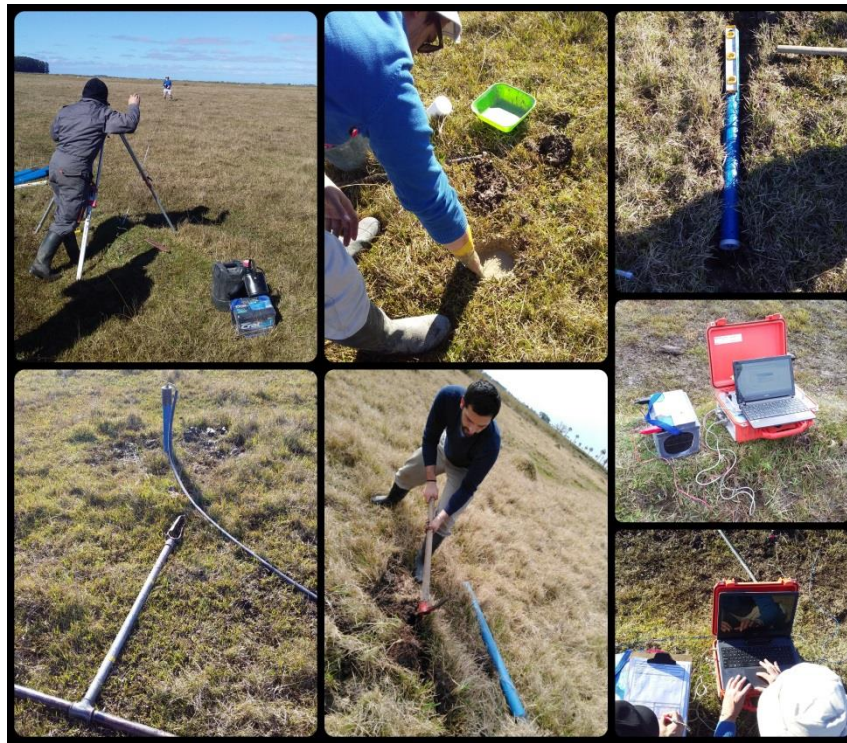


ANÁLISIS MAGNETOTELÚRICO DE LA CUENCA LAGUNA MERÍN (SE, URUGUAY)



Facundo Plenc

Tutora: Dra. Ethel Morales

Co-tutora: MSc. Josefina Marmisolle

Trabajo Final de la Licenciatura en Geología
Facultad de Ciencias, Universidad de la República, Uruguay
2021

Agradecimientos

Quiero agradecer a mis tutoras Ethel y Josefina, por el apoyo, los consejos y el tiempo que dedicaron a la realización de este trabajo, y a todo el aprendizaje que me transmitieron a lo largo de este proceso que va mucho más allá de lo estrictamente reflejado en estas páginas.

También quiero agradecer al personal de INGESUR S.R.L, por estar siempre a disposición tanto con los equipos como con el asesoramiento geofísico.

Le agradezco también al Mauri por acompañarme en estas salidas de campo, como en tantas otras a lo largo de la carrera.

Por otro lado quiero agradecer a mi familia por estar incondicionalmente en todo momento. También le agradezco al tremendo grupo de gente amiga con quienes vamos acompañándonos en este transitar.

No quiero terminar estos párrafos sin agradecer a la educación pública, a las oportunidades, a los cambios y a la persistencia.

Resumen

La Cuenca Laguna Merín (CLM), ubicada en el Sureste del territorio uruguayo, es una de las tres cuencas sedimentarias del área continental del Uruguay. Se encuentra limitada al Norte por el lineamiento Cebollatí-Merín (LCM), con dirección N50°E, y al Sur por el lineamiento Aiguá-India Muerta-Chuy (LAIC), con dirección N85°E. Su génesis y evolución se relaciona con el corredor tectónico Santa Lucía - Aiguá - Merín (SaLAM) interpretado como un rift abortado, asociado a la separación de América del Sur y África y a la posterior apertura del océano Atlántico. La CLM posee las mayores interrogantes de las cuencas continentales del Uruguay, desconociéndose la profundidad a la que se ubica su basamento y conociéndose sólo parcialmente su configuración estratigráfica. Se destaca la presencia de la anomalía gravimétrica Bouguer positiva más importante del país, con una magnitud que supera los 100 mGal, la cual es coincidente con anomalías magnéticas. En este trabajo se caracterizó la CLM a través del análisis e interpretación de 4 transectas conformadas por 42 sondeos magnetotelúricos (MT). Se realiza un mapeo de los principales lineamientos estructurales de la CLM, así como también un análisis de las curvas de resistividad aparente y fase, dimensionalidad, *strike* y vectores de inducción de los sondeos MT. A través del análisis de las inversiones 2D de los sondeos MT, se realizó la caracterización magnetotelúrica del basamento de la cuenca y de las unidades que componen su relleno. De ese modo se concluye que se trata de una cuenca sedimentaria relativamente somera con un espesor máximo de relleno en el entorno de los 2.500 m, constituido por una capa superior asignable a la cobertura sedimentaria con resistividades comprendidas entre 1 y 25 $\Omega\cdot\text{m}$; y una capa más profunda con resistividades intermedias de entre 40 y 252 $\Omega\cdot\text{m}$, presentando intercalaciones de materiales conductores. La cobertura está constituida por rocas sedimentarias de edad Meso-Cenozoicas, con un espesor promedio de 150 m y un máximo de 500 m. La capa inferior presenta un espesor máximo próximo a los 2.000 m y una naturaleza esencialmente ígnea, de edad Mesozoica, con materiales conductores de hasta 500 m de espesor intercalados en su mitad basal, que son interpretados como sucesiones sedimentarias, aunque también podrían corresponderse con rocas ígneas alteradas o rocas volcano-clásticas. El material muy resistivo en la base se corresponde con el basamento cristalino. Un cuerpo conductor es identificado a profundidades superiores a 3.500 m, emplazado en el basamento, entre los LCM y LAIC. El cual podría corresponderse con cuerpos intrusivos en la corteza constituidos por fases minerales conductoras en contacto y/o con presencia de material fundido o fluidos.

Índice

1.	Introducción	1
2.	Objetivos	3
2.1.	Objetivo General	3
2.2.	Objetivos Específicos.....	3
3.	Localización del área de estudio	4
4.	Contexto geológico	5
4.1.	Basamento Cristalino	5
4.2.	Cuenca Laguna Merín.....	7
5.	Antecedentes geofísicos de la Cuenca Laguna Merín	13
5.1.	Gravimetría y magnetometría.....	13
5.2.	Sondeos eléctricos verticales	18
5.3.	Magnetotelúrica.....	19
6.	Método Magnetotelúrico (MT)	21
6.1.	Marco Teórico	21
6.2.	Base teórica del electromagnetismo.....	23
6.3.	Conductividad eléctrica de los materiales terrestres.....	24
6.4.	Profundidad de penetración	25
6.5.	Respuestas magnetotelúricas	26
6.5.1.	Tensor impedancia	26
6.5.2.	Función de transferencia geomagnética (<i>tipper</i>)	28
6.5.3.	Invariantes rotacionales	29
6.6.	Dimensionalidad geoelectrica	30
6.6.1.	Medios Unidimensionales (1D)	30
6.6.2.	Medios Bidimensionales (2D).....	31
6.6.3.	Medios Tridimensionales (3D)	33
6.6.4.	Subestimación de la dimensionalidad	34
6.7.	Efectos de distorsión	34
6.8.	Metodología de campo	36
6.9.	Modelización de los datos. Obtención del modelo geoelectrico.....	38
6.10.	Inversión de los datos	39
6.10.1.	Inversión unidimensional	39
6.10.2.	Inversión bidimensional	40
6.11.	Competencia del método.....	40

7.	Base de datos	42
8.	Resultados y Discusión	45
8.1.	Análisis estructural	45
8.2.	Análisis de los sondeos MT	47
8.2.1.	Curvas de resistividad aparente y fase.....	47
8.2.2.	Dimensionalidad.....	53
8.2.3.	Dirección de conductividad constante en un medio (<i>Strike</i>)	56
8.2.4.	Vectores de Inducción.....	60
8.3.	Análisis de las Inversiones 2D.....	64
9.	Conclusiones.....	82
10.	Bibliografía	84
11.	Anexos.....	92
11.1.	Consideración del Índice planetario Kp.....	92

Índice de figuras

Figura 1: Mapa de ubicación del área de estudio..	4
Figura 2: Modelos tectónicos para el Uruguay (tomado de Núñez Demarco <i>et al.</i> , 2018)..	6
Figura 3: Esquema evolutivo de un punto triple de desmembramiento del Gondwana (tomado de Rossello <i>et al.</i> , 2007).	8
Figura 4: Localización relativa del Lineamiento Santa Lucía-Aiguá-Merín (tomado de Rossello <i>et al.</i> , 2000).....	9
Figura 5: Esquema geológico-estructural del segmento nororiental del SaLAM (tomado de Veroslavsky <i>et al.</i> , 2004)..	10
Figura 6: Mapa geológico de la cuenca Laguna Merín y su basamento circundante (tomado de Cernuschi <i>et al.</i> , 2015).....	12
Figura 7: Perfil magnetométrico y gravimétrico (tomado de Vivanco, 2017).....	14
Figura 8: Magnetometría y gravimetría (tomado de Correa Da Camara Rosa, 2009).	15
Figura 9: Mapa Anomalía Bouguer del Uruguay (tomado de Reitmayr, 2001).....	16
Figura 10: A: Mapa gravimétrico de Uruguay; B: Mapa magnético reducido al polo en la anomalía de Lascano Este; C: Mapa gravimétrico en la anomalía de Lascano Este (tomado de Cernuschi, 2011).....	17
Figura 11: Área de estudio con ubicación de los SEL (tomado de Medina y Pirelli, 1995).	18
Figura 12: Perfil geoelectrico N-S sobre la anomalía de la Laguna Merín, centro gravimétrico cercano al SEL 13 (tomado de Reitmayr, 2001).	19
Figura 13: Localización del área estudiada y de las dos transectas magnetotéluricas (tomado de Vivanco, 2017).....	20
Figura 14: Inversión 1D del invariante del Sondeo 1 (tomado de Vivanco, 2017).....	20
Figura 15: Inversión 2D interpretada de los sondeos MT realizados (tomado de Vivanco, 2017).	21
Figura 16: Rango de conductividad eléctrica de los materiales más frecuentes en la Tierra (tomado de Varas, 2014).	25
Figura 17: Posibles casos para las curvas de resistividad aparente y fase (tomado de Varas, 2014).....	27
Figura 18: Tensor de impedancias en función de la dimensionalidad de las estructuras (tomado de Varas, 2014).	30
Figura 19: Modelo 2D compuesto por dos cuerpos con conductividades σ_1 y σ_2 (tomado de Varas, 2014).....	31
Figura 20: Dependencia de la dimensionalidad con la escala.....	33
Figura 21: Cuadro resumen con los tipos de distorsión galvánica. Todos los casos corresponderían a medios 2D (tomado de Varas, 2014).	36
Figura 22: Diferentes etapas para el armado del arreglo de los sondeos MT.	37

Figura 23: Esquema del equipo utilizado (tomado de Vivanco, 2017).	38
Figura 24: Base de datos geológica-geofísica.....	42
Figura 25: Distribución de transectas y sondeos MT en el área de estudio.	43
Figura 26: Interpretación estructural del área de estudio.	46
Figura 27: Ubicación de los grupos de curvas de resistividad aparente y fase.....	47
Figura 28: Curva de resistividad aparente para el Sondeo T1_2.....	48
Figura 29: Curva de resistividad aparente para el Sondeo T2_8.....	49
Figura 30: Curva de resistividad aparente para el Sondeo T2_15.	50
Figura 31: Curva de resistividad aparente para el Sondeo T1_10.	51
Figura 32: Curva de resistividad aparente para el Sondeo T3_6.....	52
Figura 33: Curva de resistividad aparente para el Sondeo T2_3.....	53
Figura 34: Transecta 1 – Dimensionalidad de los sondeos a partir de Skew.	54
Figura 35: Transecta 2 – Dimensionalidad de los sondeos a partir de Skew.	54
Figura 36: Transecta 2 – Dimensionalidad de los sondeos a partir de Skew.	55
Figura 37: Transecta 4 – Dimensionalidad de los sondeos a partir de Skew.	56
Figura 38: Dirección de conductividad constante para todo el rango de frecuencias.....	57
Figura 39: Dirección de conductividad constante para rango de frecuencias de 800 a 3 Hz.	58
Figura 40: Dirección de conductividad constante para rango de frecuencias menores a 3 Hz. .	58
Figura 41: Vectores de Inducción para todo el rango de frecuencias.....	61
Figura 42: Vectores de Inducción para rango de frecuencias de 800 a 3 Hz.	61
Figura 43: Vectores de Inducción para rango de frecuencias menores a 3 Hz.	62
Figura 44: Inversión 2D de la transecta 1 sin interpretar (arriba), interpretada (abajo).....	66
Figura 45: Curvas de resistividad aparente y fase para los sondeos T1_4, T1_5, T1_6 y T1_7 en presencia del cuerpo conductivo.....	67
Figura 46: Curvas de resistividad aparente y fase para los sondeos T1_4, T1_5, T1_6 y T1_7 en ausencia del cuerpo conductivo	67
Figura 47: Inversión 2D de la transecta 2 sin interpretar (arriba), interpretada (abajo).....	71
Figura 48: Inversión 2D de la transecta 3 sin interpretar (arriba), interpretada (abajo).....	75
Figura 49: Inversión 2D de la transecta 4 sin interpretar (arriba), interpretada (abajo).	77
Figura 50: Ejemplificación del modelo en capas de la Cuenca Laguna Merín en las curvas de resistividad aparente y fase del sondeo T2_9.	78
Figura 51: Principales controles tectónicos de la Cuenca Laguna Merín y elipsoide de esfuerzo relacionado.....	81

Índice de tablas

Tabla 1: Localización de sondeos y datos de medición.....	44
Tabla 2: Direcciones de <i>Strike</i> general, a altas y bajas frecuencias para los sondeos MT.	59
Tabla 3: Direcciones de vectores de inducción general, a altas y bajas frecuencias para los sondeos MT.	63

1. Introducción

El presente trabajo constituye el último requisito curricular de la Licenciatura en Geología (Facultad de Ciencias, Universidad de la República) y tiene el objetivo de contribuir al conocimiento de la Cuenca Laguna Merín.

La Cuenca Laguna Merín (Bossi, 1966), ubicada en el Sureste del territorio uruguayo, es una de las tres cuencas sedimentarias del área continental del Uruguay. Su génesis y evolución está asociada al corredor tectónico Santa Lucía - Aiguá - Merín (SaLAM), definido por Rossello *et al.* (1999). La expresión regional del SaLAM se apoya en la disposición de las fosas Santa Lucía, Minas, Aiguá, Lascano, Velázquez y Laguna Merín, siendo interpretado como un rift abortado asociado a la extensión cortical precursora de la apertura atlántica, la cual controló la sedimentación y el magmatismo juro-cretácico de estas cuencas (Rossello *et al.*, 1999; 2000).

La Cuenca Laguna Merín (CLM) es la que presenta las mayores interrogantes de las cuencas continentales del Uruguay, ya que se desconoce la profundidad a la que se ubica su basamento, excepto en los bordes de la misma, siendo además solo parcialmente conocida la configuración estratigráfica de su relleno. La cuenca no posee información sísmica y ninguna de las perforaciones profundas (11 en total), en el entorno de los 1.000 m, alcanzaron el basamento, habiendo todas finalizado en litologías ígneas mesozoicas.

El modelo actual para la cuenca establece que la misma presenta una cobertura de sedimentos cretácicos y cenozoicos, y un relleno constituido por más de 1.000 m de rocas ígneas mesozoicas correspondientes a las formaciones Puerto Gómez y Arequita (Bossi 1966).

Un rasgo sobresaliente de la Cuenca Laguna Merín es la presencia de la anomalía gravimétrica Bouguer positiva más importante del país, con una magnitud que supera los 100 mGal (Reitmayr, 2001), la cual es coincidente con anomalías magnéticas (Cernuschi, 2011).

El objetivo de este trabajo es aportar al conocimiento de la Cuenca Laguna Merín, utilizando el método geofísico magnetotelúrico. El abordaje de la cuenca a través de esta metodología ha sido sugerido anteriormente por Medina y Pirelli (1995), Reitmayr (2001) y Veroslavsky *et al.* (2002), y aplicado por Vivanco (2017), debido a que la misma ofrece buen desempeño en cuencas cuyo relleno está conformado por materiales con resistividades contrastantes, y para la determinación de la interfase relleno de cuenca – basamento.

En el presente trabajo se caracteriza la CLM a través del análisis e interpretación de sondeos y transectas magnetotelúricas obtenidas en el marco de la ejecución del proyecto de investigación titulado “Evaluación Preliminar del potencial hidrocarburífero de la Cuenca Laguna Merín”, financiado por la Agencia Nacional de Investigación e Innovación (ANII), y sondeos antecedentes del área de estudio.

2. Objetivos

2.1. Objetivo General

El objetivo general del presente trabajo es realizar una caracterización magnetotelúrica de la Cuenca Laguna Merín.

2.2. Objetivos Específicos

Entre los objetivos específicos planteados se incluyen:

- Mapeo de los principales lineamientos estructurales de la Cuenca Laguna Merín.
- Análisis de las curvas de resistividad aparente y fase, dimensionalidad, *strike* y vectores de inducción de sondeos magnetotelúricos.
- Análisis de las inversiones 2D de los sondeos magnetotelúricos.
- Caracterización magnetotelúrica del basamento de la cuenca y de las distintas unidades que componen el relleno de la misma.
- Integración de antecedentes geológicos y geofísicos en la cuenca.

3. Localización del área de estudio

El área de estudio se ubica en los departamentos de Lavalleja, Rocha y Treinta y Tres, aproximadamente a 258 km de la ciudad de Montevideo, entre los meridianos $53^{\circ}11'19.00''\text{O}$ - $54^{\circ}54'38.00''\text{O}$ y los paralelos $32^{\circ}36'11.80''\text{S}$ - $33^{\circ}57'0.30''\text{S}$, en el Sureste del territorio nacional (rectángulo rojo en la Fig. 1).

El acceso principal desde la ciudad de Montevideo hasta el área de estudio es, en el primer tramo por la Ruta Nacional N°8, continuando por la Ruta Nacional N° 13 y, por último, por la Ruta Nacional N°15 hacia la ciudad de Lascano (Depto. Rocha). Caminería diversa dentro del área de estudio permite el acceso y recorrido de la misma.

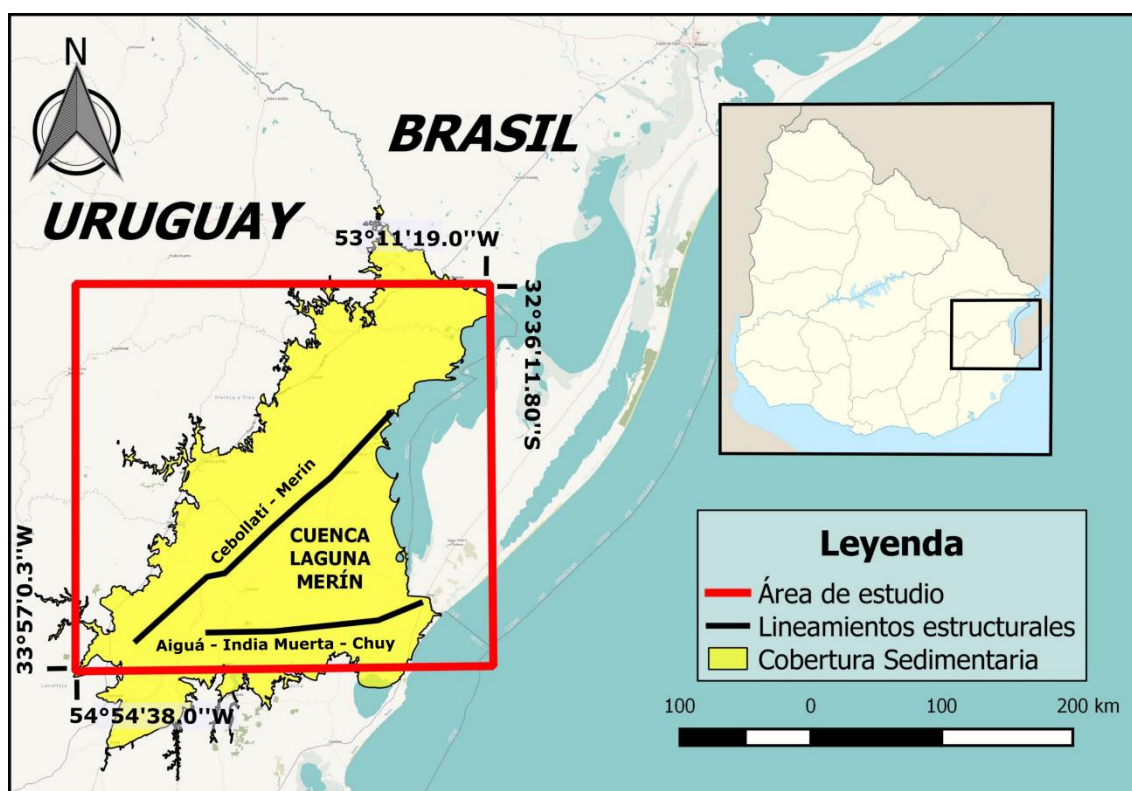


Figura 1: Ubicación del área de estudio. Se indican los límites estructurales de la cuenca y el área aflorante de la sedimentación cenozoica.

4. Contexto geológico

4.1. Basamento Cristalino

El basamento Precámbrico de Uruguay incluye rocas de edades arqueanas a proterozoicas que afloran principalmente al Sur del río Negro. Al Norte del mismo, los afloramientos están restringidos a las “islas cristalinas” de Cuñapirú-Vichadero (Rivera) y Aceguá (Cerro Largo). Está constituido por rocas metamórficas e intrusiones plutónicas, así como por rocas hipoabisales (Núñez Demarco *et al.*, 2018).

Estas rocas se encuentran parcialmente recubiertas por unidades fanerozoicas: i) al Sur, por las unidades que constituyen las cuencas volcano-sedimentarias extensionales Santa Lucía y Laguna Merín, relacionadas a la apertura del Océano Atlántico durante el Mesozoico (Rossello *et al.*, 1999); ii) y al Norte, por rocas volcánicas cretácicas y rocas sedimentarias de edades comprendidas entre el Devónico y el Cretácico Superior, que conforman la denominada Cuenca Norte, porción Sur de la Cuenca de Paraná (Goso y de Santa Ana, 1994).

Diversas propuestas de nomenclatura y subdivisión se han postulado para las unidades que conforman el basamento cristalino de nuestro país (Fig. 2), tales como la de Fragoso César (1980), Bossi y Navarro (1991), Preciozzi *et al.* (1985; 1999), Bossi *et al.* (2001), Bossi y Gaucher (2004), Masquelin (2006), Sánchez Bettucci *et al.* (2010), Oyhançabal *et al.* (2011), entre otros.

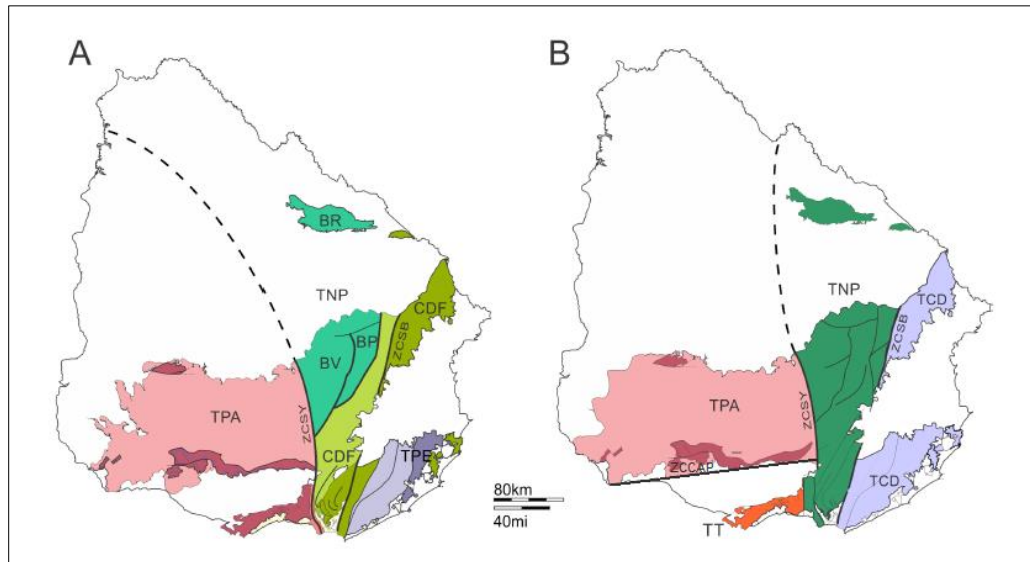


Figura 2: Modelos tectónicos para Uruguay. (A) Modelo según Preciozzi *et al.*, (1985, 1999), Sanchez Bettucci *et al.*, (2010), Oyhançabal *et al.*, (2011), Masquelin *et al.*, (2017). (B) Modelo según Bossi *et al.*, (2001), Bossi y Gaucher (2004). Ref.: TPA: Terreno Piedra Alta, TNP: Terreno Nico Pérez, CDF: Cinturón Dom Feliciano, TPE: Terreno Punta del Este, TT: Terreno Tandilia, TCD: Terreno Cuchilla Dionisio, BR: Bloque Rivera o isla cristalina de Rivera, BV: Bloque Valentines, BP: Bloque Pavas, ZCSY: Zona de cizalla Sarandí del Yí, ZCSB: Zona de cizalla Sierra Ballena, ZCCAP: Zona de cizalla Colonia - Arroyo Pavón (tomado de Núñez Demarco *et al.*, 2018).

Dos grandes zonas de cizalla transcurrentes, denominadas: Zona de cizalla Sarandí del Yí (ZCSY; Oyhançabal *et al.*, 2005, 2011; Sánchez Bettucci *et al.*, 2010; Masquelin *et al.*, 2017) y zona de cizalla Sierra Ballena (ZCSB; Frago Cesar, 1987) son reconocidas en el territorio uruguayo (Fig. 2). Algunos autores también consideran la zona de cizalla Colonia - Arroyo Pavón (ZCCAP; Bossi *et al.*, 2005; Ribot *et al.*, 2005).

Las ZCSY y ZCSB separan el basamento cristalino en tres dominios denominados: occidental, central y oriental (Masquelin, 2006). El dominio occidental, se sitúa al Oeste de la ZCSY y es conocido como Terreno Piedra Alta (TPA; Bossi *et al.*, 1993). El dominio central, conocido como Terreno Nico Pérez (TNP; Bossi *et al.*, 1993), está limitado al Oeste por la ZCSY y al Este por la ZCSB. El dominio oriental, situado al Este de la ZCSB se conoce con el nombre de “Batolito Cuchilla Dionisio - Pelotas” (Soliani Jr. 1986; Bossi *et al.*, 1998). Según Masquelin (2006), los dominios occidental y central pertenecen a un área de estabilidad tectónica relativa definida como Cratón Río de la Plata (Almeida *et al.*, 1973) y redefinida por Oyhançabal *et al.* (2011) como el área representada exclusivamente por el Terreno Piedra Alta; mientras que el dominio oriental constituye un bloque alóctono, acrecionado durante la evolución del Cinturón

Dom Feliciano (CDF), definido originalmente por Fragoso César (1980), entre el Neoproterozoico - Cámbrico.

De un modo general, el TPA incluye rocas Paleoproterozoicas que no fueron re trabajadas tectónicamente durante el Neoproterozoico, mientras que el TNP incluye rocas Arqueanas y Paleoproterozoicas re trabajadas tectónicamente durante el Neoproterozoico (Oyhantçabal *et al.*, 2011). Por su parte, el CDF, aflorante en el Este de Uruguay, representa el ciclo orogénico Brasiliano/Panafricano, entre ~ 750 y 550 Ma (Sánchez Bettucci *et al.*, 2010).

El CDF subyace a la cuenca de Laguna Merín y sus rocas más antiguas consisten en un núcleo mesoproterozoico representado por granulitas, ortogneises, gneises biotíticos y subordinadamente migmatitas (Preciozzi *et al.*, 1999; Basei *et al.*, 2011). Estas rocas están cubiertas por secuencias turbidíticas neoproterozoicas (~ 630 a 543 Ma), compuestas por rocas metasedimentarias de bajo grado de la Formación Rocha (Sánchez-Bettucci y Mezzano, 1993; Gaucher *et al.*, 2009;). Cuerpos de granitoides, con edades que oscilan entre 850 y 550 Ma, intruyen las rocas más antiguas (Muzio y Artur, 1999; Basei *et al.*, 2000; Oyhantçabal *et al.*, 2009; Basei *et al.*, 2013).

4.2. Cuenca Laguna Merín

La Cuenca Laguna Merín junto a la Cuenca Santa Lucía y otras fosas menores constituyen el lineamiento estructural Santa Lucía - Aiguá - Merín (SaLAM), interpretado como un rift abortado, asociado a la separación de América del Sur y África y a la posterior apertura del océano Atlántico (Fig. 3). Este lineamiento tiene una expresión regional rectilínea, de rumbo general NE, extendiéndose a lo largo de más de 450 km (Rossello *et al.*, 1999).

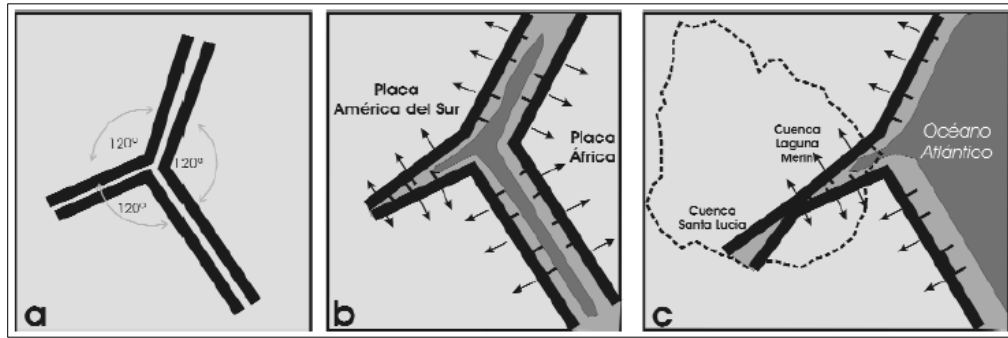


Figura 3: (a) Esquema evolutivo de un punto triple de desmembramiento de Gondwana, (b) con desarrollo de corteza oceánica entre las placas América del Sur y África y (c) la situación actual donde las cuencas Santa Lucía y Laguna Merín corresponderían a un brazo aulacogénico abortado (tomado de Rossello et al., 2007).

En referencia a la evolución tectónica y cinemática del SaLAM Rossello *et al.* (1999) reconocen dos fases principales; una fase temprana, de tipo extensional (Jurásico-Eocretácico), relacionada al momento de ruptura continental, donde se desarrollaron fallas de primer orden y ocurre magmatismo asociado, y una segunda fase transtensional dextral (Aptiano-Albiano), que se asociaría al movimiento de la placa Sudamericana hacia el Oeste.

El SaLAM es dividido en tres segmentos, denominados: a) sudoccidental, al Oeste de la ZCSY, b) intermedio, entre las ZCSY y ZCSB y c) nororiental, al Este de la ZCSB (Fig. 4). En sus extremos sudoccidental y nororiental el SaLAM está temporal y espacialmente vinculado a la génesis y evolución de las cuencas Santa Lucía y Laguna Merín (Rossello *et al.*, 2000).

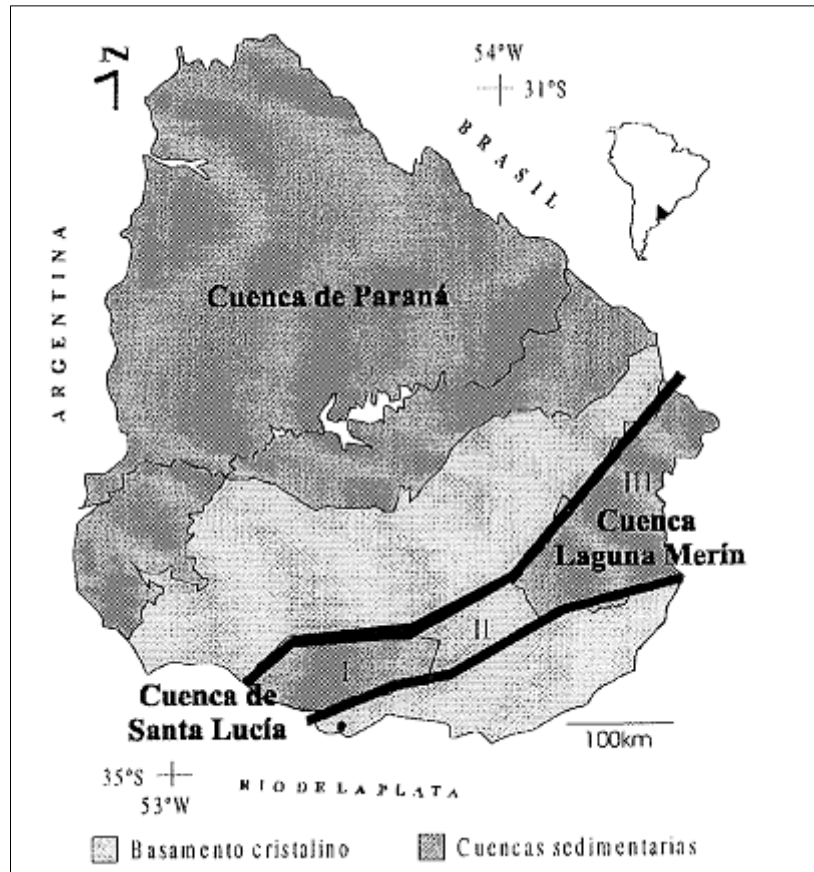


Figura 4: Localización relativa del Lineamiento Santa Lucía-Aiguá-Merín. I = Segmento sudoccidental (Cuenca Santa Lucía); II = Segmento intermedio; III = Segmento nororiental (Cuenca Laguna Merín) (tomado de Rossello et al., 2000).

En el segmento nororiental, al Este de la ZCSB, el SaLAM sufre una inflexión que lo dispone al Norte con rumbos N50° a 45°, según el lineamiento Cebollatí- Merín (LCM) y al Sur N60°, según el lineamiento Aiguá - India Muerta – Chuy (LAIC) (Fig. 5). Este conjunto de estructuras controló la extensión y el magmatismo de edad Juro-Eocretácico que originó la Cuenca Laguna Merín (Rossello *et al.*, 1999; 2000).

El extremo sudoccidental de la Cuenca Laguna Merín está constituido por las depresiones de Aiguá y Mariscala, en continuidad parcial entre sí (Fig. 5), cuyo desarrollo está controlado sobre el dominio oriental del escudo uruguayo al Sur por la falla Aiguá (N70°) y al Oeste por la zona de cizalla de Sierra Ballena (N15°) (Rossello *et al.*, 2007).

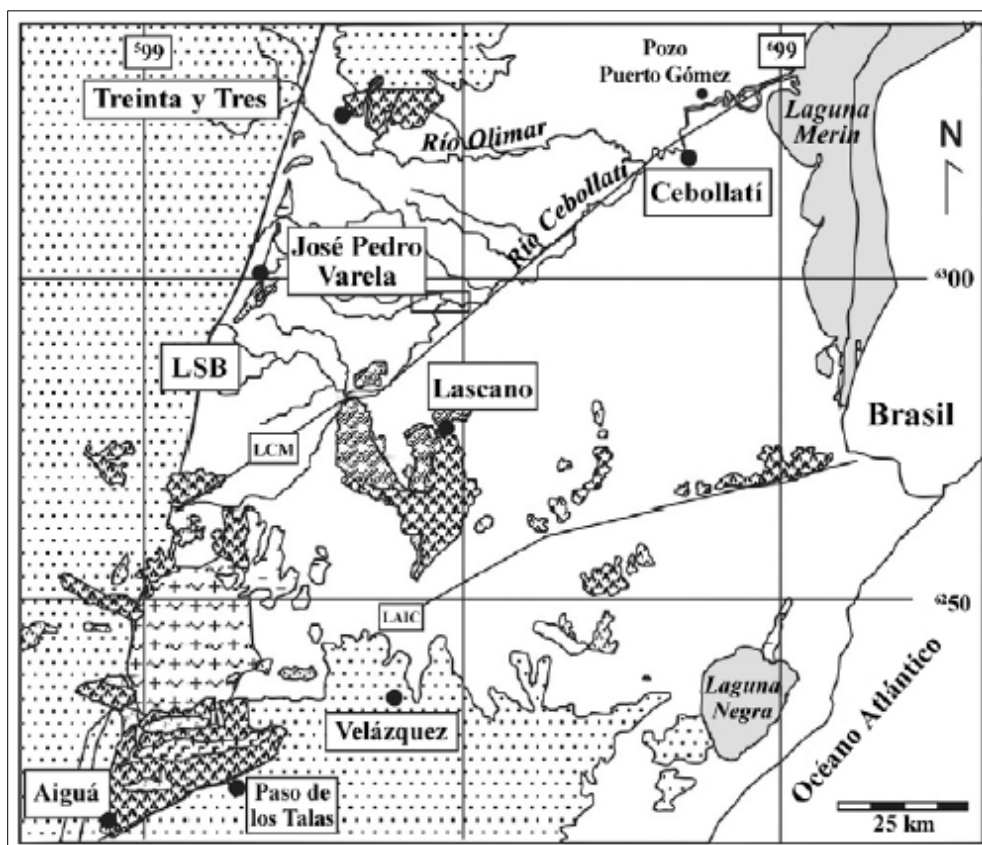


Figura 5: Esquema geológico-estructural del segmento nororiental del SaLAM. LSB = Lineamiento Sierra Ballena; LCM = Lineamiento Cebollatí-Merín; LAIC= Lineamiento Aiguá-India Muerta-Chuy (tomado de Veroslavsky *et al.*, 2004).

Las evidencias estructurales sugieren que existe una componente de rumbo dextral del corredor SaLAM a partir de un campo deformacional cuyo esfuerzo principal se dispone aproximadamente sublatitudinalmente (Rossello *et al.*, 2007). Este contexto tectónico determina la generación de un juego principal de fallas de borde (N70°E) que funciona como fallas sintéticas (Riedel) y otro juego sublatitudinal con expresión cinemática antitética (anti-Riedel).

Con relación al relleno de la Cuenca Laguna Merín, el mismo preserva la mayoría de las rocas ígneas asociadas con el *rifting* cretácico en el Sur de Uruguay, con edades comprendidas entre 133 Ma y 127 Ma (Cernuschi *et al.*, 2015).

La mayoría de las áreas de bajo relieve consisten en flujos basálticos porfiríticos y glomeroporfíticos de la Formación Puerto Gómez (Bossi, 1966), los que son alumbrados en el pozo Puerto Gómez N° 502 (el más profundo de la cuenca) y rellenan el *rift* con espesores documentados superiores a los 1.000 m (Bossi, 1966; Gómez Rifas y Masquelin, 1996; Cernuschi, 2011; Vivanco, 2017). Basándose en el análisis

geoquímico de muestras de testigos de la perforación Puerto Gómez, Gómez Rifas y Masquelin (1996) interpretaron los últimos 400 m como rocas asimilables a un fondo oceánico. Otros autores descartan una fuente astenosférica (primitiva) para el magma parental, atribuyéndole a estas lavas un origen a partir del manto litosférico (Turner *et al.*, 1999).

Cubriendo los basaltos en áreas de relieve topográfico superior, hay secciones de hasta 200 m de espesor de lavas ácidas porfídicas, brechas piroclásticas e ignimbritas riolíticas y riodacíticas de la Formación Arequita (Bossi, 1966; Morales, 2006; Conti, 2008; Muzio *et al.*, 2009). Los granófiros de San Miguel (Bossi, 1966) van desde porfídicos a equigranulares y se ubican en el extremo Este de la Cuenca Laguna Merín, cerca de la frontera con Brasil y localmente en Lascano (Conti, 2008; Muzio *et al.*, 2009).

En la diversidad de rocas ígneas en la CLM se reconocen, además, cuatro complejos intrusivos anulares denominados, de Oeste a Este: Valle Chico, Lascano Oeste, Lascano Este y San Luis, con diámetros comprendidos entre 20 y 30 km (Fig. 6) (Lustrino *et al.*, 2005; Rossello, 2007; Conti, 2008; Muzio *et al.*, 2008; Cernuschi *et al.*, 2015).

La CLM presenta la menor diversidad de rocas sedimentarias dentro del lineamiento SaLAM, contando con un espesor máximo de 500 m de rocas sedimentarias cenozoicas y mesozoicas. Estas rocas están representadas mayoritariamente por areniscas y conglomerados cretácicos pertenecientes a la Formación Migués (Bossi, 1966), limolitas cenozoicas de la Formación Fray Bentos (Harrington, 1956) y areniscas, limolitas y arcillitas cenozoicas de las formaciones Villa Soriano y Dolores (Goso, 1970).

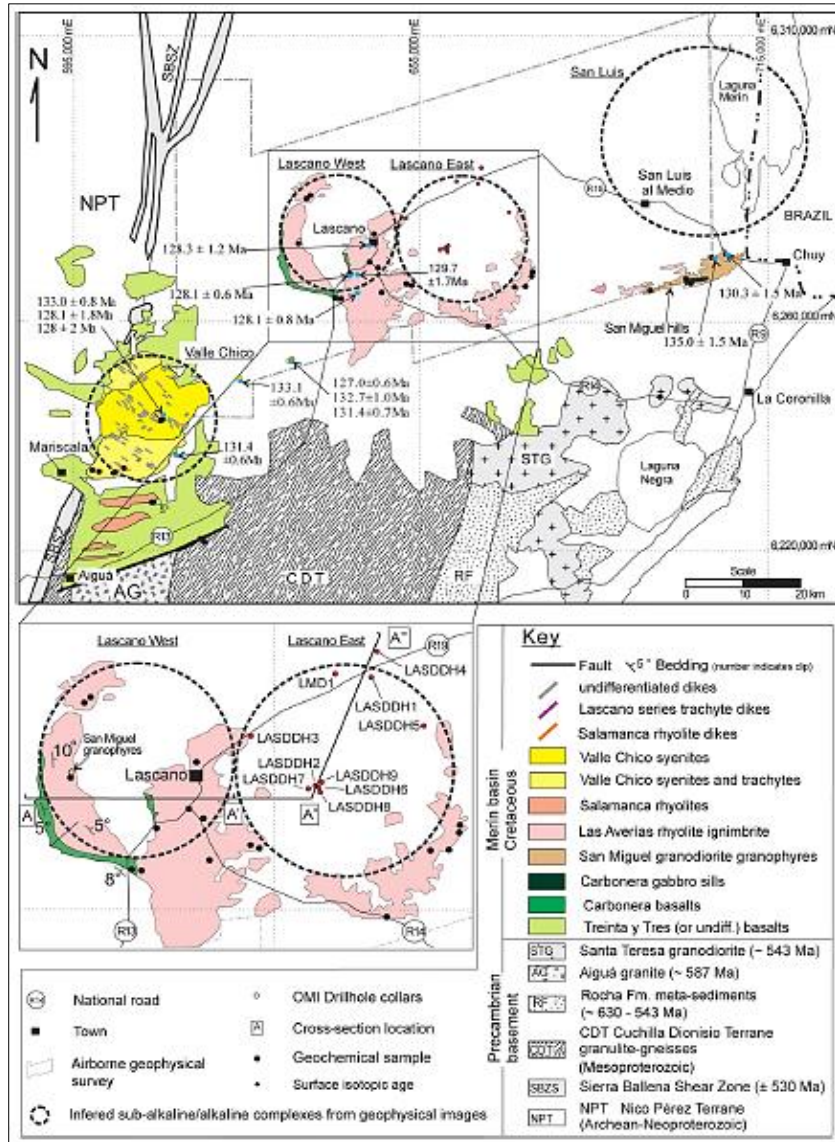


Figura 6: Mapa geológico de la cuenca Laguna Merín y su basamento circundante, modificado de Bossi y Ferrando (2001), Lustrino et al., (2005), Morales (2006), Conti (2008) y Muzio et al., (2009), mostrando la ubicación de los complejos intrusivos interpretados. Se muestra Lascano Oeste y Este y la ubicación de las perforaciones de Orosur Mining Inc. (tomado de Cernuschi et al., 2015).

5. Antecedentes geofísicos de la Cuenca Laguna Merín

5.1. Gravimetría y magnetometría

Como fuera mencionado anteriormente la CLM presenta la anomalía gravimétrica Bouguer positiva más importante del país, con una magnitud que sobrepasa los 100 mGal, la cual es coincidente con anomalías magnéticas de ~ 1200 nT (Servicio Geográfico Militar, 1973; Reitmayr, 2001; Cernuschi *et al.*, 2015).

Diversas hipótesis se han propuesto para explicar tanto la anomalía gravimétrica como las anomalías magnéticas. Las interpretaciones van desde exceso de densidad y espesor cortical (Introcaso y Huerta, 1982), varios kilómetros de relleno basáltico (Gómez Rifas y Masquelin, 1996), intrusiones máficas similares a Bushveld o Trumpsberg (Reitmayr, 2001; Veroslavsky *et al.*, 2002) a estructuras de caldera y complejos intrusivos (Rossello *et al.*, 1999; Cernuschi *et al.*, 2015).

El primer antecedente de la anomalía gravimétrica de la CLM se remonta a la Carta Gravimétrica Nacional a escala 1:1.000.000, realizada por el Servicio Geográfico Militar (SGM) en el año 1973, hoy Instituto Geográfico Militar (IGM).

Por su parte, la Misión Geofísica Alemana realizó en el año 1987 la adquisición de datos magnetométricos a lo largo de 60 km, pasando por el centro de la anomalía gravimétrica y obteniendo un perfil donde se diferencian tres zonas: i) la primera zona, ubicada entre los kilometrajes -3 al +3, atraviesa la Sierra de San Miguel y presenta valores variables; ii) la segunda zona, entre los kilómetros 19 y 29, se corresponde con un cuerpo tabular de ancho significativo y de poca profundidad en relación a su espesor; iii) la tercer zona, ubicada en el km 39, presenta una magnitud mayor a 600 nT que se corresponde con un cuerpo con buzamiento vertical a subvertical, interpretado como una posible chimenea volcánica (Medina y Pirelli, 1995).

En función del perfil magnético elaborado por la Misión Geofísica Alemana en 1987, Medina y Pirelli en el año 1995 realizan un perfil gravimétrico prácticamente coincidente (Fig. 7). El resultado obtenido indica que los valores de la anomalía

gravimétrica aumentan acercándose al arroyo San Luis, en el km 20, manteniendo valores máximos desde el km 20 hasta el km 29. A partir del km 29 los valores gravimétricos disminuyen.

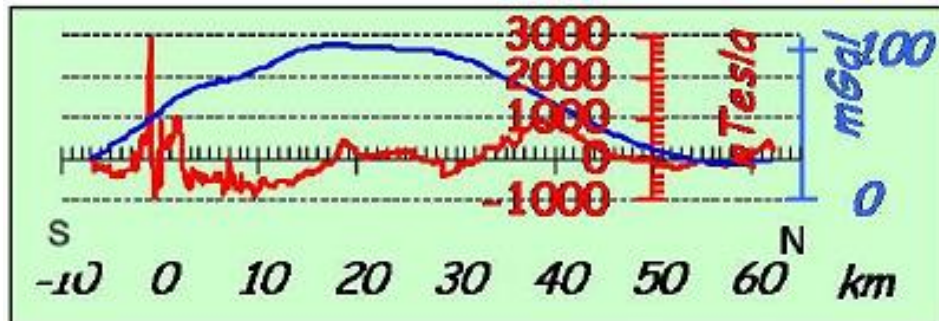


Figura 7: Perfil magnetométrico y gravimétrico, en función de los kilometrajes, realizados por la Misión Geofísica Alemana en el año 1987 (trasecta magnética) y 1995 (trasecta gravimétrica) (tomado de Vivanco, 2017).

Por su parte, Reitmayr (2001) realiza una inversión conjunta de las anomalías magnéticas y gravimétricas, obteniendo un buen ajuste en el que se modelan capas someras (< 1 km) con susceptibilidades elevadas y un cuerpo de alta densidad a una profundidad mayor (> 7 km), casi sin magnetización (Fig. 8). Según este autor, una anomalía gravimétrica de tal magnitud debería ser causada por una sobrecarga cortical importante, estimando valores de más de 2×10^{13} Ton de sobrecarga, lo que debería causar una deformación de la corteza terrestre debido al exceso de masa. En ese sentido, dicha anomalía se localiza en una zona topográficamente baja (identificada como la zona de desarrollo de los bañados de Rocha), por lo que una deformación de la superficie terrestre puede ser plausible según este autor.

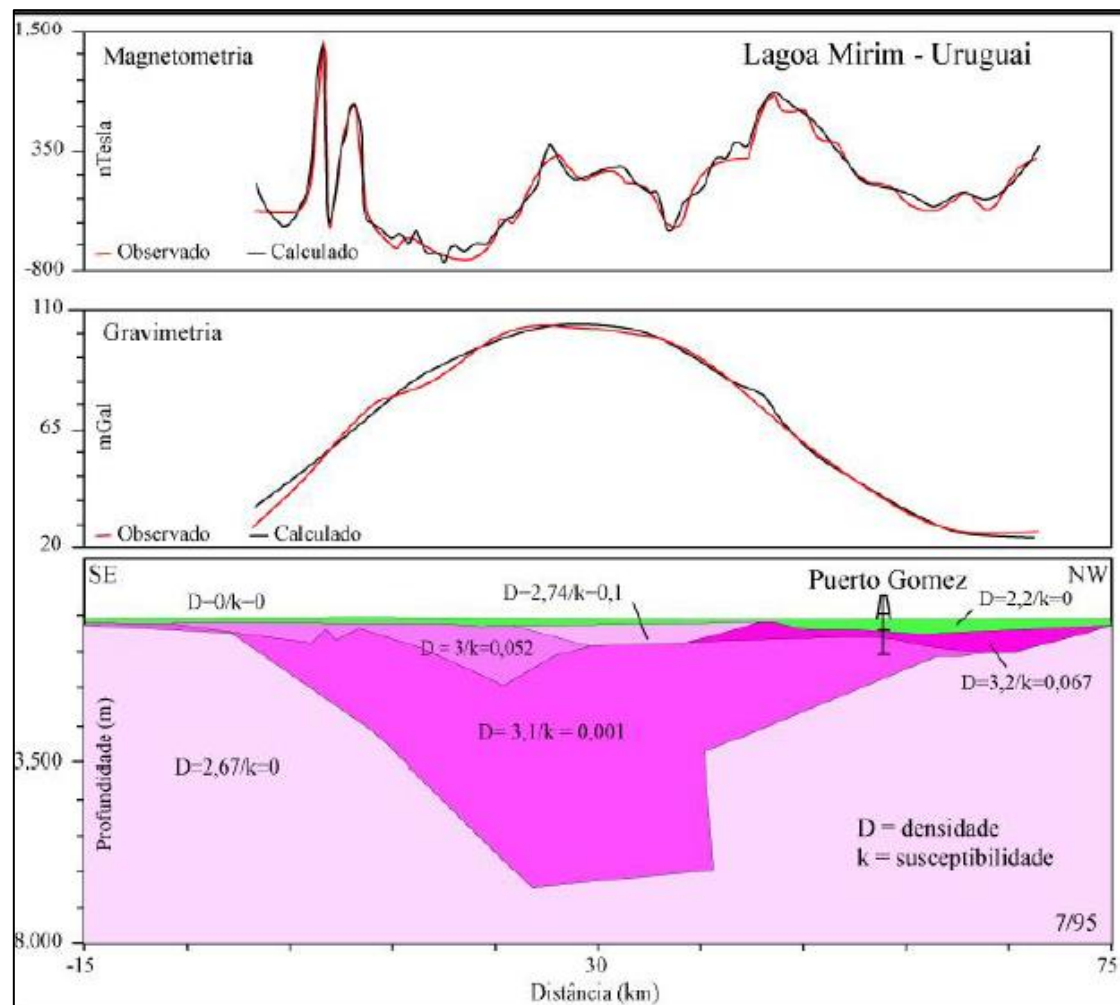


Figura 8: Magnetometría, gravimetría y modelo de cuerpos realizado por Reitmayr (2001). Un cuerpo de elevada densidad con profundidades estimados entorno a 7km explicaría la anomalía. En verde se representa la cobertura sedimentaria cenozoica (tomado de Correa Da Camara Rosa, 2009).

Estudios posteriores realizados por Rossello *et al.* (2007) con base en modelos topográficos digitales de la región muestran que al menos dos diseños subcirculares, dispuestos aproximadamente a lo largo de una dirección E-O, son coincidentes y están restringidos al área de la anomalía gravimétrica (Fig. 9). Según estos autores, las anomalías gravimétricas serían compatibles con un importante ascenso mantélico de tipo diapírico.

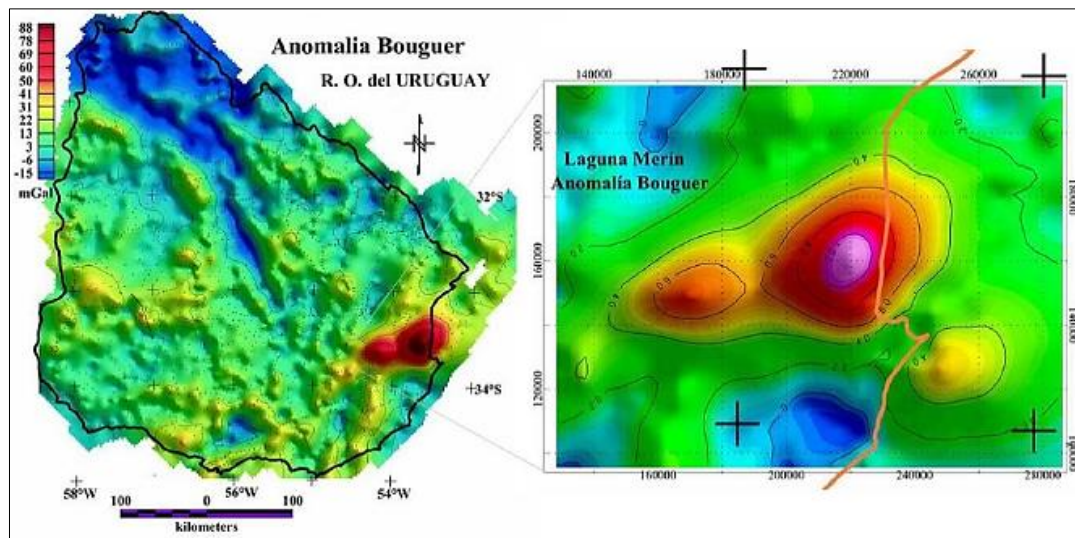


Figura 9: Mapa de la anomalía gravimétrica Bouguer del Uruguay (tomado de Vivanco, 2017; fuente original Reitmayr, 2001).

Posteriormente, Cernuschi (2011) y Cernuschi *et al.* (2015) señalan que la anomalía gravimétrica está conformada por cuatro cuerpos circulares, distribuidos desde el Suroeste de la ciudad de Mariscal hasta el centro de la Laguna Merín. Estos cuerpos se encuentran alineados sobre el eje del rift de la Cuenca Laguna Merín: i) la anomalía del SO tiene 20 km de ancho, y es morfológicamente coincidente con el área del complejo intrusivo Valle Chico; ii) las anomalías de Lascano Oeste y Este, son similares en tamaño y coincidentes con afloramientos subcirculares correspondientes con calderas de colapso y iii) la anomalía San Luis, ubicada al NE, es la de mayor diámetro (30 Km).

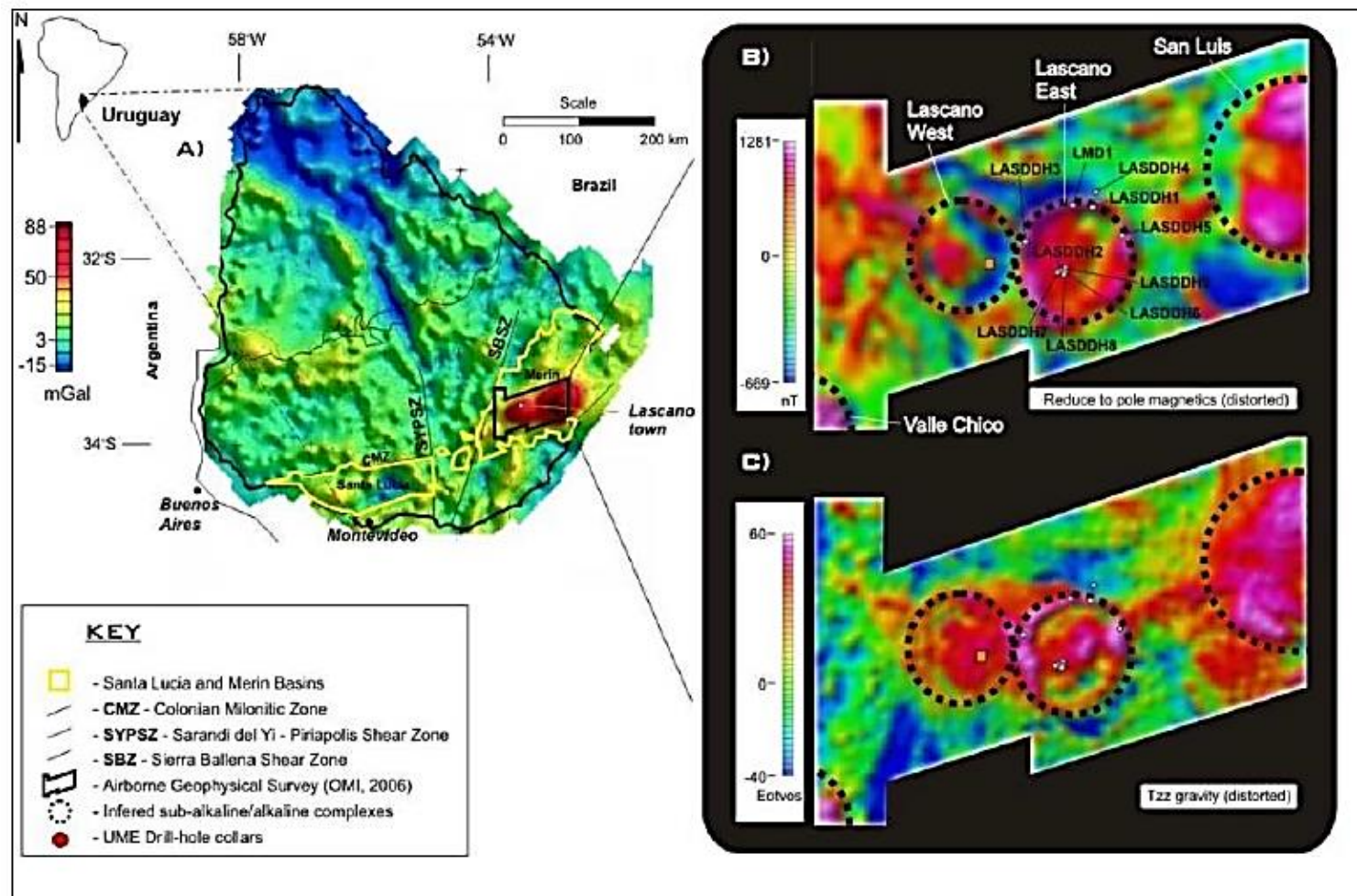


Figura 10: A: Mapa gravimétrico de Uruguay; B: Mapa magnético reducido al polo y perforaciones en la anomalía de Lascano Este y de los tres complejos intrusivos; C: Mapa gravimétrico y perforaciones en la anomalía de Lascano Este y ubicación de los tres complejos intrusivos (tomado de Cernuschi, 2011).

5.2. Sondeos eléctricos verticales

La Dirección Nacional de Minería y Geología (DINAMIGE) realizó trece Sondeos Eléctricos Verticales de largo alcance (SEL) en las áreas de los bañados de Rocha y Treinta y Tres, en el año 1995 (Fig. 11). Estos sondeos presentan una extensión de 5.000 m de AB/2 y un total de 286 medidas de resistividad, habiéndose utilizado la perforación Puerto Gómez como sondeo de referencia, a pesar de la limitación que presenta la misma por no haber alcanzado el basamento cristalino (Medina y Pirelli, 1995).

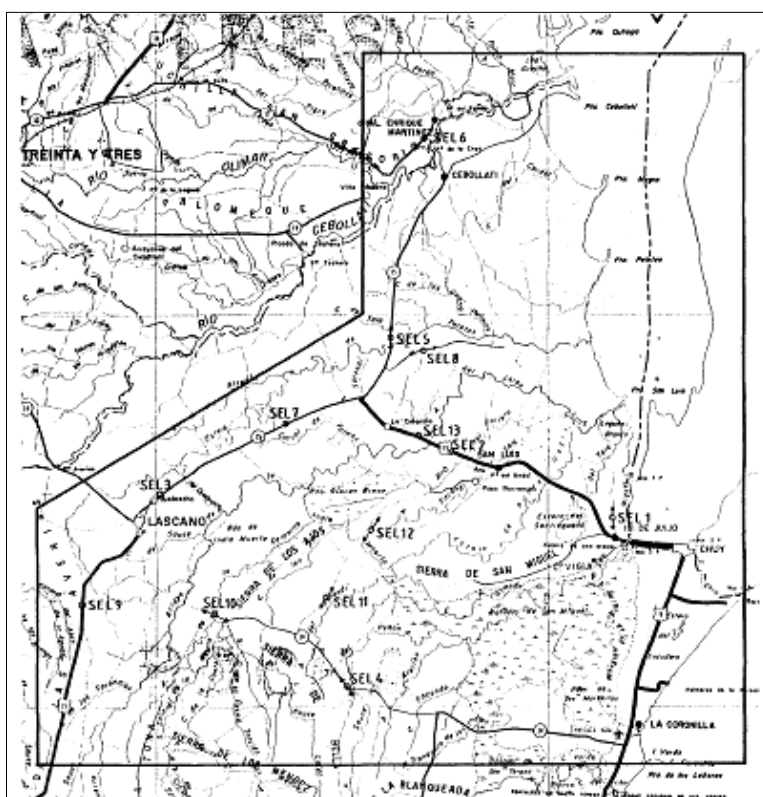


Figura 11: Área de estudio con ubicación de los SEL (tomado de Medina y Pirelli, 1995).

De un modo general, todos los SEL aportan información hasta los 1.000 – 2.000 m de profundidad y presentan características similares. A modo de ejemplo, de la interpretación del SEL 8 se concluye la presencia de un paquete superior de muy bajas resistividades (6 a 12 $\Omega.m$) que se asocian a sedimentos arcillosos. Desde los -260 m hasta los -1.660 m se verifican resistividades medias (40 $\Omega.m$) correspondientes a basaltos. Por último, se discriminó una capa de alta resistividad perteneciente al

basamento, aunque no se descartó que la misma pudiera corresponder a rocas basálticas (Medina y Pirelli, 1995).

Reitmayr (2001) realiza modelos geoelectricos verticales con base en los SEL adquiridos por DINAMIGE (Fig. 12), destacando la baja resistividad que presentan los basaltos ($< 100 \Omega m$) hasta profundidades importantes, salvo en la parte Sur de la anomalía. Asimismo, en estos modelos geoelectricos no se vislumbra muy claramente alguna estructura que pudiera ser la responsable de la anomalía gravimétrica.

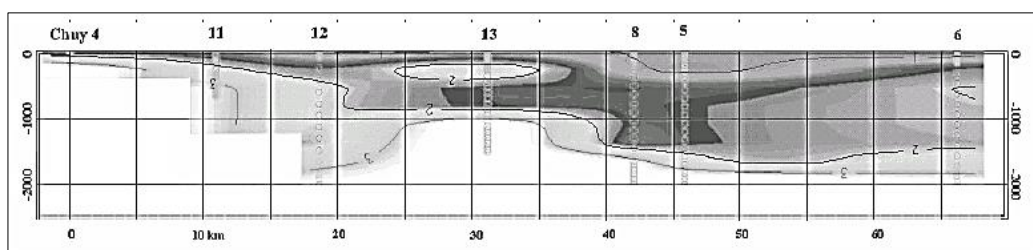


Figura 12: Perfil geoelectrico N-S sobre la anomalía de la Laguna Merín, centro gravimétrico cercano al SEL 13 (tomado de Reitmayr, 2001).

5.3. Magnetotelúrica

La CLM cuenta con diez sondeos magnetotelúricos, nueve de ellos ubicados a lo largo de una transecta de orientación NO-SE y 65 km de longitud, en el sector central de la cuenca, y el restante ubicado en la perforación Puerto Gómez N° 502 y utilizado como sondeo paramétrico (Fig. 13) (Vivanco, 2017; Vivanco *et al.*, 2020). Vale la pena mencionar que estos sondeos fueron integrados a las inversiones 2D analizadas en este trabajo.

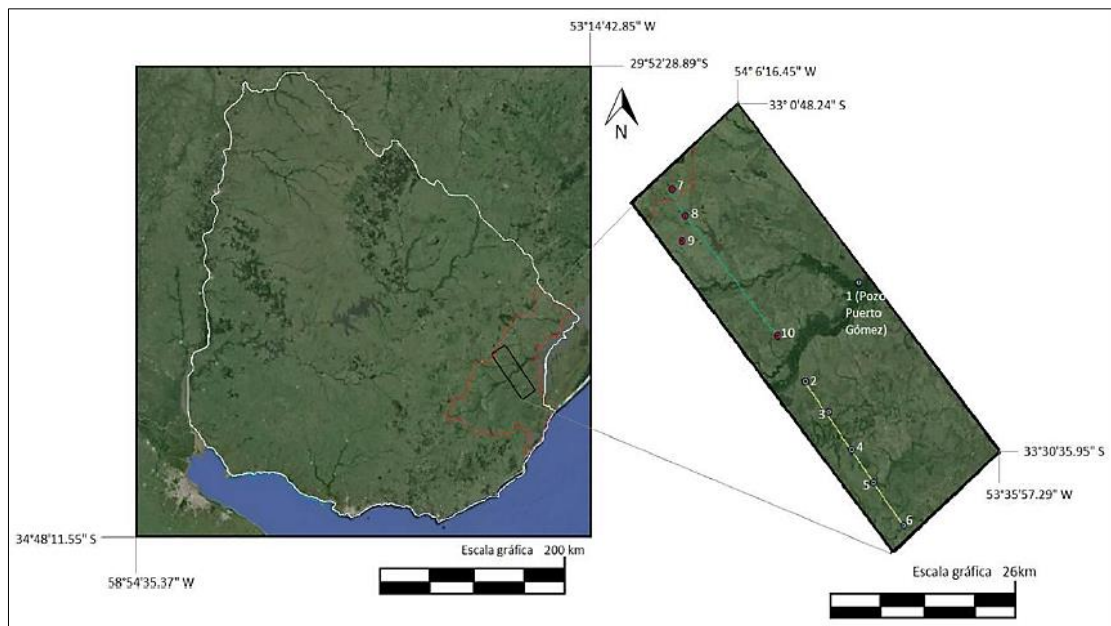


Figura 13: Localización del área estudiada y de los sondes magnetotelúricos (tomado de Vivanco, 2017).

La Inversión 1D del sondeo paramétrico muestra la presencia de cinco capas de resistividad eléctrica diferente. Comenzando desde la superficie, las tres primeras capas corresponden a sedimentos, la cuarta se corresponde a basaltos y la última al basamento (Vivanco, 2017). Las profundidades en que se reconocen estas capas, resultan coincidentes con la descripción litológica de la perforación Puerto Gómez N°502 (Vivanco, 2017).

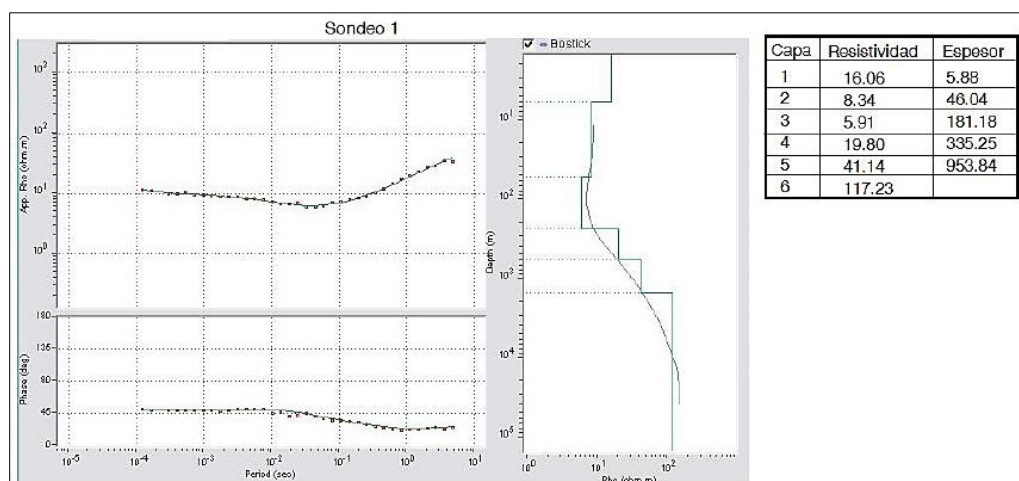


Figura 14: Inversión 1D del invariante del Sondeo 1 (tomado de Vivanco, 2017).

La inversión 2D de estos sondeos presentada por Vivanco (2017) estima que, a lo largo de la transecta, el basamento se encuentra a una profundidad entre 750 m y 1.750 m de profundidad, y caracteriza el relleno de la cuenca como constituido por

sedimentos y rocas sedimentarias, cuyos espesores varían entre 120 m y 480 m aproximadamente, y basaltos (> 1.000 m de espesor) con la intercalación de un material conductor.

Asimismo, se reconocen tres estructuras geoelectricas profundas, una correspondiente al límite de afloramientos del basamento, otra correspondiente con el lineamiento Cebollatí-Merín y la última correspondiente con el límite entre el cuerpo probablemente generador de la anomalía gravimétrica y el basamento (Vivanco, 2017).

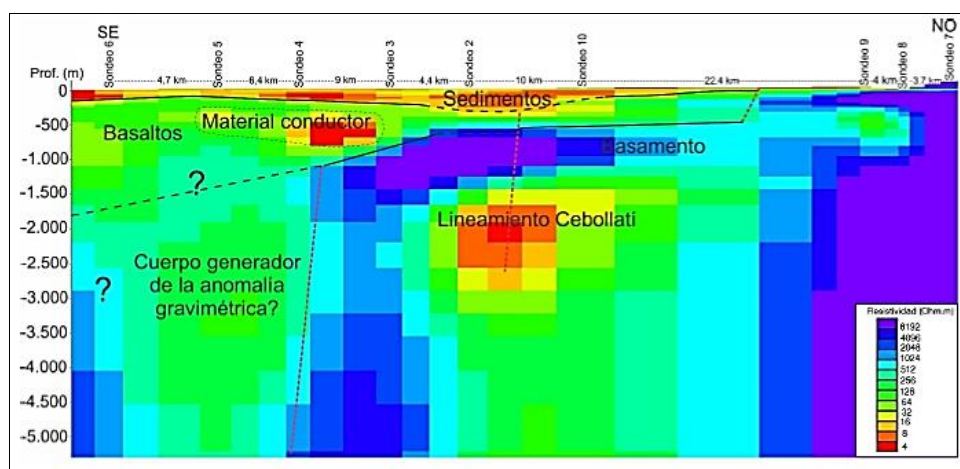


Figura 15: Inversión 2D interpretada (tomado de Vivanco, 2017).

6. Método Magnetotelúrico (MT)

6.1. Marco Teórico

El método magnetotelúrico (MT) es una técnica geofísica que consiste en medir simultáneamente en un mismo punto de la superficie de la Tierra las variaciones temporales naturales de los campos eléctrico y magnético (Pous y Marcuello, 2003).

Los antecedentes sostienen que Tikhonov (1950) en la ex. URSS y Cagniard (1953) en Francia propusieron la teoría de la magnetotelúrica simultánea e independientemente, a su vez, Cagniard planteó la posibilidad de aplicar los resultados en la exploración geofísica práctica. Sin embargo, previamente en Japón Kato y Kikuchi

(1950 a,b) y Rikitake (1950; 1951) fundamentaron los conceptos clave que constituyen las bases de la magnetotelúrica y alcanzaron, a principios de la década de 1950, un nivel avanzado de desarrollo y aplicación de la misma. De esta manera, se considera a la magnetotelúrica como el resultado acumulativo de la investigación realizada por varios investigadores durante la primera mitad del siglo XX (Chave y Jones, 2012).

El método magnetotelúrico consiste en la medición de las variaciones de los campos magnéticos y eléctricos naturales. Estas variaciones se producen por movimientos de cargas eléctricas en la ionosfera. Desde la ionosfera, las fluctuaciones se propagan sin atenuación y cuando inciden en la superficie de la Tierra, al ser esta un conductor, se atenúan. El campo electromagnético externo (primario) interactúa con la Tierra conductora induciendo un campo secundario. Un observador situado sobre la superficie de la Tierra registra las fluctuaciones del campo total (Pous y Marcuello, 2003). Un sondeo magnetotelúrico consiste en el registro simultáneo durante cierto tiempo de las variaciones temporales de 5 componentes: tres magnéticas H_x , H_y , H_z y dos eléctricas E_x , E_y . Siendo el eje-x horizontal y dirigido al Norte Geográfico, el eje-y perpendicular al anterior y referido al Este geográfico, mientras que el eje-z es vertical y se direcciona hacia el interior de la Tierra.

La medición en el tiempo de estas fluctuaciones permite determinar las variaciones de resistividad eléctrica en profundidad y a lo largo de un área determinada. La amplitud y fase de estos componentes dependen de la estructura de conductividad eléctrica del subsuelo, proporcionando una imagen espacial de las variaciones de la resistividad eléctrica (ρ) o su inverso la conductividad eléctrica (σ) (Almaguer, 2013).

El cociente entre los campos eléctrico y magnético define la impedancia, esta depende de las características electromagnéticas del subsuelo, principalmente la conductividad o resistividad eléctrica (Pous y Marcuello, 2003).

El período en el cual pueden operar la magnetotelúrica es de aproximadamente 10^{-4} a 10^5 s, y la mayoría de los materiales de la Tierra tienen un rango de resistividad de 10^{-1} a 10^5 $\Omega.m$. El método magnetotelúrico utiliza variaciones de tiempo del campo magnético de la Tierra causadas a bajas frecuencias (<10 Hz) por la interacción del

plasma solar con la ionosfera y la magnetósfera como fuente, y a altas frecuencias (> 10 Hz) por la actividad global de los rayos (Chave y Jones, 2012).

6.2. Base teórica del electromagnetismo

La base teórica del electromagnetismo son las ecuaciones de Maxwell. Estas, tomadas en conjunto, son una descripción completa de la relación entre campos eléctricos y magnéticos en cualquier medio.

$$\oint E \cdot dA = \frac{q}{\epsilon_0} \quad \text{Ley de Gauss de la electricidad} \quad (1)$$

$$\oint B \cdot dA = 0 \quad \text{Ley de Gauss del magnetismo} \quad (2)$$

$$\oint E \cdot dS = -\frac{d\phi_B}{dt} \quad \text{Ley de inducción de Faraday} \quad (3)$$

$$\oint B \cdot dS = \mu_0 \cdot I + \epsilon_0 \cdot \mu_0 \frac{d\phi_E}{dt} \quad \text{Ley de Ampere - Maxwell} \quad (4)$$

donde, $\oint E$ (V.m) es el flujo del campo eléctrico, E (V/m) es el campo eléctrico, q (C = A.s) es la carga neta encerrada, ϵ_0 (As/Vm) es la permitividad eléctrica del vacío, B (T = Wb/m²) es el campo magnético, $\oint B$ (Wb) es el flujo magnético, μ_0 (Vs/Am) es la constante de permeabilidad, I (A) es la intensidad eléctrica que atraviesa la superficie.

Las ecuaciones de Maxwell implican que los E y B que varían con el tiempo son dependientes, por tanto, variaciones de E generan cambios en B , y viceversa.

Las magnitudes vectoriales de las ecuaciones de Maxwell están relacionadas a través de las ecuaciones constitutivas del medio (Fórmulas 1 a 4), según las siguientes fórmulas:

$$\vec{J} = \sigma \vec{E} \quad (5)$$

$$\vec{D} = \epsilon \vec{E} \quad (6)$$

$$\vec{B} = \mu \vec{H} \quad (7)$$

Donde σ (S/m) es la conductividad eléctrica, ϵ (As/Vm) es la constante dieléctrica y μ (Vs/Am) es la permeabilidad magnética.

De las cuatro relaciones principales más las tres relaciones constitutivas, se define como se comportan los campos y las corrientes en la interfase entre dos medios (Varas, 2014).

6.3. Conductividad eléctrica de los materiales terrestres

Los materiales terrestres se dividen en tres categorías definidas por su conductividad, que a su vez están relacionadas con el tipo de portador de carga y su movilidad: Conductores (10^8 a 10^5 S/m), semiconductores (10^5 a 10^{-7} S/m) y aislantes ($<10^{-7}$ S/m) (Chave y Jones, 2012).

La densidad de la corriente $\mathbf{J}$ está relacionada con el campo eléctrico $\mathbf{E}$ y con la resistividad específica $\mathbf{r}$ según la ley de Ohm:

$$\mathbf{J} = \frac{1}{r} \cdot \mathbf{E} \quad \text{o} \quad \mathbf{J} = s \cdot \mathbf{E} \quad (8)$$

$$\text{donde la conductividad } s = \frac{1}{r} \left(\frac{mhol}{m} = \frac{1}{Wm} = \frac{siemens}{m} \right).$$

Para la mayoría de los materiales de la Tierra la unidad de medida de la conductividad de la roca se expresa en siemens por metro (S/m). Sin embargo, los modelos magnetotelúricos a menudo se muestran y discuten en términos de resistividad, medida en ohm metros ($\Omega \cdot m$). Debido al amplio rango de variación en los valores, frecuentemente se usa la conductividad logarítmica o la resistividad logarítmica (Chave y Jones, 2012). La conducción en la Tierra se produce a través del transporte de diferentes tipos de portadores de carga (electrones, iones o vacantes). En minerales, defectos puntuales o imperfecciones en la red cristalina dan lugar a un exceso o déficit de carga y proporcionan el mecanismo de conducción (Chave y Jones, 2012).

La conductividad o resistividad eléctrica de las rocas de la corteza dependerá de su naturaleza, composición y de diversos factores (ej.: temperatura, presión, porosidad, interconexión de poros, saturación de agua y concentración de sales). La Fig. 16, extraída de Varas (2014), presenta los márgenes de variación más comunes en algunas rocas y minerales.

La mayor parte de las rocas de la corteza terrestre presentan una elevada resistividad, aunque permiten, el paso de cargas eléctricas en mayor o menor medida. El transporte de esas cargas tiene lugar mediante el movimiento de los electrones de valencia dentro de la red cristalina (conducción electrónica) o mediante el movimiento de iones (conducción iónica) (Varas, 2014).

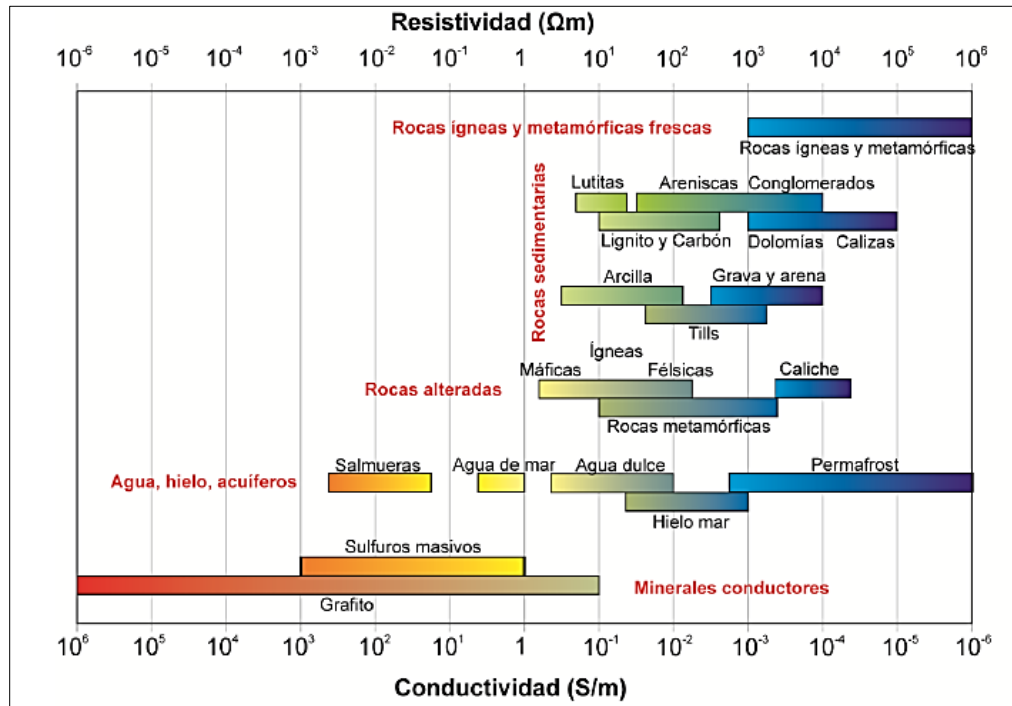


Figura 16: Rango de conductividad eléctrica de los materiales más frecuentes en la Tierra (tomado de Varas, 2014).

6.4. Profundidad de penetración

Se denomina profundidad de penetración (*skin depth*) a la profundidad a la cual la amplitud de los campos se reduce un factor e de su valor en la superficie de la Tierra (Pous y Marcuello, 2003).

$$\delta = 0.5\sqrt{\rho T} \quad (9)$$

donde δ está en km, la resistividad ρ en Ωm y el período T en s.

Según la expresión de la fórmula, los componentes de período largo del tren de ondas penetran más que los de período corto. Por tanto, la impedancia como función del período contiene información sobre la resistividad eléctrica a distintas

profundidades. De la expresión se deduce que la penetración es mayor cuanto más resistivo es el medio. Debido a esto, el método magnetotelúrico resulta interesante en la investigación de estructuras situadas por debajo de grandes bloques resistivos, a diferencia de los métodos eléctricos de corriente continua que no pueden atravesar una capa muy resistiva (Pous y Marcuello, 2003).

La respuesta máxima de los magnetómetros que se utilizan tiene un determinado rango de períodos. De manera que existen equipos de período corto para el estudio de las capas más superficiales (audiomagnetotelúrica) ($< 10^{-1}$ s), y equipos de período largo para la investigación de estructuras profundas de la corteza y manto (hasta 10^4 s) (Pous y Marcuello, 2003).

6.5. Respuestas magnetotelúricas

Las respuestas magnetotelúricas son funciones que relacionan, para una frecuencia dada, las componentes de los campos electromagnéticos registrados en superficie. Dependen de las propiedades eléctricas de los materiales por los que se propagan las ondas electromagnéticas. Por lo tanto, determinan la distribución de la conductividad eléctrica de los materiales atravesados, proporcionando información de las estructuras geológicas del subsuelo a diferentes profundidades según la frecuencia de registro (Varas, 2014).

6.5.1. Tensor impedancia

El tensor impedancias $\underline{Z}_{(\omega)}$, es una matriz compleja que relaciona las componentes horizontales de los campos eléctrico ($\mathbf{E}$) y magnético ($\mathbf{H} = \frac{\mathbf{B}}{\mu_0}$) para una frecuencia dada (ω) (Varas, 2014).

$$\mathbf{E}_{(\omega)} = \underline{Z}_{(\omega)} \mathbf{H}_{(\omega)} \quad \text{o bien,} \quad \begin{bmatrix} E_{x(\omega)} \\ E_{y(\omega)} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} Z_{xx} & Z_{xy} \\ Z_{yx} & Z_{yy} \end{bmatrix} \begin{bmatrix} H_{x(\omega)} \\ H_{y(\omega)} \end{bmatrix} \quad (10)$$

A partir del procesamiento de datos, las componentes del $\underline{Z}(\omega)$ se determinan para cada frecuencia. Se trata de magnitudes complejas que se descomponen en la resistividad aparente (proporcional al módulo) y en la fase (coincidente con el

argumento). La interpretación de los datos magnetotelúricos se realiza a partir de las componentes de estas resistividades aparentes y fases:

1. Resistividad aparente:

$$\rho_{aij(w)} = \frac{1}{2\pi\omega\mu} |Z_{ij(w)}|^2 \quad (11)$$

2. Fase:

$$\phi_{ij(w)} = \arctan\left(\frac{\text{Im } Z_{ij(w)}}{\text{Re } Z_{ij(w)}}\right) \quad (12)$$

Donde $ij=xx,xy,yx,yy$.

El tensor de impedancias aporta información sobre los valores de la resistividad eléctrica de las diferentes estructuras del subsuelo. Se representa en gráficos de resistividad aparente y/o fase en función del período, cuya morfología varía en función de las estructuras geoelectricas localizadas a diferentes profundidades (Fig. 17). La distribución espacial de estas estructuras recibe el nombre de “Dimensionalidad geoelectrica” y puede ser 1D, 2D o 3D (Varas, 2014).

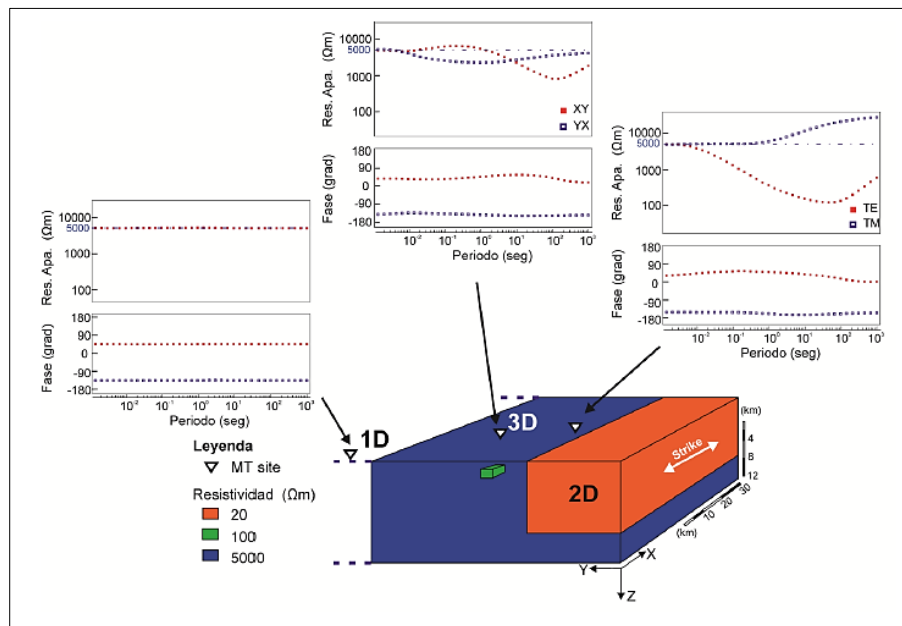


Figura 17: Posibles casos para las curvas de resistividad aparente y fase (tomado de Varas, 2014).

El *strike geoelectrico* o *strike*, se define como la dirección donde la conductividad es constante en un medio. Para un medio estructuralmente complejo, cuando ninguno de los ejes de coordenadas se encuentra alineado al *strike* (en un sistema donde *x* apunta al Norte, *y* al Este y *z* es la profundidad) los cuatro elementos del tensor de impedancia *Z* tienen valores diferentes de cero. El resultado es que las componentes del tensor *Z* de rango 2, están mezcladas y son diferentes de cero lo que representa un medio 3D (Almaguer, 2013).

6.5.2. Función de transferencia geomagnética (*tipper*)

La función de transferencia geomagnética o *tipper* relaciona la componente vertical del campo magnético con sus componentes horizontales (Vozoff, 1991), la cual es sensible a los cambios laterales de conductividad (Almaguer, 2013).

Según Varas (2014) esta función de transferencia geomagnética (*T*) es un vector complejo en función de la frecuencia, que describe la relación lineal entre las 2 componentes horizontales y la componente vertical del campo magnético:

$$H_{z(w)} = [T_{x(w)}, T_{y(w)}] \cdot \begin{bmatrix} H_{x(w)} \\ H_{y(w)} \end{bmatrix} \quad (13)$$

Comúnmente este vector se representa mediante los “vectores o flechas de inducción” (Parkinson, 1959; 1962; Wiese, 1962). Tratándose de dos vectores adimensionales correspondientes a la parte real e imaginaria de la función de transferencia geomagnética en el plano *xy*:

$$T_{re(w)} = [Re_{(Tx)}, Re_{(Ty)}] \quad (14)$$

$$T_{im(w)} = [Im_{(Tx)}, Im_{(Ty)}] \quad (15)$$

Los vectores de inducción se utilizan para determinar la presencia o ausencia de variaciones laterales de conductividad y no proporcionan información directa sobre los valores de conductividad eléctrica (Jones y Price, 1970; Jones, 1986; Simpson y Bahr, 2005).

6.5.3. Invariantes rotacionales

El tensor de impedancias $\underline{Z}_{(w)}$, puede definirse mediante los invariantes rotacionales, sin hacer referencia al sistema de coordenadas horizontal (Varas, 2014).

Representando el tensor de impedancias con un sistema de coordenadas donde los ejes horizontales x e y son positivos, y dirigidos hacia el Norte y al Este respectivamente, y el eje z hacia abajo, quedaría:

$$Z'_{xx(\theta)} = Z_2 + Z_3 \sin(2\theta) + Z_4 \cos(2\theta) \quad (16)$$

$$Z'_{xy(\theta)} = Z_1 + Z_3 \cos(2\theta) - Z_4 \sin(2\theta) \quad (17)$$

$$Z'_{yx(\theta)} = -Z_1 + Z_3 \cos(2\theta) - Z_4 \sin(2\theta) \quad (18)$$

$$Z'_{yy(\theta)} = Z_2 - Z_3 \sin(2\theta) - Z_4 \cos(2\theta) \quad (19)$$

Donde θ es el ángulo de rotación y

$$Z_1 = (Z_{xy} - Z_{yx})/2 \quad (20)$$

$$Z_2 = (Z_{xx} + Z_{yy})/2 \quad (21)$$

$$Z_3 = (Z_{xy} + Z_{yx})/2 \quad (22)$$

$$Z_4 = (Z_{xx} - Z_{yy})/2 \quad (23)$$

De estos cuatro invariantes rotacionales los mejor conocidos son Z_1 y Z_2 , además del determinante del tensor impedancias (Vozoff, 1991):

$$\det(\underline{Z}) = Z_{xx}Z_{yy} - Z_{xy}Z_{yx} \quad (24)$$

Los diversos tipos de invariantes en MT, pueden expresarse en términos de los invariantes rotacionales anteriormente expuestos (Chave y Jones, 2012).

Los invariantes rotacionales son buenos indicadores de la dimensionalidad, ya que son independientes de la dirección de inducción del campo electromagnético. Asimismo, son de gran utilidad para obtener una estimación inicial de las estructuras geoelectricas presentes en el medio, este es el caso del $\det(\underline{Z})$ (Varas, 2014).

6.6. Dimensionalidad geoelectrica

La distribución espacial de las estructuras geoelectricas del subsuelo definen la complejidad del tensor de impedancias. Esta dimensionalidad geoelectrica, puede ser 1D, 2D y 3D (Fig. 18) y depende de la escala. A medida que aumenta la complejidad de la estructura las simplificaciones asumidas para los casos 1D y 2D se vuelven inválidas. Así, pequeñas inhomogeneidades (cuerpos locales 3D) situadas cerca de la superficie pueden causar distorsiones en las respuestas magnetotelúricas. Este es el caso de la distorsión galvánica (Varas, 2014).

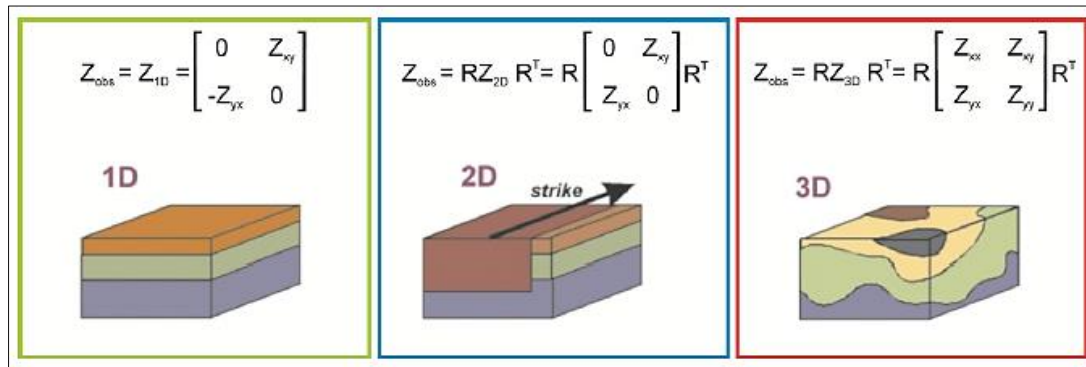


Figura 18: Tensor de impedancias en función de la dimensionalidad de las estructuras. R es la matriz de rotación y R^T su transpuesta (tomado de Varas, 2014).

6.6.1. Medios Unidimensionales (1D)

En el caso unidimensional (1D), en el que la resistividad varía solo con la profundidad, las componentes diagonales del tensor impedancia (Z_{xx} y Z_{yy}) son iguales a cero, mientras que las componentes anti-diagonales (Z_{xy} y Z_{yx}) tienen la misma amplitud, pero signos opuestos, al no haber variaciones laterales de resistividad (Varas, 2014). Por lo que el tensor de impedancias para el caso 1D quedaría:

$$\underline{Z}_{1D(w)} = \begin{bmatrix} Z_{xx(w)} & Z_{xy(w)} \\ Z_{yx(w)} & Z_{yy(w)} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} 0 & Z_{xy(w)} \\ -Z_{xy(w)} & 0 \end{bmatrix} \quad (25)$$

En el caso particular de un medio homogéneo, la parte real e imaginaria de los elementos del tensor de impedancias tienen la misma magnitud, por lo que las fases serán igual a 45° . En MT, las fases superiores a 45° indican un descenso de la

resistividad con la profundidad, mientras que las fases inferiores a 45° indican un aumento de la resistividad con la profundidad (ver Fig. 17) (Varas, 2014).

6.6.2. Medios Bidimensionales (2D)

De acuerdo con Varas, 2014, en el caso 2D ideal, la conductividad eléctrica es constante en una dirección horizontal, variando en la vertical y en la otra dirección horizontal. Se denomina *strike* geoelectrónico a la dirección a lo largo de la cual la conductividad se mantiene constante.

Los campos eléctrico y magnético son ortogonales entre sí. El campo eléctrico paralelo al *strike* (E_x) induce campos magnéticos en el plano vertical perpendicular al *strike* (H_y , H_z); mientras que el campo magnético paralelo al *strike* (H_x) induce campos eléctricos en el plano vertical perpendicular al *strike* (E_y , E_z) (Fig. 19). Por lo que el tensor de impedancias se descompone en dos modos independientes (Varas, 2014):

1. **Modo TE** (*Transverse electric mode*): Describe las corrientes que circulan paralelas a la dirección del *strike*.
2. **Modo TM** (*Transverse magnetic mode*): Describe las corrientes que circulan en la dirección perpendicular al *strike*.

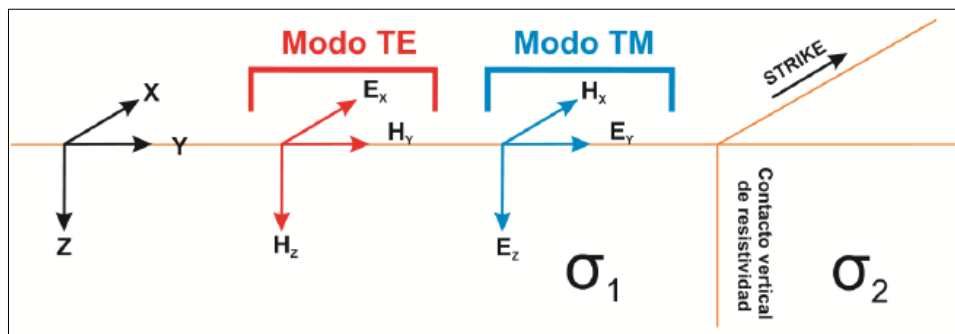


Figura 19: Modelo 2D compuesto por dos cuerpos con conductividades σ_1 y σ_2 . La componente E_y del campo eléctrico es discontinua a lo largo del contacto entre los dos cuerpos. Para el caso bidimensional, los campos electromagnéticos pueden descomponerse en dos modos independientes, conocidos como modo TE y modo TM (tomado de Varas, 2014).

En el caso 2D ideal, los elementos de la diagonal son iguales a cero y las componentes de la anti-diagonal (Z_{xy} y Z_{yx}) son diferentes entre sí y representan a los modos TE y TM, debido a las variaciones laterales de conductividad.

$$\underline{Z}_{2D(w)} = \begin{bmatrix} 0 & Z_{xy(w)} \\ Z_{yx(w)} & 0 \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} 0 & Z_{TE(w)} \\ Z_{TM(w)} & 0 \end{bmatrix} \quad (26)$$

Los valores de resistividad aparente y fase para XY e YX presentan magnitudes diferentes y fases de signo opuesto, lo que condiciona que las fases aparezcan representadas en diferentes cuadrantes (1^{er} y 3^{er} cuadrante si se utiliza el factor positivo de dependencia temporal $e^{+i\omega t}$) (Varas, 2014).

Esta simplificación es válida únicamente si los ejes de medida de los campos eléctrico y magnético están orientados, respectivamente, según las direcciones paralela y perpendicular al *strike*. Si esto no se cumple, los elementos diagonales del tensor de impedancias serán diferentes de cero, por lo que no será posible distinguir los modos TE y TM dentro del tensor. Sin embargo, una solución posible es rotar los ejes de medida un determinado ángulo Θ (ángulo de *strike*) para el que las componentes diagonales del tensor de impedancias sean iguales a cero:

$$\underline{Z}_{2D} = \mathbf{R}_{\Theta} \mathbf{Z}_{obs} \mathbf{R}_{\Theta}^T \quad (27)$$

Donde, $\mathbf{R}_{\Theta}$ es la matriz de rotación y $\mathbf{R}_{\Theta}^T$ su transpuesta,

$$\mathbf{R}_{\Theta} = \begin{bmatrix} \cos \Theta & \sin \Theta \\ -\sin \Theta & \cos \Theta \end{bmatrix} \quad \mathbf{R}_{\Theta}^T = \begin{bmatrix} \cos \Theta & -\sin \Theta \\ \sin \Theta & \cos \Theta \end{bmatrix} \quad (28)$$

Así, los modos TE y TM podrán ser igualmente definidos una vez se haya rotado el tensor de impedancias.

Al ser este caso el más frecuente en la práctica, es necesario realizar un análisis de distorsión y de dimensionalidad de los datos antes de utilizar el código de inversión 2D. De este modo se podrán aproximar correctamente los modos TE y TM a las componentes del tensor de impedancias Z_{xy} y Z_{yx} (Varas, 2014).

En los casos 2D y 3D, la resistividad eléctrica varía lateralmente y en profundidad. La diferenciación entre un medio 2D y uno 3D dependerá de la longitud del cuerpo anómalo (L) y del *skin depth* correspondiente a los periodos de interés (ρ_h ; Fig. 20). Si $\frac{L}{\rho_h} > 1$, la aproximación 2D para la estructura de longitud L será correcta (Ledo, J. 2006). Por el contrario, si $\frac{L}{\rho_h} < 1$, la aproximación 2D será errónea y será necesaria una interpretación 3D (Varas, 2014).

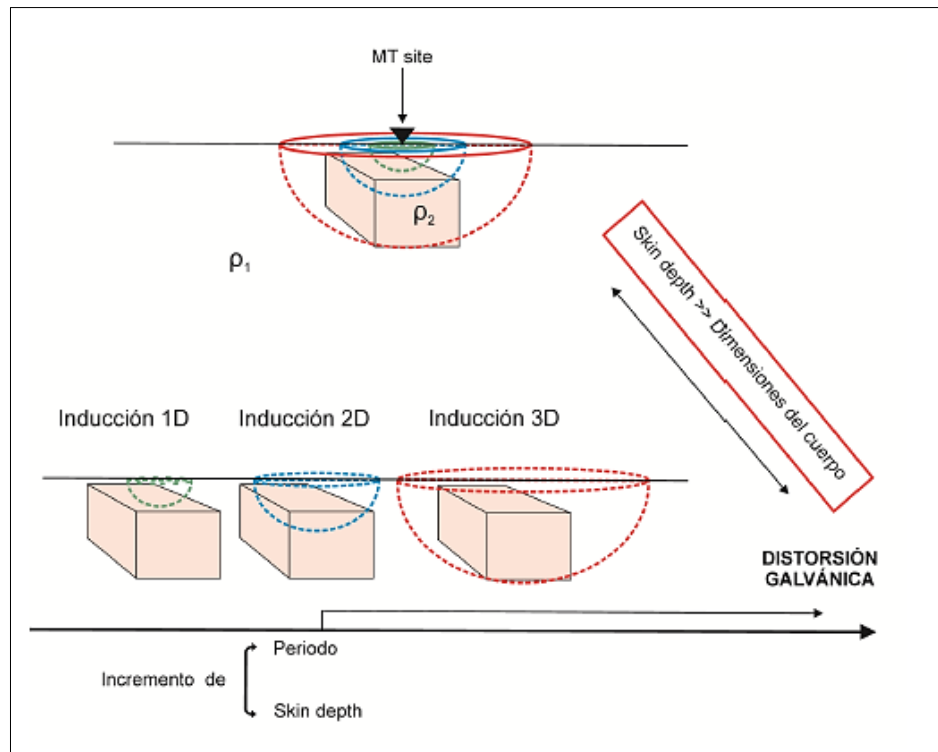


Figura 20: Dependencia de la dimensionalidad con la escala. Se muestra un cuerpo superficial de resistividad ρ_2 en un medio de resistividad ρ_1 . Dependiendo del skin Depth, y del periodo, las respuestas magnetotelúricas serán 1D, 2D o 3D, pudiendo aparecer a periodos altos el efecto de la distorsión galvánica (tomado de Varas, 2014).

6.6.3. Medios Tridimensionales (3D)

El caso tridimensional (3D) es el más frecuente, variando la conductividad en todas las direcciones. En este caso, todas las componentes del tensor de impedancias son diferentes entre sí y no nulas, entonces no existe ningún ángulo según el cual las componentes de la diagonal del tensor de impedancias se aproximen a cero. Por lo tanto, un medio 3D implica la necesidad de determinar todas las componentes del tensor de impedancias (Z_{xx} , Z_{xy} , Z_{yx} y Z_{yy}) para cada una de las frecuencias (Varas, 2014).

6.6.4. Subestimación de la dimensionalidad

Una mala interpretación de las respuestas magnetotelúricas puede originarse a partir un análisis incorrecto de la dimensionalidad de los datos. Principalmente si los datos se interpretan con una dimensionalidad menor a la que realmente les correspondería. Así, tanto la interpretación 1D de estructuras 2D o 3D, como la interpretación 2D de estructuras 3D puede llevar a resultados erróneos (Chave y Jones, 2012).

Por lo que antes de proceder a la inversión de los datos es apropiado realizar un correcto análisis de la dimensionalidad para determinar si la estructura estudiada es 1D, 2D o 3D. Este análisis se realizará a partir del tensor de impedancias y en el caso de tratarse de una estructura 2D se podrá determinar también la dirección de *strike* (Varas, 2014).

6.7. Efectos de distorsión

La distorsión en MT generalmente es causada por pequeñas estructuras locales las que inducen cargas que perturban las respuestas magnetotelúricas, impidiendo la resolución correcta durante el proceso de inversión (Varas, 2014).

Las distorsiones se clasifican en dos tipos de efectos: efectos galvánicos y efectos inductivos (Berdichevsky *et al.*, 1973). Los efectos inductivos pueden ignorarse en el caso de la MT, mientras que los galvánicos están causados por la acumulación de cargas eléctricas en zonas con fuertes contrastes de resistividad, que afectan los campos eléctrico y magnético produciendo variaciones (Bahr, K. 1988; Jiracek, G. 1990).

La distorsión galvánica depende de la dimensionalidad de la estructura regional. Para el caso de estructuras 1D y 2D, la distorsión *static shift* produce un desplazamiento constante de la curva de resistividad aparente a lo largo de todas las frecuencias. Sin embargo, las fases (Fig. 21) no son afectadas por este fenómeno (Jones, 1988), esto se debe a que en un medio 1D la fase es la derivada logarítmica de la resistividad (Weidelt, 1972). Para estructuras 3D y 2D con el tensor impedancias

rotado un cierto ángulo respecto al *strike*, la distorsión afectara tanto a la resistividad como a las fases de manera diferente según la frecuencia (Varas, 2014).

La distorsión galvánica recibe diferentes nombres según la escala, dimensionalidad regional o tipo de estructura anómala que provoca. El término *stratic shift* se asigna al caso de distorsiones a pequeña escala, generada por la presencia de inhomogeneidades 3D superficiales. Mientras que el termino *current channeling* se asigna al caso de distorsiones a gran escala, generadas por la presencia de un cuerpo conductor que afecta al campo eléctrico regional (Jones, 1983b).

Jiracek, G. (1990) demostró que la distorsión galvánica también puede estar causada por la presencia de una topografía acusada, denominada distorsión galvánica topográfica. La cual se da cuando el campo eléctrico primario es perpendicular a la superficie topográfica (Fig. 21). Consecuentemente, en un medio 2D será el modo TM el que se vea afectado por esta distorsión (Miensoyust, 2010).

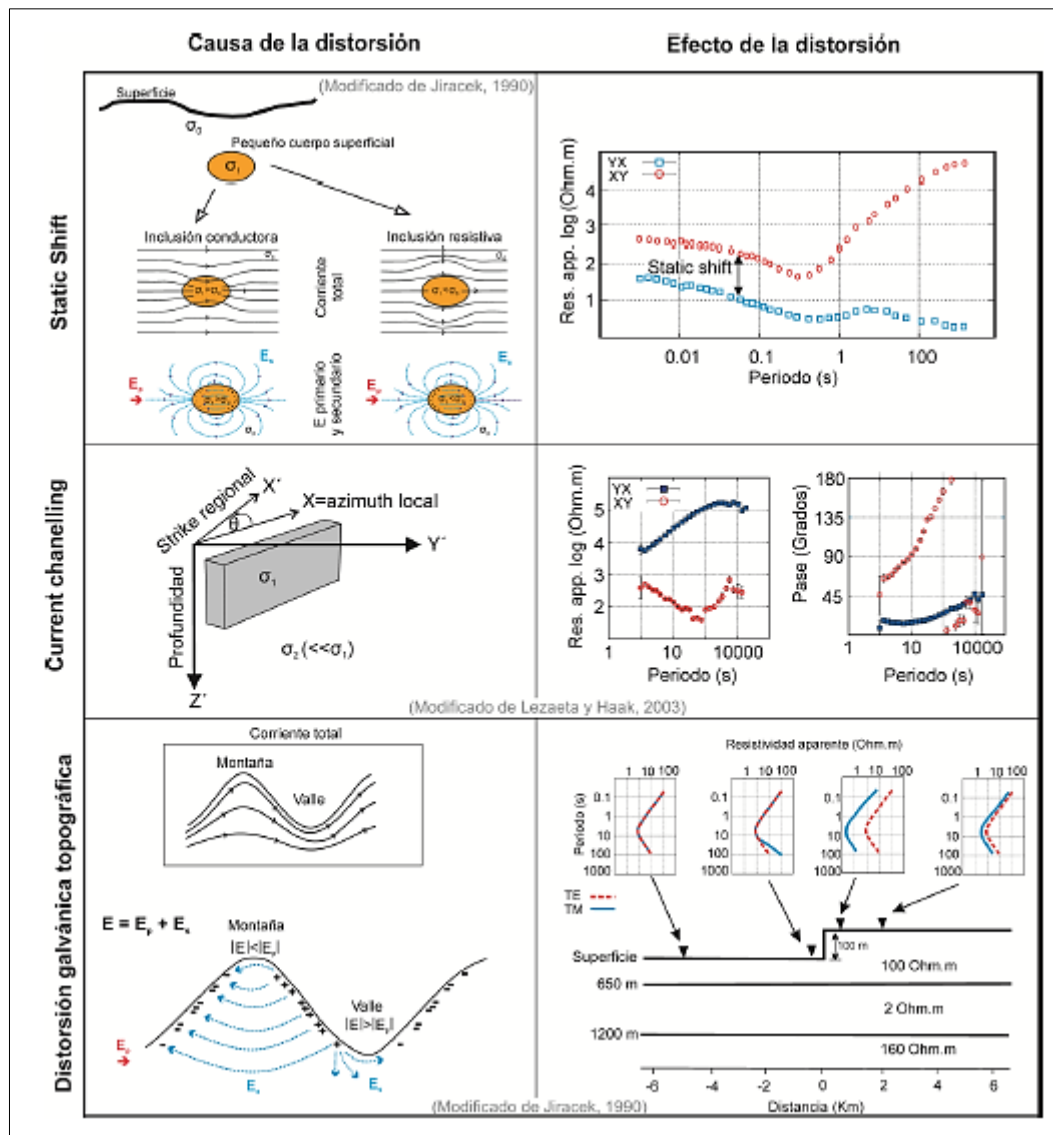


Figura 21: Cuadro resumen con los tipos de distorsión galvánica. Todos los casos corresponderían a medios 2D (tomado de Varas, 2014).

6.8. Metodología de campo

La metodología de campo consiste en armar un arreglo para cada sondeo integrado por 4 electrodos instalados a una distancia entre 20 a 50 m del equipo central, donde cada uno se ubica hacia un punto cardinal (Norte, Sur, Este, Oeste), conformando así dos dipolos (E_x y E_y). Se los entierra en un pozo de forma cilíndrica a una profundidad aproximada de 30 cm, en donde se coloca un lodo de bentonita y agua para que el electrodo tenga mínima resistencia de contacto y se mantenga en condiciones estables. Un quinto electrodo se coloca en el centro del arreglo y funciona

como descarga a tierra para la protección del instrumento. Luego se conectan los electrodos al equipo central.

La colocación de los electrodos limita el terreno en cuatro cuadrantes: en uno de los cuadrantes se coloca una bobina magnética enterrada y nivelada en sentido Norte-Sur; en otro cuadrante, de igual forma se coloca otra en sentido Este-Oeste; en un tercer cuadrante se coloca la tercera bobina de forma vertical. Dichas bobinas se entierran y recubren con tierra, con el fin de que no sean perturbadas por movimientos del viento o animales. Luego se conectan al equipo central y posteriormente el GPS.

Las diferentes etapas mencionadas para el armado del arreglo se pueden observar en la Fig. 22.

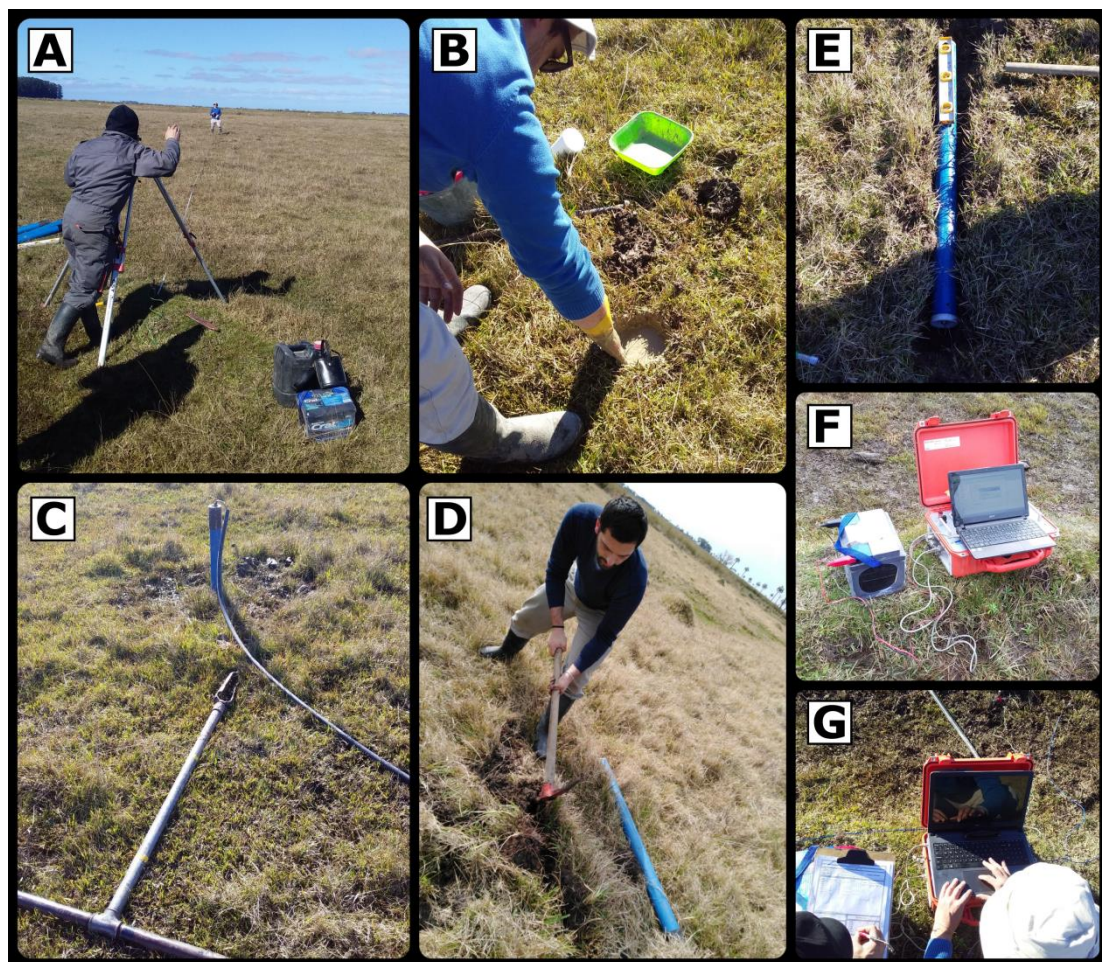


Figura 22: A- Orientación de dipolos; B- Colocación de electrodos; C-Colocación de bobina vertical; D- Colocación de bobina horizontal; E- Nivelación de bobina horizontal; F- Equipo utilizado; G- Programación de sondeo.

En la Fig. 23 se muestra un esquema del arreglo para su mejor entendimiento. Este arreglo permite medir el campo eléctrico y el campo magnético para todo el rango de frecuencias a las que son sensibles los sensores. La duración de medición depende de la profundidad de interés. A mayor profundidad y menor ruido, se requiere mayor tiempo.

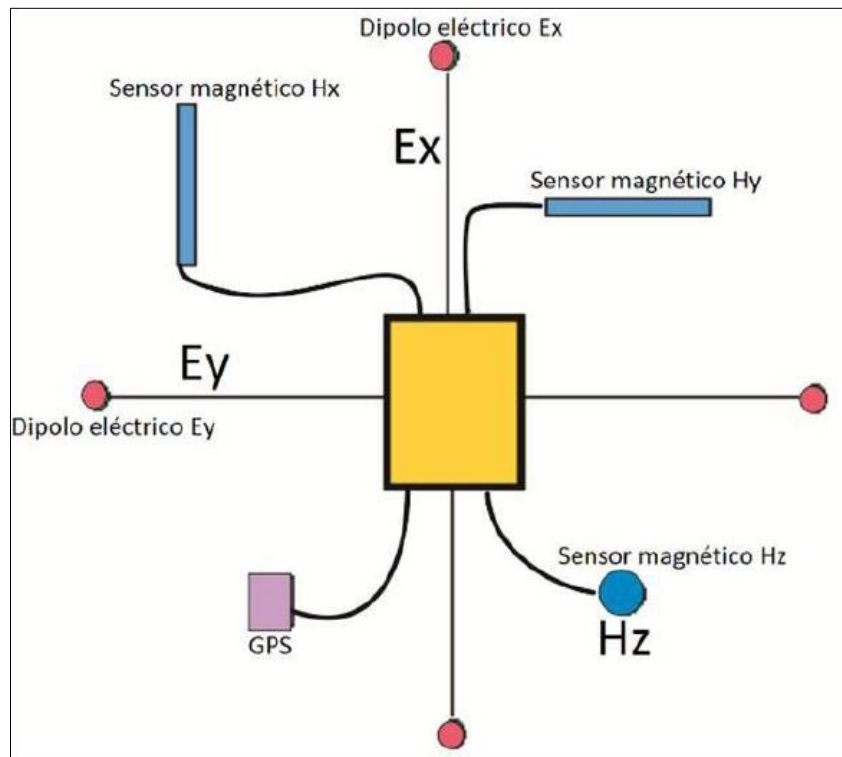


Figura 23: Esquema del equipo utilizado (tomado de Vivanco, 2017).

6.9. Modelización de los datos. Obtención del modelo geoelectrico.

La modelización de los datos adquiridos en el campo se realiza una vez terminado su procesamiento, análisis y descomposición. Esta modelización implica la resolución tanto del problema directo como del problema inverso, obteniéndose a partir de los datos observados. Para relacionar los valores de resistividad eléctrica con las diferentes unidades y estructuras geológicas, es necesario realizar un análisis e interpretación conjunta de estos modelos geoelectricos con otros datos geofísicos y geológicos (Varas, 2014).

Para la transición de un modelo geoeléctrico a un modelo geológico a partir de la interpretación de los datos adquiridos, es necesario descartar modelos que no sean realistas e identificar las diferentes unidades geológicas. Para ello es necesario conocer geológicamente el área de estudio, ya que no se pueden reconocer unidades geológicas únicamente por su resistividad eléctrica. Es importante tener en cuenta la información geológica durante la inversión de los datos, ya que el proceso de inversión no aporta una solución única, y es necesario controlar, desde una perspectiva fundamentada en criterios geológicos, la construcción de un modelo geoeléctrico final (Varas, 2014).

6.10. Inversión de los datos

A partir de datos geofísicos, la inversión permite obtener un modelo que muestre la distribución en el subsuelo de las propiedades físicas investigadas. Las características de la cuenca pueden interpretarse basándose en las propiedades físicas de las rocas existentes en el área y sus posiciones estratigráficas esperables. Un buen modelo invertido es uno que reproduce los datos medidos geofísicamente y es consistente con otra información disponible (*e.g.* información litológica de pozos cercanos) (Corbo, 2006).

6.10.1. Inversión unidimensional

Toda interpretación unidimensional parte de la hipótesis de que el medio está estratificado en capas planas paralelas con característica de un medio isótropo. Por tanto, el cumplimiento o no de esta condición es condicionante de la validez de los resultados, lo cual es determinado en el procesamiento de los datos. A partir de las curvas de resistividad aparente y de la fase del invariante de cada sitio se puede obtener una idea de la estructura del subsuelo a profundidad a partir de la variación de resistividad en función de la frecuencia (Almaguer, 2013).

Uno de los algoritmos más utilizados para la inversión unidimensional es el de *Occam* (Constable *et al.*, 1987). La principal ventaja de este método radica en la obtención de modelos suavizados con el fin de evitar una sobreinterpretación de los

datos, basándose en el ajuste simultáneo de resistividad y fase. Una vez identificadas o definidas las capas electro-resistivas detectadas, se determinan los espesores y resistividad eléctrica por medio de un ajuste, usualmente automático, que minimiza la diferencia entre las medidas de campo y el modelo numérico correspondiente.

6.10.2. Inversión bidimensional

En casos en que la dimensionalidad no permita una correcta inversión 1D o sea de interés obtener una sección longitudinal, se realiza una inversión 2D. Esta se basa en que los cuerpos detectados tienen un comportamiento bidimensional y perpendicular a la sección. Para su implementación se define previamente una grilla y los sondeos a incorporar en el análisis. Posteriormente se realiza la inversión, la cual consiste en determinar la distribución de la resistividad eléctrica en la grilla que minimice las diferencias entre el modelo calculado y las mediciones de campo. La función principal de la inversión bidimensional es calcular modelos de resistividades que reproduzcan los datos y representen las condiciones físicas que prevalecen en el subsuelo (Almaguer, 2013).

Es importante tener en cuenta que en la inversión 2D se pueden generar cuerpos no reales los cuales son introducidos por el algoritmo de inversión para resolver situaciones puntuales. Estos cuerpos, denominados artificios, son generados principalmente cuando la transecta posee una baja densidad de sondeos, sondeos muy espaciados, o la presencia de importantes contrastes de resistividad entre materiales adyacentes. El que se trate de artificios es fácilmente identificable ya que varían de forma y posición en las diferentes inversiones (Almaguer, 2013).

6.11. Competencia del método

Esta metodología se utiliza generalmente en las primeras etapas de investigación de una cuenca debido a su buena resolución y calidad de resultado (Pous y Marcuello, 2003). En estas primeras etapas de análisis el método MT presenta ciertas ventajas respecto a otros métodos geofísicos principalmente por su bajo costo relativo. Por otra parte, es un buen método para inferir las características del subsuelo a grandes

profundidades, debido al fuerte contraste de resistividad entre el basamento y la cuenca (Vivanco, 2017).

Este método tiene relevancia en el estudio de grandes estructuras geológicas permitiendo caracterizar variaciones laterales de conductividad asociadas a modelos geológicos relativos a zonas de fracturas, cuerpos mineralizados o plumas geotérmicas (Heimer, 2001; TRX consulting, 2012). El método magnetotelúrico posibilita también la detección de rocas parcialmente fundidas a profundidades de 5 a 10 km, por lo tanto, conduce al descubrimiento de áreas con gradiente térmico anómalo y de sistemas geotérmicos ocultos (IGME, 1985). Asimismo, se utiliza para discernir la presencia de reservorios geológicos, como por ejemplo reservorios de hidrocarburos o acuíferos, entre otros (Ledo y Jones, 2005).

Los aspectos negativos del método MT son su logística y el largo tiempo de registro preciso, además de los modelos numéricos y el sofisticado procesamiento de datos necesarios para la interpretación de este método (IGME, 1985). Por otro lado, para garantizar la fiabilidad de las soluciones numéricas, se deben realizar comparaciones constantes, como modelos simples de soluciones analíticas, para fines de calibración (Heimer, 2001).

7. Base de datos

Como fuera mencionado en el capítulo introductorio la mayoría de los sondeos MT analizados en este trabajo fueron realizados en el marco de un proyecto de investigación financiado por la ANII. Para la ubicación de los mismos se tuvo en cuenta toda la información geológica y geofísica disponible en la CLM (Fig. 24); así como, la caracterización estructural del área de estudio. La información detallada sobre el programa de adquisición de datos y el análisis de los antecedentes, entre los que se destaca la descripción litológica de los pozos históricos, escapa a los objetivos de este trabajo.

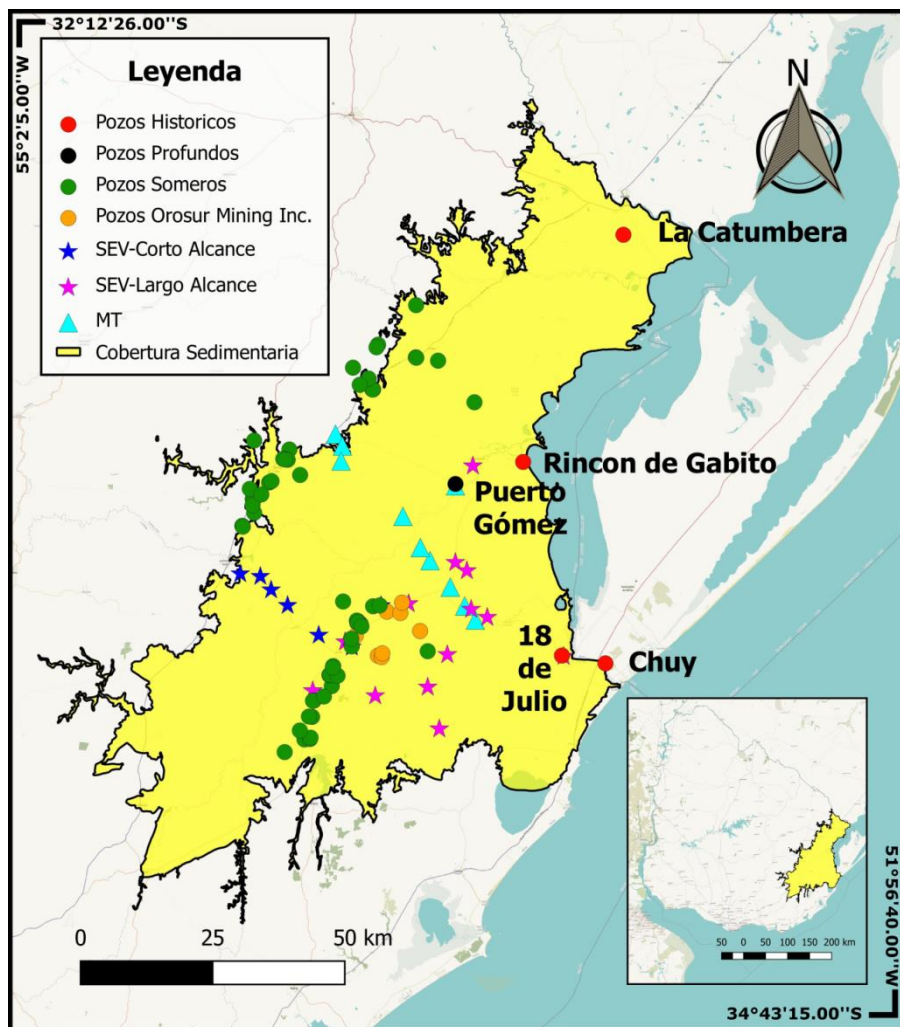


Figura 24: Antecedentes geológicos-geofísicos (con excepción de las cartas geofísicas gravimétricas y magnetométricas).

Los sondeos MT (32) fueron adquiridos en cuatro salidas de campo, distribuidas entre agosto de 2019 y enero de 2020. Estos sondeos conforman cuatro transectas de las cuales tres son paralelas entre sí con una orientación SE-NO. Las mismas se ubican entre las calderas Lascano Este y San Luis, aunque la transecta 3 tiene un desvío en su porción central hacia el centro de la caldera San Luis. La cuarta transecta con orientación SO-NE está ubicada al Norte del Lineamiento Cebollatí-Merín (Fig. 25, Tabla 1).

- Transecta-1 de 70 km aproximadamente, la cual cuenta con 11 sondeos.
- Transecta-2 de 94 km aproximadamente, la cual cuenta con 16 sondeos (incluyendo 9 sondeos de carácter público realizados por Vivanco 2017).
- Transecta-3 de 80 km aproximadamente, la cual cuenta con 11 sondeos (incluyendo 1 sondeo de carácter público realizado por Vivanco 2017).
- Transecta-4 de 79 km aproximadamente, la cual cuenta con 7 sondeos (incluyendo los sondeos de las restantes transectas ubicadas en su traza).

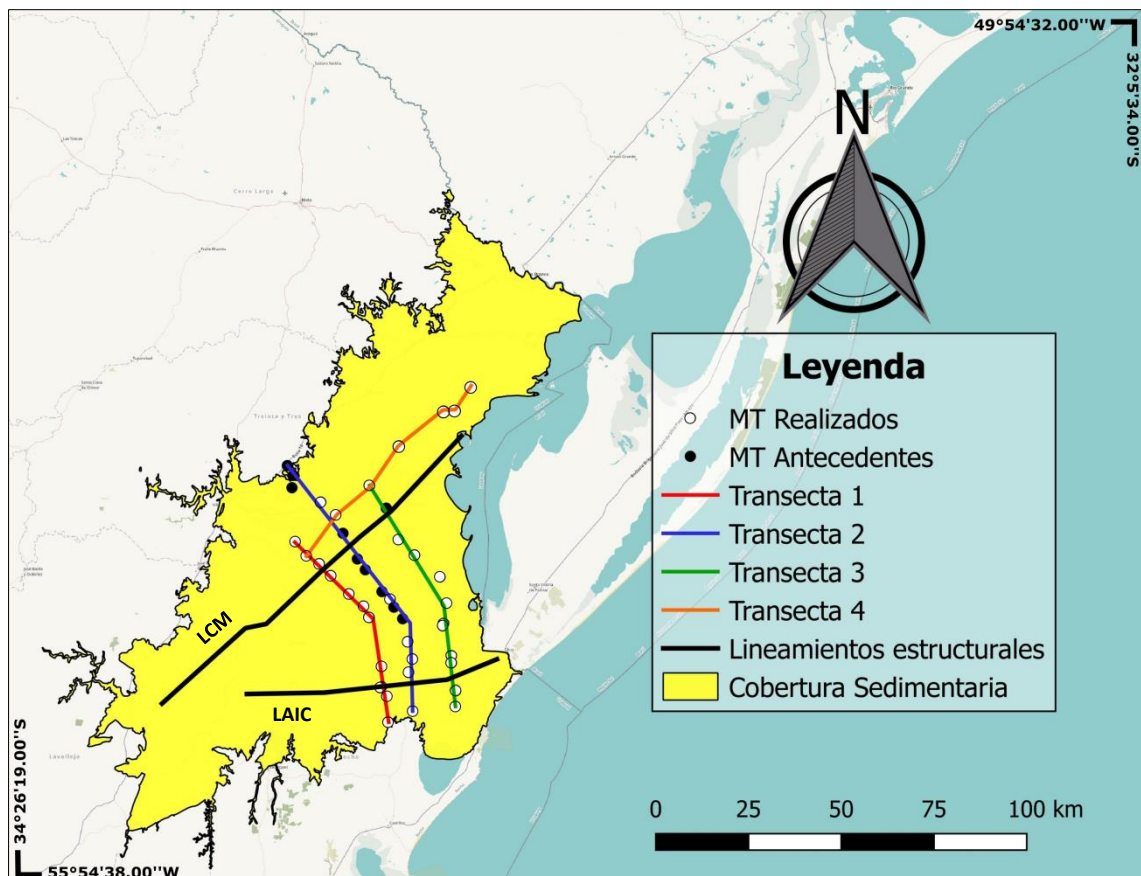


Figura 25: Distribución de transectas y sondeos MT analizados en este trabajo.

Tabla 1: Localización, fecha y cota de los sondeos MT analizados en este trabajo.
(*) sondeos realizados por Vivanco (2017).

SONDEO	FECHA INICIO	COTA (m)	LATITUD	LONGITUD
T1_1	20/11/2019	22	33°22'09.56"S	54°11'19.98"O
T1_2	19/08/2019	18	33°24'37.14"S	54° 08'59.63"O
T1_3	21/11/2019	17	33°26'01.63"S	54° 06'14.48"O
T1_4	14/08/2019	16	33°28'07.29"S	54° 03'48.45"O
T1_5	21/08/2019	17	33°31'20.98"S	53°59'58.80"O
T1_6	14/08/2019	16	33°33'30.14"S	53°56'55.18"O
T1_7	15/08/2019	14	33°35'30.59"S	53°55'39.75"O
T1_8	18/12/2019	12	33°44'08.40"S	53°53'07.18"O
T1_9	24/08/2019	13	33°47'51.39"S	53°53'21.00"O
T1_10	20/12/2019	30	33°49'21.29"S	53°52'00.31"O
T1_11	19/12/2019	30	33°53'49.49"S	53°51'42.00"O
T2_1*	22/11/2015	100	33°08'43,00"S	54°12'58,00"O
T2_2*	23/11/2015	63	33°10'27,00"S	54°11'46,00"O
T2_3*	23/11/2015	46	33°12'38,00"S	54°12'00,00"O
T2_4	19/11/2019	26	33°15'09.34"S	54° 05'54.77"O
T2_5	23/08/2019	16	33°17'26.00"S	54° 02'48.54"O
T2_6*	22/11/2015	19	33°20'41,00"S	54°01'14,00"O
T2_7*	18/07/2015	15	33°24'32,00"S	53°58'02,00"O
T2_8*	20/07/2015	13	33°27'07,00"S	53°55'26,00"O
T2_9*	16/07/2015	13	33°30'16,00"S	53°52'50,00"O
T2_10	24/08/2019	14	33°32'17.44"S	53°51'16.40"O
T2_11*	18/07/2015	13	33°33'02,00"S	53°50'23,00"O
T2_12*	20/07/2015	9	33°36'37,90"S	53°46'57,90"O
T2_13	18/01/2020	11	33°39'43.60"S	53°47'33.13"O
T2_14	21/08/2019	9	33°42'46.60"S	53°46'34.86"O
T2_15	18/12/2019	21	33°45'09.76"S	53°47'23.49"O
T2_16	17/12/2019	8	33°51'54.50"S	53°46'31.83"O
T3_1	19/11/2019	14	33°12'14.49"S	53°55'35.85"O
T3_2*	16/07/2015	19	33°16'13,00"S	53°52'01,00"O
T3_3	13/12/2019	12	33°21'47.89"S	53°49'32.39"O
T3_4	17/01/2020	12	33°24'29.55"S	53°46'09.62"O
T3_5	18/01/2020	7	33°24'32.12"S	53°46'06.57"O
T3_6	17/01/2020	5	33°33'00.71"S	53°39'26.50"O
T3_7	20/01/2020	7	33°36'59.63"S	53°40'09.83"O
T3_8	13/12/2019	13	33°42'13.71"S	53°38'21.22"O
T3_9	20/01/2020	30	33°43'30.22"S	53°38'19.32"O
T3_10	22/01/2020	6	33°48'12.90"S	53°37'32.75"O
T3_11	22/01/2020	18	33°51'07.16"S	53°37'30.89"O
T4_1	25/01/2020	14	32°54'52.12"S	53°34'16.61"O
T4_2	25/01/2020	5	32°59'02.38"S	53°37'37.82"O
T4_3	24/01/2020	16	32°59'09.52"S	53°39'58.76"O
T4_4	23/01/2020	11	33° 05'19.11"S	53°49'26.57"O

8. Resultados y Discusión

8.1. Análisis estructural

Los principales lineamientos reconocidos dentro del área de estudio son: i) el lineamiento Cebollatí-Merín, cuya dirección general es N50°E, exhibiendo algunas inflexiones de carácter menor con direcciones E-O; ii) el lineamiento Aiguá-India Muerta-Chuy, el cual presenta una dirección general N85°E.

La figura 26 muestra lineamientos estructurales identificados en el área de estudio y sus proximidades, distinguiendo entre lineamientos de primer orden, con una longitud > a 30 km, lineamientos de segundo orden, con una longitud comprendida entre 30 y 10 km y lineamientos de tercer orden, con una longitud menor a 10 km. En función de esa interpretación se delimitaron tres dominios estructurales caracterizados por la orientación y densidad de sus estructuras. El dominio (1) al Norte del lineamiento Cebollatí-Merín (LCM) presenta una alta densidad de estructuras de dirección NO y E-O predominante; el dominio (2) entre el lineamiento Cebollatí-Merín (LCM) y el lineamiento Aiguá-India Muerta-Chuy (LAIC) presenta una baja densidad de estructuras de direcciones radiales y NE predominante y el dominio (3), al Sur del lineamiento Aiguá-India Muerta-Chuy (LAIC) presenta una densidad media de estructuras de dirección NE y N-S predominante.

Cabe destacar que en el dominio (1) las estructuras son mucho más marcadas en cuanto a su dimensión y densidad, si se las compara con la de los dominios (2) y (3) (Fig. 26).

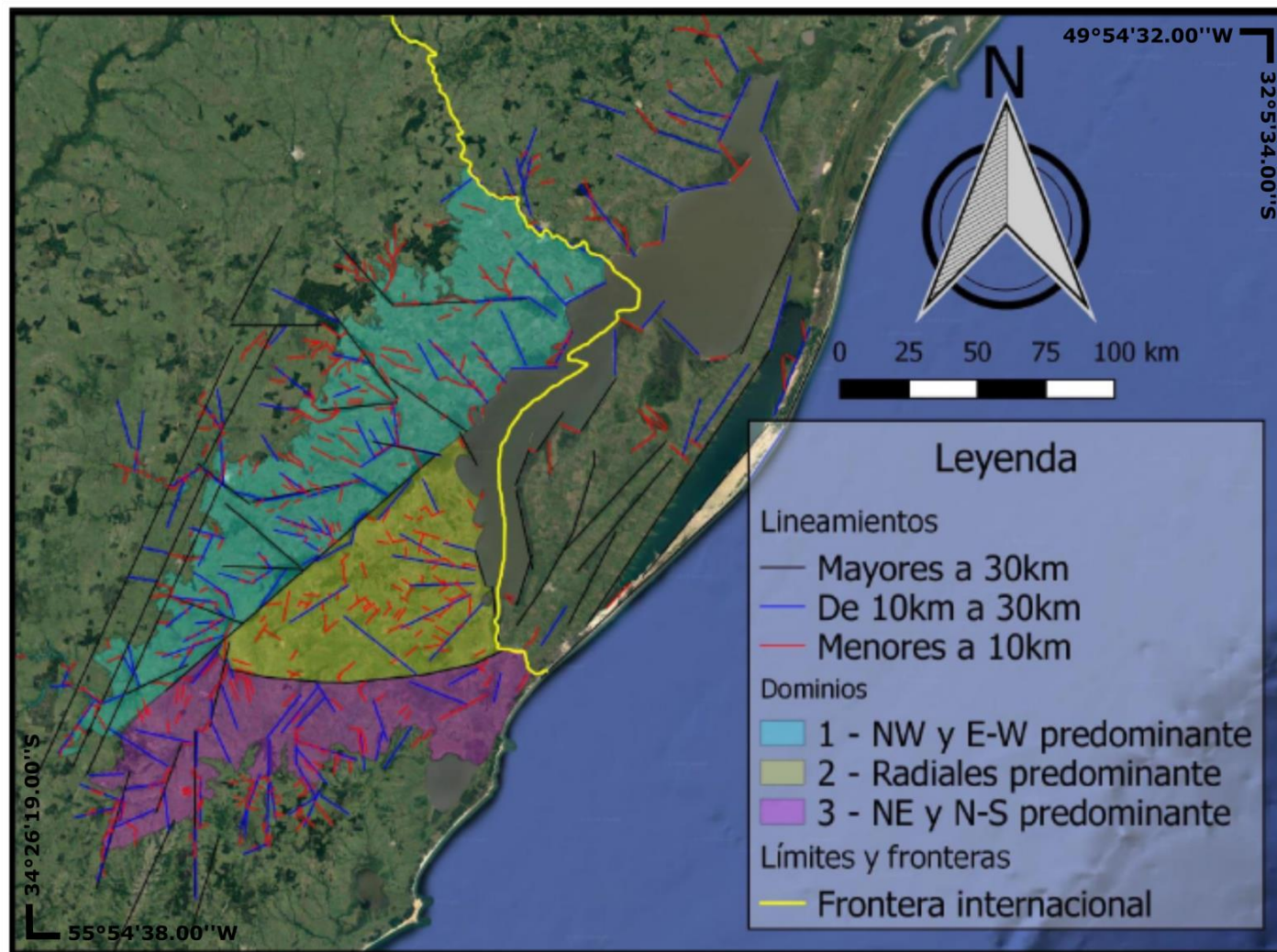


Figura 26: Interpretación estructural del área de estudio.

8.2. Análisis de los sondeos MT

8.2.1. Curvas de resistividad aparente y fase

Las curvas de resistividad aparente de los sondeos MT analizados presentan un comportamiento diferencial, lo que permiten distinguirlas en 3 grupos. En la Fig. 27 se presenta la distribución geográfica de los mismos.

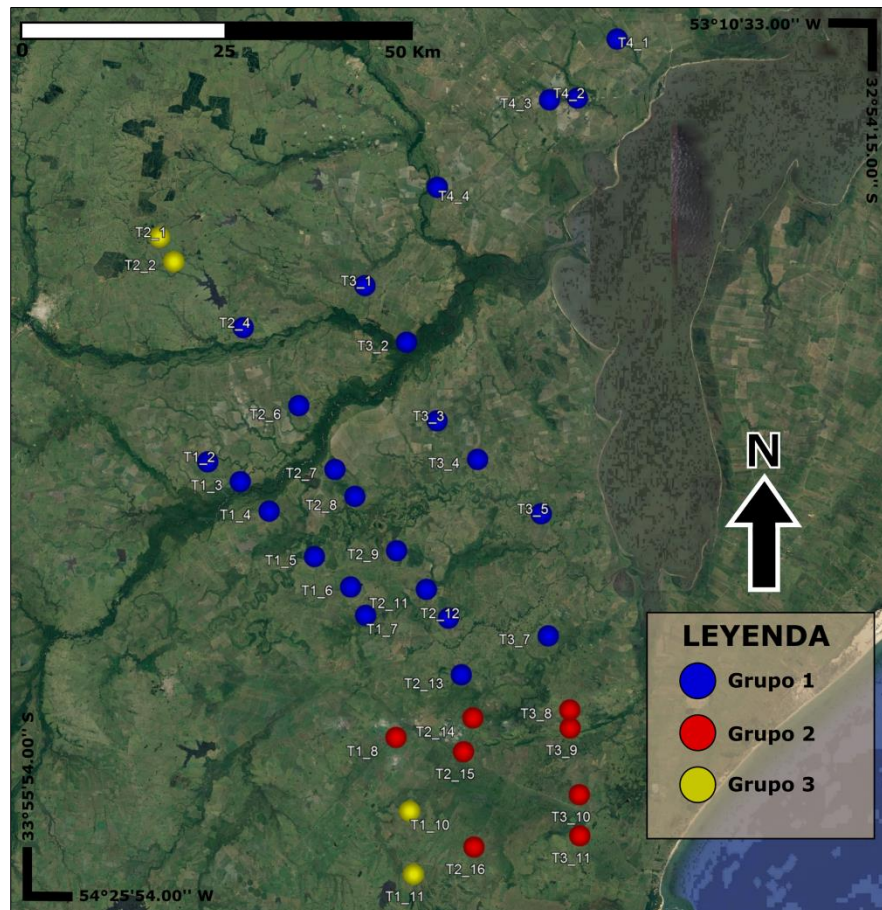


Figura 27: Ubicación de los grupos de curvas de resistividad aparente y fase.

A continuación, se describen las características de las curvas de resistividad aparente para cada grupo.

Grupo 1

Conformado por los sondeos T1_2, T1_3, T1_4, T1_5, T1_6, T1_7, T2_4, T2_6, T2_7, T2_8, T2_9, T2_11, T2_12, T2_13, T3_1, T3_2, T3_3, T3_4, T3_5, T3_7, T4_1, T4_2, T4_3 y T4_4. Estos sondeos presentan curvas de resistividad aparente similares con valores de resistividad que varían entre 10^1 a $10^3 \Omega.m$, entre las frecuencias 10.000 a 0,01 Hz.

Para cada uno de estos sondeos, las curvas de resistividad aparente presentan al menos 2 puntos de inflexión, así como un comportamiento 1D a altas frecuencias (zona negra en el gráfico) y un comportamiento, al menos, 2D a bajas frecuencias (zona gris en el gráfico).

Estos sondeos se ubican en la región situada entre los lineamientos Aguá - India Muerta - Chuy y Cebollatí – Merín, así como también en la región ubicada al Norte de este último. La Fig. 28 muestra un ejemplo del comportamiento de las curvas para este grupo, correspondiente al sondeo T1_2.

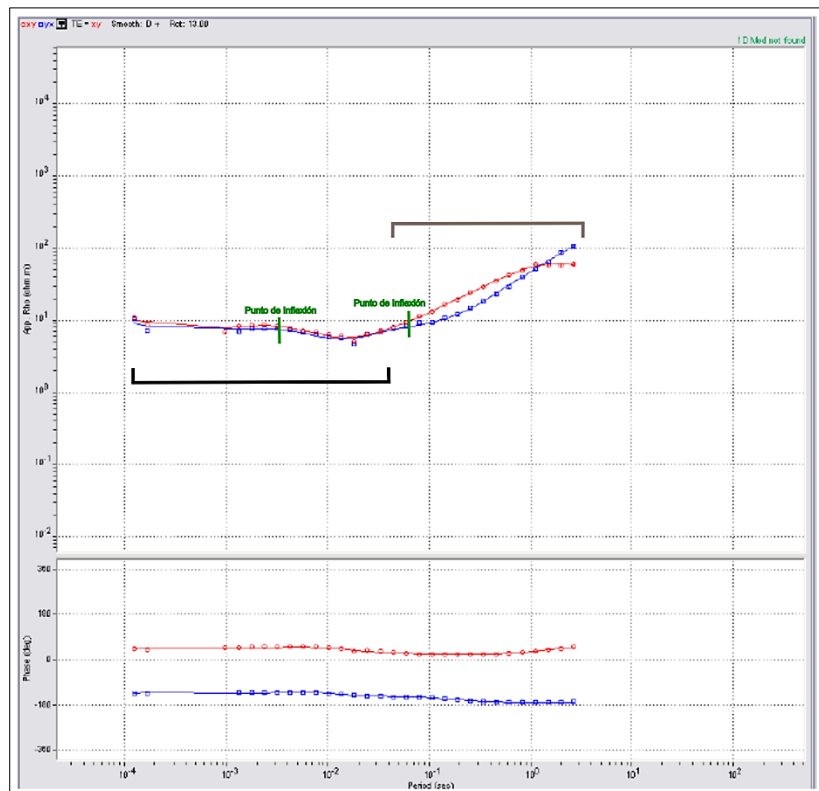


Figura 28: Curva de resistividad aparente para el Sondeo T1_2. La región en negro corresponde a materiales con un comportamiento 1D y la región en gris a materiales con al menos un comportamiento 2D.

Es preciso mencionar que dentro de este grupo hay sondeos que presentan una separación de las curvas TE y TM a bajas frecuencias, con la caída del TE, mientras que el TM se mantiene alto, indicando un cuerpo conductivo en profundidad. La Fig. 29 muestra un ejemplo del comportamiento de estos sondeos, correspondiente al sondeo T2_8.

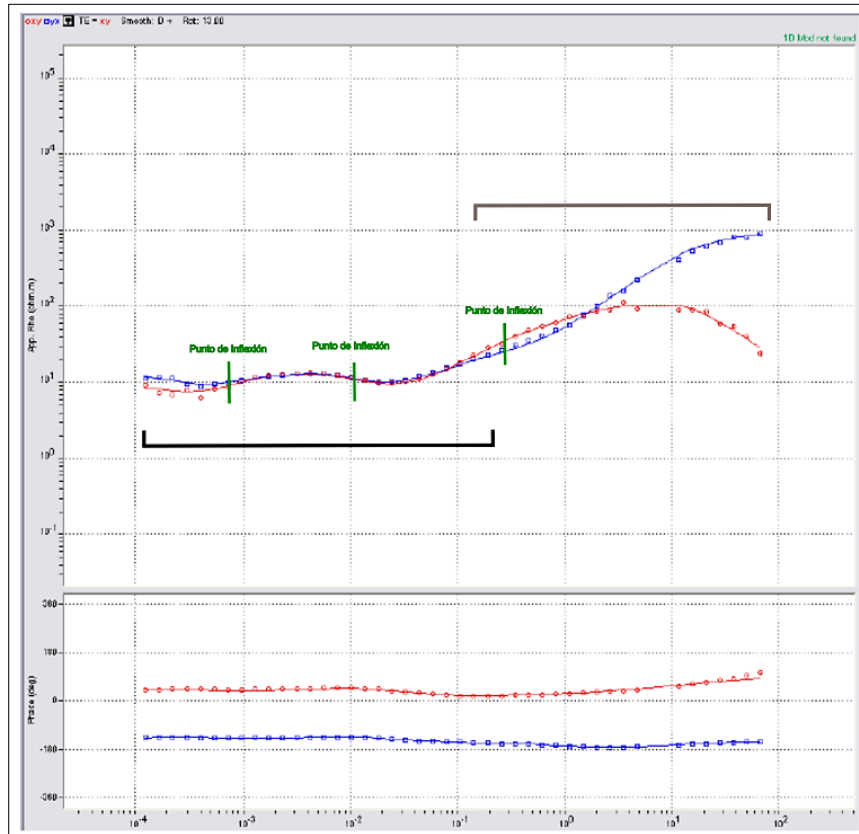


Figura 29: Curva de resistividad aparente para el Sondeo T2_8. La región en negro corresponde a materiales con un comportamiento 1D y la región en gris a materiales con al menos un comportamiento 2D.

Grupo 2

Conformado por los sondeos T1_8, T2_14, T2_15, T2_16, T3_8, T3_9, T3_10 y T3_11, los que presentan curvas de resistividad aparente similares, con valores de resistividad que varían entre 10^0 a $10^4 \Omega.m$ entre las frecuencias 10.000 a 0,1 Hz.

En estas curvas se reconocen al menos 2 puntos de inflexión en cada sondeo. En algunos sondeos se observan comportamiento 1D a altas frecuencias (zona negra en el gráfico) pasando a comportamiento, al menos, 2D a bajas frecuencias (zona gris en el gráfico), y en otros únicamente un comportamiento, al menos, 2D para todo el rango de frecuencias.

Estos sondeos se ubican en la región Sur del área de estudio cercana al lineamiento Aguá - India Muerta - Chuy. La Fig. 30 muestra un ejemplo del comportamiento de las curvas para este grupo, correspondiente al sondeo T2_15.

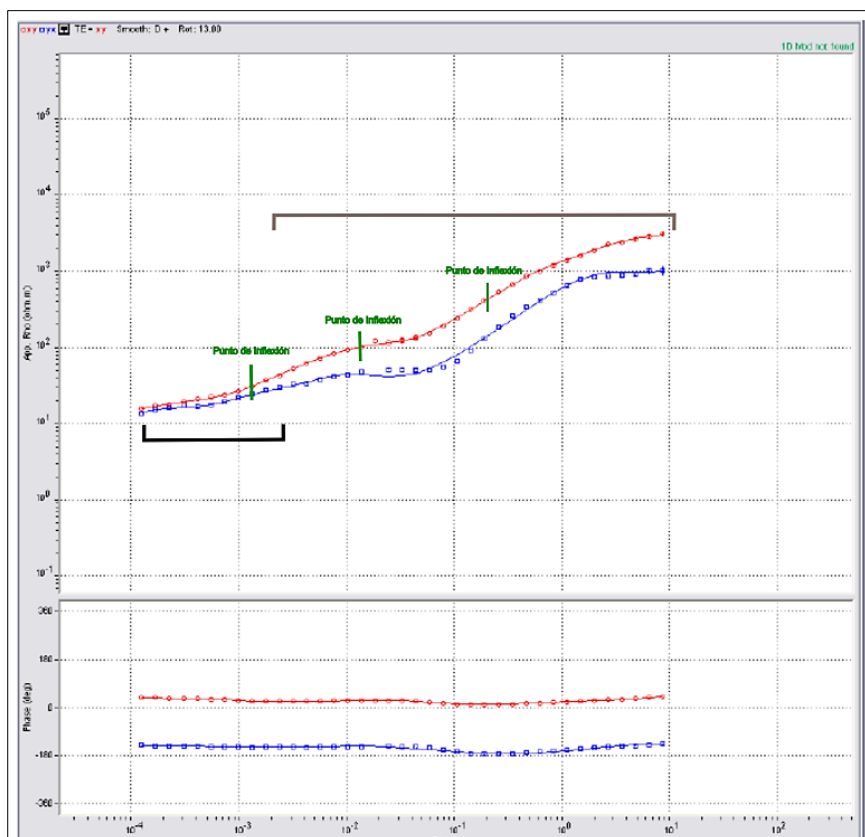


Figura 30: Curva de resistividad aparente para el Sondeo T2_15. La región en negro corresponde a materiales con un comportamiento 1D y la región en gris a materiales con al menos un comportamiento 2D.

Grupo 3

Conformado por los sondeos T1_10, T1_11, T2_1 y T2_2, los que presentan curvas de resistividad aparente similares, con valores de resistividad que varían entre 10^2 a $10^5 \Omega.m$, entre las frecuencias 10.000 a 0,1 Hz.

En estas curvas se reconocen al menos 2 puntos de inflexión en cada sondeo. Se observa comportamiento únicamente, al menos, 2D para todo el rango de frecuencias (zona gris en el gráfico).

Estos sondeos se ubican en los extremos Sur y Noroeste del área de estudio, alejados de los lineamientos Aguá - India Muerta - Chuy y Cebollatí - Merín. La Fig. 31 muestra un ejemplo del comportamiento de las curvas para este grupo, correspondiente al sondeo T1_10.

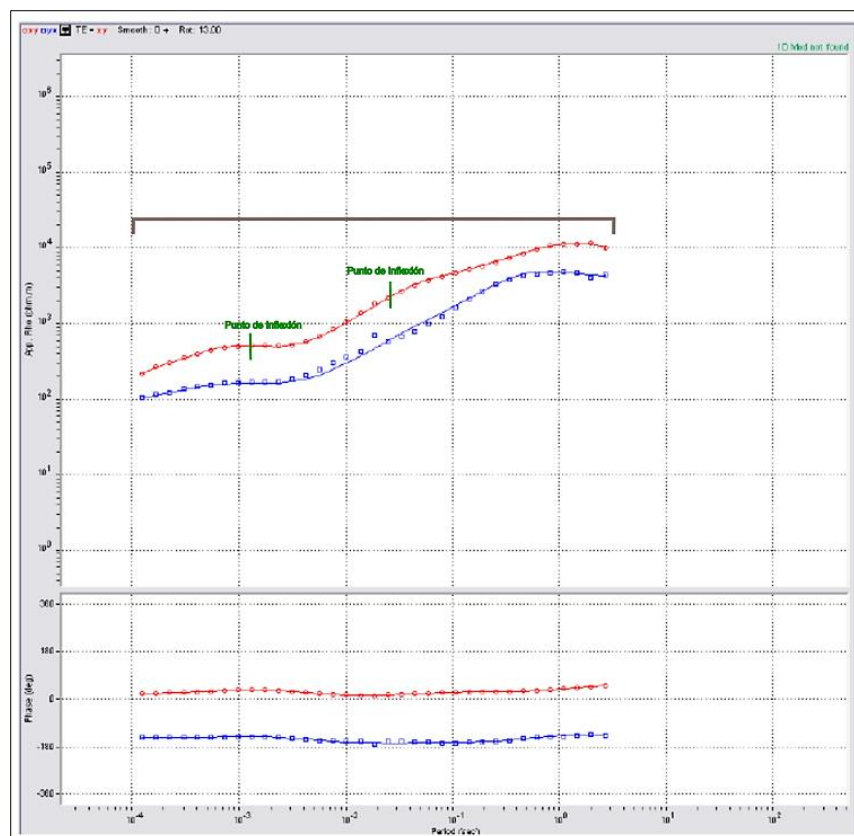


Figura 31: Curva de resistividad aparente para el Sondeo T1_10. La región en gris corresponde a materiales con al menos un comportamiento 2D.

De forma aislada, sin entrar en ninguna categoría anteriormente mencionada, se analizan los sondeos T3_6 y T2_3.

El sondeo T3_6 (Fig. 32) presenta una curva de resistividad aparente con valores de resistividad que varían entre 10^0 a $10^1 \Omega.m$, entre las frecuencias 10.000 a 10 Hz. En esta curva se reconocen 2 puntos de inflexión, así como también un comportamiento, al menos, 2D (zona gris en el gráfico) a altas frecuencias pasando a comportamiento 1D a bajas frecuencias (zona negra en el gráfico).

El sondeo T2_3 (Fig. 33) presenta una curva de resistividad aparente con valores de resistividad que varían entre 10^0 a $10^3 \Omega.m$, entre las frecuencias 10.000 a 1 Hz. En esta curva se reconoce un único punto de inflexión. Por otro lado, se observa la presencia del intervalo correspondiente a la banda de frecuencias muertas (zona amarilla en el gráfico), un comportamiento 1D a frecuencias intermedias (zona negra en el gráfico) pasando a comportamiento, al menos, 2D a bajas frecuencias (zona gris en el gráfico).

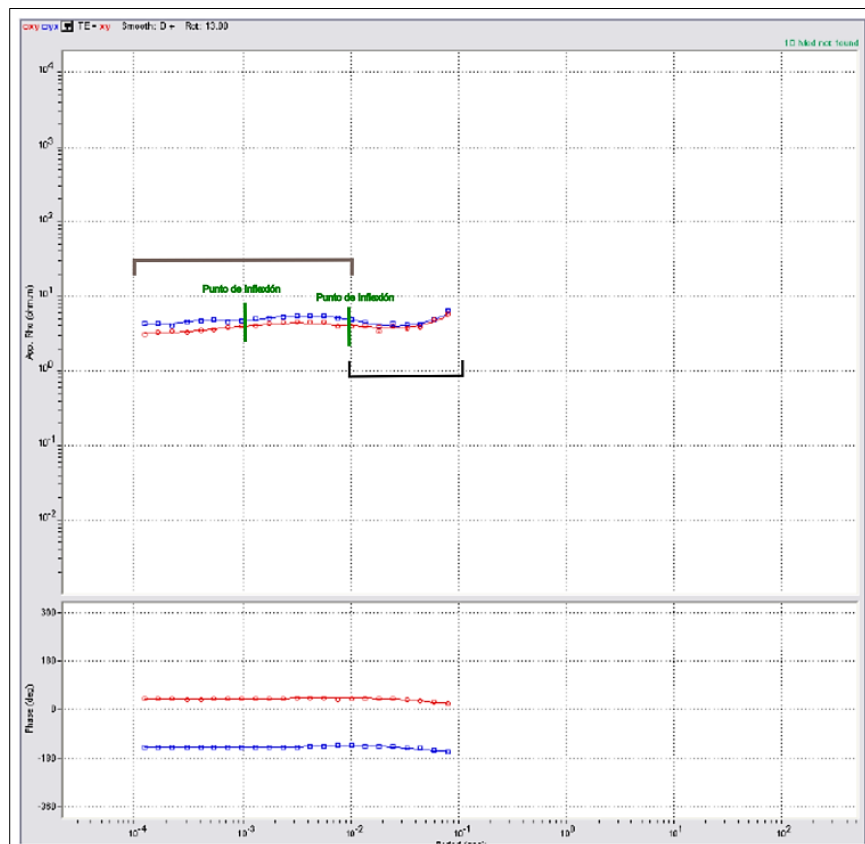


Figura 32: Curva de resistividad aparente para el Sondeo T3_6. La región en negro corresponde a materiales con un comportamiento 1D y la región en gris a materiales con al menos un comportamiento 2D.

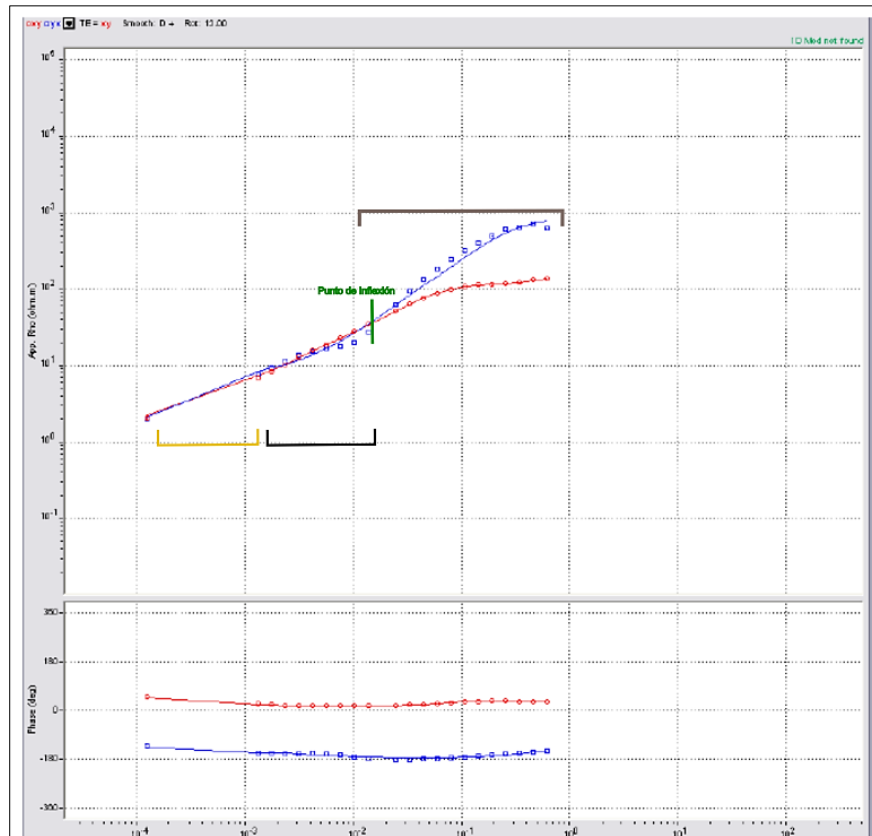


Figura 33: Curva de resistividad aparente para el Sondeo T2_3. La región en amarillo corresponde a la banda de frecuencias muertas, la región en negro corresponde a materiales con un comportamiento 1D y la región en gris a materiales con al menos un comportamiento 2D.

8.2.2. Dimensionalidad

La dimensionalidad es una herramienta importante que permite inferir las características del subsuelo, indicando si se está ante un comportamiento 1D, 2D o 3D del mismo. A continuación, se presentan los resultados para las cuatro transectas realizadas.

La mayoría de los sondeos de transecta 1 muestran un comportamiento 1D en frecuencias altas y un comportamiento 2D y/o 3D en las frecuencias más bajas (basamento cristalino) (Fig. 34). Los sondeos que muestran un predominio de comportamiento 2D y/o 3D son el T1_7, T1_8 y T1_11.

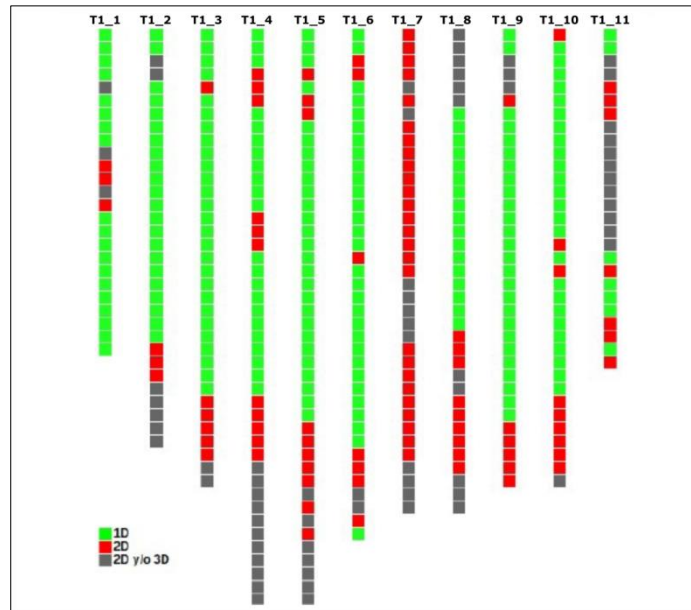


Figura 34: Transecta 1 – Dimensionalidad de los sondeos a partir de Skew.

La dimensionalidad de la transecta 2 (Fig. 35) es similar a la de la transecta 1, observándose que gran parte de las frecuencias altas presentan un comportamiento 1D, mientras que a frecuencias más bajas la mayoría de los sondeos exhiben un comportamiento 2D y/o 3D. Los sondeos que muestran un predominio de comportamiento 2D y/o 3D son el T2_1, T2_2, T2_4, T2_5 y T2_10.

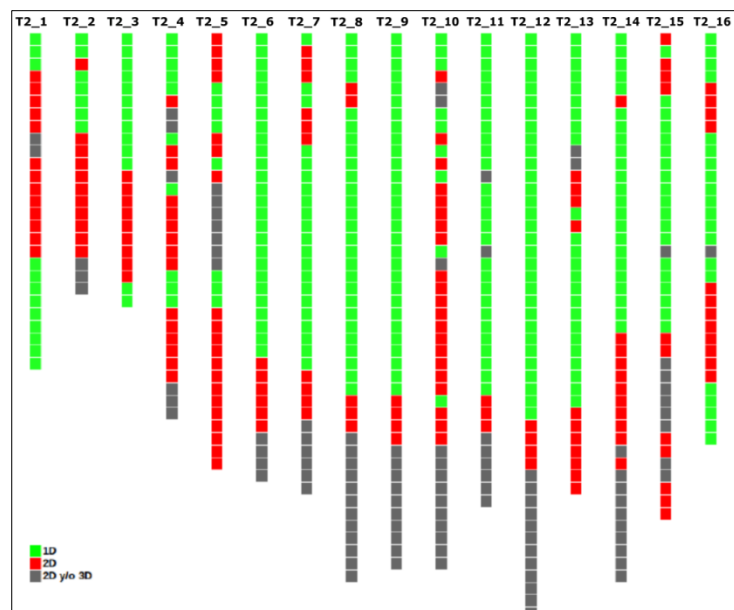


Figura 35: Transecta 2 – Dimensionalidad de los sondeos a partir de Skew.

Los sondeos T3_5, T3_7, T3_8, T3_9 y T3_11 de la transecta 3 muestran comportamiento prácticamente sólo 2D y/o 3D. Mientras que el resto de los sondeos muestran una dimensionalidad similar a las transectas anteriores, con comportamientos 1D a altas frecuencias y 2D y/o 3D a bajas frecuencias (Fig. 36).

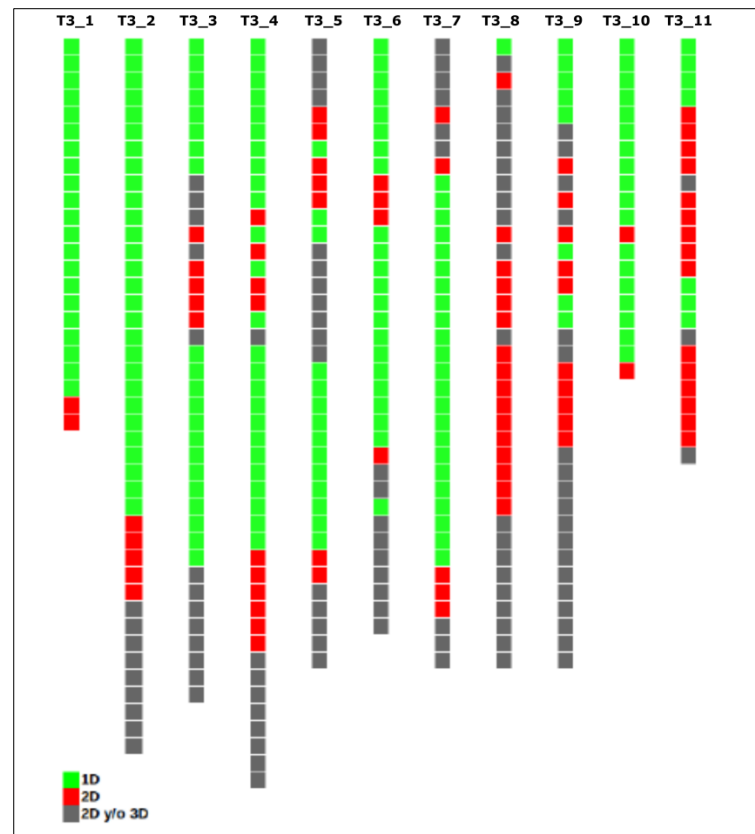


Figura 36: Transecta 3 – Dimensionalidad de los sondeos a partir de Skew.

Los sondeos de la transecta 4 (Fig. 37) presentan para las frecuencias altas un comportamiento mayoritariamente 1D. Mientras que, para las frecuencias más bajas, los sondeos exhiben un comportamiento 2D y/o 3D, aunque en menor proporción que para las transectas anteriormente analizadas. Únicamente el sondeo T4_2 muestra un comportamiento 1D casi en su totalidad.

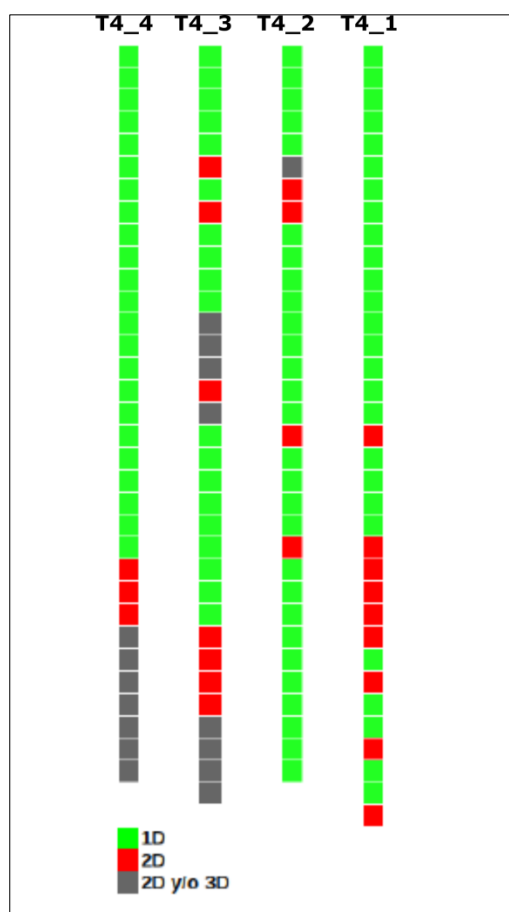


Figura 37: Transecta 4 – Dimensionalidad de los sondeos a partir de Skew.

8.2.3. Dirección de conductividad constante en un medio (*Strike*)

De forma complementaria al análisis de dimensionalidad, el análisis de la dirección de conductividad constante en un medio (*Strike*) permite estimar la principal dirección de corriente eléctrica que genera una anisotropía, asociado usualmente a una estructura geológica o a direcciones preferentes de sedimentación.

Cabe destacar que la dirección de conductividad constante posee una ambigüedad de 90° en su resultado, es decir la dirección perpendicular a la calculada también puede ser válida, por tal motivo poseer datos geológicos estructurales, otra información geofísica y/o los vectores de inducción son de gran importancia para determinar en mejor medida la dirección buscada, necesaria para una inversión 2D lo más ajustada posible a la realidad.

Como los resultados del análisis de dimensionalidad para muchos sondeos mostró un comportamiento desigual según la frecuencia de medida, se analizó la dirección de conductividad constante para: i) todo el rango de frecuencias (general); ii) altas frecuencias; y iii) bajas frecuencias; siendo 3 Hz el límite entre estos últimos. De los dos últimos análisis, la dirección de conductividad constante a bajas frecuencias es el dato de mayor relevancia debido a que muestra las anisotropías eléctricas a nivel de basamento.

A continuación, se muestran las direcciones aproximadas de la dirección de conductividad constante para todo el rango de frecuencias (general), y para frecuencias altas y bajas de cada uno de los sondeos (Figs. 38 a 40, Tabla 2).

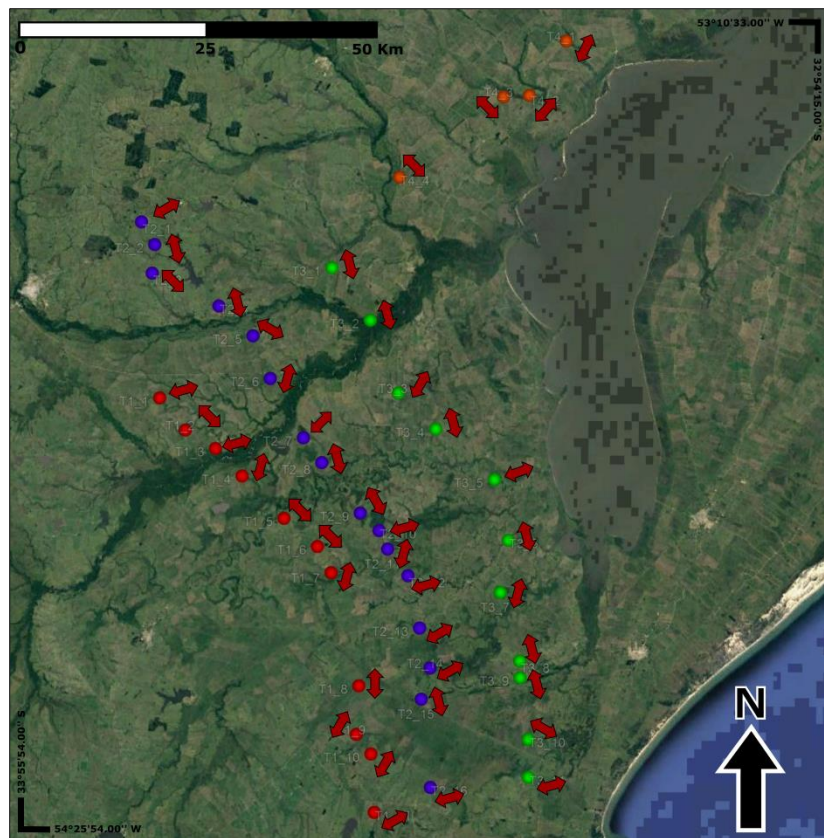


Figura 38: Dirección de conductividad constante para todo el rango de frecuencias (general).

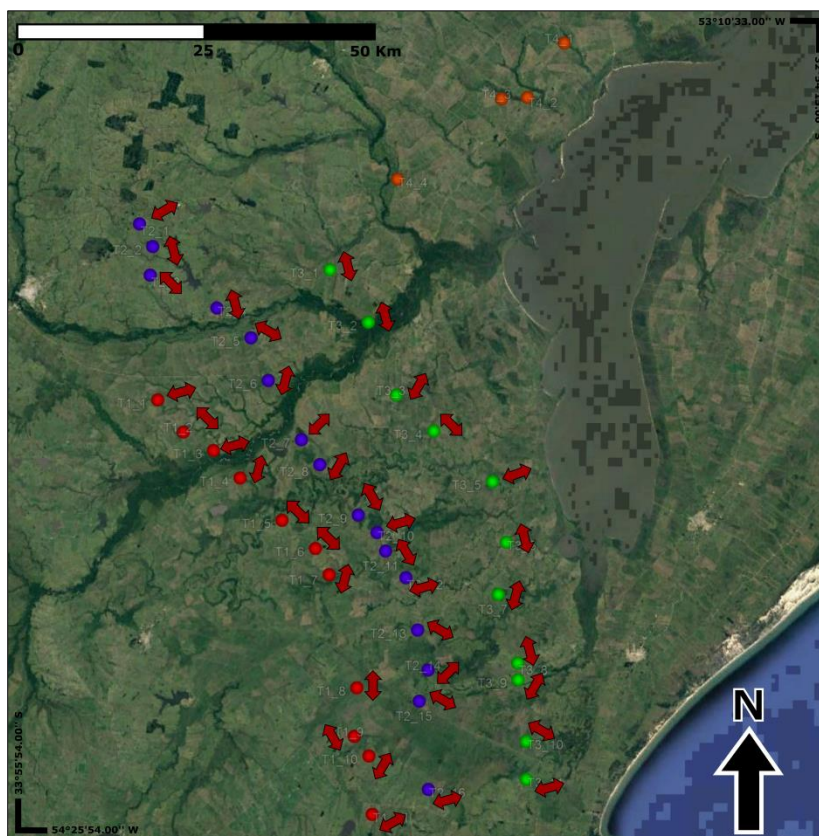


Figura 39: Dirección de conductividad constante para rango de frecuencias altas (800 a 3 Hz).

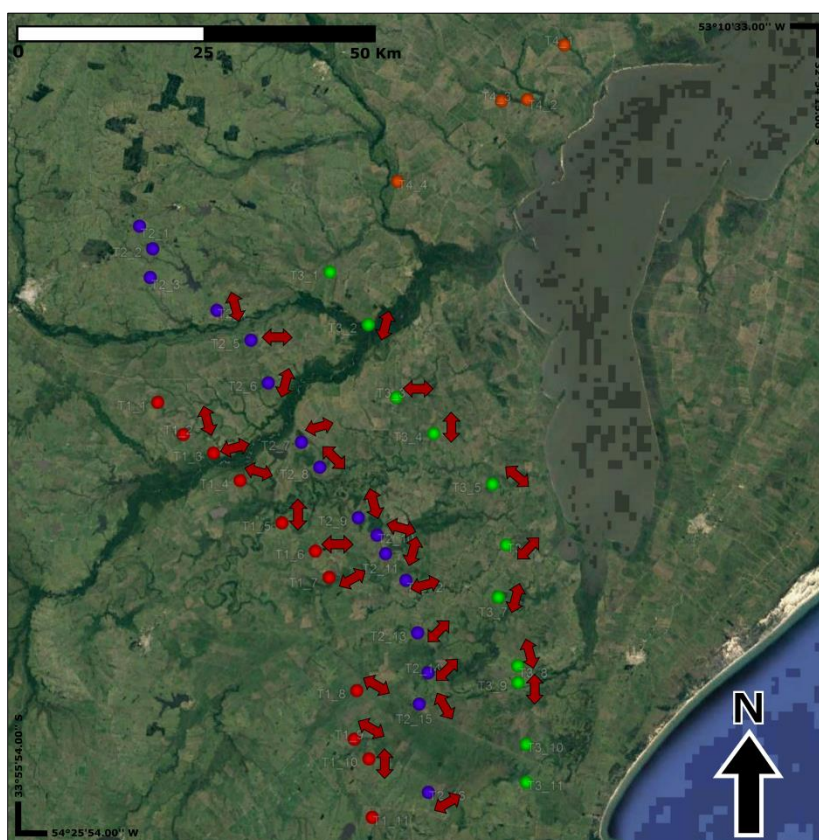


Figura 40: Dirección de conductividad constante para rango de frecuencias bajas (menores a 3 Hz).

Tabla 2: Direcciones de conductividad constante general, a altas y bajas frecuencias para los sondeos MT.

SONDEO	GENERAL	ALTAS FRECUENCIAS	BAJAS FRECUENCIAS
T1_1	N260°	N260°	-
T1_2	N315°	N315°	N350°
T1_3	N260°	N260°	N260°
T1_4	N20°	N20°	N110°
T1_5	N315°	N315°	N-S
T1_6	N315°	N315°	N270°
T1_7	N20°	N30°	N80°
T1_8	N-S	N-S	N315°
T1_9	N200°	N315°	N315°
T1_10	N20°	N20°	N-S
T1_11	N45°	N45°	-
T2_1	N45°	N45°	-
T2_2	N350°	N350°	-
T2_3	N330°	N330°	-
T2_4	N350°	N350°	N355°
T2_5	N300°	N300°	N270°
T2_6	N5°	N5°	N5°
T2_7	N45°	N45°	N70°
T2_8	N355°	N45°	N350°
T2_9	N345°	N345°	N355°
T2_10	N260°	N260°	N100°
T2_11	N5°	N345°	N5°
T2_12	N80°	N80°	N80°
T2_13	N45°	N110°	N45°
T2_14	N225°	N225°	N225°
T2_15	N350°	N280°	N350°
T2_16	N70°	N70°	N70°
T3_1	N350°	N350°	-
T3_2	N350°	N350°	N5°
T3_3	N20°	N20°	N80°
T3_4	N350°	N315°	N355°
T3_5	N70°	N70°	N315°
T3_6	N355°	N355°	N225°
T3_7	N10°	N10°	N20°
T3_8	N350°	N350°	N350°
T3_9	N355°	N20°	N355°
T3_10	N315°	N315°	-
T3_11	N80°	N80°	-
T4_1	N315°		
T4_2	N315°		
T4_3	N45°		
T4_4	N20°		

El guion en la tabla anterior indica los casos en que la dirección de conductividad constante no mostró ninguna orientación preferente y por tanto, no es

posible extraer ninguna conclusión. Esto puede deberse a que en la ubicación de esos sondeos MT el material del subsuelo exhibe un comportamiento 3D. Para la transecta 4 sólo se analizó la dirección de conductividad constante general debido al comportamiento 1D más extendido, y a que la dirección de conductividad constante general mostró concordancia con las estructuras cartografiadas.

8.2.4. Vectores de Inducción

Complementariamente al análisis de la dirección de conductividad constante en un medio, se realizó el análisis de los vectores de inducción. Como se menciona en la metodología esta herramienta permite verificar estimaciones del *Strike* (Almaguer, 2013). Los vectores de inducción también ayudan a identificar estructuras ya que refleja los flujos principales de corriente en el subsuelo (usualmente estructuras). El vector obtenido apunta hacia el conductor principal; por tanto, la estructura sería perpendicular a dicha dirección.

A continuación, se muestran las direcciones aproximadas de los vectores de inducción en cada sondeo. Al igual que en el análisis de la dirección de conductividad constante se evaluaron por separado los vectores de inducción para todo el rango de frecuencias (general), a altas frecuencia y a bajas frecuencias (Figs. 41 a 43, Tabla 3). Asimismo, al igual que en la tabla 2, los guiones en la tabla 3 indican los casos en que los vectores no presentan una dirección preferencial.

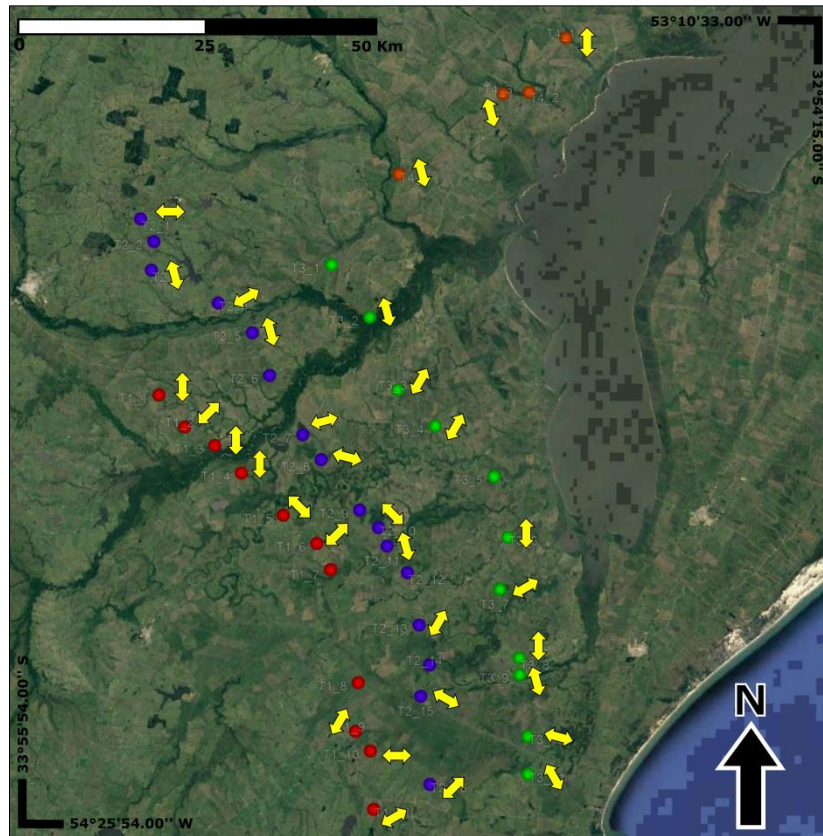


Figura 41: Vectores de inducción para todo el rango de frecuencias (general).

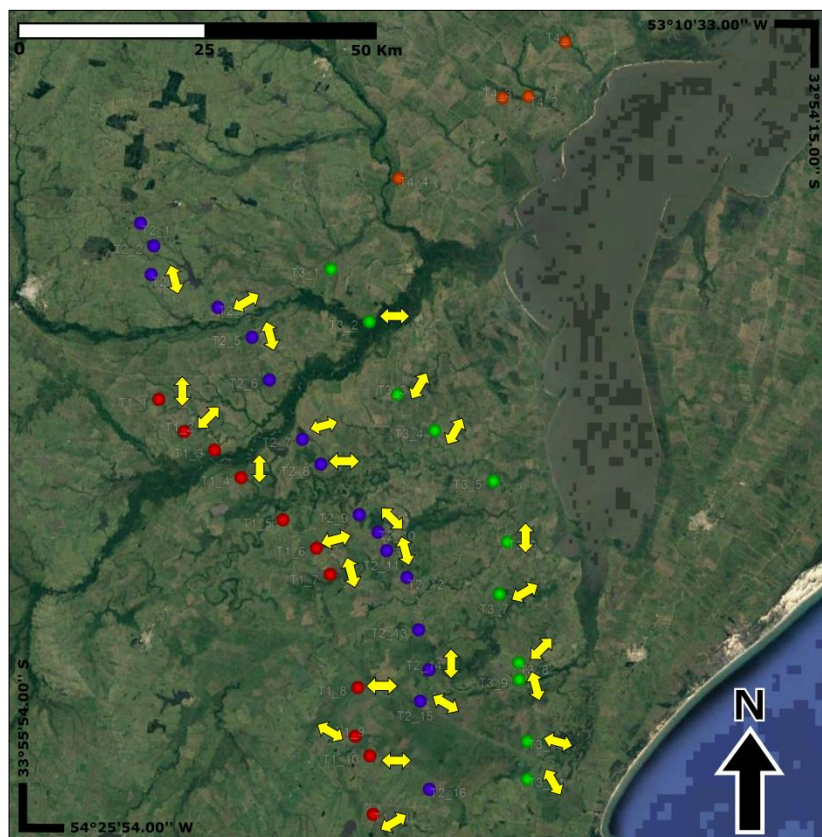


Figura 42: Vectores de inducción para rango de frecuencias altas (800 a 3 Hz).

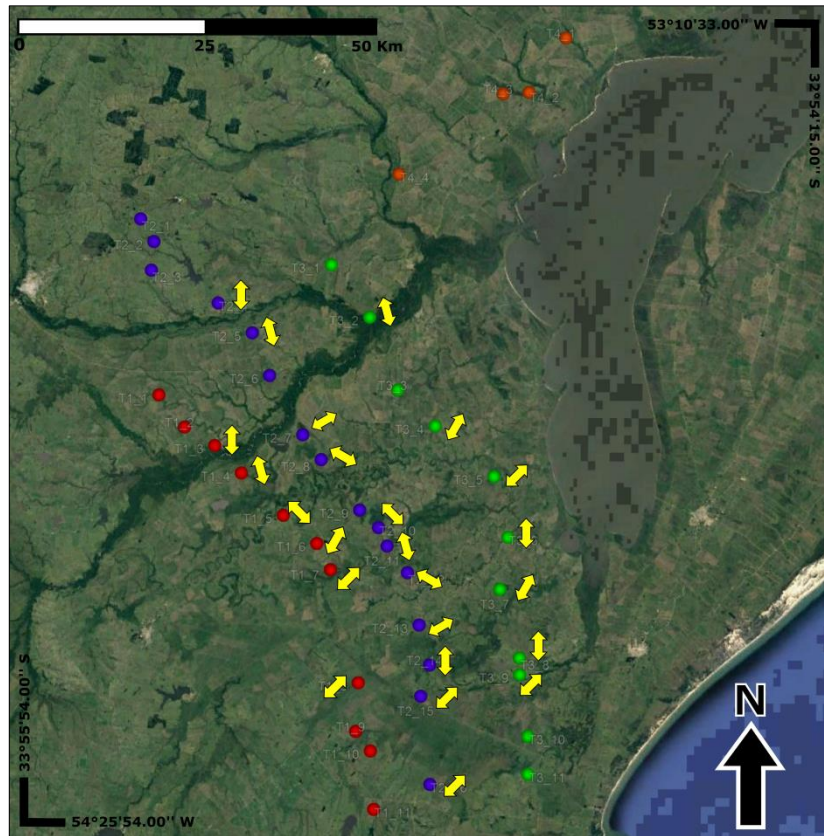


Figura 43: Vectores de inducción para rango de frecuencias bajas (menores a 3 Hz).

Tabla 3: Direcciones de vectores de inducción general, a altas y bajas frecuencias para los sondeos MT.

SONDEO	GENERAL	ALTAS FRECUENCIAS	BAJAS FRECUENCIAS
T1_1	N-S	N-S	-
T1_2	N45°	N45°	-
T1_3	N-S	-	N-S
T1_4	N-S	N-S	N350°
T1_5	N135°	-	N135°
T1_6	N200°	N80°	N200°
T1_7	-	N160°	N225°
T1_8	-	N90°	N45°
T1_9	N20°	N110°	-
T1_10	N270°	N270°	-
T1_11	N225°	N225°	-
T2_1	N90°	-	-
T2_2	-	-	-
T2_3	N150°	N150°	-
T2_4	N70°	N70°	N-S
T2_5	N355°	N355°	N355°
T2_6	-	-	-
T2_7	N260°	N260°	N45°
T2_8	N120°	N90°	N120°
T2_9	-	-	-
T2_10	N160°	N160°	N160°
T2_11	N355°	N355°	N355°
T2_12	-	-	N135°
T2_13	N45°	-	N45°
T2_14	-	N-S	N-S
T2_15	N135°	N135°	N45°
T2_16	N45°	-	N45°
T3_1	-	-	-
T3_2	N160°	N90°	N160°
T3_3	N200°	N200°	-
T3_4	N20°	N20°	N20°
T3_5	-	-	N200°
T3_6	N-S	N-S	N-S
T3_7	N250°	N250°	N20°
T3_8	N-S	N45°	N-S
T3_9	N355°	N355°	N45°
T3_10	N110°	N110°	-
T3_11	N150°	N150°	-
T4_1	N150°		
T4_2	N330°		
T4_3	-		
T4_4	N-S		

8.3. Análisis de las Inversiones 2D

A continuación, se muestra la inversión 2D de las transectas con la interpretación de las unidades que conforman su relleno, del basamento y de las principales estructuras. Estas inversiones se obtuvieron luego de diferentes instancias de aproximación, en las cuales los ángulos propuestos provienen del estudio de los datos de *strike*, vectores de inducción y análisis estructural.

Transecta 1:

En la transecta 1 (Fig. 44) se identifica el límite Sur de la CLM, correspondiente al lineamiento Aguá - India Muerta – Chuy (LAIC). El mismo está representado por una falla normal casi vertical, que pone en contacto materiales con resistividades en el entorno de 500 Ω .m, correspondiente al basamento, y materiales con resistividad entre 1 y 252 Ω .m que alcanzan hasta los 1.000 m de profundidad. Este límite se ubica muy próximo al sondeo T1_8, lo que es coincidente con la geología del área y los antecedentes.

El límite Norte de la cuenca, asumido de acuerdo a los antecedentes como el lineamiento Cebollatí – Merín (LCM), se interpreta como una estructura entre los sondeos T1_3 y T1_4 en donde se pasa abruptamente de 500 m a 1.500 m de espesor de cuenca.

Conformado el relleno de la cuenca se puede reconocer una capa superficial de baja resistividad (entre 1 y 25 Ω .m) interpretada como sedimentos y rocas sedimentarias con un espesor máximo de aproximadamente 300 m (entre los sondeos T1_5 y T1_6) y un espesor mínimo de aproximadamente 100 m (entre sondeos T1_2 y T1_3; y en el sondeo T1_7). Por debajo, se ubica una capa con resistividades intermedias entre 40 y 252 Ω .m, y un espesor de hasta 1.500 m aproximadamente, interpretada como rocas ígneas, a la que se intercala un material con resistividades bajas, entre 16 y 40 Ω .m.

Los mayores espesores de cuenca se ubican entre los sondeos T1_6 y T1_7, donde se alcanzan unos 1.500 m aproximadamente.

Entre los sondeos T1_4, T1_5, T1_6 y T1_7 se reconoce un cuerpo de muy baja resistividad a gran profundidad, mayor a 3.500 m (grupo 1, sección 8.2.1). Las curvas de resistividad aparente y de fase, correspondientes a estos sondeos, en las bajas frecuencias muestran un comportamiento que sólo puede ajustarse con la presencia de un cuerpo conductivo profundo, indicado por la caída del TE mientras que el TM se mantiene alto (Figs. 45 y 46).

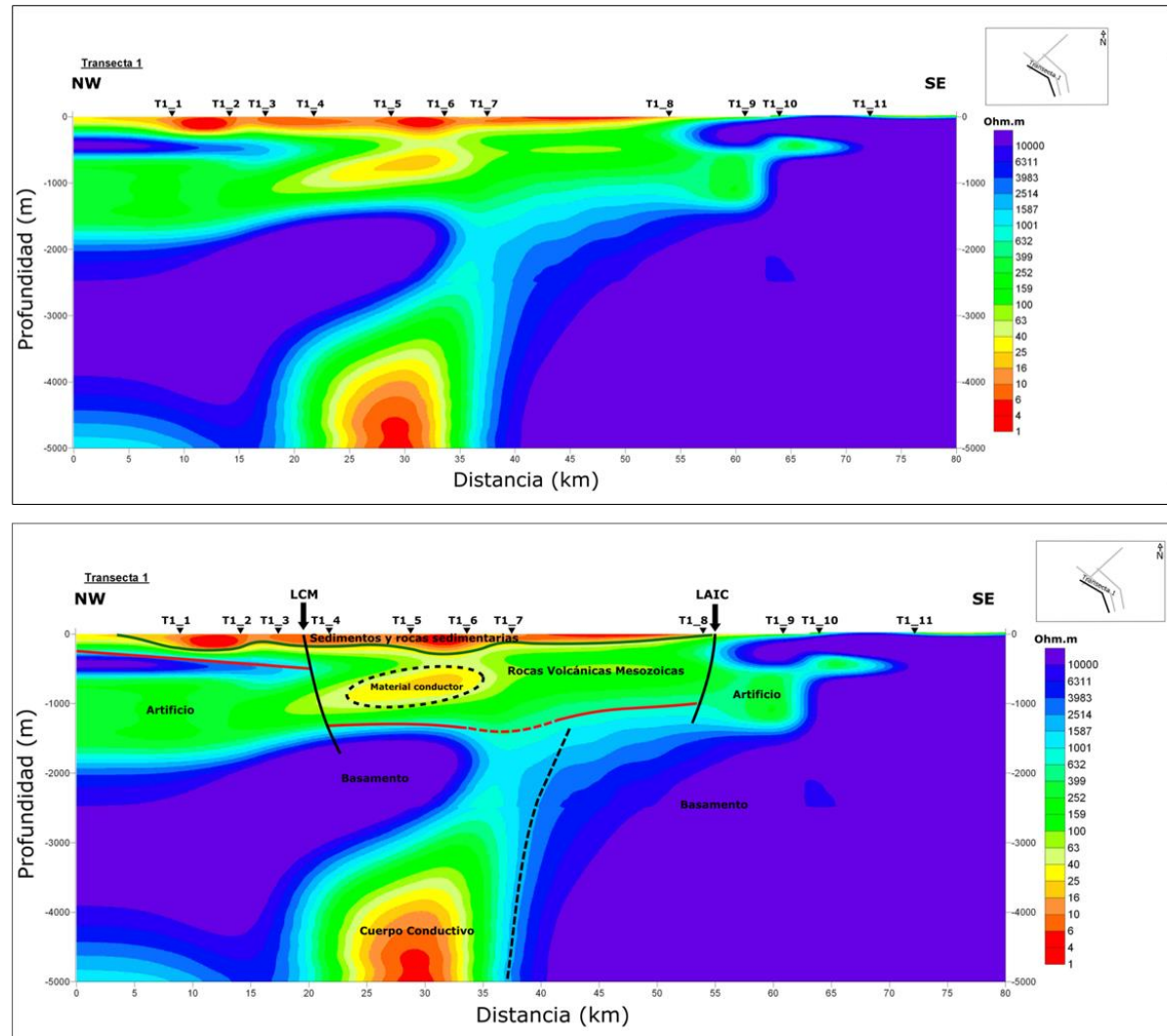


Figura 44: Inversión 2D de la transecta 1 sin interpretar (arriba), interpretada (abajo).

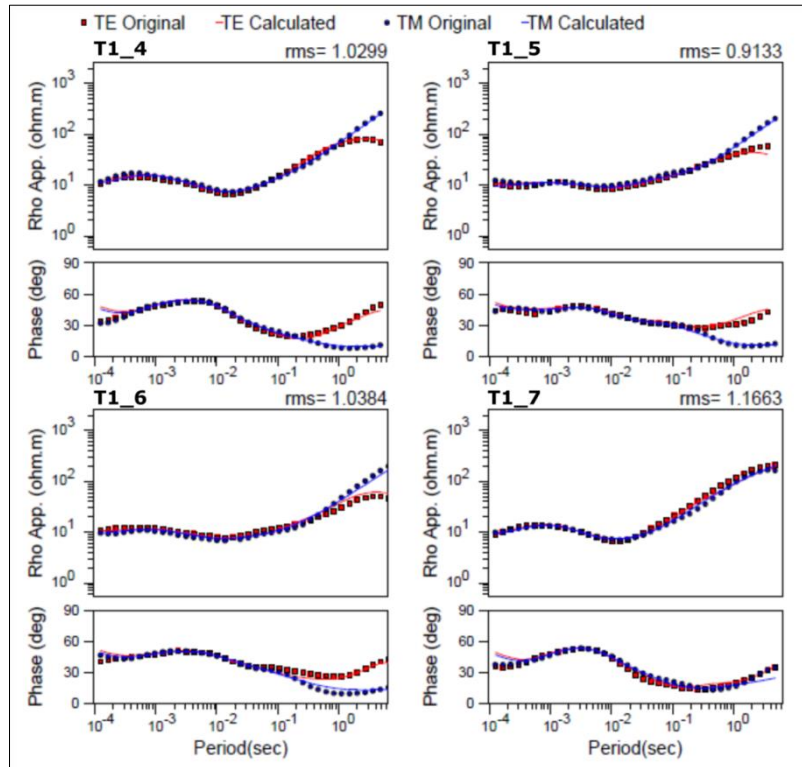


Figura 45: Ajuste de las curvas de resistividad aparente y fase para los sondeos T1_4, T1_5, T1_6 y T1_7 en presencia del cuerpo conductivo.

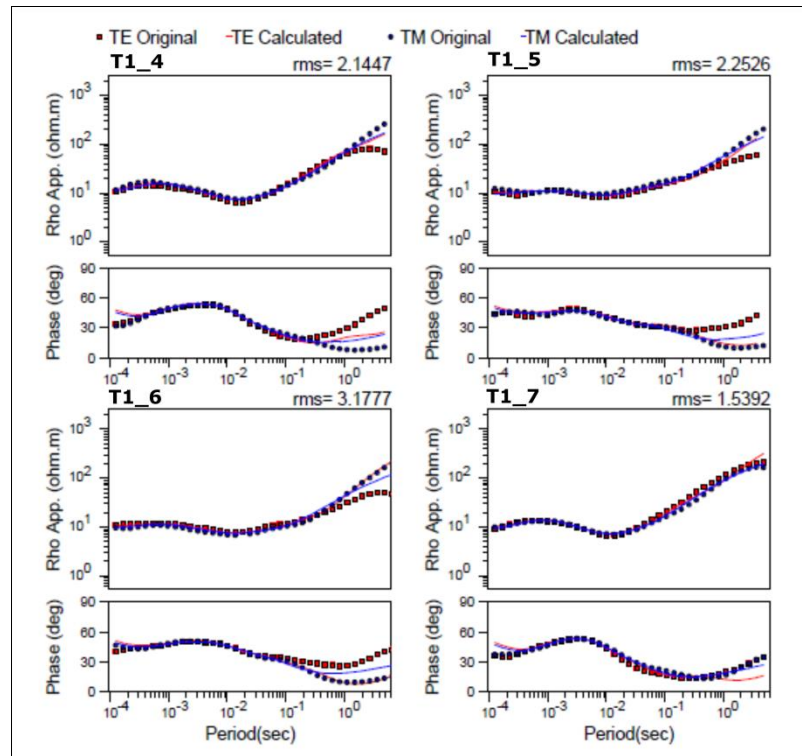


Figura 46: Ajuste de las curvas de resistividad aparente y fase para los sondeos T1_4, T1_5, T1_6 y T1_7 en ausencia del cuerpo conductivo.

Según el mapa de la anomalía Bouguer del Uruguay presentado por Reitmayr (2001) (Fig. 9), son encontrados valores gravimétricos elevados en el área donde se sitúan los sondeos T1_5, T1_6 y T1_7. En la posición de estos sondeos se reconoce en la inversión 2D de la transecta 1, un material conductor a profundidades de 500 a 1.000m; así como también un cuerpo conductivo profundo a más de 3.500m de profundidad.

Asimismo, próximos a la transecta 1 se ubican 4 sondeos eléctricos verticales de largo alcance (SEL 4, 11, 12 y 7; Medina y Pirelli, 1995) (ver Figs. 11 y 24), a distancias comprendidas entre 3 y 10 km. De un modo general, los resultados de ambos trabajos son coincidentes, aunque se observan algunas diferencias, principalmente a profundidades mayores de 200 m.

En ese sentido, el SEL 4, se ubica entre los sondeos T1_10 y T1_11 a unos 3 km de la transecta 1. Este SEL exhibe una capa conductiva superficial de 21 Ω .m y 32 m de espesor; seguida de capas muy resistivas que van desde 500 a 3.000 Ω .m, únicamente intercaladas con una capa de 130 Ω .m que va desde 327 a 387 m de profundidad. Los datos de este SEL coinciden con la inversión 2D de la transecta 1.

El SEL 11, se ubica entre los sondeos T1_8 y T1_9 a unos 6 km de la transecta 1. Este SEL exhibe una capa superficial de 200 Ω .m y 160 m de espesor; seguida de una capa de menor resistividad, 40 Ω .m, que va desde 160 a 220 m de profundidad; por debajo muestra una capa de 500 Ω .m. Los datos de este SEL coinciden con la inversión 2D de la transecta 1, con la salvedad de que en la inversión 2D no se presenta la capa de 40 Ω .m. Esto puede deberse a: i) diferencias geoeléctricas del subsuelo, debido a que el SEL 11 se ubica a 6 km de la transecta 1; ii) a un efecto del suavizado de la inversión 2D, pues la capa de 40 Ω .m podría quedar enmascarada al tener un espesor menor comparado con el espesor de las capas resistivas inferior y superior.

El SEL 12, se ubica a 6 km del sondeo T1_8 y a 10 km del sondeo T1_7. En los primeros 120 m de profundidad, este SEL exhibe dos capas de baja resistividad, de 12 y 5 Ω .m, respectivamente. Por debajo muestra una capa de 800 Ω .m que va desde 120 a 140 m de profundidad; seguida de una capa de 30 Ω .m desde 240 a 590 m. Por último,

exhibe otra capa de 800 Ω .m. Los datos de este SEL coinciden en la parte somera, 100 m iniciales, con la inversión 2D de la transecta 1. A profundidades mayores los valores no son coincidentes; pues, desde 100 a 1.000 m la inversión muestra capas de 400 a 600 Ω .m, y aproximadamente a los 500 m de profundidad se esboza una capa conductiva de 40 Ω .m que podría coincidir con la capa de 30 Ω .m que muestra el SEL. Estas diferencias pueden deberse a: i) diferencias geoelectricas del subsuelo debido a que el SEL 12 se ubica a 6 km del sondeo T1_8 y a 10 km de T1_7; ii) a un efecto del suavizado y/o falta de datos en la inversión 2D, debido a que los sondeos T1_7 y T1_8 se encuentran a 16 km de distancia entre sí.

El SEL 7, se ubica entre los sondeos T1_5 y T1_6 a unos 4 km de la transecta 1. Este SEL exhibe una capa superficial de 10 Ω .m y 26 m de espesor, seguida de una capa de 200 Ω .m que va desde 26 a 116 m de profundidad; por debajo muestra una capa de 30 Ω .m que llega hasta 346 m; y por último una capa que supera los 2.000 Ω .m a profundidades mayores de 346 m. Los datos de este SEL no coinciden con la inversión 2D de la transecta 1. Si bien las capas de baja resistividad en los primeros 346 m de profundidad de este SEL son coincidentes con los primeros 300 m de la inversión 2D, en la inversión 2D no se reconoce la capa resistiva de 200 Ω .m que presenta el SEL7. Además, a partir de los 300 m de profundidad la inversión 2D muestra capas de 252 Ω .m a las que se le intercalan materiales de 40 Ω .m. Estas diferencias pueden deberse a: i) diferencias geoelectricas del subsuelo, debido a que el SEL 7 se ubica a 4 km de la transecta 1; ii) a un efecto del suavizado de la inversión 2D, la capa de 200 Ω .m puede quedar enmascarada por la capa inferior y superior de resistividades menores.

Transecta 2:

En la transecta 2 (Fig. 47) se observa una situación similar a la transecta 1 para el límite Sur de la CLM, correspondiente al LAIC. El mismo está representado por una falla normal casi vertical, que pone en contacto materiales con resistividades correspondientes al basamento, superiores a 500 Ω .m, y materiales con resistividad entre 1 y 252 Ω .m. Este límite se ubica muy próximo al sondeo T2_15, lo que es coincidente con los antecedentes y el análisis estructural previo realizado en este trabajo.

El límite Norte de la cuenca muestra características similares a la transecta 1. Se presenta como una estructura definida en el sondeo T2_7, coincidente con el LCM, a partir del cual se profundiza la cuenca pasando desde 1.300 m hasta valores que promedian los 2.000 m de espesor, alcanzando espesores máximos de 2.500 m. Al Norte de este lineamiento los sondeos T2_1, T2_2 y T2_3 muestran el basamento prácticamente aflorante, lo que es coincidente con la geología del área, mientras que entre los sondeos T2_4, T2_5 y T2_6 la profundidad de la cuenca muestra espesores significativos, en el entorno de los 1.000 m. En este sector se interpretan un conjunto de fallas coincidentes con estructuras de primer y segundo orden interpretadas en imágenes satelitales (ver análisis estructural, sección 8.1).

El relleno de la cuenca (sondeos T2_7, T2_8, T2_9, T2_10, T2_13 y T2_14) presenta una capa superficial de sedimentos y rocas sedimentarias con resistividades bajas entre 1 y 25 Ω .m, un espesor máximo de aproximadamente 450 m (entre sondeos T2_9 y T2_10) y un espesor mínimo de aproximadamente 100 m (entre los sondeos: T2_7 y T2_8, T2_11 y T2_12, T2_13 y T2_14). Por debajo se ubica una capa con resistividades intermedias, entre 40 y 252 Ω .m, y espesores que alcanzan 1.000 a 2.500 m interpretada como compuesta por rocas ígneas, a la que se intercalan capas con resistividades bajas de 1 a 25 Ω .m.

En esta transecta las mayores profundidades de cuenca se verifican entre los sondeos T2_11 y T2_12, las cuales alcanzan unos 2.500 m aproximadamente.

Entre los sondeos T2_9, T2_10 y T2_11 se reconoce a gran profundidad (aproximadamente 4.000 m) la presencia de un cuerpo de muy baja resistividad (ver grupo 1, sección 8.2.1) de forma más tenue que el presente en la transecta 1. De acuerdo a Reitmayr (2001) el centro gravimétrico se encuentra cercano al SEL 13, ubicado próximo al sondeo T2_11 de este trabajo, donde se reconoce este cuerpo conductivo profundo.

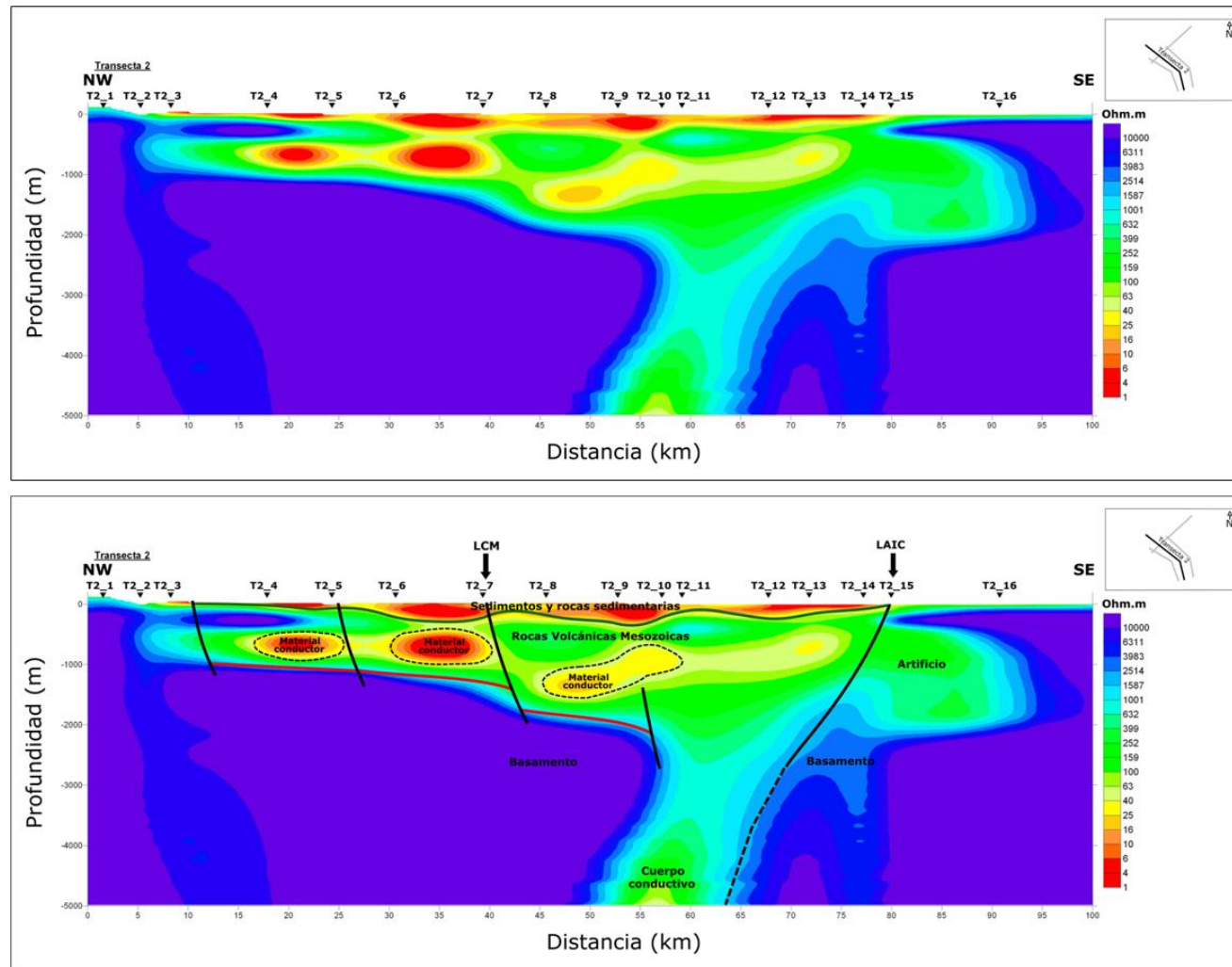


Figura 47: Inversión 2D de la transecta 2 sin interpretar (arriba), interpretada (abajo).

Asimismo, próximos a la transecta 2 se ubican los sondeos eléctricos verticales de largo alcance 13 y 2 (Medina y Pirelli, 1995) a distancias menores a 1 km (ver Figs. 11 y 24). De un modo general, los datos de ambos trabajos son coincidentes, aunque también se distinguen sutiles diferencias en la profundidad.

En este sentido, el SEL 13 se ubica entre los sondeos T2_11 y T2_12 a 1 km de la transecta 2. Este SEL exhibe una capa de 13 $\Omega\cdot\text{m}$ y 100 m de espesor, seguida de una capa de 400 $\Omega\cdot\text{m}$, que va desde 100 a 310 m de profundidad; por debajo muestra una capa de 40 $\Omega\cdot\text{m}$ desde 310 a 910 m, y por último una capa de 800 $\Omega\cdot\text{m}$. Los datos de este SEL coinciden con la inversión 2D de la transecta 2, con la salvedad de sutiles diferencias en las posiciones de la capa resistiva de 400 $\Omega\cdot\text{m}$ que va desde 100 a 500 m de profundidad, mientras que la capa de 40 $\Omega\cdot\text{m}$ va desde 500 a 1.000 m de profundidad.

El SEL 2 se ubica próximo al sondeo T2_12. Este SEL exhibe cuatro capas de baja resistividad, 12 $\Omega\cdot\text{m}$ en promedio, las cuales alcanzan los 338 m de profundidad; por debajo muestra una capa de 200 $\Omega\cdot\text{m}$. Los datos de este SEL coinciden con la inversión 2D de la transecta 2.

Por otra parte, la inversión 2D de la transecta 2 cuenta con 16 sondeos, entre los que se incluyen 9 sondeos de carácter público realizados por Vivanco (2017).

En la inversión realizada por Vivanco (2017) y la realizada en este trabajo existen claras coincidencias; tales como la ubicación de las áreas de basamento (sondeos T2_1, T2_2 y T2_3), la caracterización de una capa superficial de sedimentos y rocas sedimentarias con resistividades y espesores comparables, el espesor y resistividad de la capa interpretada como rocas ígneas mesozoicas, la posición del lineamiento Cebollatí – Merín (cercano al sondeo T2_7) y la presencia de un cuerpo que podría ser el responsable de la anomalía gravimétrica. Estos dos últimos aspectos (el lineamiento Cebollatí – Merín y el cuerpo presumiblemente responsable de la anomalía gravimétrica) se presentan en la inversión realizada en este trabajo con una mayor definición, como resultado probablemente de una mayor densidad de sondeos.

Las diferencias entre ambas inversiones están representadas por el espesor de cuenca que, según lo estimado por Vivanco (2017) entre los sondeos T2_11 y T2_12 es de unos 1.750 m y en este trabajo unos 2.000 m. Otra diferencia se corresponde con la posición del material conductor intercalado en el relleno de la cuenca que en el trabajo de Vivanco (2017) se presentan a una profundidad media de entre 300 y 700 m, y en este trabajo a una entre 900 y 1.500 m, entre los sondeos T2_8, T2_9, T2_10 y T2_11. Estas diferencias pueden deberse a que en este trabajo se logró una mayor densidad de sondeos, ubicando sondeos nuevos entre los anteriormente realizados por Vivanco (2017).

Transecta 3:

La inversión 2D correspondiente a la transecta 3 (Fig. 48) muestra características similares a las 2 anteriores, ubicándose el límite Sur de la cuenca, correspondiente al lineamiento Aiguá - India Muerta – Chuy, muy próximo al sondeo T3_8. Los sondeos T3_9, T3_10 y T3_11, muestran el basamento muy cercano a la superficie.

El límite Norte de la cuenca también se presenta como una estructura definida en el sondeo T3_2, coincidente con el LCM (lineamiento Cebollatí - Merín), donde el espesor de la cuenca pasa de 500 m a poco más de 1.500 m. Al Norte de este lineamiento la cuenca presenta espesores de aproximadamente 250 m, probablemente al Noroeste del sondeo T3_1 exista una falla más, no visible en esta transecta y coincidente con un lineamiento estructural de primer orden (ver análisis estructural, sección 8.1).

El relleno de la cuenca (sondeos T3_3, T3_4, T3_5, T3_6 y T3_7) presenta una capa superficial con resistividades entre 1 y 25 Ω .m interpretada como sedimentos y rocas sedimentarias, un espesor máximo de aproximadamente 500 m (entre los sondeos T3_2 y T3_3) y un espesor mínimo de aproximadamente 100 m (sondeo T3_7). Por debajo se ubica una capa con resistividades muy elevadas de 399 a 10.000 Ω .m y espesor de hasta 900 m aproximadamente, interpretada como posibles diques o sills. A su vez, tiene por debajo una capa con resistividades menores, de 1 a

40 Ω .m, que alcanza los 1.600 m de profundidad. Estas dos últimas capas se intercalan en un material de resistividades intermedias, ente 40 y 252 Ω .m, que alcanza los 1.800 m y es interpretado como rocas ígneas.

En esta transecta las mayores profundidades de cuenca se verifican entre los sondeos T3_6 y T3_7, las cuales alcanzan 1.800 m aproximadamente.

Entre los sondeos T3_6, T3_7 y T3_8, se reconoce a gran profundidad (aproximadamente 4.000 m) la presencia de un cuerpo de menor resistividad que el basamento adyacente, de forma mucho más tenue que el presente en las transecta 1 y 2.

Según el mapa de anomalía Bouguer del Uruguay presentado por Reitmayr (2001) (Fig. 9), el mayor valor gravimétrico se encuentra ubicado en donde se sitúan los sondeos T3_6 y T3_7. En la inversión 2D correspondiente a la transecta 3 se reconoce, en esta ubicación, un cuerpo conductor intercalado con capas más resistivas que se encuentra a profundidades de 1.000 a 1.700 m; así como también un cuerpo conductivo profundo a más de 3.500 m de profundidad. Esta situación es análoga a la descrita anteriormente para la transecta 1.

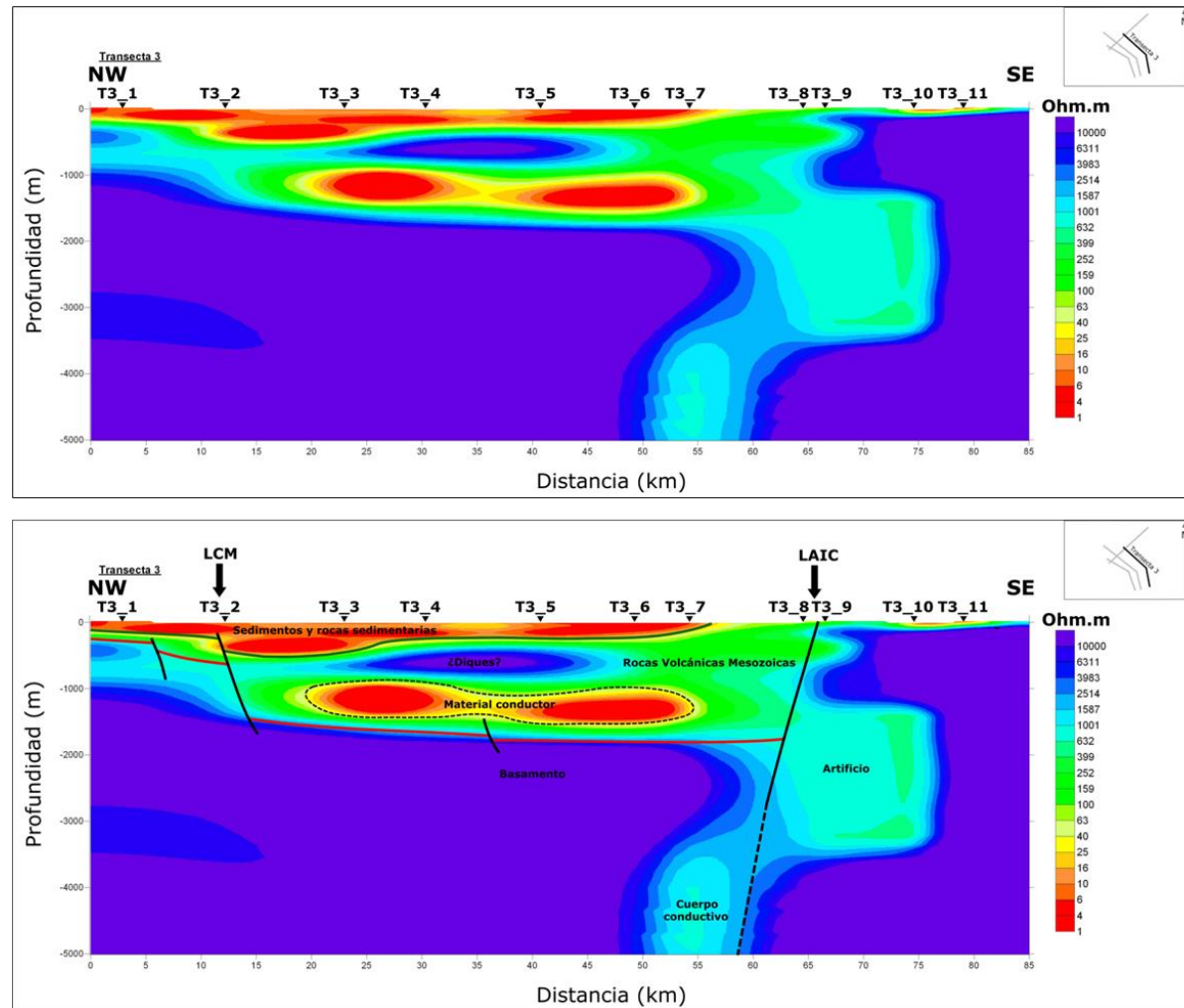


Figura 48: Inversión 2D de la transecta 3 sin interpretar (arriba), interpretada (abajo).

Transecta 4:

La transecta 4 muestra una estructura geoelectrica muy marcada entre los sondeos T3_1 y T4_4, en la que se observa una diferencia mayor a 700 m en la profundidad del basamento (Fig. 49). Esta estructura es coincidente con un lineamiento estructural de primer orden interpretado en el análisis estructural (Fig. 26, sección 8.1).

En el tramo noreste de la transecta 4 el basamento se ubica a una profundidad menor a los 500 m, en los sondeos T4_1, T4_2, T4_3 y T4_4, mientras que en el tramo Suroeste (T1_2, T2_5 y T3_1), el basamento se ubica a una profundidad de aproximadamente 1.300 m.

En el área de los sondeos T3_1, T4_1, T4_2, T4_3 y T4_4 se observan estructuras de primer y segundo orden de orientación E-O muy marcadas en superficie.

El relleno de la cuenca en el área comprendida entre los sondeos T4_1, T4_2, T4_3 y T4_4 se presenta conformado por una capa conductiva superficial, interpretada como sedimentos y rocas sedimentarias, con intercalaciones menores de material volcánico de mayor resistividad.

En el área comprendida entre los sondeos T1_2, T2_5 y T3_1 el relleno de la cuenca está constituido por una capa superficial conductiva de 1 a 25 Ω .m con un espesor máximo de 250 m (sondeo T1_2) y un espesor mínimo de 100 m (sondeo T2_5); y por debajo una capa que alcanza los 1.300 m de profundidad con resistividades mayores, entre 40 y 252 Ω .m, asignables a las litologías ígneas mesozoicas de la CLM. A esta última se le intercala un material con resistividades bajas de 1 a 25 Ω .m.

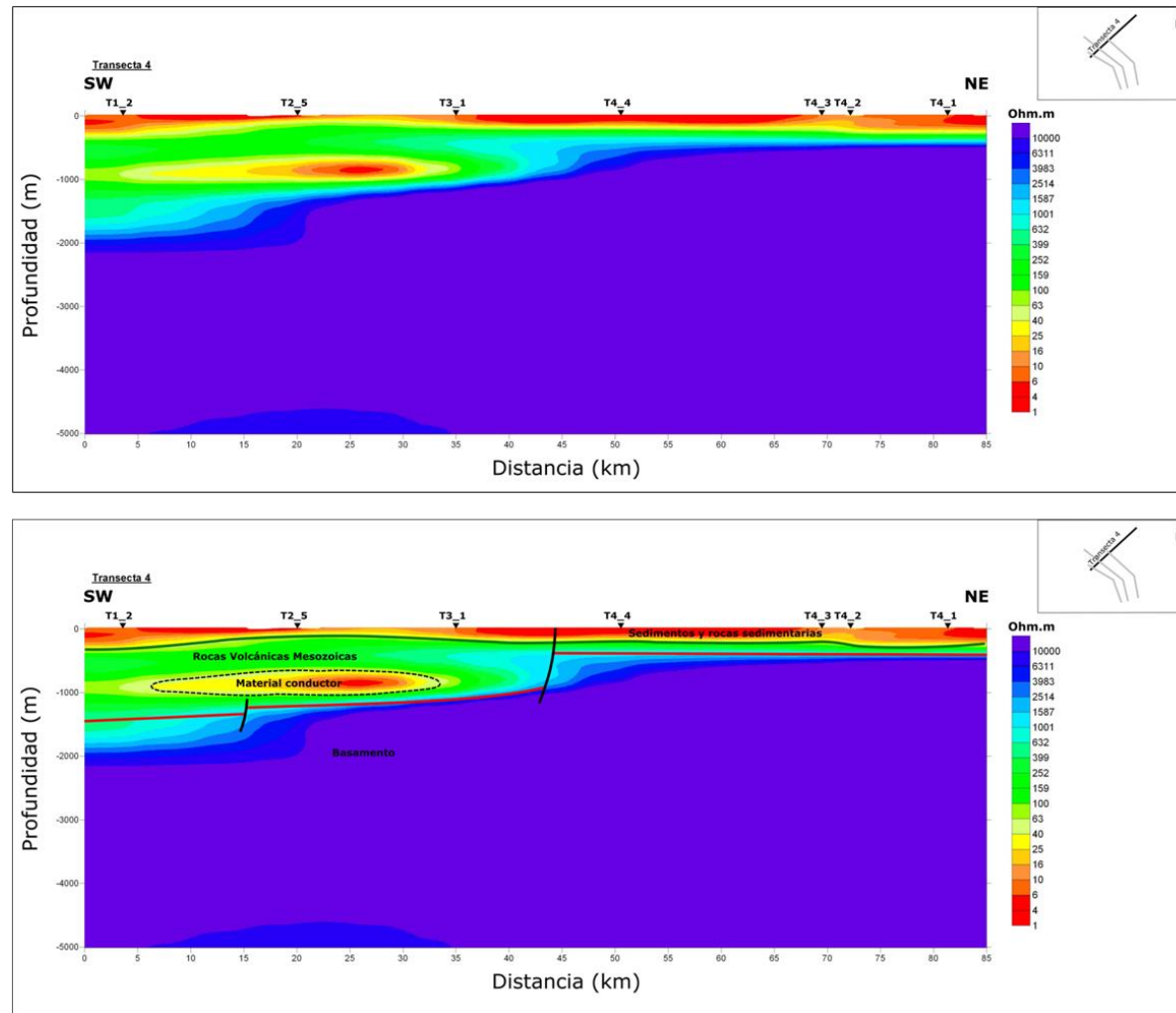


Figura 49: Inversión 2D de la transecta 4 sin interpretar (arriba), interpretada (abajo).

Información Integrada de todas las transectas

De un modo general, las transectas caracterizan una cuenca sedimentaria relativamente somera con un espesor máximo de relleno en el entorno de los 2.500 m, constituido por 2 capas principales. Una capa superior, asignable a sedimentos y rocas sedimentarias, con resistividades comprendidas entre 1 y 25 $\Omega\cdot\text{m}$; y una capa más profunda integrada por rocas ígneas con resistividades medias de entre 40 y 252 $\Omega\cdot\text{m}$, presentando intercalaciones de materiales conductivos. El material muy resistivo en la base se corresponde con el basamento cristalino. Algunos sondeos identifican un material conductor a profundidades significativas, superiores a los 3.500 m, ubicados entre los lineamientos Cebollatí - Merín y Aiguá - India Muerta - Chuy, y las calderas volcánicas Lascano Este y San Luis. La Fig. 50 muestra un gráfico de curvas de resistividad aparente y fase de un sondeo típico, el que exhibe la estructuración en capas de la cuenca se acaba de describir.

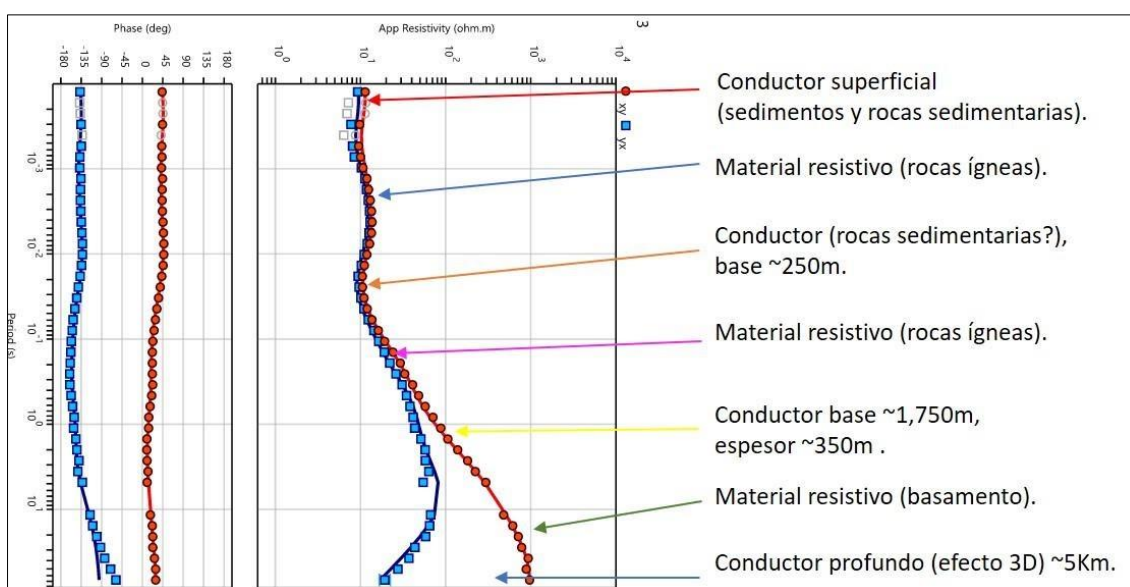


Figura 50: Ejemplificación del modelo en capas de la Cuenca Laguna Merín en las curvas de resistividad aparente y fase del sondeo T2_8.

El material conductor intercalado con las rocas ígneas que conforman el relleno de la cuenca puede interpretarse como sucesiones sedimentarias, debido a su alta conductividad ($< 25 \Omega\cdot\text{m}$), en forma análoga a lo que ocurre en la Cuenca del Paraná

(e.g. Milani, 1997), en la que se identifican cuerpos de rocas clásticas de hasta 300 m de espesor intercalados con los basaltos de la Formación Serra Geral (Arapey en Uruguay). Sin embargo, también podría explicarse por la presencia de rocas ígneas alteradas, o rocas volcano-clásticas, tales como las descritas a nivel de afloramiento (Morales *et al.*, 2006; Conti, 2008) o las presentes en las perforaciones realizadas por la empresa Orosur Mining (Cernuschi, 2011). Este material conductor intercalado con el material resistivo que conforma el relleno de la cuenca, también se observa en los SEL realizados por Medina y Pirelli en 1995, como se describió anteriormente al comparar los mismos con las inversiones 2D. En este sentido, vale la pena mencionar que de forma general los SEL que se ubican próximos a las transectas, a 1 o 2 km de distancia, presentan correspondencia con las inversiones 2D, y las diferencias generalmente se observan cuando se ubican a una distancia mayor.

Por otra parte, el cuerpo conductor profundo, podría interpretarse como la ocurrencia de fases minerales en contacto constituyendo cuerpos intrusivos en capas de la corteza. Cuerpos conductores profundos presentes en la corteza inferior y media, son comúnmente descritos en múltiples ambientes tectónicos, considerándose valores bajos entre 20 a 30 $\Omega\cdot\text{m}$ (Bedrosian, 2007). La ocurrencia de estos conductores en la corteza, puede explicarse por la presencia de material fundido, fluidos o fases minerales; como por ejemplo grafito precipitado en zonas de falla, magnetita producto de serpentinización o minerales conductores en capas de rocas máficas (Simpson, 1999; Bedrosian, 2007; Myer *et al.*, 2013). Respuestas similares a las identificadas en la Cuenca Laguna Merín se pueden encontrar en grandes intrusiones estratificadas como el complejo Bushveld en Sudáfrica (Eales y Cawthorn, 1996; Lee, 1996), la intrusión Bjerkreim-Sokndal en Noruega (Wilson *et al.*, 1996), la intrusión Skaergaard en Groenlandia (McBirney, 1996) y el complejo Windimurra en Australia (Mathison y Ahmat, 1996). En estos cuerpos intrusivos es frecuente la presencia de capas de magnetita de varios metros de espesor, que pueden presentar muy baja resistividad debido a las condiciones de presión y temperatura reinantes a grandes profundidades. Afín a lo mencionado, en la Cuenca Laguna Merín se han realizado descripciones petrográficas y de características físico-químicas en perforaciones, con profundidades máximas en el entorno de 1.000 m, que detallan la presencia de magnetita con

cantidades máximas registradas que van de 5 a 6% (Cernuschi, 2011). De este modo, la presencia de un cuerpo intrusivo profundo fue propuesto para explicar la anomalía gravimétrica de la Cuenca Laguna Merín por Reitmayr (2001). Por otra parte, vale la pena mencionar que los mayores valores gravimétricos, además de coincidir con la ubicación del cuerpo conductor profundo, coinciden con la posición del material conductor intercalado en el relleno basal de la cuenca, por lo que ambos cuerpos, o alguno de ellos, podrían ser los generadores de esta anomalía.

Con relación a las estructuras identificadas, el límite Sur, interpretado en todas las transectas como una falla casi vertical, se corresponde con el lineamiento Aiguá - India Muerta - Chuy, lo cual es coherente con los antecedentes. Por su parte, el límite Norte de la cuenca se observa en todas las transectas y corresponde con el lineamiento Cebollatí - Merín, siendo esto consistente con los antecedentes y los resultados de Vivanco (2017). No obstante, al Norte de este límite también se identifican un conjunto de fallas normales, apreciables en todas las transectas, que tienen como resultado espesores de cuenca significativos.

El conjunto de estructuras presentes en la CLM es consistente con un elipsoide de esfuerzo transcurrente dextral, tal como fue propuesto por Rossello *et al.* (1999, 2000). De este modo, el control tectónico transcurrente dextral de orientación general N50°E corresponde con el lineamiento Cebollatí – Merín y el control tectónico secundario es sintético Riedel y presenta una orientación casi E-O, correspondiéndose con el lineamiento Aiguá – India Muerta – Chuy (Fig. 51).

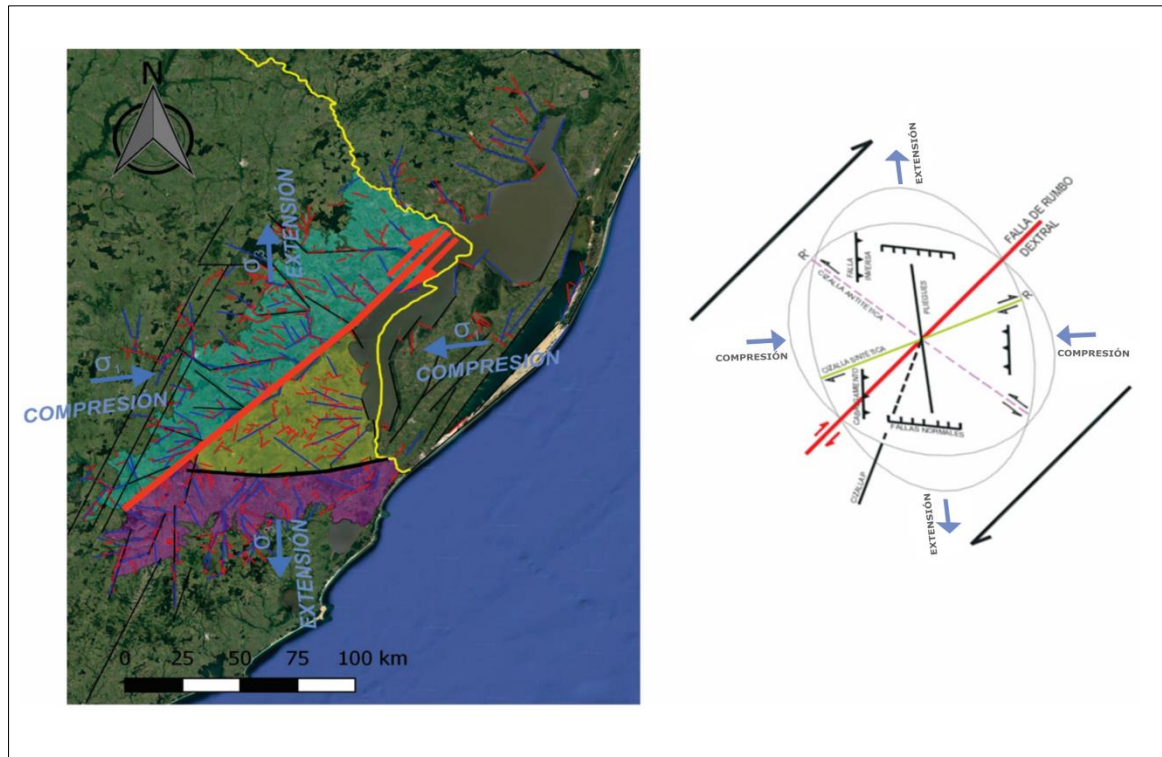


Figura 51: Principales controles tectónicos de la Cuenca Laguna Merín y elipsoide de esfuerzo relacionado.

9. Conclusiones

De acuerdo con los resultados obtenidos en este trabajo la Cuenca Laguna Merín se corresponde con una cuenca sedimentaria relativamente somera que alcanza una profundidad máxima de 2.500 m, presentando una profundización progresiva hacia el Sureste.

El límite Sur de la cuenca se corresponde con el lineamiento Aiguá - India Muerta - Chuy, de orientación general N85°E. Este límite, se interpreta como un borde abrupto caracterizado por una falla normal fuertemente inclinada en sección (en el entorno de 70° NNO), que penetra a gran profundidad en la corteza. Por otro lado, el límite Norte se corresponde con el lineamiento Cebollatí - Merín, de orientación general N50°E, a partir del cual la cuenca se profundiza notoriamente hacia el Sur. Además, se reconoce un conjunto de fallas normales y subparalelas, de orientación E-O y NE, las cuales se desarrollan de forma escalonada al Norte de este lineamiento, y controlan el desarrollo de espesores de cuenca significativos que superan los 1.000 m.

El relleno de la Cuenca Laguna Merín está constituido por dos capas principales. Una cobertura con resistividades comprendidas entre 1 y 25 Ω .m; y una capa más profunda con resistividades intermedias de entre 40 y 252 Ω .m, presentando intercalaciones de materiales conductivos. La cobertura está constituida por rocas sedimentarias clásticas de edad Meso-Cenozoicas, con un espesor promedio de 150 m y un máximo de 500 m. La capa inferior tendría un espesor máximo próximo a los 2.500 m y una naturaleza esencialmente ígnea de edad Mesozoica, presentando en su mitad basal la intercalación de materiales conductores de hasta 500 m de espesor.

Un cuerpo conductor es identificado a profundidades superiores a 3.500 m, emplazado en el basamento entre los lineamientos Cebollatí - Merín y Aiguá - India Muerta - Chuy. Este conductor profundo podría deberse a cuerpos intrusivos en capas de la corteza constituidos por fases minerales en contacto, con presencia de material fundido, fluidos o fases minerales. Esta hipótesis tiene correlación con la propuesta de Reitmayr (2001), quien postula la intrusión de un cuerpo profundo para explicar la anomalía gravimétrica de la Cuenca Laguna Merín.

Se considera que tanto el método magnetotelúrico, como su implementación metodológica han resultado apropiados para resolver las principales interrogantes de la CLM, así como también resultaron convenientes para alcanzar los objetivos planteados en la presente investigación.

10. Bibliografía

Almaguer, J. (2013). Estudio magnetotelúrico con fines de interés geotérmico en el sector norte del nevado de ruiz, Colombia. Trabajo Final de Magister, Universidad Nacional Autónoma de México.

Almeida, F.F.M., Amaral, G., Cordani, U.G., Kawashita, K. (1973). The Precambrian evolution of the South American Cratonic Margin, South of the Amazon River, pp. 411-446 de Nairn AE & Stehli FG (eds), The Ocean Basins and Margins. Vol. 1, Plenum Pub.Co.

Aydin, A., Nur, A. (1982). Evolution of pullapart basins and their scale independence. *Tectonics* 1: 91-105.

Bahr, K. (1988). Interpretation of the magnetotelluric impedance tensor: Regional induction and local telluric distortion. *Journal of Geophysics*, 62, 119-127.

Bartels J., Heck H., Johnston H. (1939). The Three-Hour-Range index measuring geomagnetic activity, *Terr.Mag.*, Vol. 44, No. 4, 411-454.

Basei M.A.S., Siga Jr O., Masquelin H., Harara O.M., Reis Neto J.M., Preciozzi F. (2000). The Dom Feliciano Belt (Brazil–Uruguay) and its foreland (Rio de la Plata Craton): Framework, Tectonic Evolution and Correlations with similar terranes of Southwestern Africa. In: Cordani U, Thomaz F & Milani E (eds). *Precambrian Evolution of South America*. Intern. Geological Congress, IUGS, Rio de Janeiro.

Basei, M.A.S., Sánchez Bettucci, L., Peel, E., Muzio, R., (2013). Geocronología U-Pb LA-ICPMS en circones del Complejo Granítico Santa Teresa, Terreno Punta Del Este. VII Congreso Uruguayo de Geología, Montevideo

Bertels, A., Kotzian, S., Madeira-Falcetta, M. (1982). Micropaleontología del cuaternario de Palmares do Sul, Formación Chui, Brasil. *A meghiniana* 19 (1-2): 125-156.

Bedrosian, P.A. (2007). MT+, Integrating Magnetotellurics to Determine Earth Structure, Physical State, and Processes. *Surv Geophys* 28, 121–167. <https://doi.org/10.1007/s10712-007-9019-6>.

Berdichevsky, M. N., Bezruk, I. A., Chinavera, O. M. (1973). Magnetotelluric sounding with the use of mathematical filters. *Izv. Akad. Nauk. SSSR Fiz. Zeml.*, 3, 72-92.

Bossi, J. (1966). *Geología del Uruguay*. Departamento de Publicaciones de la Universidad de la República.

Bossi, J., Navarro, R. (1991). *Geología del Uruguay*. 2 vol. Montevideo: Universidad de la República. 948p.

Bossi, J., Campal, N. (1992). Magmatismo y tectónica transcurrente durante el Paleozoico inferior del Uruguay. En: Gutiérrez, J; Saavedra, J. y Rábano, I. (Eds.) “Paleozoico Inferior de Ibero - América”. Universidad de Extremadura, p. 343-356, España.

- Bossi, J., Preciozzi, F., Campal, N. (1993). Predevoniano del Uruguay. Parte I: Terreno Piedra Alta. DINAMIGE, Montevideo, pp.
- Bossi, J., Ferrando, L., Montaña, J., Campal, N., Morales, H., Gancio, F., Schipilov, A., Piñeyro, D., Sprechmann, P. (1998). Carta Geológica del Uruguay. Escala 1:500.000- Geo-editores, Montevideo.
- Bossi, J., Campal, N., Hartman, L. A., Schipilov, A., Piñeyro, D. (2001): Thirty-five years or geochronology in Uruguay. 3er Congreso Uruguayo de Geología Actas CD.
- Bossi, J., Gaucher, C. (2004). The Cuchilla Dionisio Terrane, Uruguay: an allochthonous block accreted in the Cambrian to SW-Gondwana. GONDWANA RESEARCH., 7(3), 661-674.
- Bossi, J., Piñeyro, D., Cingolani, C. (2005). El límite del Terreno Piedra Alta (Uruguay). Importancia de la faja milonítica sinistral de Colonia. Actas XVI, Congreso Geológico Argentino. La Plata
- Caorsi, J.H., Goñi, J.C. (1958). Geología uruguaya. Bol. Inst. Geol. Uruguay, 37 1-73, figs. 1-41, 1 carta. Montevideo.
- Cernuschi, F. (2011). Geology of the Cretaceous Lascano East Intrusive Complex: Magmatic Evolution and Mineralization Potential of the Merín Basin, Uruguay. Master of Science Thesis, Oregon State University.
- Cernuschi, F., Dilles, J.H., Kent, A.J.R., Schroer, G., Raab, A.K, Conti, B., Muzio, R. (2015). Geology, geochemistry and geochronology of the Cretaceous Lascano East intrusive complex and magmatic evolution of the Laguna Merín basin, Uruguay.
- Chave, A., Jones, A. (2012). The magnetotelluric method. Cambridge University Press.
- Constable, S., Parker, R., Constable, C. (1987). Occam's inversion: A practical algorithm for generating smooth models from electromagnetic sounding data. Geophysics, 52, 3, pp 289-300.
- Conti, B. (2008). Caracterización faciológica y estructural del magmatismo Mesozoico en la región de Lascano. Tesis, UdelAR, 85 pp.
- Corbo, F. (2006). Modelo geofísico del Acuífero Guaraní: zona comprendida entre Uruguay y Argentina. Tesis maestría. UNAM. 155 pg.
- Correa Da Camara Rosa, M. L. (2009). Análise gravimétrica e magnetométrica da região sul da província costeira do rio grande do sul, setor sudoeste da bacia de pelotas.
- Eales, H.V., Cawthorn, R.G. (1996). The Bushveld Complex. Developments in Petrology. 15, pp181-229.
- Fragoso Cesar, A. R. S. (1980): O Cráton do rio de La Plata e o Cinturão Dom Feliciano no Escudo Uruguaio – sul –riograndense. In: XXXI Congresso Brasileiro de Geologia, (5): 2879-2892. Camboriú.

Fragoso Cesar, A., Machado, R., Gómez Rifas, C. (1987). Observações sobre o Cinturão Dom Feliciano no Escudo Uruguaio e correlações com o Escudo do Rio Grande do Sul. In: Simp. Sul-Bras. Geol., 3, SBGeol, núcleo Sureste, Curitiba, Atas, 2:791-809.

Gaucher, C., Frimmel, H.E., Germs, G.J.B., (2009). Tectonic events and palaeogeographic evolution of Southwestern Gondwana in the Neoproterozoic and Cambrian. In: Gaucher, C., Sial, A.N., Halverson, G.P., Frimmel, H.E. (Eds.): NeoproterozoicCambrian tectonics, global change and evolution: a focus on southwestern Gondwana. Developments in Precambrian Geology, 16, Elsevier, pp. 295-316.

Gómez, C., Masquelin, H. (1996). Petrología y geoquímica de las rocas volcánicas cretácicas del Uruguay. Actas XIII Congreso de Geología Argentina, Buenos Aires, Vol. III, pp. 635 – 652.

Goso, H. (1970). El Cuaternario. Programa de Estudio y Levantamiento de Suelos. MGAP. Montevideo.

Goso, C., De Santa Ana, H. (1994). Exploration status of Utuguay sedimentary basins. Oil and Gas Journal, 7: 66-68.

Harrington, H. (1956). Uruguay. En: W, Jenks (Ed.), Handbook of South American geology. An explanation of the geologic map of South America. Memories of the Geological Society of America 65: 115–128.

Heimer, M. (2001). Ensaios sobre a contribuição do ar nos resultados da modelagem do modo transversal-elétrico do método magnetotelúrico.

Instituto Geológico y Minero de España (1985). Análisis y valoración de las técnicas aplicadas a la investigación geotérmica. Ministerio de Industria y Energía.

Introcaso, H., Huerta, E. (1982). Interpretación del exceso de gravedad en Uruguay. V Congreso Latinoamericano de Geología, Argentina, Actas IV: 87-104.

Jiracek, G. (1990). Near-surface and topographic distortions in electromagnetic induction. Surveys in Geophysics, 11 (2-3), 163-203. Doi: 10.1007/BF01901659.

Jones, G. (1956). Memoria explicativa y mapa geológico de la región de Oriental del Dpt. de Canelones. Boletín 34.1:193. IGU, Montevideo, Uruguay.

Jones, A. (1983b). The problem of current channeling: A critical review. Geophysical Surveys, 6(1-2), 79-122. Doi: 10.1007/BF02563996.

Jones, A. (1986). Parkinson's pointers potential perfidy. Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society, 87, 1215-1224.

Jones, A. G. (1988). Static shift of magnetotelluric data and its removal in a sedimentary basin environment. Geophysics, 56(7), 967-978. Doi: 10.1190/1.1442533.

Jones, F., Price, A. (1970). The perturbations of alternating geomagnetic fields by conductivity anomalies, Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society, 20, 317-334.

Kato, Y., Kikuchi, T. (1950a). On the phase difference of earth current induced by the changes of the earth's magnetic field, part 1. Sci. Rep. Tohoku Univ., 5th Ser., 2, 139–141.

Kato, Y., Kikuchi, T. (1950b). On the phase difference of earth current induced by the changes of the earth's magnetic field, part 2. Sci. Rep. Tohoku Univ., 5th Ser., 2, 142–145.

Ledo, J., Jones, A. (2005). Temperature of the upper mantle beneath the Intermontane Belt, northern Canadian Cordillera, determined from combining mineral composition, electrical conductivity laboratory studies and magnetotelluric field observations. Earth and Planetary Science Letters, 236, 258-268.

Ledo, J. (2006). 2-D versus 3-D magnetotelluric data interpretation. Surveys in Geophysics, 27(5), 511-543.

Lee, C.A. (1996) A Review of Mineralization in the Bushveld Complex and some other Layered Intrusions. Developments in Petrology. 15, pp103-145.

Lustrino, M., Melluso, L., Brotzu, P., Gomes, C.B., Morbidelli, L., Muzio, R., Ruberti, E., Tassinari, C. (2005). Petrogenesis of the Early Cretaceous Valle Chico igneous complex (SE Uruguay): relationships with Paraná - Etendeka magmatism. Lithos 82:407-434

Masquelín, H. (2006). El escudo uruguayo. En: Veroslavsky G, Ubilla M, Martínez S. [Eds.] Cuencas Sedimentarias del Uruguay. Vol. III: Paleozoico. Montevideo: Facultad de Ciencias. pp. 37 – 106.

Masquelin H., Silva Lara H., Sánchez Bettucci L., Núñez Demarco P., Pascual S., Muzio R., Peel E., Scaglia F. (2017): Lithologies, structure and basement-cover relationships in the schist belt of the Dom Feliciano Belt in Uruguay. Brazilian Journal of Geology, 47(1):21-42

Mathison, C., Ahmat, A. (1996). The Windimurra Complex, Western Australia. Developments in Petrology. 15, pp485-510.

McBirney, A.R. (1996). The Skaergaard Intrusion. Developments in Petrology. 15, pp147-180.

Medina., Pirelli. (1995). Anomalía gravimétrica de la Cuenca Laguna Merín. (Mision Geofísica Alemana, DINAMIGE, MIEM).

Menvielle M., Berthelier A. (1991). The K-Derived planetary indices: Description and availability.

Miensopust, M.P. (2010). Multidimensional Magnetotellurics: A 2D Case Study and a 3D Approach to Simultaneously Invert for Resistivity Structure and Distortion Parameters. Ph.D. thesis, National University of Ireland, Galway Ireland.

Milani, E.J. (1997). Evolução tectono-estratigráfica da Bacia do Paraná e seu relacionamento com a geodinâmica fanerozóica do Gondwana sul-ocidental. PhD Thesis, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 2 v.

Montaña, J., Bossi, J. (1995). Geomorfología de los humedales de la cuenca de la Laguna Merín en el departamento de Rocha. Facultad de Agronomía/ Convenio PROBIDES. p.1120.

Morales, E. (2006). Caracterización faciología de los depósitos volcánicos mesozoicos asociados a la Formación Arequita, Uruguay. Trabajo Final de Licenciatura, Facultad de Ciencias, Montevideo. 64 pp.

- Morales, E., Muzio, R., Veroslavsky, G., Conti, B. (2006). Geología de la Sierra de los Ajos. Cuenca Laguna Marín (Rocha, Uruguay). Revista de la Sociedad Uruguaya de Geología. 13, pp 2 – 28.
- Muzio, R., Conti, B., Scaglia, F., Morales, E. (2008). Las calderas de Lascano – Sierra de los Ajos, Cuenca Laguna Merín (SEUruguay). Revista de la SUG. No 15, p 5462.
- Muzio, R., Peel, E., Morales, E., Veroslavsky, G., Conti, B. (2009). Mesozoic Magmatism in East Uruguay: Petrological Constraints related to the Sierra San Miguel Region. Earth Sciences Research Journal. 13:1629.
- Muzio, R., Artur, A.C. (1999). Petrological features of the Santa Teresa Granitic Complex, southeastern Uruguay. Journal of South American Earth Sciences, v.: 12 p.:501 - 510, 1999
- Myer, D., Costable, S., Key, K. (2013). Magnetotelluric evidence for layered mafic intrusions beneath the Vøring and Exmouth rifted margins. Physics of the Earth and Planetary Interiors 220, 1-10.
- National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA)/ Space Weather Prediction Center (SWPC). (2011). The K-index.
- Núñez Demarco, P., Masquelin, H., Sánchez Bettucci, L. (2018). Historia de la geología precámbrica de Uruguay: Revisión de las divisiones estructurales, tectoestratigráficas sus límites y nomenclaturas. Revista de investigaciones DINAMIGE-MIEM 2018.
- Oyhantçabal, P. B. (2005): The Sierra Ballena Shear Zone: kinematics, timing and its significance for the geotectonic evolution of southeast Uruguay. (Doctoral dissertation, Niedersächsische Staats-und Universitätsbibliothek Göttingen).
- Oyhantçabal, P., Siegesmund, S., Wemmer, K., Presnyakov, S., Layer, P., (2009). Geochronological constraints on the evolution of the southern Dom Feliciano Belt (Uruguay). J. Geol. Soc. London 166, 1075–1084.
- Oyhantçabal, P., Siegesmund, S., Wemmer, K. (2011): The Rio de la Plata Craton: a review of units, boundaries, ages and isotopic signature, Int. J. Earth. Sci., 100:201-220.
- Parkinson, W. (1959). Direction of rapid geomagnetic fluctuation. Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society. Vol 2. pp: 114.
- Parkinson, W. D. (1962). The influence of continents and oceans on geomagnetic variations. Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society, 6 (4), 441-449.
- Pirelli, H. (1999). Contribución al conocimiento de la Formación Valle Chico, Uruguay, pp. 433-437 de: Anais 5° Simpósio sobre o Cretáceo do Brasil y 1° Simposio sobre el Cretácico de América del Sur, UNESP/SBG, Serra Negra, Brasil.
- Pous, J., Marcuello, A. (2003). El método magnetotelúrico: descripción y aportaciones en investigaciones de ámbito regional. Boletín Geológico y Minero, 114.
- Preciozzi, F., Spoturno, J., Heinzen, W. (1979). Carta Geo-Estructural del Uruguay. Instituto Geológico Ing. Eduardo Terra Arocena. Montevideo, Uruguay.

- Preciozzi, F., Spoturno, J., Heinzen, W., Rossi, P. (1985). Carta Geológica del Uruguay a escala 1:500.000. Ministerio de Industria y Energía, DINAMIGE, Montevideo, Uruguay. 97 p.
- Preciozzi, F., Masquelin, H., Basei, M. A. S. (1999a). The Namaqua/Grenville Terrane of eastern Uruguay. In II South American Symposium on Isotope Geology, Carlos Paz.
- Preciozzi, F., Basei, M. A. S., Masquelin, H. (1999b). Tectonic domains of the Uruguayan Precambrian shield. In In: Proceedings of II South American Symposium of Isotope Geology (Vol. 1, pp. 344- 345).
- Reitmayr, G. (2001). Una espectacular peculiaridad uruguaya: la anomalía gravimétrica de la Laguna Merín. 15° Congreso Latinoamericano de Geología, 3° Congreso Uruguayo de Geología, Actas Digitales, Montevideo.
- Ribot, A., Bossi, J., Cingolani, C., Piñeyro, D., (2005). Caracterización petrográfica y cinemática de la faja milonítica Colonia - Arroyo Pavón en el sur del Terreno Piedra alta. Uruguay: Zona de cizalla principal en basamento precámbrico. Actas XVI, Congreso Geológico Argentino. La Plata.
- Rikitake, T. (1950). Electromagnetic induction within the earth and its relation to the electrical state of the earth's interior, part I(1). Bull. Earthq. Res. Inst., Univ. Tokyo, 28, 45–100.
- Rikitake, T. (1951a). Electromagnetic induction within the earth and its relation to the electrical state of the earth's interior, part I(2). Bull. Earthq. Res. Inst., Univ. Tokyo, 28, 219–262.
- Rikitake, T. (1951b). Electromagnetic induction within the earth and its relation to the electrical state of the earth's interior, part II. Bull. Earthq. Res. Inst., Univ. Tokyo, 28, 263–283.
- Rikitake, T. (1951c). Electromagnetic induction within the earth and its relation to the electrical state of the earth's interior, part III. Bull. Earthq. Res. Inst., Univ. Tokyo, 29, 61–69.
- Rikitake, T. (1951d). Changes in earth current and their relation to the electrical state of the earth's crust. Bull. Earthq. Res. Inst., Univ. Tokyo, 29, 271–276.
- Rikitake, T. (1951e). Electromagnetic induction within the earth and its relation to the electrical state of the earth's interior, part IV. Bull. Earthq. Res. Inst., Univ. Tokyo, 29, 539–547.
- Rossello, E., de Santa Ana, H., Veroslavsky, G. (1999). El lineamiento Santa Lucía-Aiguá Merín (Uruguay): Un rifting transtensivo Mesozoico abortado durante la apertura atlántica?, V Simposio sobre o Cretáceo do Brasil I Simposio sobre el Cretácico de América del Sur, pp. 443-448, Serra Negra, Brasil.
- Rossello, E., de Santa Ana, H., Veroslavsky, G. (2000). El lineamiento Santa Lucía Aiguá Merín (Uruguay): un corredor tectónico extensivo y transcurrente dextral precursor de la apertura Atlántica. Revista Brasileira de Geociencias, 30 (4): 749-756.
- Rossello, E., Veroslavsky, G., Masquelin, H., de Santa Ana, H. (2007). El corredor tectónico jurocetácico Santa Lucía Aiguá Merín (Uruguay): evidencias cinemáticas transcurrentes dextrales y controles estructurales preexistentes. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 62 (1): 92-104.
- Sanchez Bettucci, L., Mezzano, A. (1993). Análisis Sedimentológico y Faciológico de la Formación Rocha (Ex-Grupo Rocha). Revista Brasileira de Geociencias, 23: 323-329.

Sánchez Bettucci, L., Peel, E., Oyhançabal, P. (2010). Precambrian geotectonic units of the Río de la Plata craton, *International Geology Review*, 52: 1, 32-50.

Sánchez Bettucci, L., Peel, E., Masquelin, E. (2010): Neoproterozoic tectonic synthesis of Uruguay. *International Geology Review*, 52:51–78.

Simpson, F., (1999). Stress and seismicity in the lower continental crust: a challenge to simple ductility and implications for electrical conductivity mechanisms. *Surveys in Geophysics* 20, 201–227.

Simpson, F., Bahar, K. (2005). *Practical magnetotellurics*. Cambridge University Press.

Soliani Jr, E. (1986). Os dados geocronológicos do escudo Sul-Riograndense e suas implicações de ordem geotectônica. Tese de Doutorado, USP, São Paulo, 1 tomo, pp. 1-396.

TRX Consulting (2012). *Métodos geofísicos e integración de datos en investigaciones hidrogeológicas – Innovaciones tecnológicas*.

Turner, S.P., Peate, D.W., Hawkesworth, C.J., Mantovani, M. (1999). Chemical stratigraphy of the Paraná basalt succession in western Uruguay: further evidence for diachronous nature of the Paraná magma types. *Journal of Geodynamics* 28(4/5): 459-469.

Varas, P. (2014). Aplicación al método magnetotelúrico a la caracterización de reservorios: Anticlinal de El Hito (Cuenca) y Sistema Geotérmico de Tenerife. Tesis Doctoral, Departamento de Geodinámica y Geofísica, Universidad de Barcelona.

Veroslavsky, G., Rossello, E., de Santa Ana, H. (2002). La Anomalía Gravimétrica de la Cuenca Laguna Merín (Uruguay): Origen y Expectativas en la Exploración Mineral. *Revista Geológica Uruguaya*. 1 (2).

Veroslavsky, G., de Santa Ana, H., Rossello, E. (2004). Depósitos del Jurásico y Cretácico Temprano de la región meridional de Uruguay. El lineamiento Santa Lucía–Aiguá–Merín. En Veroslavsky, G., Ubilla, M., Martínez, S. (eds.) *Cuencas sedimentarias del Uruguay, Mesozoico*. 2 Ed. Montevideo, DIRAC, Facultad de Ciencias, p.117134.

Vivanco, L. (2017). Análisis magnetotelúrico a lo largo de una transecta de orientación NO-SE del sector central de la Cuenca Laguna Merín, Uruguay. Trabajo Final de la Licenciatura en Geología Facultad de Ciencias, Universidad de la República, Uruguay.

Vivanco, L., Morales, E., Caraballo, R., Oleaga, A., Pacheco, C. (2020). Análisis magnetotelúrico del sector central de la Cuenca Laguna Merín, Uruguay. *Revista de investigaciones DINAMIGE-MIEM* 2020.

Vozoff, K. (1991). The magnetotelluric method. In M. N. Nabighian (Ed.), *Electromagnetic methods in applied geophysics* (pp. 641-711). Society of Exploration Geophysicists, Tulsa, OK.

Weidelt, P. (1972). The Inverse Problem of Geomagnetic Induction. *Journal of Geophysics*, 38, 257-289.

Wiese, H. (1962). Geomagnetische Tiefentellurik Teil II: Die Streichrichtung der Untergrundstrukturen des elektrischen Widerstandes, erschlossen aus geomagnetischen Variationen, *Pure and Applied Geophysics*, 52:83103.

Wilson, J.R., Robins, B., Nielsen, F.M., Duchesne, J.C., Vander Auwera, J. (1996). The Bjerkreim-Sokndal layered intrusion, southwest Norway. In: Cawthorn, R.G. (Ed.), *Layered Intrusions*. Elsevier, pp. 231–255.

11. Anexos

11.1. Consideración del Índice planetario Kp

El índice K, y por extensión el índice K planetario (Kp), se utilizan para caracterizar la magnitud de las tormentas geomagnéticas. El índice Kp es un excelente indicador de perturbaciones en el campo magnético de la Tierra, y es utilizado para decidir si se deben emitir alertas y advertencias geomagnéticas para los usuarios afectados por estas perturbaciones (NOAA / SWPC. 2011).

El índice K cuantifica las perturbaciones en la componente horizontal del campo magnético de la Tierra con un número entero en el rango de 0 a 9 (Bartels *et al.*, 1939). Los límites de los rangos siguen una escala cuasi-logarítmica para separar los niveles más bajos y más altos de la actividad, de modo que los índices resultantes permitirán el estudio de la quietud magnética o las grandes tormentas magnéticas (Menvielle y Berthelier, 1991). El valor 0 indica condiciones magnéticas calmas, y valores de 5 o más indican tormentas geomagnéticas. Estos valores derivan de las fluctuaciones máximas de las componentes horizontales observadas en un magnetómetro durante un intervalo de 3 horas. El índice de rango planetario de 3 horas Kp, es el promedio del índice K estandarizado de 13 observatorios geomagnéticos dispuestos entre 44° y 60° de latitud geomagnética Norte o Sur (NOAA / SWPC. 2011).

El índice Kp planetario estimado de 3 horas se obtiene en el Centro de Predicción del Clima Espacial de la NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration) utilizando datos de magnetómetros terrestres de proveedores de datos en todo el mundo (NOAA / SWPC. 2011).

A continuación, se presentan los informes de la actividad solar del NOAA para los días en que se realizaron las adquisiciones de datos geofísicos. En lo que respecta a las adquisiciones tomadas en los meses de agosto 2019, noviembre 2019 y enero 2020 (Figs. 1, 2 y 4), se observa un índice Kp relativamente bajo promediando valores entre 1 a 2. Mientras que, en las adquisiciones del mes de diciembre 2019 (Fig. 3), se detectan valores un poco mayores llegando como máximo al 4. Teniendo en cuenta,

como se mencionó anteriormente, que valores de 5 o más indican una tormenta geomagnética; se concluye que los datos obtenidos no se vieron afectados por perturbaciones en el campo magnético de la Tierra.

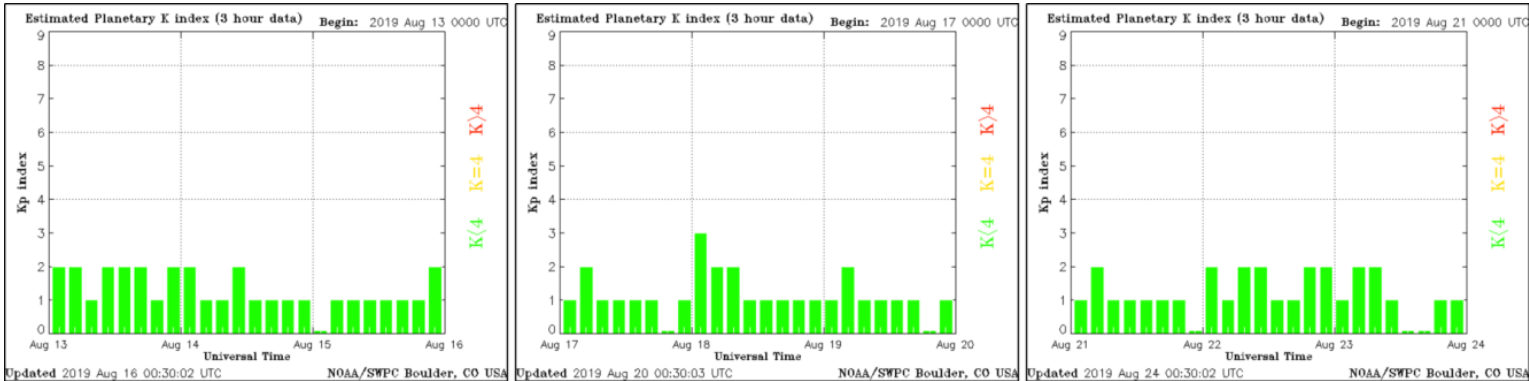


Figura 1: Índice Kp para la primera campaña de medición agosto 2019 (Fuente: NOAA).

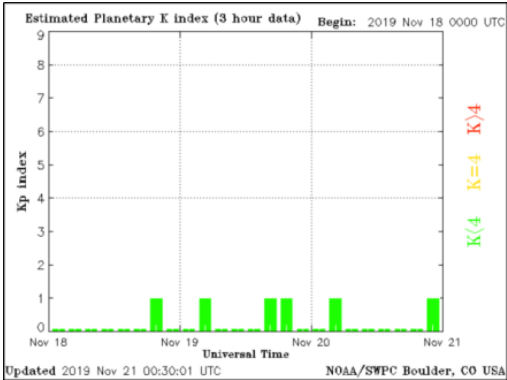


Figura 2: Índice Kp para la segunda campaña de medición noviembre 2019 (Fuente: NOAA).

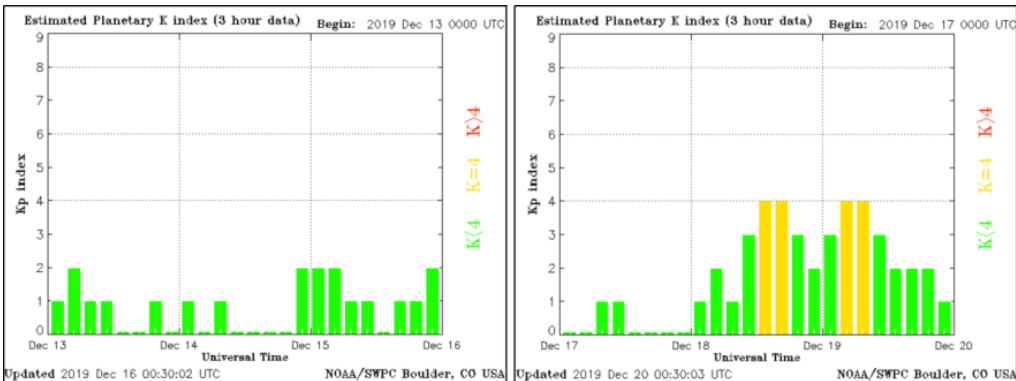


Figura 3: Índice Kp para la tercera campaña de medición diciembre 2019 (Fuente: NOAA).

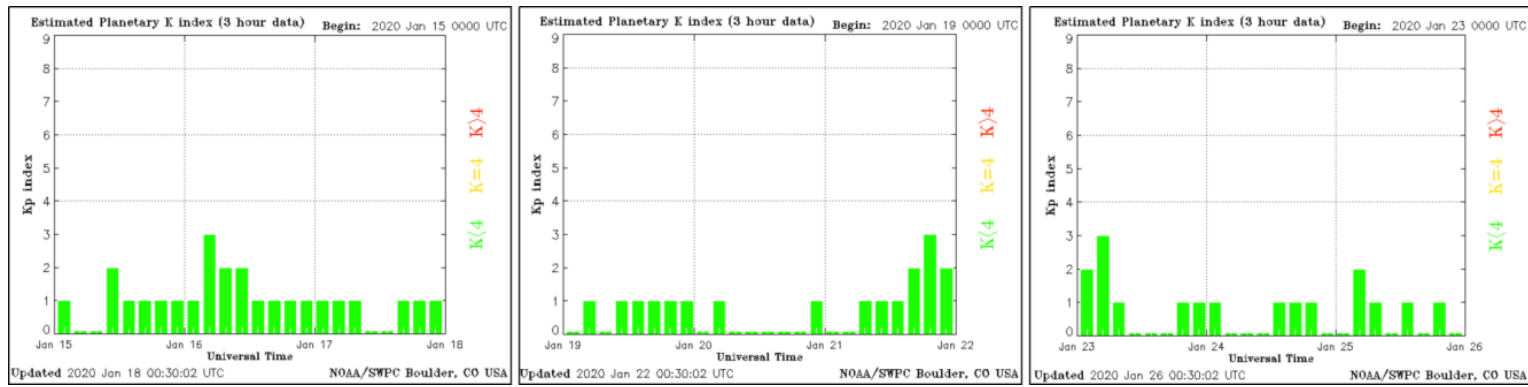


Figura 4: Índice Kp para la cuarta campaña de medición enero 2020
(Fuente: NOAA).