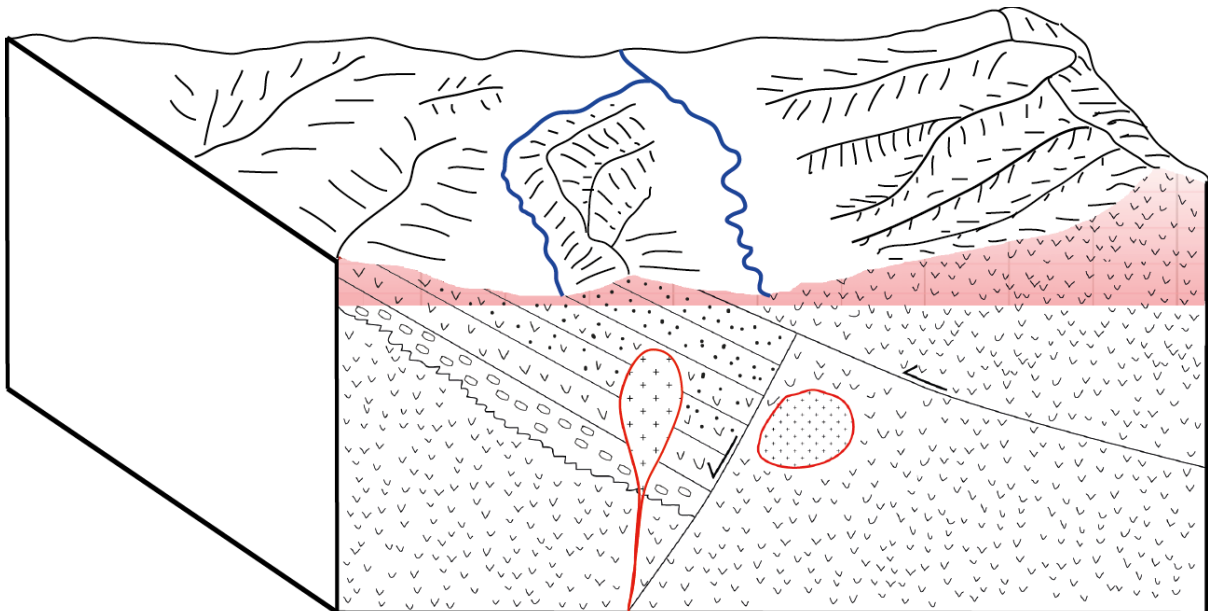
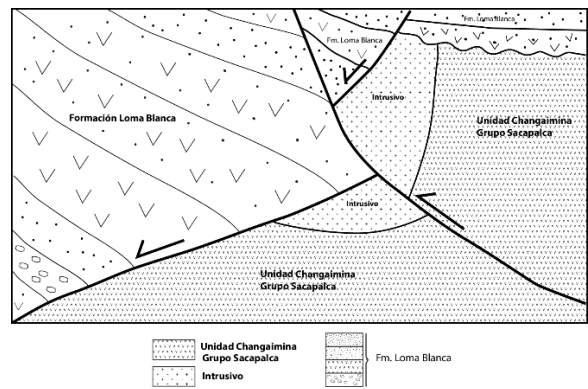
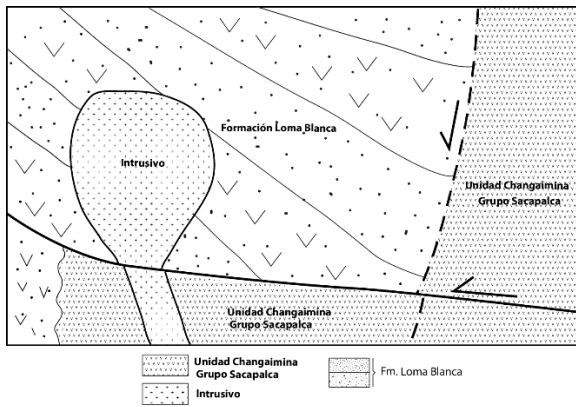
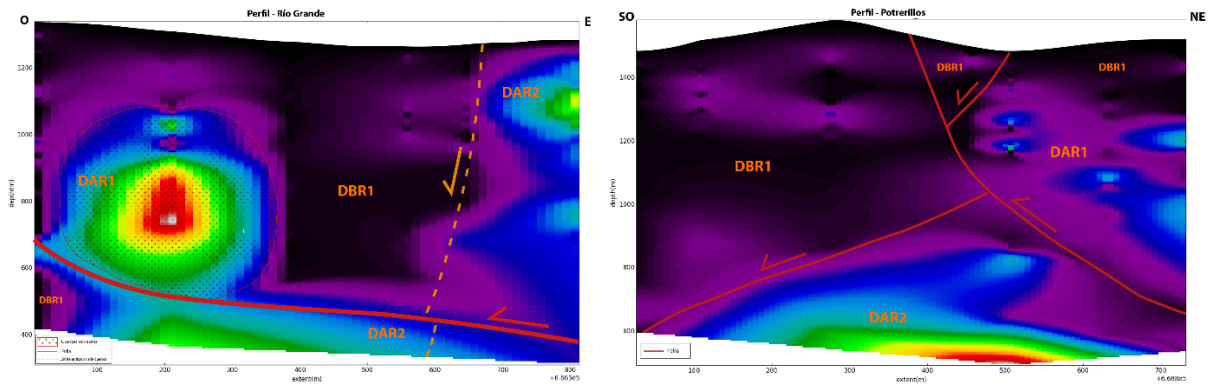
Anexo 2. Registros gráficos impresos y en la base de datos del Stratagem EH4



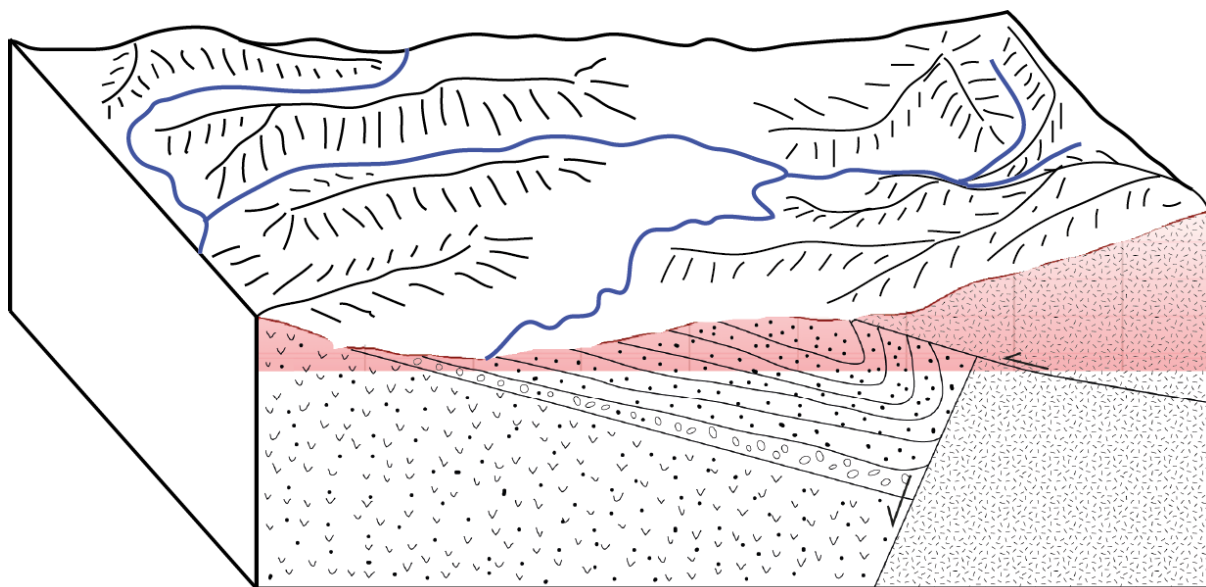
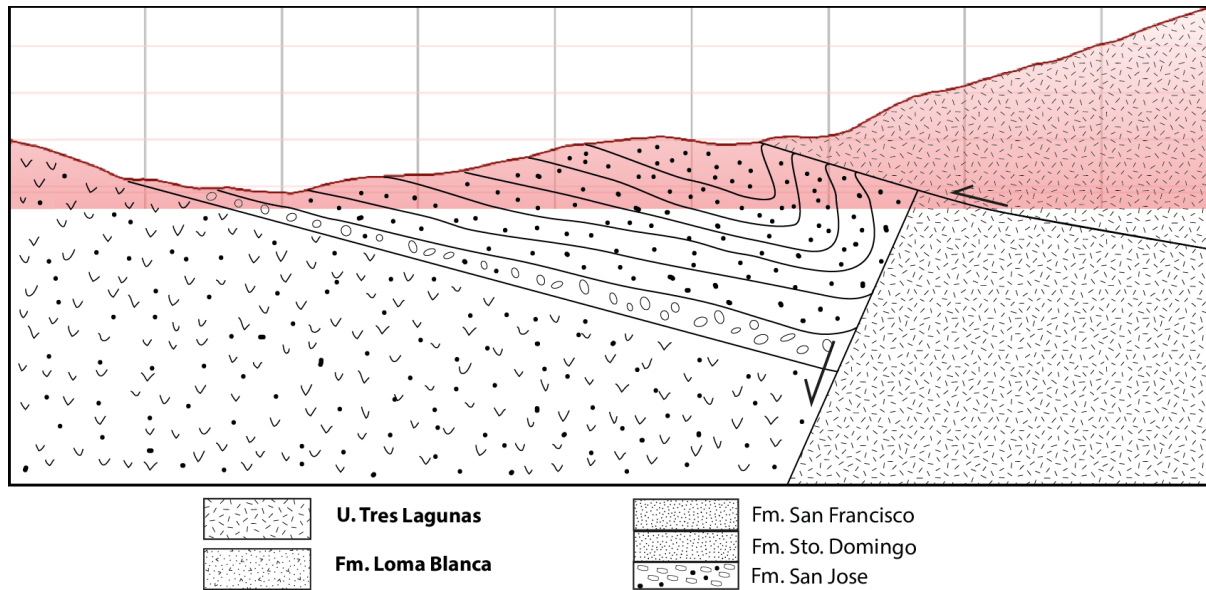
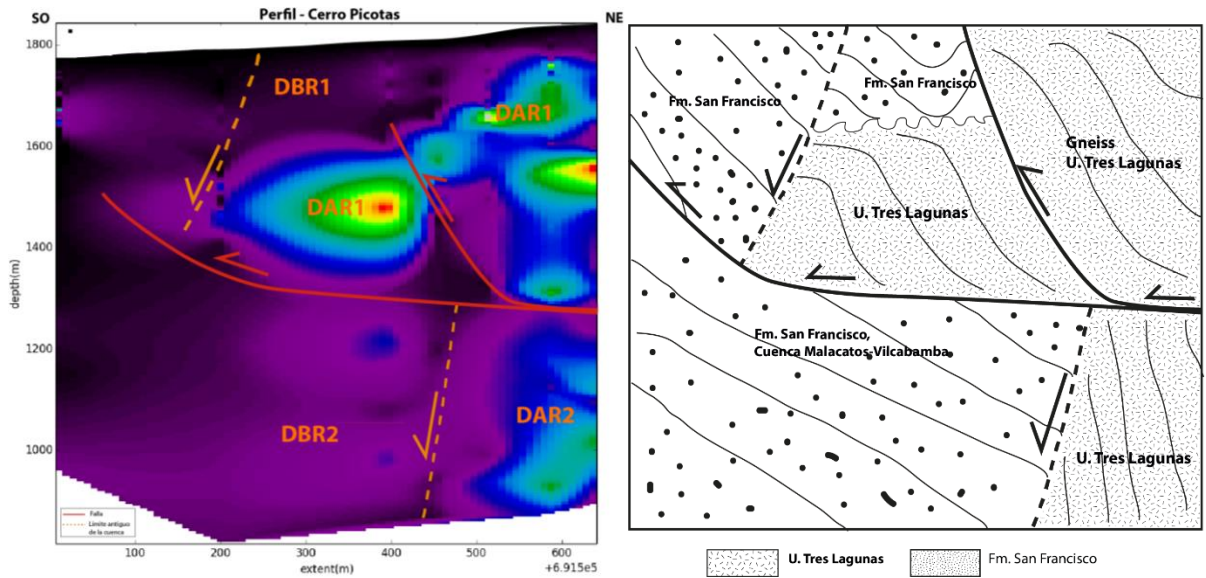
Anexo 3. Evolución de la Cuenca Catamayo



Anexo 4. Evolución de la Cuenca de Gonzanamá



Anexo 5. Evolución de la Cuenca Sacapalca



Anexo 6. Evolución de la Cuenca de Malacatos



Anexo 7. Evidencias de actividad tectónica y cabalgamientos en afloramientos superficiales



Anexo 8. Equipo de trabajo de campo, ubicación Río Grande cuenca Sacapalca.