

ESCUELA POLITÉCNICA NACIONAL

**FACULTAD DE INGENIERÍA EN GEOLOGÍA Y
PETRÓLEOS**

**CARACTERIZACIÓN MORFOTECTÓNICA DE LA ESTRUCTURA
ANTICLINAL DEL BORDE ORIENTAL DE LA CUENCA DE QUITO,
UTILIZANDO EVIDENCIA GEOFÍSICA Y GEOMORFOLÓGICA.**

**TRABAJO DE TITULACIÓN PREVIO A LA OBTENCIÓN DEL TÍTULO DE
INGENIERO GEÓLOGO**

MARCELO ISRAEL CAJAS GUEVARA

chueco@hotmail.es

DIRECTOR: Dr. PEDRO SANTIAGO REYES BENÍTEZ

pedro.reyes@epn.edu.ec

Quito, Noviembre 2017

DECLARACIÓN

Yo, Marcelo Israel Cajas Guevara, declaro bajo juramento que el trabajo aquí descrito es de mi autoría; que no ha sido previamente presentada para ningún grado o calificación profesional; y, que he consultado las referencias bibliográficas que se incluyen en este documento.

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

MARCELO ISRAEL CAJAS GUEVARA

CERTIFICACIÓN

Certifico que el presente trabajo fue desarrollado por Marcelo Israel Cajas Guevara, bajo mi supervisión.

Dr. PEDRO REYES
DIRECTOR DEL PROYECTO

AGRADECIMIENTOS

A Dios, que me dio la oportunidad de poder realizar esta aventura.

A mi abuelito Raúl, que me motivó a seguir esta carrera, como quisiera que estés aquí.

A mi papá, que trabajó para darme todo lo necesario, pero sobre todo, el regalo más valioso que un hijo puede recibir de su padre “seguridad”.

A mi mamá, que siempre estuvo junto a mí, bendiciéndome y protegiéndome; tú, que sacrificaste tu juventud y tu vida por formarnos “eres la mejor”.

A mis hermanas y a mi sobrino que alegran todos los días de mi vida.

Al Dr. Pedro Reyes, el cual se convirtió en un apoyo fundamental a lo largo de mi carrera universitaria, gracias por su paciencia, guía y amistad.

Al Ing. Milton Ramírez, el cuál ayudó con los análisis operativos y la utilización del equipo en las diferentes jornadas de campo.

A mis profesores de la Poli, que me formaron no solo como profesional sino como persona.

A mis compañeros y amigos de la universidad, que día a día compartimos risas, peleas y muchas experiencias que siempre estarán en mi memoria. Gracias por hacer de este trayecto una experiencia inolvidable.

Mi más grato agradecimiento al “Instituto Espacial Ecuatoriano”, al Coronel Iván Jarrín y al Mayor José Yépez; por facilitar las herramientas, equipo y personal para poder desarrollar este proyecto investigativo.

DEDICATORIA

A mi Familia.

CONTENIDO

DECLARACIÓN.....	I
CERTIFICACIÓN.....	II
AGRADECIMIENTOS.....	III
DEDICATORIA.....	IV
TABLA DE CONTENIDO.....	V
ÍNDICE DE FIGURAS.....	VIII
LISTA DE ANEXOS.....	XII
SIMBOLOGÍA.....	XIII
RESUMEN.....	XIV
ABSTRACT.....	XV
PRESENTACIÓN.....	XVI
CAPÍTULO 1: INTRODUCCIÓN.....	1
1.1 ANTECEDENTES Y JUSTIFICACIÓN.....	2
1.2 OBJETIVO GENERAL.....	4
1.3 OBJETIVOS ESPECÍFICOS.....	4
1.4 ALCANCE.....	5
1.5 PLAN DE TRABAJO.....	5
1.6 ÁREA DE ESTUDIO.....	7
1.6.1 UBICACIÓN.....	8
1.7 MORFOLOGÍA.....	8
1.8 CONTEXTO CLIMÁTICO Y DEMOGRÁFICO.....	10
1.9 TRABAJOS PREVIOS.....	11
CAPÍTULO 2: MARCO GEOLÓGICO - DINÁMICA REGIONAL- TECTÓNICA REGIONAL- GEOLOGÍA REGIONAL.....	14
2.1 MARCO GEOLÓGICO REGIONAL.....	14

2.1.1 GEODINÁMICA ACTUAL.....	14
2.1.2 GEOLOGÍA REGIONAL.....	16
2.1.3 CORDILLERA REAL.....	17
2.1.4 CORDILLERA OCCIDENTAL.....	21
2.1.5 DEPRESIÓN INTERANDINA.....	22
2.2 GEOLOGÍA LOCAL.....	25
2.3 SÍNTESIS GEOLÓGICA.....	25
2.4 DESCRIPCIÓN LITOLÓGICA DE LA CUENCA DE QUITO - SAN ANTONIO.....	25
2.5 ROCAS DEL BASAMENTO.....	25
2.5.1 GABROS DIFERENCIADOS.....	26
2.5.2 ROCAS SEDIMENTARIAS DIFERENCIADAS.....	26
2.5.3 FM. PISQUE (MB. LAVAS BASALES).....	26
2.6 RELLENO DEL VALLE INTERANDINO CENTRAL.....	26
2.6.1 FM. PISQUE (MBS. SUPERIORES).....	26
2.6.2 FM. SAN MIGUEL.....	27
2.6.3 FM. GUAYLLABAMBA.....	28
2.6.4 FM. CHICHE.....	28
2.6.5 FM. MACHÁNGARA.....	29
2.6.6 FM. MOJANDA.....	30
2.6.7 FM. CANGAHUA.....	30
2.7 DEPÓSITOS HOLOCÉNICOS.....	31
2.7.1 DEPÓSITOS DEL PULULAHUA.....	31
2.7.2 DEPÓSITOS “LA CAROLINA”.....	31
2.7.3 TERRAZAS DE LA DEPRESIÓN DEL GUAYLLABAMBA.....	31
2.8 VOLCANISMO CUATERNARIO.....	33
2.9 TECTÓNICA REGIONAL.....	36
2.10 TECTÓNICA DE LA DEPRESIÓN INTERANDINA.....	38

2.11 REGÍMENES TECTÓNICOS DEL DEPRESIÓN INTERANDINA CENTRAL.....	42
2.12 SISTEMA DE FALLAS DE QUITO (QFS).....	42
CAPÍTULO 3: GEOFÍSICA.....	46
3.1 METODOLOGÍA.....	46
3.1.1 FACTORES QUE AFECTAN LA RESISTIVIDAD DE LAS ROCAS.....	62
3.1.2 DATOS MAGNETOTELÚRICOS.....	63
CAPÍTULO 4: TRATAMIENTO DE DATOS Y RESULTADOS.....	65
4.1 APLICACIÓN DEL MÉTODO EN EL ÁREA DE ESTUDIO.....	65
4.2 PROCESAMIENTO DE DATOS.....	66
4.3 RESULTADOS.....	74
4.3.1 DESCRIPCIÓN DE LOS PERFILES OBTENIDOS.....	74
CAPÍTULO 5: INTERPRETACIÓN Y EVOLUCIÓN.....	79
5.1.1 CASU (PERFIL NORTE).....	80
5.1.2 RUMA (PERFIL CENTRAL).....	81
5.1.3 GUAL (PERFIL SUR).....	81
5.2 EVIDENCIA SUPERFICIAL DE LA FALLA EN LA ANTIFORMA CENTRAL.....	86
5.3 MODELO DE EVOLUCIÓN.....	89
CAPÍTULO 6: CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES.....	98
BIBLIOGRAFÍA.....	101
ANEXOS.....	108

ÍNDICE DE FIGURAS

FIGURA 1.1.- VISTA TRIDIMENSIONAL DE LA CUENCA DE QUITO, TOMADO DE (ALVARADO ET AL., 2014).....	2
FIGURA 1.2.- DISTRIBUCIÓN DE PUNTOS PARA LA TOMA DE DATOS, A LO LARGO DE QUITO, MODIFICADO DE (GOOGLE EARTH, 2016).....	7
FIGURA 1.3.- MAPA DE LA PROVINCIA DE PICHINCHA, DISTRITO METROPOLITANO DE QUITO, TOMADO DE (WWW.ECUADORNOTICIAS.COM).....	8
FIGURA 2.1.- MARCO GEOLÓGICO DEL ECUADOR CONTINENTAL E INSULAR, BATIMETRÍA SIMPLIFICADA Y ANOMALÍAS MAGNÉTICAS DE LA PLACA NAZCA, TOMADO DE (VALLEJO ET AL., 2009).....	16
FIGURA 2.2.- ESQUEMA GEOLÓGICO DEL ECUADOR, MODIFICADO DE (DE BERC ET AL., 2005).....	17
FIGURA 2.3.- MAPA DE LAS FALLA Y PLIEGUES CUATERNARIOS, SECCIÓN QUITO, TOMADO DE (EGÜEZ ET AL., 2003).....	24
FIGURA 2.4.- SECCIONES ESTRATIGRÁFICAS, CONTROL TECTÓNICO DE LAS FORMACIONES A LO LARGO DE LA CUENCA DE QUITO - SAN ANTONIO - GUAYLLABAMBA, TOMADO DE (VILLAGÓMEZ, 2003).....	32
FIGURA 2.5.- VOLCANES CUATERNARIOS DEL ECUADOR CONTINENTAL, TOMADO DE (BERNARD Y ANDRADE, 2011).....	35
FIGURA 2.6.- GEODINÁMICA ACTUAL, TOMADO DE (EGÜEZ, ET AL., 2003).....	38
FIGURA 2.7.- MODELO DE ELEVACIÓN DIGITAL DEL VALLE INTERANDINO CENTRAL, TOMADO DE (VILLAGÓMEZ, 2003).....	40
FIGURA 2.8.- ESQUEMA TECTÓNICO ACTUAL DE LA DEPRESIÓN INTERANDINA CENTRAL, TOMADO DE (VILLAGÓMEZ, 2003).....	41
FIGURA 2.9.- ESQUEMA GEOMORFOLÓGICO DEL SISTEMA DE FALLAS DE QUITO, TOMADO DE (ALVARADO, 2012).....	45
FIGURA 3.1.- ESQUEMA SIMPLE SOBRE EL FUNCIONAMIENTO DE LA INDUCCIÓN ELECTROMAGNÉTICA, MODIFICADO DE (IGC, 2011).....	47
FIGURA 3.2.- SONDEO “RUMA 12”, IMPRESIÓN DE CAMPO.....	49

FIGURA 3.3.- SONDEO “RUMA 14”, EXTRAÍDA DEL SISTEMA OPERATIVO EN DISCO “DOS”, UTILIZANDO EL PROGRAMA DOS-BOX.....	50
FIGURA 3.4.- DISPOSICIÓN DE LOS INSTRUMENTOS DE MEDIDA “EQUIPO STRATAGEM”, MODIFICADO DE (GEOMETRICS, 2000).....	52
FIGURA 3.5.- REPRESENTACIÓN DE LAS DIFERENTES PARTES DEL EQUIPO STRATAGEM.....	52
FIGURA 3.6 TABLA DE RESISTIVIDADES ELÉCTRICAS PARA MATERIALES DE TIERRAS SELECCIONADAS, TOMADO DE (PALACKY, 1988).....	63
FIGURA 3.7.- PERFIL RESISTIVIDAD ELÉCTRICA VS PROFUNDIDAD, TOMADO DE (IGC, 2011).....	64
FIGURA 4.1.- PROGRAMAS UTILIZADOS PARA LA EXTRACCIÓN Y CLASIFICACIÓN DE DATOS.....	66
FIGURA 4.2.- IMPRESIÓN DE CAMPO DEL PUNTO “RUMA 14”, MUESTRA LA CORRECCIÓN EN LOS DATOS DE COORDENADAS Y ALTURA.....	67
FIGURA 4.3.- SONDEO “RUMA 14”, SATURACIÓN DE PUNTOS DE LA TOMA DE DATOS TOTALES, REPRESENTADOS EN EL DIAGRAMA “RESISTIVIDAD VS PROFUNDIDAD”, IMAGEN SACADA DE LA BASE DE DATOS DEL STRATAGEM.....	68
FIGURA 4.4.- IMAGEN CON MODIFICACIÓN EN EL EJE “X” Y “Y” DEL SONDEO “RUMA 14”, MEDIANTE EL PROGRAMA DOS-BOX”, PERMITE UNA MEJOR VISUALIZACIÓN DE DATOS EN EL INTERVALO DE 0 A 200 M DE PROFUNDIDAD, RESISTIVIDAD MÁXIMA 1000 Ω	69
FIGURA 4.5.- IMAGEN CON MODIFICACIÓN EN EL EJE “X” DEL SONDEO “RUMA 14” MEDIANTE EL PROGRAMA DOS BOX, PERMITE UNA MEJOR VISUALIZACIÓN DE DATOS EN EL INTERVALO DE 200 A 1500 M DE PROFUNDIDAD, RESISTIVIDAD MÁXIMA 100000 Ω	69
FIGURA 4.6.- CLASIFICACIÓN DE IMÁGENES EN LA CARPETA SCREENSHOTS & RECORDINGS, PREVIAMENTE EXTRAÍDA DEL PROGRAMA DOS BOX.....	70
FIGURA 4.7.- SONDEO “RUMA 14” EJECUTADO EN EL PROGRAMA WEBPLOTDIGITIZER-3.8.....	71
FIGURA 4.8.- SONDEO “RUMA 14” EJECUTADO EN EL PROGRAMA WEBPLOTDIGITIZER-3.8, SELECCIÓN INDIVIDUAL DE PUNTOS EN LAS IMÁGENES.....	71

FIGURA 4.9.- SONDEO “RUMA 14” EJECUTADO EN EL PROGRAMA WEBPLOTDIGITIZER-3.8, ARCHIVO FORMATO CVS.....	72
FIGURA 4.10.- BASE DE DATOS TOTAL DEL SONDEO “RUMA”, REPRESENTADO EN UN TABLA DE EXCEL.....	73
FIGURA 4.11.- MENÚ DEL STRATAGEM RESISTIVITY PLOTTER.....	74
FIGURA 4.12.- PERFIL (CASU), ZONA NORTE, EXTRAÍDA DEL STRATAGEM RESISTIVITY PLOTTER.....	75
FIGURA 4.13.- PERFIL (RUMA), ZONA CENTRAL, EXTRAÍDA DEL STRATAGEM RESISTIVITY PLOTTER.....	76
FIGURA 4.14.- PERFIL (GUAL), ZONA SUR, EXTRAÍDA DEL STRATAGEM RESISTIVITY PLOTTER.....	77
FIGURA 5.1.- PERFIL FINAL (CASU), ZONA NORTE, DIRECCIÓN W-E PARTIENDO DESDE: EL FLACO OCCIDENTAL DEL CASITAGUA - PARQUE EQUINOCCIO - SAN JUAN DE CALDERÓN - PANAMERICANA NORTE (RÍO GUAYLLABAMBA).....	80
FIGURA 5.2.- PERFIL FINAL (RUMA), ZONA CENTRAL, DIRECCIÓN W-E PARTIENDO DESDE: HOSTERÍA RUMI LOMA - AVENIDA OCCIDENTAL - PARQUE “LA CAROLINA” - BATÁN - BATÁN ALTO - PARQUE METROPOLITANO (NORTE) - RESERVORIOS EMMAPQ - AVENIDA LIBERTADOR SIMÓN BOLÍVAR - NAYÓN.....	81
FIGURA 5.3.- PERFIL FINAL (GUAL), ZONA SUR, DIRECCIÓN W-E, PARTIENDO DESDE: SAN JOSÉ DE GUAMANÍ - CAUPICHU - SANTA GLORIA - BELLAVISTA DEL SUR - SAN RAFAEL.....	82
FIGURA 5.4.- VARIACIÓN DE PENDIENTES A LO LARGO DE LAS ANTIFORMAS DE QUITO.....	83
FIGURA 5.5.- REPRESENTACIÓN BACK THRUSTS, MODIFICADO DE (FOOSEN, 2010).....	84
FIGURA 5.6.- DESARROLLO DE UN CABALGAMIENTO DOBLE TIPO “DÚPLEX” POR FALLADO SUCESIVO A TRAVÉS DE RAMPAS EN CAPAS BASALES.....	85
FIGURA 5.7.- CONTACTO FRONTAL Y LATERAL DEL RAMAL MÁS JOVEN Y ACTIVO DEL QFS, UBICADO EN LA AVENIDA LIBERTADOR SIMÓN BOLÍVAR, CERCA AL INTERCAMBIADOR A CUMBAYÁ.....	87
FIGURA 5.8.- CONTACTO DEL FRENTE DE FALLA, UBICADO EN LA AVENIDA LIBERTADOR SIMÓN BOLÍVAR, FRENTE AL DESVÍO A CUMBAYÁ.....	89

FIGURA 5.9.- MODELO EVOLUTIVO DE UN SISTEMA DE FALLAS DE EMPUJE, MODIFICADO DE (BALLY ET AL., 1966).	91
FIGURA 5.10.- MODELO TECTÓNICO EVOLUTIVO DE LA ANTIFORMA CENTRAL “RUMA”	92
FIGURA 5.11.- MODELO TECTÓNICO EVOLUTIVO DE LA ANTIFORMA SUR “GUAL”	93
FIGURA 5.12.- MODELO TECTÓNICO EVOLUTIVO DE LA ANTIFORMA NORTE “CASU”	95
FIGURA 5.13.- EVOLUCIÓN DE UN “POP-UP” EN EL SECTOR NORTE DE LA CUENCA DE QUITO.....	96

ANEXOS

No	DESCRIPCIÓN	PÁGINA
1	SONDEOS Y PERFILES DISTRIBUIDOS A LO LARGO DE QUITO	109
2	SONDEO "RUMA 14" (HOJA DE IMPRESIÓN)	111
3	SONDEO "RUMA 14" (EXTRAÍDA DEL DOS BOX)	113
4.	PERFIL FINAL CASU (TAMAÑO REAL)	115
5.	PERFIL FINAL RUMA (TAMAÑO REAL)	117
6.	PERFIL FINAL GUAL (TAMAÑO REAL)	119
7.	STRATAGEM EN CAMPO (OBTENCIÓN DE DATOS)	121
8.	STRATAGEM EN CAMPO (OBTENCIÓN DE DATOS)	123

SIMBOLOGÍA

SÍMBOLO	SIGNIFICADO	DIMENSIONES
DOS	SISTEMA OPERATIVO EN DISCO	
DQM	DISTRITO METROPOLITANO DE QUITO	
EMMAPQ	EMPRESA METROPOLITANA DE ALCANTARILLADO Y AGUA POTABLE DE QUITO	
QFS	SISTEMA DE FALLAS DE QUITO	
FM	FORMACIÓN	
MB	MIEMBRO	
MBs	MIEMBROS	
MT	MÉTODO MAGNETOTELÚRICO	
EM	CAMPOS ELECTROMAGNÉTICOS	$LMT^{-3} I^{-1} L^{-1} I$
Ω	OHMIO	I
E	CAMPO ELÉCTRICO	$LMT^{-3} I^{-1}$
H	CAMPO MAGNÉTICO	$L^{-1} I$
Hz	HERCIO	I
D	DIMENSIÓN	
Km	KILÓMETRO	L
m	METRO	L
Av.	AVENIDA	

RESUMEN

Los procesos tectónicos y su influencia estructural han sido de gran debate a lo largo de la historia, en gran parte por su carácter incomprendido lo cual conlleva a múltiples interpretaciones siendo no necesariamente acertadas. Las grandes cadenas orogénicas son resultado de grandes esfuerzos compresivos que generan a más de levantamientos múltiples zonas de debilidad, las cuales se manifiestan mediante la presencia de fallas, condicionando la evolución de los edificios volcánicos y de las cuencas aledañas que se forman como consecuencia del desarrollo de estas estructuras que propagan sus ramales y transfieren su actividad sísmica de acuerdo a un patrón de esfuerzos preferenciales.

Este estudio interpreta un modelo estructural para la cuenca de Quito, conformado por fallas inversas que evolucionan en dirección E hacia los valles, partiendo de una falla antigua sin actividad sísmica relevante "Falla Nono" ubicada en zonas occidentales, estas fallas inversas de empuje son las responsables del levantamiento de la actual antifforma de Quito que está distribuida en tres elevaciones de Norte a Sur: Carcelén - Calderón, La Bota - El Batán, Ilumbisí - Puengasí. De acuerdo a resultados obtenidos mediante perfiles "resistividad vs profundidad" distribuidos a lo largo de la cuenca en dirección W-E, se determina una evolución tipo dúplex de ramales activos para la región centro y sur, junto a una estructura tipo "pop-up" para la región norte de la cuenca de Quito.

El objetivo de este estudio pretende caracterizar actividad, movimiento, geometría e influencia de las fallas a lo largo de las antifformas, mediante la obtención de resultados únicos sobre variabilidades resistivimétricas presentes hasta 1.8 km bajo la superficie. A través de la propagación de ondas eléctricas y magnéticas en el dominio del tiempo producidas y detectadas por el equipo STRATAGEM EH4, permitiendo diferenciar variaciones de resistividad de capas que conforman el subsuelo, proporcionando una visualización bidimensional del Sistema de Fallas de Quito y permitiendo una interpretación completa de un modelo evolutivo estructural respaldado por evidencia morfológica en superficie.

ABSTRACT

The tectonic processes and their structural influence have been of great debate throughout the history, largely because of its misunderstood character which leads to multiple interpretations being not necessarily successful. The large orogenic chains are the result of great compressive efforts that generate more than surveys, multiple zones of weakness, which are manifested by the presence of faults, conditioning the evolution of volcanic buildings and the surrounding basins that are formed as a consequence of the development of these structures that propagate their branches and transfer their seismic activity according to a pattern of preferential efforts.

This study interprets a structural model for the Quito basin, conformed by reverse faults that evolve in the east direction towards the valleys, starting from an old fault without relevant seismic activity "Fault Nono" located in western areas, these reverse thrust faults are responsible for the lifting of the current antiform of Quito that is distributed in three elevations from North to South: Carcelén - Calderón, La Bota - El Batán, Ilumbisí - Puengasí. According to results obtained through "resistivity vs. depth" profiles distributed along the basin in the W-E direction, a duplex evolution is determined of active branches for the central and southern regions is determined, together with a "pop-up" type structure for the northern region of the Quito basin.

The objective of this study is to characterize activity, movement, geometry and influence of the faults along the antiforms, by obtaining unique results on resistivimetric variabilities present up to 1.8 km under the surface. Through the propagation of electric and magnetic waves in the time domain produced and detected by the equipment STRATAGEM EH4, allowing to differentiate resistivity variations of layers that form the subsoil, providing a two dimensional visualization of the Quito Fault System and allowing a complete interpretation of a structural evolutionary model supported by surface morphological evidence.

PRESENTACIÓN

Los múltiples procesos que han formado la Tierra a lo largo de la historia, actúan continuamente ya sea en superficie o a profundidad de la misma, es así como la geología trata de ordenarlos y clarificarlos, con el único fin de proporcionar una cronología que sea aplicable en el contexto de un modelo de desarrollo y evolución. La interacción y movimiento de placas litosféricas producen ciertos esfuerzos los cuales representan zonas de liberación de energía mediante la deformación de estructuras geológicas, un claro ejemplo son las fallas, las cuales representan uno de los principales fenómenos geológicos que están relacionados a peligros potenciales, extendiéndose más allá de los límites tectónicos temporales.

Responsables de múltiples pérdidas de vidas y destrucción de propiedades a lo largo de la historia, gran parte de esta destrucción se debe al carácter incomprendido de estas estructuras; en el siglo veinte más de un millón de personas a través del mundo han sufrido los estragos de los terremotos y los valores de propiedades destruidas por estos fenómenos asciende a decenas de millones de dólares.

El Ecuador se encuentra en una zona activa favorable para el desarrollo de una gran variedad de fallas, al encontrarse en una zona de interacción de placas tectónicas que provocan deformación y una redistribución preferencial de esfuerzos.

El sistema de fallas de Quito, es una estructura descrita por primera vez como una falla inversa (Soulas et al., 1991), representando una zona de debilidad a lo largo del borde oriental de la cuenca de Quito, cuya evidencia superficial está representada por el levantamiento de distintas lomas, antiformalas formadas como consecuencia de su actividad en profundidad.

Este trabajo pretende mediante la interpretación de distintos sondeos distribuidos a lo largo de tres perfiles en dirección perpendicular a estas lomas; comprender y

caracterizar ubicación, desarrollo y evolución del Sistema de Fallas de Quito en base a una interpretación mediante diagramas bidimensionales “resistividad vs profundidad”.

A continuación se describe una introducción, un marco geológico regional, una metodología, al igual que una caracterización e interpretación en base a los resultados de los diferentes sondeos obtenidos a profundidad, representando el punto fuerte de este estudio, siendo la primera vez que se realiza estudios geofísicos en la zona; contando así, con datos únicos los cuáles junto con análisis morfológicos, permiten obtener una apreciación un poco más regional, logrando definir características que hasta la actualidad no han sido propuestas, debido a análisis de datos sísmicos que no proporcionan un modelo muy completo y fiable desde nuestro punto de vista.

CAPÍTULO 1

INTRODUCCIÓN

La historia geológica del margen noroccidental de la placa Sudamericana registra múltiples episodios compresivos resultantes de la interacción entre placas tectónicas que convergen entre sí (Pardo-Casas & Molnar, 1987). El proceso de subducción a lo largo del margen ecuatoriano ha inducido procesos de metamorfismo, magmatismo y volcanismo en la placa cabalgante junto con una intermitente deformación cortical traducida en un levantamiento sostenido que ha dado lugar al desarrollo de las Cordilleras Occidental y Real, ambas separadas por la Depresión Interandina (Jaillard et al., 2009) y controladas por grandes sistemas de fallas tanto inversas como transcurrentes (Lavenu et al., 1995).

Dentro de este contexto geodinámico, el presente Trabajo de Titulación se desarrolla en la cuenca de Quito, que forma parte de la Depresión Interandina Central, una región de alta actividad sísmica y volcánica, situada entre el frente montañoso occidental Pleistocénico definido por edificios volcánicos alineados (Lavenu et al., 1995) y por depósitos volcano-sedimentarios orientales que se encuentran levantados y deformados por consecuencia de la actividad tectónica cuaternaria relacionada con la cinemática del Sistema de Fallas de Quito situada al este de la ciudad (Soulas et al., 1991; Villagómez, 2003; Alvarado et al., 2014).

En este trabajo se pretende desarrollar un modelo estructural para describir la expresión morfológica superficial de la falla de Quito, mediante estudios geológicos, geofísicos y morfológicos. Este trabajo se fundamenta en la necesidad de conocer la geometría interna de la falla de Quito con el fin de contribuir a futuros estudios de vulnerabilidad y microzonificación sísmica.

Para alcanzar este objetivo se realizaron sondeos magnetoteléuricos, en los cuales se receptan las emisiones electromagnéticas tanto naturales como artificiales que permiten una adquisición de datos de resistividad en profundidad somera,

obteniendo así el registro de datos geofísicos bajo las antiformas de la cuenca de Quito mediante cortes en dirección W-E a fin de definir una sección estructural en cada uno de los tres segmentos (en echelon) de la falla, de acuerdo con lo reportado anteriormente por Alvarado et al. (2014).

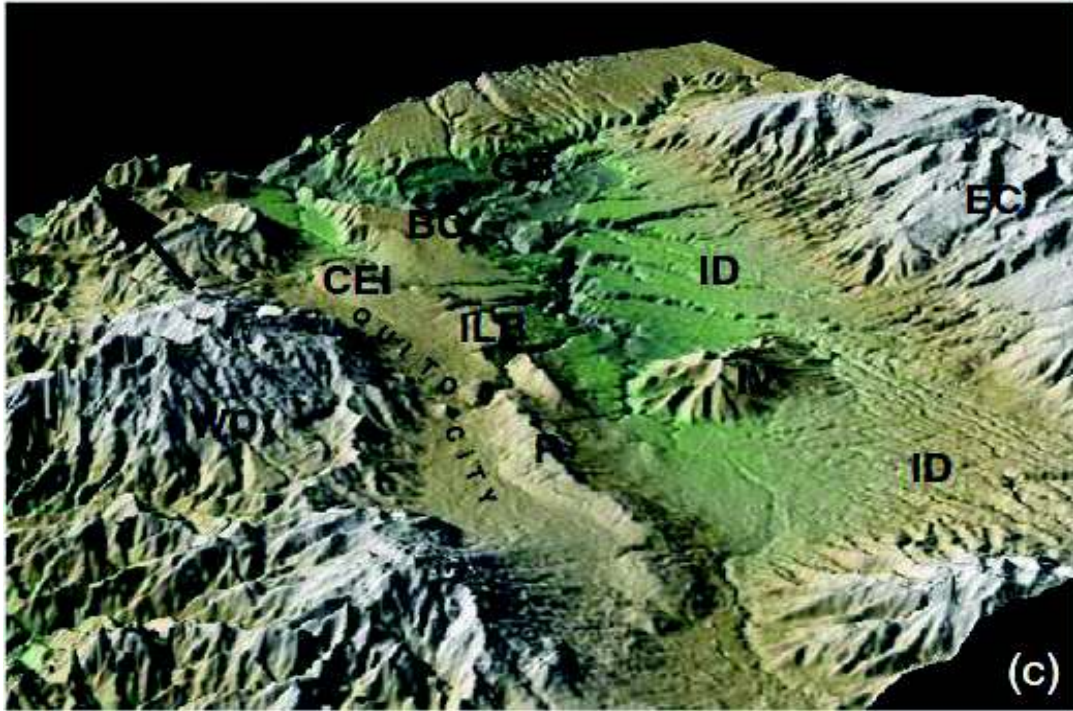


Figura 1.1.- Vista tridimensional de la cuenca de Quito en la Depresión Interandina después de SRTM DEM, tomado de (Alvarado et al., 2014)

BC Bellavista-Catequilla, ID Depresión Interandina, IV Volcán Ilaló, GB Cuenca de Guayllabamba, WC Cordillera Occidental, EC Cordillera Oriental, P Puengasí ILB Llumbisí-LaBota, CEI Carcelén-El Inca.

1.1 ANTECEDENTES Y JUSTIFICACIÓN

Los terremotos representan fenómenos geológicos de alta recurrencia cuya dinámica interna y externa es a menudo desconocida, aunque sus efectos se han traducido en daños tanto humanos como materiales a lo largo de la historia. La imposibilidad de predecirlos, debido al desconocimiento de la fuente y las características del entorno geológico, genera un factor de vulnerabilidad muy alto.

La activación y reactivación de fallas debido a procesos geodinámicos y orogénicos en compresión, extensión, transcurrancia, entre otros, es el principal mecanismo de generación de esfuerzos asociados con la sismicidad, cuyo estudio y comprensión permite definir modelos cinemáticos que intentan determinar magnitudes y periodos de recurrencia.

Estudios geofísicos han sido llevados a cabo tanto en el margen costero ecuatoriano como en la amazonía sobre todo, con fines económicos como es la exploración petrolera, mientras que en la sierra se concentran más bien las actividades mineras pero pocos estudios investigativos y por ende una gran incertidumbre en esta región.

La geometría interna de una falla y su manifestación morfológica en superficie guardan relación directa con la cinemática de la misma. Esta cinemática no solo genera terremotos y ocurrencia de deslizamientos, sino también cambios en la dinámica fluvial, variaciones topográficas, basculamiento de superficies, entre otros. Trabajos previos ya caracterizan las principales fallas que condicionan el contexto estructural del Ecuador, sin embargo, dicha información es puramente cualitativa y, por lo tanto, estudios específicos se vuelven imperativos para tener una concepción más completa sobre los procesos tectónicos dominantes en la zona de Quito.

El Sistema de Fallas de Quito "QFS" (por sus siglas en inglés, Quito Fault System), reportado en un principio por Soulas et al. (1991) representa un tema muy controversial para la ciudad al no conocerse su geometría interna y estilo de movimiento. Su definición está inmersa en múltiples interpretaciones que dependen del criterio del investigador y de los recursos disponibles.

Quito representa una ciudad de importancia económica, administrativa, social y cultural, con una alta densidad poblacional lo cual incrementa la vulnerabilidad y la necesidad de proyectos investigativos más concretos. La falta de información estructural detallada puede constituir un riesgo para las personas que habitan en los diferentes territorios aledaños a este tipo de estructuras geológicas que

carecen de estudios cuantitativos. La exploración subsuperficial geofísica, representa una técnica primordial en la caracterización de estructuras geológicas que se desarrollan en profundidad y se propagan hacia superficie.

El presente estudio se realiza con la finalidad de comprender la geometría del Sistema de Fallas de Quito haciendo énfasis en la caracterización de dichas fallas en profundidad. En este trabajo se realizan sondeos magnetotelúricos a lo largo de tres diferentes líneas de estudio dentro de la ciudad de Quito, que permiten definir las características internas y el desarrollo de diferentes modelos tectónicos, los cuales presentan un armazón estructural inédito que propiciará la comprensión y el establecimiento de programas de prevención y mitigación de desastres.

Luego de jornadas de mediciones en campo junto con el tratamiento e interpretación de datos en profundidad se obtuvieron tres perfiles que muestran una visión bidimensional del sistema, a una profundidad moderada y suficiente para verificar geometrías, decalajes relativos y así definir la existencia de fallas inversas ciegas las cuales se ajustan a los modelos tradicionales de cuencas sintectónicas de tipo foreland (Wallace, 1978). De esta manera, se logra identificar los diferentes procesos asociados con la deformación de la corteza terrestre.

Cabe recalcar que las diferentes bases de datos junto a los perfiles interpretativos obtenidos en este trabajo, serán presentados en proyectos posteriores que engloben un estudio más amplio de la cuenca de Quito.

1.2 OBJETIVO GENERAL

Definir la geometría subsuperficial del Sistema de Fallas de Quito bajo el anticlinal que deforma la cuenca volcano-sedimentaria, en base a información geofísica y morfométrica superficial.

1.3 OBJETIVOS ESPECÍFICOS

- Realizar perfiles de resistividad sobre los anticlinales del Sistema de Fallas de Quito.
- Diferenciar las distintas estructuras internas presentes a lo largo de los anticlinales de la falla de Quito.
- Caracterizar e identificar los diferentes ramales del sistema principal.
- Establecer un modelo estructural para la cuenca de Quito, mediante la interpretación de los sistemas de fallas observados en profundidad somera y los diferentes rasgos estructurales superficiales.

1.4 ALCANCE

Los sondeos geofísicos se sintetizaron en tres perfiles a lo largo de la cuenca de Quito, distribuidos en la parte norte, centro y sur de la ciudad. Se realizaron 58 sondeos con aproximadamente 1450 puntos de medida de resistividad en función de la profundidad, con el fin de comprender la estructura interna de las antiformas y la evolución de la zona de estudio.

Estos sondeos fueron distribuidos de la siguiente manera 25 sondeos en la zona norte “Casu” con un aproximado de 625 puntos, 20 sondeos en la zona centro “Ruma” con un aproximado de 500 puntos y 13 sondeos en la zona sur “Gual” con un aproximado de 325 puntos; los cuales sirvieron para definir y caracterizar el Sistema de Fallas de Quito en profundidad.

Interpretaciones de trabajos anteriores juntos con caracterizaciones morfológicas en superficie serán complementarios al presente trabajo.

1.5 PLAN DE TRABAJO

Este trabajo de investigación se realizó en las siguientes fases:

Fase I.- Se recopiló material bibliográfico relacionado con la zona de estudio, el cual permitió disponer de una línea base para el desarrollo de este trabajo. Dicho material representado por publicaciones científicas, informes, libros, redacciones y programas como “Google Earth”, el cuál fue una herramienta fundamental a lo largo de todo este estudio.

Fase II.- Se utilizó el programa “Google Earth” para determinar los diferentes puntos a lo largo de las distintas zonas de la ciudad donde se planificaron los sondeos, para las diferentes jornadas de campo.

Fase III.- Se efectuó el trabajo de campo mediante diferentes sondeos magnetoteléuticos con el equipo STRATAGEM a lo largo de tres perfiles con una dirección preferencial W-E (Figura 1.2), alineados en dirección perpendicular a la estructura anticlinal del Sistema de Fallas de Quito.

Los diferentes puntos amarillos presentes en la Figura 1.2, corresponden a las estaciones donde se realizaron los sondeos magnetoteléuticos, los cuales fueron organizados mediante un código según la ubicación (Ruma-perfil central), (Casu-perfil norte) y (Gual-perfil sur), junto con un número de identificación, las respectivas coordenadas y altura. Los puntos expuestos anteriormente representan la parte medular de este estudio pues fueron distribuidos en líneas claves sobre la estructura anticlinal del borde oriental de Quito.



Figura 1.2.- Distribución de puntos para la toma de datos, dispersos a lo largo de Quito, orientados en dirección W-E, modificado de (Google Earth, 2016)

Fase IV.- Se realizó el tratamiento de los datos obtenidos en cada uno de los sondeos, incluyendo correcciones de alturas y coordenadas mediante DEMs en SIG, a fin de obtener datos más precisos de la ubicación de cada sondeo. Posteriormente se procedió a tratar cada uno de los datos, con el fin de construir los perfiles en profundidad para visualizar de una mejor manera las diferentes estructuras presentes.

Fase V.- Se sintetizó e interpretó la información de los perfiles obtenidos. Se procedió a realizar cada perfil definitivo de resistividad de la falla de Quito, donde se visualizó la distribución de las resistividades en función de la profundidad, logrando así el desarrollo de un modelo estructural para la cuenca.

1.6 ÁREA DE ESTUDIO

norte y centro-sur, separadas por el río Machángara y el domo El Panecillo (Villagómez, 2003). El espesor de la corteza bajo la cuenca de Quito, se ha estimado en un aproximado de 50 km (Robalino, 1976). Soulas et al. (1987) sugieren un levantamiento entre 0.5 – 1 mm/a para la ciudad de Quito en base a estudios morfológicos en la zona.

La cuenca de Quito representa una depresión local ubicada entre los complejos volcánicos Atacazo-Ninahuilca, Pichincha y Casitagua en la región occidental de la Depresión Interandina. Presenta una morfología irregular con pendientes bruscas, contrastando por una morfología más regularizada en las antiformas elevadas de la parte oriental de la ciudad. Estas elevaciones alargadas (lomas) constituyen expresiones morfológicas de fallas inversas que buzanan hacia el oeste evidenciadas por deslizamientos en sus flancos orientales (Villagómez, 2003).

La cadena montañosa alineada al occidente que incluye los complejos Casitagua y Pichincha marca la continuidad N-S de la cuenca de Quito, la cual es definida por zonas deprimidas y escarpes menos pronunciados para la región centro-norte. Escarpes más pronunciados se observan para la región centro-sur en los complejos Pichincha y Atacazo. La cuenca se estrecha en dirección E-W para la parte norte de la ciudad de Quito a diferencia de la parte sur que se ensancha en la misma dirección.

La Cordillera de los Andes está conformada por dos cinturones de rumbo NNE, el más joven conocido como la Cordillera Occidental y el más antiguo como Cordillera Real, ambas estructuras representan un límite estructural orogénico para ambos lados de la Depresión Interandina tanto al este como al oeste, respectivamente.

La Región Sierra o Región Interandina se extiende de norte a sur con alturas entre los 1800 m y 6268 m sobre el nivel del mar. Esta región se caracteriza por sus elevaciones montañosas (volcanes y nevados). El arco volcánico reciente se caracteriza por la presencia de grandes edificios, los cuales, a partir de sus rasgos morfológicos como cráteres y calderas junto a la acumulación de material

volcánico, dan evidencia de distintos episodios eruptivos; por el contrario, en la región sur del Ecuador se evidencia un volcanismo antiguo sin la presencia de volcanes activos recientes.

La Depresión Interandina situada entre las Cordilleras Occidental y Real, es una depresión tectónica de 300 km de largo por 25 km de ancho y una dirección N-S a NNE-SSW (Winkler et al., 2002), se extiende geográficamente desde $\sim 2^{\circ}30'S$ hasta la frontera con Colombia. En la parte sur, la Depresión Interandina gira hacia el oeste en dirección del Golfo de Guayaquil, disectando la topografía de la Cordillera Occidental (Winkler et al., 2005).

La interacción entre procesos volcánicos y tectónicos presentes a lo largo de la Depresión Interandina ha dado lugar a la formación de cuencas y subcuencas sedimentarias. Durante el desarrollo de esta depresión varias cuencas se han formado progresivamente entre el Mioceno-Pleistoceno (Winkler et al., 2005):

- 1.- La cuenca del Chota corresponde a una secuencia sedimentaria conformada por depósitos Plio-Pleistocénicos (Abegglen, 2001; Tobler, 2001; Winkler et al., 2002).
- 2.- La cuenca de Quito-San Antonio-Guayllabamba corresponde a una secuencia sedimentaria depositada desde el Plioceno Tardío al Holoceno (Villagómez, 2003).
- 3.- La cuenca de Ambato-Latacunga conformada por depósitos que van del Plioceno al Holoceno (Lavenu et al., 1992).
- 4.- La cuenca de Alausí-Riobamba conformada por depósitos que van desde el Mioceno al Pleistoceno (Lavenu et al., 1992; Lavenu et al., 1996).

1.8 CONTEXTO CLIMÁTICO Y DEMOGRÁFICO

El Distrito Metropolitano de Quito (DMQ) cuenta con una superficie de 420 Km^2 y está caracterizado por una gran variedad climática y orográfica. Está conformado en su parte interandina por zonas tropicales húmedas al noroccidente, zonas

áridas y zonas casi desérticas en el valle del río Guayllabamba, así como zonas frías y nubladas en los territorios montañosos cercanos a ambas cordilleras; dando como resultado una variedad de ecosistemas, junto a una gran diversidad de flora y fauna (Municipio del Distrito Metropolitano de Quito, 2005).

La ciudad de Quito cuenta con 1607734 habitantes en las parroquias urbanas y cerca de 2239191 habitantes en todo el Distrito Metropolitano. Está dividida en 32 parroquias urbanas, las cuales se subdividen en barrios (Municipio del Distrito Metropolitano de Quito, 2005).

1.9 TRABAJOS PREVIOS

Los trabajos anteriores realizados para la cuenca de Quito presentan una descripción cualitativa, pocos realmente disponen de datos cuantitativos siendo en su mayoría datos sísmicos los que resultan relevantes en los distintos análisis. Sus referencias son presentadas a continuación, junto a una definición puntual en los trabajos más representativos que tratan de forma específica el Sistema de Fallas de Quito:

- Lavenu (1995) realiza un estudio interpretativo en función a tasas de esfuerzos presentes en la Depresión Interandina desde el Plioceno al Cuaternario, en base a un estudio realizado en la cuenca entre Ambato y Quito. Sugiere que la ciudad de Quito está ubicada sobre un banco estructural elevado a lo largo de una falla inversa que buza al oeste, definiendo a su morfología en superficie como la flexura de Quito.
- Ego y Sebrier (1996) realizan un estudio de esfuerzos a lo largo de los Andes ecuatorianos como respuesta a las interacciones entre placas tectónicas, mediante mecanismos focales y análisis neotectónicos. Definen al Sistema de Fallas de Quito como anticlinales oblicuos que limitan la cuenca de Quito en su parte oriental.

- Villagómez (2003) realiza un levantamiento geológico y estratigráfico de la zona nororiental de la cuenca de Quito. Define un régimen tectónico compresivo E-W a partir del Pleistoceno Medio en respuesta a desplazamientos dextrales mayores a lo largo de las fallas que limitan el borde occidental de la Depresión Interandina Central (Falla Calacalí-Pallatanga). Esta compresión produjo fallas inversas a profundidad que buzcan hacia el oeste levantando las lomas de Calderón - Catequilla, Batán - La Bota e Ilumbisí - Puengasí definiendo el límite oriental de la cuenca de Quito.
- Soulas et al. (1991) realizan mediciones estructurales a lo largo del Ecuador y el sur de Colombia, definiendo tres grandes sistemas regionales de fallas activas y fallas inversas a lo largo del piedemonte andino. Definen a la Falla de Quito como una falla inversa levantada unos 400 a 500 m con respecto al resto del callejón andino.
- Alvarado (2012) cuantifica la cinemática y geometría del Sistema de Fallas de Quito, a través de análisis geomorfológicos, geológicos, geodésicos e información sismológica. Describen la actividad del Sistema de Fallas de Quito a través de seis segmentos levantados, ubicados de sur a norte: San Miguel, Puengasí, Ilumbisí - La Bota, Carcelén - El Inca, Bellavista - Catequilla, Tangahuilla.
- Alvarado et al. (2014) realizan un análisis de la cuenca de Quito en base a estudios de actividad sísmica y rasgos morfológicos en superficie mediante DEMs. Describen al Sistema de Fallas de Quito como un sistema de fallas en dirección N-S, que presenta plegamientos en superficie y está separando la cuenca de Quito de la zona deprimida de los valles
- Alvarado et al. (2016) proponen un modelo tectónico evolutivo de los Andes ecuatorianos para los últimos 15 Ma. Definen al Sistema de Fallas de Quito como un lineamiento que afecta a las capas cuaternarias del callejón interandino, ubicada a lo largo de la región oriental de la cuenca de Quito.

CAPÍTULO 2

2.1 MARCO GEOLÓGICO REGIONAL

2.1.1 GEODINÁMICA ACTUAL

El inicio del proceso de subducción a lo largo del margen ecuatoriano se estima desde al menos 190 Ma con una convergencia oblicua entre las placas Farallón y Sudamericana (Gutscher et al., 1999). Esta interacción geodinámica ha provocado deformación, levantamiento y volcanismo en el margen continental (Gutscher et al., 1999). Como consecuencia de este proceso se ha desarrollado el arco volcánico ecuatoriano, cuyos edificios y centros de emisión representan la principal fuente de materiales que conforman el relleno de la Depresión Interandina.

El actual proceso de subducción es controlado por la interacción entre las placas Nazca y Sudamericana, luego de la ruptura de la placa Farallón a partir del Mioceno, cuya velocidad ha sido estimada en base a modelos globales de placas y geodesia entre 70 mm/a y 57 mm/a con una dirección de convergencia oblicua entre N81°E y N120°E (Pardo-Casas & Molnar, 1987; De Mets et al., 1990; Kellogg & Vega, 1995), siendo este uno de los principales mecanismos de deformación cortical que en el contexto andino ecuatoriano se traduce en la formación de dos cadenas montañosas denominadas Cordillera Occidental y Cordillera Real.

Estas cordilleras situadas al oeste y este de la Depresión Interandina, respectivamente (Figura 2.2), son sometidas a una deformación tectónica compresiva evidenciada por un acortamiento horizontal junto con un prominente engrosamiento vertical. Ambas cordilleras están conformadas por rocas de naturaleza alóctona y autóctona, acrecionadas al continente durante varios episodios compresivos (Aspden & Litherland, 1992).

La cordillera asísmica de Carnegie, resultante del movimiento de la placa Nazca sobre el punto caliente Galápagos, es acomodada en una dirección E-W, según el movimiento de la placa Nazca contra la placa Sudamericana (Figura 2.1), entrando en subducción entre los 0.5°N y 2.0°S (Lonslade, 1978; Gutscher et al., 1999; Michaud et al., 2009). Spikings et al. (2001) mediante estudios comparativos entre episodios de exhumación de las cordilleras en función de tasas de convergencia, sugirieron que la colisión inicial de Carnegie tuvo lugar desde hace 15 Ma y su acoplamiento posterior hace 9 Ma.

Esta colisión a más de generar deformación y levantamiento de terrazas marinas en la costa ecuatoriana (Pedoja et al., 2006; Witt et al., 2006), influye en la actividad sísmica y volcánica de los Andes ecuatorianos.

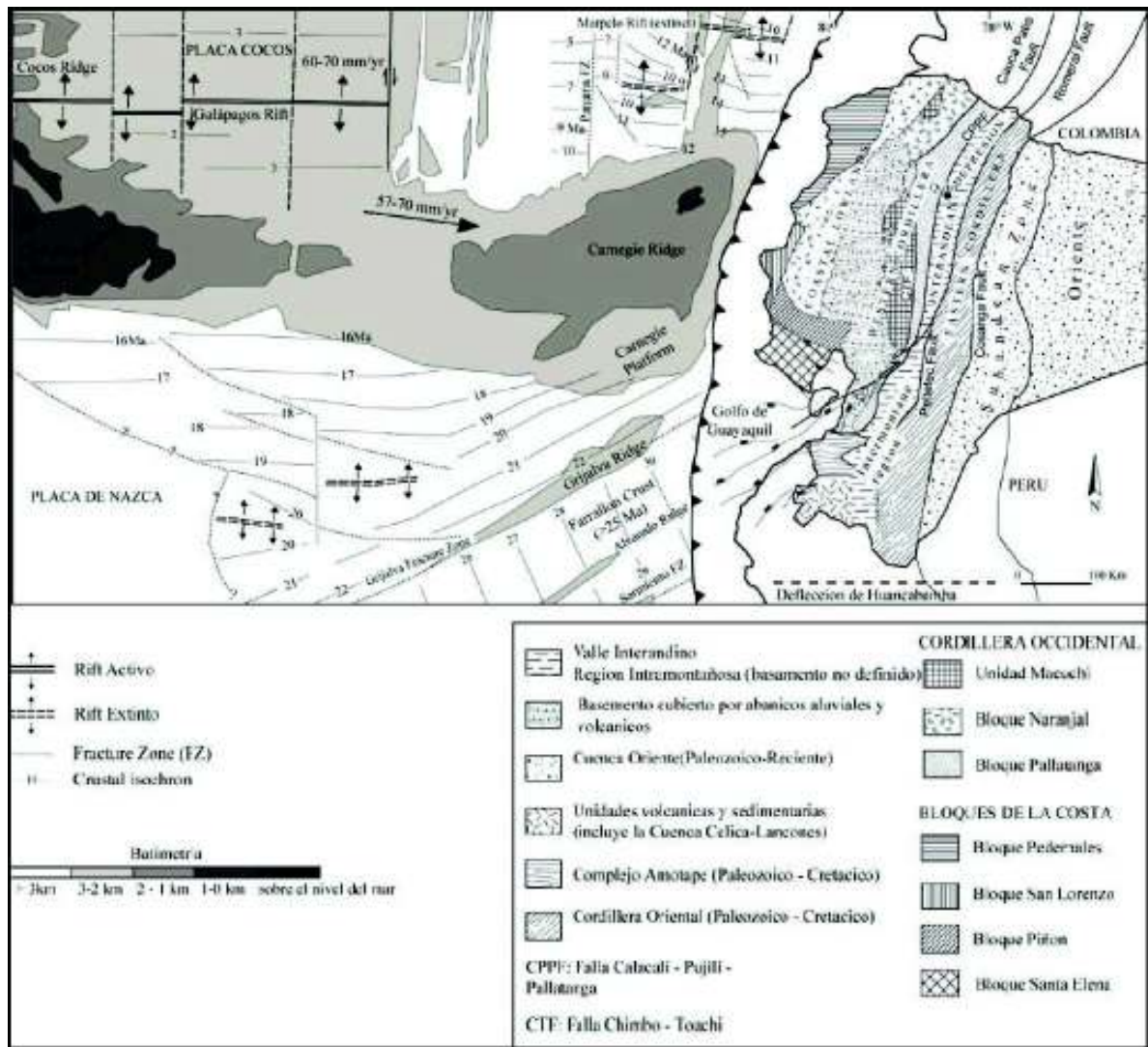


Figura 2.1.- Marco Geológico del Ecuador continental e insular, batimetría simplificada y anomalías magnéticas de la Placa Nazca, tomado de (Vallejo et al., 2009)

2.1.2 GEOLOGÍA REGIONAL

El Ecuador continental cuenta con cinco regiones naturales, cada una con características morfológicas y geológicas determinadas. La región Costa está conformada por un basamento oceánico, cubierto por depósitos de ante-arco (Benítez, 1995). La Cordillera Occidental está conformada por rocas volcánicas e intrusivas, máficas a intermedias, junto con depósitos turbidíticos. La Depresión Interandina está compuesta por potentes secuencias de depósitos volcánicos principalmente Pliocénicos - Pleistocénicos (Winkler et al., 2005). La Cordillera

Real está conformada por rocas metamórficas del Paleozoico - Mesozoico (Aspden & Litherland, 1992) y la Cuenca Oriente se desarrolla sobre la placa Sudamericana específicamente sobre el Cratón Guayanés (Jaillard et al., 1997).

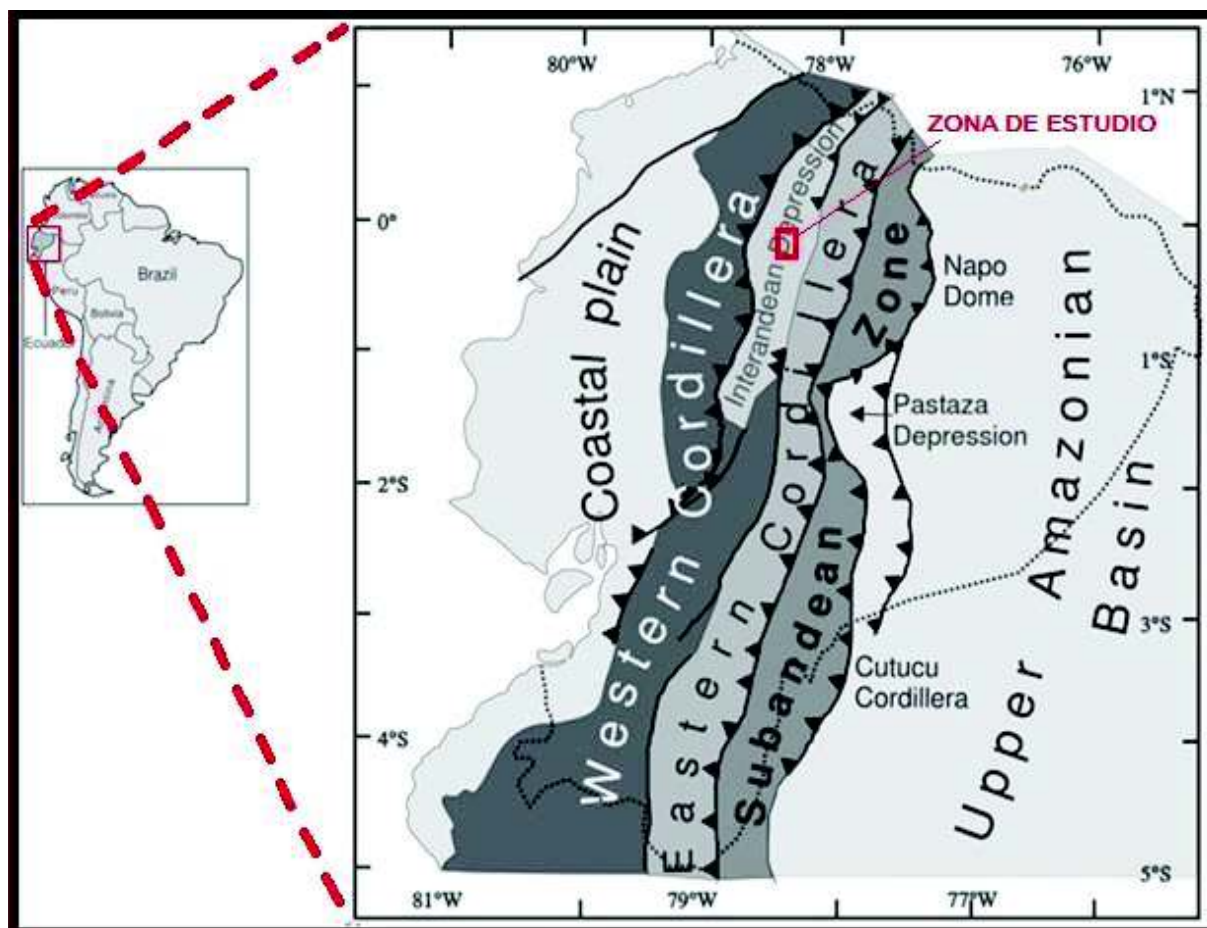


Figura 2.2.- Esquema Geológico del Ecuador, modificado de (De Berc et al., 2005)

2.1.3.- CORDILLERA REAL

La Cordillera Real presenta una altura media de 4100 m y una extensión aproximada de 660 Km. Limita la Depresión Interandina hacia la parte este (Figura 2.2), conformando el ramal más antiguo de los Andes ecuatorianos. Representa un cinturón alargado de rumbo NNE formado por terrenos metamórficos de naturaleza autóctona y alóctona de edad Paleozoica - Mesozoica

(Litherland et al., 1994). Estas rocas metamórficas se encuentran cubiertas por depósitos volcánicos Cenozoicos (Aspden & Litherland, 1992).

La parte occidental de la Cordillera Real es el resultado de la acreción lateral de terrenos oceánicos cretácicos contra el continente (Hughes y Pilatasig, 2002; Mamberti et al., 2003; Toro, 2007; Jaillard et al., 2009; Kennan y Pindell, 2009). Estas rocas han sido deformadas por una serie de eventos tectónicos e intruidas por granitoides tanto tipo S como tipo I resultado de procesos magmáticos. Los mayores granitoides calco-alcalinos fueron emplazados entre 100 y 150 Ma (Aspden et al., 1992).

El Proyecto Cordillera Real, un estudio de cooperación técnica bilateral desarrollado durante un período que abarca desde los años 1985 a 1990, entre los gobiernos de Ecuador y Reino Unido, dejó un importante aporte geológico acerca de las rocas de basamento que conforman esta cordillera. Los cinturones metamórficos fueron descritos en cinco divisiones litotectónicas (terrenos), Guamote, Alao, Loja, Salado, Zamora; separados por sistemas de fallas regionales: Falla Peltetec, Frente Baños, Falla Llanganates y Falla Cosanga - Méndez (Litherland et al., 1994).

División Guamote representa una cuña de acreción formada por sedimentos de origen continental depositada en ambiente marino, subyace a la formación Yunguilla del Maastrichtiano, se le atribuye una edad Jurásico - Cretácico Temprano (Aspden & Litherland, 1992). Presenta las siguientes unidades:

- Unidad Punín conformada por cuarcitas pálidas-oscuras y filitas en menor cantidad (Litherland et al., 1994).
- Unidad Cebadas presenta pizarras oscuras con filitas menores y cuarcitas (Litherland et al., 1994).
- Unidad Guasuntos formada por pizarras, filitas y cuarcitas (Litherland et al., 1994).

División Alao comprende un cinturón alargado de rocas meta-sedimentarias y meta-volcánicas que afloran a lo largo del flanco occidental de la Cordillera Real (Litherland et al., 1994). Los límites estructurales coinciden al este con la Falla Baños que lo separa del terreno Loja (Paleozoico-Triásico) y al oeste con la Falla de Peltetec (Aspden & Litherland, 1992). Mediante dataciones K-Ar se le atribuye una edad de 115 +/- 12 Ma y 142 +/- 36 Ma (Litherland et al., 1994). Presenta las siguientes unidades:

- Unidad Peltetec representa un conjunto ofiolítico desmembrado de edad pre-cretácica, relacionado con un complejo de subducción que incluye corteza oceánica y sedimentos de ante arco, probablemente interestratificado con las rocas meta-sedimentarias adyacentes (Aspden & Litherland, 1992).
- Unidad Maguazo conformado por meta-turbiditas ricas en clastos volcánicos y rocas verdes de composición andesítica (tiene fósiles del Jurásico Superior) (Litherland et al., 1994).
- Unidad Alao Paute está formada por rocas verdes (desarrollan facies de pelitas y esquistos), meta-andesitas junto con tobas.
- Unidad El Pan petrográficamente compuesta por esquistos grafitosos junto con turbiditas y filitas, formados a partir de facies volcano-sedimentarias de origen marino (Litherland et al., 1994).

División Loja representa un cinturón metamórfico que se extiende a lo largo de toda la Cordillera Real, se caracteriza por una asociación entre meta-sedimentos semi-pelíticos posiblemente paleozoicos pertenecientes a la unidad Chigüinda-Agoyán y los granitoides Triásicos de la unidad Tres Lagunas (Litherland et al., 1994). Presenta las siguientes unidades:

- Unidad Tres Lagunas formado por granitos gnéisicos con cristales gruesos de feldespatos alcalinos y cuarzo azul, son granitos "anatéticos" de tipo S, la contaminación de la corteza fue un factor importante en la génesis de estas rocas. Mediante dataciones U-Pb se le atribuye una edad a este granitoide de 227,6 +/- 3.2 Ma (Litherland et al., 1994).

- Unidad Sabanilla conformada por orto-paragneises, posee un metamorfismo de grado medio a alto, la geoquímica de los ortogneises indica una afinidad de granitos tipo S similar a la unidad Tres Lagunas; resultados en análisis radiométricos Rb-Sr dan una edad de 224+- 37 Ma (Litherland et al., 1994).
- Unidad Agoyán formada por esquistos pelíticos con moscovita - granate y para-gneises (Litherland et al., 1994).
- Unidad Monte Olivo formado por esquistos anfibolíticos que tienen un protolito básico, edades K-Ar indican una edad Paleozoica (Devónico-Carbonífero) (Litherland et al., 1994).
- Unidad Chiguinda comprende una secuencia semipelítica de filitas oscuras y cuarcitas, se sugiere una edad Devónico a Pérmico (Litherland et al., 1994).

División Salado comprende rocas volcánicas máficas, rocas verdes y meta-sedimentos, se caracteriza por la presencia de plutones tipo I en secuencia volcano-sedimentaria. Limita al oeste con el terreno Loja por medio de la falla Llanganates y al este con la división Zamora por medio de la falla Cosanga-Méndez. Se estima una edad Jurásica 175 Ma para esta división con posibles elementos pre-jurásicos (Litherland et al., 1994). Presenta las siguientes unidades:

- Unidad Azafrán formada por dioritas, granitoides y granodioritas deformadas (Litherland et al., 1994).
- Unidad Upano de origen marino está conformada por esquistos verdes intercalados con esquistos pelíticos grafitosos, rocas verdes andesíticas y meta-grauwacas; en esta unidad se puede observar cuarzo azul proveniente del granitoide Tres Lagunas. La edad por medio de palinoflora (Perinopollenites elatoides) en filitas indica Jurásico inferior-Cretácico, mientras que una datación K-Ar da una edad de 54 +- 2 Ma considerada como reajuste (Litherland et al., 1994).
- Unidad Cerro Hermoso se interpreta como un "klippe" tectónico, está conformado por una secuencia carbonatada constituida por mármoles,

calizas negras, filitas calcáreas; al ser intruida por el granitoide Azafrán, se define una edad Jurásica Inferior a Medio para esta unidad (Litherland et al., 1994).

- Unidad Cuyuja caracterizada por la presencia de gneises, esquistos pelíticos, esquistos grafitosos con cianita. Su relación genética con el granitoide Azafrán indicaría una edad Jurásica (Litherland et al., 1994).

División Zamora está formada por un grupo de intrusivos no deformados y rocas volcánicas que se encuentran en el borde oriental de la Cordillera Real al este de la falla Cosanga-Méndez. De norte a sur se reconocen varios batolitos calco-alcalinos “Rosa Florida, Abitagua y Zamora”. Presenta las siguientes unidades:

- Unidad Misahuallí formado por lavas calco-alcalinas y piroclastos, comprende basaltos verdes a grises, tobas rosadas y brechas (Litherland et al., 1994).
- Unidad Piuntza conformada por rocas sedimentarias meta-volcánicas Triásicas (Litherland et al., 1994).
- Unidad Isimanchi formada por meta-sedimentos de edad Carbonífera (Litherland et al., 1994).

2.1.4- CORDILLERA OCCIDENTAL

La Cordillera Occidental presenta una altura media de 4500 m y una orientación NE-SW, está formada por un conjunto de terrenos alóctonos de origen oceánico que incluyen plateau basálticos, arcos de isla, fragmentos de ofiolitas y secuencias volcánicas-sedimentarias (Hughes & Pilatasig, 2002; Kerr et al., 2002). Estos terrenos se acrecionaron al continente durante el Cretácico Tardío - Eoceno (Feininger & Bristow, 1980; Égüez, 1986; Spikings et al., 2005). El basamento volcánico de la Cordillera Occidental está conformado por dos terrenos: Pallatanga-San Juan y Macuchi, separados por la zona de cizalla Chimbo-Toachi. En la zona de contacto con la Depresión Interandina se describen dos sistemas de fallas: el Sistema de Fallas de Latacunga (Lavenu et al., 1995) y

el Sistema de Fallas de Quito (Soulas et al., 1991), las cuales evidencian una actividad tectónica reciente.

El terreno Pallatanga que comprende rocas de plateau oceánico (Mamberti et al., 2003), probablemente formadas en el punto caliente Galápagos (Spikings et al., 2001; Vallejo et al., 2009). Consiste de rocas ígneas, turbiditas, basaltos (pillow lavas), hialoclastitas y sedimentos marinos profundos del Cretácico Temprano-Tardío (Hughes & Pilatasig, 2002).

El terreno Macuchi de edad Paleoceno Tardío - Eoceno, está constituido por una secuencia volcano-sedimentarias de arco de islas de fuentes basálticas a andesíticas (Hughes & Pilatasig, 2002), subyacidas por rocas tipo MORB (Boland et al., 2000) rocas de afinidad plateau oceánica (Chiaradia y Fontboté, 2001). La acreción contra el terreno Pallatanga ocurrió durante el Eoceno-Tardío, a lo largo de la zona de cizalla Chimbo - Toachi en un régimen transpresivo dextral (Hughes & Pilatasig, 2002). Spikings et al. (2005) sugieren que la primera acreción tuvo lugar entre el terreno Pallatanga y el margen continental hace aproximadamente 85 Ma a 60 Ma, a lo largo de la zona de sutura definida por el melange tectónico "Pujilí", se encuentran bloques de rocas similares a las de la Cordillera Real, constituye la zona de sutura a lo largo del cual se acrecionó el terreno Pallatanga contra los terrenos metamórficos de la Cordillera Real (Hughes & Pilatasig, 2002). Esta zona de melange representa parte de la denominada Falla Calacalí-Pallatanga-Pujilí, la misma que atraviesa el Golfo de Guayaquil.

2.1.5.- LA DEPRESIÓN INTERANDINA

Es una depresión orientada en dirección N-S a NNE-SSW limitada por la Cordillera Occidental y la Cordillera Real respectivamente (Winkler et al., 2005). Se empezó a formar a partir del Mioceno Tardío-Plioceno (Winkler et al., 2002). Está conformada por una cobertura sedimentaria Plio-Cuaternaria que sobreyace un basamento oceánico y metamórfico correspondiente al terreno Chaucha-

Arenillas acrecionado al margen continental durante el Cretácico Inferior (140-120 Ma) a través de la zona de sutura Peltetec (Litherland et al., 1994).

La Depresión Interandina está limitada hacia la parte oriental por la falla Peltetec, la cual se formó en el Jurásico Tardío como resultado de la acreción de los terrenos que forman la Cordillera Real (Litherland et al., 1994). Spikings et al. (2005) menciona que la falla Peltetec es el resultado de la acreción del Bloque Pallatanga en el Cretácico Tardío. La zona de sutura Calacalí-Pujilí-Pallatanga define el límite occidental de la Depresión Interandina (Winkler et al., 2005).

La apertura de la Depresión Interandina Central ocurrió en el Plioceno Tardío Pleistoceno Temprano en un régimen extensional E-W (Villagómez, 2003). Formando una cuenca que de manera inmediata se llenó con depósitos volcánicos primarios, secundarios, aluviales, fluviales y lacustres. Durante el Pleistoceno Medio se invierte el régimen tectónico a una compresión E-W, en respuesta a desplazamientos dextrales mayores a lo largo de las fallas que limitan el borde occidental del Valle Interandino (e.g. Falla Calacalí-Pallatanga) (Villagómez, 2003).

El basamento de la Depresión Interandina no está claramente definido, debido a la gran cantidad de material volcánico y sedimentario que se encuentra en la cuenca. Se supone un basamento tectónicamente complejo en una cuña de acreción producida por el desmembramiento de parte de la Cordillera Real en el Jurásico Tardío-Cretácico Temprano (Egüez & Aspden, 1983). Spikings et al. (2005) mencionan que el basamento de la Depresión Interandina corresponde a rocas oceánicas (gabros) pertenecientes al terreno Pallatanga. Egüez et al. (2003) sugieren un importante sistema estructural de fallas activas (Figura 2.3) explicando así la ocurrencia esporádica de afloramientos de rocas del substrato tanto de las Cordilleras Occidental y Real.

En la parte noroccidental de la Depresión Interandina el basamento presenta similitud al de la Cordillera Occidental, observando basaltos en zonas como el río Guayabamba y en el sector W de Ambato. Por el contrario, en el sector sur de

Riobamba, se encuentran rocas metamórficas similares al basamento de la Cordillera Real. Xenolitos metamórficos en lavas del Pichincha, son muy comunes en el margen occidental de la Depresión Interandina (Egüez comunicación personal).

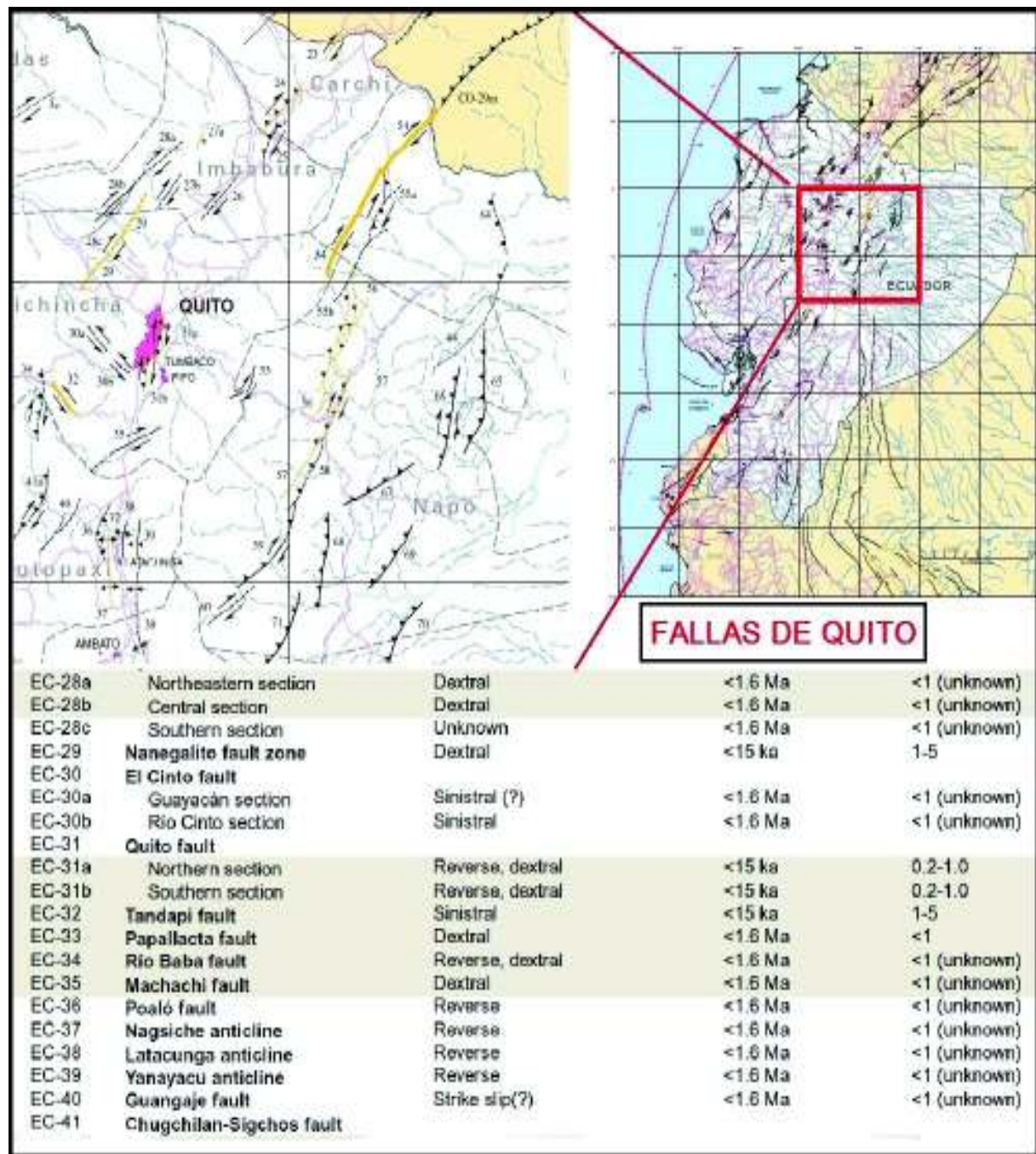


Figura 2.3.- Mapa de las Falla y Pliegues cuaternarios, sección de Quito, tomado de (Egüez et al., 2003)

2.2 GEOLOGÍA LOCAL

A continuación, se realiza una pequeña descripción de la estratigrafía de la cuenca Quito - San Antonio - Guayllabamba. Tomada casi en su totalidad de Villagómez (2003).

2.3 SÍNTESIS GEOLÓGICA

La cuenca de Quito está formada por depósitos volcánicos y volcanoclásticos que se encuentran próximos a los edificios Atacazo - Ninahuilca y Pichincha. La secuencia inferior consiste de lavas, tobas, lahares, sedimentos aluviales, fluviales, deltaicos y lacustres que corresponden a las Formaciones Pisque y San Miguel; la secuencia superior está conformada por depósitos de carácter volcánico primarios, lahares, flujos hiperconcentrados junto con depósitos fluviales que corresponden a las Fms. Guayllabamba, Chiche, Machángara, Mojanda y Cangahua. La secuencia inferior fue depositada en un régimen extensional E-W, que abarca desde el Plioceno Tardío al Pleistoceno Temprano y la secuencia superior en un período que abarca desde el Pleistoceno Medio al Holoceno en un régimen compresivo E-W. Estos depósitos de relleno de la cuenca son correlacionados con edades de volcanismo cercano, edades cronoestratigráficas, sugiriendo que el evento compresivo E-W empezó hace aproximadamente 1 Ma (Winkler et al., 2002; Villagómez, 2003).

2.4 DESCRIPCIÓN LITOLÓGICA DE LA CUENCA SAN ANTONIO-GUAYLLABAMBA

2.5 ROCAS DEL BASAMENTO

2.5.1 GABROS INDIFERENCIADOS

Formado por gabros y microgabros en menor proporción, los cuales presentan una cierta meteorización. Villagómez (2003) menciona que estos gabros pertenecen posiblemente a rocas del melange tectónico ofiolítico Peltetec.

2.5.2 ROCAS SEDIMENTARIAS DIFERENCIADAS

Formada por limolitas, lutitas y areniscas. Hacia la base afloran areniscas feldespáticas y hacia el tope, facies más finas (limolitas y lutitas). Estas rocas presentan deformaciones tectónicas muy visibles (Villagómez, 2003).

2.5.3 FM. PISQUE (MB. LAVAS BASALES)

Constituye el basamento de carácter volcánico. Está conformado por lavas, escorias basálticas hacia la base y brechas andesíticas hacia el tope. Villagómez (2003) menciona un contacto discordante con la Fm. Pisque (MBs. Superiores).

2.6 RELLENO DEL VALLE INTERANDINO CENTRAL

2.6.1 FM. PISQUE (MBS. SUPERIORES)

Caracterizada por una secuencia basal (Miembro Basal) constituida por lavas, escorias y brechas de tipo basálticas, similares a las del basamento de la Depresión Interandina (Cornejo, 1980; DGGM, 1982; Lavenu et al., 1996; Villagómez, 2003). Estas rocas basales se encuentran sobreyacidas por depósitos volcano-clásticos y volcano-sedimentarios (Samaniego, et al., 1994; Lavenu et al., 1996; Villagómez, 2003). Villagómez (2003) describe cuatro diferentes Miembros para la Fm. Pisque Superior: Mb. Puente Viejo hacia el noroeste y Mb Tobas Doradas hacia el noreste que representa diferentes facies, Mb. Aluvial hacia el noroeste y el Mb. Fluvio-Aluvial hacia el noreste con un contacto transicional entre ellos. Este cambio de los depósitos netamente volcánicos en la parte basal hacia depósitos con características más volcano-sedimentarias representan un cambio de ambiente deposicional (Villagómez, 2003).

2.6.2 FM. SAN MIGUEL

Formada por una alternancia de areniscas poco compactadas de grano grueso, tobas y lutitas de colores cremas asociados a un ambiente lacustre y de edad Pleistocénica (DGGM, 1977 y 1982; Samaniego et al., 1994; Ego y Sebrier, 1996; Villagómez, 2003), se observa varios niveles calcáreos y de caída de piroclastos.

Villagómez (2003) divide a los sedimentos como Fm. San Miguel y Fm. San Miguel desordenado. La Formación San Miguel se la clasifica como una secuencia de material volcánico, constituidos en ambientes lacustres y deltaicos (Winkler et al., 2005). Samaniego et al. (1994) sugieren que la parte superior de esta formación ha sido deformada resultado de procesos sinsedimentarios, gravitacionales y tectónicos. Planos de estratificación y laminación cruzada son muy frecuentes, originados como respuesta a los flujos laháricos asociados con la sobreyacente formación Guayllabamba. Villagómez (2003) sugiere mediante estudios de facies varios ambientes, separando la Fm. San Miguel en dos Miembros: Mb. San Miguel y Mb. Lacustre San Miguel.

- **Mb. San Miguel.-** Conformado por areniscas líticas intercalada con limolitas tobáceas y tobas primarias, las tobas tienen una composición ácida enriquecida en pómez. Corresponden a depósitos fluviales, deltaicos y menormente lacustres, una ligera discordancia erosional marca el contacto inferior con la Fm. Pisque (Mb. Aluvial) (Villagómez, 2003).
- **Mb. Lacustre San Miguel.-** Consiste de intercalaciones de limolitas tobáceas, arcillolitas y areniscas finas. La parte superior mayormente deformada está constituida por secuencias de arcillolitas, limolitas y tobas, las cuales presentan plegamiento. Los niveles superiores de la formación se encuentran deformados, esto sugiere que el tipo de deformación es gravitacional sinsedimentaria. Se puede observar intercalaciones de flujos de lodo deformando estratos superiores (Villagómez, 2003).

De manera general esta formación se encuentra estratificada y con un alto grado de deformación, fallas inversas y normales, horst, grabens y

plegamientos han sido identificados. Las fallas son gravitacionales reconociendo fallas tectónicas post depósito.

2.6.3 FM GUAYLLABAMBA

Formada por flujos de lodo y aglomerados (Samaniego et al., 1994). Esta formación se asocia con un período de intensa actividad tectónica y volcánica (Barberi et al., 1988; Villagómez et al., 2002; Winkler et al., 2005). Winkler et al. (2005) definen una edad para esta formación de 1.0 y 1.6 Ma. Consiste de varios miembros:

- **Mb. Láhar.-** Principalmente conformado por flujos Laháricos, junto a clastos volcánicos y pumíticos, en una matriz lodosa. Los diferentes eventos que ocasionan los flujos de lodo están ligados tanto a la actividad volcánica circundante (Rucu Pichincha e Ilaló) y a los períodos interglaciares.
- **Mb. Domos.-** Pacpo de composición cuarzodiorítico a riolítico y Catequilla andesítico, se encuentran ubicados al este de Pomasqui y San Antonio respectivamente. Estos cuellos tienen una orientación N-S coincidentes con los rumbos de las principales estructuras de la zona (Falla Calderón – Catequilla) (Villagómez, 2003).
- **Mb. Volcánico.-** Consta de productos volcánicos primarios, como flujos de lava junto con flujos piroclásticos de tipo “block & ash”, también se encuentran depósitos de avalanchas (Villagómez, 2003).
- **Mb. Aluvial.-** Está conformado por una secuencia aluvial estratificada, con lavas andesíticas muy alteradas.

2.6.4 FM CHICHE

Está conformada por conglomerados, areniscas gruesas interestratificadas con tobas, depósitos lacustres, fluviales de baja energía y depósitos laháricos (Villagómez, 2003; Winkler et al., 2005), esta formación incluye varias facies sedimentarias, se ubica el tope de la Formación Chiche cercana a los 300 ka (Hall y Mothes, 2008). Samaniego et al. (1994) sugieren una subdivisión de esta formación en cuatro unidades:

- **Mb. Fluvio Lacustre I.-** Litológicamente consiste de limolitas crema, tobas blanquecinas intercaladas con areniscas grises, microconglomerados con líticos andesíticos y pómez. Hacia el tope se puede encontrar niveles arenosos finos con estratificación cruzada. Ambiente deposicional Fluvio-Lacustrino, la presencia de concreciones oxidadas sugiere un ambiente oxidante donde los colores más intensos sirven como marcador para diferenciarla de la Fm. San Miguel que tiene colores en tonalidades más pálidas. Este miembro se encuentra deformado (Villagómez, 2003).
- **Mb. Láhar.-** Conformado por flujos de lodo y flujos hiperconcentrados.
- **Mb. Fluvio Lacustre II.-** Consiste de limolitas tobáceas blancas, diatomitas, areniscas grises, las areniscas presentan estratificación cruzada, que indican diferentes direcciones de transporte (Villagómez, 2003).
- **Mb. Chiche s.s.-** Está conformado por conglomerados, areniscas gruesas intercaladas con tobas, imbricaciones en los clastos indican claramente una fuente en el Sur (Vera, 1983a). Hacia el tope se encuentra facies más finas. Las tobas presentan micas, plagioclasas y líticos volcánicos, hacia el sur se encuentra intercalaciones con Cangahua (Estrella, 1986). El contacto inferior es ligeramente erosional, y su contacto superior con la Fm. Cangahua es concordante, hacia el SW en el borde con la subcuenca de Quito su contacto superior con la Fm. Machángara representa una discordancia angular (Villagómez, 2003).

2.6.5 FM. MACHÁNGARA

Formado por volcánicos indiferenciados sin elementos claros para una diferenciación (Egüez & Alvarado, 1994), evidencia de campo indica que esta formación es más joven que la Fm. Chiche (Villagómez, 2003). Esta formación está limitada únicamente a la subcuenca de Quito (Villagómez, 2003). Alvarado (1996) subdivide a las rocas del borde E de Quito, en dos unidades: Unidad Volcánicos Basales y Unidad Fluvial Quito.

- **Mb. Volcánicos Basales.-** Están conformados por depósitos volcánicos primarios, que incluyen depósitos de avalanchas, flujos piroclásticos, lavas

andesíticas, caída de ceniza y pómez (Villagómez, 2003; Winkler et al., 2005). Su contacto inferior con la Fm. Chiche representa una discordancia angular con un mayor ángulo hacia el Norte (Zámbiza) (Villagómez, 2003).

- **Mb. Quito.**- Consiste principalmente en depósitos volcánicos epiclásticos (Winkler et al., 2005). Hacia el centro de la cuenca de Quito, se han perforado pozos (Jipijapa - Aeropuerto, la Y) que indicarían que posiblemente este miembro consistiría también de facies lacustres y palustres (Alvarado, 1996; Jiménez y Alvarado, 2001).

2.6.6 FM. MOJANDA

Representa una secuencia de piroclastos retrabajados en un ambiente fluvial y eólico (Samaniego et al., 1994; Winkler et al., 2005), conformada por depósitos volcánicos y volcano-sedimentarios del Complejo Volcánico Mojanda (Volcanes Mojanda y Fuya Fuya) (Samaniego et al., 1994). Predominan lahares y debris flow intercalados con cenizas, surges piroclásticos, arenas fluviales y conglomerados (Villagómez, 2003), se observan dos potentes depósitos de caída de tipo pliniana R1 y R2, las cuales definen depósito de caídas riolíticas, plinianas de gran volumen asociadas a un período de intensa actividad explosiva en el Volcán Fuya-Fuya basal (Robin et al., 1997). Las secuencias que afloran en esta formación parecen estar estratificadas, exhiben espesores muy variables en distancias muy cortas. Se observa la presencia de fallas y diaclasamiento.

2.6.7 FM. CANGAHUA

Se caracteriza por presentar una disposición mantecada, conformada por una textura limo arenosa en ocasiones compacta, formado por múltiples procesos de meteorización y retrabajamiento. Esta formación se presenta de manera general en forma masiva, con una gruesa estratificación a la base, la cual se va perdiendo en sus niveles superiores, los colores marrones, cafés, pardos son típicos de esta formación. Se la encuentra cortada por fallas inversas y normales, las cuales en su mayor parte solo están presentes en su parte basal. Clapperton & Vera (1986) la definen como un depósito periclinal de caída depositado en un ambiente frío y seco de edad 130 Ka-10 Ka.

Esta formación presenta un espesor promedio de 60 m aproximadamente, está conformado por sedimentos fluviales, lacustres, cenizas volcánicas y suelos incipientes. Contienen un elevado contenido de SiO₂ determinando una fuente eruptiva de composición dacítica-riolítica (Hall & Beate, 1991).

2.7 DEPÓSITOS HOLOCÉNICOS

2.7.1 DEPÓSITOS DEL PULULAHUA

Litológicamente está formado por flujos piroclásticos, lahares, colapsos de domos y productos detríticos radialmente distribuidos desde la caldera (Villagómez, 2003).

Se puede diferenciar dos unidades: la unidad basal consiste de flujos piroclásticos los cuales representan dimensiones de 30 m; la unidad más somera consiste de caídas de ceniza y pómez de colores blanco-grisáceos, en 8 m de espesor (Villagómez, 2003). Andrade (2002) estima una edad de actividad de este complejo volcánico entre 165 ka.

2.7.2 DEPÓSITOS “LA CAROLINA”

Formado por paquetes de limos, arcillas, arenas medias a gruesas, intercaladas con ceniza y caídas de pómez (Jiménez & Alvarado, 2001), los ambientes de formación varían entre fluviales, lacustres y palustres, se puede observar depósitos fluviales con canales poco profundos y flujos de lodo. Mothes et al. (2001) señalan la existencia de numerosos lahares, cenizas volcánicas primarias y niveles de suelo en estos abanicos.

2.7.3 TERRAZAS DE LA DEPRESIÓN GUAYLLABAMBA

Terrazas de tipo fluvio lacustre desarrolladas en al menos 4 niveles, litológicamente están conformados por arenas y limos intercalados con cenizas (Villagómez, 2003). Las terrazas más jóvenes se correlacionan en el tiempo con los depósitos “La Carolina” (Villagómez, 2003).

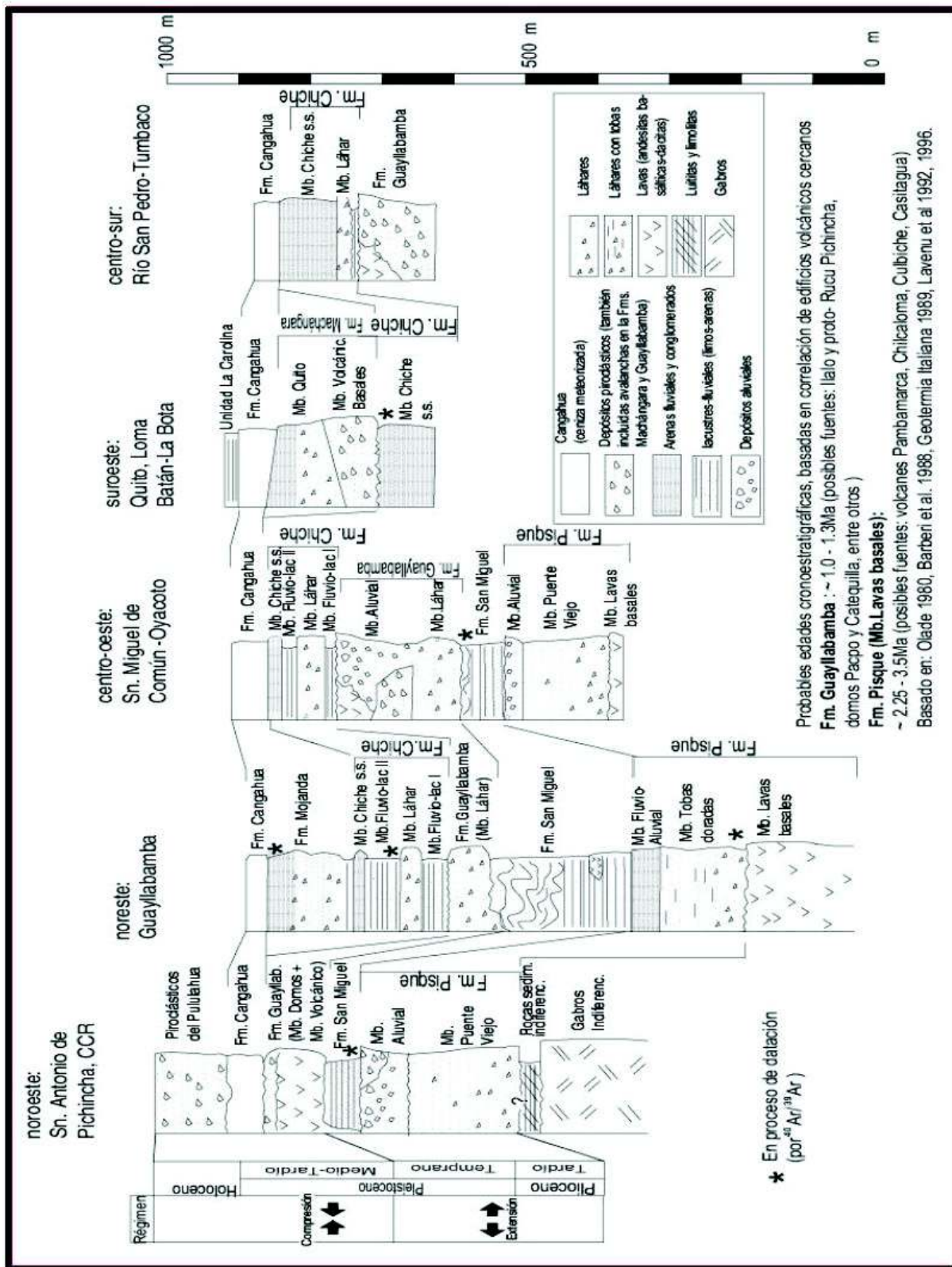


Figura 2.4.- Secciones estratigráficas, control tectónico de las formaciones a lo largo de la cuenca de Quito-San Antonio-Guayllabamba, tomado de (Villagómez, 2003)

2.8 VOLCANISMO CUATERNARIO

El cinturón volcánico se extiende de norte a sur a lo largo de todo el Ecuador, con un ancho promedio de 80 km y una longitud cercana a los 350 km, presenta una dirección NNE-SSW. La actividad cuaternaria se caracteriza por la construcción de un gran número de estratovolcanes, los cuales constituyen grandes edificios que conforman los Andes del norte.

Los edificios del arco volcánico se han subdividido en cuatro grupos, en base a su posición geográfica: volcanes de la Cordillera Occidental, Cordillera Real, Depresión Interandina y la Zona Subandina (Barberi et al., 1988; Hall y Beate, 1991). Un total de 83 complejos volcánicos cuaternarios en el Ecuador continental han sido reconocidos clasificándolos en base a su última erupción, reportando 5 volcanes activos, 3 volcanes en período de erupción, 60 volcanes extintos y 15 volcanes potencialmente activos (Bernard y Andrade, 2011).

En la Cordillera Occidental la actividad volcánica inició hace 1.5 Ma, mientras que en la Cordillera Real y la Depresión Interandina los productos volcánicos muestran edades desde el Plioceno-Temprano (Barberi, et al., 1988). Los volcanes de frente de arco se encuentran construidos sobre un basamento oceánico del Cretácico Tardío (Hughes & Pilatasig, 2002). Estos edificios presentan una composición más básica (andesítica), antigua en comparación a una composición ácida-dacítica dada en períodos Pleistocénicos-Holocénicos. La mayoría de estos edificios, morfológicamente se presentan como conos compuestos (Hall et al., 2008).

Los estratovolcanes se caracterizan por una compleja alternancia de lavas basálticas-intermedias, domos silíceos y productos piroclásticos, frecuentemente con una evolución composicional dacítica-riolítica. Los productos de estos estratovolcanes cubren el complejo volcánico basal que consiste de una pila de lava gruesa con pequeñas intercalaciones de toba cubierta por ignimbrita. Se ha observado un espesor de 1000 m a lo largo de los escarpes de falla en la depresión interandina (Barberi et al., 1988).

Los mayores cambios iniciaron hace aproximadamente 5 Ma, la actividad volcánica al sur de la Dolores Guayaquil Megashear se detuvo, mientras que al norte el eje volcánico activo se desplazó hacia el este, hasta la Cordillera Real con una relativa disminución de intensidad (Barberi et al., 1988).

Desde el Cuaternario Temprano el cinturón volcánico se ensanchó hacia el oeste (Cordillera Occidental) donde el volcanismo se reanudó aproximadamente hace 1.5 a 1.0 Ma, dando lugar a la zona volcánica activa del Ecuador (Barberi et al., 1988). Los productos Plio-Cuaternarios contribuyeron al relleno de la Depresión Interandina producto de los procesos eruptivos de numerosos estratovolcanes (Hall, 1977), manteniendo una topografía característica en la región andina del norte.

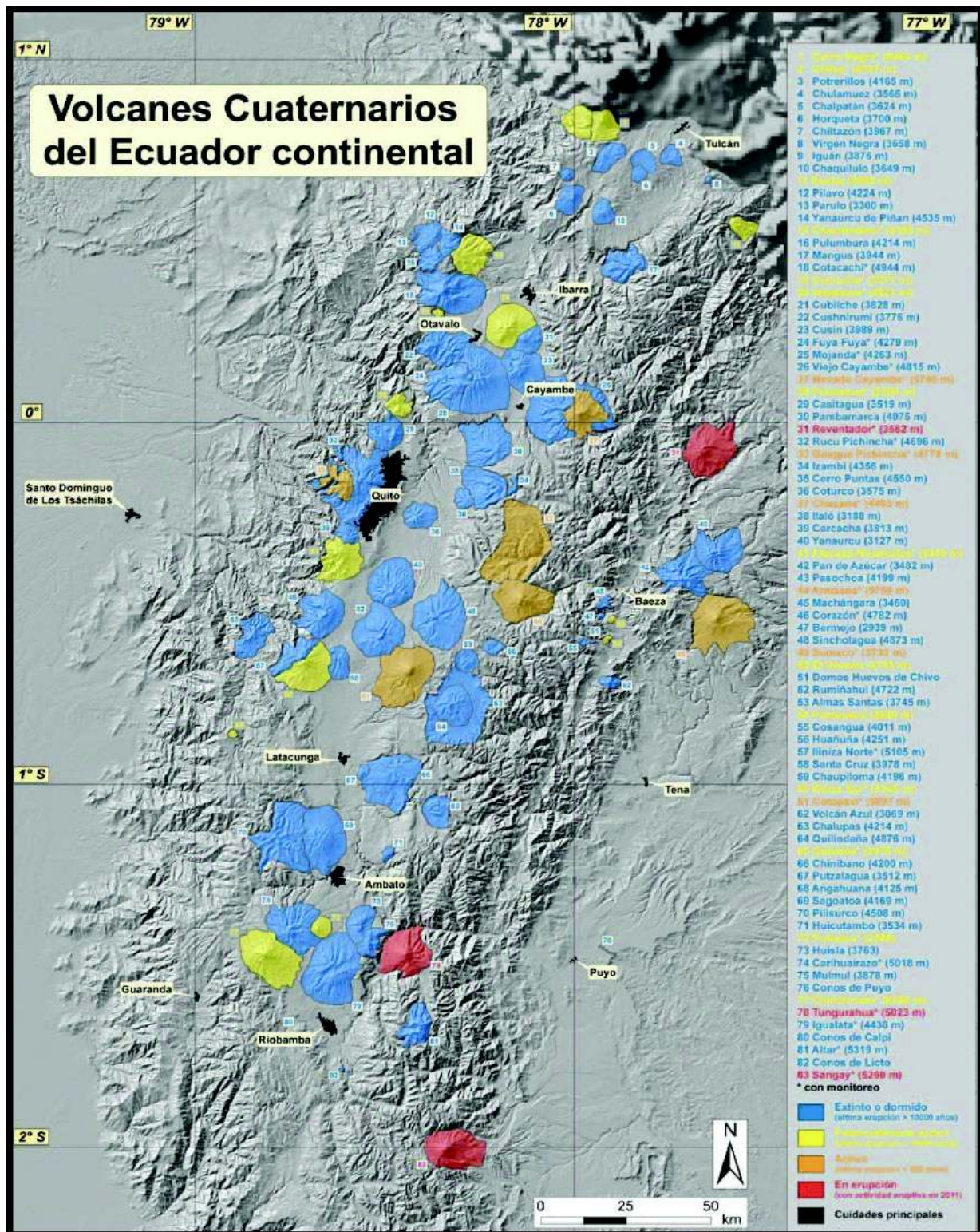


Figura 2.5.- Volcanes Cuaternarios del Ecuador Continental, tomado de (Bernard y Andrade, 2011)

2.9 TECTÓNICA REGIONAL

Los primeros estudios realizados se remontan hacia 1965 cuando Sauer consideraba la tectónica de la zona ecuatoriana como un modelo tipo horst-graben, con bloques levantados (Cordilleras Occidental y Real) y bloques hundidos (Valle Interandino), limitados por grandes sistemas de fallas normales. Este modelo sustentado principalmente por la existencia de microfallas normales cuaternarias en la zona de Quito (Soulas et al., 1991).

Tres grandes sistemas de fallas dominan la neotectónica regional en el Ecuador controlando la estructura regional de los Andes ecuatorianos. En base a estudios a lo largo de la región ecuatoriana y el sur de Colombia (Soulas et al., 1991).

- El sistema mayor dextral Algrecias - Sibundoy se extiende en el Ecuador con la falla Chingual y hacia el sur a través de la falla de Pallatanga hasta el Golfo de Guayaquil, controlando la tectónica de la cuenca de Progreso (Benítez, 1986; Benítez et al., 1986), finalizando su propagación contra la fosa oceánica pacífica. Entre Baeza y el nevado Cayambe, este sistema se bifurca (Soulas et al., 1991).
- El sistema sinextral de Cauca - Patia en Colombia, se prolonga con la falla San Isidro en el norte ecuatoriano junto a un amortiguamiento en “cola de caballo” en la región de Ibarra y Otavalo (Soulas et al., 1991).
- El sistema frontal de piedemonte andino oriental que tiene un carácter inverso, involucrando las fallas del frente subandino en el Ecuador (Soulas et al., 1991).

En la Cordillera Occidental se identificó el trazo morfológico de Apuela – Nanegalito - Mindo, de rumbo NNE-SSW y de cinemática aparentemente dextral (Ego, 1992). En la Cordillera Real, el sistema transpresivo de la zona de Baeza se identifica como la desviación hacia el sur de la falla Chingual.

Alvarado (2012) menciona que la deformación activa está localizada a lo largo de un sistema de fallas mayores (Sistema de fallas Puná - Pallatanga y Chingual -

Cosanga), que conecta los segmentos de fallas activas desde el Golfo de Guayaquil hasta la Cordillera Real, acomodando el movimiento del Bloque Norandino con respecto a la placa Sudamericana con una tendencia NE a lo largo de un sistema transpresivo con fallas compresivas de rumbo N-S. Estas estructuras son acomodados por un sistema regional de fallas “Dolores Guayaquil Megashear” (Campbell, 1968), junto a los sistemas de fallas Pujilí-Cauca, Peltetec-Romeral y Pallatanga las cuales limitan la Depresión Interandina (Litherland y Aspden, 1992; Winter et al., 1993). Por otra parte, los desplazamientos verticales están acomodados por sistemas de fallas de empuje que evidencian sistemas de plegamientos y flexión (Soulas et al., 1991; Lavenu et al., 1995; Ego y Sebrier, 1996; Egüez et al., 2003).

Existen dos grupos distintos de fallas inversas, el primer grupo ubicado dentro de la Depresión Interandina, que incluye las fallas de río Cutuchi, Poaló-Saquisilí, Quito y San Gabriel y un segundo grupo perteneciente a los sistemas del piedemonte oriental andino. Las fallas de este segundo grupo producen el levantamiento en la región andina resultado de un régimen compresivo que induce el desarrollo de fallas menores inversas N-S en el Callejón Interandino (Soulas et al., 1991).

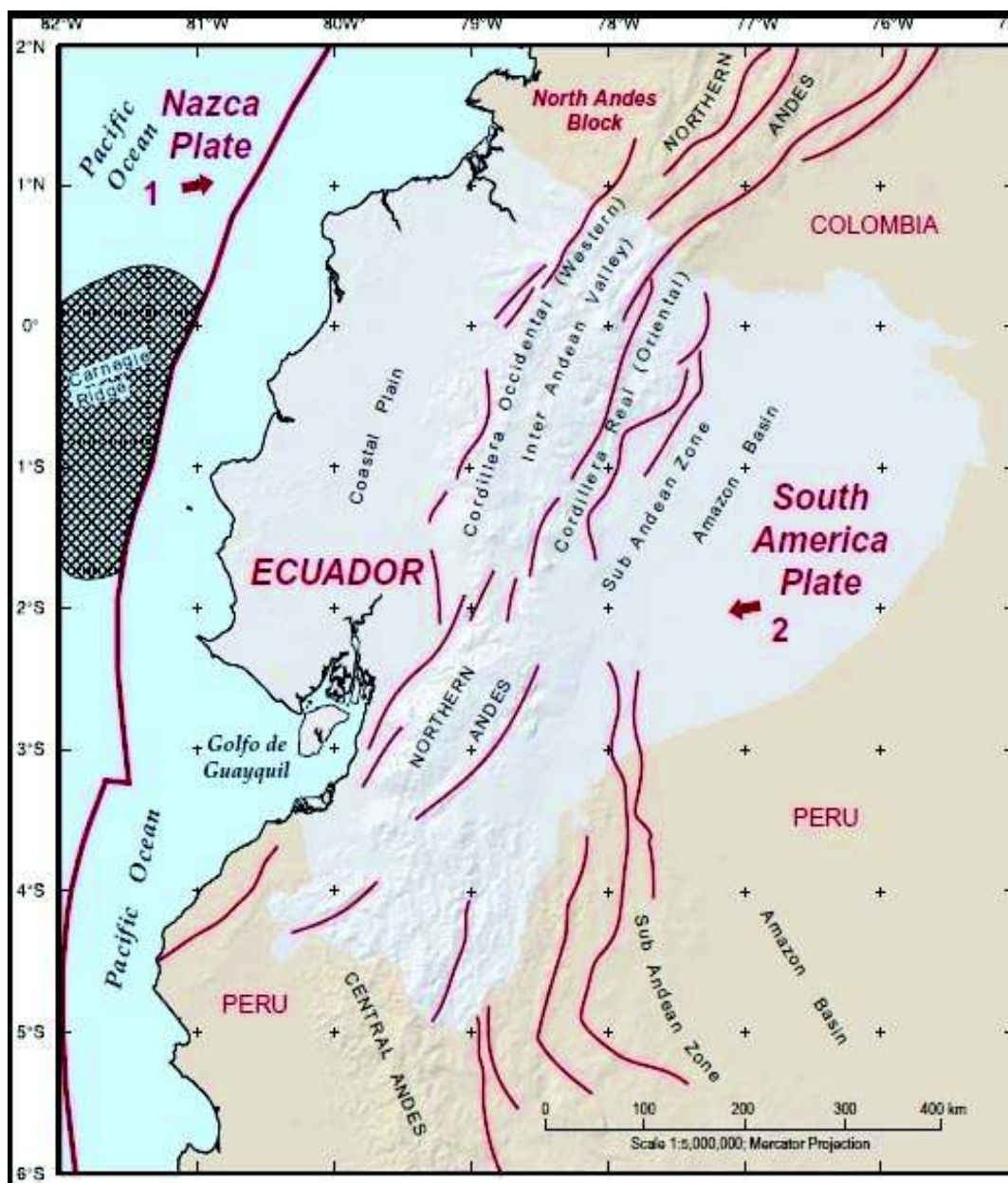


Figura 2.6.- Geodinámica actual, tomado de (Egüez et al., 2003)

2.10 TECTÓNICA DE LA DEPRESIÓN INTERANDINA

En la Depresión Interandina se han identificado varias estructuras tectónicas activas desde el Pleistoceno como resultado de esfuerzos compresivos (Soulas et al., 1991; Lavenu et al., 1996; Ego et al., 1996; Ego & Sebrier, 1996; Villagómez, 2003; Winkler et al., 2005). Trabajos anteriores describen ambientes de

deformación, criterios que abarcan estados de esfuerzos pertenecientes a un ámbito extensional, strike slip y compresión cinemática (Ego y Sebrer, 1976; Megard et al., 1987). Lavenu et al. (1993) consideran una permanencia de la compresión E-W desde el Mioceno superior, explicando a la Depresión Interandina con un modelo “push down basin” debido a la actividad de fallas inversas convergentes ubicadas al pie de las cordilleras. Otros autores consideran a la Depresión Interandina como un graben extensivo (Sauer; 1965; Tibaldi y Ferrari, 1992).

Los límites estructurales de la Depresión Interandina están definidos por la Falla Peltetec hacia el este y la Falla Calacalí-Palenque-Pujilí hacia el oeste. Según Egüez A. (comunicación personal) sugiere un importante sistema de fallas, que explicaría las diferentes ventanas de basamento a lo largo de la Depresión Interandina. Se hace referencia a una compleja zona de fallas inversas relacionadas con el empuje del Bloque Norandino.

Una fracción significativa del acortamiento continental en el Ecuador es acomodada mediante plegamiento y empuje a lo largo del piedemonte oriental de la Cordillera Occidental. Parte de este campo de esfuerzos localizado específicamente en el borde oriental de la Cordillera Occidental, en el Sistema de Fallas Chingual y al este en el Sistema de Fallas de Guayllabamba es transferido al norte de Otavalo y El Ángel (Alvarado et al., 2014). White (2003) sugiere un estado de esfuerzos extensivos que producen un empuje en dirección N-S que se extiende desde el piedemonte de la Cordillera Occidental al Sistema de Fallas de Quito y hacia la parte oriental del cinturón frontal subandino. Sin embargo, la estructura geológica activa más importante en la Depresión Interandina está representada por el Sistema de Fallas de Quito (Villagómez, 2003).

Este sistema influye directamente en la evolución tectónica de la región, que a más de controlar las tasas de sedimentación en las subcuencas aledañas, produce una serie de levantamientos que se extienden de norte a sur a lo largo de la parte oriental de la cuenca de Quito. El levantamiento de las lomas Calderón-Catequilla empezó hace 1 Ma. Un segundo pulso inició hace 0.5 Ma con los

levantamientos El Batán-La Bota e Ilumbisí-Puengasí, dividiendo a la Depresión Interandina Central en tres subcuencas: Quito, San Antonio y Guayllabamba (Figura 2.7) (Villagómez, 2003).

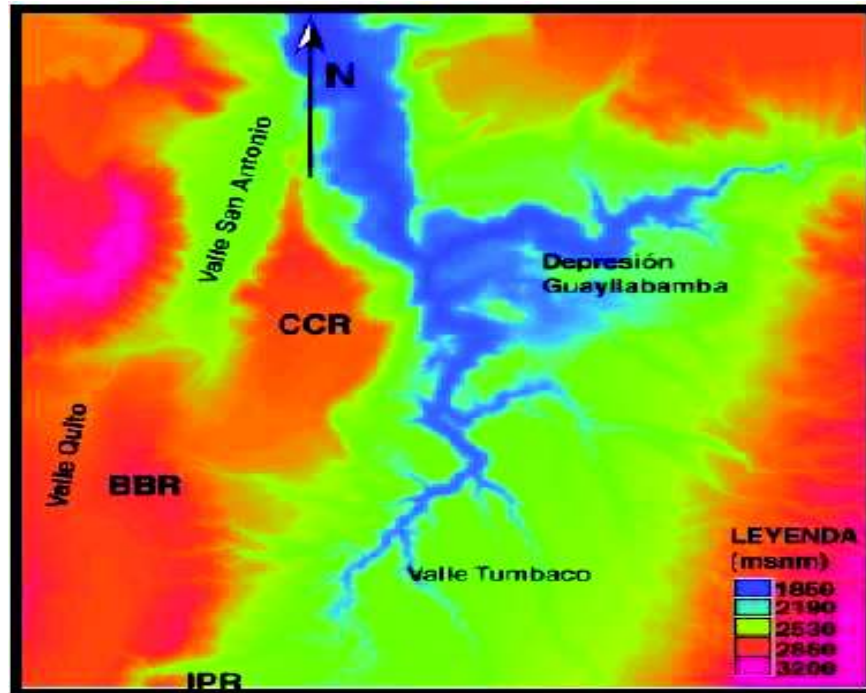


Figura 2.7.- Modelo de elevación digital del Valle Interandino Central, tomado de (Villagómez, 2003)

CCR Lomas de Calderón - Catequilla, BBR Lomas Batán - La Bota, IPR Lomas Ilumbisí - Puengasí.

La subcuenca de Guayllabamba representa una semi cuenca “pull apart”, que empezó a formarse a finales del Pleistoceno, debido a la interacción del Sistema de Fallas de Quito, la falla inversa dextral de San Miguel del común y una falla heredada de orientación NE (Samaniego et al., 1994) denominada Falla del Río San Pedro (Figura 2.8) (Villagómez, 2003).

La subcuenca de Quito se encuentra ubicada entre las lomas La Bota-Batán e Ilumbisí-Puengasí y el valle conformado por la Cordillera Occidental, representa una cuenca piggy-back (Tibaldi & Ferrari, 1992), sobre un segmento del Sistema (Falla Quito) (Villagómez, 2003).

La subcuena de San Antonio está ubicada entre el Casitagua y la loma Calderón-Catequilla, extendiéndose desde Pomasqui al sur hasta San Antonio de Pichincha al norte (Villagómez, 2003).

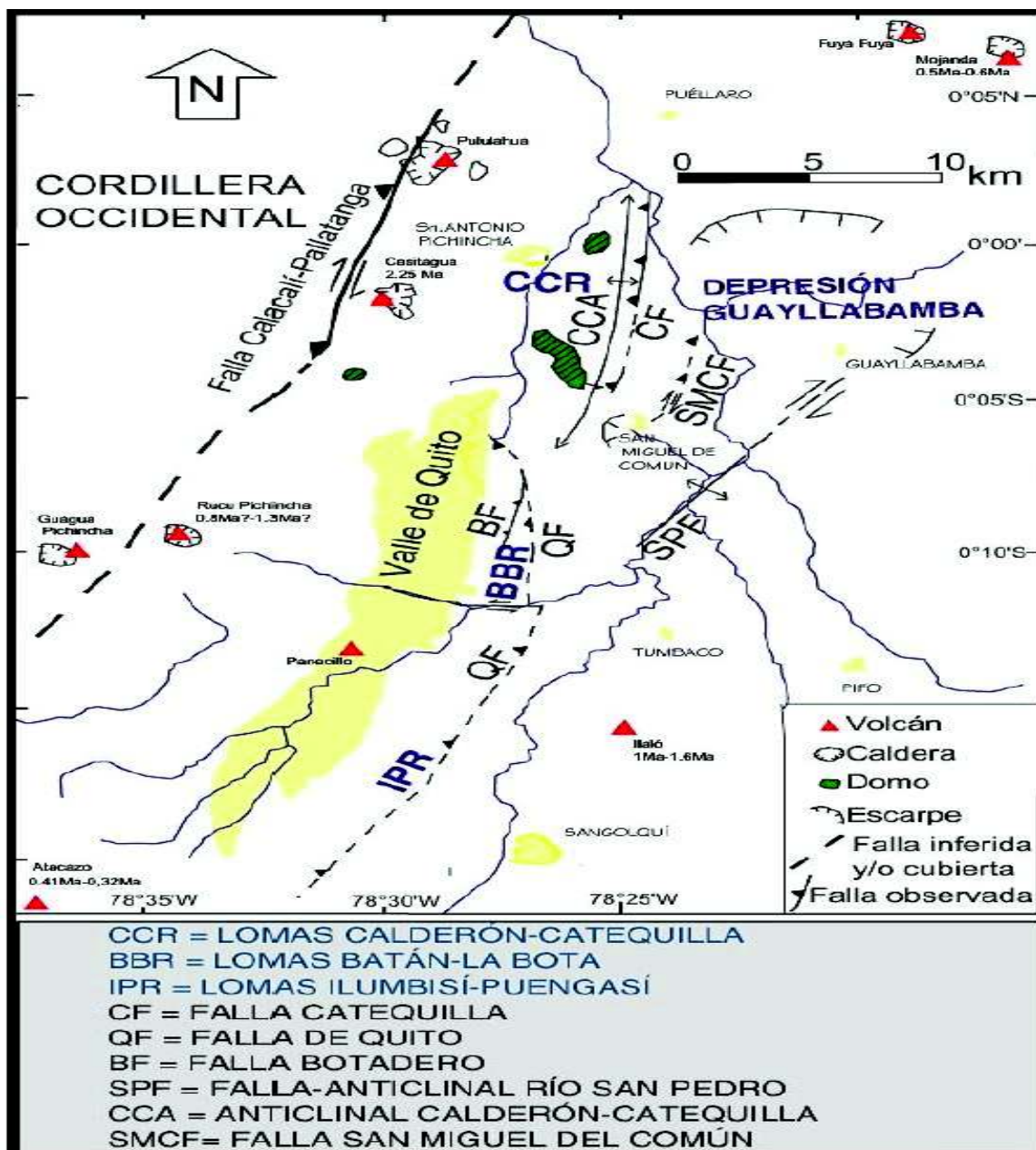


Figura 2.8.- Esquema tectónico actual sintetizado de la Depresión Interandina Central, tomado de (Villagómez, 2003)

2.11 REGÍMENES TECTÓNICOS DE LA DEPRESIÓN INTERANDINA CENTRAL

La Depresión Interandina Central empezó a formarse en el Plioceno Tardío en respuesta a desplazamientos dextrales mayores a lo largo de su borde occidental, afectada por dos regímenes tectónicos (Ego & Sebrier, 1996; Villagómez, 2003). Villagómez (2003) señala un primer evento caracterizado por esfuerzos extensivos E-W desde el Plioceno Tardío al Pleistoceno Temprano.

Las evidencias de este evento extensivo representan fallamientos normales, dextrales y dextrales normales que afectan a las Formaciones Pisque y San Miguel, fallamientos sinsedimentarios y la presencia de extrusiones basálticas tipo “sill” alimentando fisuras N-S dentro de la Fm. San Miguel (Villagómez, 2003).

El segundo evento está representado por una compresión E-W producto de una inversión en el régimen a partir del Pleistoceno Medio, presente hasta la actualidad. Este evento se evidencia mediante datos estructurales, en relación a los depósitos y las lomas pliegue-flexura (Calderón-Catequilla, La Bota-El Batán e Ilumbisí-Puengasí), se puede observar en las quebradas de Totalau y Porotohuaycu por donde se infiere el paso de la Falla de Quito, como los estratos de la Fm.Chiche cambian de disposición sub-horizontal a vertical en menos de 1 Km de distancia (Villagómez, 2003).

2.12 SISTEMA DE FALLAS DE QUITO

El Sistema de Fallas de Quito se extiende entre los 0° y 0.4°S en una dirección aproximada N-S y con una longitud total aproximada de 60 Km de longitud (Alvarado, 2012).

Soulas et al. (1991) mencionan que la Falla de Quito representa una falla menor con componente inversa y buzamiento occidental que bordea el límite oriental de

la cuenca de Quito, a partir de este criterio varios autores han definido su morfología externa como la flexura de Quito por medio de un conjunto de anticlinales en flexión que representan el límite entre la Depresión Interandina y la cuenca de Quito (Ego & Sebrier, 1996; Villagómez, 2003; Alvarado et al., 2014). Lavenu (1994) sugiere que el Sistema de Fallas de Quito junto con el de Ambato-Pastocalle integran una zona de transición de orientación N-S, entre dos sistemas dextrales mayores Pallatanga al sur y Chingual al norte.

El sistema de Fallas de Quito representa un sistema compresivo caracterizado por estructuras de acortamiento de cada uno de los segmentos de falla en echelon, cuya incidencia en superficie es el levantamiento de las lomas de: Calderón-Catequilla, Batán-La Bota e Ilumbisí-Puengasí (Villagómez, 2002a), alargadas en dirección N-NNE situadas en el borde oriental de la ciudad. Villagómez (2003) sugiere que la morfología superficial de esta falla presenta un anticlinal alargado cuyo eje dispone de ángulos de inmersión en sus extremos.

Existe una interacción directa entre el Sistema de Fallas de Quito y la cuenca de Quito. Este sistema se caracteriza por presentar una cinemática inversa, cuyos planos de falla no son evidentes en superficie (Villagómez, 2003). La dinámica inversa de una falla produce deslizamientos a ambos lados de la antiforma construida en superficie como resultado de esfuerzos localizados que producen a más de levantamiento una asimetría en sus flancos. Soulas et al. (1991) sugieren que este modelo de falla inversa (falla de Quito) está buzando a 30° y 45° al oeste, la microsismicidad sugiere un valor de buzamiento aproximado de 45° bajo la ciudad de Quito (Bonilla et al., 1992). La acción de este sistema de fallas ha separado a las cuencas de Quito (Machángara - El Batán - San Antonio) de la cuenca de Guayllabamba (Alvarado, 2012).

Las características de este tipo de estructuras, al no presentar una manifestación directa en superficie, dificultan su interpretación, por lo que estudios estructurales, sedimentológicos, geofísicos y volcánicos de las cuencas desarrolladas por acción de este sistema de fallas, representa un primer paso en su diferenciación (Villagómez, 2003).

Alvarado (2012) dividió a estas lomas levantadas en seis segmentos principales (Figura 2.9) descritas de sur a norte en:

- 1) San Miguel, representa el límite sur del Sistema de Fallas de Quito (Alvarado, 2009).
- 2) El Tablón, los depósitos que la conforman están fracturados (Alvarado, 2009).
- 3) Puengasí, se observa numerosos deslizamientos en especial en su flanco oriental (Alvarado, 2009).
- 4) Ilumbisí-La Bota, presenta flancos aproximadamente simétricos. La loma de Ilumbisí presenta en sus quebradas capas plegadas (Ego et al., 1995). En la zona de La Bota–El Batán morfológicamente la pendiente cambia de suave en la parte W a fuerte en la parte E (Alvarado, 2012).
- 5) El Inca-Carcelén presenta un cambio de pendiente brusco en la parte E.
- 6) Catequilla-Bellavista y Calderón-Catequilla son lomas aplanadas en su parte alta.

Evidencia morfológica tectónica y estratigráfica sugiere que la loma más septentrional (Calderón–Catequilla) correspondería a un pliegue asociado con un segmento de falla inversa que se encuentra buzante en dirección oeste, actuando desde el Pleistoceno Medio al Pleistoceno Tardío; en contraste con las antiformas de Batán-La Bota e Ilumbisí-Puengasí que representan estructuras tipo “Flexure and Thrust” (Villagómez et al., 2002a).

Estas lomas corresponden a pliegues de flancos asimétricos asociados en profundidad con una estructura inversa que presenta cierto buzamiento occidental. Ego & Sebrier (1996) proponen que estas lomas estarían asociadas con estructuras tipo “flat and ramp” en profundidad, cuya rampa final se divide en tres fallas inversas en echelon.

El Sistema de Fallas de Quito representa la principal amenaza en caso de ruptura, reflejando una fuente sismogénica peligrosa para la ciudad de Quito y sus alrededores (Hibsch et al., 1996b; Alvarado, 2009; Alvarado, 2012).

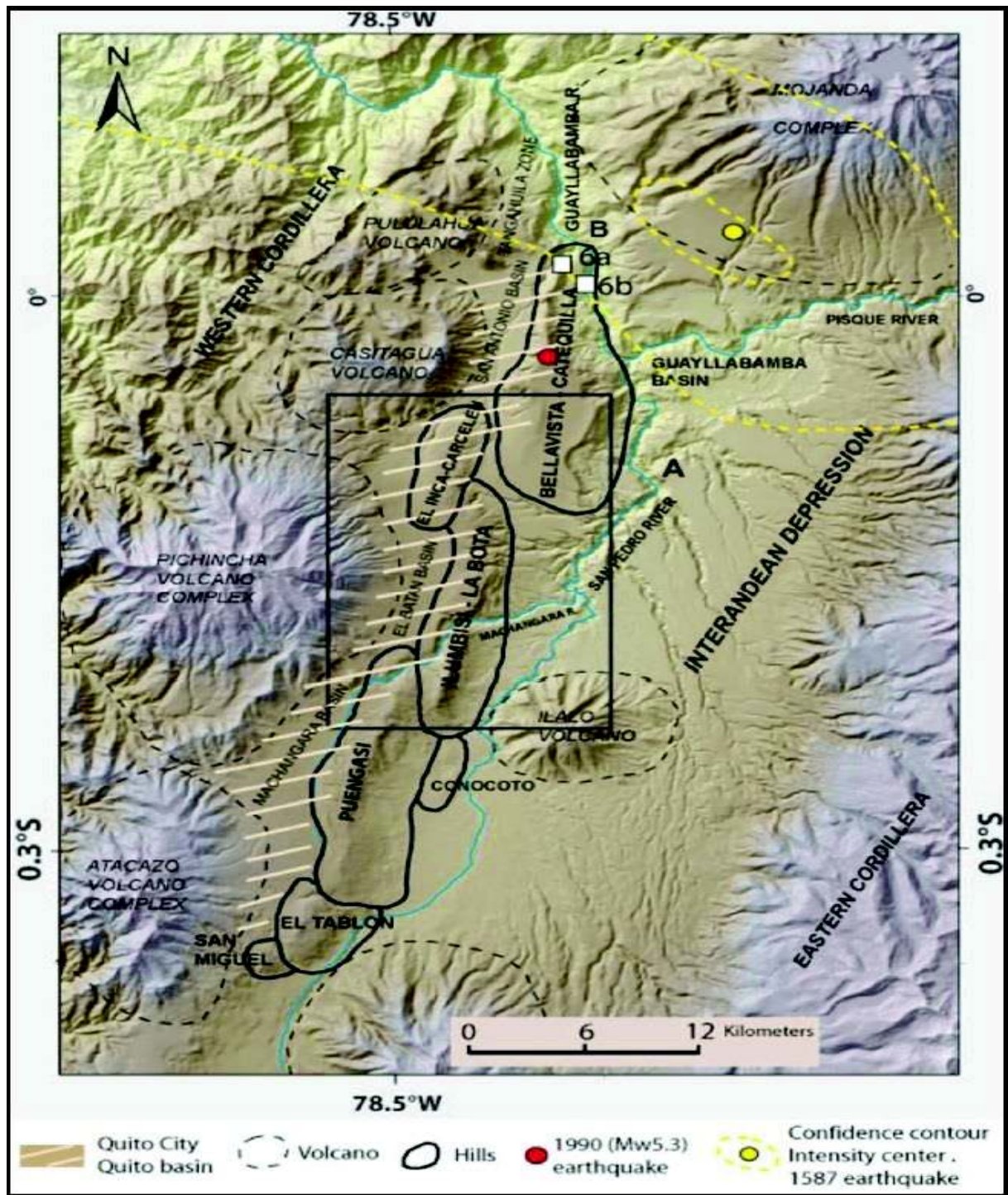


Figura 2.9.- Esquema Geomorfológico del Sistema de Fallas de Quito, tomado de (Alvarado, 2012)

CAPÍTULO 3

GEOFÍSICA

La geofísica es la ciencia que se encarga del estudio de la Tierra a través de principios y teorías descritas en la física, su objetivo consiste en investigar e interpretar los diversos fenómenos relacionados con la estructura e historia evolutiva de la Tierra.

Las técnicas de geofísica aplicadas están encaminadas a reconocer formaciones geológicas que se encuentran bajo la superficie terrestre mediante la medición de un parámetro físico asociado a ellas.

3.1 METODOLOGÍA

El método magnetoteléurico ha sido desarrollado independientemente por el geofísico ruso Tikhonov (1950), el geofísico francés Cagniard (1953) y el geofísico japonés Rikitake (1951). Es una técnica geofísica que utiliza los campos electromagnéticos (EM) naturales de la Tierra como fuente para investigar la estructura de resistividad eléctrica del subsuelo, en un amplio espectro de frecuencias que van desde 0.0001 a 20000 Hz (Vozoff, 1991).

Permite conocer desde la superficie terrestre las fluctuaciones temporales de los campos electromagnéticos naturales de la Tierra y determinar la distribución eléctrica en estos, en función de la frecuencia y el tiempo a través de imágenes bidimensionales y tridimensionales. Las ondas electromagnéticas al entrar en contacto con la superficie de la Tierra, penetran en ella, pero se atenúan hasta extinguirse a cierta profundidad, esta profundidad se caracteriza por el factor de penetración que depende de la resistividad del medio y la frecuencia de las ondas. Es utilizada habitualmente en la exploración minera, mapeo geofísico regional y en la industria petrolera (Cagniard, 1953).

Existen dos tipos básicos de métodos electromagnéticos controlados uno por la fuente y otro por su fuente natural. En este estudio se utilizó el segundo tipo que emplea una fuente natural electromagnética llamado “Magneto - Telúrico”, donde el vocablo “magneto” proviene de magnetic que hace referencia a los campos magnéticos y “teluric” más bien se aplica a la percepción de campos eléctricos en el suelo (tellus, del latín Tierra) (Cagniard, 1953).

Los orígenes de estas ondas electromagnéticas son dos 1) para frecuencias más elevadas que 1 Hz, estas provienen de descargas eléctricas atmosféricas y 2) para frecuencias menores a 1 Hz, estas provienen de la interacción del viento solar con la magnetósfera.

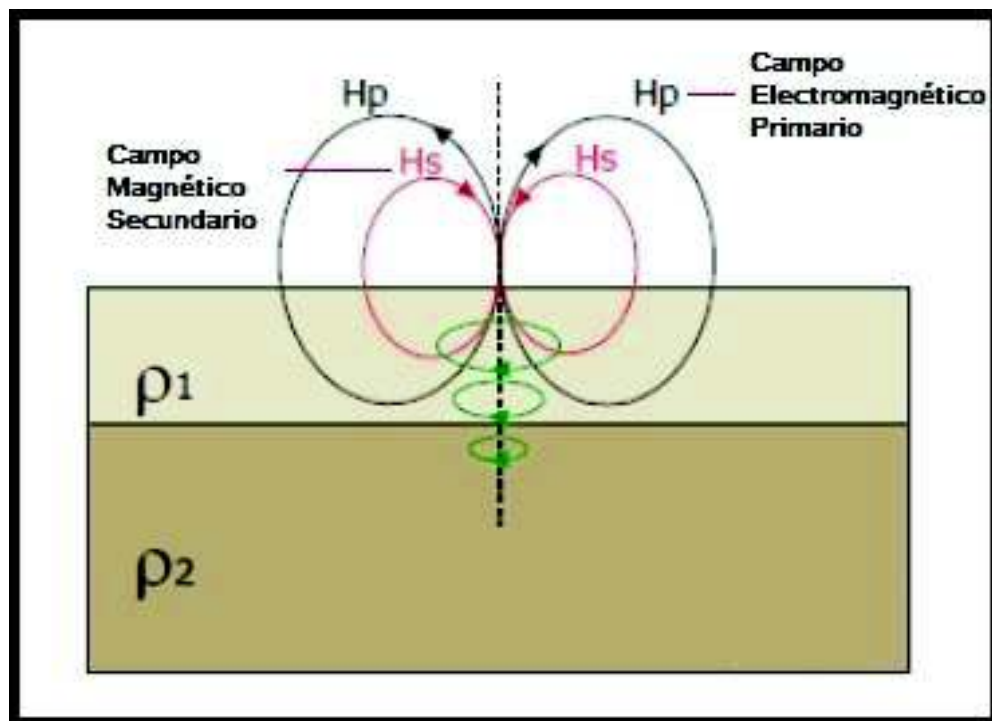


Figura 3.1.- Esquema simple sobre el funcionamiento de la inducción electromagnética, modificado de (IGC, 2011)

La energía externa procedente principalmente de la actividad solar, incide directamente sobre la superficie terrestre (campo electromagnético primario - H_p), parte de esta energía se refleja y la otra parte se transmite hacia su interior. La

Tierra actúa como un medio conductor induciendo un campo eléctrico (corrientes telúricas) que dan lugar a un campo magnético secundario (H_s) (Figura 3.1).

Actualmente, este método magnetotelúrico ha causado una revolución que se impuso mediante distintos factores:

1.- Capacidad de penetración a grandes profundidades (comparados con otros métodos electromagnéticos).

2.- Funcionamiento completo en base a una mínima cantidad de poder, representando un costo muy bajo y sumamente 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 casi instantáneo (Figura 3.2) (Geometrics, 2000).

3.- Configuración instrumental inmediata, la persona encargada del manejo puede seleccionar las diferentes bandas de frecuencia y el número de series temporales para la recopilación de datos, optimizando este proceso de acuerdo a la conveniencia del estudio requerido (Geometrics, 2000). 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 min por estación.

4.- Entendimiento fácil y completo de los datos obtenidos acompañados con una silenciosa forma de mandar los impulsos a la Tierra, al igual que una evolución rápida en su procesamiento de datos mediante algoritmos. En sí, se ha logrado simplificar el trabajo sin influencia en la obtención de resultados los cuales siguen siendo sumamente completos y confiables (Chave & Jones, 2012).

5.- Reconocimiento y corrección de la distorsión cerca a las estructuras locales superficiales de una manera fácil y rápida, este equipo se utiliza en áreas en las que los levantamientos sísmicos son dificultosos, debido a la severidad de la topografía o presencia de rocas volcánicas de alta resistividad cerca de la superficie (Geometrics, 2000).

6.- 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, permitiendo una mayor interacción acorde las necesidades del estudio (Geometrics, 2000).

7.- Cuenta con una impresora térmica incorporada que permite una impresión inmediata de los resultados que se van obteniendo (Figura 3.2) una vez finalizado el sondeo; resultados de amplitud de señal, fase de señal, coherencia, resistividad aparente y secciones a profundidad son posibles identificar mediante esta impresión.

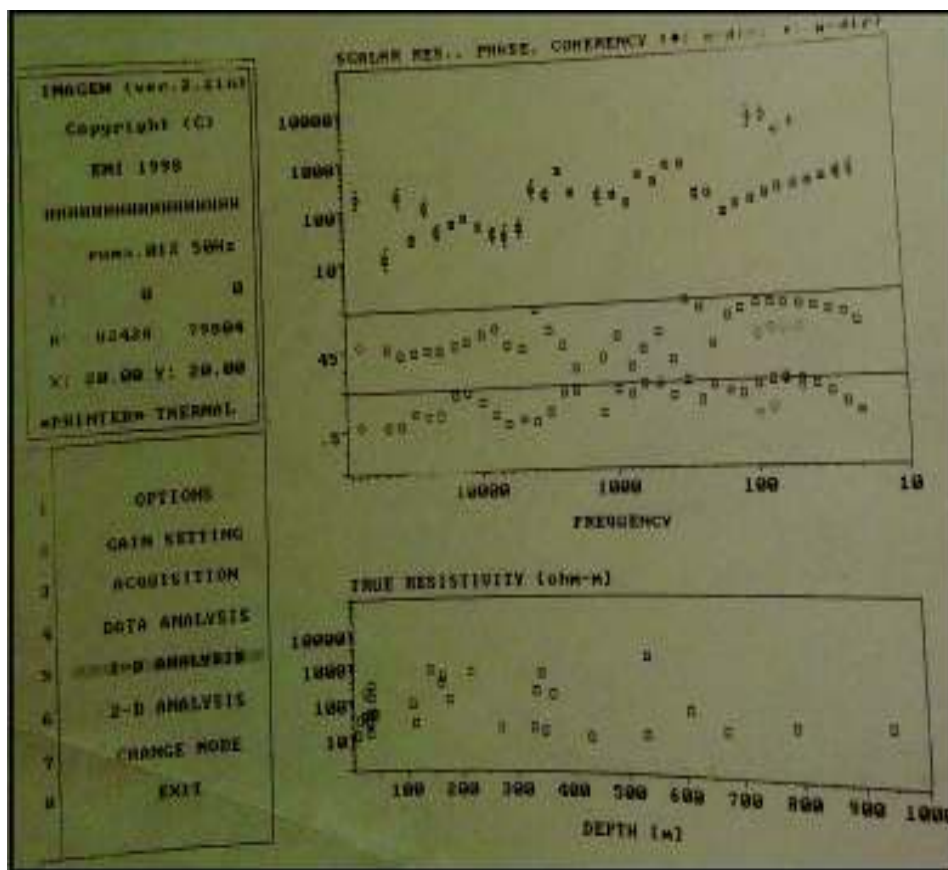


Figura 3.2.- Sondeo “RUMA 12” impresa en campo, como se puede observar no se tiene una buena percepción de los datos, por lo que solo sirve como referencia. NOTA: se iba a realizar un seguimiento completo de un sondeo en este trabajo “RUMA 14”, pero su impresión de campo se encuentra muy deteriorada razón por la cual se usó “RUMA12”.

La impresión de “RUMA 14” será adjuntada en Anexos

El procesamiento de datos representa un proceso semi-automático, usando enfoques multivariados, donde la eliminación de la distorsión multisitio se aplica rutinariamente, la interpretación 2D incluye a menudo una cierta anisotropía, mientras que la interpretación 3D basada en su inversión se está convirtiendo en algo mucho más aplicable.

8.- Los conjuntos de datos obtenidos son almacenados en el disco duro cuya capacidad es de 1.2 Gbyte o superior, el cual utiliza un “Sistema Operativo en Disco”, permitiendo una visualización de series completas temporales, datos de potencia cruzada, amplitudes espectrales, resistividad escalar, resistividad de tensor, fase y coherencia (Figura 3.2) (Geometrics, 2017).

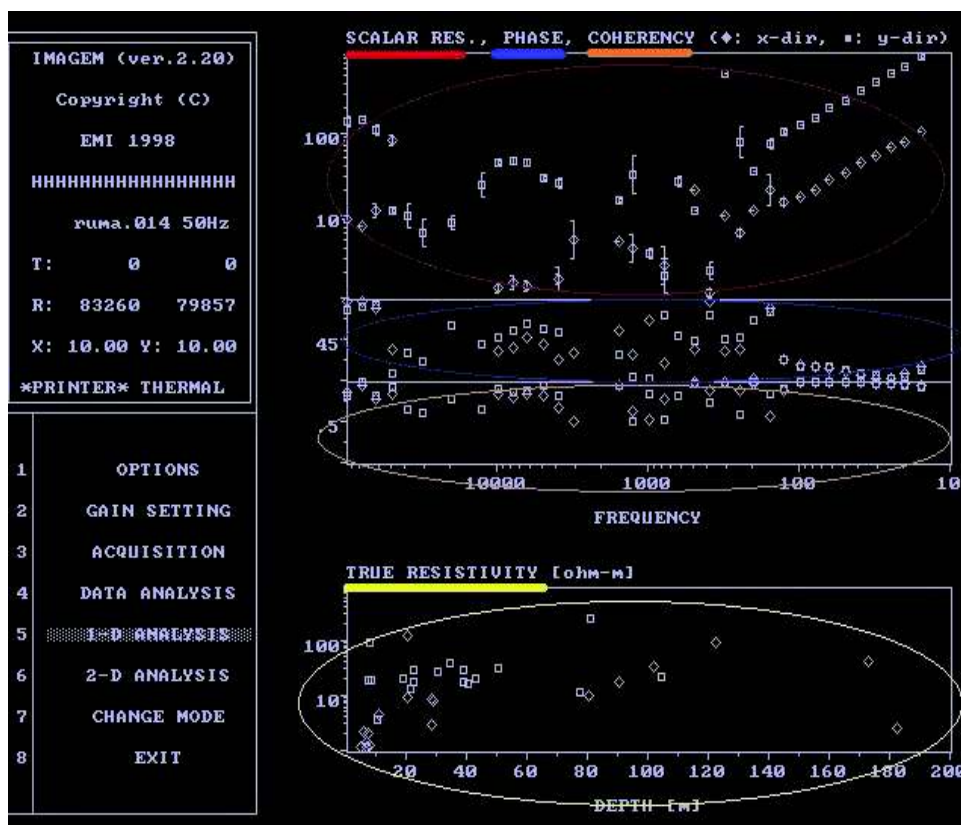


Figura 3.3.-Imagen del sondeo “RUMA 14” extraída del DOS “Sistema Operativo en Disco”, utilizando el programa DOS-BOX, se observa los distintos diagramas que se obtienen de manera directa en cada sondeo

Se utiliza una fuente de audio frecuencia magnetoteléfrica controlada en cada sondeo, esta serie de datos proporciona varios tipos diferentes de inversiones 1D

donde los datos de señal se transforman a modelos de “conductividad vs profundidad”. La consola a más de poseer un sistema operativo sencillo, cuenta con un mapa en coordenadas (latitud y longitud), donde se muestran las ubicaciones de la estación en cada uno de los puntos seleccionados, facilitando la ubicación de estaciones posteriores.

El equipo Stratagem EH4 utilizado en este estudio 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 fuente no polarizados que permiten mediciones verdaderas del tensor de las resistividades en tierra (Figura 3.4). Esta configuración proporciona una interpretación más exacta de las resistividades verdaderas que las señales de fuente de transmisor de un solo dipolo convencional (Geometrics, 2000).

Los registros simultáneos de estas series temporales eléctricas y magnéticas, son registrados a través de cuatro dipolos eléctricos (electrodos) colocados en forma de cruz en función de los puntos cardinales (Figura 3.4) y dos bobinas magnéticas de inducción alineadas en direcciones ortogonales que transmiten señales de 1.000 a 70.000 Hz, permitiendo medir las variaciones temporales de los componentes del campo magnético bajo el sitio de medición (Geometrics, 2000).

Los sistemas (MT) se utilizan para estimar la impedancia eléctrica a partir de una serie de mediciones simultáneas de las fluctuaciones del campo eléctrico (E) y magnético (H) locales realizadas durante un período de varios minutos. Un sondeo (MT) proporciona una estimación de la resistividad vertical debajo del sitio receptor y también indica la complejidad geoelectrica en el sitio de sondeo. En áreas donde la distribución de resistividad no cambia rápidamente de una estación a otra, la resonancia es una estimación razonable de las capas geoelectricas debajo del sitio (Mcphee et al., 2006).

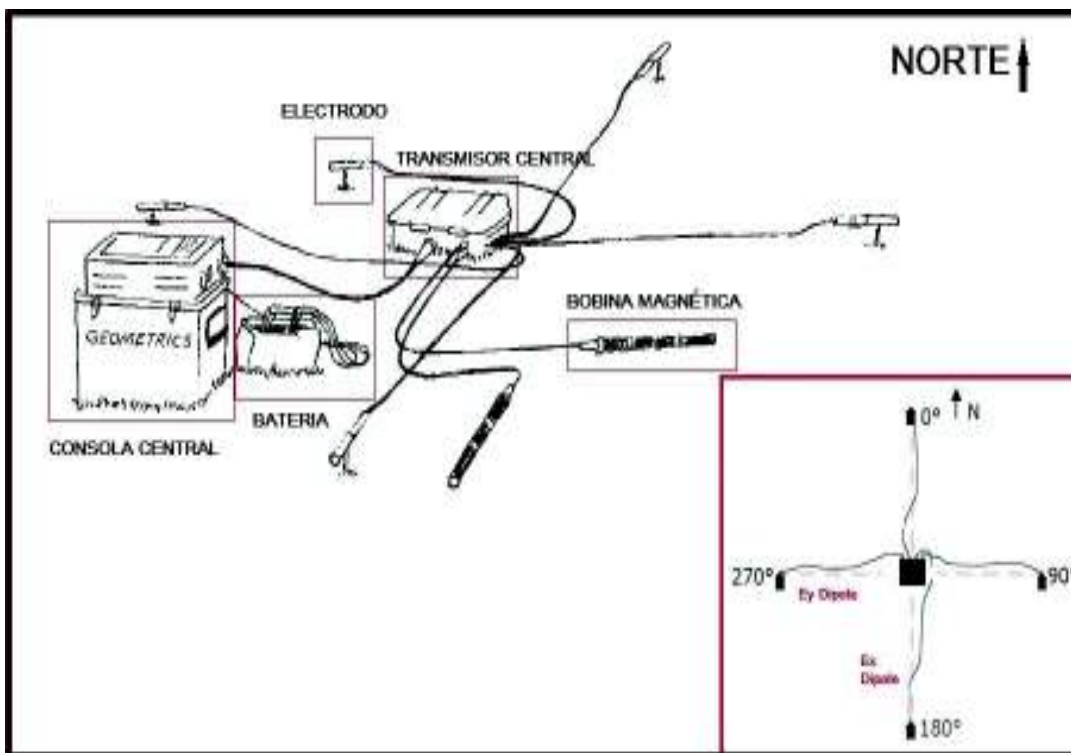


Figura 3.4.- Esquema representativo de la disposición de los instrumentos de medida (STRATAGEM), modificado de (Geometrics, 2000)

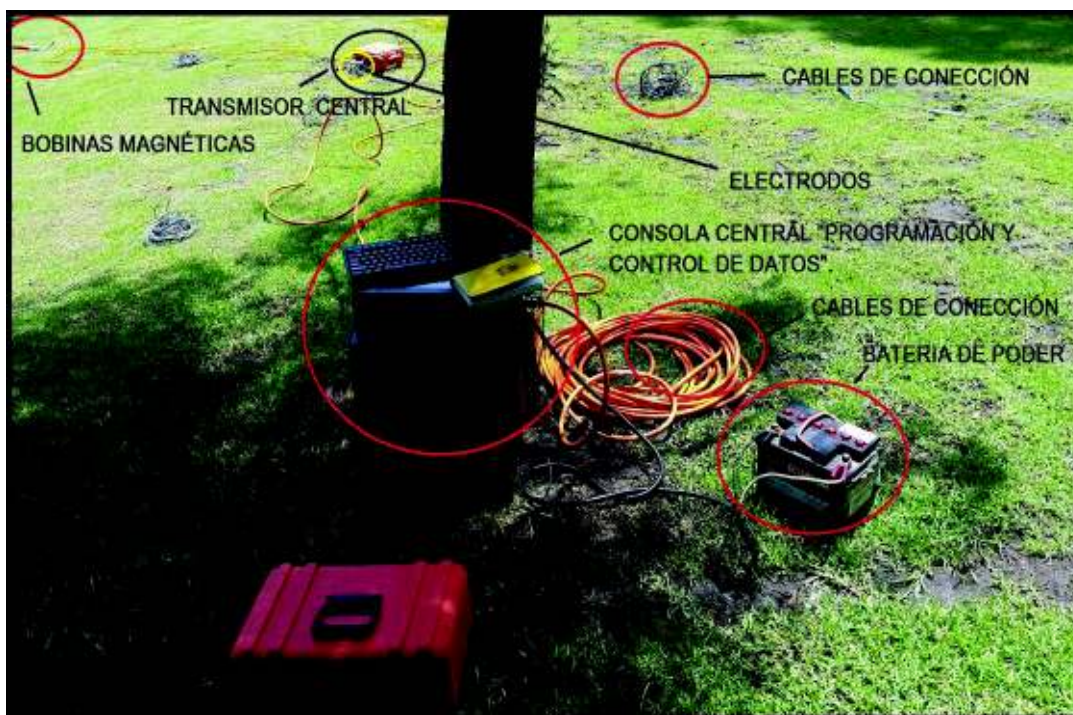


Figura 3.5.- Equipo Stratagem y sus diferentes partes, imagen obtenida de una medición en campo para este trabajo

La fuente natural está dada por incidencia de rayos que provienen del espacio a nivel mundial, pero en la gama de frecuencias por encima de 1.000 Hz, las señales naturales son típicamente débiles y el transmisor se utiliza para aumentar el campo natural y mejorar la calidad de los datos. Los resultados de impedancia de superficie se muestran inmediatamente como sonidos de resistividad. Los datos se modelan posteriormente mediante algoritmos de inversión bidimensional (Geometrics, 2000; Mcphee et al., 2006).

La impedancia de superficie es una función compleja de la frecuencia en la que los datos de mayor valor están condicionados por características superficiales o cercanas, y los datos de menor valor son influenciados por estructuras a mayor profundidad y distancia.

Los campos eléctricos y magnéticos naturales se miden en dos direcciones ortogonales-horizontales. La impedancia del tensor, parametrizada como resistividad aparente y fase, se obtiene a partir de las señales de las series temporales. Un análisis de mínimos cuadrados y espectral cruzado (Geometrics, 2000) se utiliza entonces para resolver una función de transferencia (impedancia) que relaciona los campos eléctricos observados con los campos magnéticos, definiendo si la Tierra consta de un sistema lineal de dos entradas y dos salidas con los campos magnéticos como entrada y los campos eléctricos como salida (Mcphee et al., 2006).

La resistividad, que no es más que la inversa de la conductividad aparente, es mediada por un sistema geoelectrico y es causada por diversos factores: la porosidad, fracturas rellenas, contenido iónico en fluidos hidrotermales, entre otros, los cuales producen variaciones en el tratamiento de datos; en este caso se hablará de manera general.

La propagación de las diferentes ondas electromagnéticas a través de un medio con propiedades físicas homogéneas es proporcional a:

$$e^{-yx} \quad (\text{Ecuación 1})$$

Dónde la constante de propagación compleja γ es:

$$\gamma = \sqrt{\omega\mu(\sigma - \omega\varepsilon)} \quad (\text{Ecuación 2})$$

ω = Frecuencia Angular.

Bajo la suposición de $e^{i\omega t}$ dependiendo del tiempo t .

μ = Permeabilidad Magnética.

σ = Conductividad Eléctrica.

ε = Permitividad Eléctrica.

Para comprender el comportamiento de estas ondas se utilizan las ecuaciones de Maxwell que describen campos magnéticos y eléctricos.

La forma diferencial de las ecuaciones de Maxwell está dada por:

$$\nabla \times \mathbf{E} = -\frac{\partial \mathbf{B}}{\partial t} \quad (\text{Ecuación 3})$$

$$\nabla \times \mathbf{H} = \mathbf{j}_f + \frac{\partial \mathbf{D}}{\partial t} \quad (\text{Ecuación 4})$$

$$\nabla \cdot \mathbf{B} = 0 \quad (\text{Ecuación 5})$$

$$\nabla \cdot \mathbf{D} = \rho_f \quad (\text{Ecuación 6})$$

También se considera la Ley de Ohm:

$$\mathbf{J} = \sigma \mathbf{E} \quad (\text{Ecuación 7})$$

Dónde los vectores corresponden a:

\mathbf{E} - Campo eléctrico existente en el espacio, creado por las cargas.

\mathbf{B} - Campo Magnético.

H - Intensidad magnética que resume los efectos magnéticos de la materia.

\vec{j}_f - Densidad de corriente eléctrica debido a cargas libres.

D - Desplazamiento eléctrico.

n_f - Densidad de las cargas libres.

Las relaciones constitutivas μ, ϵ, σ (**Ecuación 2**) representan un enlace en los campos eléctricos y magnéticos, la onda electromagnética incidente que se propaga en dirección vertical bajo condiciones de frecuencia (1000 Hz - 0.001 Hz), produce que las ecuaciones descritas por Maxwell sobre los campos electromagnéticos se reduzcan a 0 (**Ecuación 8 y 9**), parametrizando las propiedades físicas de la Tierra que pueden ser detectadas en un experimento electromagnético (Chave & Jones, 2012).

Las ondas eléctricas y magnéticas son dispersas, pierden amplitud con la profundidad, la atenuación es mayor para altas frecuencias y medios conductores.

$$\nabla^2 \vec{E} - \sigma \mu \omega \vec{E} = 0 \quad (\text{Ecuación 8})$$

$$\nabla^2 \vec{H} - \sigma \mu \omega \vec{H} = 0 \quad (\text{Ecuación 9})$$

El valor de la permeabilidad magnética puede tomarse como un valor inicial (μ_0) valor libre que se lo puede representar para casi todos los materiales presentes en la Tierra (Chave & Jones, 2012)

Con la diferencia de muchos órdenes de magnitud, el segundo término bajo la raíz cuadrada (**Ecuación 2**) se debe a la corriente de desplazamientos en las ecuaciones de Maxwell (**Ecuación 8 y 9**), una vez que el efecto es descuidado los campos magnéticos no están descritos por una ecuación de onda (Chave & Jones, 2012).

Se rigen en su lugar por una ecuación de difusión que también se obtiene en otros campos de la geofísica como el flujo de calor con la diferencia que en electromagnetismo son campos vectoriales y no escalares.

El límite de la ecuación de la difusión de las ecuaciones de Maxwell produce inducción electromagnética, y el método magnetotelúrico es su aplicación geofísica primaria (Chave & Jones, 2012).

En un medio uniforme (conductor), la escala de la longitud para la inducción electromagnética es la profundidad, que es la distancia sobre la cual el campo electromagnético decae por $1/e=0,37$ y está dado por:

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

Remplazado y simplificando tendríamos:

$$\delta = 503\sqrt{\rho\tau} \quad \text{(Ecuación 11)}$$

Dónde:

δ - tiene unidades en metros.

τ - representa el período en segundos.

ρ - es la inversa de la conductividad eléctrica.

La resistividad eléctrica se da en Ω -m. “El método magnetotelúrico comprende la medición de la profundidad, en función del periodo para inferir la resistividad de los materiales o las distintas capas encontradas, en función de la posición de la Tierra, mediante la detección de propiedades eléctricas” (Chave & Jones, 2012).

El periodo de tiempo durante el cual el magnetoteluro puede operar es aproximadamente $10^{-1}, 10^{-5}$ Ω m, los valores más típicos en la corteza terrestre y en el manto superior son 10-10000 Ω -m, usualmente decrecen con el incremento

de la profundidad (debido al aumento de la temperatura), produciendo una profundidad δ que varía entre 50 m a 500 km, cubriendo la parte superficial hasta la parte superior profunda. Esta amplia gama de penetración la cual permite una gran obtención de datos es la aplicación más relevante de este método magnetoteléurico, ya que se puede utilizar en estudios cuyo enfoque esté cerca de la superficie del manto superior sin alterar los principios subyacentes, por medio de una variación en la instrumentación (Chave & Jones, 2012).

El método magnetoteléurico utiliza las variaciones de tiempo de los campos magnéticos terrestres causados a bajas frecuencias (<10Hz) por la interacción del plasma solar con la ionosfera y la magnetosfera como fuente, y altas frecuencias (>10Hz) por la actividad de incidencia global de rayos (Mcphee et al., 2006).

Los campos magnéticos fluctuantes inducen corriente eléctrica dentro de la Tierra cuya magnitud depende de la conductividad eléctrica y de la **Ley de Ampere** “El campo magnético en el espacio alrededor de una corriente eléctrica es proporcional a la corriente eléctrica que sirve de fuente, al igual que el campo eléctrico en el espacio es proporcional a la carga que sirve como su fuente.

La ley de Ampere establece que, para cualquier trayectoria de bucle cerrado, la suma de los elementos de longitud multiplicada por el campo magnético en la dirección del elemento de longitud es igual a los tiempos de permeabilidad de la corriente eléctrica encerrada en el bucle (Chave & Jones, 2012).

$$\oint B \cdot ds = B \oint ds = \frac{\mu_o I}{2\pi r} 2\pi r = \mu_o I \quad (\text{Ecuación 12})$$

(**Ecuación 12**) La Ley de Amperes describe la creación de campos magnéticos a través de las configuraciones de corriente continua.

$$\oint B \cdot ds = B \oint ds = B 2\pi r = \mu_o I$$

$$B = \frac{\mu_o I}{2\pi r} \quad (\text{Ecuación 13})$$

El campo magnético es creado por un cable que transporta una corriente larga

Las mediciones de las fluctuaciones del campo magnético en subsuperficie, permite la adición de una medición de campos eléctricos a la superficie de la Tierra que produce la conductividad eléctrica en ese punto y la transformación de los datos del campo eléctrico y magnético en el dominio de la frecuencia, indica al geofísico que mapee la conductividad eléctrica en función de la profundidad, la posición y ocasionalmente el tiempo, en experimentos continuos o repetidos de cuatro dimensiones (Chave & Jones, 2012).

Dado que los campos electromagnéticos son entidades vectoriales, es posible medir tres componentes del campo magnético y las dos componentes horizontales de los campos eléctricos en la superficie terrestre, donde el campo eléctrico vertical desaparece debido a la presencia de la atmósfera aislante. Esta limitación no existe en el fondo marino, pero otros tipos de fuentes no magnetoestéricas dominan típicamente el campo eléctrico vertical en el océano (Chave & Jones, 2012).

Debido a la forma vectorial de los campos electromagnéticos, el dato fundamental en el método magnetotelúrico es una relación tensorial \vec{Z} (denominada función de respuesta o tensor magnetotelúrico) entre el vector horizontal de superficie de campos eléctricos y magnéticos en función del período, de modo que:

$$E = \vec{Z} \cdot B \quad (\text{Ecuación 14})$$

Dónde:

. producto interior, junto con una ecuación auxiliar que relaciona los campos magnéticos vertical y horizontal

$$B_z = T \cdot B_e \quad (\text{Ecuación 15})$$

Dónde:

T es el vector llamado Z/B función de transferencia de sondeo de profundidad geomagnética o función de volteo. Debido a la forma tensorial de la relación entre los campos eléctrico y magnético, \vec{Z} y T desde un solo sitio contienen información sobre la conductividad eléctrica en función de la dirección de coordenadas y la profundidad. Combinando \vec{Z} y T de sitios a lo largo de una línea o más de una zona puede producir una compresión 2D o 3D de la estructura de la Tierra, un tratamiento físico y matemático formal de las propiedades de la respuesta magnetotelúrica \vec{Z} para 1D-2D-3D, teniendo en cuenta que la estimación de las mediciones es un problema estadístico un poco complicado (Chave & Jones, 2012).

Una vez que se han obtenido estimaciones fiables de la respuesta magnetotelúrica \vec{Z} y Z/B la función de transferencia T se obtiene a partir de un conjunto de datos, el enfoque del método magnetotelúrico cambia su análisis, modelado y en última instancia a una interpretación geológica. La distorsión de los campos eléctricos regionales por las estructuras locales es, sin duda, la mayor desventaja del método magnetotelúrico y que ha causado malas interpretaciones que condujeron directamente a una baja aceptación de los magnetotelúricos dentro de la amplia comunidad geocientífica. Consecuentemente, el primer paso en las estimaciones de un entendimiento de \vec{Z} y T es evaluar el alcance y la naturaleza de su distorsión (Chave & Jones, 2012).

Enfoques y métodos desarrollados en las últimas dos décadas para reconocer y eliminar tal distorsión, principalmente a través de la descomposición tensorial, permitió avances significativos en imágenes fiables de la estructura de la conductividad eléctrica subterránea usando los resultados magnetotelúricos (Chave & Jones, 2012).

Para la mayoría de las estructuras geológicas, se requieren métodos numéricos para resolver el problema directo de predecir las respuestas magnetoteléuricas que serían observadas en ubicaciones y frecuencias arbitrarias dado un modelo hipotético de estructura de resistividad de la Tierra. Esto es directo para estructuras 1D y requiere el uso de sofisticados métodos numéricos de diferencias finitas, de elementos finitos o de ecuaciones integrales en 2D y 3D. Resolver el problema directo es un elemento esencial en el segundo paso de la interpretación de datos magnetoteléuricos (Chave & Jones, 2012).

Simplemente la producción de un modelo que se ajuste cualitativamente a las mediciones no permite que el método magnetoteléurico evalúe e interprete completamente un conjunto dado de mediciones. Esto requiere considerar el problema inverso de inferir la estructura de conductividad de la Tierra sobre la base de las respuestas magnetoteléuricas observadas en localizaciones y frecuencias específicas (Chave & Jones, 2012).

Resolver el problema inverso magnetoteléurico implica encontrar uno o más modelos de conductividad cuyas respuestas predichas se ajustan a las respuestas observadas. La noción de "ajuste" debe tener en cuenta los errores de medición en las observaciones, los errores computacionales en las predicciones teóricas, e incluso la adecuación del propio modelo; esta es exactamente la misma noción utilizada para evaluar si un modelo dado de distorsión es apropiado para un conjunto de datos (Chave & Jones, 2012). En la mayoría de las circunstancias, una amplia gama de modelos de conductividad proporcionará ajustes aceptables a un conjunto de observaciones magnetoteléuricas (Chave & Jones, 2012).

En otras palabras, las soluciones al problema inverso no son únicas, y se hace necesario imponer restricciones adicionales al modelo o encontrar una caracterización concisa de la gama de modelos aceptables (Chave & Jones, 2012).

En los estudios magnetotelúricos es esencial adquirir datos de alta calidad a lo largo de una amplia gama de frecuencias o periodos. Los componentes del sistema de grabación magnetotelúrico se pueden dividir en tres partes: **electrómetros** para campos eléctricos, **magnetómetros** para detectar el campo magnético (inducción magnética) y **unidades de grabación / temporización** para controlar la sincronización, digitalización, filtrado y registro de los datos, todos los cuales han mejorado dramáticamente en las últimas décadas. Sin embargo, la instrumentación moderna por sí sola no producirá series de tiempo de alta fidelidad; esto también requiere la selección de sitio, la instalación cuidadosa y la documentación completa del campo que comprenden los procedimientos de campo magnetotelúrico (Chave & Jones, 2012).

Utilizando los mismos principios y teoría, se emplea el método magnetotelúrico (MT) para estimar la resistividad eléctrica de la Tierra sobre rangos de profundidad de unos pocos metros a más de un kilómetro (Zonge y Hughes, 1991).

Después de transformar los datos de series de tiempo registrados en el dominio de frecuencia (Geometrics, 2000) se emplea para determinar la resistividad aparente y el tensor de fase en cada sitio. La resistividad aparente es la relación de un componente de la magnitud del campo eléctrico sobre el componente ortogonal de la magnitud del campo magnético, normalizado por la frecuencia y la susceptibilidad magnética para el espacio libre. La fase de impedancia es la arcotangente de la relación no normalizada. La fase es proporcional a la pendiente de la curva de resistividad aparente en un gráfico logarítmico, pero a partir de una línea de base de 45 grados (Vozoff, 1991).

Los valores predichos del campo eléctrico se pueden calcular a partir de los valores medidos del campo magnético (Vozoff, 1991). La coherencia del campo eléctrico predicho con la medida de campo eléctrico es una medida de la relación señal-ruido proporcionada en las gráficas de coherencia E-predichas. Los valores se normalizan entre 0 y 1, dónde los valores en 0.5 significan niveles de señal iguales a niveles de ruido (Mcphee et al., 2006).

El ruido antropomórfico como líneas eléctricas, generadores de energía, vehículos en movimiento, puede producir un ruido incoherente que afecta principalmente a frecuencias por encima de 1 Hz (Mcphee et al., 2006). Los datos son modelados usando un algoritmo de inversión 2D en el software Stratagem que usa un sistema operativo DOS.

3.1.1 FACTORES QUE AFECTAN LA RESISTIVIDAD DE LAS ROCAS

La resistividad de las unidades geológicas depende en gran medida del contenido de fluido, porosidad, grado de fracturado, temperatura, presión y contenido mineral conductor (Keller, 1989). Los fluidos salinos dentro de los espacios de poros y las aberturas de fractura pueden reducir las resistividades en una matriz de roca (Mcphee et al., 2006).

Usualmente, una roca es muy resistiva, sin considerar la circulación de fluidos a través de ella. De hecho, los principales minerales que constituyen una roca son: el cuarzo, silicatos y sales que son aislantes, salvo casos muy especiales como metales.

La resistividad puede disminuirse por la presencia de minerales arcillosos conductores, carbono y mineralización metálica, el aumento de las temperaturas causa mayor movilidad iónica y energía de activación mineral, reduciendo significativamente las resistividades de la roca, las rocas ígneas no fracturadas al igual que las rocas metamórficas suelen ser muy resistivas, con valores típicamente de 1.000 Ω o más. Las zonas de falla pueden aparecer como de baja resistividad con unidades de menos de 100 Ω -m cuando están compuestas de rocas suficientemente alteradas que alojan fluidos y la consiguiente alteración mineralógica (Phillips et al., 1995).

Las rocas carbonatadas son resistivas, con valores de cientos a miles de Ω -m dependiendo de su contenido de fluido, porosidad, fracturamiento e impurezas. Esquistos, lutitas, aluviones ricos en arcilla son normalmente muy conductivos

unos pocos Ω a decenas de Ω -m. Las rocas metamórficas, no grafiticas son moderadamente a altamente resistivas. Tablas de resistividades eléctricas (Figura 3.6) para una variedad de rocas, minerales y entornos geológicos pueden encontrarse en (Palacky, 1988).

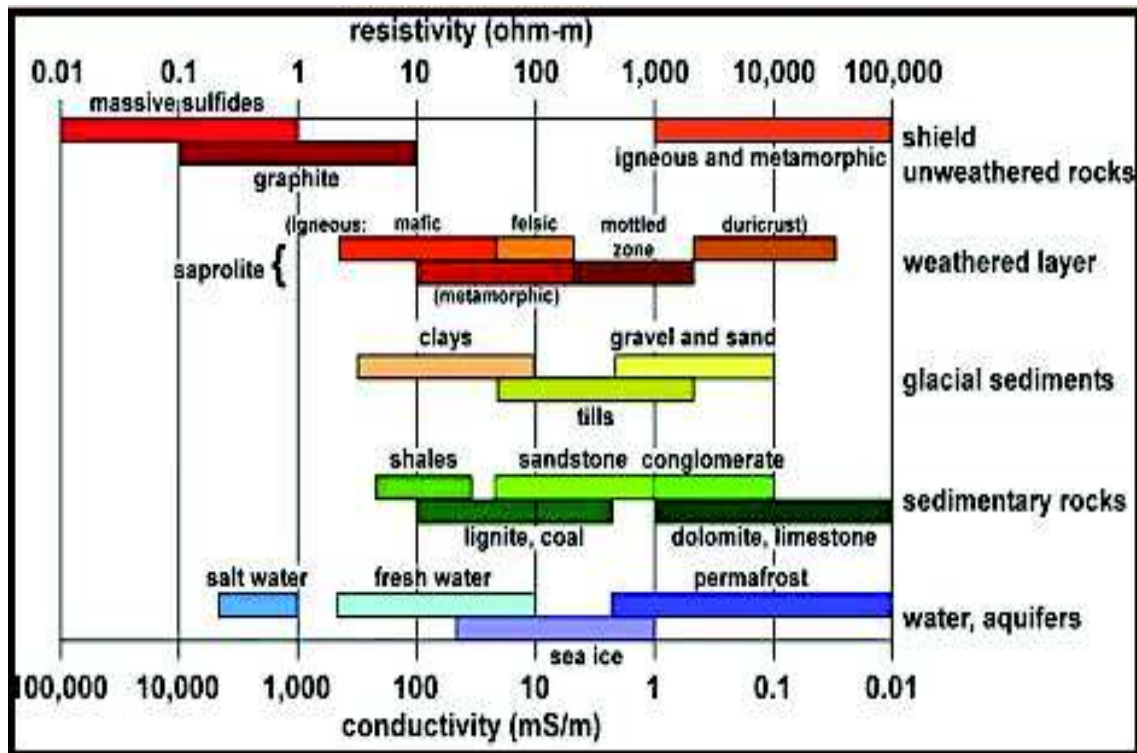


Figura 3.6.- Rangos típicos de resistividad eléctrica (Ω -m) o conductividad (ms-m) para materiales de tierra seleccionada, tomado de (Palacky, 1988)

3.1.2 DATOS MAGNETOTELÚRICOS

Una vez obtenidos todos los datos junto a sus respectivos valores de resistividad, se transforman las series temporales al dominio de frecuencias y a partir de las relaciones lineales entre componentes del campo eléctrico y magnético, se obtienen las respuestas del terreno en todos los sondeos que conforman el perfil resultante. Estas respuestas proporcionan un modelo de resistividades eléctricas a profundidad (Figura 3.7).

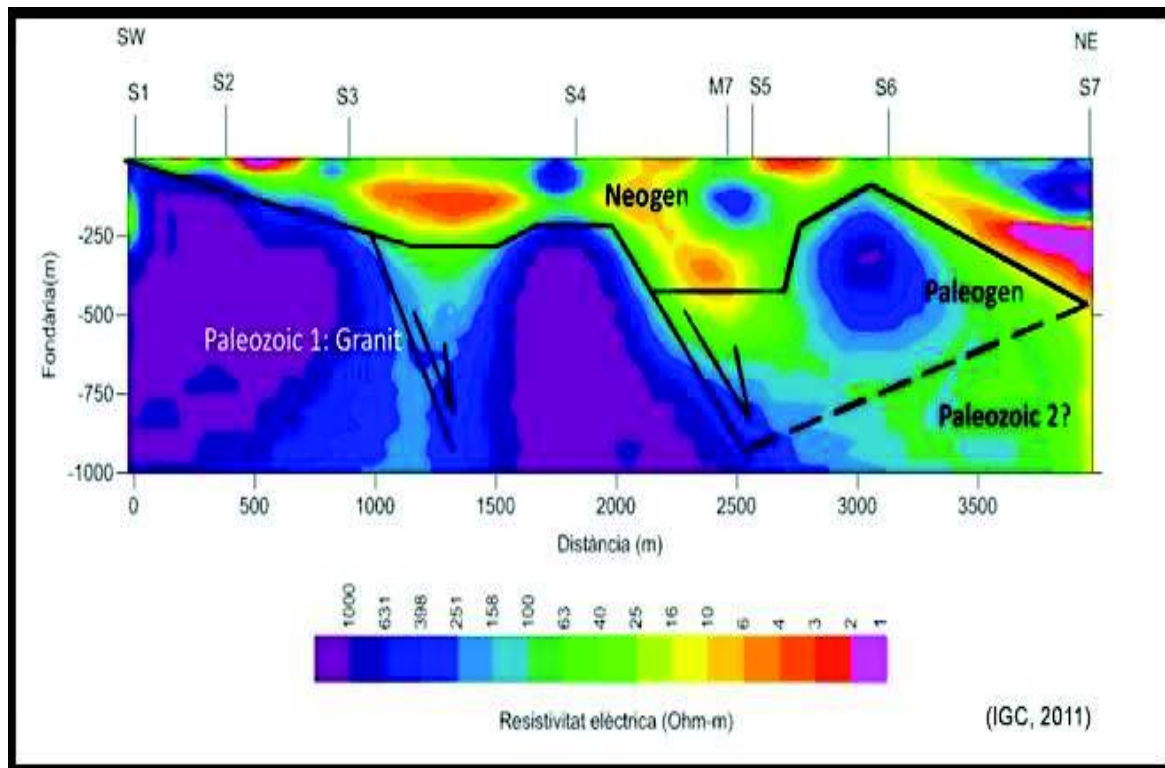


Figura 3.7.- Perfil resistividad eléctrica vs profundidad resultado de los datos procesados, tomado de (IGC, 2011)

La Figura 3.7 proporciona una interpretación de estructuras en profundidad que permite definir:

- Contactos entre materiales del subsuelo.
- Detección de niveles freáticos.
- Identificación de zonas falladas y fracturadas.
- Localización de zonas afectadas por intrusiones.
- Identificación de posibles reservorios geológicos.

CAPÍTULO 4

TRATAMIENTO DE DATOS

4.1 APLICACIÓN DEL MÉTODO EN EL ÁREA DE ESTUDIO

La cuenca de Quito está predominantemente conformada por depósitos volcánicos primarios y otros retrabajados, para los cuales se requieren investigaciones geofísicas que permitan discriminar entre dichas litologías y caracterizar las estructuras subsuperficiales. Esta sección se enfoca en la determinación de las estructuras a partir de los contrastes litológicos inferidos por geofísica bajo las antiformas del borde oriental de la cuenca de Quito, por disparidad entre capas o niveles más competentes y menos competentes, que podrán ser identificadas geoméricamente con este método (MT) definiendo un modelo estructural a profundidad mediante variaciones en la escala de resistividad.

Se realizaron toma de datos en 98 estaciones a lo largo de 3 perfiles distribuidos y orientados en líneas rectas en distintas zonas a lo largo de la cuenca de Quito (Anexo1).

- Perfil Norte “Casu” conformado por 41 estaciones de las cuales 25 (amarillos) son sondeos, 11 (azules) y 5 (blancos) representan correcciones topográficas.
- Perfil Central “Ruma” conformado por 32 estaciones de las cuales 20 (amarillos) son sondeos, 11 (azules) y 1 (blanco) representan correcciones topográficas.
- Perfil Sur “Gual” conformado por 25 estaciones de las cuales 13 (amarillos) son sondeos, 11 (azules) y 1 (blanco) representan correcciones topográficas.

4.2 PROCESAMIENTO DE DATOS

Una vez finalizados los trabajos de campo, se procedió a organizar cada uno de los sondeos, mediante los análisis magnetotelúricos se obtuvo una base de datos que se extrajo del mismo STRATAGEM en forma de gráficas bidimensionales en coordenadas las cuales muestran valores de resistividad en el eje “y” y de profundidad en el eje “x”. En este procesamiento de datos se utilizaron cuatro programas fundamentales WebPlotDigitizer-3.8, Screenshots & Recordings.bat, DOS BOX y Stratagem Resistivity Plotter (Figura 4.1); los cuales sirvieron durante las distintas etapas detalladas a continuación.



Figura 4.1.- Programas utilizados para la extracción y clasificación de datos

El STRATAGEM en el campo muestra una imagen en la cual se visualizan a profundidad todos los puntos de cada sondeo, junto a sus valores

correspondientes de: latitud, longitud y altura obtenidas en campo. Estos datos se modifican mediante DEMs en SIG logrando una georeferenciación mucho más precisa de cada una de las estaciones donde se realizó cada toma de puntos (Figura 4.2).

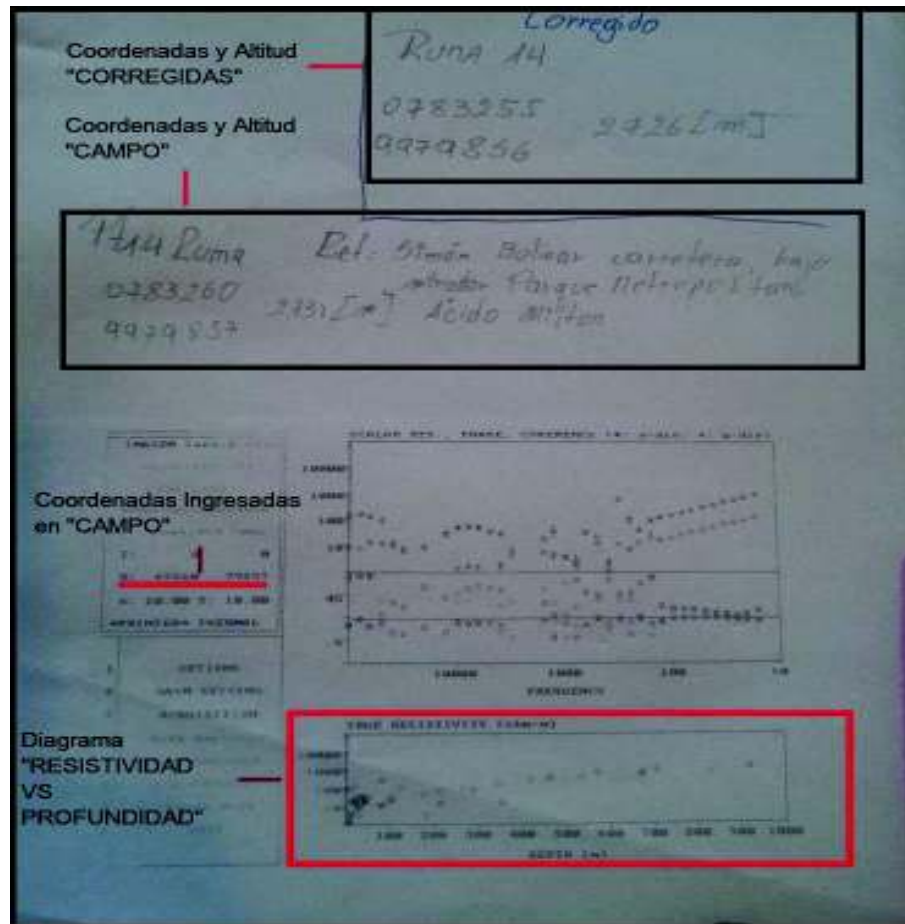


Figura 4.2.- Imagen impresa en campo del sondeo “Ruma 14”, se observa la corrección de coordenadas y altura

El equipo permite una toma de valores a una profundidad máxima de 2000 m, pero en este estudio se obtuvo valores que rodean los 1500 a 1800 m como máximo, evidenciando variaciones litológicas y estructurales a profundidad de la cuenca. Se procedió a dividir estos 1800 m en varias secciones, con el fin de evitar una mala toma de datos en respuesta a una imagen con puntos sobrepuestos que se extraen directamente de la base de datos del equipo (Figura 4.3).

El programa DOS BOX permite esta división en intervalos mediante ajuste de escalas en los ejes "x" y "y", proporcionando una imagen más amplia de los intervalos seleccionados. A continuación, se muestra una representación de la imagen total extraída del STRATAGEM (Figura 4.3).

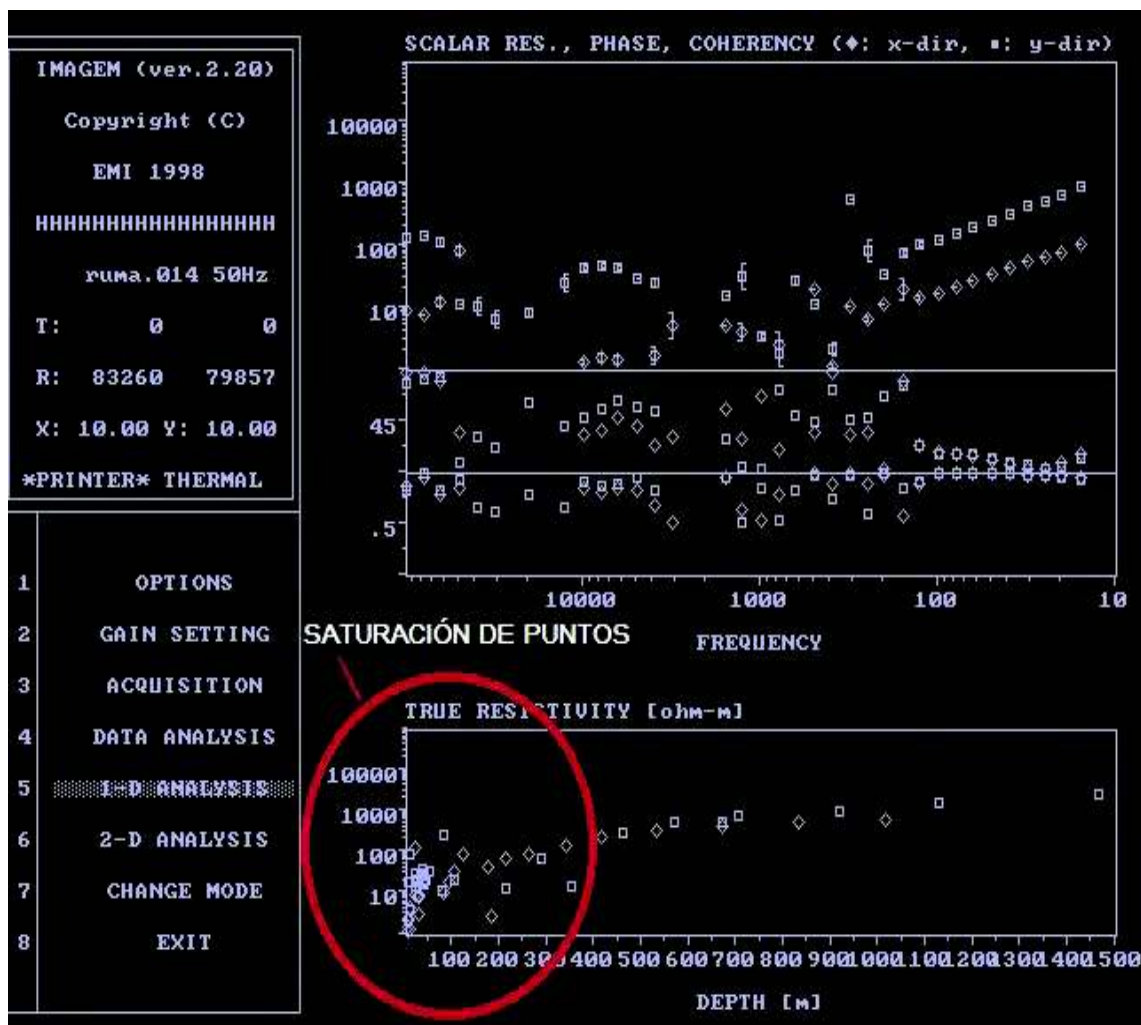


Figura 4.3.- Imagen del sondeo "Ruma 14", se observa una saturación en los puntos de la toma de datos totales, imagen sacada de la base de datos del STRATAGEM

Esta imagen se dividió en dos intervalos de profundidad: de 0 a 200 m (Figura 4.4) y de 200 a 1500 m (Figura 4.5), en los cuales se pueden observar estos cambios en relación con la imagen total extraída en un inicio del STRATAGEM.

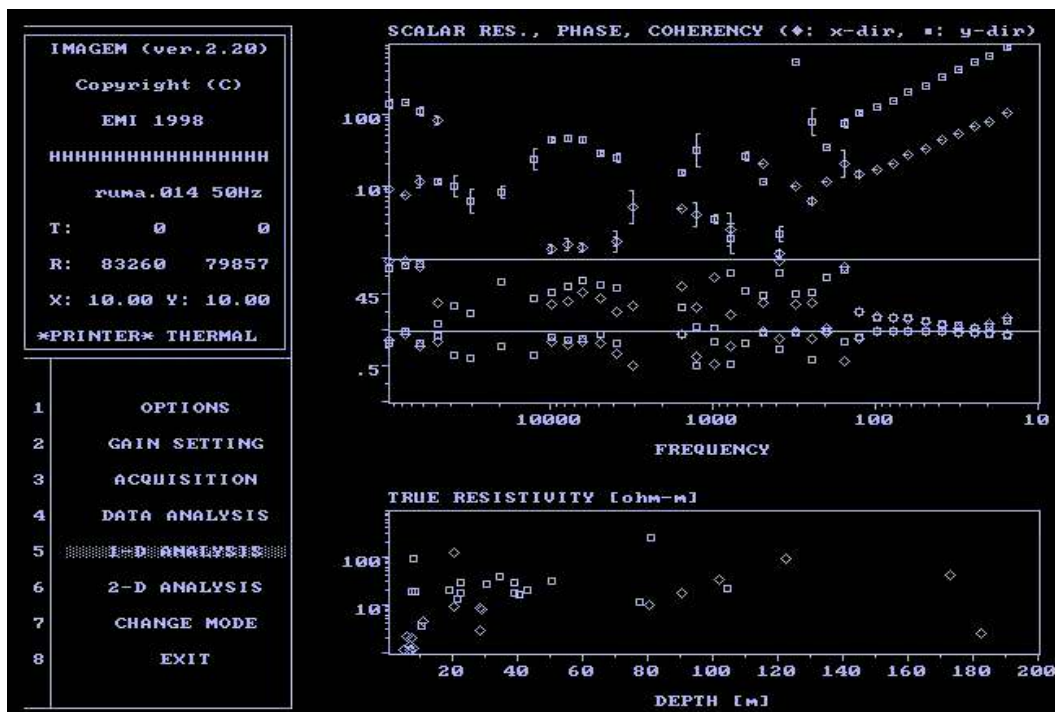


Figura 4.4.- Imagen extraída del DOS-BOX con modificación en el eje “x” y “y” del sondeo “Ruma 14”, intervalos desde 0 a 200 m de profundidad con una resistividad máxima de 1000Ω

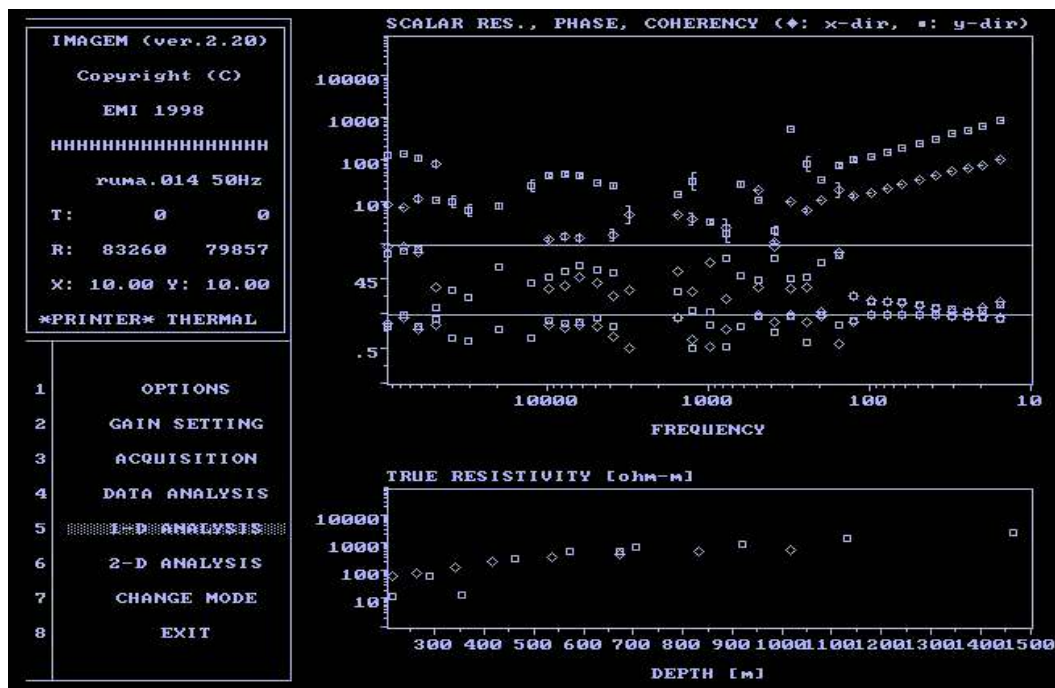


Figura 4.5.- Imagen extraída del DOS-BOX con modificación en el eje “x” del sondeo “Ruma 14”, intervalos de 200 a 1500 m de profundidad y con una resistividad máxima de 100000Ω

Estas imágenes con modificación de rangos se almacenan en el programa Screenshots & Recordings (Figura 4.6).

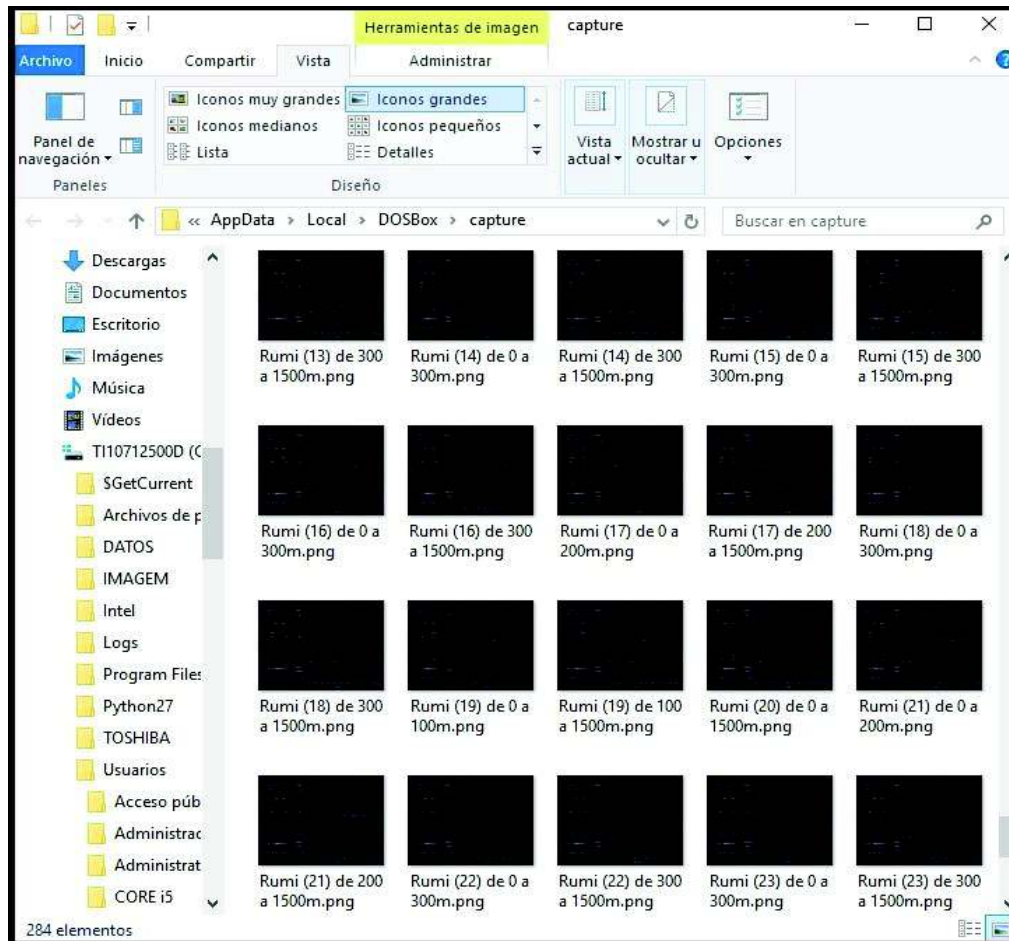


Figura 4.6.- Clasificación de las imágenes en la carpeta Screenshots & Recordings.

Una vez obtenida cada una de las diferentes imágenes procesadas y separadas de la imagen total, se procede a seleccionar cada uno de los datos obtenidos en cada sondeo (Figura 4.8), esta selección de datos se lleva a cabo mediante el programa WebPlotDigitizer-3.8 (Figura 4.7), con el único fin de tener valores reales (resistividad vs profundidad), los cuales serán exportados por el mismo programa mediante un archivo tipo cvs (Figura 4.9).

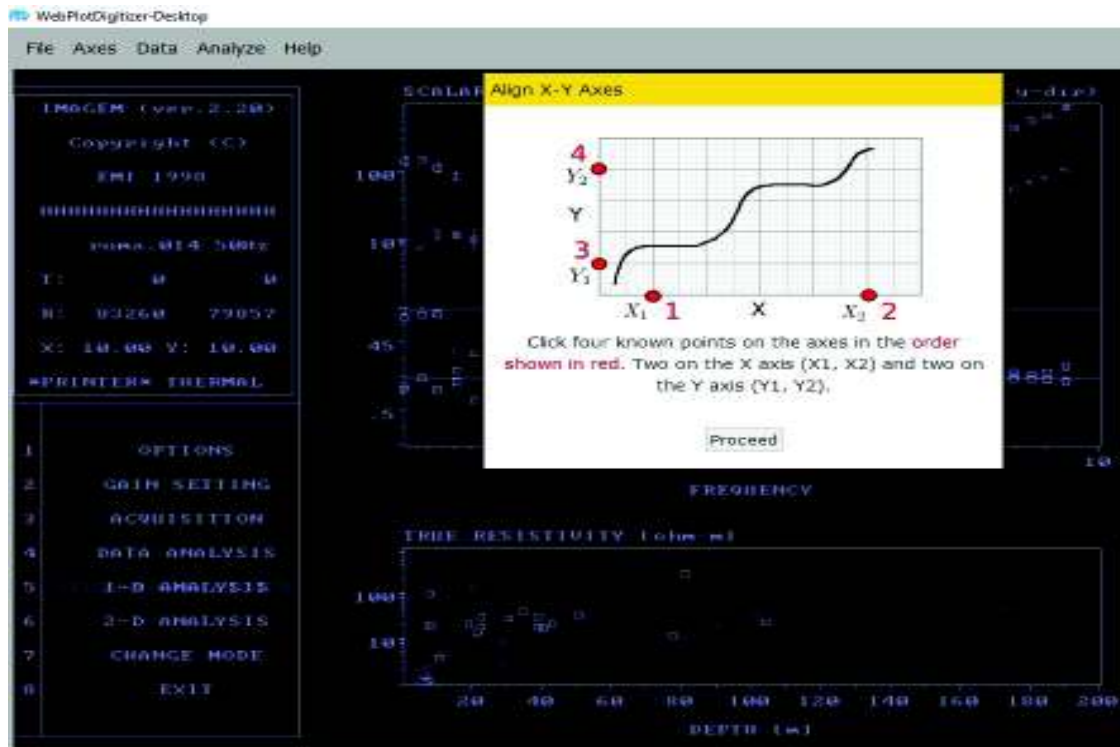


Figura 4.7.- Imagen del punto “Ruma 14” en el programa WebPlotDigitizer-3.8, el primer paso representa establecer dos puntos de control con sus respectivos valores tanto en el eje “x” como en “y”, este eje “y” se representa en una escala logarítmica

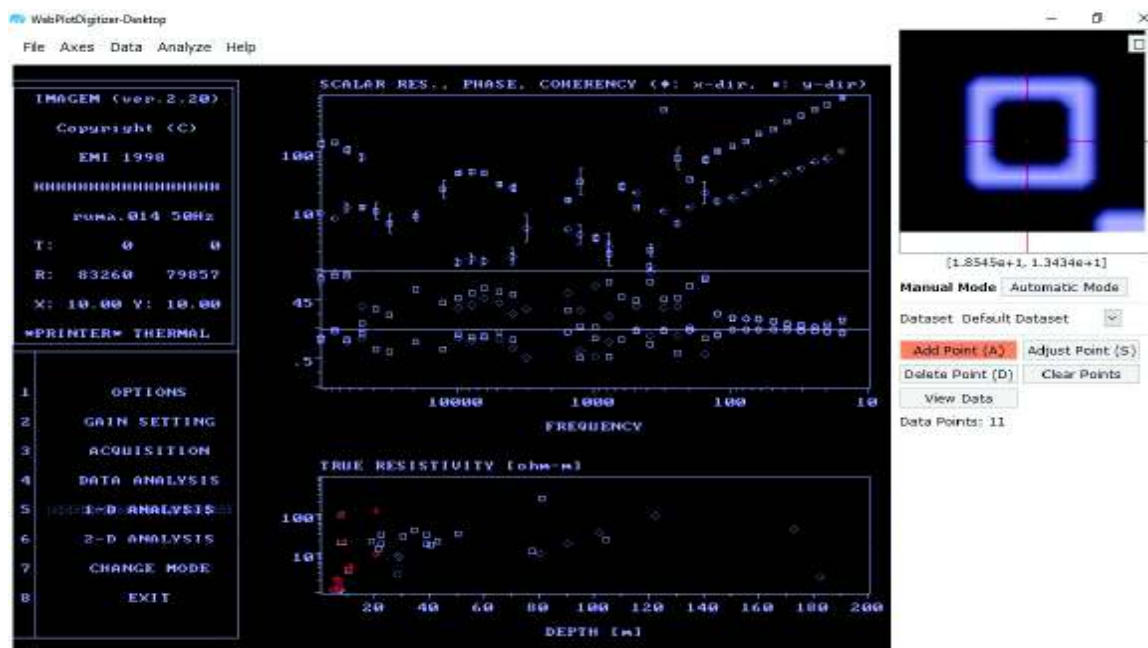


Figura 4.8.- Imagen del punto “Ruma 14” en el programa WebPlotDigitizer-3.8, selección de cada uno de los puntos de las diferentes imágenes, los puntos de color rojo representan los puntos seleccionados

Acquired Data

Dataset: Default Dataset ▾

Variables: X, Y

```

7.629473684210524, 95.6574436002528
19.99831578947368, 131.57337949912286
10.175999999999998, 4.023505522607371
10.903578947368416, 5.240143230979039
7.265684210526302, 20.677169374489253
5.446736842105253, 2.1332122818990125
5.81052631578946, 1.2579914511122592
6.901894736842095, 2.2494104574197786
6.901894736842095, 1.3264417375800779
4.719157894736838, 1.2577816482715614
20.3621052631579, 9.38187236364298
18.5263157894737, 21.31391605867014
21.68421052631578, 30.772648860306198
22.10526315789474, 19.457085304501355
20.84210526315789, 14.330144913103148
28.21052631578945, 8.797317297280237

```

Select All Download .CSV Graph in Plotly* Close

Sort
Sort by: Raw ▾
Order: Ascending ▾

Format
Number Formatting:
Digits: 5 Ignore ▾
Column Separator: , Format

*Plotly is a secure data analysis and graphing site with data sharing and access controls.
Visit <http://plot.ly> for details.

Figura 4.9.- Imagen del punto “Ruma 14” abierto en el programa WebPlotDigitizer-3.8, una vez seleccionados todos los puntos se procede a revelar la tabla de datos, las cuales están identificadas por valores de profundidad y resistividad de izquierda a derecha respectivamente, estos datos se exporta a un archivo tipo cvs

Una vez obtenidos estos archivos tipo cvs, se procede a unir cada uno de estos valores resultantes del procesamiento de cada intervalo seleccionado en un solo archivo, el cual dispondrá de todos los valores del sondeo total realizado en cada una de las estaciones, de esta manera para el ejemplo “Ruma 14” se procede a unir los datos en formato cvs de las imágenes previamente divididas en intervalos de: 0 a 200 m y 200 a 1500 m de profundidad, es decir se tendrían los valores totales correspondiente a este sondeo.

Una vez que se dispone del archivo tipo cvs total de cada sondeo, se procede a convertirlo en una tabla de Excel (Figura 4.10), para luego proceder a completarlo con sus correspondientes valores de latitud y altitud corregida previamente mediante la utilización de DEMs en SIG.

	A	B	C	D	E	F	G
324		782826	2231		365		
325		782826	2207		337		
326		783255	2726		1	2726	
327		783255	2722		1		
328		783255	2720		1		
329		783255	2719		1		
330		783255	2719		1		
331		783255	2719		2		
332		783255	2719		2		
333		783255	2720		2		
334		783255	2716		4		
335		783255	2715		5		
336		783255	2719		20		
337		783255	2718		20		
338		783255	2718		102		
339		783255	2706		136		
340		783255	2707		21		
341		783255	2704		34		
342		783255	2704		20		
343		783255	2705		13		
344		783255	2706		10		
345		783255	2698		3		
346		783255	2697		8		
347		783255	2698		9		
348		783255	2696		29		
349		783255	2692		43		
350		783255	2688		31		
351		783255	2688		20		

Figura 4.10.- Tabla de datos en Excel, representación de valores del sondeo total “Ruma 14” en el cual se observa de izquierda a derecha: coordenada (Latitud), profundidad de cada punto restada de la altitud proporcionada por el DEM, resistividad y altitud corregida

Una vez que se dispone de la tabla de datos, se utiliza el programa STRATAGEM RESISTIVITY PLOTTER (Figura 4.11), que permite configurar los parámetros de interés concernientes a las escalas de resistividad, logrando obtener el perfil final (Figura 4.12).

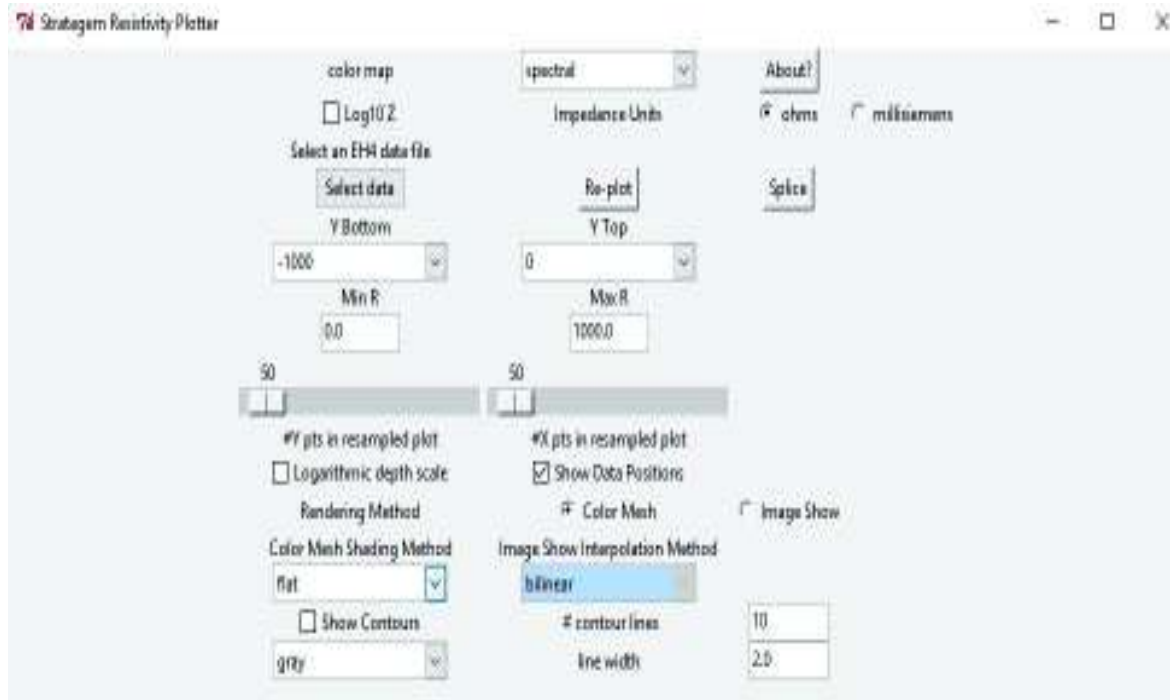


Figura 4.11.- Imagen del menú del Stratagem Resistivity Plotter

4.3 RESULTADOS

4.3.1 DESCRIPCIÓN DE PERFILES OBTENIDOS

Los tres perfiles (Casu-Ruma-Gual) obtenidos a lo largo de los distintos sondeos, se muestran en una sección bidimensional con el eje ordenado representado a profundidad y el eje coordenado a la distancia entre estaciones. Están distribuidos en dirección W-E a lo largo de la cuenca de Quito.

CASU

Perfil ubicado en la región norte de la cuenca de Quito, extendiéndose a lo largo de: El flanco oriental del Casitagua, Parque Equinoccio, San Juan de Calderón, hasta concluir la antiforma en la Panamericana Norte (Río Guayllabamba).

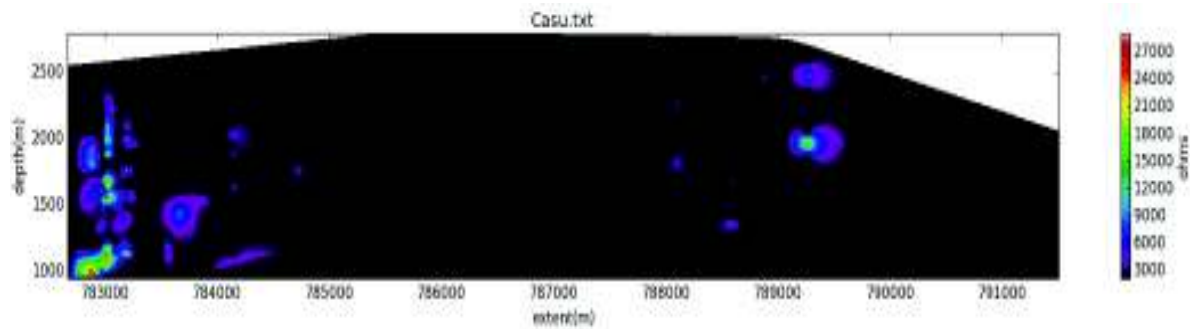


Figura 4.12.- Perfil, zona norte, dirección W-E

Los valores de resistividad a lo largo de la sección occidental del perfil, muestran valores altos $27.000 \Omega\text{-m}$ a una profundidad de aproximadamente 1000 m, datos que evidencian la presencia de rocas volcánicas en zonas profundas de la subcuenca, a medida que se va alcanzando la superficie estos valores de resistividad decrecen hasta llegar a valores de resistividad muy bajos, evidenciando la presencia de material fracturado y material retrabajado en la parte más superficial de la subcuenca.

En la parte central del perfil en la zona de San Juan de Calderón se observa un levantamiento estructural conformado por valores de resistividad que presentan una tendencia homogénea que no superan los $700 \Omega\text{-m}$ junto a valores cercanos a los $3000 \Omega\text{-m}$ en los límites de esta estructura levantada. Estos resultados evidencian una estructura conformada por materiales retrabajados en la parte central junto con rocas volcánicas más resistivas en los límites tanto oriental como occidental de la sección central, formando una estructura levantada en la parte central de este perfil en función a dos fallamientos que la levantan.

En el sector oriental del perfil se puede observar un incremento en los valores de resistividad $16000 \Omega\text{-m}$ contrastados claramente con la sección central del perfil, este rango de valores al encontrarse más próximos a la superficie, evidencian un transporte desde zonas profundas de rocas más resistivas hacia la región frontal del flanco oriental de la estructura levantada.

RUMA

Perfil ubicado en la región central de la cuenca de Quito, extendiéndose a lo largo de: La Avenida Occidental, Parque “La Carolina”, Batán alto, Parque Metropolitano (Norte), reservorios EMMAPQ, Avenida Libertador Simón Bolívar, descendiendo en dirección oriental hacia los valles (Nayón-Cumbayá).

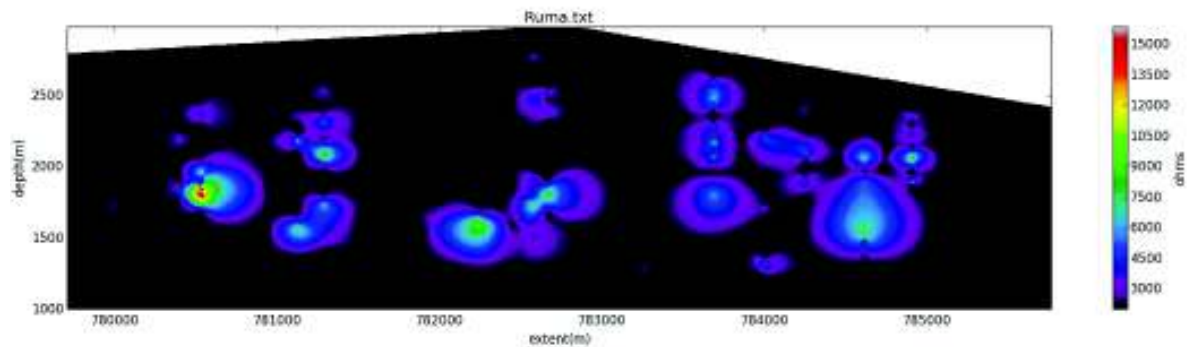


Figura 4.13.- Perfil, zona central, dirección W-E

Los valores de resistividad en la sección occidental del perfil, muestran una variabilidad de rangos, los valores más altos están representados por $14000 \Omega\text{-m}$ a una profundidad de 1000 m , valores estimados para rocas volcánicas. Estos valores de resistividad disminuyen a medida que se alcanza la superficie. Un factor fundamental es la ocurrencia de valores similares aproximadamente $7000 \Omega\text{-m}$ separados por valores relativamente bajos cercanos a $200 \Omega\text{-m}$ en la región más oriental de esta sección, este contraste muestra un posible fallamiento que levanta rocas desde profundidad.

En la sección central del perfil este contraste entre valores de similar resistividad $7000 \Omega\text{-m}$ junto con valores de baja resistividad $200 \Omega\text{-m}$ es evidente al representar un cierto patrón de desplazamiento conforme a la topografía en superficie.

En la sección oriental del perfil se puede observar una disposición más uniforme de litologías a lo largo del eje “y” conforme un cierto patrón en función de su topografía superficial. Estas anomalías están conformadas por rocas con valores

de resistividad altas aproximadamente $7000 \Omega\text{-m}$ separadas por valores de baja resistividad $200 \Omega\text{-m}$.

GUAL

Perfil ubicado en la región sur de la cuenca de Quito, extendiéndose a lo largo de: San José de Guamaní, Caupichu, Santa Gloria, Bellavista del Sur, finalizando en el barrio de San Rafael descendiendo la antifforma.

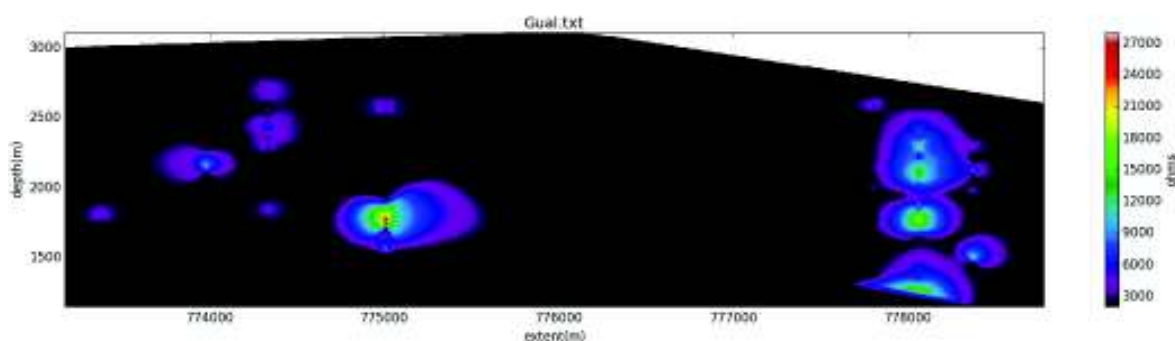


Figura 4.14.- Perfil, zona sur, dirección W-E

En la sección occidental del perfil se puede observar valores de resistividad variables los cuales decrecen a medida que alcanzan mayor profundidad, el valor más alto está representado por $23000 \Omega\text{-m}$ casi en el límite con la sección central a una profundidad de 1300 m.

En la sección central la disposición es homogénea con la presencia de valores de resistividad bajos, valores que no superan $1000 \Omega\text{-m}$.

En la sección oriental se observa mayor contraste de litologías entre valores de 15000 a $21000 \Omega\text{-m}$ y valores no mayores a $200 \Omega\text{-m}$ estas diferencias litológicas están distribuidas de manera un poco más homogénea a lo largo de esta sección.

De manera general se puede diferenciar una capa de baja resistividad en la zona más superficial y en las secciones centrales de los perfiles. Un criterio fundamental en este análisis recae en un patrón de contraste bien marcado desde

las secciones occidentales hasta los flancos orientales de las antiformas. Este contraste está caracterizado por valores de resistividades muy bajos aproximadamente $200 \Omega\text{-m}$ (falla) que siguen una cierta tendencia direccional entre rocas de resistividades relativamente altas (rocas volcánicas, volcánicas fracturadas, volcano-sedimentarias), interpretándose como una anomalía regional. Este contraste sigue un patrón característico en profundidad, en función de la morfología superficial, desplazando rocas que presentan mayor resistividad hacia los flancos de las antiformas, especialmente al flanco oriental donde estas rocas resistivas se acercan a la superficie por acción de esta falla que aparentemente presenta un desplazamiento en dirección oriental.

A lo largo de este trabajo la avenida Libertador Simón Bolívar y las partes altas como el barrio San Juan de Calderón, estribaciones del Rucu Pichincha, Atacazo y Casitagua representaron puntos estratégicos para observaciones de campo.

CAPÍTULO 5

INTERPRETACIÓN

Las características principales en cada uno de los perfiles son las amplias zonas de baja resistividad a lo largo de las antiformas, los valores de alta resistividad se encuentran muy dispersos tanto en dirección vertical como horizontal. Esta distribución de valores puede ser interpretada en función de la litología y la estructura. El contexto litológico está conformado por rocas volcánicas y volcano-sedimentarias estratificadas cuya alternancia induce los fuertes contrastes de resistividad en dirección vertical y por lo tanto una anisotropía en dicha dirección. Por otra parte, la deformación inducida durante el desarrollo de una antiforma en superficie genera extensión localizada en la parte superior de la misma y un posible desarrollo de fracturación vertical, lo cual generaría una significativa anisotropía horizontal en la distribución de los valores de resistividad.

En los tres perfiles (Casu-Ruma-Gual), a lo largo de la cuenca se presenta una falla cabalgante, conformada por una línea roja que sigue una trayectoria a través de los valores de menor resistividad no mayor a 200 Ω -m contrastada en una secuencia evidente de altos valores. Estos cambios de resistividad en función de la litología presente en cada una de las secciones de cada perfil, se interpreta mediante la existencia de una estructura (falla) que evoluciona en dirección este hacia los valles.

En los perfiles se observa anomalías ubicadas en disposición gradual en la parte central de todos los perfiles y en zonas cercanas a la superficie cuyo valor de resistividad es demasiado bajo, se interpreta como la acumulación de volcano-sedimentos en un período de tiempo relativamente corto a lo largo de la cuenca sin influencia directa de algún tipo de ruptura reciente de este sistema de fallas. Los dos perfiles obtenidos Ruma y Gual, presentan un tipo de morfología “Back Thrusts” (Figura 5.5), el cual evoluciona a un sistema de cabalgamiento tipo

“Dúplex” (Figura 5.6), un rasgo morfológico estructural diferente se presenta en la sección norte (Casu) donde se interpreta como una estructura tipo “Pop-up”.

5.1.1.- CASU (PERFIL NORTE)

En la **sección Norte (Casu)** los resultados muestran fuertes contrastes de resistividad en el eje vertical en la sección occidental, debido a la ocurrencia de dos fallas activas ubicadas a profundidad en esta zona, representando un cambio menos gradual en la litología. Mayor actividad sísmica asociada a la falla más joven en el Catequilla mencionada por Alvarado et al. (2014); junto a una actividad sísmica que evoluciona hacia el sector sur donde desaparece a la altura de Guamaní (Villagómez, 2003), sugiere que la actividad del Sistema de Fallas de Quito inició al norte (Figura 5.13).

Mediante estos parámetros se interpreta a esta región como la zona con mayor influencia del sistema de fallas a lo largo de la cuenca, conformado por dos fallas cabalgantes a profundidades relativamente cortas aproximadamente 700 m de profundidad para el primer ramal y 400 m para el segundo, el mismo que condiciona el desarrollo de un “pop-up” caracterizado por el levantamiento estructural de la zona de San Juan de Calderón a lo largo de dos fallas secundarias inversas que resultan del esfuerzo localizado generado por el ramal cabalgante más joven y activo.

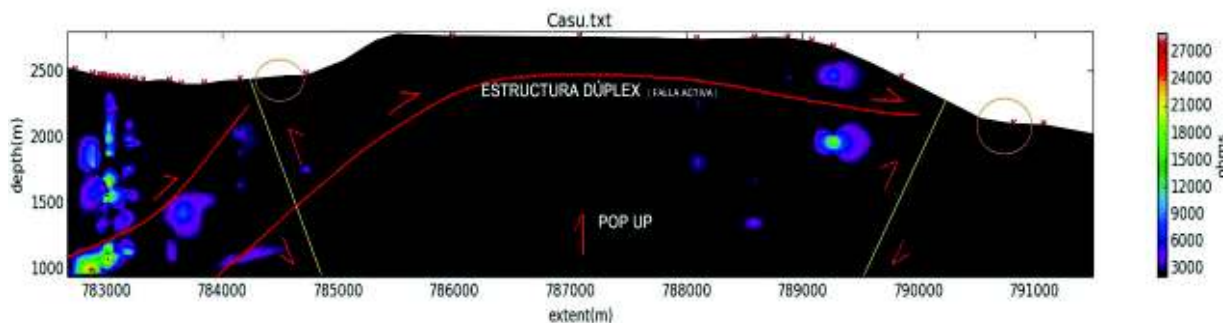


Figura 5.1.- Perfil final, zona norte, dirección W-E pariendo desde: El Flaco Occidental del Casitagua - Parque Equinoccio - San Juan de Calderón - Panamericana Norte (Río Guayllabamba)

5.1.2.- RUMA (PERFIL CENTRAL)

Para la **sección Central (Ruma)** se disponen de valores de resistividad fuertes (6000 a 7500 Ω -m) con tendencia homogénea a lo largo de todo el perfil, se interpreta como una estructura tipo dúplex, cuya diferencia con la región sur está dada por pendientes más prominentes a ambos lados de la antifforma, sobre todo en su flanco oriental, donde se producen movimientos de terrenos; esta diferencia morfológica tiene su respuesta en profundidad donde prima una mayor actividad de la falla en la región central que se encuentra a una profundidad aproximada de 800 m con incidencia directa en su levantamiento superficial (Figura 5.11).

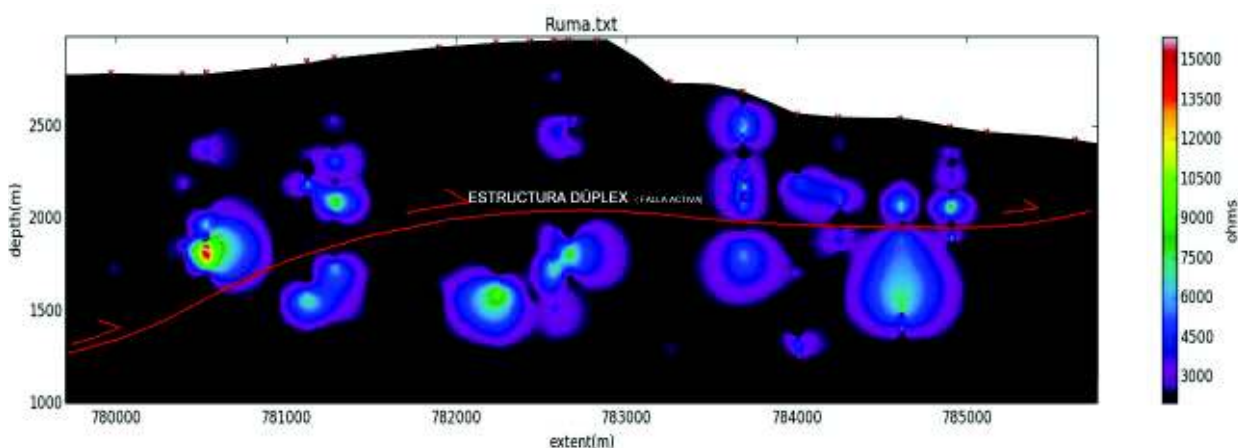


Figura 5.2.- Perfil final, zona central, dirección W-E partiendo desde: Hostería Rumi Loma - Avenida Occidental - Parque “La Carolina” - Batán - Batán Alto - Parque Metropolitano (Norte) - Reservorios EMMAPQ - Avenida Libertador Simón Bolívar - Nayón

5.1.3.- GUAL (PERFIL SUR)

En la **sección Sur (Gual)** se contempla la sección de menor incidencia sísmica de la zona de estudio, en respuesta a una menor influencia de la falla en profundidad, evidenciada por mayor cantidad de material suelto depositado en las secciones superficiales identificados por rangos de valores de resistividad bajos. El Sistema de Fallas de Quito en esta sección sur está conformado por un ramal menos evolucionado ubicado a una profundidad superior aproximadamente 1100 m en comparación con las secciones norte y sur de la cuenca de Quito,

provocando un levantamiento menos prominente de la antiforma en superficie con pendientes relativamente menos bruscas en sus flancos (Figura 5.4). La subcuenca sur de Quito representa una depresión con mayor extensión en disposición W-E como consecuencia del limitado desarrollo del sistema de fallas en contraste con la zona norte (Figura 5.12).

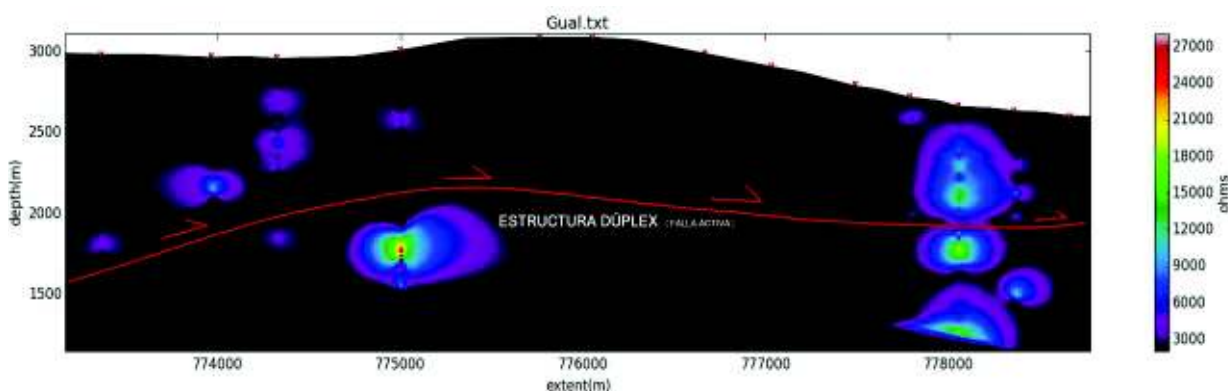


Figura 5.3.- Perfil final, zona sur, dirección W-E partiendo desde: San José de Guamaní - Caupichu - Santa Gloria - Bellavista del Sur - San Rafael

En trabajos anteriores se describe la actividad de estas fallas como eventos que se desarrollan mediante etapas diferentes a través de pulsos compresivos a lo largo de la cuenca. Villagómez (2003) menciona la existencia de una discordancia angular entre la Fm. Chiche con la suprayacente Fm. Machángara, esta discordancia es mayor hacia el norte (Zámbiza) que hacia el sur (Batán) sugiriendo que el levantamiento de las lomas empezó hace aproximadamente 1 Ma con el levantamiento de las lomas de Calderón - Catequilla, un segundo pulso a los 0.5 Ma produjo los levantamientos de las lomas de La Bota - El Batán junto con las lomas de Ilumbisí - Puengasí. Se determina que la evolución de los distintos ramales del sistema de fallas empezó al norte provocando estructuras más desarrolladas en esta zona en contraste a un sistema en proceso de formación para la zona sur, estas variabilidades del desarrollo estructural marcado por zonas se correlaciona con interpretaciones morfológicas como: la variación de extensión de la cuenca en la zona norte con respecto a la zona sur, antiformas con flancos más prominentes en ciertos sectores (Figura 5.4) y apariencia de un “pop-up” en la parte norte dónde la evolución del sistema de fallas es mayor.

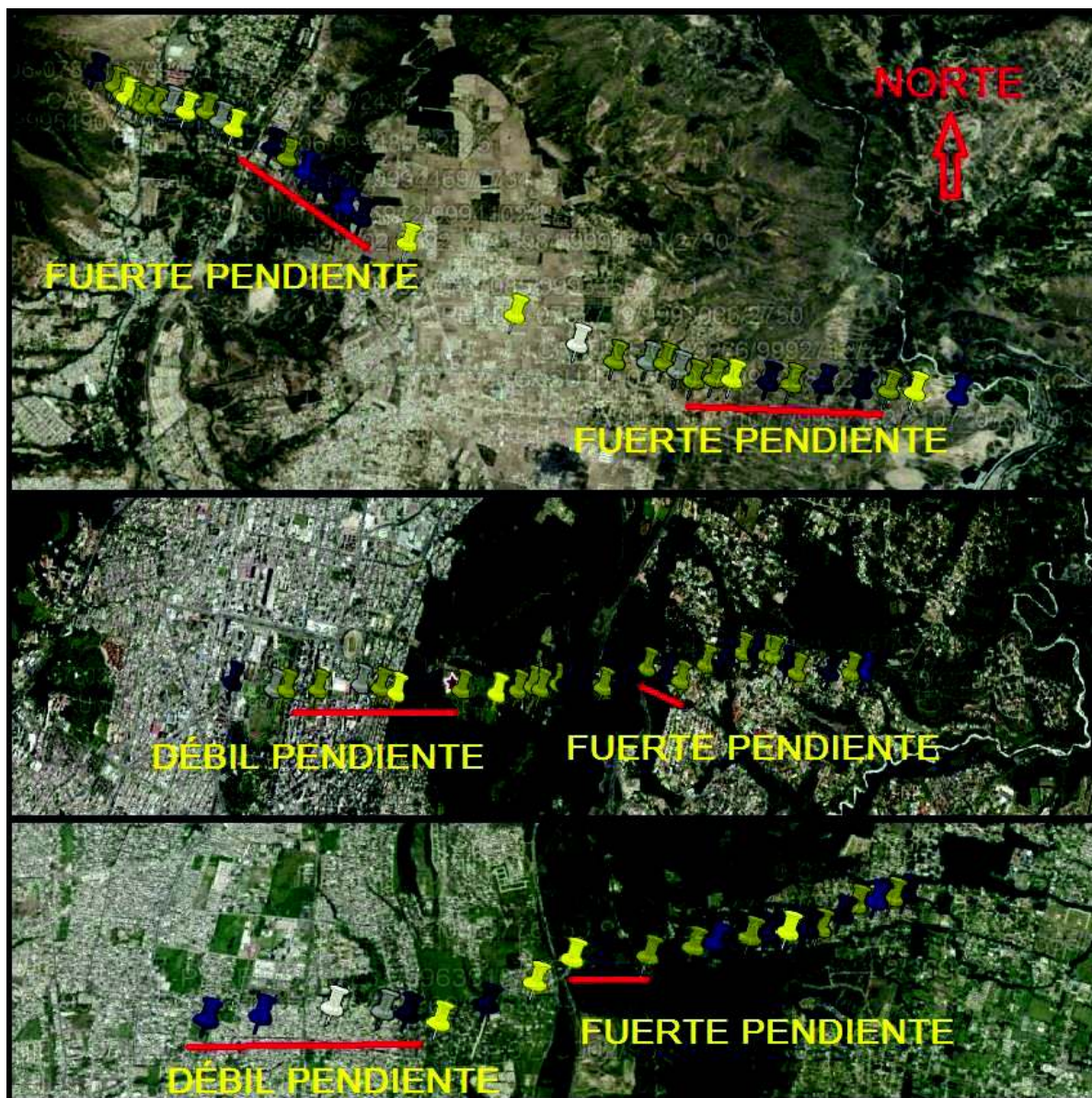


Figura 5.4.- Variación de pendiente en los flancos W-E de las antiformas de la cuenca de Quito

En este trabajo se interpreta en función del criterio de fallas, cabalgamientos, dúplex y pop-up, un modelo estructural para toda la cuenca de Quito en función del desplazamiento de fallas a profundidad las cuales se desplazan siguiendo un patrón W-E, analizados en base a diferencias de resistividades, cantidad de sedimentos (espacios vacíos) y trazos de falla existentes de manera general en los tres perfiles. Estas estructuras son el resultado de esfuerzos transpresivos presentes en la cuenca, formando fallas y pliegues secundarios que condicionan zonas inestables a lo largo de las estructuras principales.

La interacción entre los procesos tectónicos y erosivos es poco conocida en el sector, la topografía montañosa en la parte occidental de la cuenca es más bien un resultado del desequilibrio entre un flujo de masa hacia la cuenca de Quito, debido a la interacción de procesos tectónicos que originan fallas (extensionales - superficiales) en contraste con un flujo ascendente del lecho de la roca debido a esfuerzos tectónicos compresivos (Figura 5.5). Estos esfuerzos compresivos primarios controlan la geometría de la cuenca mediante zonas “Back Thrusts” conformadas por fallas extensionales cuya disposición es contraria al empuje principal, estos empujes secundarios se forman como resultado del acortamiento W-E presente en la zona en una etapa un poco tardía a la secuencia de empuje principal.

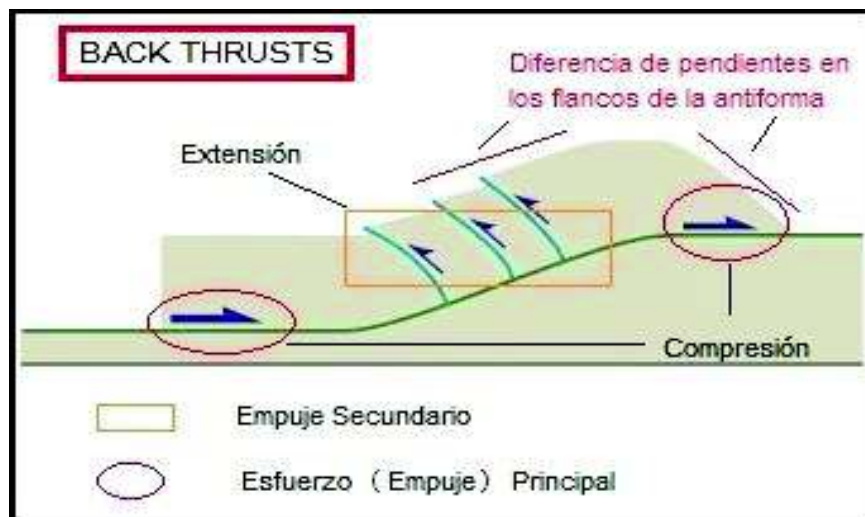


Figura 5.5.- “Back Thrusts”. Representa la geometría de la antiforra de Quito en la sección Centro (Ruma) y Sur (Gual), modificado de (Foosen, 2010)

Un anticlinal asimétrico se puede desarrollar a partir de una falla inversa ciega como en la región sur “Gual”. Estas condiciones se producen en ambientes de colisión tectónica y a su vez en las cuencas de ante país (cuenca de Quito), formándose en los márgenes de los cinturones orogénicos. Esta compresión dio lugar a la formación de elevaciones apreciables alrededor de la cuenca (Casitagua, Pichincha, Atacazo - Ninahuilca), determinadas por pendientes prominentes en sus partes elevadas lo cual genera un cambio apreciable en la topografía conforme se llega a niveles más bajos cercanos a la cuenca.

A lo largo de la cuenca las distintas fallas inversas de bajo ángulo evolucionan a estructuras tipo dúplex como es el caso de “Ruma y Gual” (Figura 5.6), esta estructura tiene un buzamiento desde la zona de ante-país, el estilo de deformación es simple, en comparación con las partes internas de la zona de esfuerzos principales, un control estratigráfico en este caso es evidenciado por los registros resistivimétricos, que permite la correlación entre fallas.

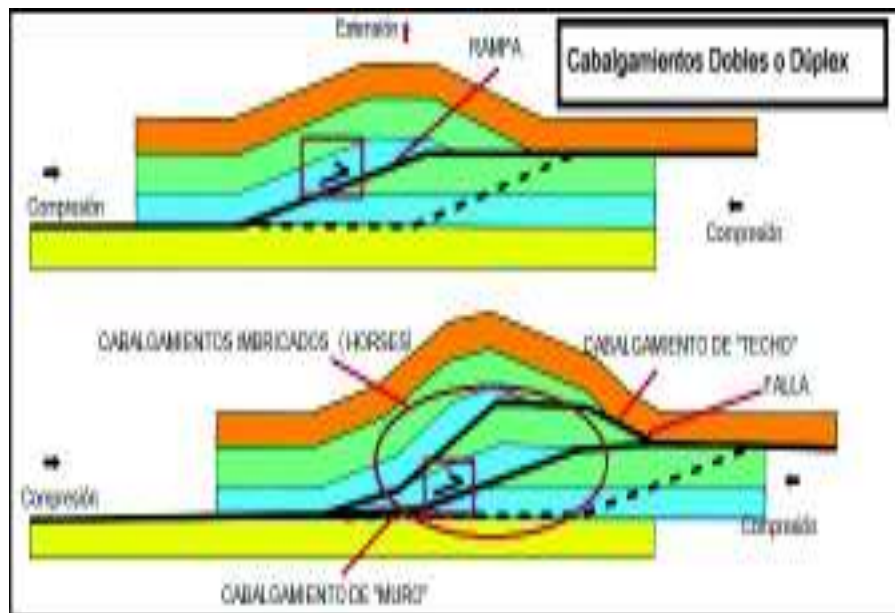


Figura 5.6.- Cabalgamiento doble tipo “Dúplex” por fallado sucesivo en rampa de las capas basales, modificado de https://es.wikipedia.org/wiki/Cabalgamiento#/media/File:Duplex1_ES.svg

El Sistema de Fallas de Quito actualmente representa una falla activa reciente que ha experimentado migración frontal, sin embargo, se establece la idea de modelos de sistemas de fallas de empuje las cuales contemplan el desarrollo de una cuenca formada por sedimentos sintectónicos suministrados desde el frente montañoso occidental de la cuenca de Quito. Hibsich et al. (1996b) sugieren que la evolución de los centros de emisión desde el este (volcán inactivo Rucu Pichincha) hacia el oeste (volcán activo Guagua Pichincha) se interpreta como un modelo de desplazamiento superficial del bloque superior, por acción de una falla inversa sobre una cámara magmática profunda considerada como fija.

Estos resultados permiten interpretar la existencia de un trazo de falla en dominios occidentales, una falla antigua responsable de la evolución a lo largo de la cuenca de Quito.

5.2 EVIDENCIA SUPERFICIAL DE LA FALLA EN LA ANTIFORMA CENTRAL

Los perfiles obtenidos permiten tener un modelo regional a profundidad. Estas fallas compresivas son exclusivamente fallas inversas que evolucionan a estructuras tipo dúplex, existiendo una transición gradual entre ambas. Estos empujes acumulan grandes desplazamientos como los observados en la antiforma central de Quito en su flanco este. En la parte occidental de la avenida Libertador Simón Bolívar frente al intercambiador a Cumbayá (Figura 5.7), se observa la salida a superficie de esta falla, evidenciada por límites bien marcados entre dos secciones de Cangahua.

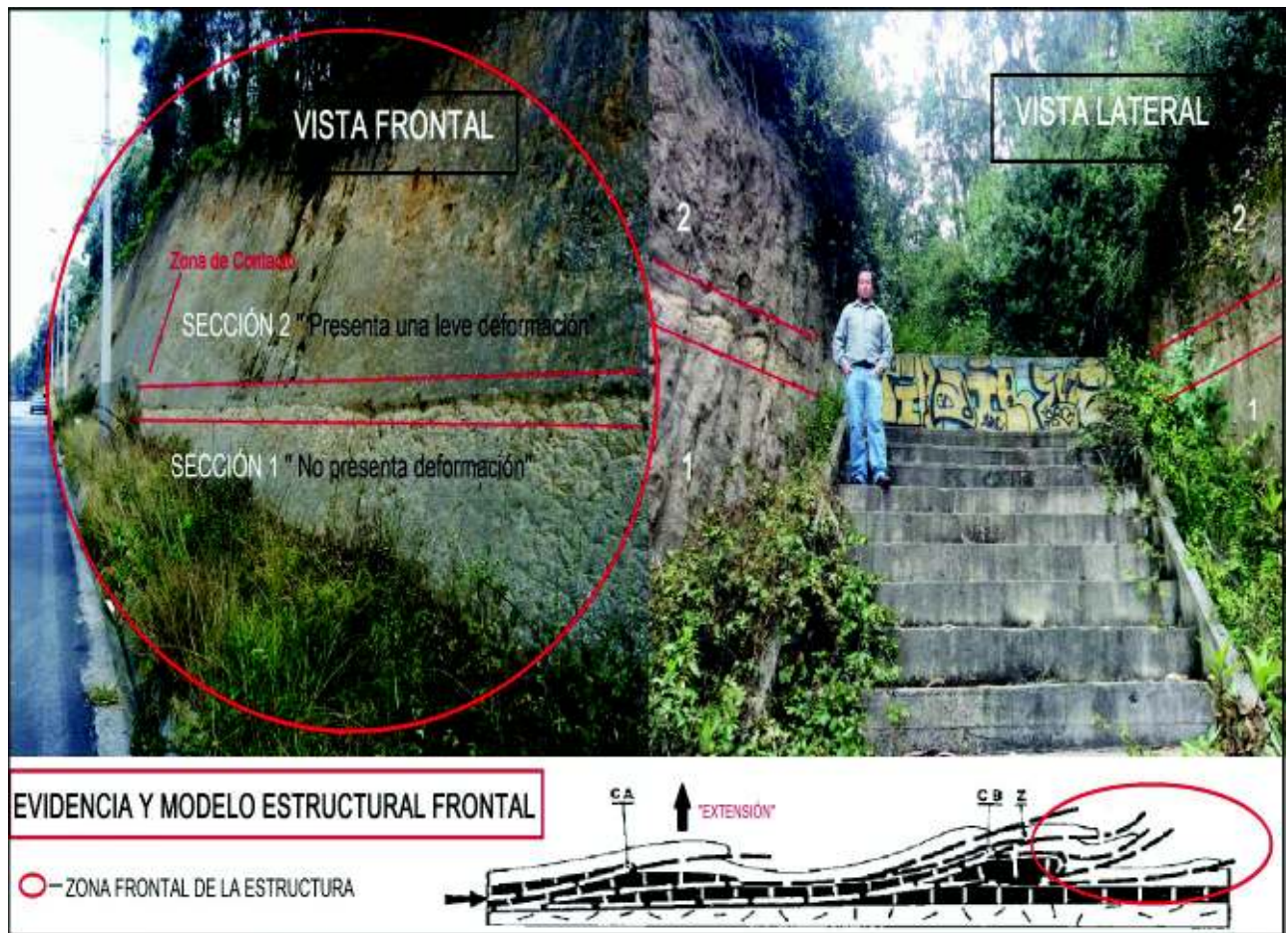


Figura 5.7.- Contacto Frontal y Lateral de la salida a superficie de la falla más joven activa (QFS), ubicada a la altura de la avenida Libertador Simón Bolívar cerca al intercambiador a Cumbayá

Fallas inversas “ciegas”, en la (Figura 5.7) se observa el contacto directo entre material no deformado en la parte inferior y material que presenta una cierta deformación en la parte superior con un límite claro entre ambos, representando la primera evidencia de un ramal joven y activo, una falla cabalgante del Sistema de Fallas de Quito en superficie.

Una falla cabalgante sobrepone rocas más viejas encima de rocas más jóvenes, rocas aparentemente deformadas por esfuerzos compresivos sobre rocas que conservan su dirección y características primarias, estas características están presentes en ambas secciones de este afloramiento las cuales serán expuestas mediante una descripción litológica en la Figura 5.8.

Esta similitud litológica se identifica en los perfiles resistivimétricos que presentan este contraste de resistividades con valores similares alrededor del trazo de falla a lo largo de la cuenca, esta falla representa los valores de resistividad más bajos en el diagrama “resistividad vs profundidad” no mayor a 200 Ω -m, rodeado por valores de resistividad altas 7000, 15000 Ω -m en función del perfil analizado.

En los trabajos de campo se pudo observar la salida a superficie de la falla únicamente en perfil central (Ruma); considerando que las fallas ciegas son difíciles de detectar en superficie hasta que se produce la ruptura, se considera adecuada la continuidad en la utilización del término “falla inversa ciega” para las secciones norte y sur donde no se pudo observar evidencia de su salida a superficie.

A continuación, se describe las muestras de las dos secciones que conforman el contacto de la parte superior e inferior de la falla, los cuales ratifican la presencia de esta estructura en superficie.



Figura 5.8.- Muestras del contacto del frente de falla, tomados en la avenida Libertador Simón Bolívar, frente al desvío a Cumbayá

5.3 MODELO DE EVOLUCIÓN

La deformación, en un régimen compresivo, depende tanto de las litologías presentes como de la profundidad en el momento de la deformación, un contraste marcado se presenta entre las estructuras formadas en la cuenca de Quito y las elevaciones occidentales que la limitan; formando estructuras clásicas de imbricación ciegas y dúplex que nacen desde regiones occidentales y se propagan en dirección oriental.

Se plantea la existencia de una zona de imbricación conformada por una serie de fallas inversas orientadas de manera conjunta hacia la parte oriental de la cuenca atravesando y condicionando la morfología de las antiformas, estas fallas están conectadas a través de un empuje de ángulo bajo que evoluciona a una estructura tipo dúplex, este mecanismo de cabalgamiento tipo dúplex es muy eficiente para adaptar el acortamiento de la corteza mediante engrosamiento de secciones. Consiste en horses que se arreglan en forma de piggy-back, una cuenca transportada en un complejo de bajo ángulo, resultado de empujes posteriores que se desarrollan en el Footwall del empuje antiguo, generalmente esto ocurre por el fracaso de las rampas de empuje y por ende el abandono de la antigua superficie de desplazamiento (Cooper, 1998).

Tibaldi y Ferrari (1992) mencionan que la Depresión Interandina Central está caracterizada por estructuras de este tipo, estructuras piggy-back, produciendo esfuerzos transpresivos y transtensivos los cuales responderían a un régimen tectónico necesario para el modelo propuesto en esta investigación.

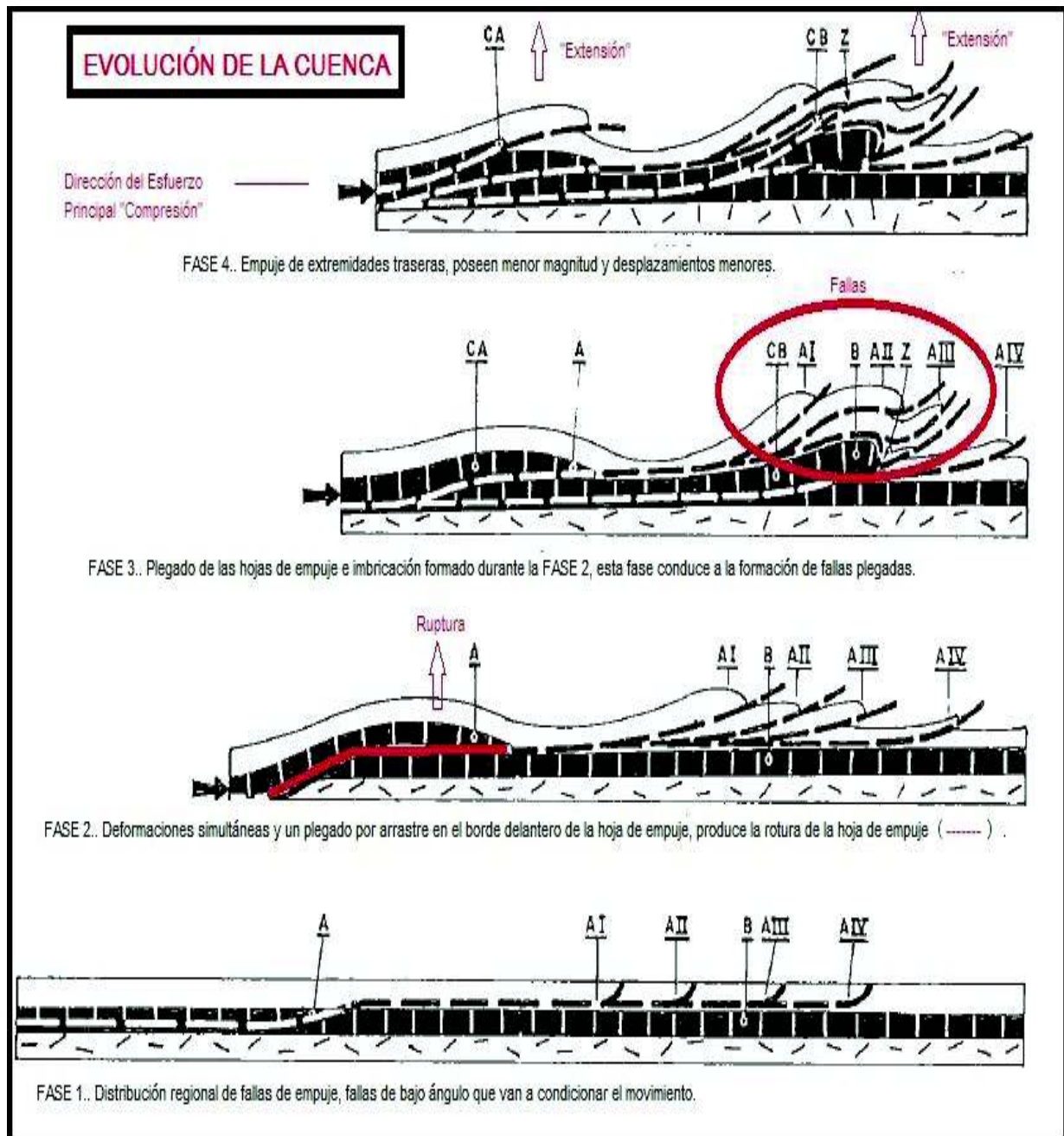


Figura 5.9.- Modelo evolutivo de un sistema de fallas de empuje partiendo de un esfuerzo compresivo, modificado de (Bally et al., 1966)

El desarrollo de "horses" como consecuencia de las secciones de desplazamiento, tienden a sumergirse hacia el interior de las estructuras de rampa y despegue, se trata de un régimen tectónico donde priman esfuerzos compresivos en dirección W-E. Los horses están inmersos en un ámbito deformativo resultado del esfuerzo compresivo de la cuenca, evidenciado por

plegamientos y fallas, que produce cambio en sus geometrías primarias y modificación de sus orientaciones iniciales.

La cuenca muestra una geometría general disminuyendo en función de la distancia vertical conforme se aleja de las zonas elevadas, aumentando su pendiente en la parte frontal de las antiformas en la región más oriental de la cuenca, logrando una forma asimétrica de los flancos de las antiformas tanto en la región central (Figura 5.10) como en la región sur (Figura 5.11).

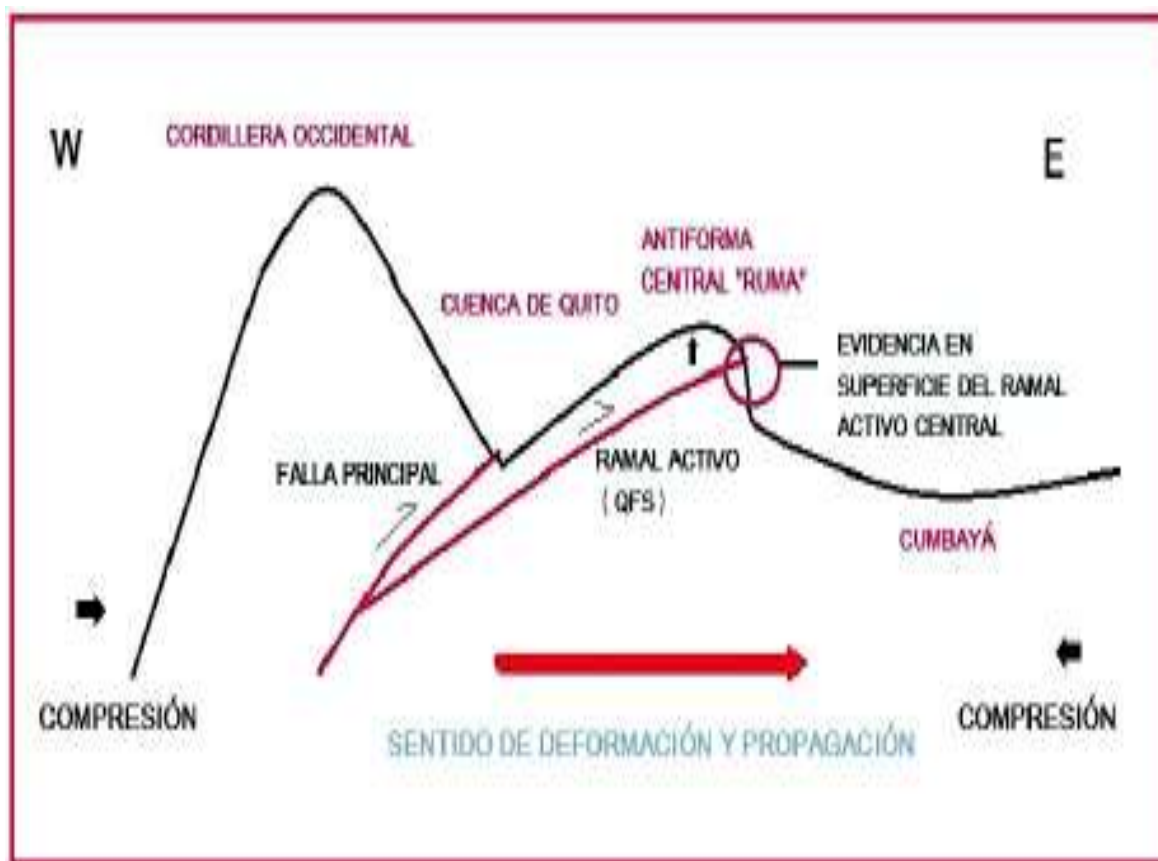


Figura 5.10.- Modelo tectónico evolutivo de la Antiforma Central "Ruma".

Estas variaciones representan una consecuencia directa del empuje de inmersión oeste que genera este sistema de fallas en profundidad, estas pendientes se moldean mediante esfuerzos localizados producto del levantamiento de un nuevo ramal.

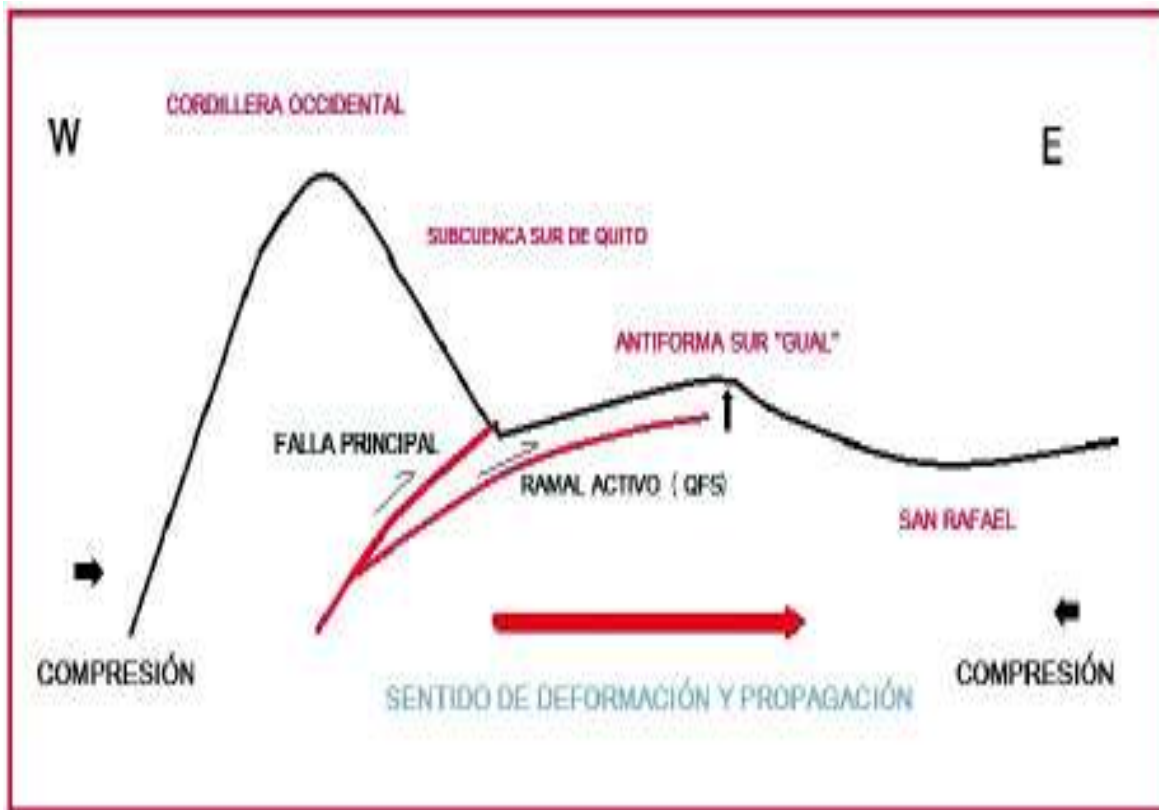


Figura 5.11.- Modelo tectónico evolutivo de la Antiforma Sur "Gual"

La morfología de la cuenca depende de la aplicación de esfuerzos localizados a profundidad, de la fuerza gravitacional y de la fricción a lo largo del empuje basal o décollement. Consecuentemente, la cuña crece en longitud por imbricación dejando una parte frontal descubierta, potente, deformada y susceptible a deslizamientos los cuales construyen una pendiente más prominente; este crecimiento implica una deformación interna necesaria para mantener una estabilidad a lo largo de las distintas antiformas.

Erosión y sedimentación posterior en la superficie de la cuña es evidente en los perfiles a profundidad, se trata de una redistribución de material tendiendo a disminuir la pendiente superficial provocando su inestabilidad. Como consecuencia el material en la cuña aumenta verticalmente mediante la redistribución interna de sedimentos y rocas. Burbank (1992) menciona que la carga tectónica debido a la compresión y al engrosamiento crustal, impulsa que las unidades depositadas en la cuña se espesen hacia el frente del empuje, en

este caso el frente de las antiformas extendidas en la región oriental de la cuenca de Quito, mostrando deformación resultado del esfuerzo de la falla en subsuperficie.

Se requiere de una estructura de equilibrio, fallas inversas las cuales han sido representadas en este estudio para la zona más oriental de la cuenca, cuyo material se acumula en la parte frontal a través de las estructuras de imbricación y dúplex, en el que se inicia con una falla inversa, antigua, que presenta baja sismicidad ubicada en regiones más occidentales, esta falla correspondería a la “Falla Nono” una falla de empuje ciega ubicada en la parte occidental del complejo volcánico Pichincha y Atacazo, representa el límite oriental del Melange tectónico Pujilí (Alvarado et al., 2014).

La falla Nono serviría de despegue para la evolución de fallas de empuje distribuidas en profundidad a lo largo de la cuenca, formando inestabilidad de la pendiente, que se compensa mediante el adelgazamiento local a través de esfuerzos extensionales, esto ocurre en la parte superior de la cuña representada por fallas normales, fallas menores-extensionales mientras que los desplazamientos y esfuerzos principales en la parte basal (décollement) continúan de acuerdo a la dinámica de esfuerzos primarios compresivos regionales; teniendo con el Sistema de fallas de Quito el sistema más nuevo que presenta una actividad sísmica aparente amenazando a la ciudad de Quito.

De esta manera el (QFS) tiene una tasa de desplazamiento de 4 - 5 mm/ año y se encuentra afectando a depósitos del Cuaternario al Holoceno en la Depresión Interandina (Alvarado et al., 2016), esta estructura representa un lineamiento a lo largo de la región oriental de la cuenca de Quito distribuido por las siguientes zonas: El Tablón , San Miguel, Puengasí, La Bota, El Batán, Ilumbisí, El Colegio ,El Inca ,Catequilla con una extensión de 60 Km y una dirección NNE (Alvarado et al., 2014), representan antiformas producto del levantamiento vertical consecuencia de la actividad del ramal activo del Sistema de Fallas de Quito cuya incidencia está marcado por el levantamiento de tres zonas distribuidas al norte, centro y sur de la cuenca.

Para la región Norte este modelo evolutivo varía al desarrollo de un “pop-up” (Figura 5.12). Morfológicamente esta estructura muestra en superficie pendientes similares tanto al W y E de la antiforma, conformado por un levantamiento estructural en la zona de San Juan de Calderón.



Figura 5.12.- Modelo tectónico evolutivo de la Antiforma Norte “Casu”

En la sección norte, sitio donde cambia la geometría de la falla se produce un acortamiento local del bloque colgante por medio de corrimientos en el interior de la cuenca (Erslev, 1986). Esta característica es común en fallas que aumentan el buzamiento al aproximarse a la superficie (Coward et al., 1991). Este acortamiento se interpreta por medio de dos lineamientos en los límites de la estructura levantada por medio del cual se desplaza el pop-up, produciendo que la falla cabalgante se transporte y deforme la zona oriental del frente de la antiforma en base a esfuerzos localizados en este sector (Figura 5.13).

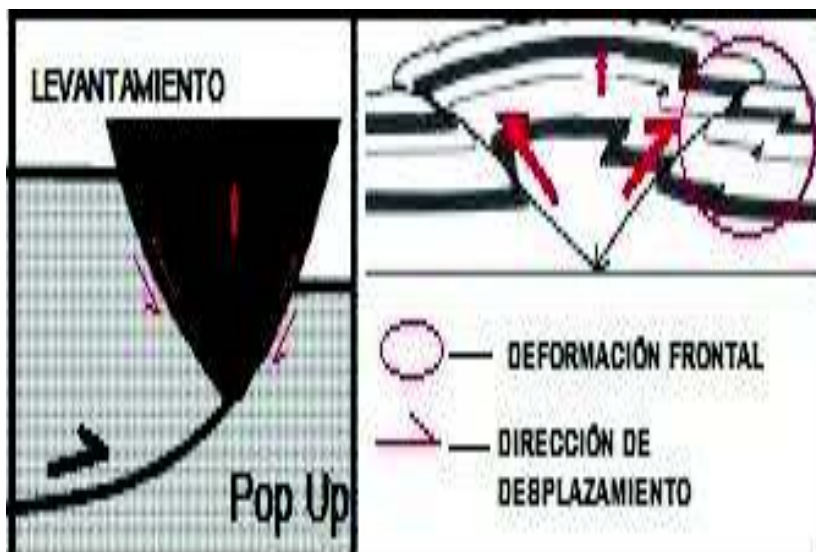


Figura 5.13.- Evolución un “pop-up” para el sector norte de la cuenca de Quito

De manera general este modelo explica la evolución de la cuenca de Quito, cuya geodinámica inicia con una falla principal antigua (Falla Nono) en regiones occidentales que transfiere su actividad y sismicidad a ramales más jóvenes los cuales evolucionan en dirección W-E. Estos ramales actúan como sistemas de empuje imbricados que consisten en varias fallas de empuje a profundidad de la cuenca, evolucionando a estructuras tipo dúplex cuya geometría es controlada por el ángulo de rampa y altura, lo cual evidencia un contraste superficial en la geometría de las antiformas de la región central (Figura 5.10) y la región sur (Figura 5.11). Estas estructuras continúan transfiriendo de manera relativa su desplazamiento a un nuevo ramal o varios de estos en su parte frontal, caracterizando su evolución, tal como en el caso de la región norte.

Mediante este criterio se interpreta a los resultados propuestos por Alvarado en que el Sistema de Fallas de Quito representa únicamente un trazo de la falla original y no el sistema principal.

Para que este modelo tenga consistencia se presume la existencia de un nivel de decollement basal, al igual que un empuje que produzca la deformación bajo la cuenca. Esta concepción de decollement es contrario a las propuestas anteriores que tenían como base estudios mediante datos sísmicos, los cuales son

insuficientes para la detección de estructuras a profundidad, bajo estos parámetros se apuesta a un estilo estructural de piel fina en lugar de gruesa “thick skin”.

CAPÍTULO 6

CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

CONCLUSIONES

- La falla Nono condiciona la evolución de la cuenca de Quito, originando fallas de empuje como respuesta a esfuerzos compresivos en dirección E-W que se producen marginalmente a los cinturones orogénicos. La actividad de esta falla decrece a medida que se extiende el sistema a través de nuevos ramales que se propagan a profundidad en dirección W-E, de manera que, las fallas originarias pueden pasar desapercibidas debido a la pérdida relativa de su actividad sísmica.
- Las fallas inversas interpretadas mediante diagramas “resistividad vs profundidad” para la sección norte, centro y sur de la cuenca representan el ramal más joven y activo del Sistema de Fallas de Quito, cuya manifestación en superficie está conformada por el levantamiento de antiformas alineadas a lo largo del margen oriental de la cuenca en dirección NNE.
- Morfológicamente las antiformas ubicadas en la zona centro y sur de la cuenca presentan una pendiente suave en el flanco occidental, en contraste a una pendiente relativamente fuerte a lo largo del flanco oriental (frente cabalgante).
- En la región sur de la cuenca de Quito se observa a más de una subcuenca alargada en dirección E-W en contraste a una subcuenca estrecha ubicada en la región norte, una antiforma menos pronunciada cuyos flancos asimétricos muestran una relación directa con la antiforma central. La diferencia radica en la actividad restringida de la falla en el sector sur.

Villagómez (2003) describe un menor desarrollo estructural del Sistema de Fallas de Quito para esta región, donde su actividad muestra un patrón que decrece hacia Amaguaña. En la región norte el modelo estructural se describe mediante una estructura tipo “pop-up” que levanta la zona de San Juan de Calderón como consecuencia a un mayor desarrollo en este sector del Sistema de Fallas de Quito.

- En el flanco oriental de la antifforma central (Ruma) se identificó por primera vez la incidencia en superficie de un ramal del Sistema de Fallas de Quito, esta falla que buza hacia el oeste, se encuentra deformando un depósito de Cangahua a la altura de la avenida Libertador Simón Bolívar frente al intercambiador a Cumbayá.
- El término de fallas inversas “ciegas” se considera adecuado únicamente para la región norte y sur de la cuenca donde no se pudo observar evidencia del Sistema de Fallas de Quito en superficie.

RECOMENDACIONES

- Se recomienda un estudio más detallado en las antiformas de la región norte y sur de la cuenca de Quito, con el fin de identificar la incidencia en superficie del Sistema de Fallas en estos sectores, teniendo como respaldo la salida a superficie de la falla en el sector central (Ruma) propuesto en este estudio.
- Se recomienda un estudio de campo más detallado en la región norte específicamente en los límites de la zona levantada de San Juan de Calderón, con el fin de identificar marcadores que ayuden a clarificar la existencia de fallas inversas que provocan el levantamiento de la estructura tipo “pop-up”.

- Es necesario realizar estudios en la parte occidental de los edificios volcánicos Atacazo, Pichincha y Casitagua, con el fin de identificar fallamientos más antiguos que la Falla Nono, estos fallamientos representan puntos de partida para la propagación de nuevos ramales y por ende el primer concepto en la caracterización de un modelo estructural más completo.
- Se recomienda realizar ensayos geofísicos a profundidad con el fin de establecer y clarificar esfuerzos primarios y modelos de propagación de cada una de las estructuras que condicionan el desarrollo de la cuenca.
- Es necesario estudios futuros a profundidad en la cuenca de Quito, que aclaren, la posible existencia de un dúplex híbrido como estructura de desarrollo, contemplando una evolución estructural de esfuerzos en dirección este hacia los valles.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Alvarado A. (1996). Evolución geológica cuaternaria y paleosismicidad de la Cuenca de Quito (Ecuador). Tesis de grado, EPN, Quito, Ecuador, 320p.

Alvarado A. (2012). Néotectonique et cinématique de la déformation continentale en Equateur. Thèse de Doctorat. Université de Grenoble: 259pp.

Alvarado A., Audin L., Nocquet J., Lagreulet S., Segovia M., Font Y., Lamarque G., Yepes H., Mothes P., Rolandone F., Jarrin P., and Quidelleur X. (2014). "Active tectonics in Quito, Ecuador, assessed by geomorphological studies, GPS data, and crustal seismicity", *Tectonics*, 33, 67-83, doi:10.1002/2012TC003224.

Alvarado A., Audin L., Nocquet J., Jaillard E., Mothes P., Jarrin P., Segovia M., Rolandone F., and Cisneros D. (2016). "Partitioning of oblique convergence in the Northern Andes subduction zone: Migration history and the present-day boundary of the North Andean Sliver in Ecuador", *Tectonics*, 35, 1048-1065, doi:10.1002/2016TC004117.

Andrade D. (2002). Estudio geovolcanológico del Complejo Volcánico Pululahua. Tesis de ingeniería. Escuela Politécnica Nacional – Quito: 177pp

Aspden J and Litherland M. (1992). The geology and Mesozoic collisional history of the Cordillera Real, Ecuador: *Tectonophysics*, v. 205, p.187-204.

Bally A., Gordy P., Stewart, G. (1966). Structure, seismic data, and orogenic evolution of southern Canadian Rocky Mountains, *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, Vol. 1.4, N.3, p. 337-381.

Barberi F., Coltelli M., Ferrara G., Innocenti F., Navarro J., Santacroce, R. (1988). Plio-Quaternary volcanism in Ecuador., *Geol. Mug.* 125,1, pp. 1-14.

Bernard B., Andrade D. (2011). Volcanes cuaternarios del Ecuador Continental. Instituto Geofísico - Escuela Politécnica Nacional.

Cagniard, L. (1953). Basic theory of the magnetotelluric method of geophysical prospecting, *Geophysics* vol. 18, 605-635.

Clapperton C. (1983). The Glaciation of the Andes., *Quaternary Science Reviews*, 2, pp. 83-155.

Clapperton C. (1993). Quaternary Geology and Geomorphology of South America. *Elvier Science Ltd.*

Clapperton C., Vera R. (1986). The Quaternary glacial sequence in Ecuador: a reinterpretation of the work of the Walter Sauer. *Journal of Quaternary Science*. 1, pp. 45- 56.

Chave A., Jones. A. (2012). *The Magnetotelluric Method*. First edition. Cambridge University Press, New York, pp. 2-14.

Daly, M.C. (1989). Correlations between Nazca/Farallon plate kinematics and forearc basin evolution in Ecuador: *Tectonics*, v. 8, p. 760- 789.

De Berc, S. B., Soula, J., Baby, P., Souris, M., Christophoul, F., y Rosero, J. (2005). Geomorphic evidence of active deformation and uplift in a modern continental wedge-top-foredeep transition: Example of the eastern Ecuadorian Andes. *Tectonophysics*, 399 (1), 351-380pp.

De Mets C., Gordon R. G., Argus D. F., Stein S. (1990). Current plate motions. *Geophysics Journal International*, 101, pp. 425-478.

Ego F., Sebrier M., Lavenu A., Yepes H., Egüez A. (1993). Quaternary state of stress in the northern Andes and the restraining bend model for the Ecuadorian Andes. *Second ISAG*, Oxford (UK), extended abstract, pp. 89-92

Ego F., Sebrier M. (1996). The Ecuadorian Inter-Andean Valley: a major and complex restraining bend and compressive graben since Late Miocene Time. *Annales Tectonicae*, Vol X No. 12. pp. 30-60.

Ego F., Sebrier M., Lavenu A., Yepes H., Egüez A. (1996). Quaternary state of stress in the northern Andes and the restraining bend model for the Ecuadorian Andes. *Tectonophysics* 259, pp.100-117.

Egüez A., Aspden J. (1993). The Meso-Cenozoic Evolution of the Ecuadorian Andes. *Mem. Second International Symposium Andean Geodynamics*. Ext. Abstrac, Oxford, Uk. Pp. 178-181.

Egüez A., Alvarado A. (1994). Consideraciones Geológicas sobre el Área Metropolitana de Quito: Apéndice III. The Quito, Ecuador, Earthquake risk management Project. An Overview Geohazard International Publication, San Francisco. pp. 182-190.

Egüez A. (1995). Mapa neotectónico de Quito. Inédito, Epn, Quito.

Estrella M. 1986, Estudio geológico de la zona de deslizamientos de San Miguel del Común. Tesis de Grado, EPN, Quito, Ecuador. p.150- 158.

Feininger, T., 1982, The metamorphic “basement” of Ecuador: *Geological Society of America Bulletin*, v. 93, p. 87 – 92.

Gutscher, M., Malavieille, J., Lallemand, S., Collot, J. (1999). Tectonic segmentation of the North Andean margin :impact of the Carnegie Ridge collision: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 168, p. 255 – 270.

Geometrics. (2000). *Operating Manual for Stratagem systems running: Imagem*, v. 2.19, p.1-30.

Hall, M and Beate, B. (1991). El Volcanismo Plio-cuaternario en los Andes del Ecuador., Est. Geogr., Corp. Edit. Nacional, Quito, 4, pp. 5-17.

Hall M., Mothes P. (1996). La edad y tasas de formación de la cangahua. Simposio "Suelos Volcánicos endurecidos". Quito, Ecuador. 8 p.

Hall M., Mothes P. (2001). La Caldera Chacana, el centro riolítico más grande de los Andes Septentrionales. Cuartas Jornada en Ciencias de la Tierra, EPN, Quito, pp. 57-59.

Haakon Fossen. (2010). Structural Geology. Cambridge University, p.300-367.

Hibsch C., Alvarado A., Yepes H., Sebrier M., Pérez V. (1996a). Falla activa de Quito y Fuentes sismogénicas regionales: un estudio del riesgo de Quito (Ecuador) con el análisis de los sedimentos cuaternarios. Bull. Inst. Fr. Etudes Andines 25(3): 359 - 388.

Hibsch C., Alvarado A., Yepes H., Sebrier M., Pérez V. (1996b). Holocene seismicity and tectonic activity of the Quito Fault (Ecuador). A Paleoseismic history recorded in lacustrine sediments. Third ISAG, St Malo France: 191 – 194.

Hughes R., Pilatasig L. (2002). Cretaceous and Tertiary terrane accretion in the Cordillera Occidental of the Ecuadorian Andes., Tectonophysics, v. 345, p. 29 - 48.

Hungerbühler D. (1997). Neogene basins in the Andes of southern Ecuador: evolution, deformation and regional tectonic implications. Doctoral Thesis. Institute of Geology ETH Zurich, Switzerland. 182 p.

Hungerbühler, D., Steinmann, M., Winkler, W., Seward, D, Egüez, A., Peterson, D.E., Helg, U., and Hammer, C. (2002). Neogene stratigraphy and Andean geodynamics of southern Ecuador: Earth Science Reviews, v. 57. p. 75 – 124.

Jaillard, E., Soler, P., Carlier, G., and Mourier, T. (1990). Geodynamic evolution of the northern and central Andes during early to middle Mesozoic times: a Tethyan model. Journal of the Geological Society of London, v. 147, part 6, p. 1009 - 1022.

Jaillard, E., Ordoñez, M., Berrones, G., Bengtson P., Bonhomme M., Jiménez, N., Montenegro, G., Zambrano, I. (1996). Sedimentary and tectonic evolution of the arc zone of Southwestern Ecuador during the Late Cretaceous and Early Tertiary times, Journal of South American Earth Sciences, 12, p. 51-68.

Jaillard E., Lapierre H., Ordóñez M., Toro J., Amortegui A., Vanmelle J. (2009) Accreted oceanic terranes in Ecuador: southern edge of Caribbean Plate? Geol Soc London. Special Pub 328: 469-485

Jiménez E., Alvarado, A. (2001). Geología del cuaternario de las áreas urbanas del distrito metropolitano de Quito. Convenio EPN-Municipio Distrito Metropolitano de Quito. Quito, 24 p.

Kellogg J. N., Bonini W. E. (1985). Reply of a comment of C. Schubert on "Subduction of Caribbean Plate and basement uplift in the overriding South America Plate" by Kellow & Bonini, *Tectonics*, 1(3); pp. 251-276.

Kellogg, J.N., and Vega, V. (1995). Tectonic development of Panama, Costa Rica, and the Colombian Andes: constraints from Global Positioning System geodetic studies and gravity, *in* Mann, P., ed., *Geologic and Tectonic Development of the Caribbean Plate Boundary in Southern Central America*: Geological Society of America Special Paper, no. 295, p. 75-90.

Kerr, A. C., Aspden, J. A., Tarney, J., Pilatasig, L. F. (2002). The nature and provenance of accreted oceanic terranes in western Ecuador: geochemical and tectonic constraints. *Journal of the Geological Society of London*, 159, 577 - 594.

Lavenu A., Baudino R., And Ego F. (1996). Stratigraphie des depots Tertiaires et Quaternaires de la Depression Interandine d'Equateur (entre 0° et 2°15S). *Bulletin Institut Francais d'Etudes Andines*, 25, pp. 1-15.

Lavenu A., Noblet Ch., Bonhomme M., Egüez A., Dugas F. (1992). New K/Ar age dates of Neogene and Quaternary volcanic rocks from the Ecuadorian Andes: Implications for the relationship between sedimentation, volcanism and tectonics. *Journal of South American Earth Sciences*, Vol. 5, No. 3/4, pp. 309-320.

Lavenu A., Winter T., Dávila F. (1995). A Pliocene-Quaternary compressional basin in the Interandean Depression, Central Ecuador. *Geophys. Journal. Int.* 121, 279- 300.

Lavenu, A., Baudino, R., Ego, F. (1996) Stratigraphie des depots Tertiaires et Quaternaires de la Depression Interandine d'Equateur (entre 0° et 2°15S). *Bull. Inst. Fr. Etudes Andines* 25: 1 - 15.

Litherland M., Aspden J., Jemielita R. (1994) The metamorphic belts of Ecuador. *Brit Geol Survey, Overseas Mem* 11: 147pp.

Litherland M., Aspden J. (1992). Terrane-boundary reactivation: a control on the evolution of the Northern Andes. *Journal South Am Earth Sci* 5: 71-76.

Lonsdale (1978). Ecuadorian Subduction System. *Bull. Am. Assoc. Pet. Geol.* 62, 2454-5477.

Mcphee D., Chunchel B., Pellerin L., 2007. Audiomagnetotelluric data and two-dimensional models from Spring, Snake, and Three Lakes Valleys, Nevada. U.S Geological Survey, Reston, Virginia. Revised and printed 2007, pp. 5-14.

Mothes P., Hall M.L., Monzier M., Samaniego P. (2001), Carácter de las erupciones holocénicas tardías del volcán Guagua Pichincha basados en tefroestratigrafía. Cuartas Jornada en Ciencias de la Tierra, EPN, Quito, pp. 69-71.

Mothes P., Rivera M., Hall M.L., Alvarado A. (2001), La secuencia Lahárica Holocénica de los abanicos de las quebradas Rumipamba y Rumihurcu-Cuenca de Quito. Cuartas Jornada en Ciencias de la Tierra, EPN, Quito, pp. 27-29.

Noble, S., Aspden, J. and Jemielita, R. (1997). Northern Andean crustal evolution: new U-Pb geochronological constraints from Ecuador., GSA Bulletin, 109, n7, pp. 789-798.

Pacheco, D. (2013) Estudio geológico de las formaciones cuaternarias en la zona San Antonio de Pichincha - Pomasqui. Tesis de ingeniería. Escuela Politécnica Nacional - Quito: 157pp.

Pardo-Casas, F., and Molnar, P. (1987), Relative motion of the Nazca (Farallon) and South America plate since late Cretaceous time: Tectonics, v. 6, p. 233–248.

Pennington W. (1981). Subduction of the Eastern Panama Basin and Seismotectonic of Northwestern South America., Journal Geophysic Research. 86, No. B11, pp. 10753-10770.

Robin C., Hall M., Jimenez M., Monzier M., Escobar P. (1997). Mojanda volcanic complex (Ecuador): development of two adjacent contemporaneous volcanoes with contrasting eruptive styles and magmatic suites. Journal of South American Earth Science, Vol. 10, 5-6 pp. 345-359.

Robin, C., Eissen, J.P., Samaniego, P., Martin, H., Hall, M., Cotten, J. (2009) Evolution of the late Pleistocene Mojanda-Fuya Fuya volcanic complex (Ecuador), by progressive adakitic involvement in mantle magma sources. Bull Volcanol 71: 233 - 258

Samaniego P. (1994). Estudio estratigráfico y tectónico de la cuenca de Guayllabamba. Inédito, EPN, Quito. 25 p.

Samaniego P., Egüez A., Hibsich C., Villagómez R., Segovia M. (1994). Estratigrafía y tectónica de la Cuenca de Guayllabamba. Terceras Jornadas en Ciencias de la Tierra, Resúmenes, EPN, Quito, Ecuador, pp. 49-50.

Sauer W. (1943). Memoria explicativa del Mapa Geológico de Quito. Anales de la Universidad Central, 71, pp. 319-323.

Soulas J. P. (1991). Proyecto UNDRO-EPN de prevención y de planificación de desastres en el Ecuador y países vecinos. UNDRO, Ginebra, Suiza. 16 p.

Soulas J.P., Egüez A., Yepes H., Pérez H. (1987). Tectónica activa y riesgo sísmico en los Andes Ecuatorianos y el extremo Sur de Colombia. Boletín Geológico Ecuatoriano. Vol 2, No. 1, pp. 3-11.

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

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, v. 186, p. 57–73.

Spikings R., Winkler W., Hughes R., Handler R. (2005) Thermochronology of allocthonous terranes in Ecuador: Unraveling the accretionary and post-accretionary history of Northern Andes. Tectonophysics 339: 195-220.

Steinmann, M., Hungerbühler, D., Seward, D., and Winkler, W. (1999). Neogene tectonic evolution and exhumation of the southern Ecuadorian Andes: a combined stratigraphy and fission-track approach: Tectonophysics, v. 307, p. 255 – 276.

Tibaldi A., Ferrari L. (1992). From latest Miocene thrusting to Quaternary transpression and transtension in the Interandean Valley, Ecuador. Journal Geodynamics, Vol 15, No. 1/2, pp. 59-83.

Tibaldi A., Ferrari L. (1992b). Latest Pleistocene-Holocene tectonics of the Ecuadorian Andes. Tectonophysics, 205, pp. 107-125.

Tikhonov, A. (1995). On determination of electrical characteristic of the deep layers of the earths crust. Dokl. Acad. Nauk SSSR, vol 151, 295-297.

Trenkamp, R., Kellog, J., Freymueller, J., y Mora, H. (2002). Wide plate margin deformation, southern Central America and northwestern South America, CASA GPS observations, Journal of South American Earth Sciences; Vol 15. Pp.157 – 171.

Vallejo C., Winkler W., Spikings R., Luzieux L., Heller F., Bussy F. (2009). Mode and timing of terrane accretion in the forearc of the Andes in Ecuador. Geol Soc Am Mem 204: doi: 10.1130/2009.12.04(09).

Vera R. (1983a). Características petrográficas y paleofráficas del conglomerado Chiche en los alrededores del Ilaló. EPN, Quito.p.4.

Villagómez, D. (2003). Evolución Geológica Plio-Cuaternaria del Valle Interandino Central en Ecuador (Zona de Quito Guayllabamba – San Antonio). Tesis de Grado, EPN, Quito, Ecuador, pp.23-107.

Villagómez D., Egüez A., Winkler W., Spikings R. (2002a). Plio-Quaternary sedimentary and tectonic evolution of the Central Inter-Andean Valley in Ecuador. Fourth ISAG, Toulouse-France. pp. 689-692.

Villagómez D., Egüez A., Jongsma W. (2002b). New geological insights into the Geology of the Central Inter-Andean Valley in Ecuador using remote sensing and GIS. First Ecuadorian Congress in remote sensing and GIS, Quito-Ecuador, pp.17.

Villagómez D., Egüez A., Winkler W., Jongsma W., Spikings R. (2002c). An integrated study to the Plio-Quaternary geologic evolution of the Central Inter-Andean Valley: facies and structural mapping, morphotectonic analysis, seismological data and remote sensing techniques. Octavo Congreso Ecuatoriano en Ciencias de la Tierra. Guayaquil-Ecuador, pp.1.

Vozoff, K. (1972). The magnetotelluric method in the exploration of sedimentary basins. Geophysics, vol. 37, 98-141.

Winkler W., Spikings R., Villagómez D., Egüez A., Abegglen P., Tobler S. (2002). Fourth ISAG, Toulouse-France. The Chota Basin and its significance for the formation of the Inter-Andean Valley in Ecuador Fourth ISAG, Toulouse-France. pp. 705-708.

Winkler, W., Villagómez, D., Spikings, R., Abegglen, P., Tobler, St., Egüez, A. (2005). The Chota basin and its significance for the inception and tectonic setting of the inter-Andean depression in Ecuador. Journal South Am Earth Sci 19: 5 - 19

Winter Th., Lavenu A. (1989). Morphological and microtectonic evidence for a major active right-lateral strike-slip fault across central Ecuador (South America). Annales Tectonicae 3 (2), pp.123-139.

Wynn J., Pierce H. (2015). Mount St. Helens - Controlled-Source Audio-Frequency Magnetotelluric (CSAMT) Data and Inversions. U.S: Geological Survey, Reston, Virginia, pp.2-10.

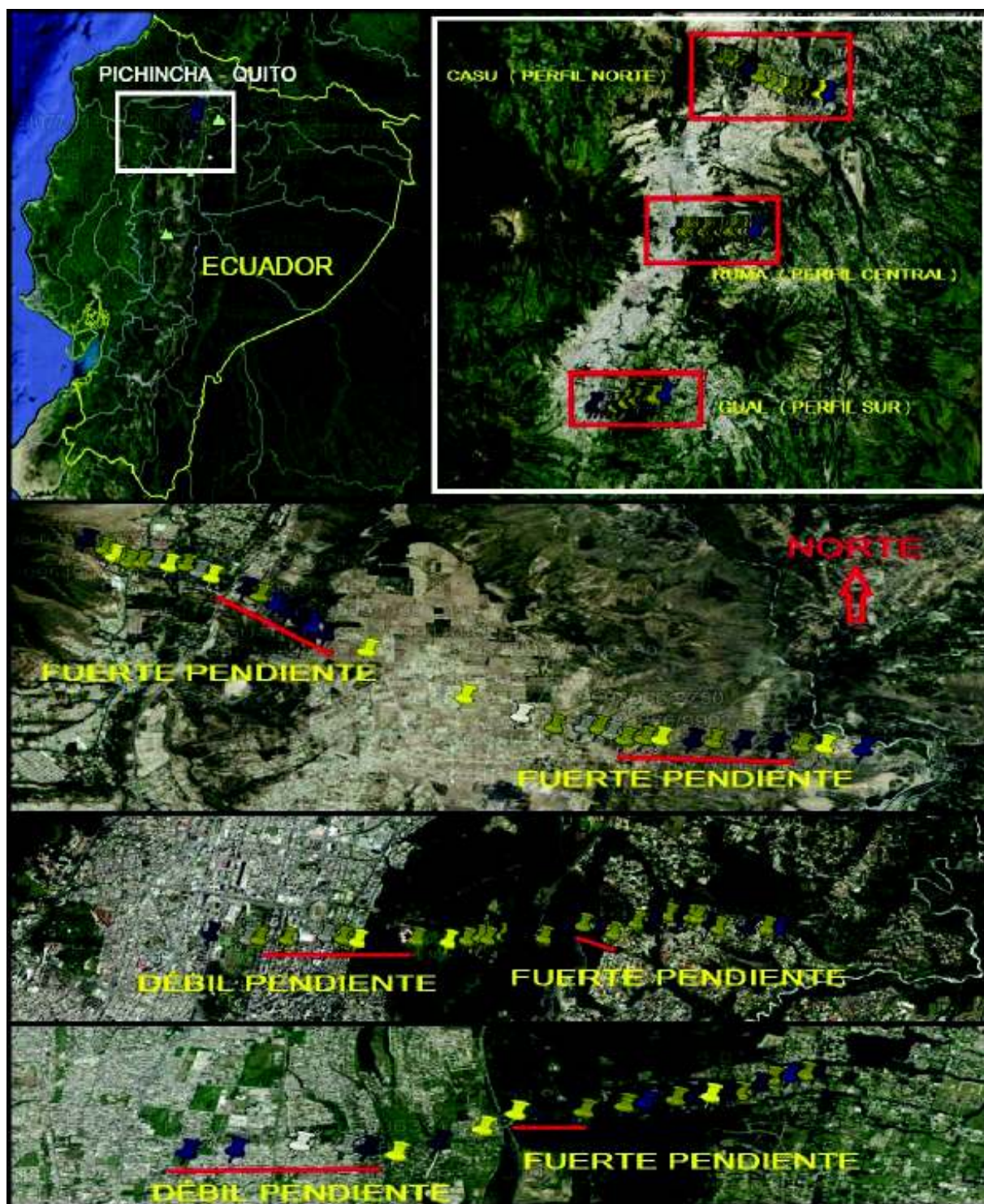
https://es.wikipedia.org/wiki/Cabalgamiento#/media/File:Duplex1_ES.svg.

ANEXOS

ANEXO N.- 1

DISTRIBUCIÓN DE LOS DIFERENTES SONDEOS A LO LARGO DE QUITO (CONSTRUCCIÓN DE PERFILES)

SONDEOS Y PERFILES A LO LARGO DE QUITO



DESCRIPCIÓN

DISTRIBUCIÓN DE LOS DIFERENTES SONDEOS A LO LARGO DE QUITO. TRES PERFILES (CASU, RUMA, GUAL) PERPENDICULARES A LAS ANTIFORMAS.

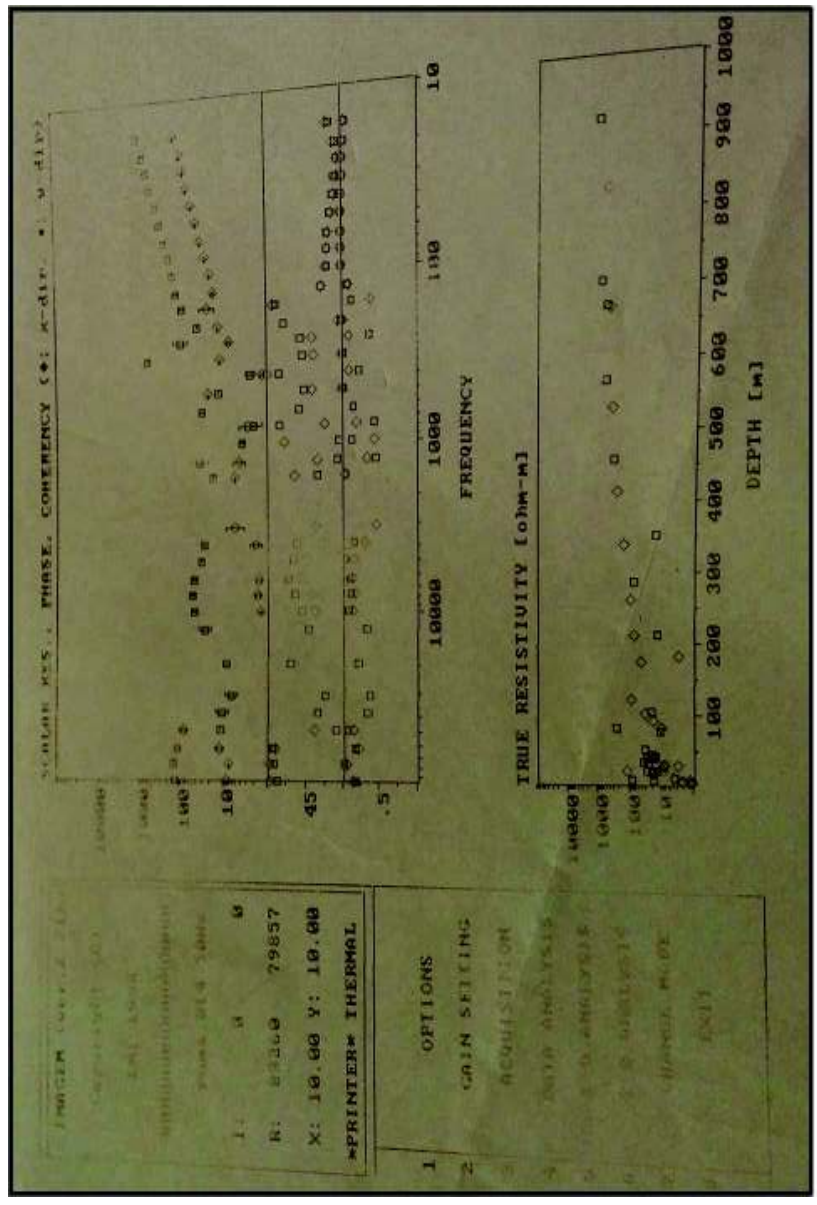
MARCADORES: AMARILLOS "SONDEOS", BLANCOS Y AZULES "CORRECCIONES TOPOGRÁFICAS".

MARCELO ISRAEL CAJAS GUEVARA EPN

ANEXO N.- 2

**SONDEO “RUMA 14” (HOJA DE IMPRESIÓN “NO
PERMITE LA ADECUADA OBSERVACIÓN”)**

SONDEO "RUMA 14" (IMPRESIÓN)



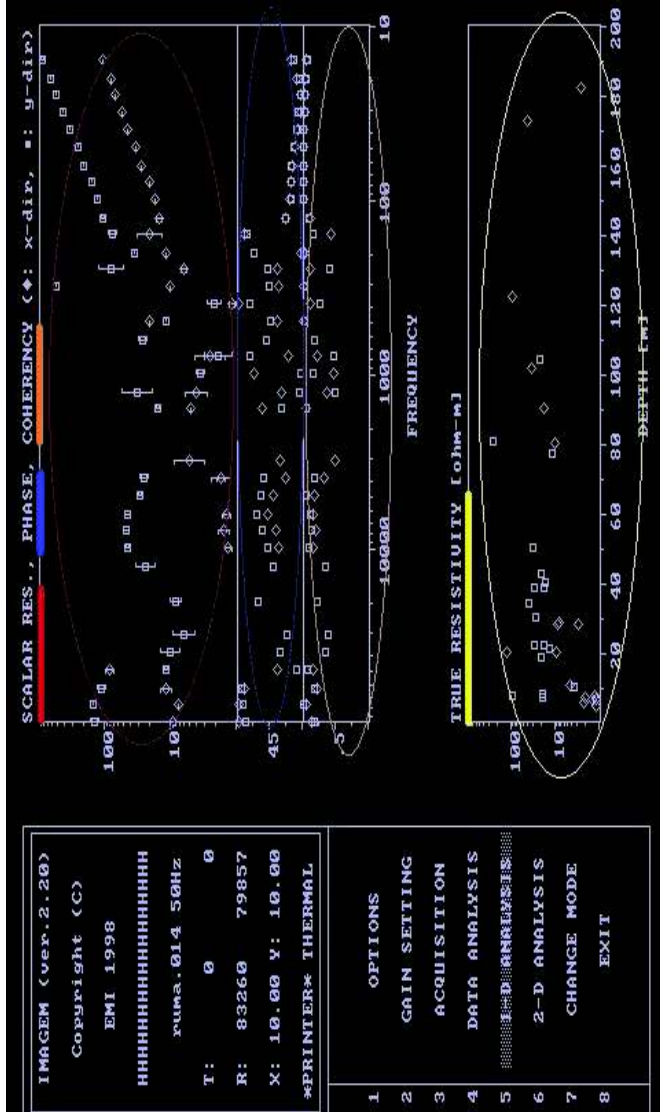
DESCRIPCIÓN

IMPRESIÓN DE CAMPO DEL SONDEO RUMA 14.
SE PUEDE OBSERVAR LO DÉBIL QUE ES ESTE
TIPO DE HOJA.

MARCELO ISRAEL CAJAS GUEVARA **EPN**

ANEXO N.- 3**SONDEO “RUMA 14” (EXTRAÍDO DEL DOS-BOX)**

SONDEO "RUMA 14" (DOS-BOX)



SIMBOLOGÍA

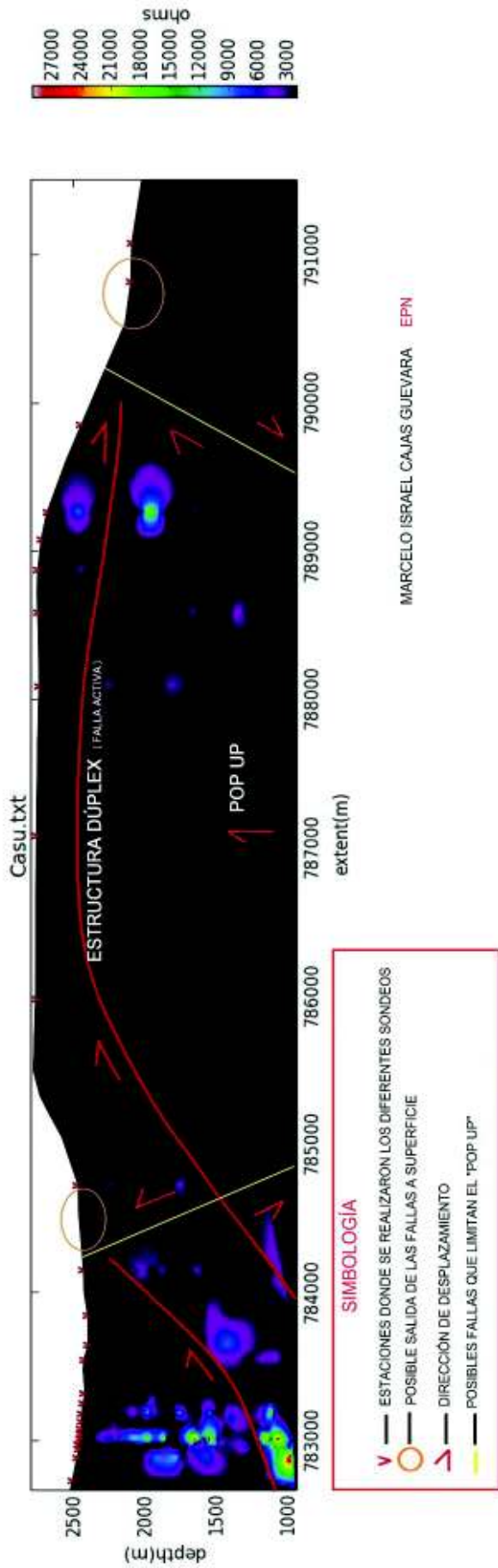
-  RESISTIVIDAD ESCALAR
-  FASE
-  COHERENCIA
-  DIAGRAMA "RESISTIVIDAD VS PROFUNDIDAD"

MARCELO ISRAEL CAJAS GUEVARA
 EPN

ANEXO N.- 4

PERFIL FINAL CASU (TAMAÑO REAL)

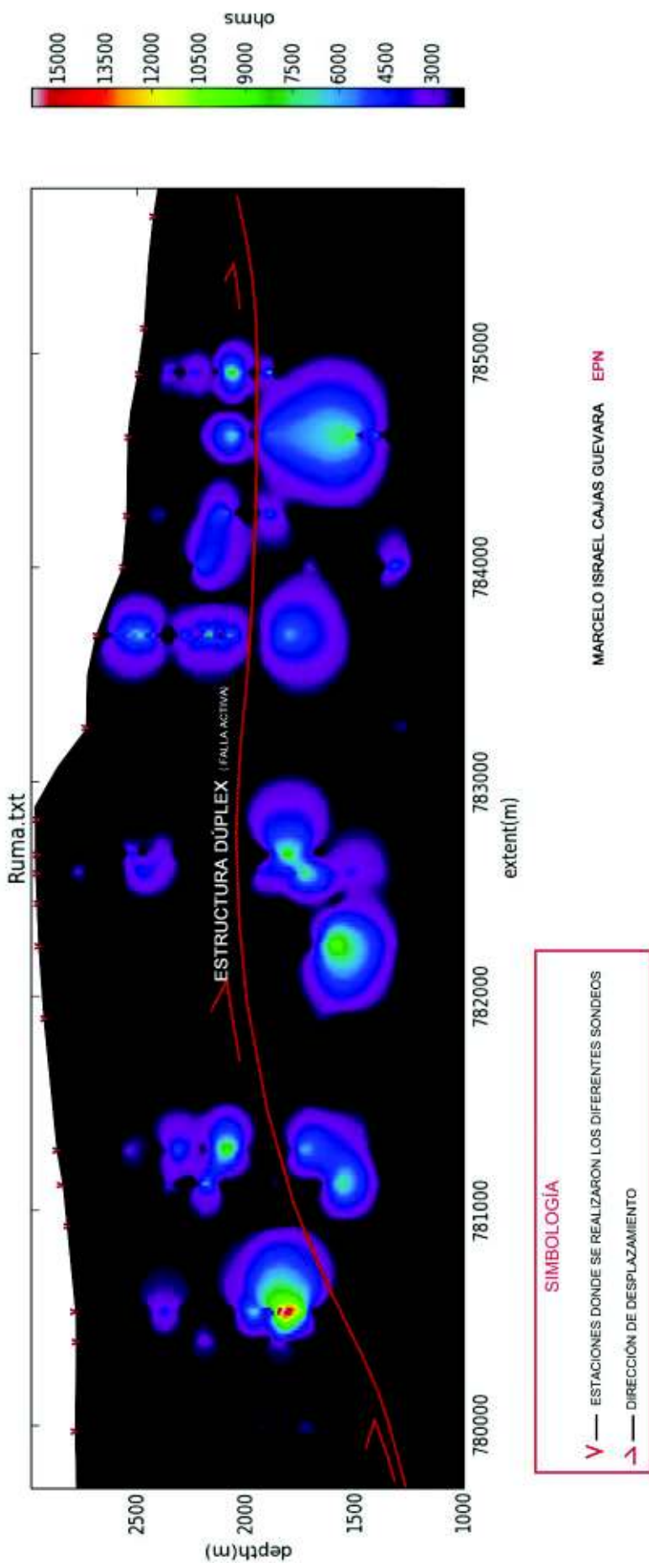
CASU FINAL



ANEXO N.- 5

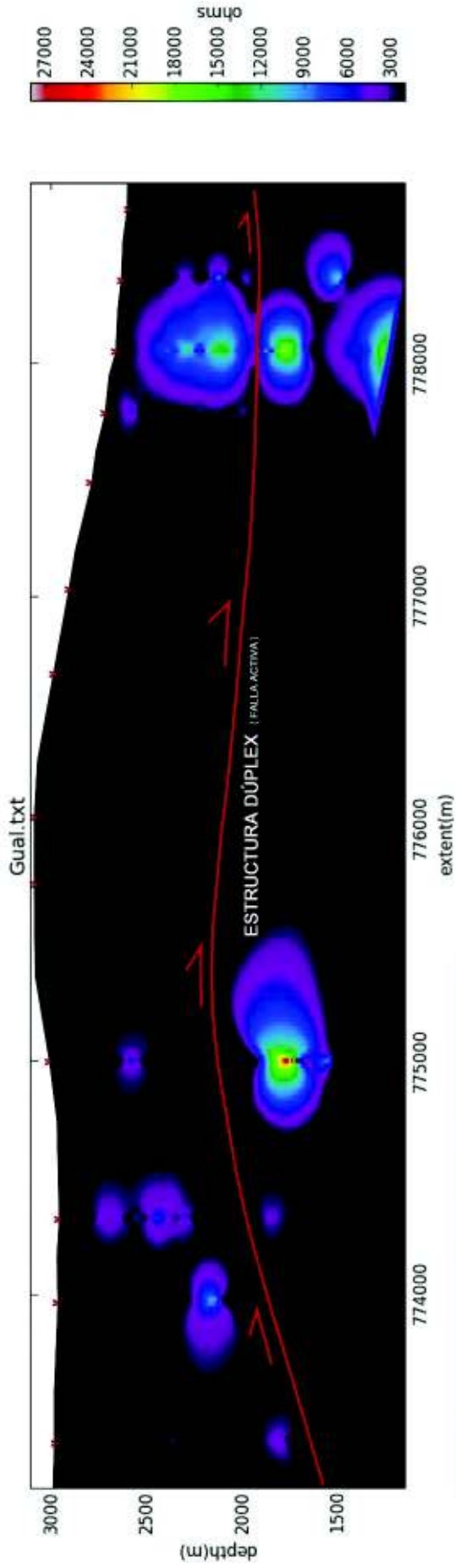
PERFIL FINAL RUMA (TAMAÑO REAL)

RUMA FINAL



ANEXO N.- 6**PERFIL FINAL GUAL (TAMAÑO REAL)**

GUAL FINAL



SIMBOLOGÍA

V — ESTACIONES DONDE SE REALIZARON LOS DIFERENTES SONDEOS

→ — DIRECCIÓN DE DESPLAZAMIENTO

MARCELO ISRAEL CAJAS GUEVARA EPN

ANEXO N.- 7

STRATAGEM EN CAMPO (OBTENCIÓN DE DATOS)

EQUIPO STRATAGEM EH4



DESCRIPCIÓN
SONDEO REALIZADO CON EL EQUIPO STRATAGEM PARA EL PERFIL CENTRAL "RUMA".
UBICACIÓN: PARQUE LA CAROLINA.
DR. PEDRO REYES - ING. MILTON RAMÍREZ

MARCELO ISRAEL CAJAS GUEVARA EPN

ANEXO N.- 8

STRATAGEM EN CAMPO (OBTENCIÓN DE DATOS)

EQUIPO STRATAGEM EH4



DESCRIPCIÓN

SONDEO REALIZADO CON EL EQUIPO STRATAGEM PARA EL PERFIL CENTRAL "RUMA".

UBICACIÓN: BARRIO VISTA HERMOSA,

ING. MILTON RAMÍREZ - DOCENTE DEL INSTITUTO ESPACIAL ECUATORIANO.

MARCELO ISRAEL CAJAS GUEVARA EPN