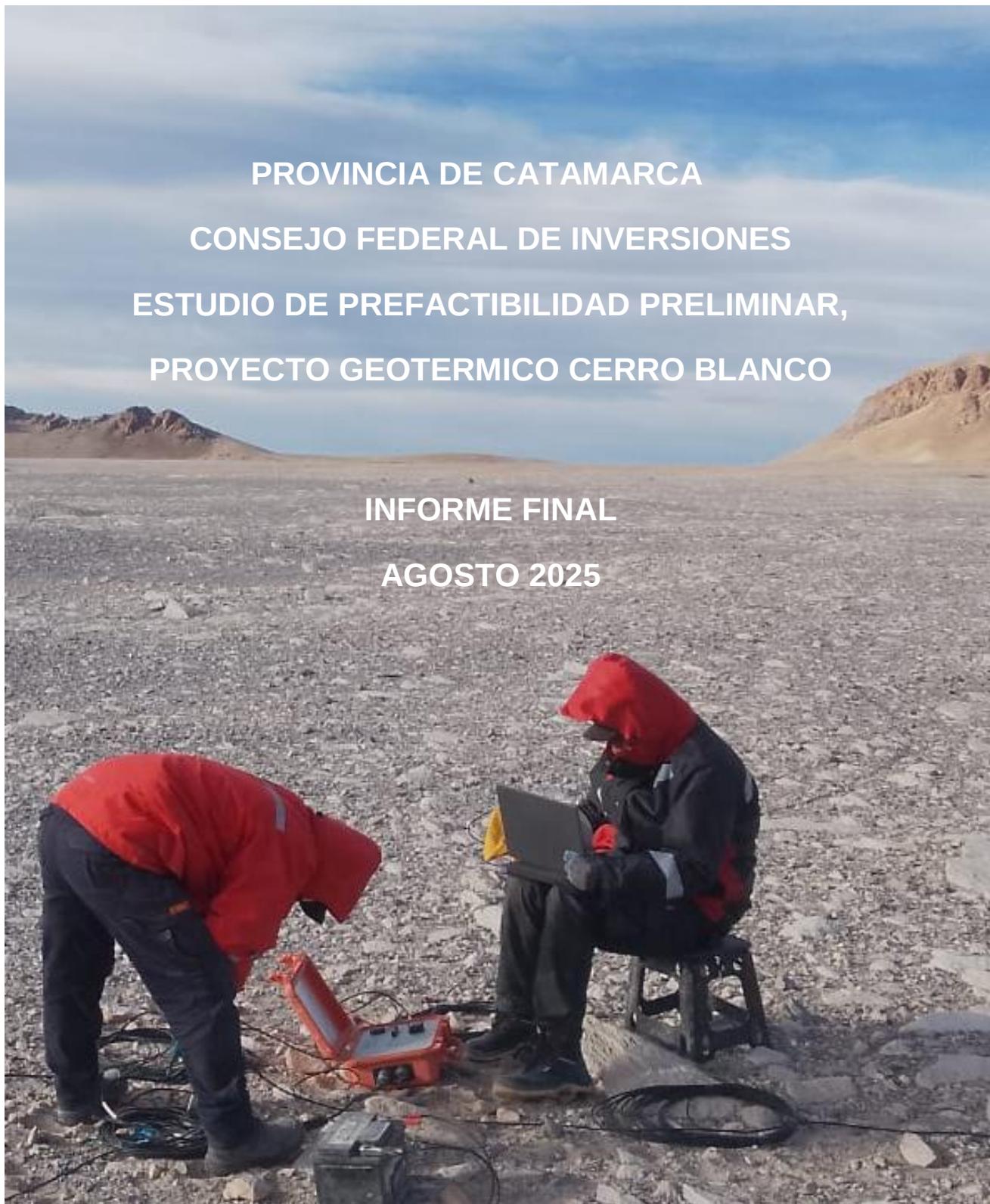


PROVINCIA DE CATAMARCA
CONSEJO FEDERAL DE INVERSIONES
ESTUDIO DE PREFACTIBILIDAD PRELIMINAR,
PROYECTO GEOTERMICO CERRO BLANCO

INFORME FINAL
AGOSTO 2025



RESUMEN EJECUTIVO

Se realiza una prospección geofísica mediante 105 estaciones Magnetotelúricas con el fin de realizar la perfectibilidad del Sistema Geotermal Cerro Blanco. El relevamiento se ha realizado en los bloques de CAMYEN SE.

Se concluye que el sistema Geotermal Cerro Blanco presentaría todos los elementos de un sistema Geotermal (sello, reservorio, fuente, recarga y vías de migración), por lo tanto la prefactibilidad es positiva a favor de avanzar con un pozo exploratorio.

Soportan las conclusiones la buena calidad del dato geofísico, los controles durante la adquisición, procesamiento e interpretación que dan robustez al cálculo de resistividades eléctricas verdaderas. Se ha extendido la profundidad de investigación desde 1,5 km a 6 km y se han densificado las mediciones en la zona de la fumarola.

La distribución de resistividades eléctricas verdaderas recuperadas mediante geofísica presenta anomalías que se correlacionan con los elementos mencionados mejorando y estableciendo novedades al modelo geológico conceptual y encontrando nuevos elementos geológicos estructurales que mejoraran el entendimiento del funcionamiento de dicho sistema.

A partir de la distribución de resistividad eléctrica verdadera, se genera un volumen 3D donde se identifican los elementos del sistema geotérmico tridimensional (fuente, reservorio, sello, zona de recarga, vías de migración); se estima la distribución espacial de temperaturas, alcanzando el reservorio desde el punto de vista del modelo, unos 42°C (zona superficial) y 420°C (cercano a la fuente).

Se realiza una propuesta de pozo con el fin de dimensionar el orden del recurso. El pozo presentaría un potencial eléctrico neto estimado de aproximadamente 3,8 MWe.

Finalmente, nótese que todo el análisis de moelado geotermal está hecho en base al relevamiento geofísico y entendimiento de las generalidades de los sistemas geotermales asumiendo ciertas hipótesis, por lo tanto, al no tener información de perfil de resistividad eléctrica de pozo ni perfil de temperatura de pozo se deberán recalibrar los modelos geofísicos y de reservorio cuando se cuente con información de pozo, para lo cual se ha desarrollado todo el cálculo de reservorio con un software de código libre que permite el acceso a quien esté interesado.

INDICE

1. OBJETIVO	8
2. TRABAJOS REALIZADOS	8
2.1. Coordenadas de los sitios medidos con Magnetotelúrica	9
3. PREPARACION DE LA CAMPAÑA	14
3.1. Preparación logística	14
3.2. Diseño de la adquisición Magnetotelúrica.....	17
3.1.1. Análisis de conductancia	18
3.1.2. Simulación numérica	19
3.3. Pruebas de campo	22
3.3.1. Criterios generales de medición	22
3.3.2. Test de electrodos y sensores magnéticos	23
4. PROSPECCION MEDIANTE MAGNETOTELURICA (AMT+MT)	25
4.1. Introducción.....	25
4.2. Trabajo de campo.....	26
4.3. Procesamiento de los datos	31
4.3.1. Programa KMS-820	31
4.3.2. Programa KMS-200 MT	31
4.3.2.1. Procesamiento con KMS-200	31
4.3.2.2. Estructura	31
4.4. Calidad de los datos, contenido de frecuencias y profundidad de investigación.	31
4.5. Post - Procesamiento con KMS-Pro	32
4.6. Test de Consistencia	32
4.7. Corrección de static shift o distorsión galvánica	33
4.8. Determinación de dimensionalidad	33
4.9. Interpretación y Resultados	37
5. MODELADO GEOTERMAL	101
5.1 Introducción.....	101
5.2 Modelo de Reservorio	101
5.2.1 Procedimiento	101
5.2.2 Modelo completo de reservorio	107
5.3 Estimación de las Temperaturas	108

Agüero 1995 – Piso 6° A – CP 1425 – CABA - TEL.: 11-6021-6135

E-MAIL: proingeo@yahoo.com.ar; info@proingeo.com.ar
www.proingeo.com.ar



5.3.1 Procedimiento	108
6. PROPUESTA DE POZO	111
6.1 Ubicación	111
6.2 Estimación del potencial geotérmico (MWe)	113
7. CONCLUSIONES	118
9. RECOMENDACIONES	120
9. ENTREGABLES	121
9.1 Entregables del modelo geofísico	121
9.2 Entregables del modelo geocelular	121
10. BIBLIOGRAFÍA	122
11. ANEXOS	123
11.1 Anexo I: Antecedentes geológicos	123
11.2 Anexo II: Modelo conceptual preliminar del SGCB	157
11.2. Anexo III: Pseudosecciones	160
11.4 Anexo IV: Modelos 1D	162
11.4 Anexo V: Línea 2D auxiliar	164
12. INSTRUMENTAL UTILIZADO	165

LISTA DE FIGURAS

Figura 1. Líneas verde usadas en la interpretación, iconos verde extremos líneas usadas en interpretación con número de línea, líneas en rojo límite del área relevada.	12
Figura 2. Líneas verde usadas en la interpretación, iconos verde extremos líneas usadas en interpretación con número de línea, líneas en rojo límite del área relevada, iconos amarillos ubicación de las mediciones MT con su correspondiente número.....	13
Figura 3. Detalle ubicación mediciones AMT-MT y nomenclatura de las Líneas interpretadas, en verde, con coordenadas UTM 19S.....	13
Figura 4. Scouting en el área, mostrando el camino principal en las imágenes (a) y (b) y el rastreo de accesos secundarios en (c), (d), (e); y (f) preparación de la campaña, alojamiento Aires de la Puna.	16
Figura 5. Modelo conceptual del SGCB (Chiodi et al., 2019) en una sección transversal esquemática orientada SE-NO (A-A') (sección transversal de Báez et al., 2015) usado como base para la simulación.	17
Figura 6. Análisis de conductancia cumulativa a partir de estimación de resistividad y espesores.	19
Figura 7. Modelo base para la simulación numérica y ubicación de la línea de la simulación en la imagen en Google (arriba, izquierda).	20
Figura 8. Modelo base para la simulación numérica, discriminándose la zona Oeste con las estructuras que generan la anomalía del campo electromagnético y hacia el Este se considera un medio homogéneo.	21
Figura 9. Respuesta MT en el sector Oeste del modelo, mostrando que la anomalía es medible y discriminando los distintos sectores del modelo conceptual.....	21
Figura 10. Respuesta MT homogénea tanto en resistividad eléctrica y fase en el sector Este del modelo, mostrando la diferente respuesta MT respecto de la zona anómala en el sector Oeste ..	22
Figura 11. Densidad de ruido espectral, pruebas de electrodos LEMI-701.....	24
Figura 12. Densidad de ruido espectral, pruebas de sensores LEMI-120	24
Figura 13. Esquema de la adquisición MT	27
Figura 14. Electrodo impolarizable marca Lemi modelo 701	28
Figura 15. Bobina del magnetómetro de inducción marca Lemi modelos 118 o 120	28
Figura 16. Estación MT	29
Figura 17. Receptor KMS-820.....	29
Figura 18. Conexión de sensores, sensor magnético LEMI-120.	30
Figura 19. Conexión de sensores, sensor electrodo impolarizable LEMI-701	30
Figura 20. Ejemplo de curva de resistividad aparente y fase del tensor de impedancia para ambos modos, TE (rojo) y TM (azul) luego de realizar el test de consistencia en las estaciones MT102 y MT16.	33
Figura 21. Diagramas polares que evidencian la dimensionalidad 2D/3D de la zona explorada (a) zona somera, mapa en frecuencia 100 hertz (b) zona profunda, mapa en frecuencia 0,05 hertz. .	36
Figura 22. Modelo 2D de la Línea 1.	44
Figura 23. Modelo 2D de la Línea 3.	46
Figura 24. Modelo 2D de la Línea 5.	48
Figura 25. Modelo 2D de la Línea 7.	50



Figura 26. Modelo 2D de la Línea 9.	52
Figura 27. Modelo 2D de la Línea 11.	54
Figura 28. Modelo 2D de la Línea 13.	56
Figura 29. Modelo 2D de la Línea 15.	58
Figura 30. Modelo 2D de la Línea 17.	60
Figura 31. Modelo 2D de la Línea 19.	62
Figura 32. Modelo 2D de la Línea 21.	64
Figura 33. Modelo 2D de la Línea 23.	66
Figura 34. Modelo 2D de la Línea 25.	68
Figura 35. Modelo 2D de la Línea 4.	70
Figura 36. Modelo 2D de la Línea 6.	72
Figura 37. Modelo 2D de la Línea 8.	74
Figura 38. Modelo 2D de la Línea 10.	76
Figura 39. Modelo 2D de la Línea 12.	78
Figura 40. Modelo 2D de la Línea 14.	80
Figura 41. Modelo 2D de la Línea 16.	82
Figura 42. Modelo 2D de la Línea 18.	84
Figura 43. Modelo 2D de la Línea 20.	86
Figura 44. Modelo 2D de la Línea 22.	88
Figura 45. Modelo 2D de la Línea 24.	90
Figura 46. Mapa en planta a -2000 m de altura.	91
Figura 47. Mapa en planta a -1000 m de altura.	92
Figura 48. Mapa en planta a -500 m de altura.	92
Figura 49. Mapa en planta a 0 m de altura.	93
Figura 50. Mapa en planta a 500 m de altura.	93
Figura 51. Mapa en planta a 1000 m de altura.	94
Figura 52. Mapa en planta a 1500 m de altura.	94
Figura 53. Mapa en planta a 2000 m de altura.	95
Figura 54. Mapa en planta a 2500 m de altura.	95
Figura 55. Mapa en planta a 2750 m de altura.	96
Figura 56. Mapa en planta a 3000 m de altura.	96
Figura 57. Mapa en planta a 3250 m de altura.	97
Figura 58. Mapa en planta a 3500 m de altura.	97
Figura 59. Mapa en planta a 3600 m de altura.	98
Figura 60. Mapa en planta a 3700 m de altura.	98
Figura 61. Mapa en planta a 3800 m de altura.	99
Figura 62. Mapa en planta a 3900 m de altura.	99
Figura 63. Mapa en planta a 4000 m de altura.	100
Figura 64. Mapa en planta a 4100 m de altura.	100
Figura 65. Valores de Resistividad eléctrica provenientes de la interpretación 2D.	101
Figura 66. Ubicación general del modelo Geocelular con el atributo de resistividad eléctrica	102
Figura 67. Ubicación general de la estructura del sello	103
Figura 68. Sello superpuesto con corte de resistividad eléctrica a 2000 m de altura.	103
Figura 69. Ubicación general de la estructura del reservorio.	104
Figura 70. Reservorio superpuesto con corte de resistividad eléctrica a 1500 m de altura.	104
Figura 71. Ubicación general de la estructura Fuente de calor.	105



Figura 72. Fuente de calor superpuesta con corte de resistividad eléctrica a 4500 m.....	105
Figura 73. Ubicación general de la estructura de la zona de recarga.	106
Figura 74. Vista lateral de la zona de recarga del sistema geotérmico.	106
Figura 75. Elementos del modelo geotérmico.	107
Figura 76. Vista 3D de la distribución de temperaturas.	109
Figura 77. Cortes de la distribución de temperaturas.	110
Figura 78. Temperaturas en planta cada ~ 1000 m.....	110
Figura 79. Existencia de todos los elementos del sistema geotermal en la propuesta de pozo, basado el modelo de reservorio. La ubicación del pozo propuesto se indica con un círculo rojo sobre la estación MT78, excepto en el volumen de la Fuente, donde se indica con blanco.	111
Figura 80. Vistas del sello (rojo) en intersección con la traza del pozo propuesto.	112
Figura 81. Vistas del reservorio (rojo) en la intersección con la traza del pozo propuesto.....	112
Figura 82. Vistas de la fuente (rojo) en la intersección con la traza del pozo propuesto.....	113

1. OBJETIVO

El objetivo general es la ampliación del conocimiento sobre el sistema geotérmico Cerro Blanco. Para ello, se espera que los estudios propuestos den información respecto de la ubicación del reservorio geotérmico, así como también estimaciones de sus principales características (profundidad, espesor, grado de fracturación).

Los objetivos particulares del proyecto se resumen en los siguientes puntos:

- Descripción de las características geológicas generales del área, que permitan obtener conocimientos sobre las distintas litologías, propiedades geofísicas, geoquímicas y estructuras dominantes.
- Obtención de una reconstrucción electroestratigráfica y estructural del subsuelo a partir del relevamiento geofísico.
- Construcción de un modelo conceptual del sistema geotérmico con sus características principales.

Se ha agregado valor al proyecto extendiendo el estudio acordado a los siguientes puntos

- Aumento de la profundidad de investigación desde 1,5 km a 6 km
- Densificación del relevamiento en la zona de la Fumarola.
- Determinación, a partir de datos de resistividad eléctrica geofísica del campo de temperatura 3D, a escala geofísica.
- Propuesta de un pozo exploratorio

2. TRABAJOS REALIZADOS

Se realizaron 105 sondeos AMT-MT, cada aproximadamente 1,35 km de separación, en una grilla lo más regular posible. Varias de estas estaciones (MT101 a MT108) están en el área denominada Caldera por lo que dichos MT son usados a fin de calibrar el modelo geofísico-MT.



2.1. Coordenadas de los sitios medidos con Magnetotelúrica

Sondeo Nº	Norte en grados y decimas de grado	Este en grados y decimas de grado	Altura Episódica en metros
MT1	-26.642528	-67.646222	3652
MT2	-26.64275	-67.632361	3614
MT3	-26.642639	-67.618361	3596
MT4	-26.642306	-67.604083	3569
MT5	-26.642111	-67.589944	3534
MT6	-26.655389	-67.645667	3685
MT7	-26.655417	-67.631833	3656
MT8	-26.655389	-67.617861	3632
MT9	-26.655194	-67.604111	3603
MT10	-26.655056	-67.589917	3563
MT11	-26.668	-67.645833	3720
MT12	-26.668056	-67.631833	3691
MT13	-26.667694	-67.617639	3670
MT14	-26.66775	-67.603889	3627
MT15	-26.667889	-67.589361	3587
MT16	-26.680611	-67.645417	3752
MT17	-26.680528	-67.632167	3724
MT18	-26.680722	-67.61775	3689
MT19	-26.680583	-67.603472	3651
MT20	-26.680583	-67.589528	3624
MT23	-26.694111	-67.7445	4046
MT24	-26.694833	-67.729944	4017
MT25	-26.696667	-67.719222	4037
MT27	-26.694583	-67.685139	3848
MT28	-26.693722	-67.673806	3831
MT29	-26.693556	-67.659722	3802
MT30	-26.693361	-67.645611	3781
MT31	-26.693278	-67.631528	3764
MT32	-26.693083	-67.617472	3716

Sondeo Nº	Norte en grados y decimas de grado	Este en grados y decimas de grado	Altura Episódica en metros
MT57	-26.718417	-67.631139	3805
MT58	-26.718389	-67.617056	3780
MT59	-26.727444	-67.764222	4134
MT60	-26.732	-67.757639	4120
MT61	-26.732111	-67.743694	4099
MT62	-26.731639	-67.729611	4138
MT63	-26.732222	-67.715194	3970
MT64	-26.731556	-67.701167	3970
MT65	-26.733139	-67.686944	3932
MT66	-26.731194	-67.67325	3892
MT67	-26.731361	-67.659556	3883
MT68	-26.731083	-67.645444	3851
MT69	-26.731361	-67.631306	3842
MT70	-26.731028	-67.617222	3885
MT71	-26.744033	-67.76985	4246
MT72	-26.744444	-67.761222	4215
MT73	-26.744778	-67.743528	4094
MT74	-26.743444	-67.730861	4061
MT75	-26.743583	-67.714222	4079
MT76	-26.744414	-67.701381	4030
MT77	-26.744917	-67.686083	4009
MT78	-26.744389	-67.673167	3960
MT79	-26.742028	-67.657583	3906
MT80	-26.743639	-67.647056	3919
MT81	-26.743889	-67.631278	3951
MT82	-26.743556	-67.616972	3941
MT83	-26.757194	-67.686389	4030
MT84	-26.756861	-67.672583	4039
MT85	-26.756361	-67.658889	4007



Sondeo Nº	Norte en grados y decimas de grado	Este en grados y decimas de grado	Altura Episódica en metros	Sondeo Nº	Norte en grados y decimas de grado	Este en grados y decimas de grado	Altura Episódica en metros
MT33	-26.692917	-67.603444	3690	MT86	-26.756556	-67.644972	4014
MT34	-26.692778	-67.589194	3666	MT87	-26.756556	-67.631028	4029
MT35	-26.706389	-67.768417	4104	MT88	-26.756306	-67.616833	4005
MT36	-26.706975	-67.758033	4084	MT89	-26.769444	-67.68675	4081
MT37	-26.70675	-67.743806	4065	MT90	-26.77025	-67.672611	4096
MT38	-26.706528	-67.730222	4031	MT91	-26.768944	-67.659083	4050
MT39	-26.705806	-67.716139	3984	MT92	-26.769444	-67.644944	4095
MT40	-26.706972	-67.701639	3959	MT93	-26.769083	-67.630722	4070
MT41	-26.706389	-67.687472	3904	MT94	-26.768889	-67.616694	4053
MT42	-26.706222	-67.673278	3844	MT95	-26.781472	-67.6855	4248
MT43	-26.706167	-67.659694	3821	MT96	-26.783420	-67.671842	4137
MT44	-26.706056	-67.645528	3795	MT97	-26.779972	-67.662167	4138
MT45	-26.706056	-67.631806	3791	MT98	-26.78175	-67.644917	4151
MT46	-26.705611	-67.617194	3750	MT99	-26.781806	-67.630583	4119
MT47	-26.719917	-67.771222	4145	MT100	-26.781722	-67.616778	4089
MT48	-26.719583	-67.757667	4086	MT101	-26.757944	-67.757806	4155
MT49	-26.7195	-67.744139	4070	MT102	-26.756889	-67.743778	4140
MT50	-26.719278	-67.729806	4053	MT103	-26.757194	-67.729694	4098
MT51	-26.719194	-67.715694	3986	MT104	-26.76575	-67.755222	4191
MT52	-26.719056	-67.702028	3938	MT105	-26.768972	-67.743194	4175
MT53	-26.719139	-67.687833	3903	MT106	-26.770361	-67.729167	4137
MT54	-26.719	-67.673861	3873	MT107	-26.757722	-67.701472	4064
MT55	-26.71875	-67.659472	3850	MT108	-26.761222	-67.707333	4113
MT56	-26.718528	-67.645611	3841				

Tabla 1. Coordenadas de los sitios MT en Grados y decimas de grado



Para definir la interpretación, se constituyen las siguientes Líneas Norte-Sur con numeración impar

- *Línea 1:* MT5, MT10, MT15, MT20, MT34.
- *Línea 3:* MT4, MT9, MT14, MT19, MT33.
- *Línea 5:* MT3, MT8, MT13, MT18, MT32, MT46, MT58, MT70, MT82, MT88, MT94, MT100.
- *Línea 7:* MT2, MT7, MT12, MT17, MT31, MT45, MT57, MT69, MT81, MT97, MT93, MT22.
- *Línea 9:* MT1, MT6, MT11, MT16, MT30, MT44, MT56, MT68, MT80, MT86, MT92, MT108.
- *Línea 11:* MT29, MT43, MT55, MT67, MT79, MT85, MT91, MT97.
- *Línea 13:* MT28, MT42, MT54, MT66, MT78, MT84, MT90, MT96.
- *Línea 15:* MT27, MT41, MT53, MT65, MT77, MT83, MT89, MT95.
- *Línea 17:* MT40, MT52, MT64, MT76, MT107, MT108.
- *Línea 19:* MT25, MT39, MT51, MT63, MT75, MT108.
- *Línea 21:* MT24, MT38, MT50, MT62, MT74, MT103, MT106.
- *Línea 23:* MT23, MT37, MT49, MT61, MT73, MT102, MT105.
- *Línea 25:* MT36, MT48, MT60, MT72, MT101, MT104.

Mientras que las siguiente líneas Este-Oeste, con numeración par, contienen a las estaciones

- *Línea 2 (auxiliar):* MT95, MT96, MT97, MT98, MT99, MT100.
- *Línea 4:* MT104, MT105, MT106, MT89, MT90, MT91, MT92, MT94.
- *Línea 6:* MT101, MT102, MT103, MT108, MT107, MT83, MT84, MT85, MT86, MT87, MT88.
- *Línea 8:* MT71, MT72, MT73, MT74, MT75, MT76, MT77, MT78, MT79, MT80, MT81, MT82.
- *Línea 10:* MT59, MT60, MT61, MT62, MT63, MT64, MT65, MT66, MT67, MT68, MT69, MT70.
- *Línea 12:* MT47, MT48, MT49, MT50, MT51, MT52, MT53, MT54, MT55, MT56, MT57, MT58.



- Línea 14: MT35, MT36, MT37, MT38, MT39, MT40, MT41, MT42, MT43, MT44, MT45, MT46.
- Línea 14: MT35, MT36, MT37, MT38, MT39, MT40, MT41, MT42, MT43, MT44, MT45, MT46.
- Línea 16: MT23, MT24, MT25, MT26, MT27, MT28, MT29, MT30, MT31, MT32, MT33, MT34.
- Línea 18: MT16, MT17, MT18, MT19, MT20.
- Línea 20: MT11, MT12, MT13, MT14, MT15.
- Línea 22: MT6, MT7, MT8, MT9, MT10.
- Línea 24: MT1, MT2, MT3, MT4, MT5.

Además se realizó el apoyo topográfico de los sitios MT para su ubicación planialtimétrica.

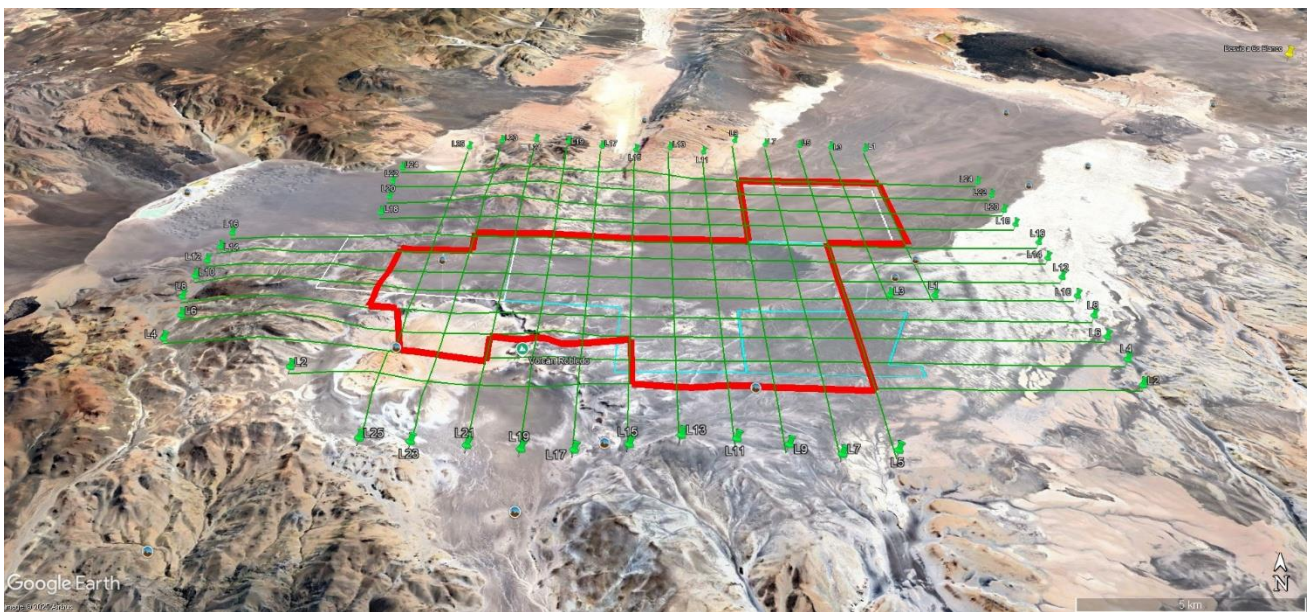


Figura 1. Líneas verde usadas en la interpretación, iconos verde extremos líneas usadas en interpretación con número de línea, líneas en rojo límite del área relevada.

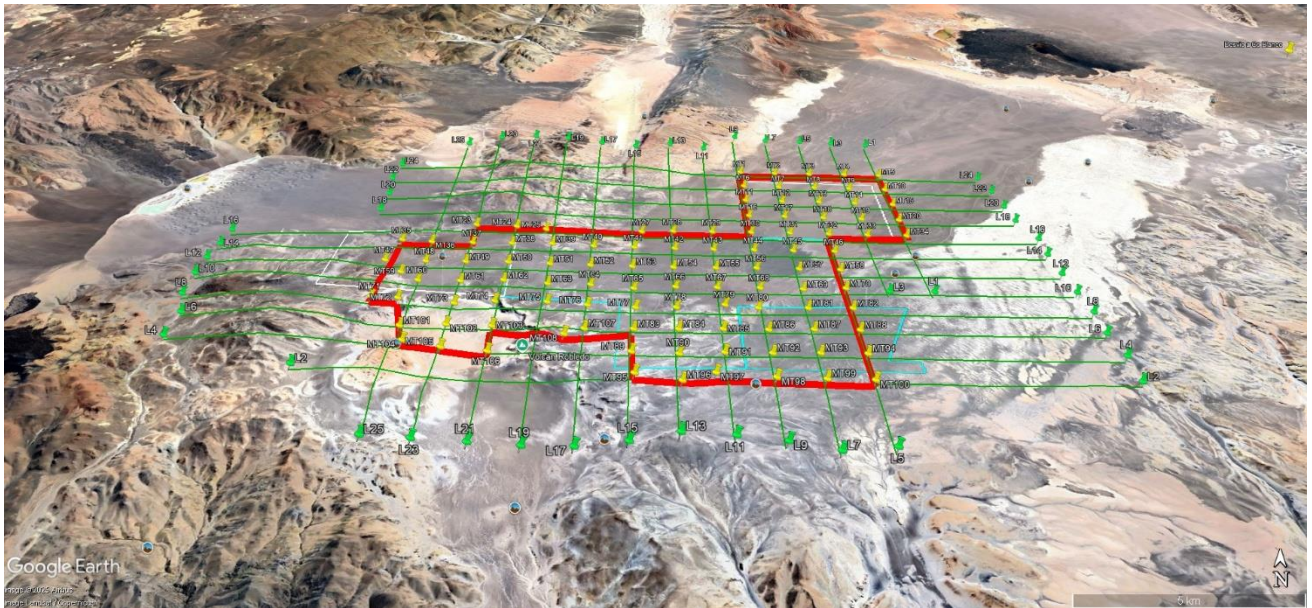


Figura 2. Líneas verde usadas en la interpretación, iconos verde extremos líneas usadas en interpretación con número de línea, líneas en rojo límite del área relevada, iconos amarillos ubicación de las mediciones MT con su correspondiente número.

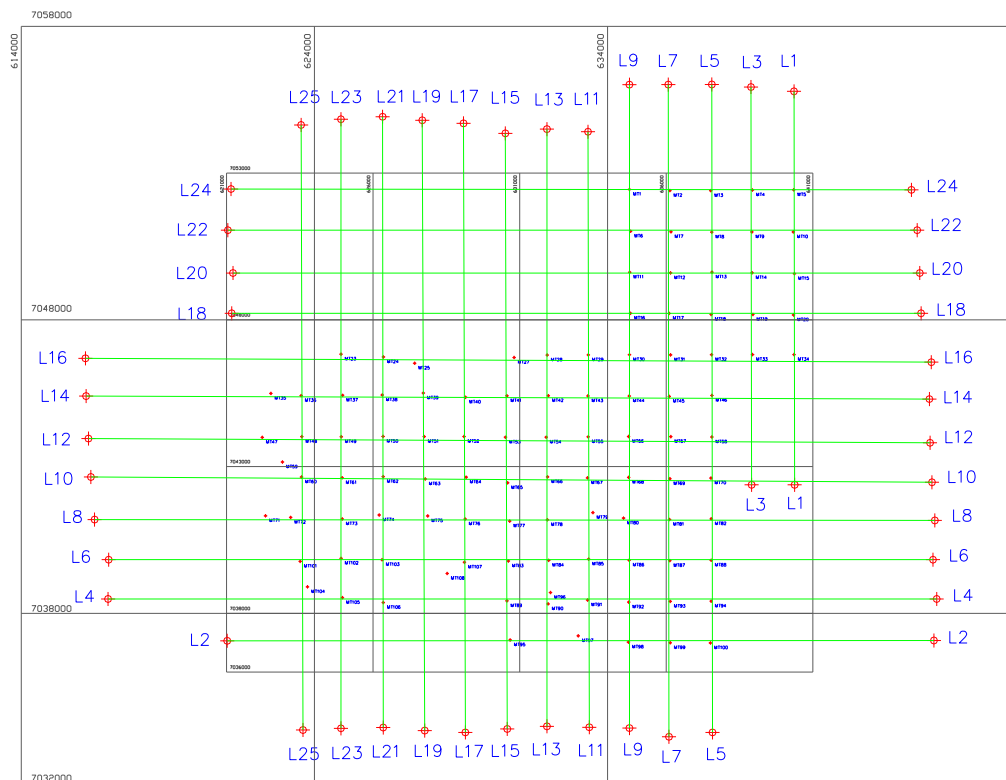


Figura 3. Detalle ubicación mediciones AMT-MT y nomenclatura de las Líneas interpretadas, en verde, con coordenadas UTM 19S.

3. PREPARACION DE LA CAMPAÑA

3.1. Preparación logística

El objetivo de esta actividad fue movilizar al área previamente a la campaña y abordar todas las cuestiones relativas al clima, alojamiento, provisión de combustible, provisión de alimentos y agua, almacenamiento del equipamiento así como la preparación del lugar del trabajo de gabinete en campo.

En paralelo se ha realizado un *scouting* o reconocimiento del terreno para evaluar in situ las potenciales dificultades en los accesos a los sitios, así como evaluar cuestiones como presencia de ruido cultural o evaluar el tipo de terreno.

El personal involucrado en esta etapa fue el operador geofísico Federico Funes de amplia experiencia en Proingeo SA, el operador geofísico Jesús Díaz también de vasta experiencia y acompañó en el proceso el ayudante Sr. Juan Carlos Ochoa, ambos de Proingeo SA.

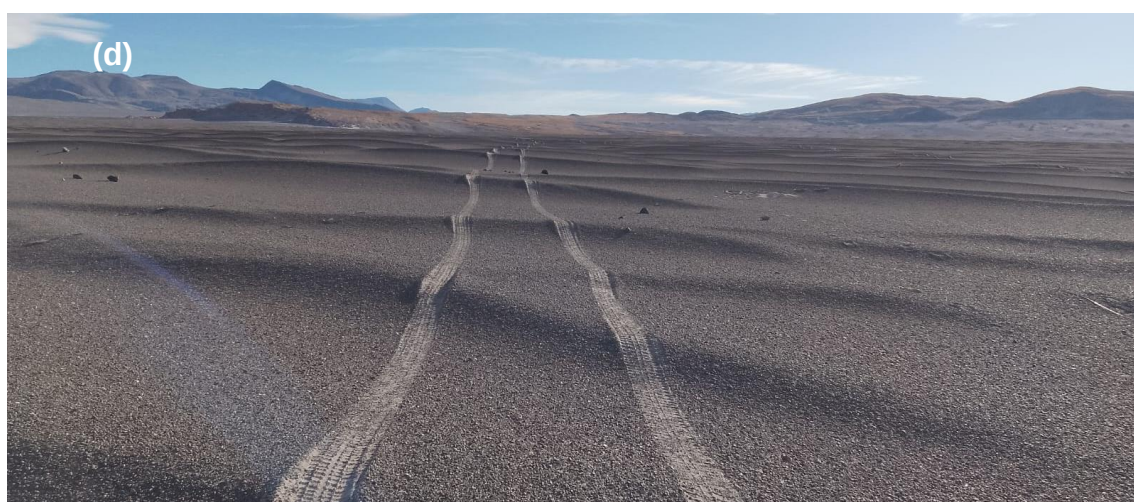
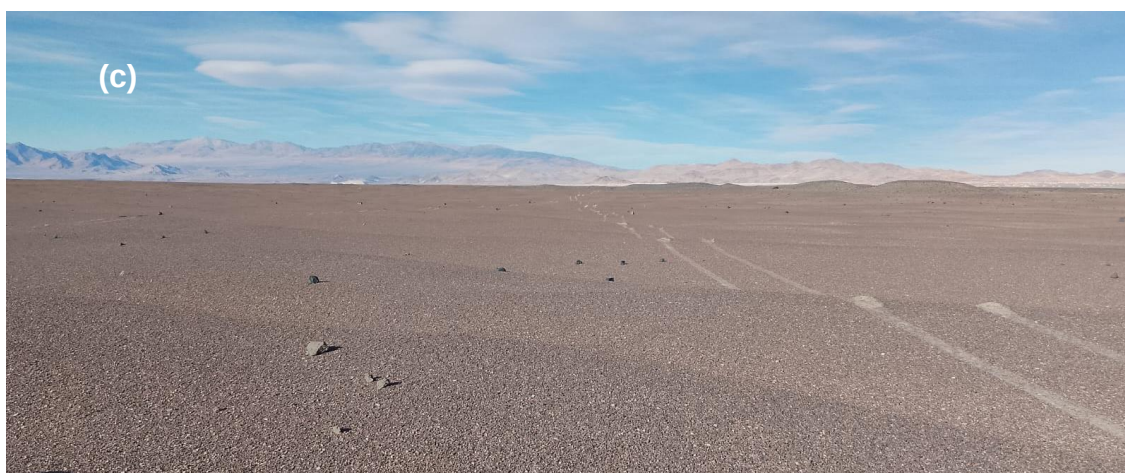
En Buenos Aires, el contacto administrativo fue la Señora Cristina Espinoza encargada de ejecutar la contratación de servicios entre otras actividades. La supervisión general fue llevada a cabo por la Dra. Ing. Ana Curcio.

La Figura 4 muestra el *scouting* en el área, mostrando el camino principal en las imágenes (a) y (b) y el rastreo de accesos secundarios en (c), (d), (e) y (f).





Proingeo s.a.
TOPOGRAFIA
GEOFISICA



Agüero 1995 – Piso 6° A – CP 1425 – CABA - TEL.: 11-6021-6135
E-MAIL: proingeo@yahoo.com.ar; info@proingeo.com.ar
www.proingeo.com.ar

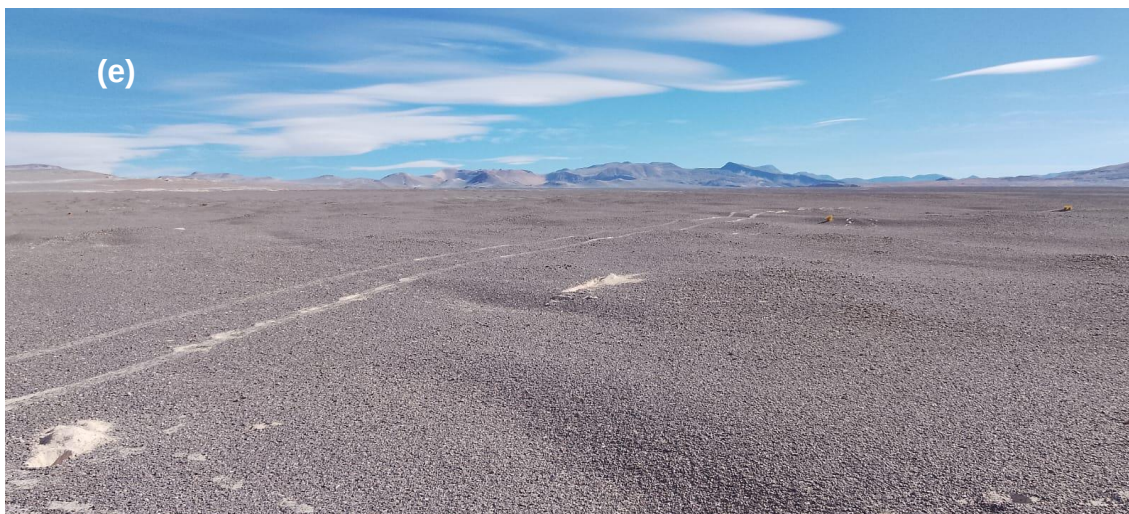


Figura 4. Scouting en el área, mostrando el camino principal en las imágenes (a) y (b) y el rastreo de accesos secundarios en (c), (d), (e); y (f) preparación de la campaña, alojamiento Aires de la Puna.

3.2. Diseño de la adquisición Magnetotelúrica

Una vez estudiados los accesos y las potenciales complejidades en la zona a relevar, se han distribuido las cien estaciones regularmente en un área aproximada de 15 km por 15 km, cuyas coordenadas se han informado en el llamado **Informe Complementario_EX-2024-00012818-CFI-GES#DC.pdf** con fecha 15 de mayo del 2025.

Interesó evaluar, desde el punto de vista teórico si el espaciamiento es adecuado para detectar ciertas estructuras, como por ejemplo en las cercanías de la caldera al sur del relevamiento o si es necesario densificar el relevamiento en algún sector. Con este fin se ha realizado primero un análisis de la respuesta MT a partir de valores de resistividades eléctricas y espesor conceptuales, solo considerando el efecto de la posible litología, y luego una simulación numérica para evaluar la respuesta electromagnética considerando el modelo geológico conceptual al momento (Figura 5).

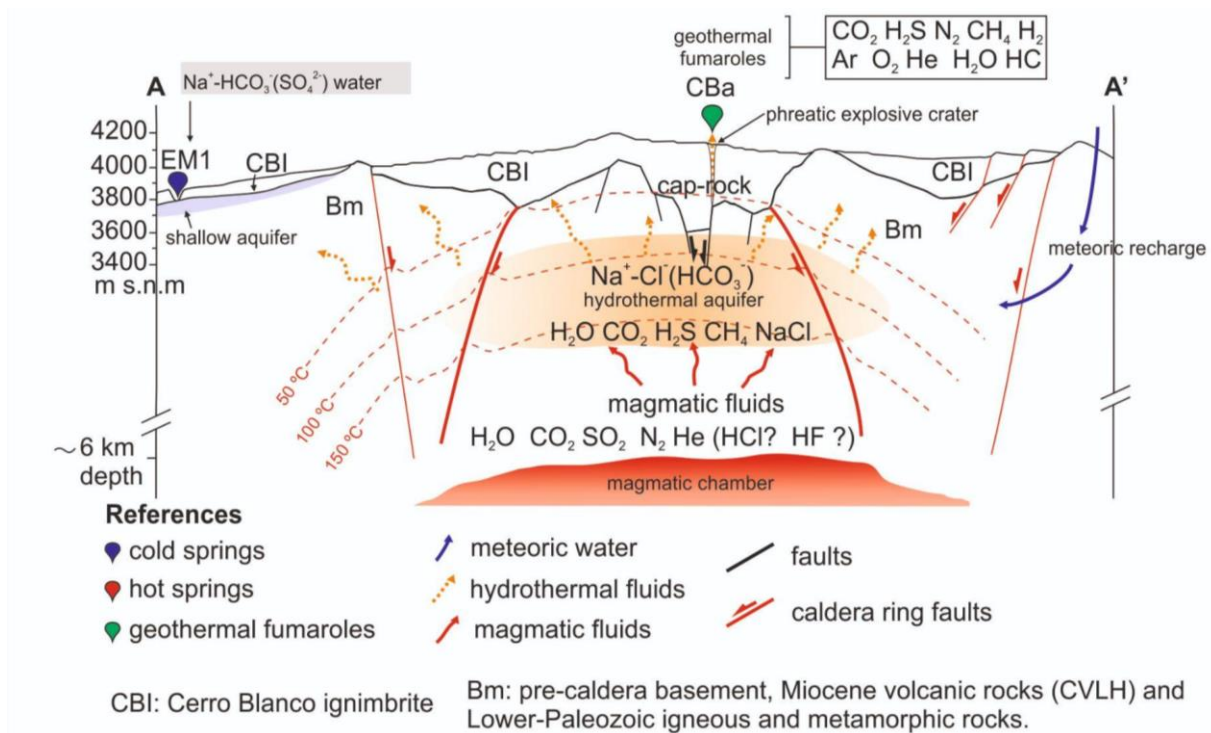


Figura 5. Modelo conceptual del SGCB (Chiodi et al., 2019) en una sección transversal esquemática orientada SE-NO (A-A') (sección transversal de Báez et al., 2015) usado como base para la simulación.



3.1.1. Análisis de conductancia

La conductancia es un análisis de la potencial respuesta MT, basado en información de los perfiles de pozos y de los espesores las formaciones. Este cálculo es muy importante en la etapa de factibilidad porque indica qué pases serían detectados con MT.

En el caso del bloque de estudio, al no haber información de perfiles de pozo, se asignan arbitrariamente valores de resistividad eléctrica y espesor teniendo presente el efecto geotermal sobre el valor de la resistividad eléctrica. Se discrimina en color las distintas formaciones de interés en la Tabla 2, como en la Figura 6 aquellas formaciones de interés.

La Figura 6 corresponde a la conductancia acumulativa en función de la profundidad, donde los cambios en las pendientes indican la fortaleza de la conductancia. Se concluye entonces que, desde el punto de vista teórico los pases de Formación a las profundidades y resistividades eléctricas 'tipo' serían detectados por MT.

Formación	Profundidad (m)	Resistividad eléctrica (ohm-m)
Depositos cuaternarios	0	20
Basaltos cuaternarios	100	125
Lavas y depositos piroclasticos CVCB	350	300
Mioceno Sup-Plioceno, Fm. La Hoyada	425	200
Ignimbritas Mioceno Sup-Plioceno	725	50
Secuencias Cont Paleogenas	925	7
Secuencias cont Permicas	1325	1
Basamento Igneo	1925	500

Tabla 2. Resistividades arbitrarias y espesores arbitrarios asignados al SGCB para realizar el análisis de conductancia.

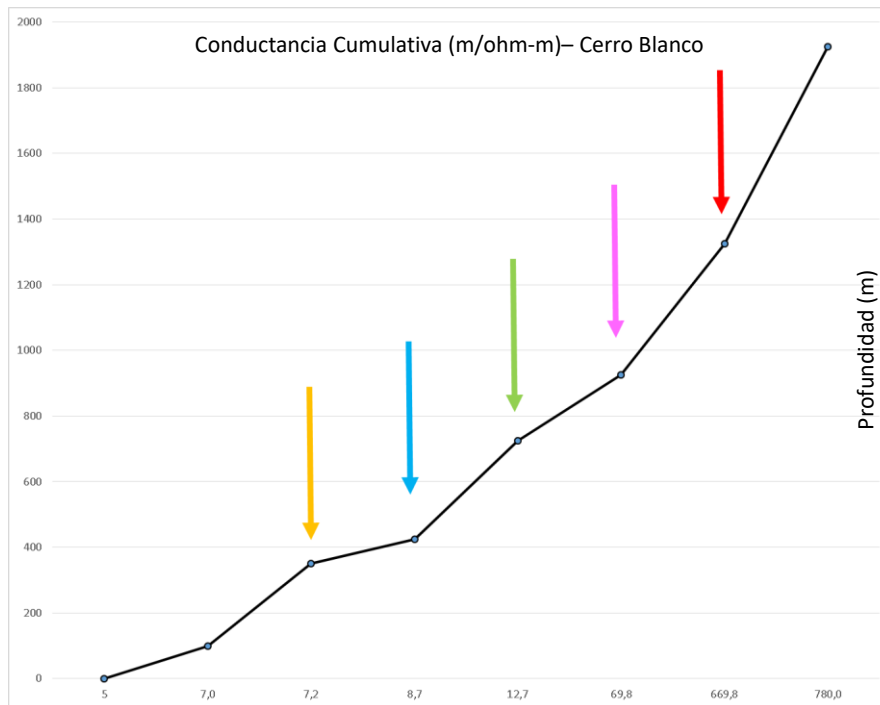


Figura 6. Análisis de conductancia cumulativa a partir de estimación de resistividad y espesores.

3.1.2. Simulación numérica

Se realizó una simulación numérica con el software WinGlink® para medir la potencia de la anomalía cuando se pasa de un medio normal a un medio alterado por la presencia de una estructura, acumulación, cambio litológico, presencia de fluido, etc. Hay varias maneras de medir dicha potencia, en este trabajo se analizan los cambios de la signatura de las respuestas MT a partir del modelo geológico conceptual (Figura 4).

Es importante notar que la grilla 2D debe ser adecuada para poder ajustar la información de topografía, sin generar artefactos numéricos al momento de hacer el modelado. Este proyecto incluye topografía, tomando una grilla con una densidad de celdas acorde a la longitud de las líneas y profundidad de investigación, regularizadas a través del criterio de Tikhonov.

La ubicación planialtimétrica de las estaciones son las definidas en el preplot seleccionándose el perfil CB_simulación, en amarillo, en la imagen Google Earth, que se encuentra cercano a la zona de la caldera en el sector Oeste de dicho perfil (Figura 7).

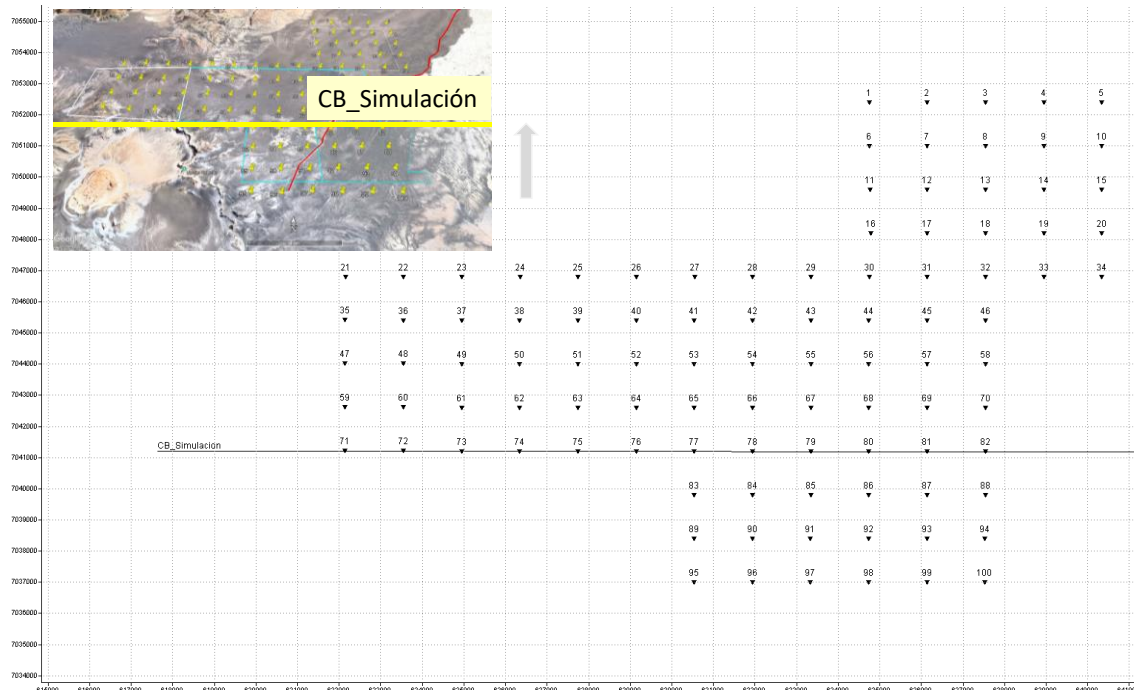


Figura 7. Modelo base para la simulación numérica y ubicación de la línea de la simulación en la imagen en Google (arriba, izquierda).

La Figura 8 muestra hacia el Oeste, entre las estaciones MT71 y MT77, la zona de caldera, siendo esta la zona de mayor temperatura y de menor resistividad eléctrica (menor a 1 ohm-m) del modelo. La temperatura va disminuyendo hacia la superficie por lo que la resistividad eléctrica va aumentando hacia superficie. Hacia el Este del modelo, entre las estaciones MT77 y MT82 se preserva un espacio homogéneo con el objetivo de comparar la respuesta MT (resistividad eléctrica y fase del tensor de impedancia) en las estaciones del Oeste y las estaciones del Este. Se delinea la zona de ascenso de fluidos termales en este caso se lo tomo como un ascenso vertical y la zona de migración de fluidos hidrotermales.

El resultado de la simulación indica que la anomalía en la zona de la caldera tiene una respuesta que no solo es detectable si no que se discriminan las diferentes zonas del modelo conceptual (Figura 9); mientras que, en el sector Este, la resistividad eléctrica y fase permanecen constantes lo cual es consistente con la respuesta MT en un espacio homogéneo y uniforme (Figura 10).

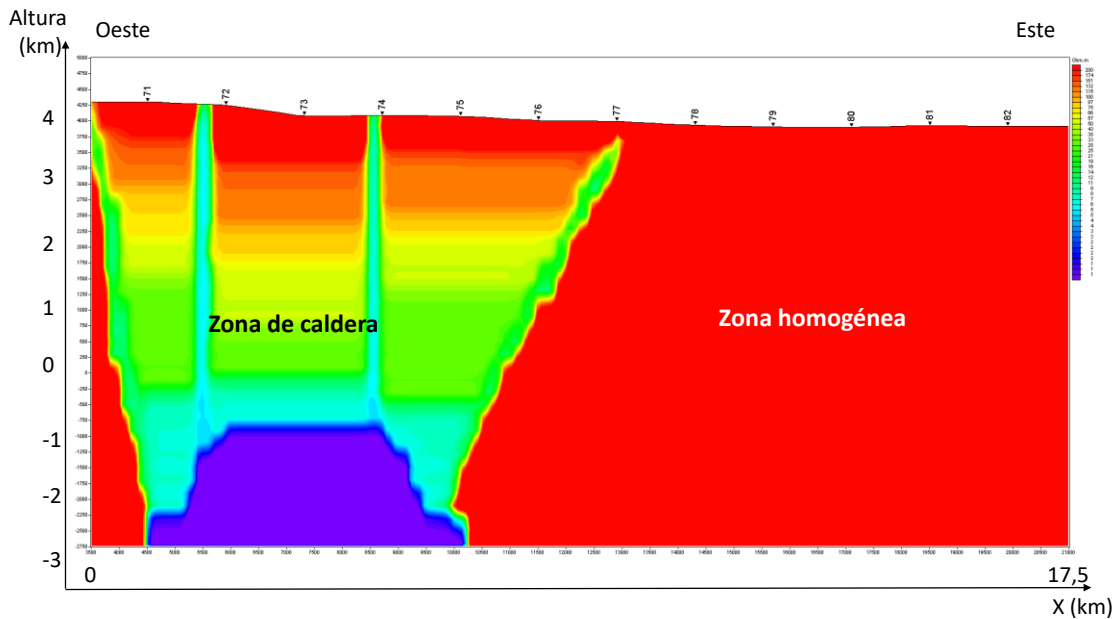


Figura 8. Modelo base para la simulación numérica, discriminándose la zona Oeste con las estructuras que generan la anomalía del campo electromagnético y hacia el Este se considera un medio homogéneo.

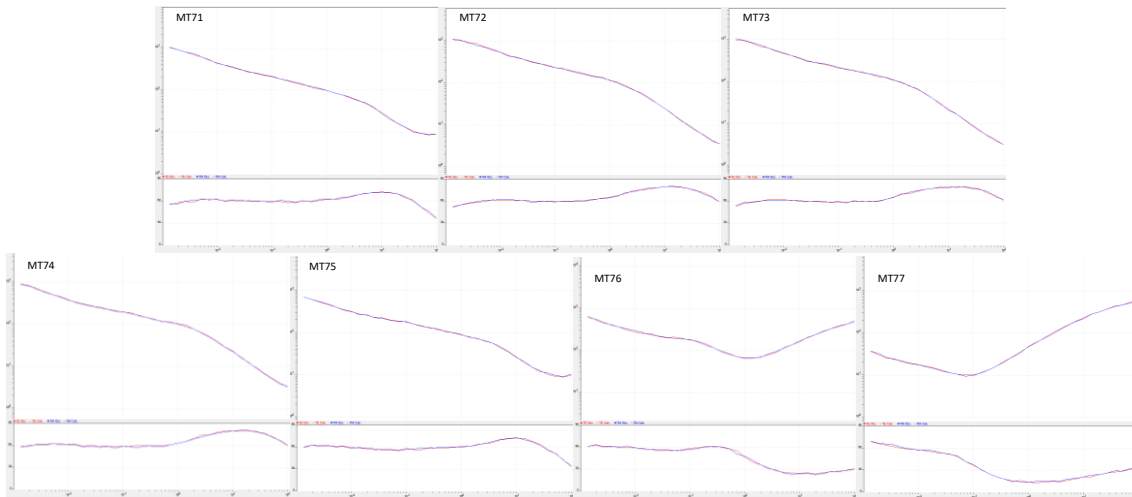


Figura 9. Respuesta MT en el sector Oeste del modelo, mostrando que la anomalía es medible y discriminando los distintos sectores del modelo conceptual.

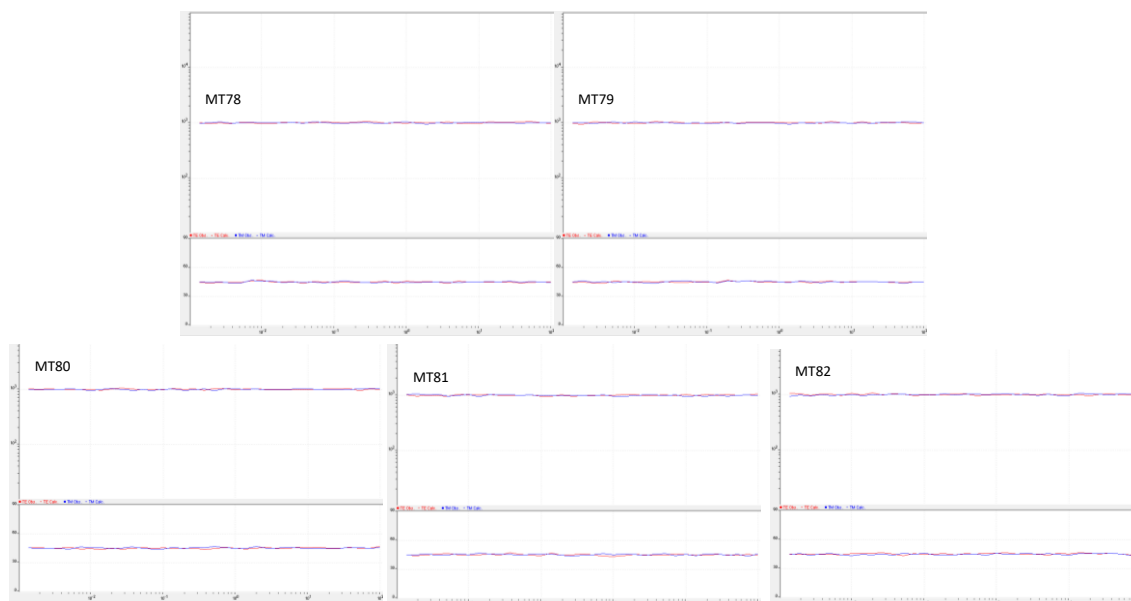


Figura 10. Respuesta MT homogénea tanto en resistividad eléctrica y fase en el sector Este del modelo, mostrando la diferente respuesta MT respecto de la zona anómala en el sector Oeste

Finalmente, considerando el análisis de conductancia y el resultado de la simulación, se concluye que el diseño de la adquisición en la zona del relevamiento de aproximadamente 15 km por 15 km es adecuado para los objetivos del proyecto Cerro Blanco.

3.3. Pruebas de campo

3.3.1. Criterios generales de medición

En caso de existencia de ruido cultural, se tomarán las distancias indicadas en la Tabla 3, con el fin de evitar que la señal proveniente del subsuelo sea enmascarada por el ruido cultural/natural:

Elementos naturales	Distancia a la estación MT
Ríos	50 m
Terrenos con pendiente	150 m - 400 m
Quebrada	50 - 150 m
Lagos, lagunas	50 m
Deslizamientos activos	150 m - 300 m
Terrenos con pendiente	150 m - 400 m
Elementos Culturales	Distancia a la estación MT
Obstáculos culturales generales	80 m - 150 m
Camino principales	200 m



Camino secundarios	50 m - 100 m
Pozos entubados	300 m
Ductos enterrados para agua	200 m
Ductos superficiales para agua	150 m
Líneas de ferrocarril	150 m
Líneas de alta tensión	≥ 2 km
Líneas de media tensión	≥ 1 km
Gasoductos	150 m

Tabla 3. Distancias de seguridad MT a usarse en el área a relevar

Por otro lado, se establecen las siguientes tolerancias en cada sitio para pasar el control de calidad

Aspecto	Tolerancia
Precisión del posicionamiento	± 20 m
Desviación de la posición	1/3 a la estación más cercana (Inline)
Disposición del dipolo eléctrico	En cruz centrado en la estaca
Longitud de dipolo	50 metros
Convención de dirección	X – Dirección de la línea (inline) Y – 90° de X (crossline)
Resistencia de contacto	< 2 Kohm
Niveles de ruido AC	< 100 mV
Voltaje DC	< 300 m V
Curvas de resistividad, fase	Caracter suave

Tabla 4. Tolerancias que rigen el control de calidad

3.3.2. Test de electrodos y sensores magnéticos

Como primer paso se verifica una adecuada respuesta de electrodos y sensores magnéticos a través de la determinación del ruido espectral de los mismos cuyo umbral viene determinado por el fabricante. Se recuperan las curvas de densidad de ruido espectral de los electrodos LEMI-701 (Figura 11), mientras que la densidad de ruido espectral de los sensores LEMI-120 tiene la respuesta presentada en la Figura 12.

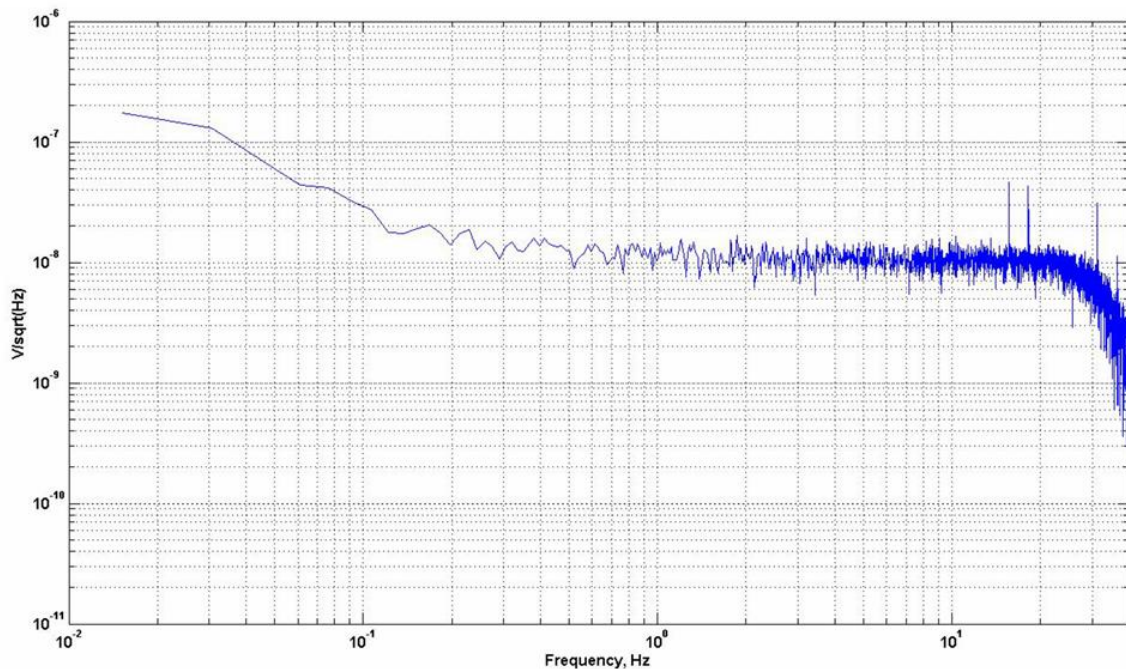


Figura 11. Densidad de ruido espectral, pruebas de electrodos LEMI-701

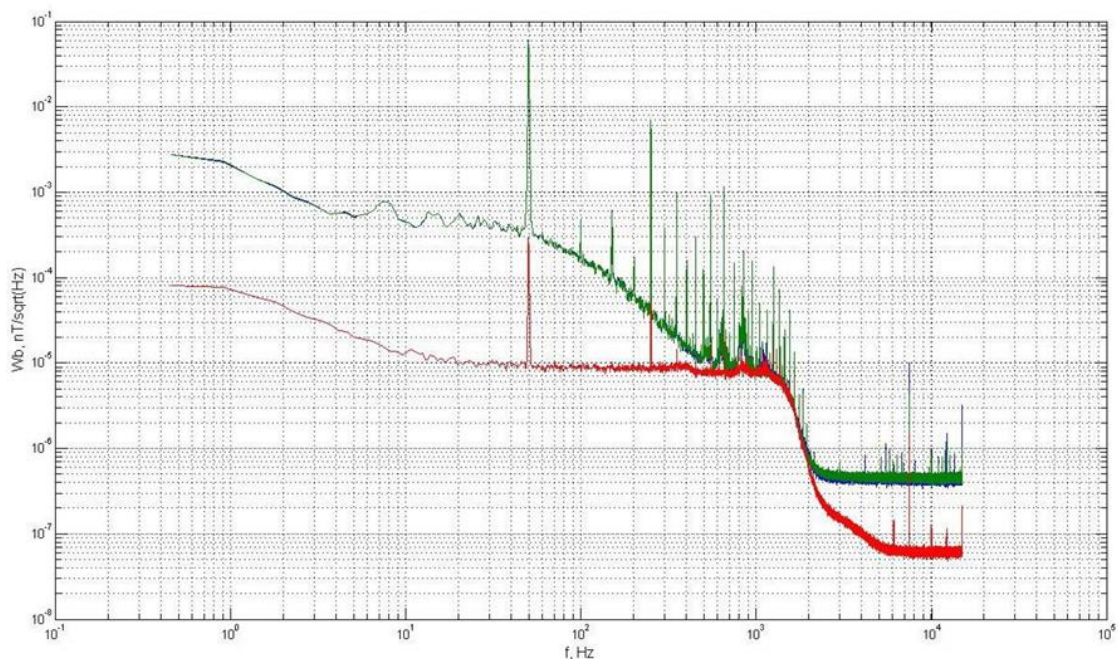


Figura 12. Densidad de ruido espectral, pruebas de sensores LEMI-120

El segundo paso de las pruebas consiste en realizar la llamada prueba de sensores paralelos donde se realizan mediciones en un mismo sitio con los 4 receptores combinando todos los electrodos y sensores, o sea se arman 36 estaciones en el lugar chequeando que el resultado MT sea igual para todos, con un umbral de tolerancia. Se aceptan todos los

Agüero 1995 – Piso 6° A – CP 1425 – CABA - TEL.: 11-6021-6135

E-MAIL: proingeo@yahoo.com.ar; info@proingeo.com.ar
www.proingeo.com.ar

sensores y electrodos y se descarta un receptor quedando 3 en condiciones de operar. En esta instancia se define que el tiempo de medición no debe ser menor a 6 horas para MT.

Finalmente, se realiza la prueba de dipolos cuyo objetivo es definir la longitud de dipolos adecuada para el relevamiento. Se testean los dipolos de 50 metros, 75 metros y 100 metros, concluyéndose que si bien se aprueban las tres distancias, la más adecuada para el relevamiento es la distancia de 50 metros.

4. PROSPECCION MEDIANTE MAGNETOTELURICA (AMT+MT)

4.1. Introducción

En el caso de los métodos eléctricos o electromagnéticos la propiedad a determinar es la resistividad eléctrica (o su inversa: la conductividad). El conocimiento de la distribución de la resistividad eléctrica de la tierra es un pilar fundamental en la exploración, pues aporta información sobre saturación de agua con mayor o menor contenido salobre, rocas consolidadas, tipo de rocas, y/o grado de fracturación de estas, determinación de cuerpos, estructuras geológicas y cualquier tipo de anomalía detectable basándose en el contraste de la resistividad eléctrica.

El método MT estudia la difusión en el interior de la tierra de las ondas electromagnéticas naturales en un amplio rango de frecuencias para encontrar un modelo de la resistividad eléctrica del subsuelo en profundidad. Las fuentes naturales de los campos electromagnéticos son esencialmente originadas en la ionósfera para las frecuencias más altas (audio magnetotelúrica) típicamente entre 1 hertz a 10^4 hertz y en la magnetosfera para las frecuencias más bajas de magnetotelúrica, típicamente entre 1 hertz a 10^{-4} hertz. Bajo la hipótesis de campo lejano, el campo electromagnético (EM) puede ser considerado en superficie como ondas planas. Los campos EM que se generan en respuesta a las ondas primarias incidentes proveen información indirecta de las propiedades eléctricas de la Tierra a profundidades desde pocos metros hasta cientos de kilómetros, dependiendo de la conductividad del suelo y del rango de frecuencias en el que se registra la señal.

El principio físico del método es el denominado efecto skin depth, por lo tanto, la profundidad de investigación es inversamente proporcional a la frecuencia de las señales y la conductividad eléctrica del terreno. Por lo que, a menor frecuencia hay mayor profundidad de investigación y a mayor frecuencia hay menor penetración de la onda electromagnética. Lo mismo sucede con la conductividad eléctrica: a mayor (menor) conductividad eléctrica hay menor (mayor) penetración de la onda electromagnética, reduciendo (aumentando) así, la profundidad de investigación. Al momento de planificar la operación de campo se debe tener una estimación de las frecuencias de operación, por lo tanto, a partir de un corte

geológico conceptual del terreno se obtienen valores de conductividad eléctrica esperadas que, tras los cálculos, permiten saber cuánto tiempo y a que frecuencias habrá que medir para lograr los objetivos del relevamiento. Nuestro equipamiento mide todas las frecuencias útiles por eso lo importante es determinar la cantidad de tiempo a medir.

En este trabajo el set de datos utilizados es la medición de 4 componentes de campos (2 campos eléctricos E_x , E_y ; y 2 campos magnéticos H_x , H_y). Los mismos son guardados en una tarjeta de memoria y transferidos a una computadora. Se analizan las series temporales correspondientes a las distintas componentes de los campos eléctricos y magnéticos de forma visual para detectar zonas de ruido o ausencia de correlación. Se aplican diferentes métodos de procesamiento de las series para calcular la transformada de Fourier, crosspower, estimación de coherencia y técnicas robustas que permitan obtener, por un lado, el tensor de impedancia de 4 elementos complejos, a partir del dato de E_x , E_y , H_x , H_y , dichos elementos caracterizan los parámetros eléctricos del medio, la dimensionalidad y la presencia de posibles distorsiones producidas por cargas eléctricas en cuerpos superficiales.

A partir del tensor de impedancia se calculan la resistividad aparente y la fase para cada frecuencia, y dependiendo del diseño de adquisición, el modelo de resistividades del subsuelo podrá ser 1D, 2D o 3D.

Nótese que un modelo 1D representa un corte geoelectrico de capas horizontales o sea la variación de la resistividad eléctrica es con la profundidad o con la coordenada z ; un modelo 2D es un modelo donde la variación de la resistividad eléctrica es con la profundidad (coordenada z) y una coordenada horizontal o coordenada x ; mientras que, un modelo 3D es un modelo donde la variación de la resistividad eléctrica es con la profundidad z y las dos coordenadas horizontales, x e y .

4.2. Trabajo de campo

El equipo de trabajo estuvo a cargo de la Dra. Ing. Ana Curcio e Ing. José Curcio que fueron los responsables de la planificación de los trabajos y controles de calidad diarios. La operación de los equipos y control de calidad de los procedimientos de campo estuvieron a cargo de los operadores geofísicos Sr. Jesús Ángel Díaz y Pablo Flores, con experiencia en Proingeo.S.A. También se contó con la participación de colaboradores de campo locales pertenecientes a nuestra empresa.

Luego de hacer pruebas de dipolos, se confirmó que la longitud de los dipolos eléctricos de 50 m se adecuaba mejor a los fines de la prospección. La metodología general del trabajo de campo se puede resumir de la siguiente manera:



- Al llegar a los lugares se instalaban las estaciones de AMT, midiéndose la misma mediante los sensores magnéticos constituidos por las bobinas Lemi 118 para el rango de frecuencias de 1 a 70.000 hertz y los campos eléctricos mediante los electrodos impolarizables Lemi 701.
- Luego se medía la estación de MT para lo cual solo se cambiaban las bobinas Lemi 118 por las Lemi 120 para el rango de frecuencias de 0,0001 a 1.000 hertz.
- La instalación de la estación se realiza según el esquema mostrado en el siguiente croquis, Figura 13, donde H_x , H_y son los sensores magnéticos, E_x y E_y los dipolos para medir el campo eléctrico, estos últimos se mantenían para las mediciones AMT como para las MT.

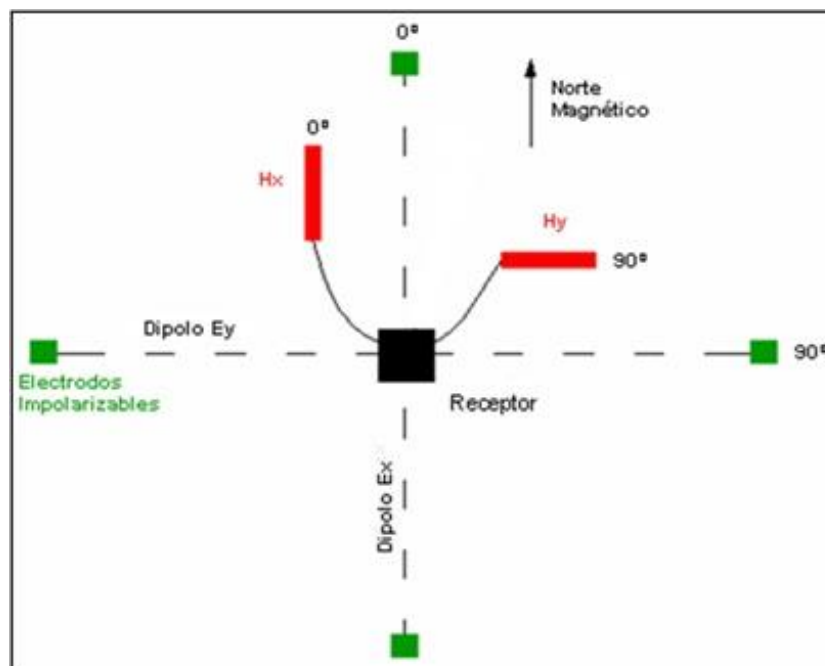


Figura 13. Esquema de la adquisición MT

- La longitud de los dipolos entre electrodos impolarizables fue de 50 m. El norte magnético fue determinado mediante una brújula Wild, centrada en el origen del sistema donde se ubica el Receptor marca KMS modelo 820, se emplearon 3 receptores con número de serie 11-0009, 20-0181 y 22-0184.
- Una vez replanteado el norte magnético se replanteaban las posiciones de los 4 electrodos impolarizables marca Lemi, modelo 701, Figura 14, pudiendo ser algunos de estos con números de serie 743-745-757-768-1010-1028-1035-1089-1048-1055-1066-1067-1068-1100-1070-1072-3009-3010-3014-3015-3018-3020-3023-3026-3029-3040-3042-3045-3048-3049-3091-3098-3102-3105-3110-3111-3112-3122-3130-3135.



Figura 14. Electrodo impolarizable marca Lemi modelo 701



Figura 15. Bobina del magnetómetro de inducción marca Lemi modelos 118 o 120

- Se utilizaron las bobinas del magnetómetro de inducción marca Lemi, Figura 15, modelo 118 para AMT, con números de serie 0019 y 0020 para la medición de los campos magnéticos horizontales (x,y), que registran entre 1 hz a 70 khz, lo que permite realizar una exploración completa a partir de proximidades de la superficie. Para MT se instalaban las bobinas del magnetómetro de inducción marca Lemi modelo 120 con números de serie N476, N477, N478, N405, N457, N459, N739, N740 y N741 para la medición de los campos magnéticos horizontales (x,y), que registran entre 0,0001 hz a 1 khz.
- En general se registró con la frecuencia de muestreo de 1 khz en un lapso de tiempo suficiente para obtener una buena estadística de los datos.
- Se controlaron los datos a medida que se adquirían in-situ mediante el sistema Wi-Fi que posee el equipo (Figuras 16 a 19).



Figura 16. Estación MT



Figura 17. Receptor KMS-820



Figura 18. Conexión de sensores, sensor magnético LEMI-120.



Figura 19. Conexión de sensores, sensor electrodo impolarizable LEMI-701



4.3. Procesamiento de los datos

4.3.1. Programa KMS-820

Este programa es para la adquisición de datos y descarga de los mismos a una computadora para su posterior procesamiento.

4.3.2. Programa KMS-200 MT

4.3.2.1. Procesamiento con KMS-200

El software de procesamiento está basado en el código robusto desarrollado por Gary Egbert para una estación MT. Estas rutinas han sido usadas por varios grupos de trabajo tanto en la actividad académica como en la actividad privada, y han demostrado ser un excelente software de procesamiento de datos MT.

En el procesamiento robusto, la estimación de la función de transferencia se realiza en tres etapas:

Etapas 1: Estimación de los coeficientes de Fourier para segmentos cortos de tiempo. Para esto se toma una ventana temporal de pequeña longitud, 128 datos, luego se aplican técnicas llamadas downsampling donde el usuario define los factores de decimación en el programa kms_dnff.exe

Etapas 2: Estimación robusta de las funciones de transferencia con el programa que calcula el Espectro de potencias (Cross spectra y Autospectra).

Etapas 3: Conversión a Formato EDI. Las funciones de transferencia y la estimación de los errores dados por el algoritmo de Egbert pueden ser convertidas al formato EDI por un tercer programa llamado zss2edi.exe. La conversión a este formato le permite la lectura a otros programas comerciales. También se obtiene un archivo ASCII con valores de resistividad aparente y fase pudiendo obtener así una salida gráfica.

4.3.2.2. Estructura

El software necesita una estructura en las carpetas donde se archivan los datos, archivos de configuración y parámetros del sistema como por ejemplo las calibraciones de las bobinas magnéticas y las salidas del procesamiento.

4.4. Calidad de los datos, contenido de frecuencias y profundidad de investigación.

La profundidad de penetración (skin depth, δ , en metros), depende de la resistividad eléctrica (ρ , ohm-m) en las diferentes capas del medio geológico y del período representativo en dicha profundidad (T , en segundos).

De la teoría se desprende que la profundidad de penetración es directamente proporcional a la resistividad eléctrica y al periodo (o su inversa, la frecuencia). Esto significa

que capas más conductoras tendrán menor penetración de la onda MT y periodos más bajos de dicha onda tendrán también menos penetración. Dado el contenido de frecuencias con que se opera, el presente proyecto supera cómodamente los metros deseados de profundidad.

4.5. Post - Procesamiento con KMS-Pro

En la etapa de post procesamiento se utiliza el método de Smirnov (2001) que es muy útil en el proceso de toma de decisiones cuando el dato es muy rico, como sucede en el caso de Cerro Blanco.

Además del procesamiento de la información, con el método robusto mencionado, también permite realizar de manera interactiva edición y empalme entre bandas AMT y MT; en zonas con líneas eléctricas de 50 hertz permite remover sus armónicos; contiene una misma interfaz para el análisis de funciones de transferencia: impedancias, resistividad aparente, fases, strike, skew y skew de Bahr, vectores de Wise en modulo y fase, entre otros; fusión robusta de múltiples bandas de frecuencia en una salida; procesamiento de varios archivos en simultáneo; estudio de funciones de referencia remota y transferencia entre estaciones (tensor de perturbación); Intercambio de campos horizontales desde la estación de referencia. Con las mediciones de AMT, el dato colectado tiene un rango de frecuencias de 1 hertz a 70.000 hertz, mientras que, en la banda de MT, medida en todos los sitios, el rango de frecuencias esta entre 0,0001 hertz a 1000 hertz. El dato interpretado, en el rango de profundidades de interés, se selecciona desde las más altas frecuencias hasta 0,01 hertz.

4.6. Test de Consistencia

Cuando se detecta que la resistividad aparente esta sesgada hacia valores menores debido al efecto denominado "bias", se utiliza el algoritmo D+ para corregir este efecto. Este algoritmo puede mejorar las curvas de resistividad aparente y fase obteniéndose curvas suavizadas donde la resistividad aparente es consistente con la fase medida. Sin embargo, en algunos casos donde la complejidad del problema lo requiere, se han suavizado las curvas de resistividad aparente y fase con funciones polinómicas de grado 5 o mayor.

La Figura 20 presenta dos ejemplos en las estaciones MT102 y MT16 resultantes de los procesos aplicados.

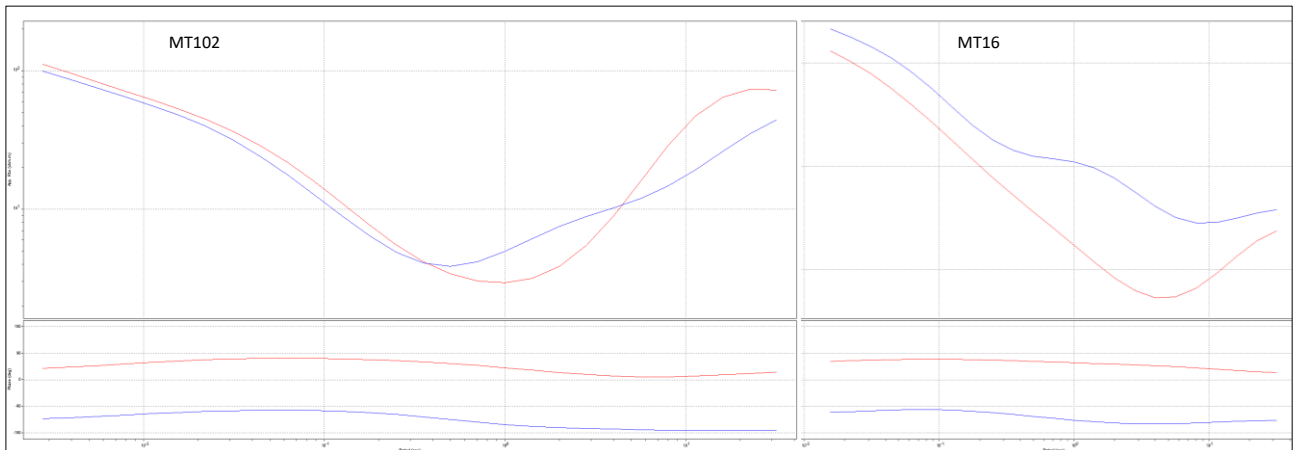


Figura 20. Ejemplo de curva de resistividad aparente y fase del tensor de impedancia para ambos modos, TE (rojo) y TM (azul) luego de realizar el test de consistencia en las estaciones MT102 y MT16.

4.7. Corrección de static shift o distorsión galvánica

En esta etapa se corrige la distorsión generada por el efecto llamado static shift, es decir corrimientos de las curvas de resistividad aparente debido a estructuras conductoras más superficiales que acumulan cargas eléctricas y resultan en un salto estático de las curvas de resistividad aparente. Este efecto es mucho más fuerte en los campos eléctricos que en los campos magnéticos y debe ser corregido ya que introduce una distorsión en el dato. El caso del proyecto Cerro Blanco, presentaba muy leve a nula distorsión galvánica.

4.8. Determinación de dimensionalidad

Una vez calculadas las resistividades aparentes y fase del tensor de impedancia, es posible hacer simplificaciones basadas en la naturaleza del medio. Para tener una primera apreciación de la dimensionalidad, se analizan las curvas de resistividad aparente y fase, y luego, en una segunda etapa se estudian atributos como el skew y elipses de tensor de impedancia.

En el caso más genérico, 3D, el tensor de impedancia presenta sus cuatro elementos diferentes. En el caso bidimensional, donde el tensor tiene dos elementos, si la medición se llevó a cabo en los ejes principales, es decir a lo largo y en forma perpendicular a una estructura regional, entonces la resistividad aparente y la fase se desacoplan en dos modos de polarización de los campos, modo Transverso Eléctrico (TE) y modo Transverso Magnético (TM).

El modo Transverso Eléctrico implica que el campo eléctrico es perpendicular a la dirección geológica de simetría, que en el caso 2D coincide con la dirección que se está

estudiando y por lo tanto la corriente eléctrica es perpendicular al perfil por lo cual se estudia la influencia de cuerpos fuera del mismo y en general es más sensible a cuerpos profundos.

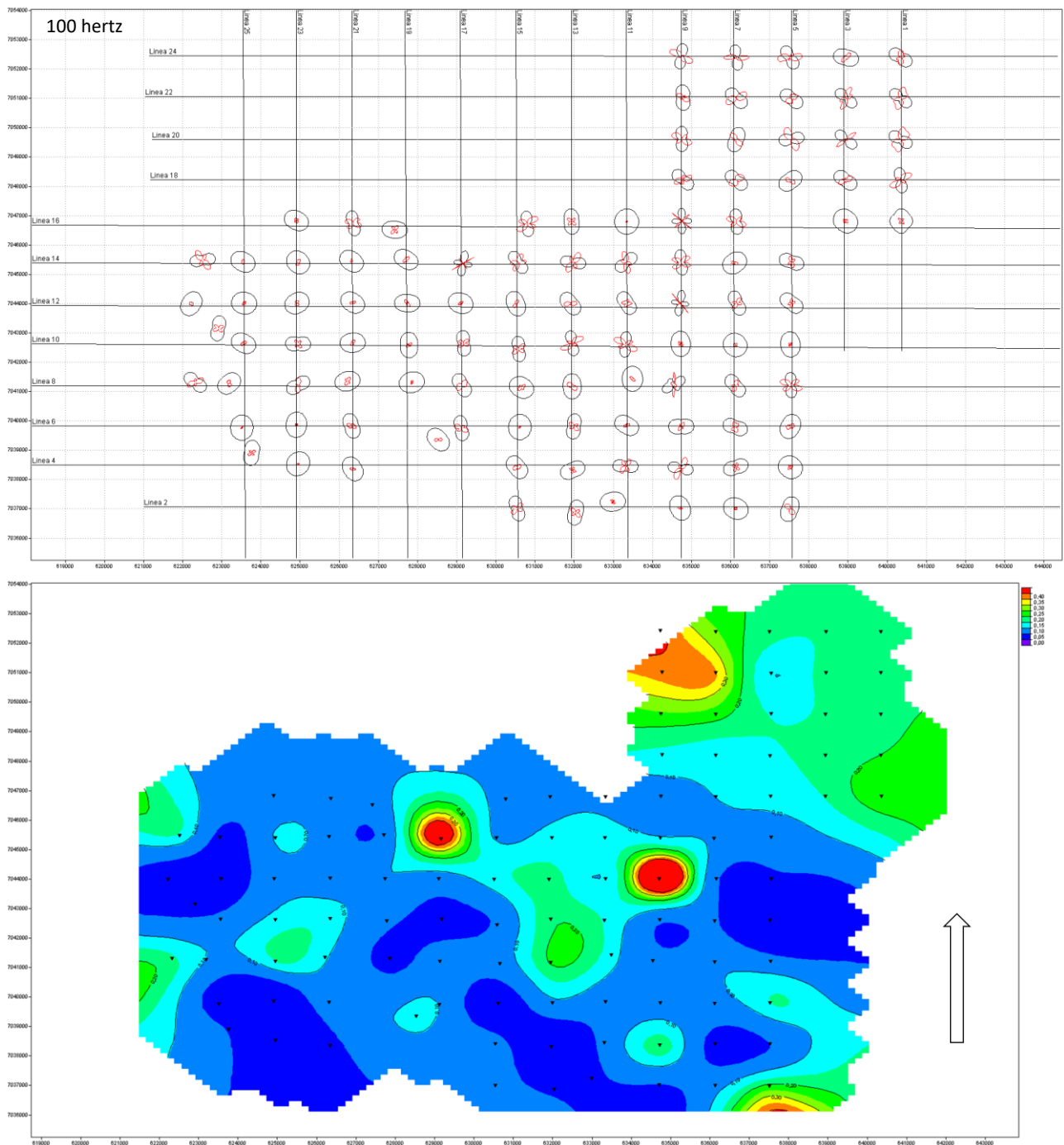
El modo Transverso Magnético, como su nombre lo indica implica que el campo magnético es perpendicular a la dirección de simetría coincidente con el perfil 2D, siendo el eléctrico paralelo al perfil 2D, por lo tanto, la corriente eléctrica es paralela a la dirección de simetría y el modo TM provee información de cuerpos conductores en dirección del perfil que se está estudiando.

En el caso 1D, los dos elementos tienen el mismo valor absoluto y el terreno se comporta como un medio unidimensional y homogéneo, las curvas de resistividad aparente en modo TE y TM son coincidentes y las fases están a 45°. Por lo tanto, aquellos sitios donde se diferencian ambos modos y/o las fases difieren de 45° dan la pauta que se sufre distorsión por dimensionalidad y 1D es una hipótesis débil.

Para definir la dimensionalidad y la variación de la dimensionalidad en función de la frecuencia se estudia el atributo skew, que es un invariante rotacional del tensor de impedancia. Si el skew es mayor a 0,3 la dimensionalidad de la zona es 3D; si es menor a este valor se puede considerar a la zona como 1D (con skew 0,1) ó 2D con skew (0,2 a 0,3) sin embargo en este último caso no es una condición suficiente. Por lo tanto, se estudian además otros atributos como los diagramas polares para diferentes frecuencias, donde la forma de las 'circunferencias' indican dimensionalidad: si son circulares indican que la estructura es 1D, diagramas elipsoidales indican que la estructura es 2D y diagramas con forma de 'maní' indican que la estructura es 3D. La Figura 21 presenta la distribución de los diagramas polares y skew en frecuencias 100 y 0,05 hertz es decir en la zona somera y profunda respectivamente evidenciando que la zona profunda es más bien 2D - 3D, lo cual estaría asociado a una mayor complejidad estructural o grado de fracturamiento entre otras posibles causas.



(a)





(b)

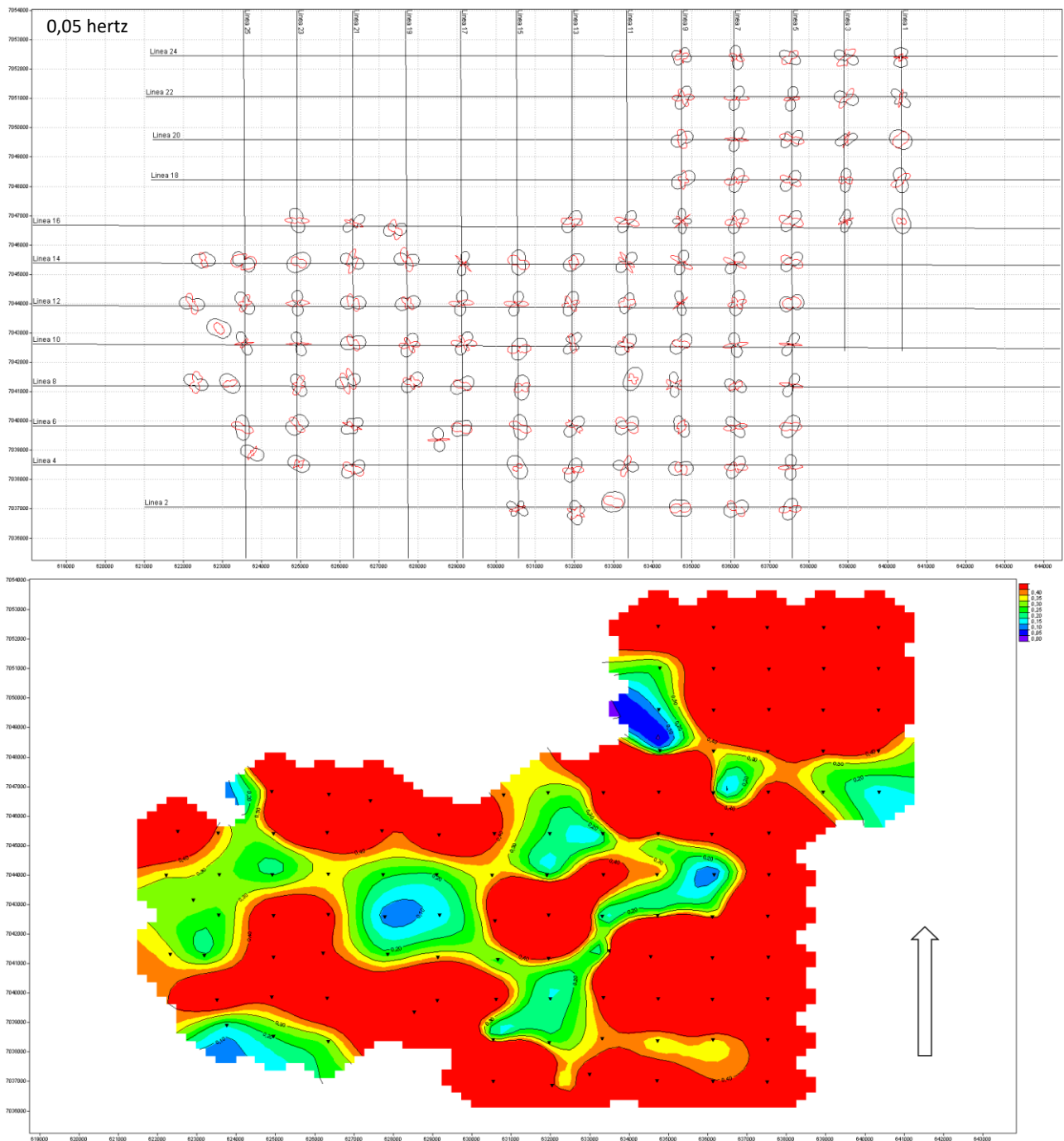


Figura 21. Diagramas polares que evidencian la dimensionalidad 2D/3D de la zona explorada (a) zona somera, mapa en frecuencia 100 hertz (b) zona profunda, mapa en frecuencia 0,05 hertz.



4.9. Interpretación y Resultados

Una vez analizada la dimensionalidad, se decide la estrategia de interpretación que se define de la siguiente manera:

Primero, se construyen pseudosecciones a modo TE y modo TM a fin de control de calidad (ver Anexo III).

Segundo, se construyen modelos 1D en sitios seleccionados (ver Anexo IV). La inversión 1D se realiza también con el fin de control de calidad porque detecta y correlaciona los espesores y profundidades de las principales capas; también es muy útil en la interpretación porque se establece un corte conceptual en zonas estratégicas como ser la zona de la fumarola y la zona de la propuesta de pozo (Anexo IV). Para construir dichos modelos 1D, se ha utilizado el código de OCCAM (Constable, 1987), el cual a través de aproximaciones infinitesimales de capas modeladas permite delinear las principales capas resistivas (conductivas) reales 1D, es decir, en función de la profundidad.

Tercero, se realizan inversiones numéricas 2D sobre cada línea que serán la base de la interpretación 3D. Es importante notar que la bondad de integrar las estaciones en modelos 2D, cuando no se cuenta con datos duros, es que se tiene un control geofísico de la interpretación; por un lado, se produce dicho control en los cruces de las Líneas N-S y E-O, y, por otro lado, el análisis permite detectar, definir y seguir visualizar las principales anomalías, cuerpos y discontinuidades tanto en sentido E-O como N-S en todo el relevamiento, entre otros aspectos estructurales.

En este caso se ha utilizado el código desarrollado por Randall Mackie, el cual resuelve el problema inverso 2D a través del método de gradientes no lineales conjugados (NLCG), utilizando la regularización de Tikhonov. Es importante notar que la grilla de inversión debe ser adecuada para poder ajustar la información de Topografía, sin generar artefactos numéricos al momento de hacer el modelado. Este proyecto incluye topografía, tomando una grilla con una densidad de celdas acorde a la longitud de las líneas y profundidad de investigación, regularizadas a través del criterio de Tikhonov. Como parte del proceso de inversión numérica se deben elegir los parámetros de regularización, en este caso se realizaron las siguientes pruebas de parámetros:

- Prueba de parámetro alfa, que controla el peso de gradientes horizontales.
- Prueba de parámetro beta, que controla el peso de los gradientes verticales
- Prueba de parámetro tau, que introduce mayor suavidad al modelo inverso, pero a costas de introducir mayor error RMS (Root Mean Square).
- Sensibilidad de los modelos al cambiar el modelo inicial que, junto con el análisis de variación de parámetros constituye un análisis global de sensibilidad, siendo en definitiva

un indicador de cuanto varia un modelo al variar un parámetro, observándose que la inversión numérica prácticamente siempre converge a la misma solución.

Otras pruebas que se han tenido en cuenta para estudiar la respuesta magnetotelúrica:

- Inversión a modo Transverso Eléctrico TE
- Inversión a modo Transverso Magnético TM
- Inversión simultánea con modos TE y TM que considera ambos modos.

Se reconstruye la imagen del subsuelo a partir de analizar las anomalías de resistividad eléctrica que estarían asociadas a los distintos elementos del sistema geotermal en estudio. Por lo tanto, desde el punto de vista geofísico se definen los siguientes elementos

- Sello o clay cap: es la zona de alteración hidrotermal de la roca de caja, en general corresponden a emectitas o illinitas; independientemente de la litología, las características petrofísicas pobres son las que logran su funcionamiento como sello que suele 'blindar' el reservorio geotérmico. Su resistividad eléctrica asociada es menor o igual a 10 ohm-m.

- Reservorio: como su nombre lo sugiere, es la zona de depósito de fluido de origen geotermal y a gradientes de temperatura anómalos en roca de características petrofísicas buenas. A altas temperaturas se define la resistividad eléctrica del reservorio entre 20 y 100 ohm-m.

- Fuente: es el cuerpo que actúa como sumidero de calor, que podría asociarse a la parte más caliente del sistema geotérmico. Su conductividad es dependiente de su grado de salinidad, asignándose en Cerro Blanco hasta 40 ohm-m para identificar a la fuente como una anomalía de resistividad eléctrica respecto del entorno. En términos generales, se observa baja resistividad a los fluidos salinos calientes del sistema geotérmico o bien, las bajas resistividades pueden correlacionarse con la alteración hidrotermal de la arcilla que se produce en ese régimen de temperatura (Piña-Varas, 2014).

- Zona de recarga: asociándose a resistividades medias en la zona superficial que ingresan al sistema geotermal por debajo del sello aumentando su temperatura.

- Vías de migración: Son las vías o caminos de circulación del fluido hidrotermal, interpretadas geofísicamente como zonas de discontinuidad de resistividad eléctrica que, a su vez, se asocian a zonas de debilidad mecánica (fallas, fracturas, anisotropías mecánicas) en el relevamiento.

Luego de aplicar rotaciones de manera tal que el tensor de Impedancia quede aproximadamente orientado en la dirección geológica preferencial y se pueda realizar una aproximación 2D, los resultados se obtienen realizando las inversiones conjuntas con ambos modos de polarización, es decir TE y TM, es decir que se incluyen las componentes de campos (E_x , E_y , H_x , H_y). Los parámetros de la inversión se indican en la Tabla 5.



Líneas N-S	filas	columnas	alfa	beta	tau	RMS
Línea 1	123	76	1,7	2,1	5	1,84
Línea 3	121	64	2,1	1,7	3	4,49
Línea 5	122	97	1,7	2,1	3	3,80
Línea 7	157	105	2,1	1,7	3	3,67
Línea 9	136	80	1,7	2,2	3	5,26
Línea 11	142	72	1,7	2,1	10	2,47
Línea 13	138	71	2	2	5	4,87
Línea 15	137	78	2	2	5	1,56
Línea 17	105	76	2,2	1,7	3	8,30
Línea 19	114	73	2	1,5	5	2,95
Línea 21	90	79	1,7	2,1	5	1,88
Línea 23	96	89	1,7	2,2	5	5,36
Línea 25	116	74	1,7	2,1	5	2,6
Líneas E-O	filas	columnas	alfa	beta	tau	RMS
Línea 2 (aux)	113	82	1,7	2,1	5	6,3
Línea 4	128	96	1,7	2,1	5	3,90
Línea 6	100	102	1,7	2	5	2,54
Línea 8	102	88	1,7	2	5	6,34
Línea 10	111	95	1,7	2,1	5	2,40
Línea 12	115	117	1,7	2	5	2,60
Línea 14	103	81	2,1	1,7	3	2,63
Línea 16	92	101	2,2	1,5	5	3,86
Línea 18	120	69	1,5	2,1	5	1,6
Línea 20	101	74	1,7	2,1	5	5,86
Línea 22	102	79	1,7	2,1	5	3,13
Línea 24	105	77	1,7	2,3	3	3,76

Tabla 5: Parámetros de inversión de las líneas interpretadas.

A continuación, se presentaran las Líneas Este - Oeste, las Líneas Norte - Sur y los mapas en planta entre -2000 y 4100 metros de altura. Se realizara un análisis por sectores de la respuesta geofísica.

Se presenta cada línea con dos paletas diferentes: la primera, es una paleta standard que resalta la zona profunda y la zona de discontinuidades, indicándose las más importantes con una línea. La segunda, es una paleta adaptada para diferenciar las posibles vías de migración en la zona media a somera. Se usan las mismas paletas en los mapas en planta, usando la paleta standard por debajo de 2000 metros de elevación y la paleta adaptada a resaltar vías de migración por encima de dicha altura.

Se aclara que la longitud de los modelos geofísicos tiene un objetivo matemático, es decir, para realizar las inversiones numéricas (líneas verdes en las Figuras 1, 2 y 3); sin

embargo, los modelos de resistividad real presentados quedan limitados a la zona de las estaciones medidas (Figuras 22 a 45).

Como último comentario, notar que decrece el grado de precisión en los siguientes casos: estaciones que están 'proyectadas' sobre perfiles, es decir que no están sobre la traza de las líneas construidas; estaciones que están en los bordes de los modelos; y, zonas donde las estaciones están separadas a gran distancia.

Se evidencia una importante discontinuidad NE – SO que se detecta entre las Líneas 1 a 15 en la cercanía a las estaciones (en la zona más superficial) MT20, MT33, MT46, MT58, MT69, MT86, MT91, MT95 de Oeste (Línea 1) a Este (Línea 15) respectivamente. El sector ubicado al Norte de dicha discontinuidad tiene una impronta completamente diferente del sector ubicado al Sur de dicha discontinuidad es decir que el modelo cambia completamente el carácter. Dentro de este sistema de Fallas NE – SO se encuentra otra discontinuidad importante, aunque más superficial entre las Líneas 17 (Este) y 25 (Oeste) en la cercanía a las estaciones MT25, MT38, MT50 y MT61; y entre las Líneas 17 (Este) y 21 (Oeste) en la cercanía a las estaciones MT76, MT107, MT108, MT106 de Este a Oeste respectivamente. Por último se puede denotar una falla menor NE-SO aún más superficial en la Línea 25 a la altura de la estación MT36. Se encuentran otras discontinuidades menores y superficiales de rumbo NO-SE resaltando las que se siguen en las Líneas 11 a 15 (cercano a MT43, MT42, MT27 de Este a Oeste); Líneas 5 a 9 (cercanas a MT18, MT12 y MT6 de Este a Oeste); Líneas 1 y 3 (cercanas a MT15 y MT9).

Considerando la importancia de la discontinuidad entre las Líneas 1 a 15 mencionada, se tomarán los sectores llamados Sur y Centro considerando su ubicación respecto de dicha discontinuidad, sector Oeste al ubicado entre las líneas 17 a 25 y sector Norte al bloque NE del relevamiento.

El sector Sur, es decir ubicado al Sur de la discontinuidad, es el que, en términos de resistividad eléctrica presenta mayor variabilidad. Por empezar, en la zona más profunda, por debajo de 0 metros de elevación aproximadamente, este sector encuentra una clara anomalía de resistividad eléctrica que, por su bajo valor respecto del entorno, se correlaciona con una zona de alta temperatura que posiblemente contenga fluido con contenido salobre que se podría correlacionar con una posible fuente de calor. Suprayacente a esta anomalía se encuentra una unidad de alta resistividad eléctrica posiblemente por su bajo contenido salobre y características litológicas y petrofísicas, la misma se encuentra por debajo de 500 metros de elevación y 700 metros de espesor en promedio, esta zona podría ser roca volcánica a temperaturas anómalas. Finalmente, la unidad interpretada como sello sufre un adelgazamiento en este sector y es discontinuo,

pudiendo en alguna zona tener 200 metros de espesor, sin embargo en otras zonas no se encuentra sello.

El sector Centro del relevamiento se define al Norte de la discontinuidad, comprende la zona entre las Líneas E-O 4 a 16 y parte de las Líneas N-S 15, 13, 11, 9, 7 y 5. La zona somera tiene resistividades medias a altas, propias de ignimbritas y capa meteorizada con posible saturación de agua con bajo contenido salobre. El sector, en términos generales presenta un carácter menos variable que el descrito anteriormente. En esta zona se encuentran todos los elementos del sistema Geotermal. La zona interpretada como posible fuente de calor en el Sur extiende su influencia a este sector, siendo sumidero de temperatura hacia la zona de reservorio, de resistividad eléctrica media (20 a 100 ohm-m) donde los fluidos a temperatura migrarían a través de las zonas de resistividad eléctrica discontinua que se asocia a zonas de debilidad mecánica como ser fracturas o fallas. Finalmente, se encuentra el sello de espesor y profundidad variable de 500 m y 3400 m respectivamente prácticamente todo el sector Centro. En la zona profunda de la Línea 15 ya no se observan evidencias de la anomalía asociada a la posible fuente.

El sector Norte está comprendido por las líneas N-S 1, 3 y sector Norte de las 5, 7 y 9; y las líneas E-O 24, 22, 20, 18 y sector Este de la línea 16. Este bloque es más bajo en altura que el resto del relevamiento por lo que su influencia en el modelo se observa a partir de 3600 metros de altura. La zona somera presenta zonas de resistividad alta a media, asociadas respectivamente a ignimbritas y a una posible capa meteorizada saturada con agua de bajo contenido salobre. Subyacente a esta zona, en todo el sector NE se encuentra una unidad de baja resistividad eléctrica igual o menor a 10 ohm-m, interpretada como sello que va adelgazando de Oeste a Este con espesores desde 1000 metros a 500 metros aproximadamente, siendo un buen sello. Entre el sello y la roca resistiva hay una zona de resistividad media que se analiza en la sección de reservorio. Finalmente, en nivel -1000 metros se encuentra una roca resistiva que puede asociarse a basamento de características petrofísicas pobres y/o probablemente con cierta saturación de fluido de bajo contenido salobre.

Por último, el sector Oeste está comprendido por las líneas N-S 17, 19, 21, 23 y 25 y líneas E-O 4 a 16. Respecto de la zona profunda, se observa que la Línea 4 (E-O) claramente contiene a la anomalía interpretada como fuente en el sector Sur, sin embargo, al Oeste de la discontinuidad entre 400 m y -200 m de elevación se observa otra zona anómala de 15 a 30 ohm-metros teniendo baja resistividad eléctrica respecto del entorno, posiblemente con cierta conectividad con la anterior ya que están separadas por la importante discontinuidad. Para estudiar esta anomalía se deberá densificar el sur del relevamiento.

Respecto de la fumarola y las mediciones de CO₂ caracterizados en los antecedentes geológicos (Ver Anexo I), ambos en el sector Oeste, se provee una posible correlación con la información geofísica.

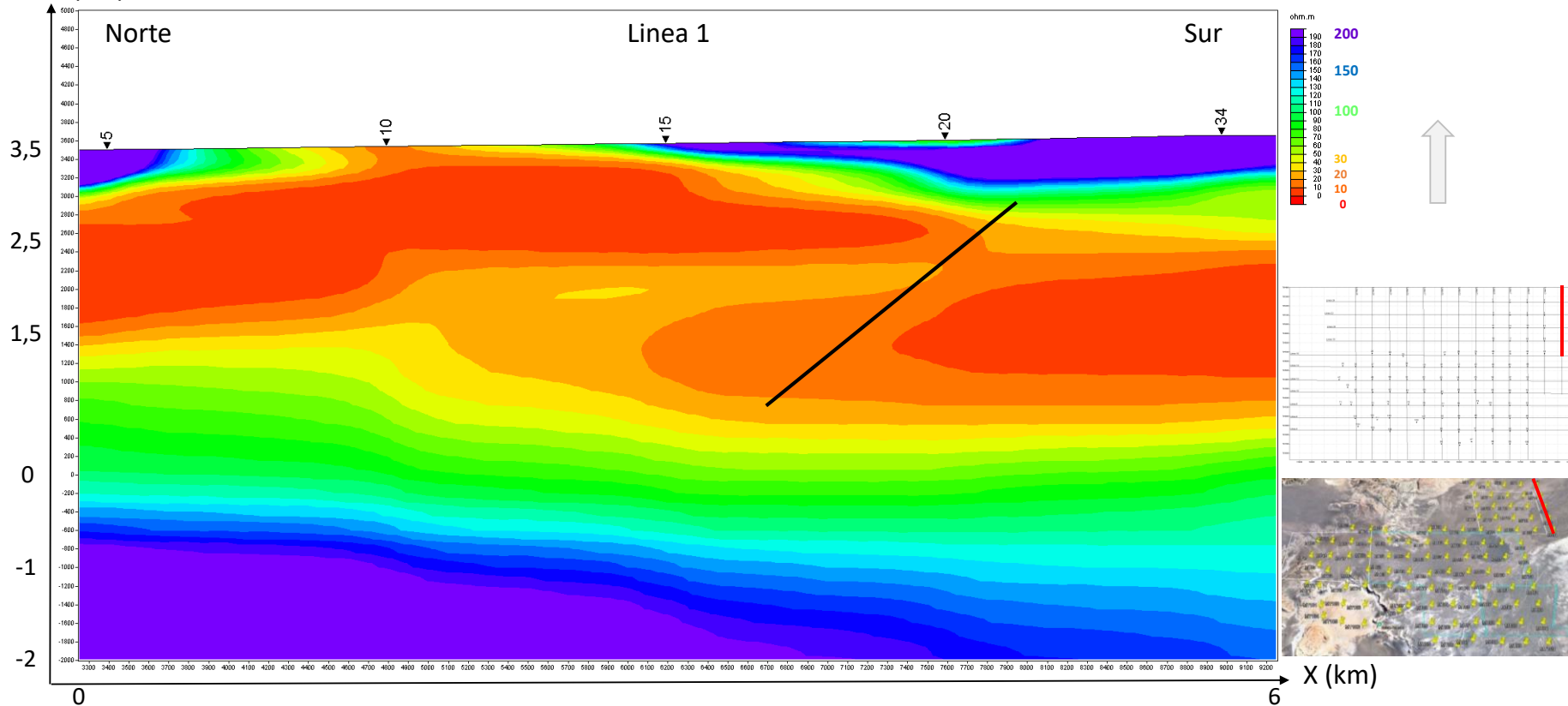
Primero, respecto de la fumarola, su temperatura sería de unos 54°C llegando a 88,6°C en la zona, quedando en el grupo de fumarolas relativamente frías respecto de otras encontradas en la bibliografía; además, las Líneas 4 (E-O) y 6 (E-O) contienen respectivamente a la estaciones MT106 y MT102 cercanas a la fumarola, es posible que el flujo de calor provenga desde la fuente al Este vía un proceso de migración lateral a través de las discontinuidades observadas en el modelo que serían zonas de fallas o con mayor grado de fracturamiento. La Línea 8 (E-O) que contiene a la estación MT76 en la intersección con la Línea 17, la Línea 17 (N-S) que además contiene a las estaciones MT107 y MT108 y la Línea 21 (N-S) que contiene a la estación MT106, también soportarían esta hipótesis. Nótese que las Líneas 4 (E-O) y 21 (N-S) son interesantes porque presentan una clara discontinuidad en la zona de la estación MT106, donde se intersectan, funcionando dicha discontinuidad como una posible vía de migración; por otro lado, las Líneas 6 (E-O) y 23 (N-S) presentan una discontinuidad en las cercanías de la estación MT102, donde se intersectan, que se extiende desde la zona profunda a superficie, sin embargo pareciera tener una resolución por debajo de las medidas geofísicas en la zona del sello y 'perderse', lo cual es de esperar ya que allí el sello presenta alrededor de 1 ohm-m por lo que MT tiende a acoplar todo en una única unidad. De cualquier manera, los mapas en planta evidencian la discontinuidad en las cercanías de la estación MT102.

Segundo, respecto de las manifestaciones de CO₂, continuando con la zona profunda en el extremo Oeste del modelo, se observa un bloque resistivo importante entre las Líneas N-S 19 a 23 (o lo que es lo mismo, Líneas E-O número 4 a 16) que alcanza 1500 m, 800 m, 200 m, 0 m de elevación; este tipo de bloques resistivos pueden estar presentes en algunos yacimientos dominados por vapor, pero con bajo contenido salobre o bien se correlacionaría con lavas volcánicas; posiblemente los rastros de CO₂ encontrados en superficie se correlacionen con una desgasificación del basamento pre-caldera como indican los antecedentes dando sentido a esta la estructura resistiva.

Por otro lado, en la literatura se encuentran evidencias (Piña-Vara, 2014; Usher, 2000) de fuentes magmáticas a altísimas temperaturas que causan la pérdida de sus propiedades conductivas, posiblemente porque en ese caso la saturación de agua es muy baja y/o es mínima la alteración hidrotermal (Usher, 2022) y/o es muy baja conductividad iónica. En el presente proyecto no hay elementos para afirmar o descartar lo antedicho.

Línea 1. Ubicada en el sector Norte, evidenciaría presencia de sello, posiblemente reservorio y rocas volcánicas en la zona somera y profunda.

Altura (km)



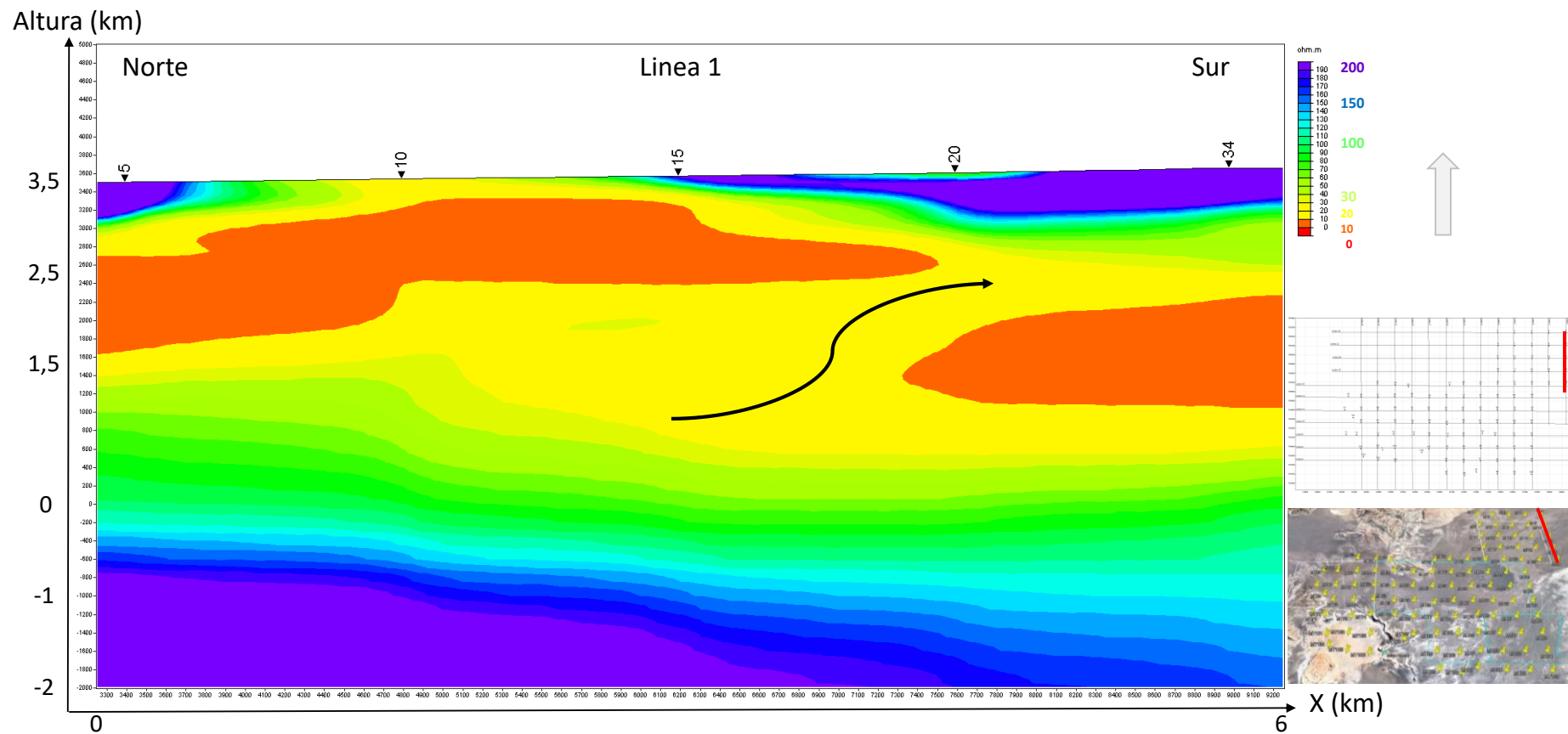
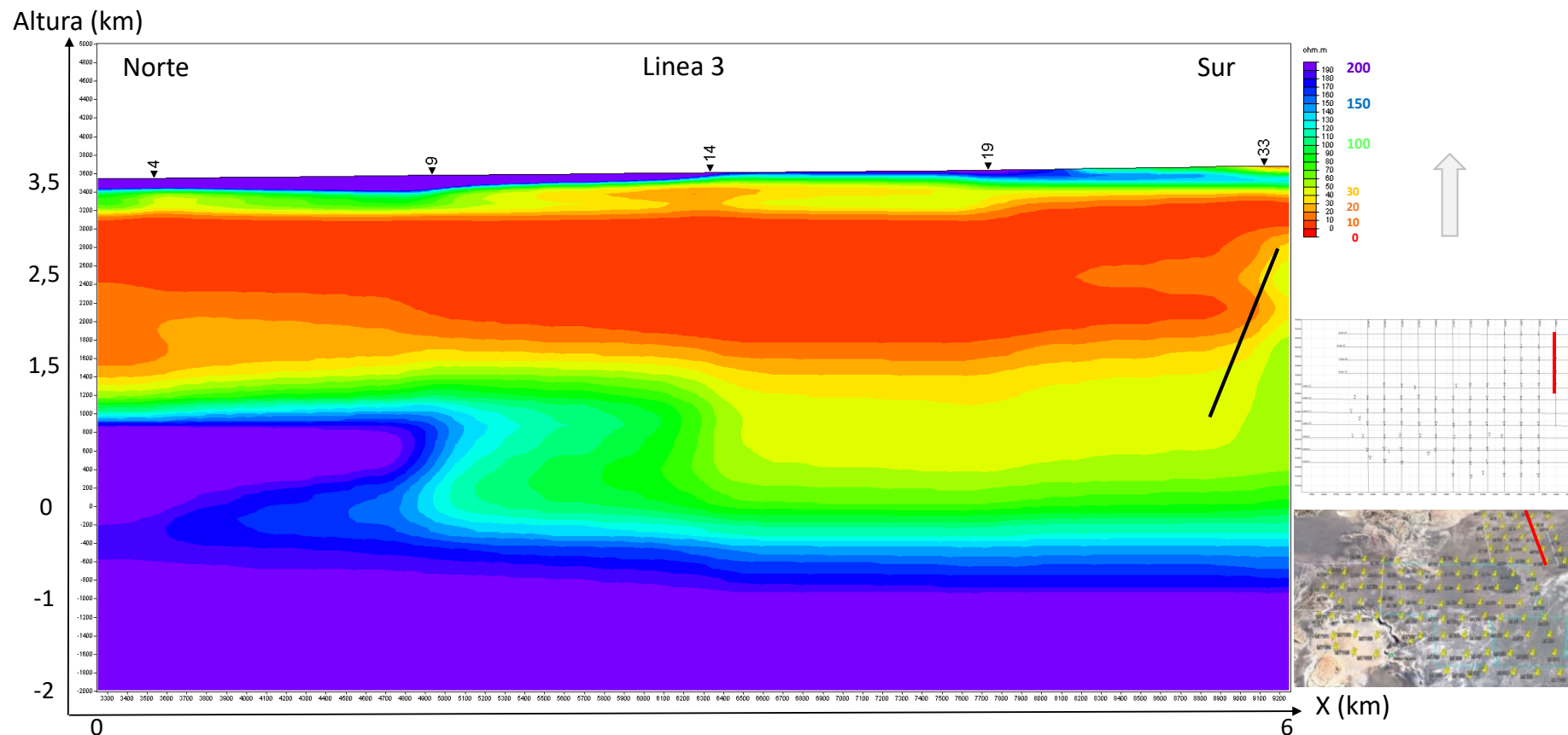


Figura 22. Modelo 2D de la Línea 1.

Línea 3. Ubicada en el sector Norte, evidenciaría presencia de sello, posiblemente reservorio y rocas volcánicas en la zona somera y profunda.



Agüero 1995 – Piso 6° A – CP 1425 – CABA - TEL.: 11-6021-6135
E-MAIL: proingeo@yahoo.com.ar; info@proingeo.com.ar
www.proingeo.com.ar

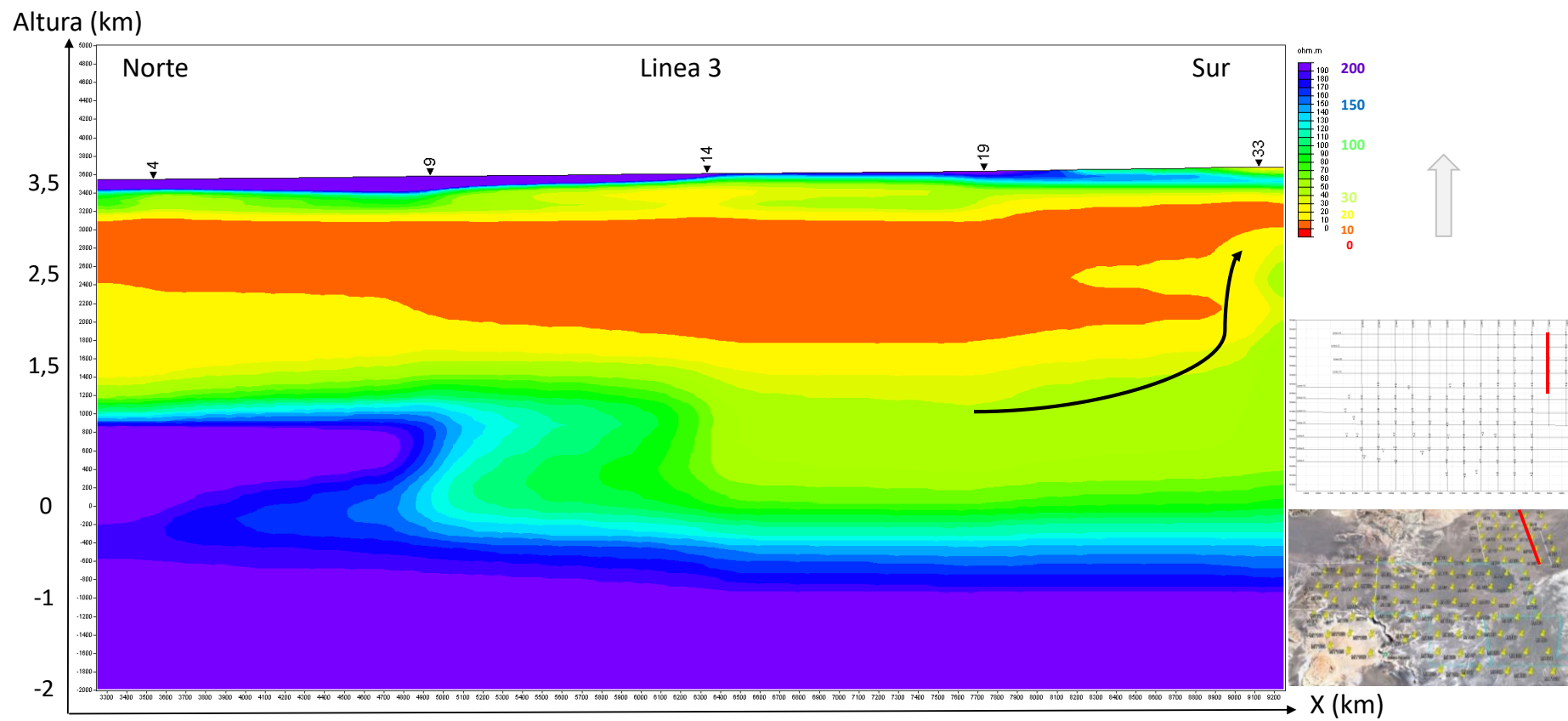
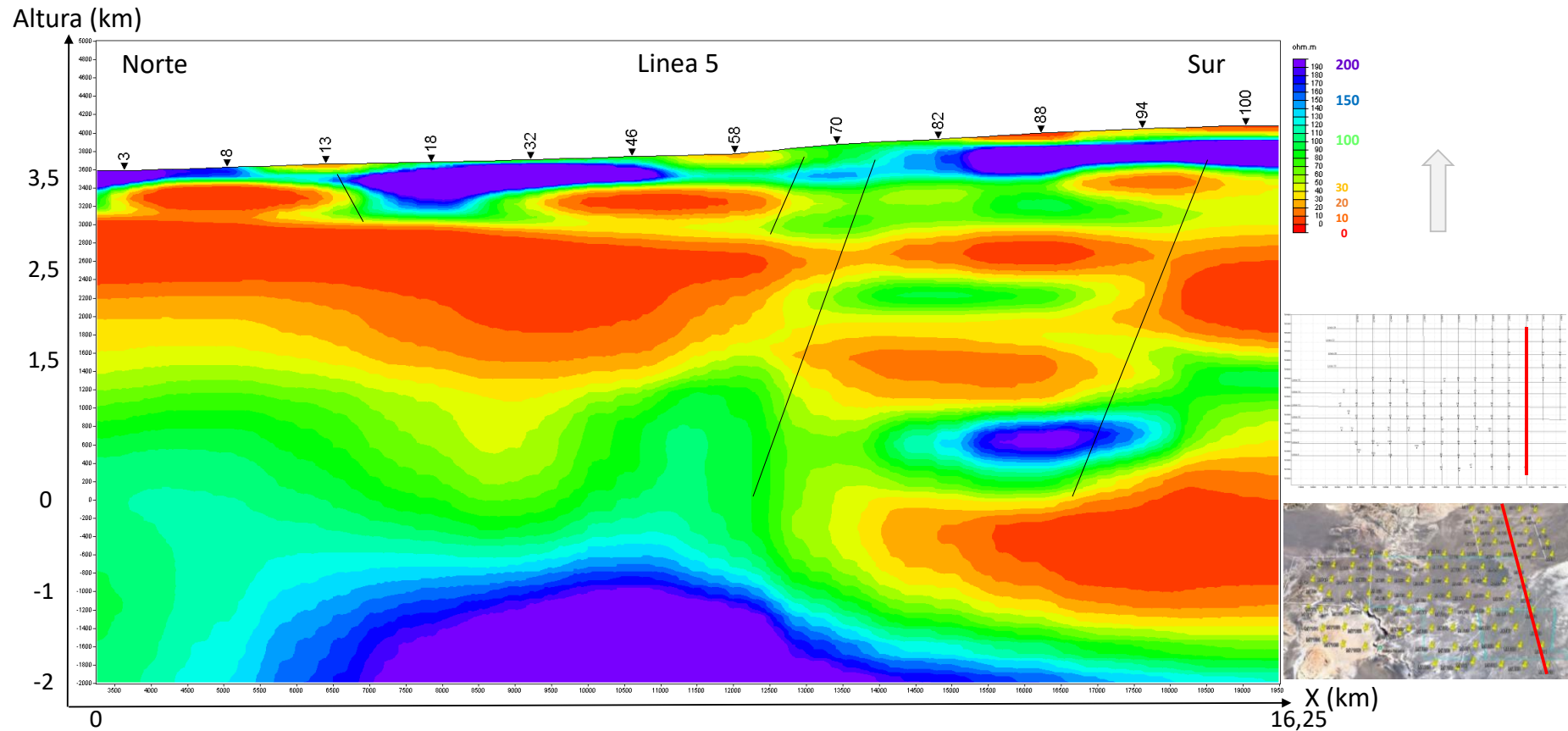


Figura 23. Modelo 2D de la Línea 3.

Línea 5. Presentando carácter distinto en los sectores Norte y Sur, evidenciaría presencia de sello, reservorio y fuente. Cubierta posiblemente por ignimbritas. La zona profunda posiblemente con presencia de rocas volcánicas.



Agüero 1995 – Piso 6° A – CP 1425 – CABA - TEL.: 11-6021-6135
E-MAIL: proingeo@yahoo.com.ar; info@proingeo.com.ar
www.proingeo.com.ar

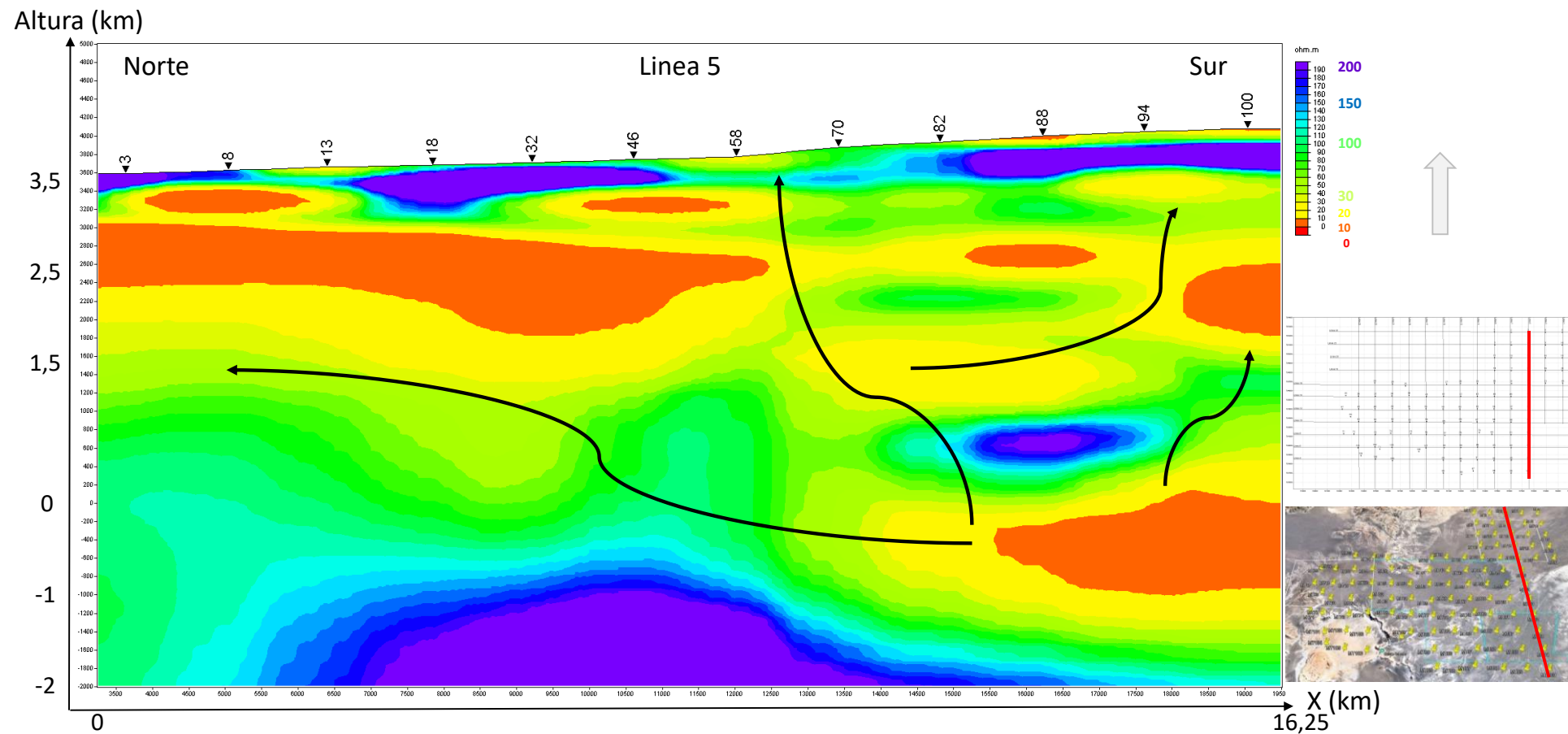
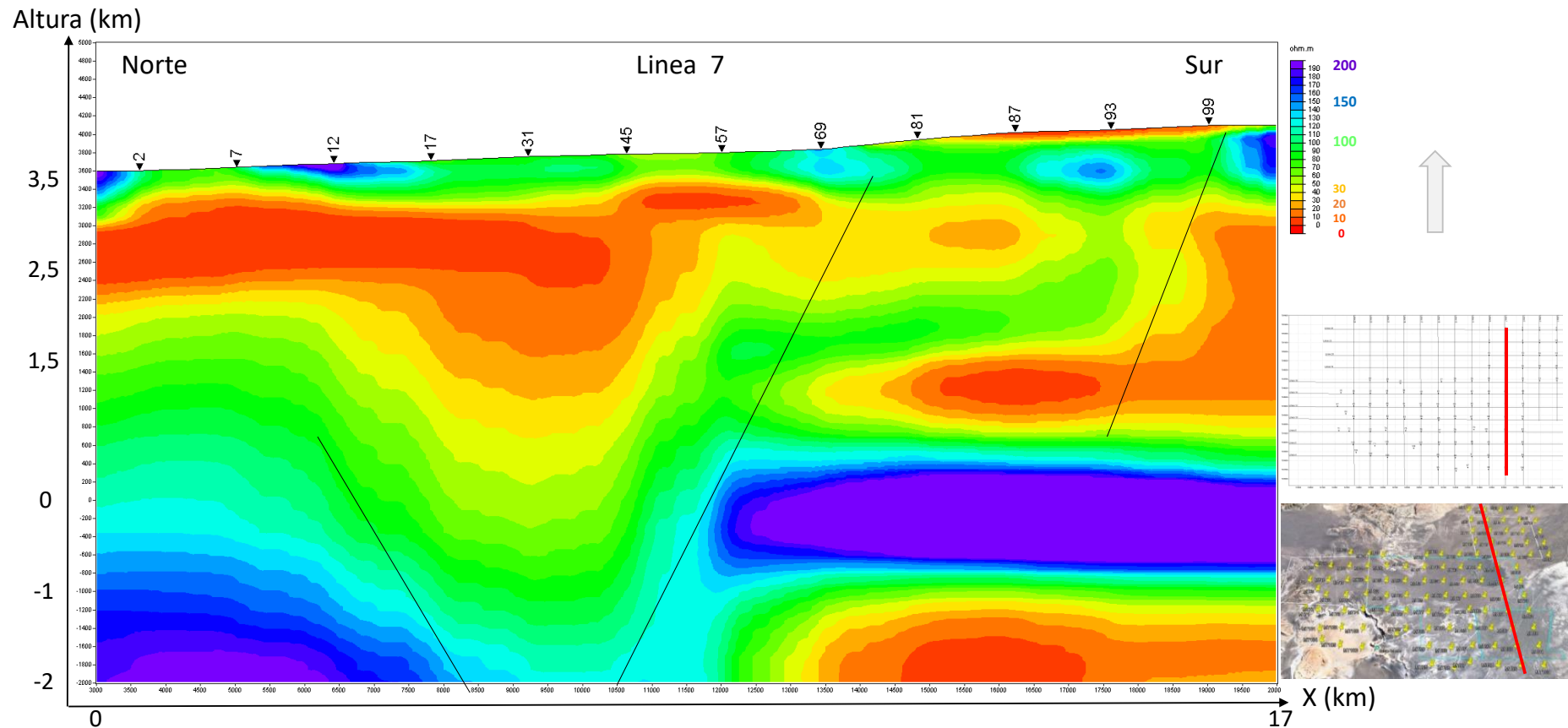


Figura 24. Modelo 2D de la Línea 5.

Agüero 1995 – Piso 6° A – CP 1425 – CABA - TEL.: 11-6021-6135
E-MAIL: proingeo@yahoo.com.ar; info@proingeo.com.ar
www.proingeo.com.ar

Línea 7. Presentando carácter distinto en los sectores Norte y Sur, evidenciaría presencia de sello (Norte-Centro), reservorio y fuente. Cubierta posiblemente por ignimbritas. La zona profunda posiblemente con presencia de rocas volcánicas.



Agüero 1995 – Piso 6° A – CP 1425 – CABA - TEL.: 11-6021-6135
E-MAIL: proingeo@yahoo.com.ar; info@proingeo.com.ar
www.proingeo.com.ar

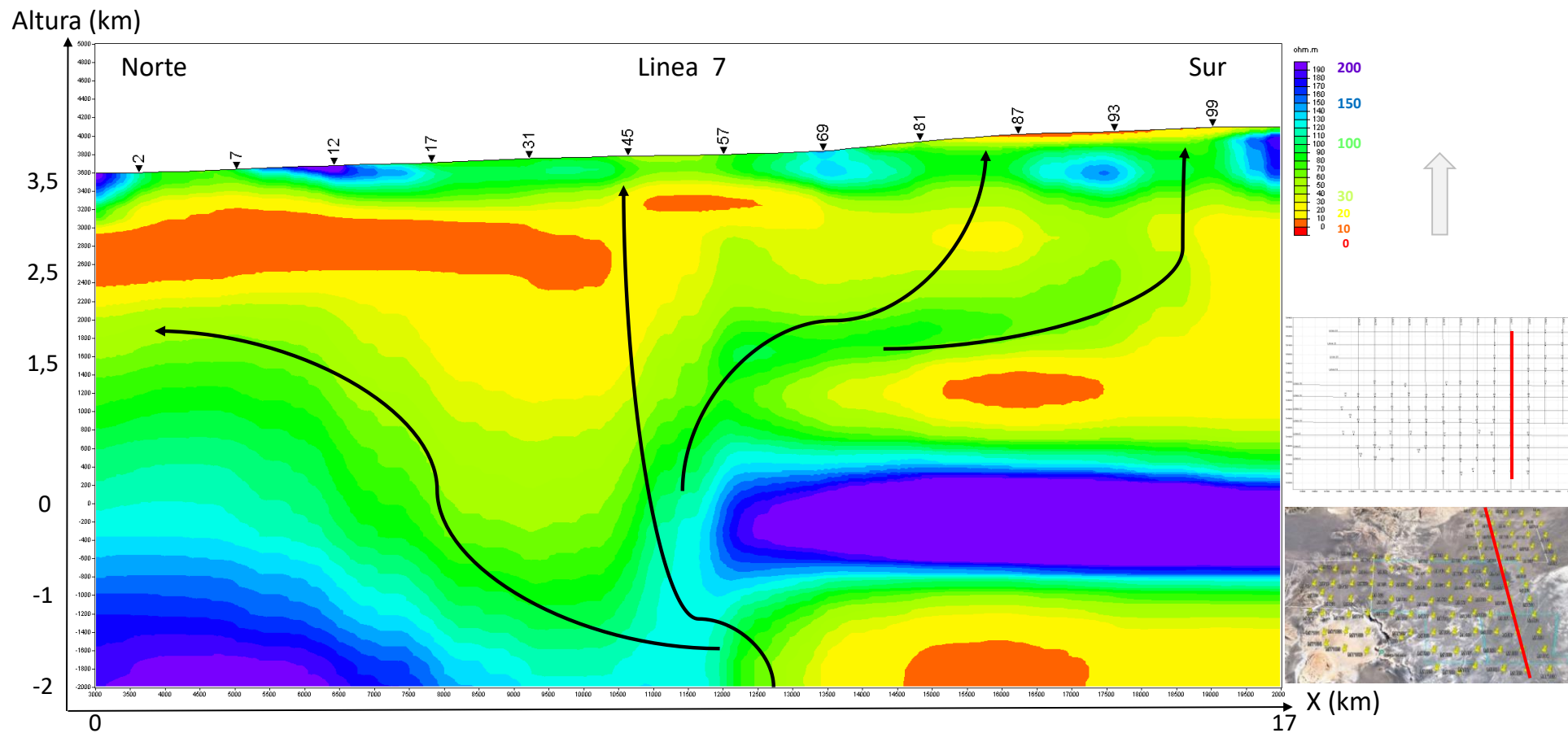
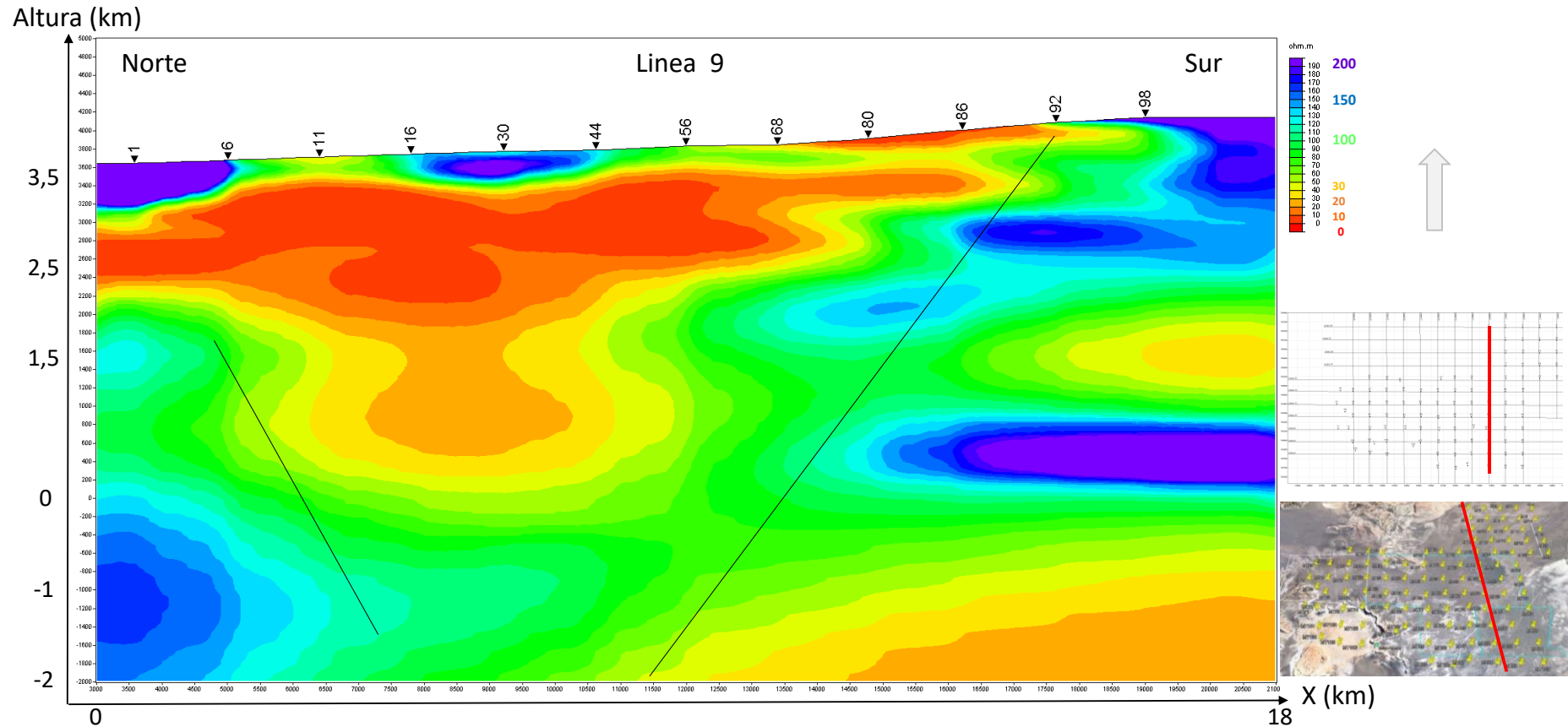


Figura 25. Modelo 2D de la Línea 7.

Agüero 1995 – Piso 6° A – CP 1425 – CABA - TEL.: 11-6021-6135
E-MAIL: proingeo@yahoo.com.ar; info@proingeo.com.ar
www.proingeo.com.ar

Línea 9. Presentando carácter distinto en los sectores Norte y Sur, evidenciaría presencia de sello (Norte-Centro), reservorio y fuente. Cubierta posiblemente por ignimbritas. La zona profunda posiblemente con presencia de rocas volcánicas.



Agüero 1995 – Piso 6° A – CP 1425 – CABA - TEL.: 11-6021-6135
E-MAIL: proingeo@yahoo.com.ar; info@proingeo.com.ar
www.proingeo.com.ar

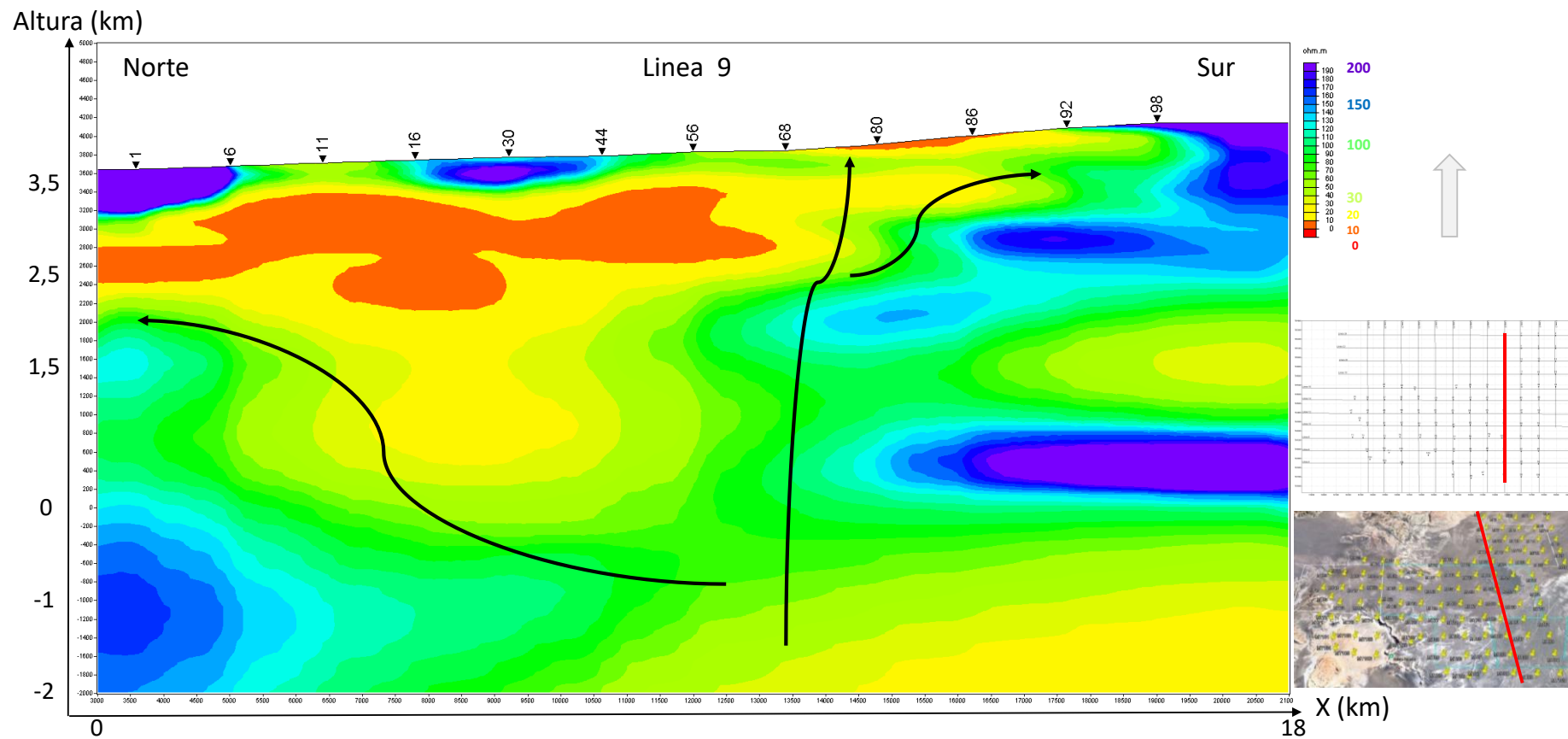
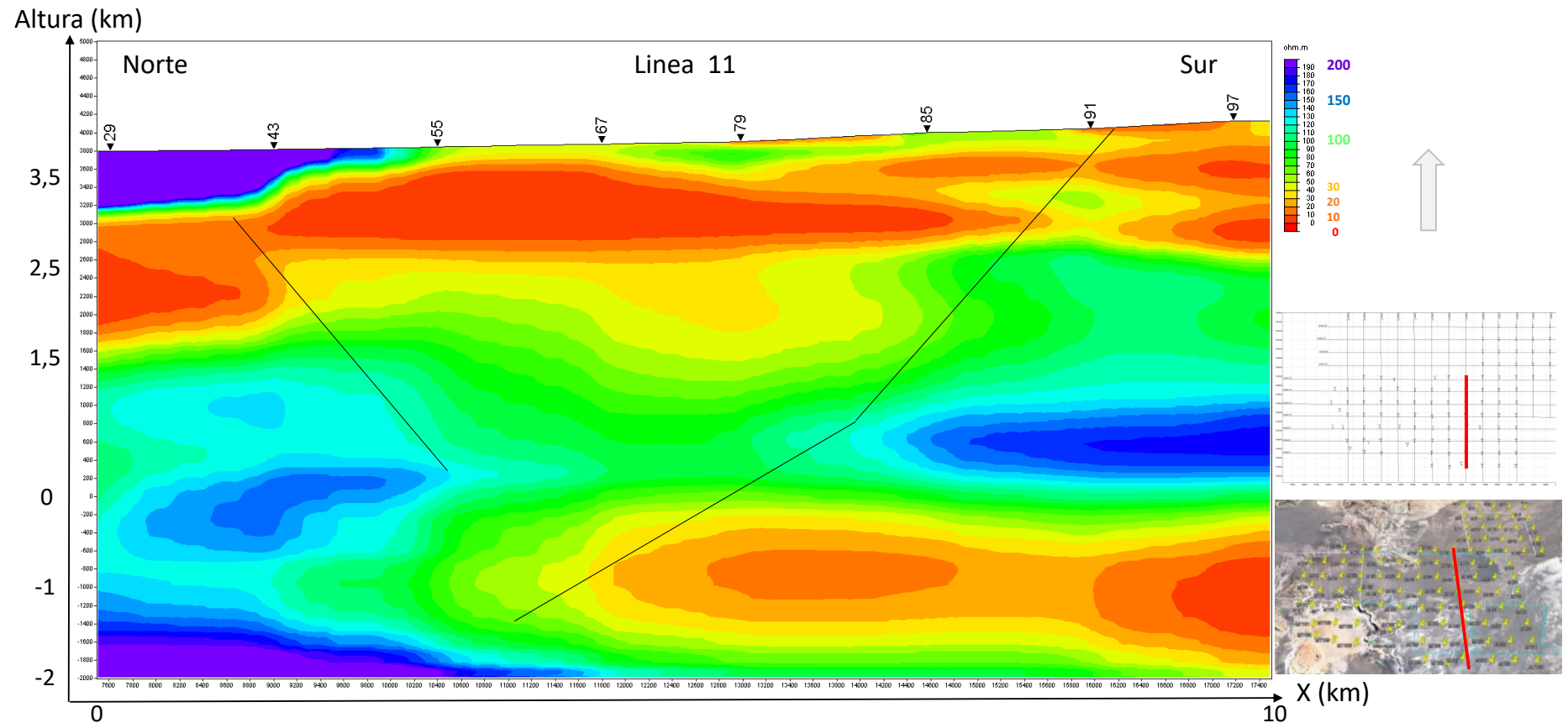


Figura 26. Modelo 2D de la Línea 9.

Línea 11. Presentando carácter distinto en los sectores Centro y Sur, evidenciaría presencia de sello, reservorio y fuente.
Cubierta posiblemente por ignimbritas (Centro). La zona profunda posiblemente con presencia de rocas volcánicas.



Agüero 1995 – Piso 6° A – CP 1425 – CABA - TEL.: 11-6021-6135
E-MAIL: proingeo@yahoo.com.ar; info@proingeo.com.ar
www.proingeo.com.ar

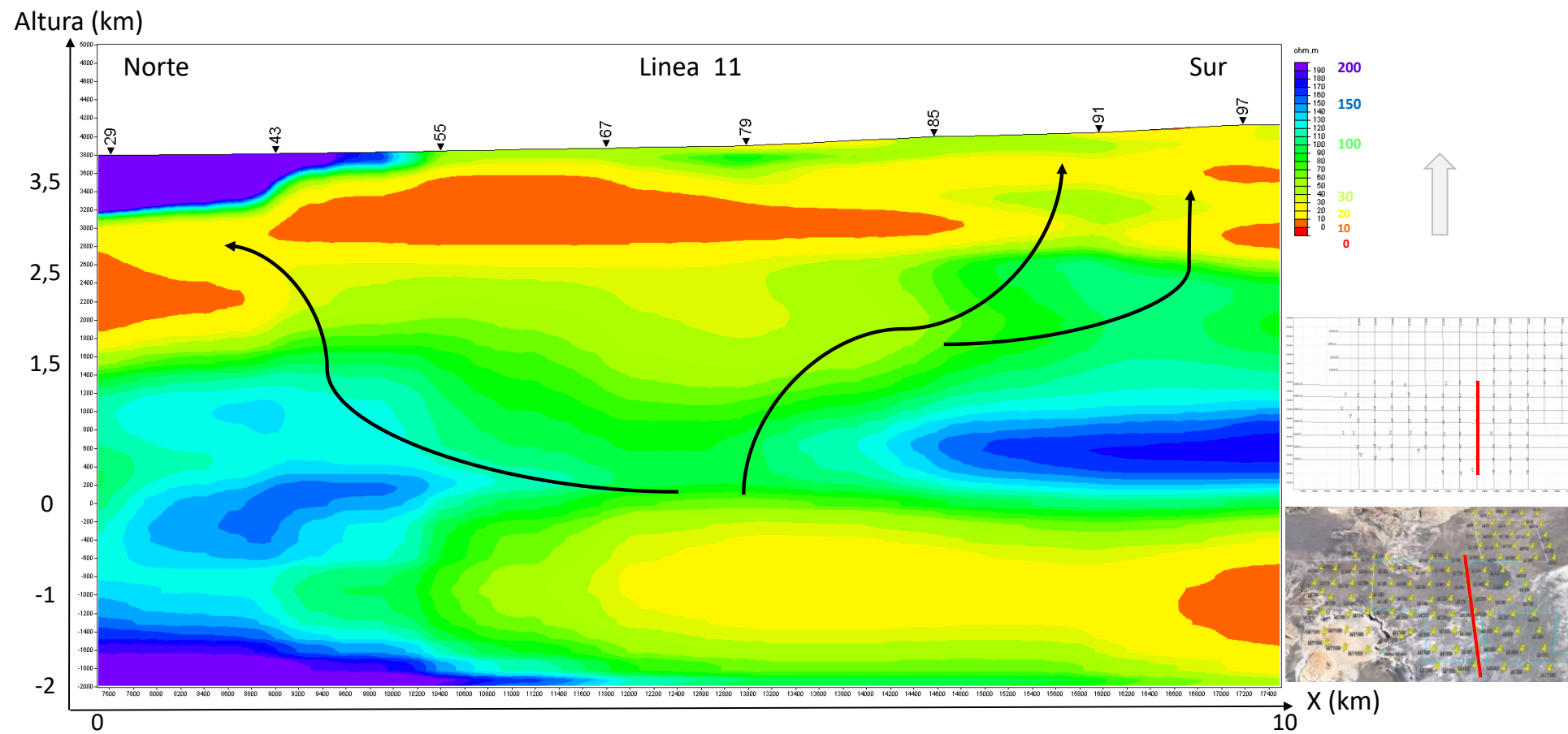
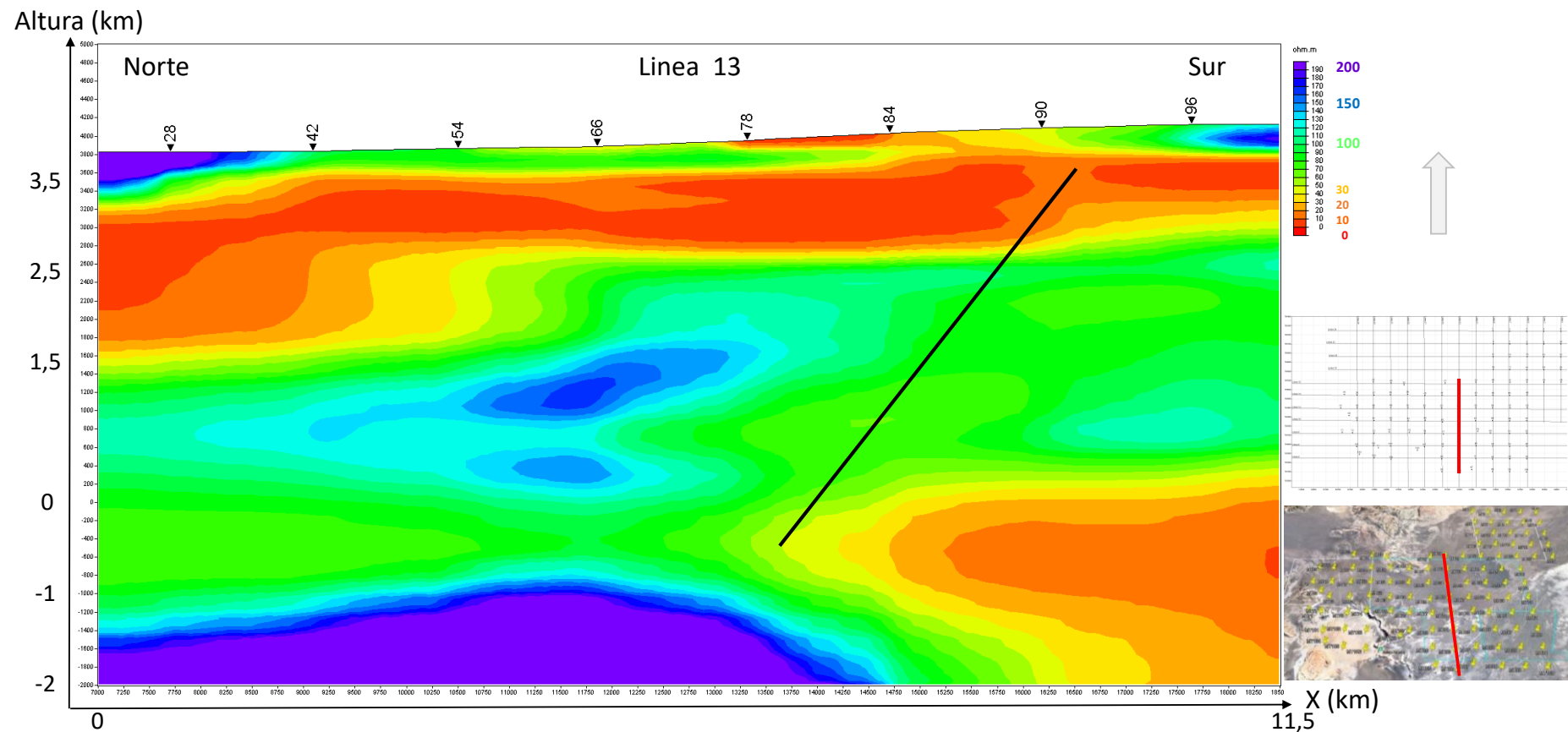


Figura 27. Modelo 2D de la Línea 11.

Agüero 1995 – Piso 6° A – CP 1425 – CABA - TEL.: 11-6021-6135
E-MAIL: proingeo@yahoo.com.ar; info@proingeo.com.ar
www.proingeo.com.ar

Línea 13. Presentando carácter distinto en los sectores Centro y Sur, evidenciaría presencia de sello, reservorio y fuente.
Cubierto posiblemente por ignimbritas (Centro). La zona profunda posiblemente con presencia de rocas volcánicas.



Agüero 1995 – Piso 6° A – CP 1425 – CABA - TEL.: 11-6021-6135
E-MAIL: proingeo@yahoo.com.ar; info@proingeo.com.ar
www.proingeo.com.ar

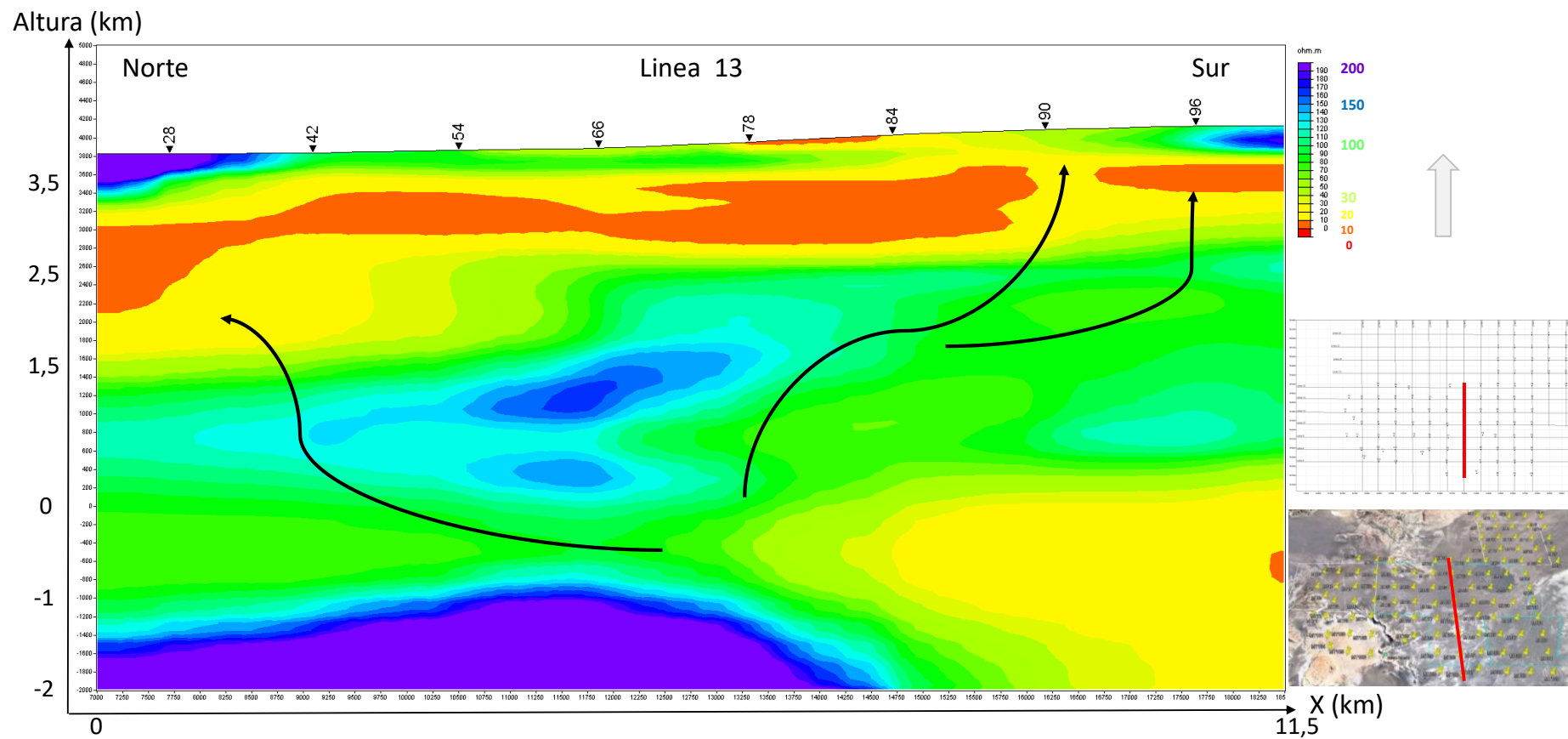
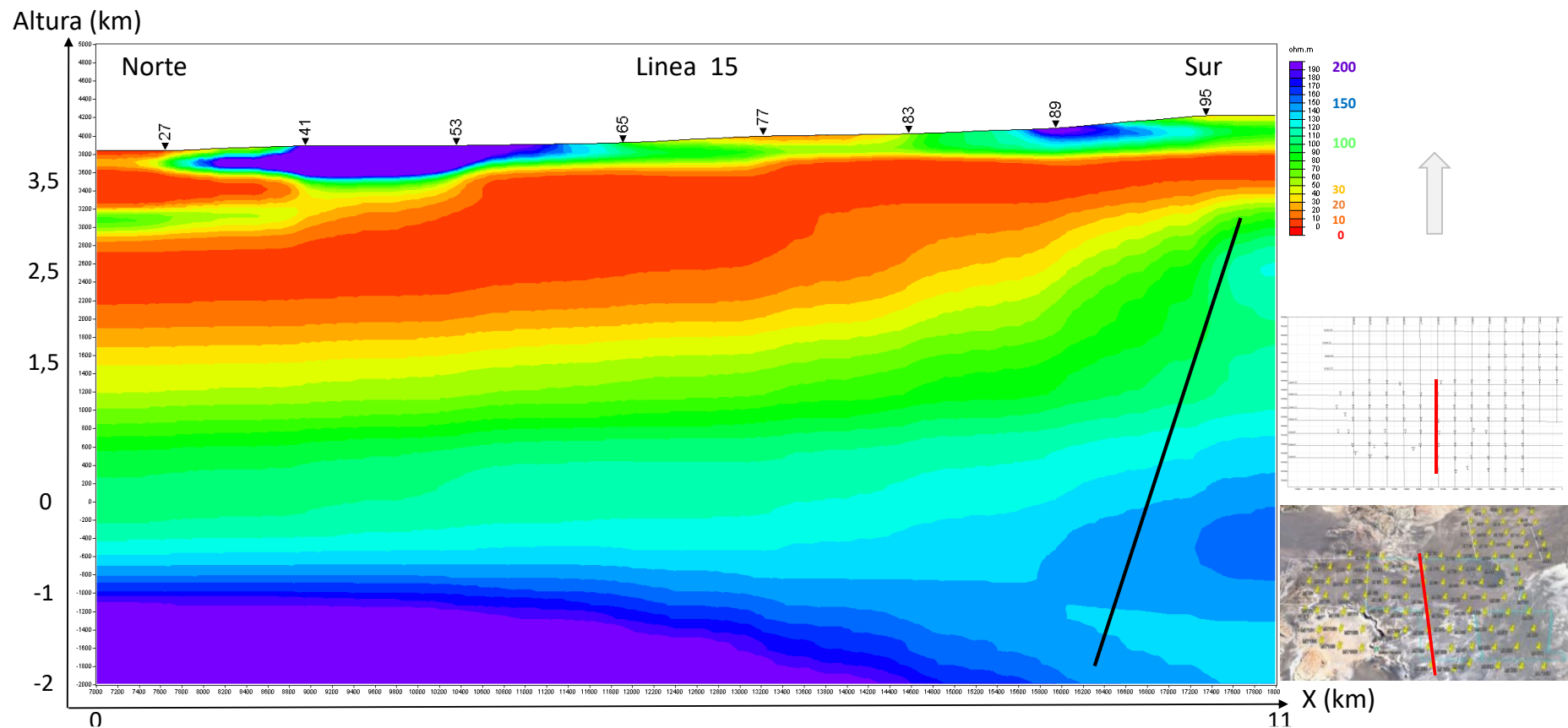


Figura 28. Modelo 2D de la Línea 13.

Línea 15. Representa a una zona de transición entre el área en el que se encuentra la potencial Fuente y el sector Oeste. Evidenciaría la presencia de sello, posible reservorio y estaría cubierta por ignimbritas. La zona profunda presentaría rocas volcánicas.



Agüero 1995 – Piso 6° A – CP 1425 – CABA - TEL.: 11-6021-6135
E-MAIL: proingeo@yahoo.com.ar; info@proingeo.com.ar
www.proingeo.com.ar

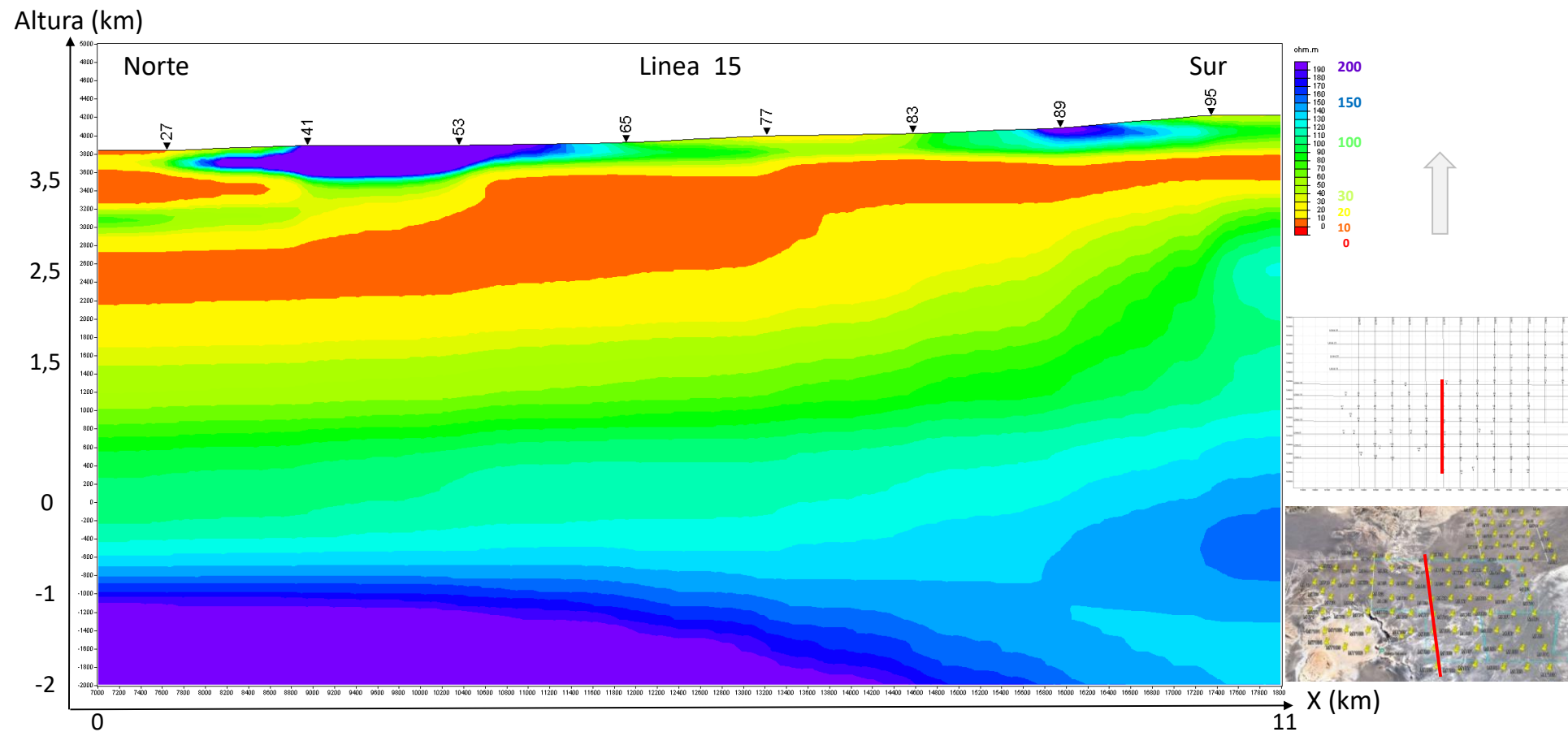
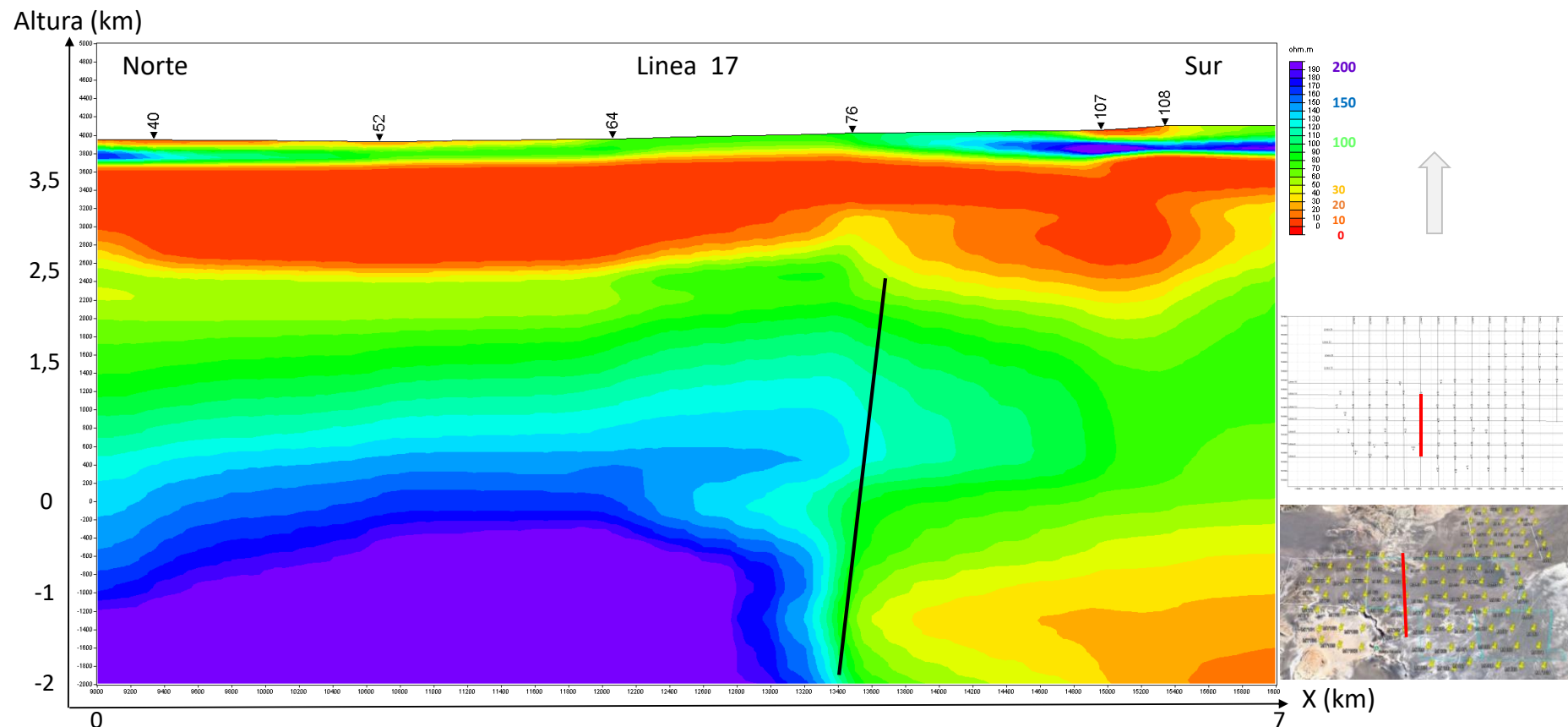


Figura 29. Modelo 2D de la Línea 15

Agüero 1995 – Piso 6° A – CP 1425 – CABA - TEL.: 11-6021-6135
E-MAIL: proingeo@yahoo.com.ar; info@proingeo.com.ar
www.proingeo.com.ar

Línea 17. Evidenciaría presencia de sello, reservorio y fuente, sin asegurar su conectividad con la fuente en el Sur. Cubierta principalmente por una capa meteorizada. La zona profunda presenta un alto resistivo que se correlacionaría con roca volcánica.



Agüero 1995 – Piso 6° A – CP 1425 – CABA - TEL.: 11-6021-6135
E-MAIL: proingeo@yahoo.com.ar; info@proingeo.com.ar
www.proingeo.com.ar

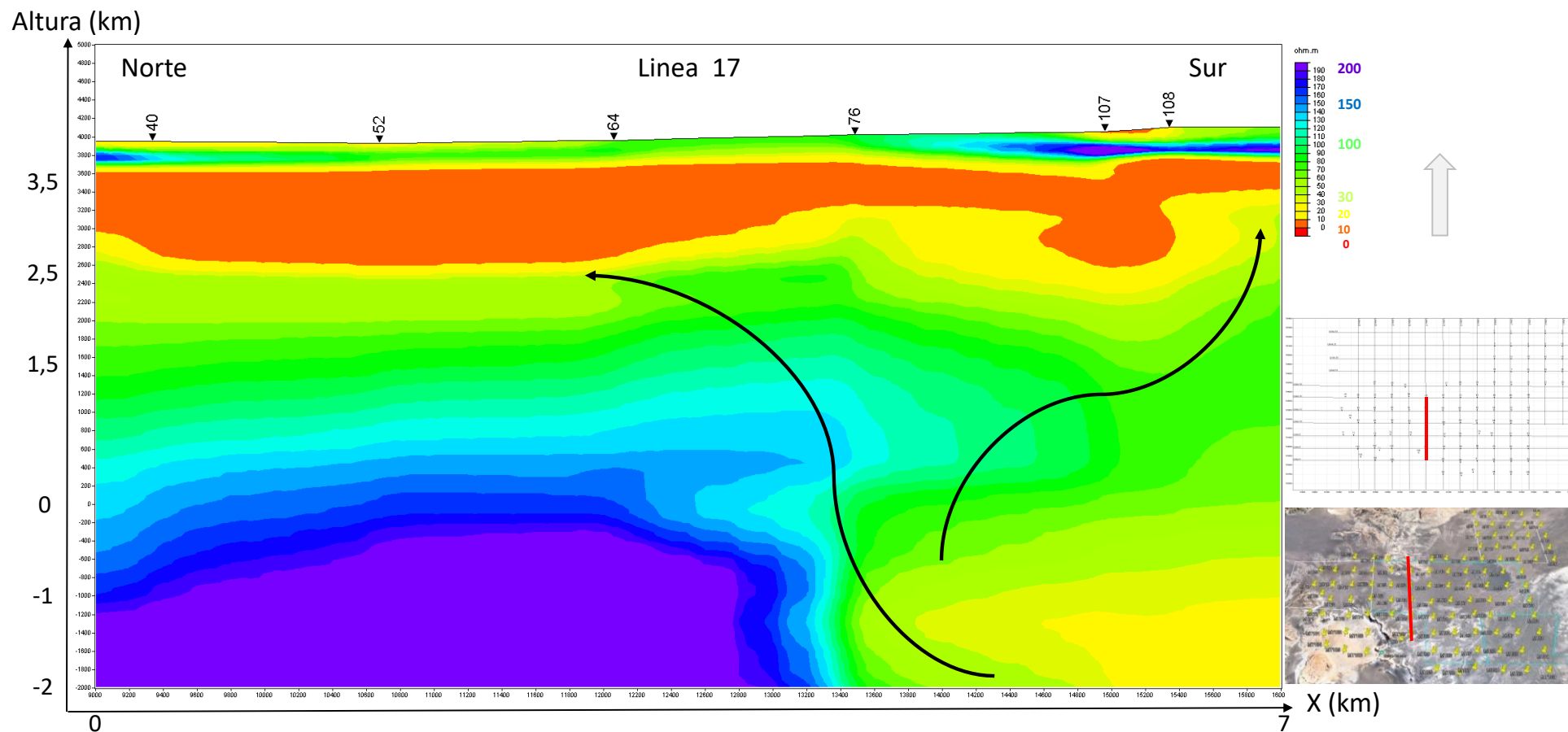
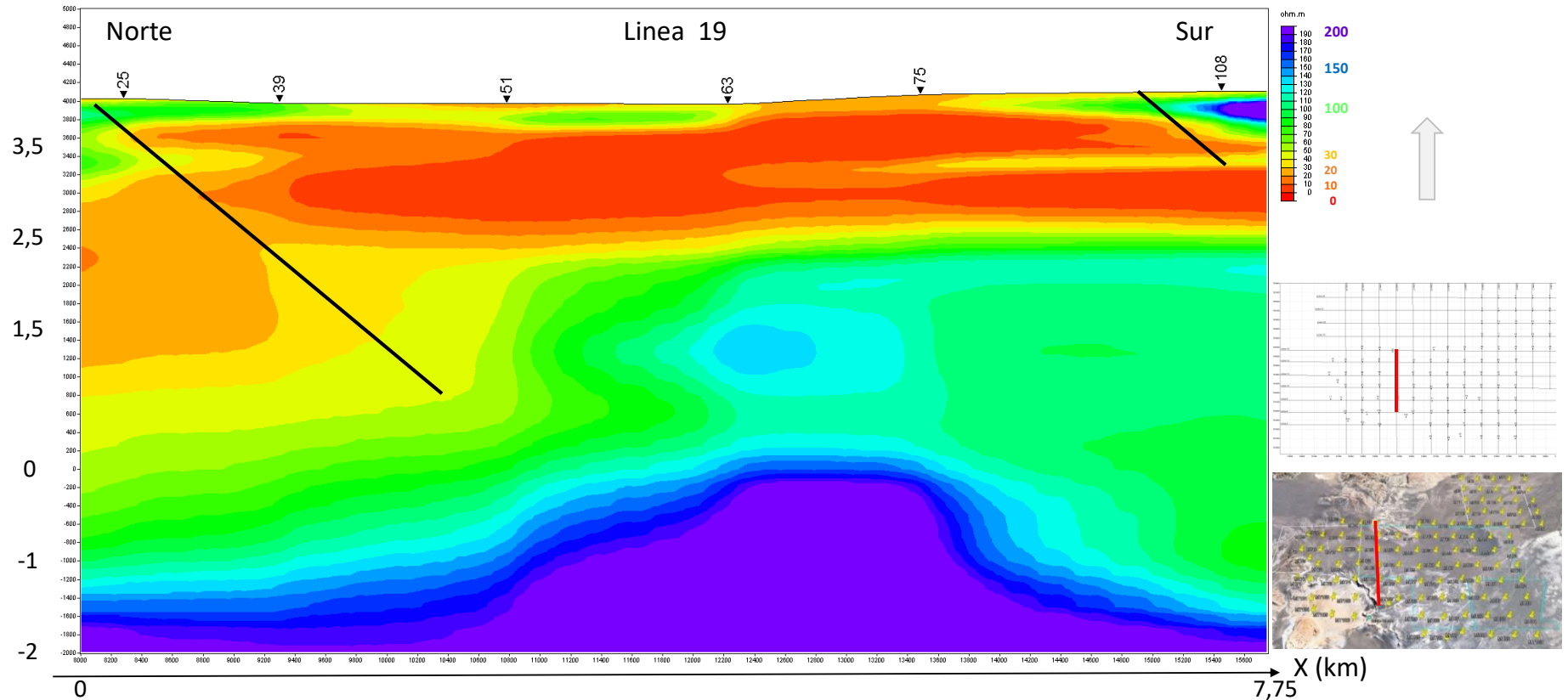


Figura 30. Modelo 2D de la Línea 17.

Línea 19. Evidenciaría presencia de sello y posiblemente reservorio. Cubierta principalmente por una capa meteorizada de media resistividad eléctrica. La zona profunda presenta un alto resistivo que se correlacionaría con roca volcánica.

Altura (km)



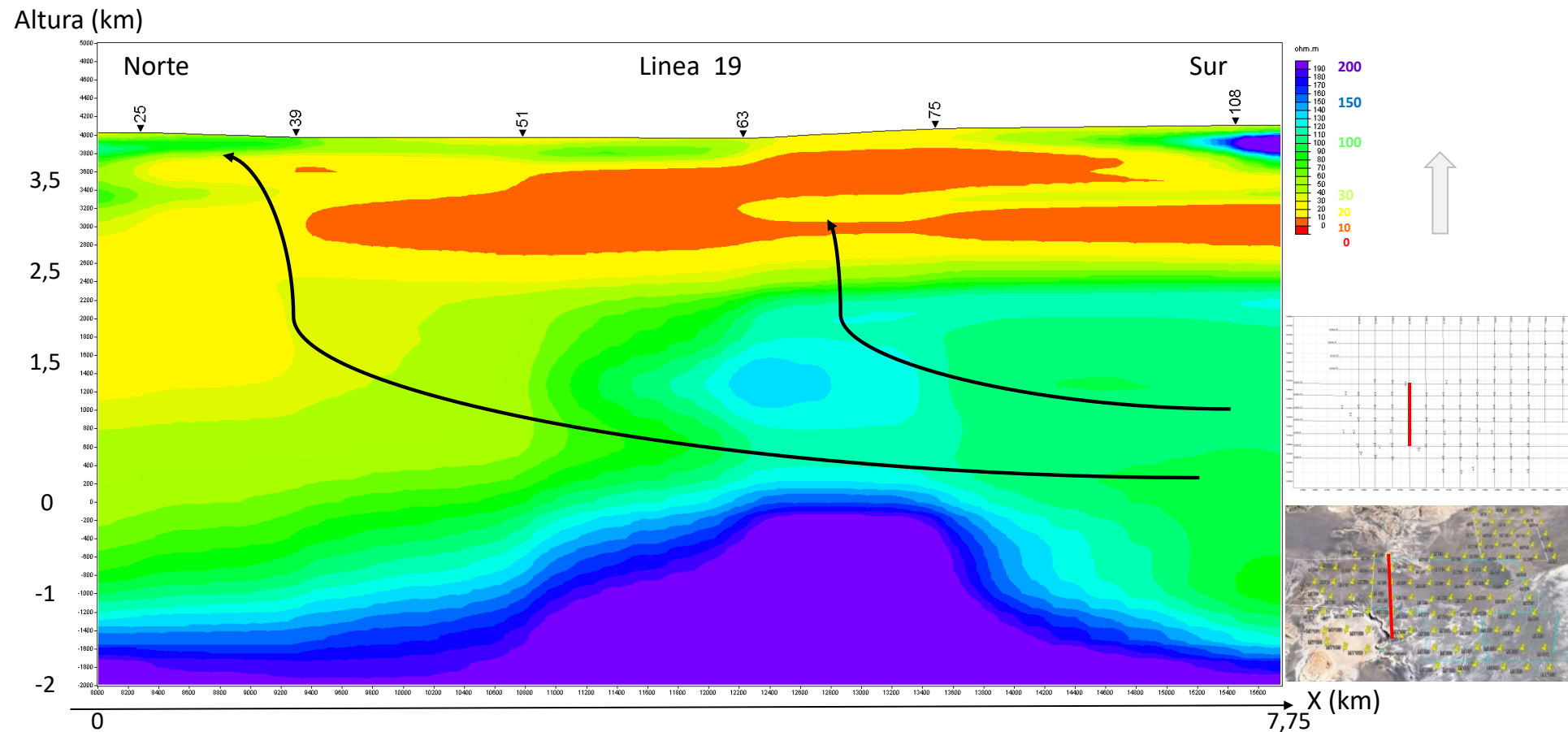
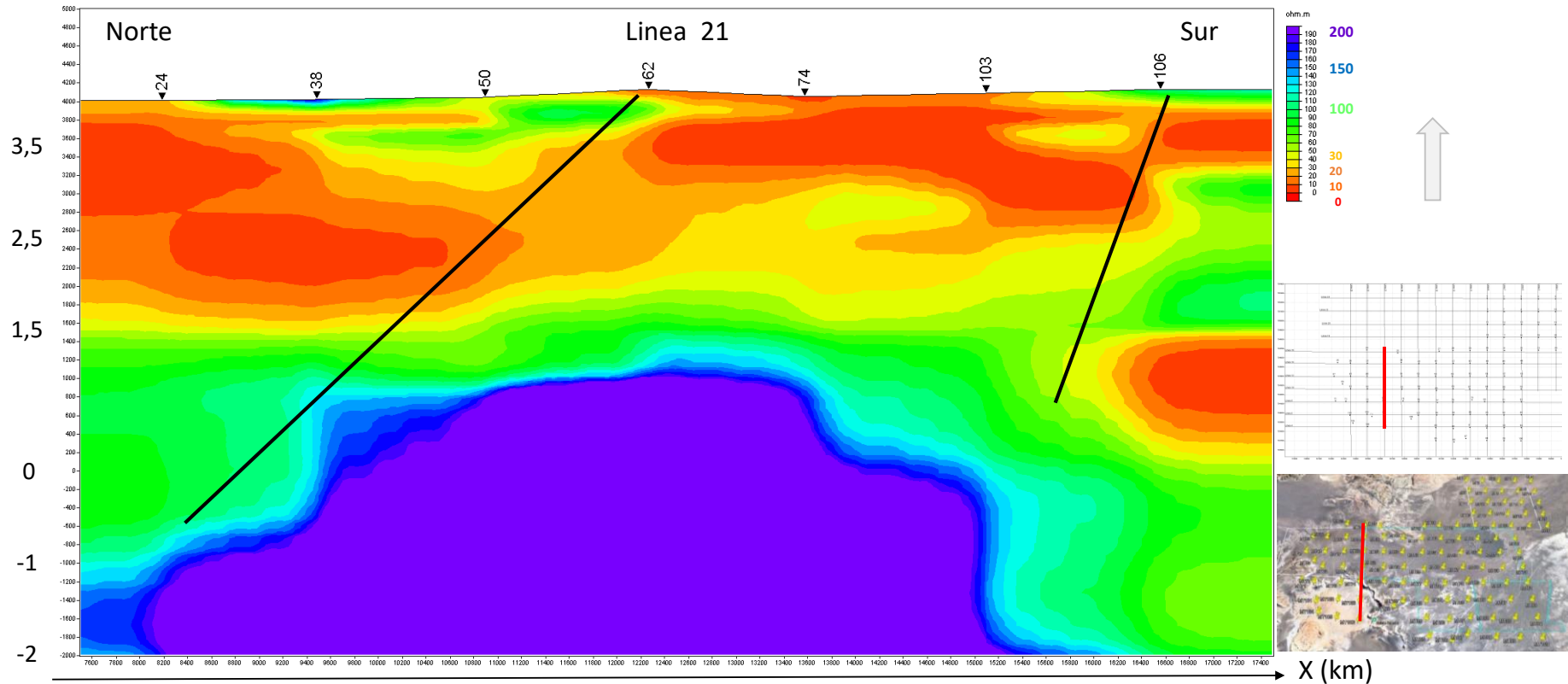


Figura 31. Modelo 2D de la Línea 19.

Agüero 1995 – Piso 6° A – CP 1425 – CABA - TEL.: 11-6021-6135
E-MAIL: proingeo@yahoo.com.ar; info@proingeo.com.ar
www.proingeo.com.ar

Línea 21. Evidenciaría presencia de sello y posiblemente reservorio. Cubierta principalmente por una capa meteorizada de baja a media resistividad eléctrica. La zona profunda presenta un importante alto resistivo que se correlacionaría con roca volcánica.

Altura (km)



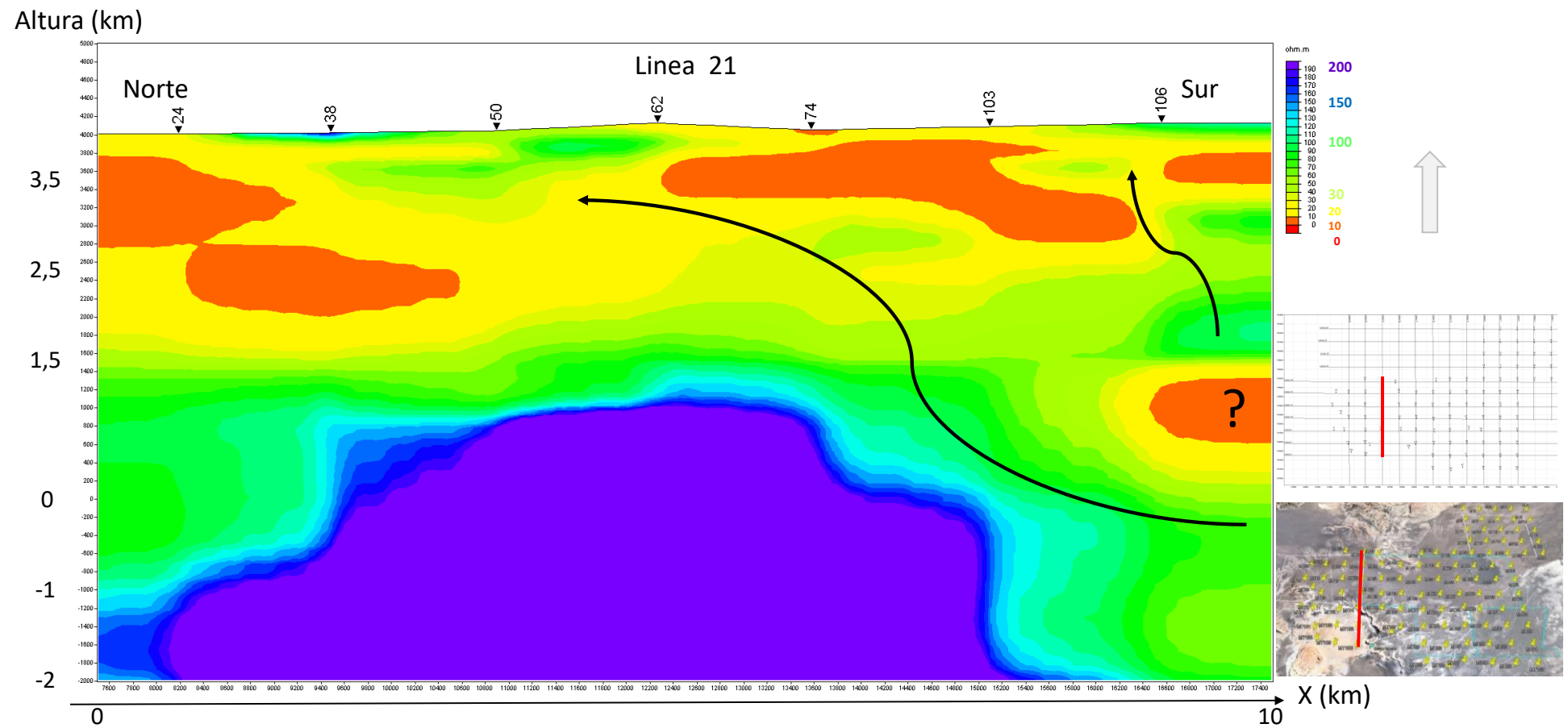
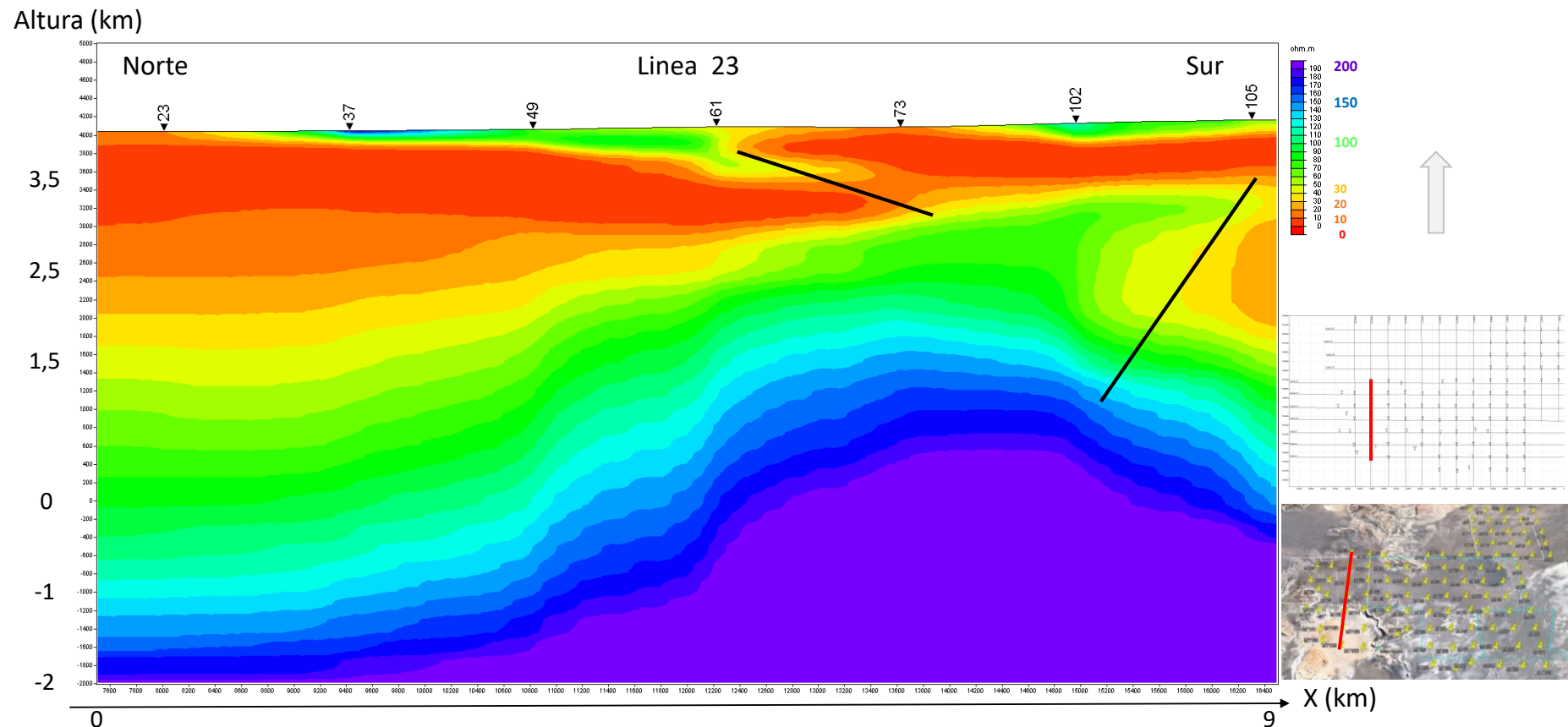


Figura 32. Modelo 2D de la Línea 21.

Línea 23. Evidenciaría presencia de sello y posiblemente reservorio. Cubierta principalmente por una delgada capa meteorizada de media resistividad eléctrica. La zona profunda presenta un importante alto resistivo que se correlacionaría con roca volcánica.



Agüero 1995 – Piso 6° A – CP 1425 – CABA - TEL.: 11-6021-6135
E-MAIL: proingeo@yahoo.com.ar; info@proingeo.com.ar
www.proingeo.com.ar

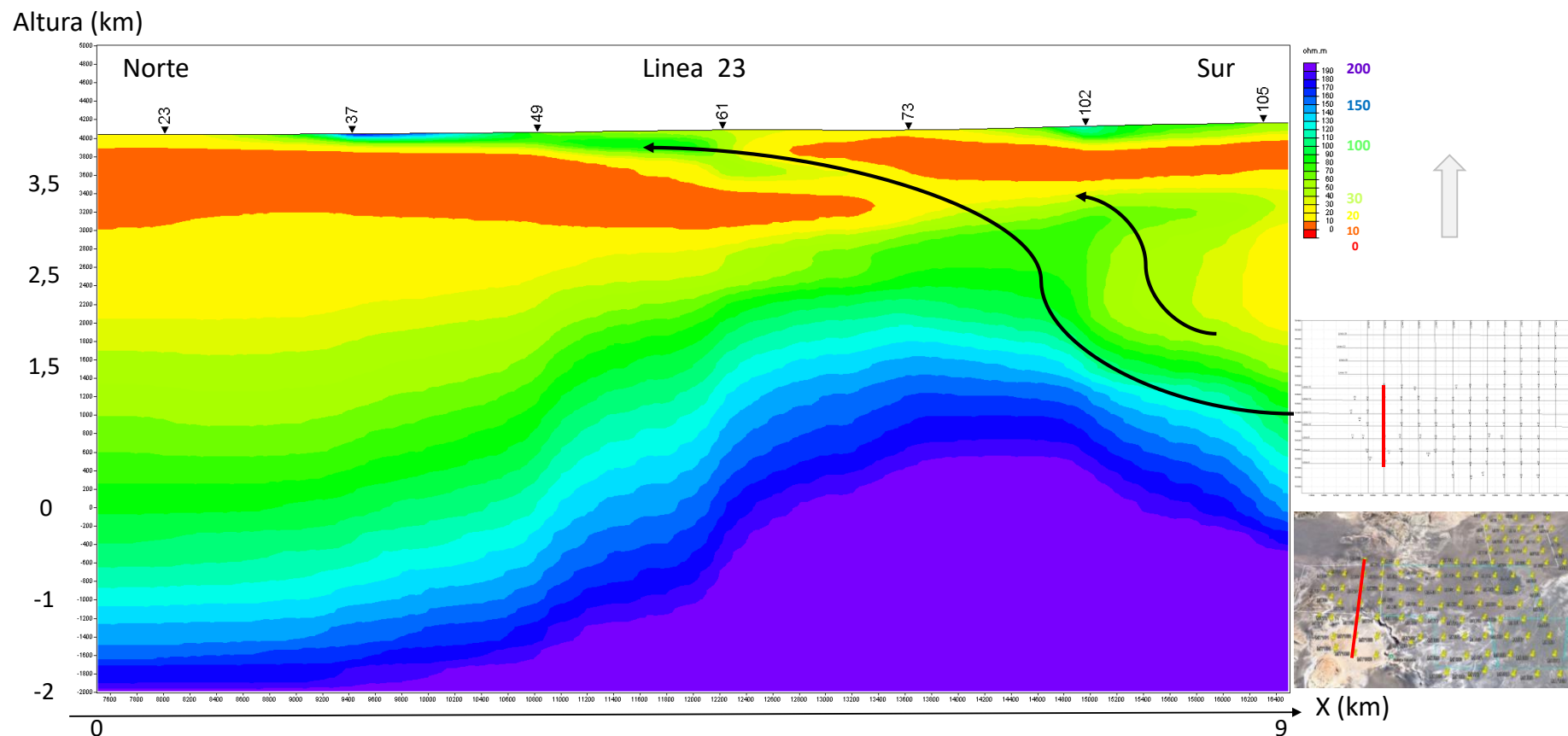
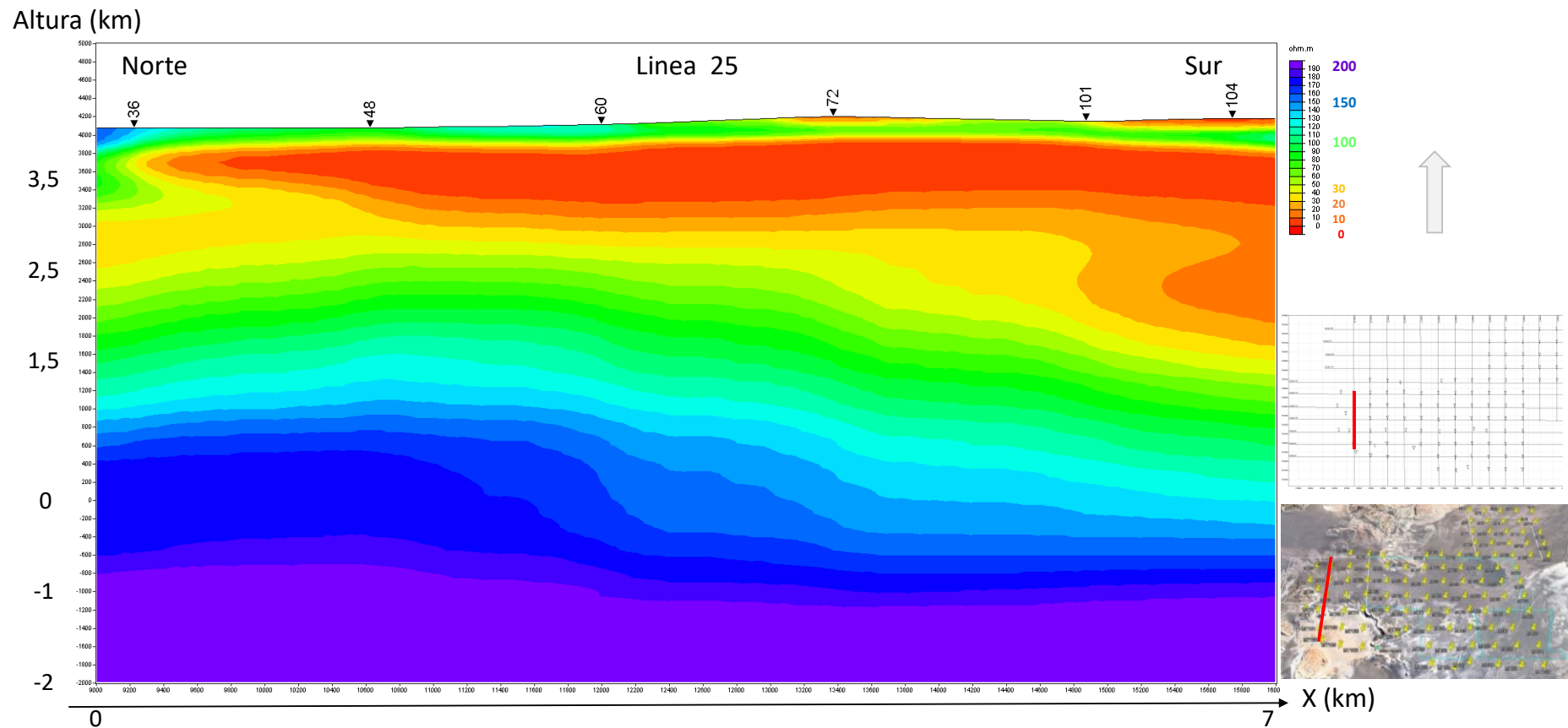


Figura 33. Modelo 2D de la Línea 23.

Línea 25. Evidenciaría presencia de sello, y con algún indicio de migración de fluido hidrotermal. Cubierta por una delgada capa meteorizada. La zona profunda presenta una unidad resistiva que se correlacionaría con roca volcánica.



Agüero 1995 – Piso 6° A – CP 1425 – CABA - TEL.: 11-6021-6135
E-MAIL: proingeo@yahoo.com.ar; info@proingeo.com.ar
www.proingeo.com.ar

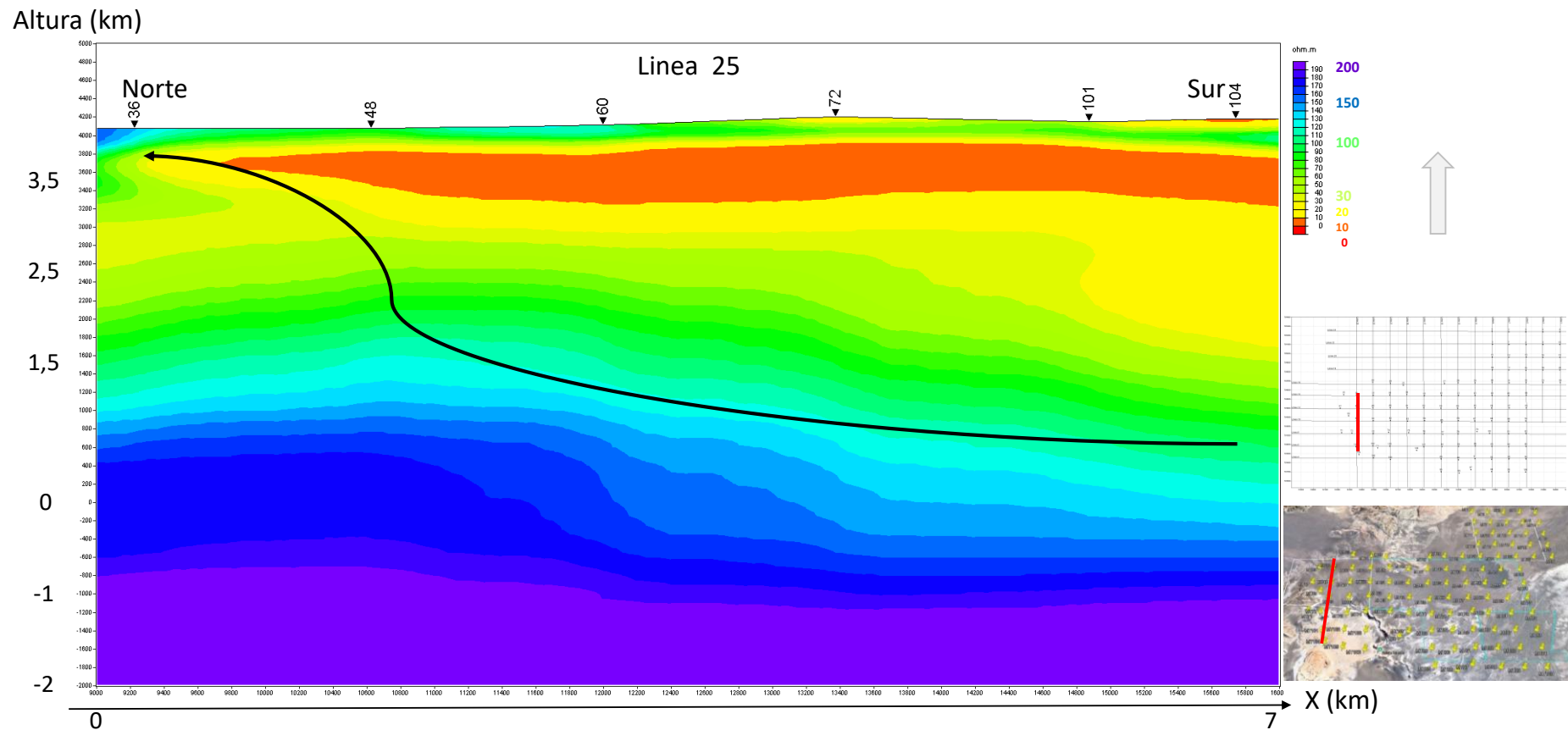
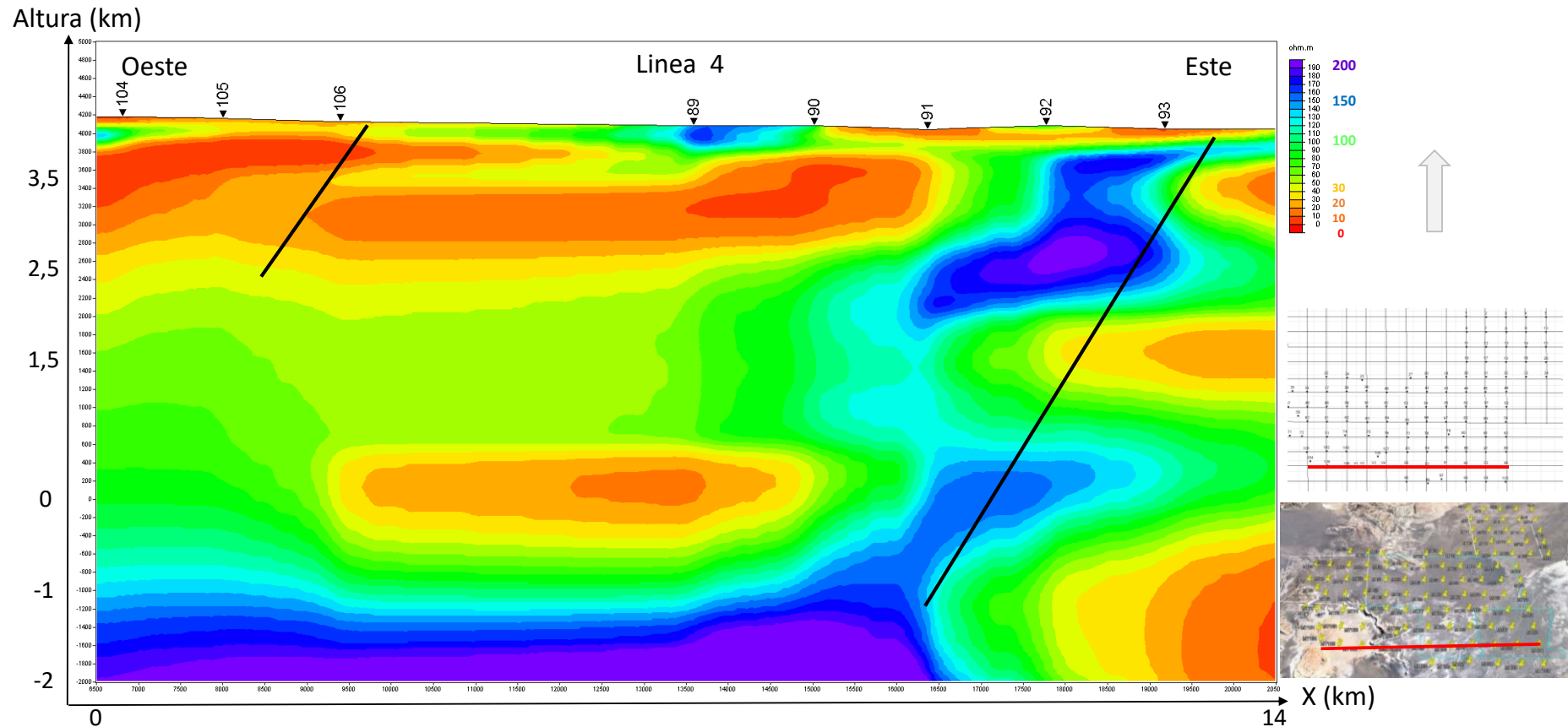


Figura 34. Modelo 2D de la Línea 25.

Línea 4. Evidenciaría un sello más 'débil'; por otro lado, en profundidad detecta reservorio y fuente; se ve una anomalía entre MT106 y MT 89, que pareciera no tener conectividad con la primera. La zona profunda tendría rocas volcánicas.



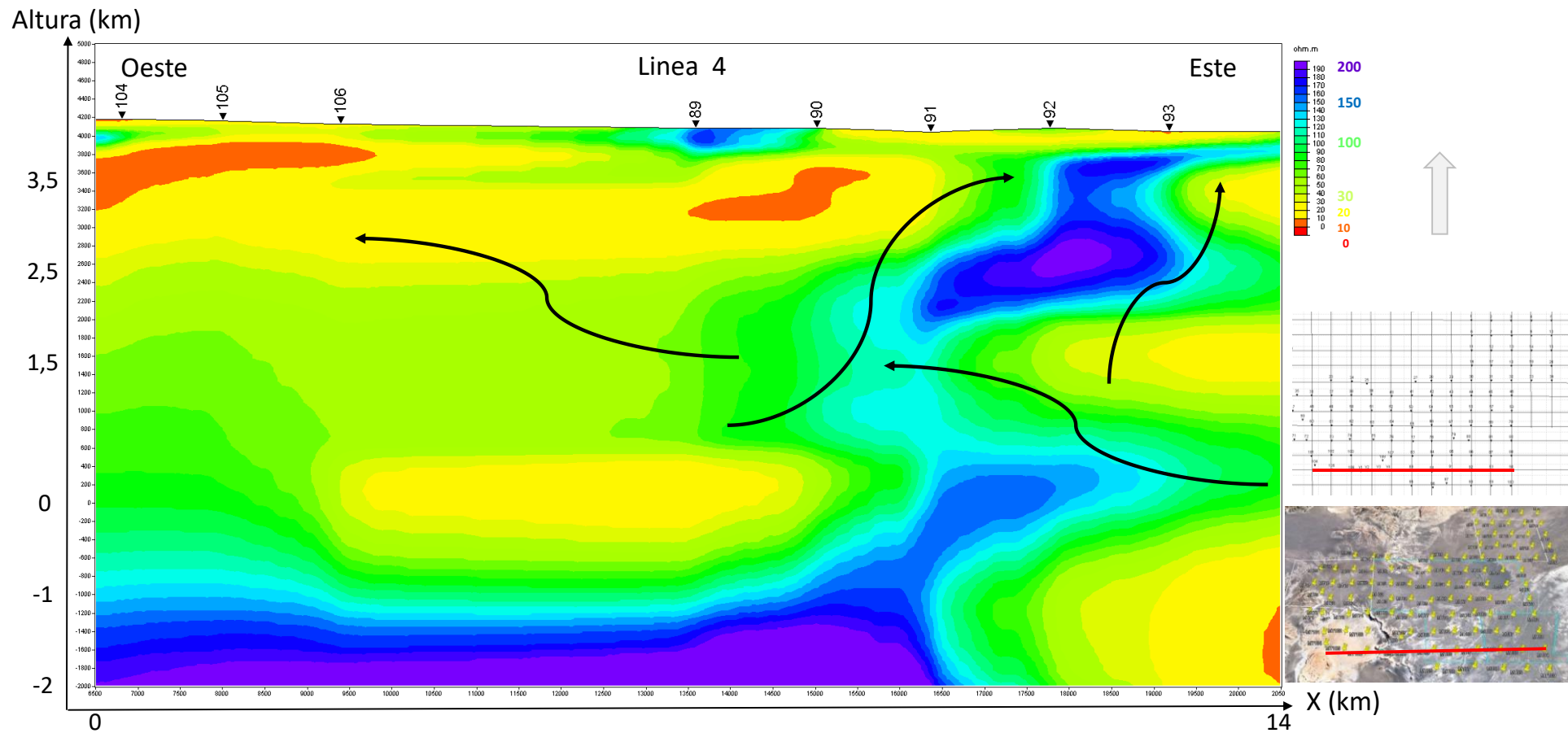
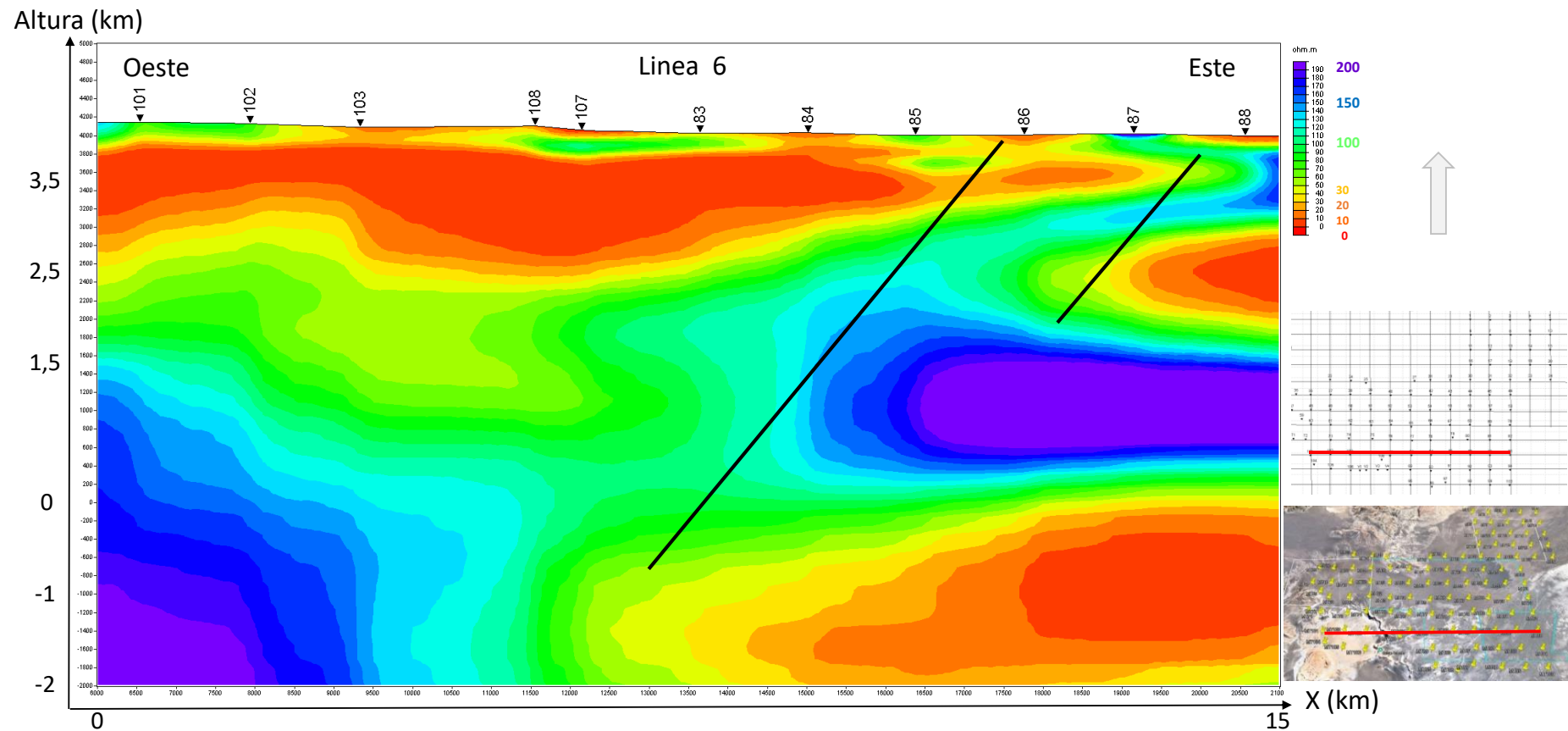


Figura 35. Modelo 2D de la Línea 4.

Línea 6. Evidencia al sello (subyacente a una capa meteorizada), fuente y al potencial reservorio; cambia su carácter a partir de la discontinuidad hacia el SE. Se denota también a los bloques resistivos asociados con roca volcánica tanto al SO, profundo, como al SE.



Agüero 1995 – Piso 6° A – CP 1425 – CABA - TEL.: 11-6021-6135
E-MAIL: proingeo@yahoo.com.ar; info@proingeo.com.ar
www.proingeo.com.ar

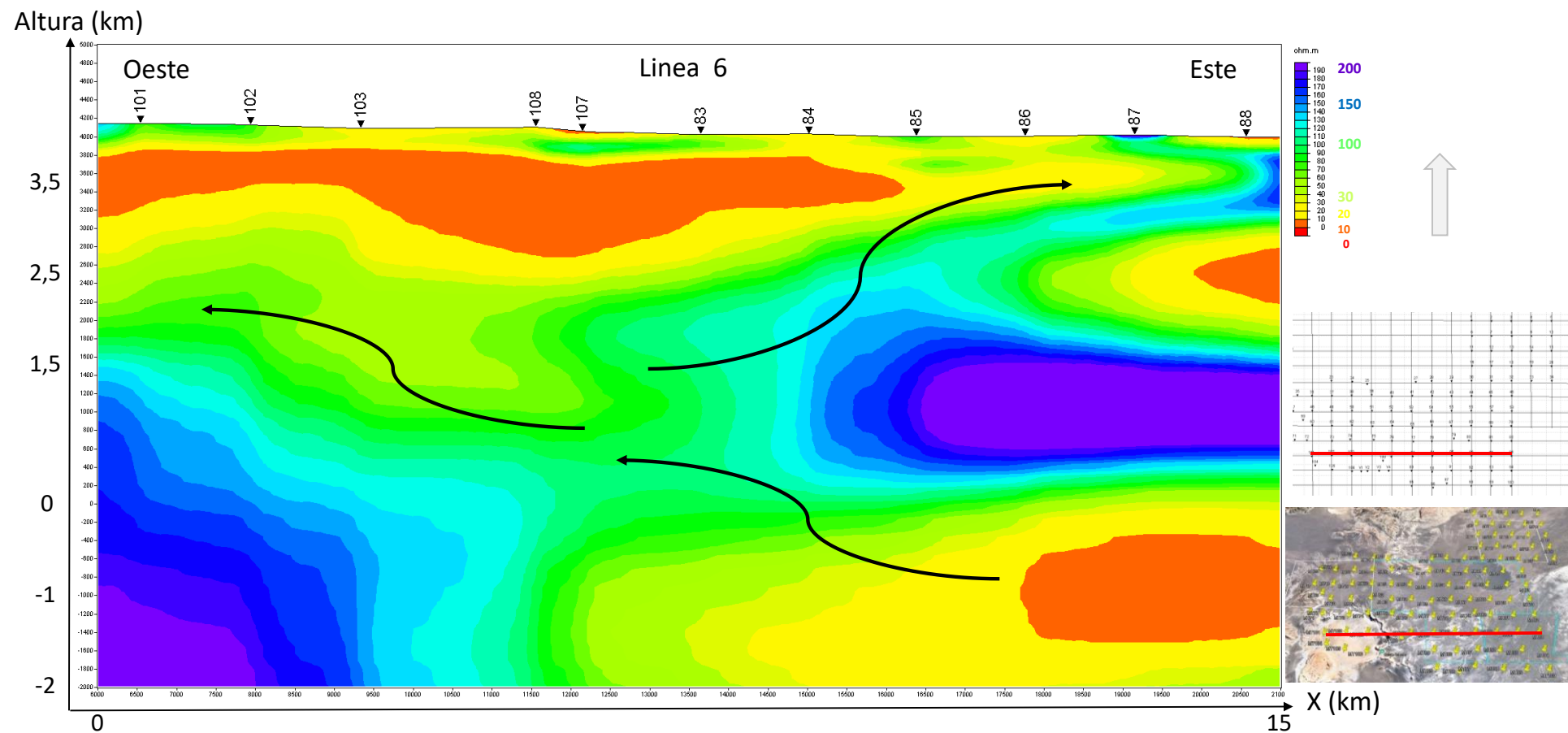
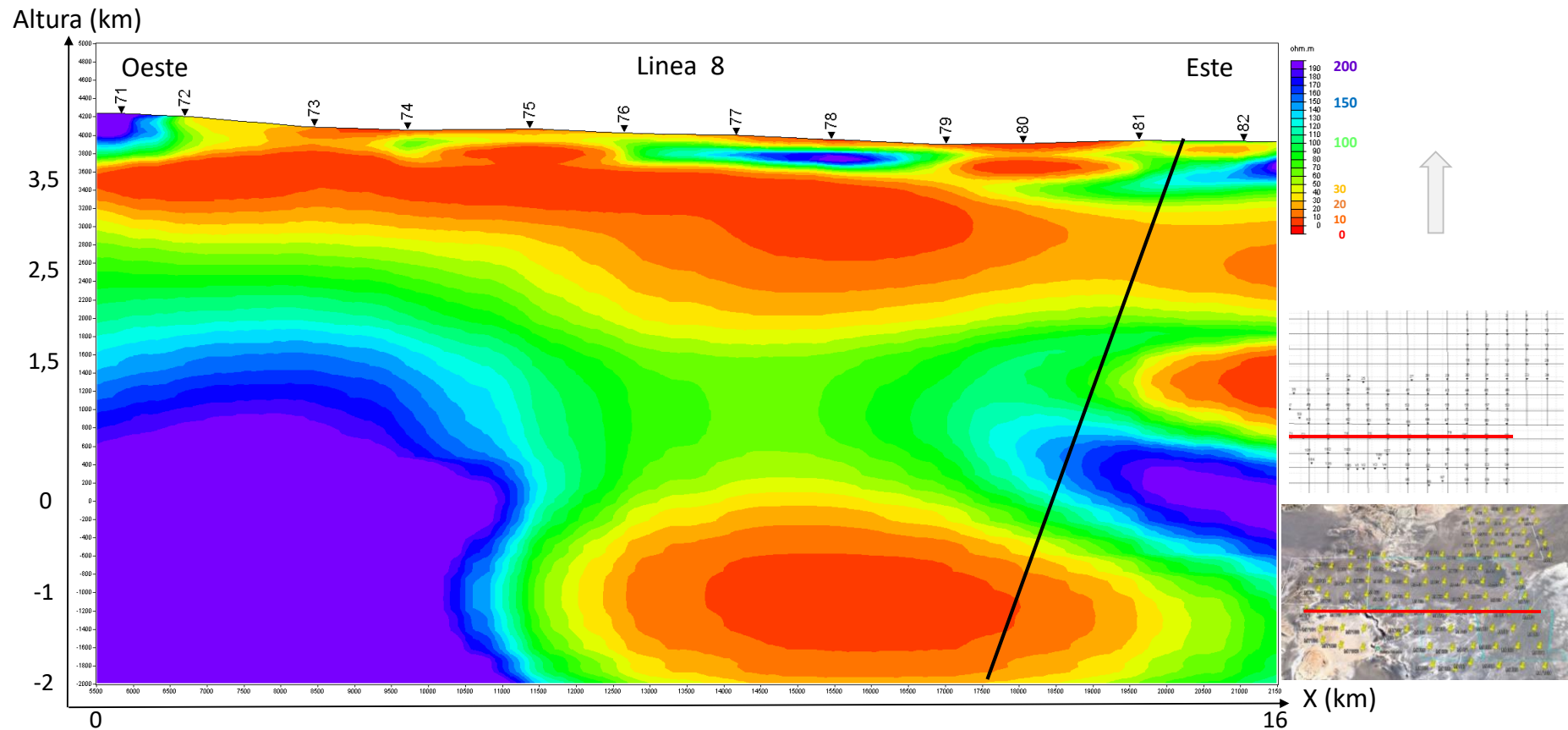


Figura 36. Modelo 2D de la Línea 6.

Agüero 1995 – Piso 6° A – CP 1425 – CABA - TEL.: 11-6021-6135
E-MAIL: proingeo@yahoo.com.ar; info@proingeo.com.ar
www.proingeo.com.ar

Línea 8. Evidencia al sello, subyacente a una capa meteorizada, a la fuente y al potencial reservorio; cambia su carácter a partir de la discontinuidad SE. Se denota también a los bloques resistivos asociados con roca volcánica tanto al SO como al SE del bloque.



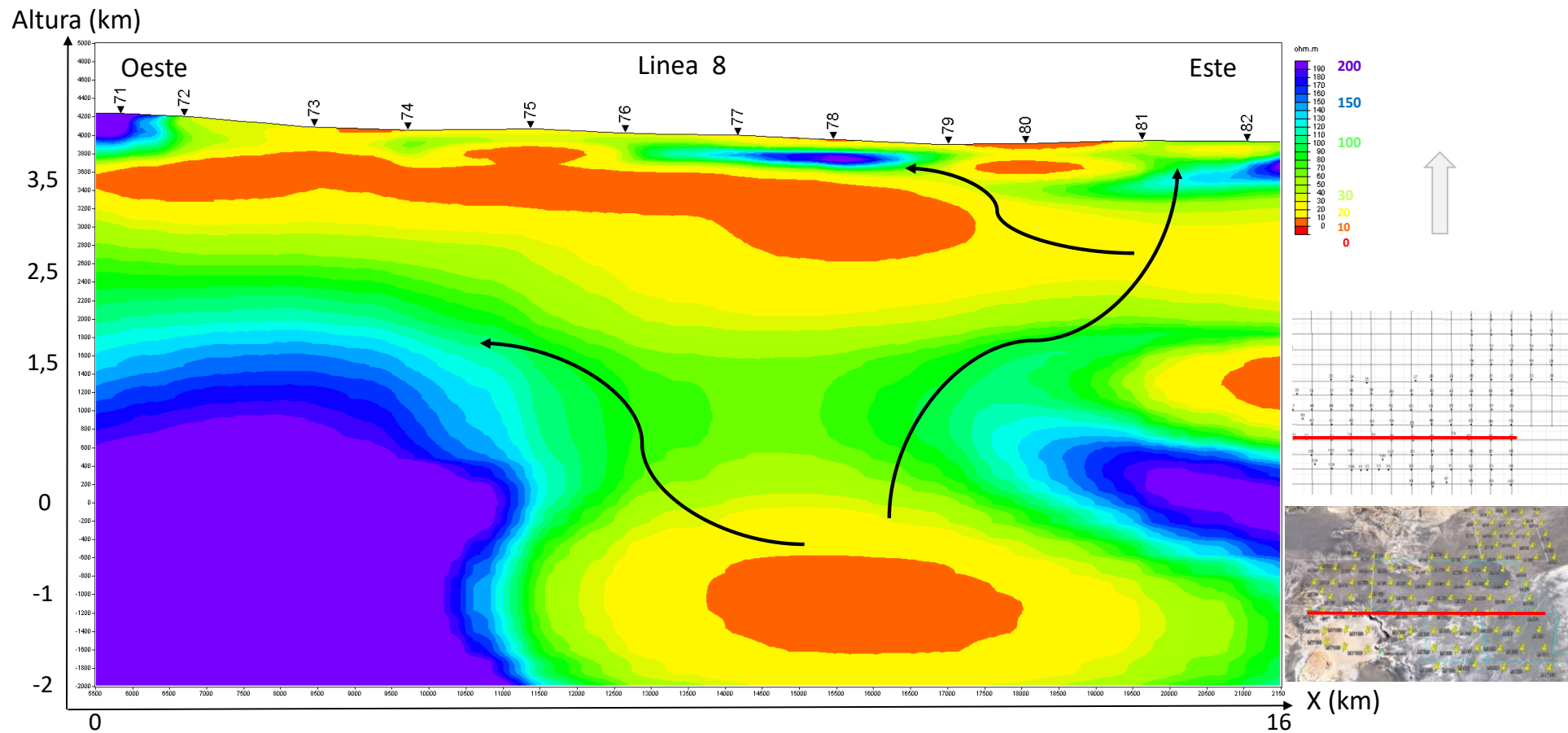
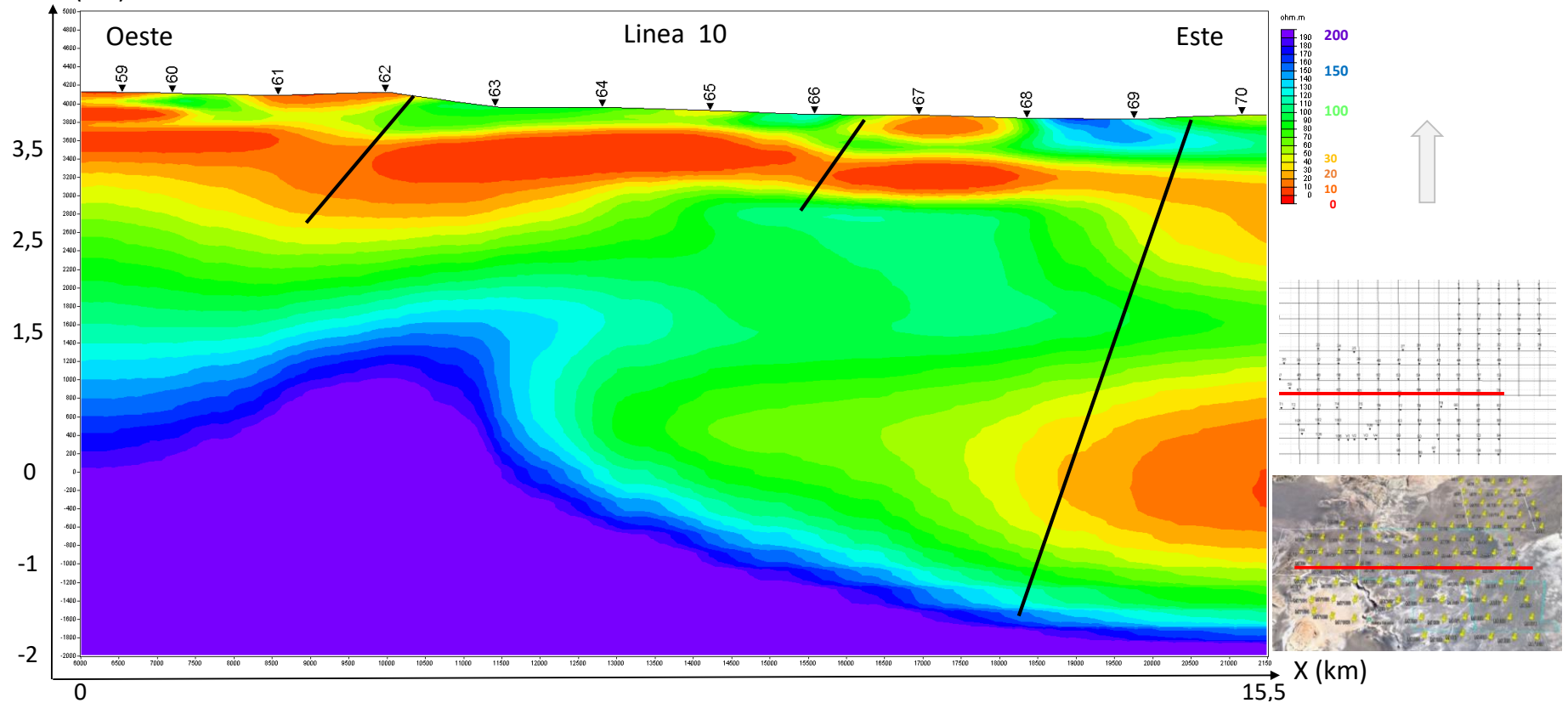


Figura 37. Modelo 2D de la Línea 8.

Agüero 1995 – Piso 6° A – CP 1425 – CABA - TEL.: 11-6021-6135
E-MAIL: proingeo@yahoo.com.ar; info@proingeo.com.ar
www.proingeo.com.ar

Línea 10. Evidencia al sello, subyacente a la capa meteorizada, al potencial reservorio y a la fuente al Este de la discontinuidad.
Se denota también al bloque resistivo asociado a roca volcánica, al Oeste.

Altura (km)



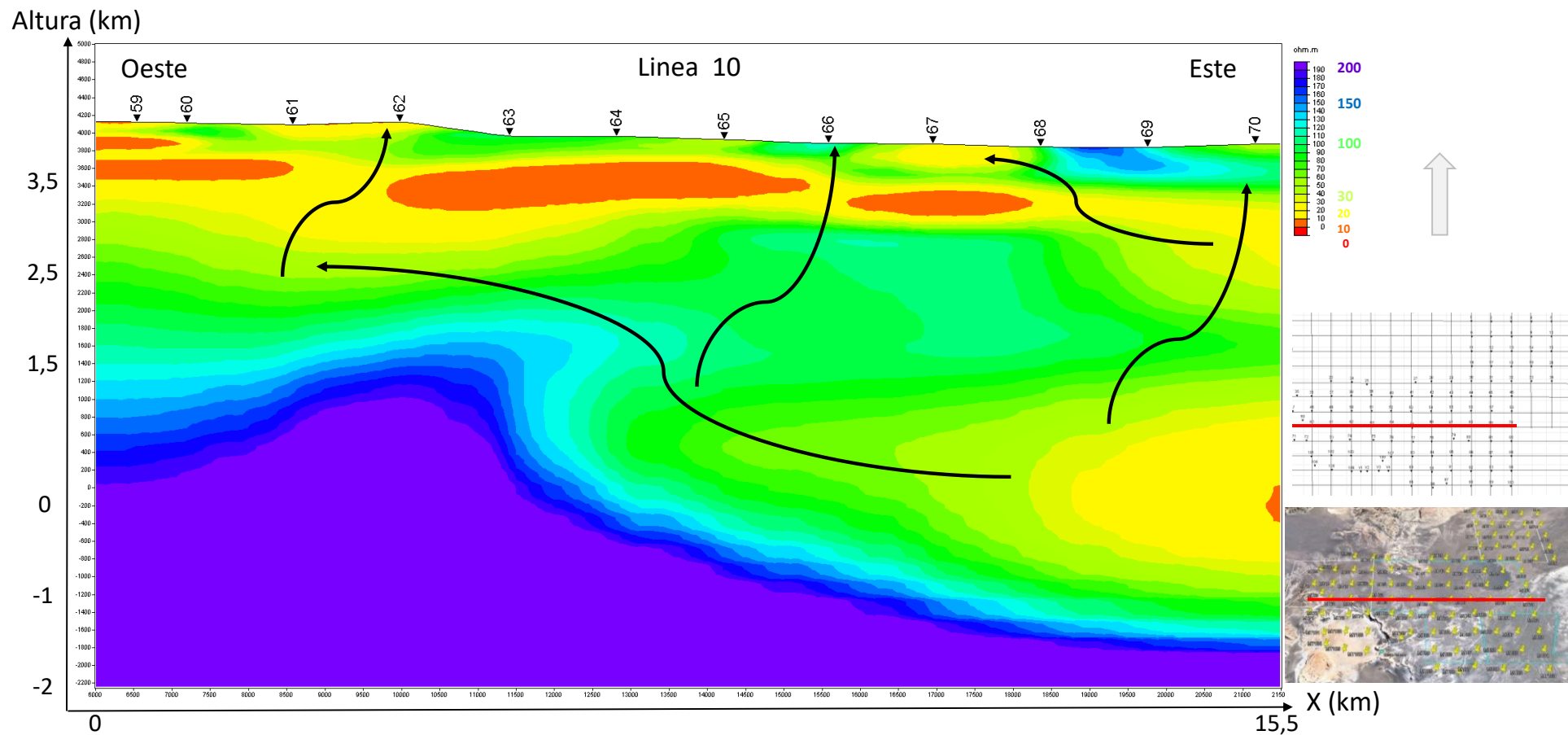
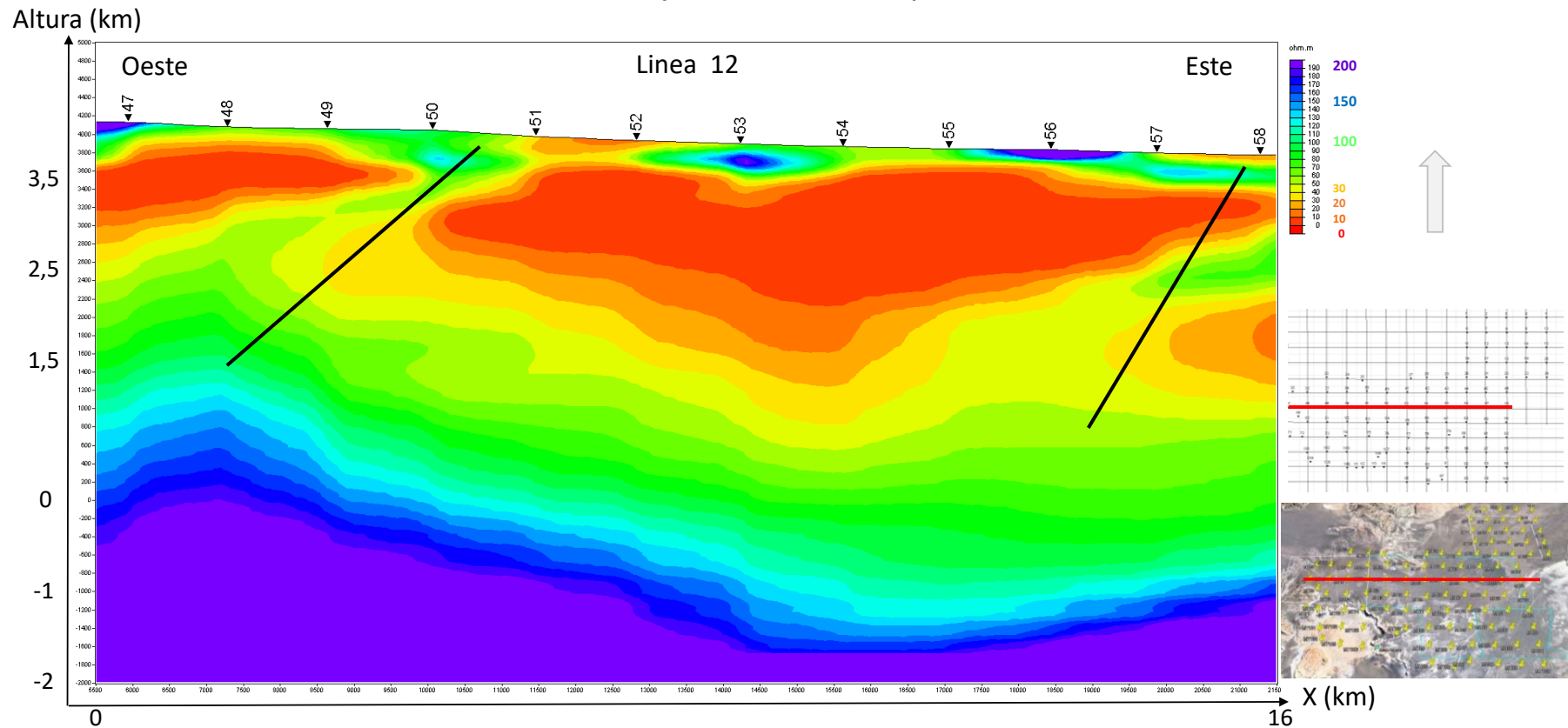


Figura 38. Modelo 2D de la Línea 10.

Agüero 1995 – Piso 6° A – CP 1425 – CABA - TEL.: 11-6021-6135
E-MAIL: proingeo@yahoo.com.ar; info@proingeo.com.ar
www.proingeo.com.ar

Línea 12. Evidencia al sello, subyacente a la capa meteorizada, al potencial reservorio y con menor grado a la fuente al Este de la discontinuidad. Se denota también al bloque resistivo asociado a roca volcánica, con menor potencia que las líneas anteriores, al Oeste y extendiéndose en profundidad.



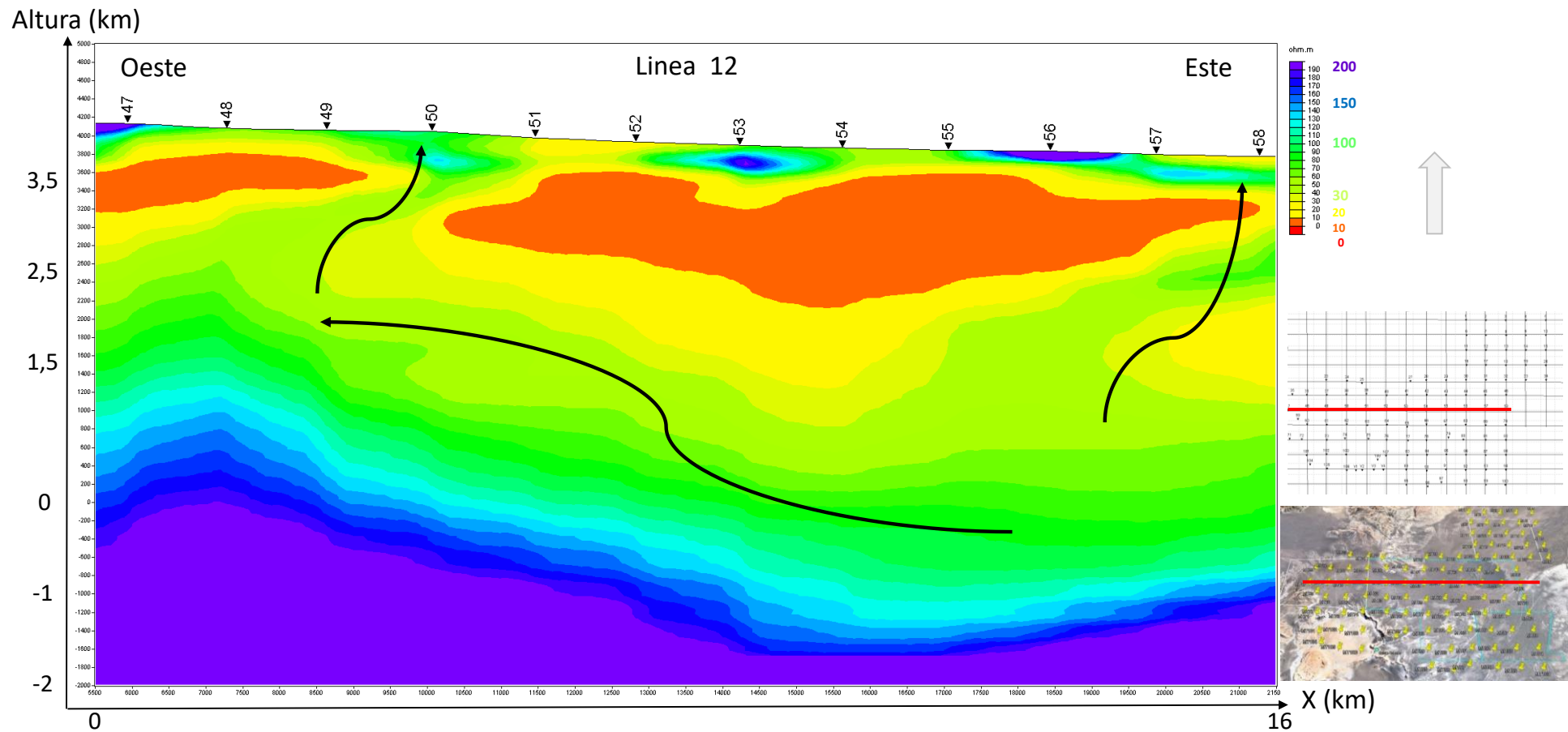
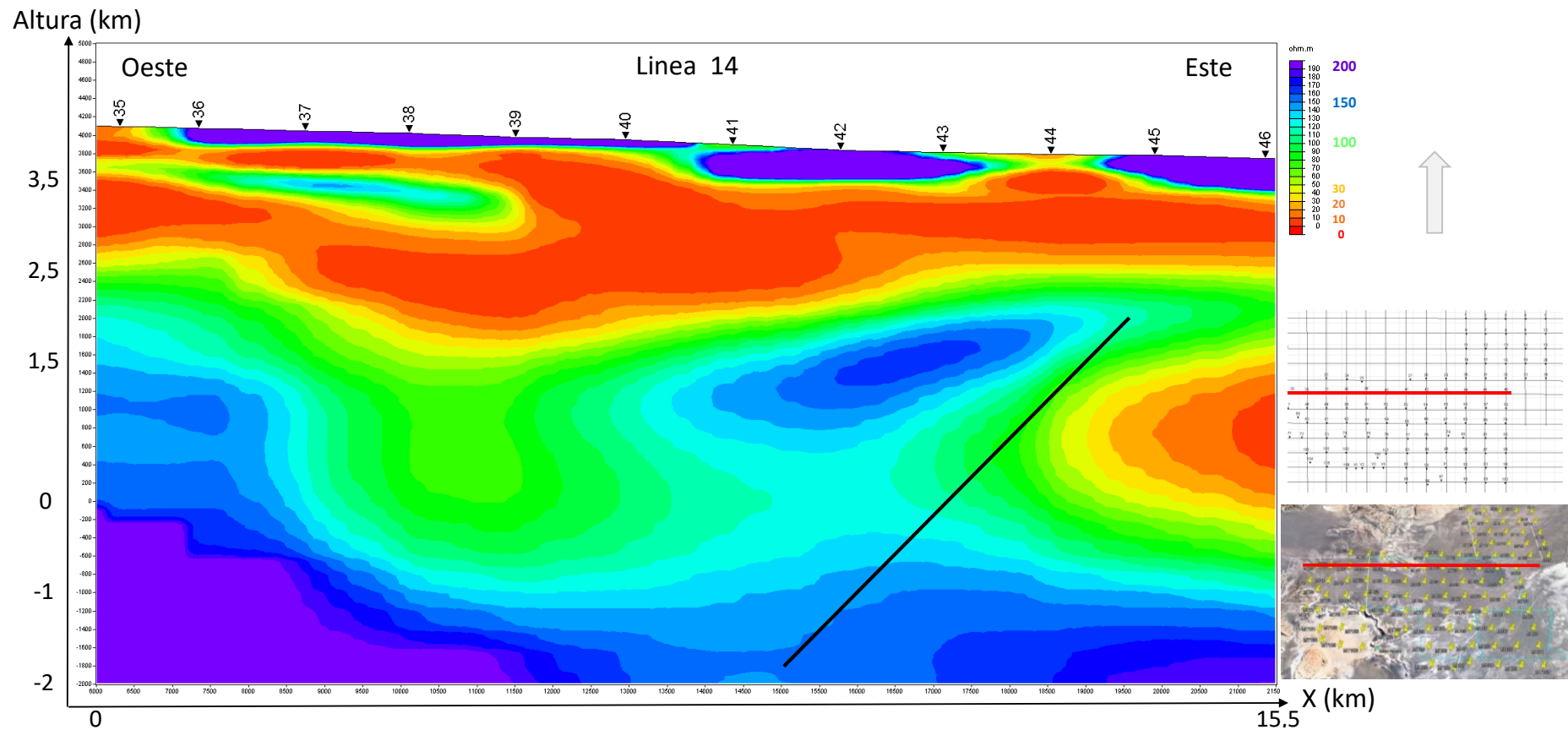


Figura 39. Modelo 2D de la Línea 12.

Línea 14. Evidencia al sello, al potencial reservorio y a la fuente al Este de la discontinuidad. Tanto la zona somera como el bloque resistivo profundo estarían asociados a la presencia de roca volcánica.



Agüero 1995 – Piso 6° A – CP 1425 – CABA - TEL.: 11-6021-6135
E-MAIL: proingeo@yahoo.com.ar; info@proingeo.com.ar
www.proingeo.com.ar

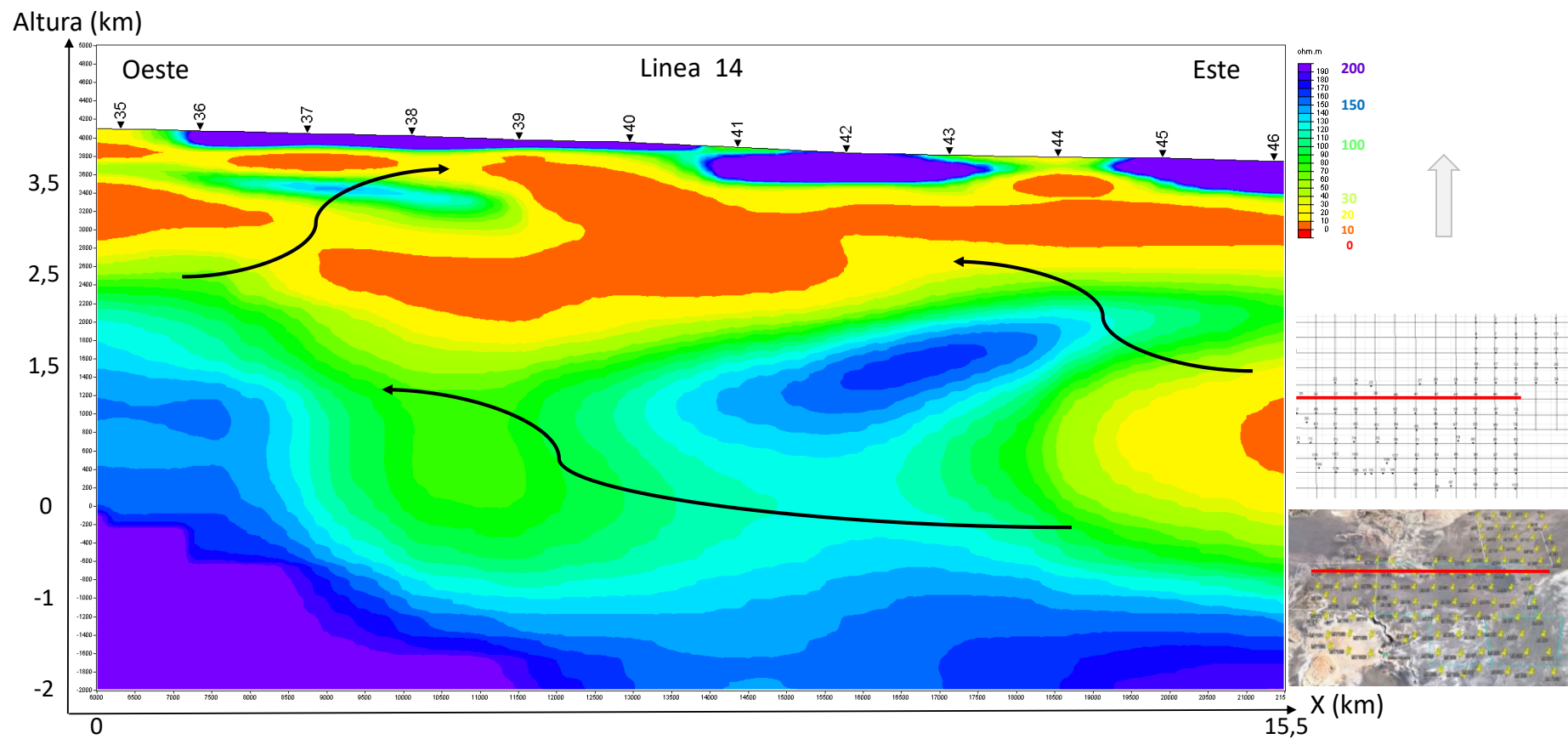
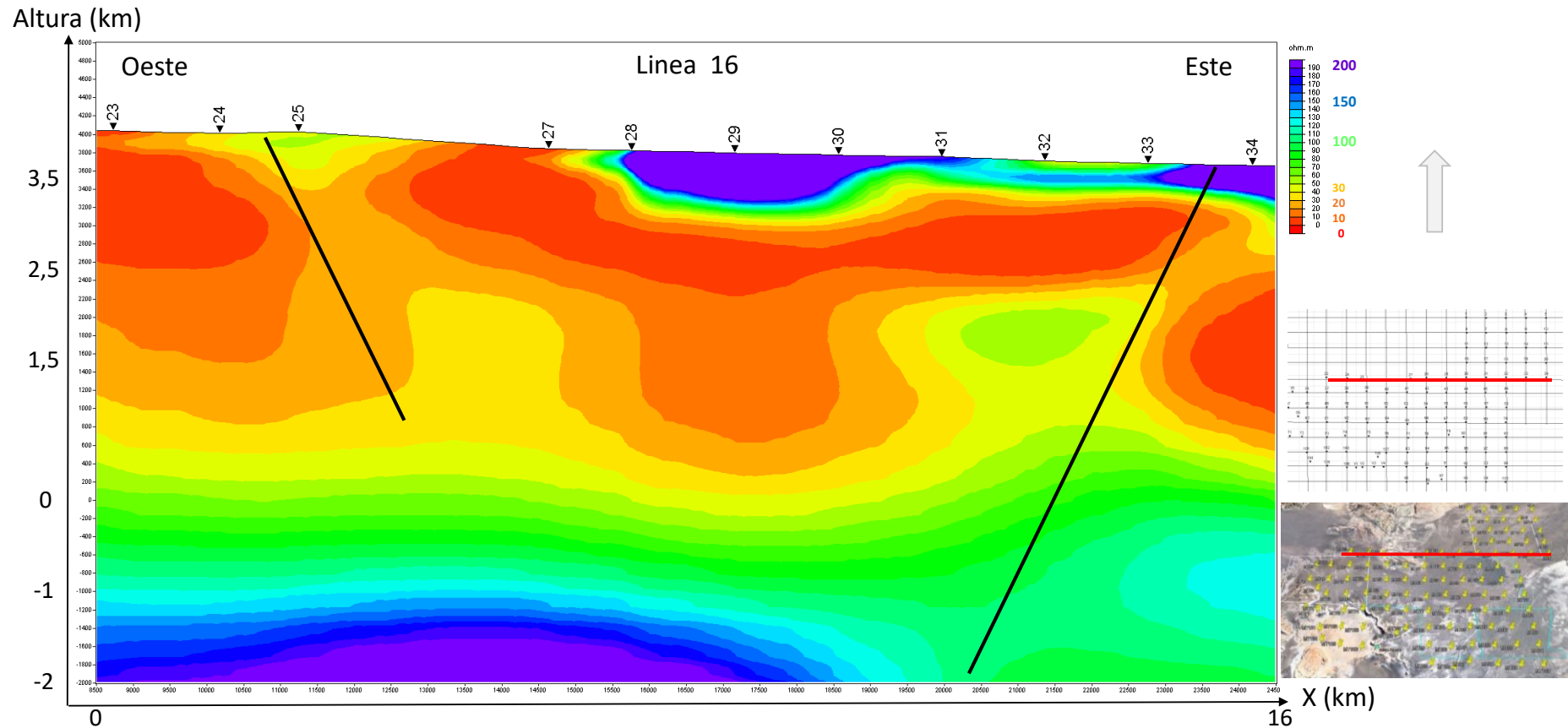


Figura 40. Modelo 2D de la Línea 14.

Línea 16. Evidencia al sello y al potencial reservorio. Tanto la zona somera como el bloque resistivo profundo estarían asociados a la presencia de roca volcánica.



Agüero 1995 – Piso 6° A – CP 1425 – CABA - TEL.: 11-6021-6135
E-MAIL: proingeo@yahoo.com.ar; info@proingeo.com.ar
www.proingeo.com.ar

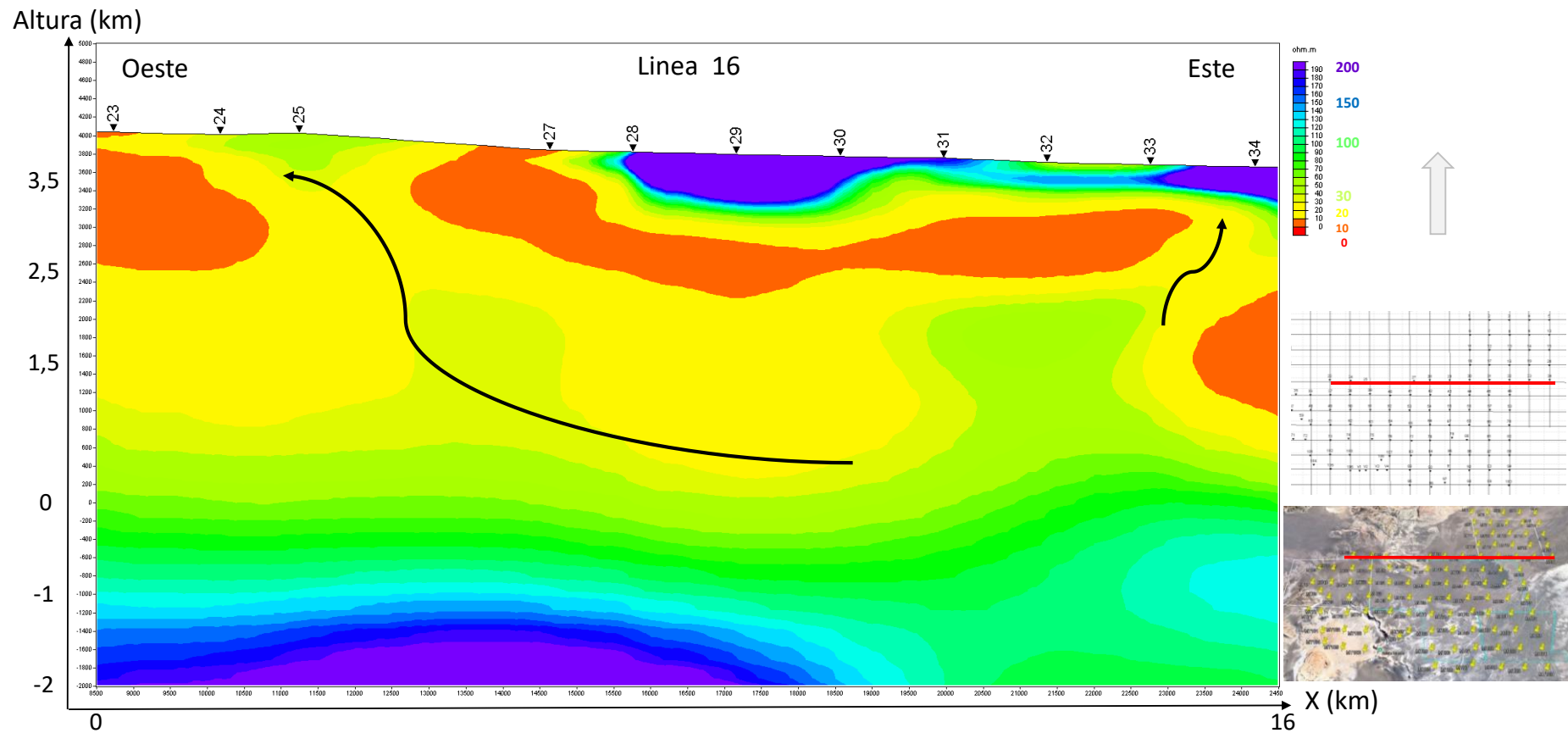
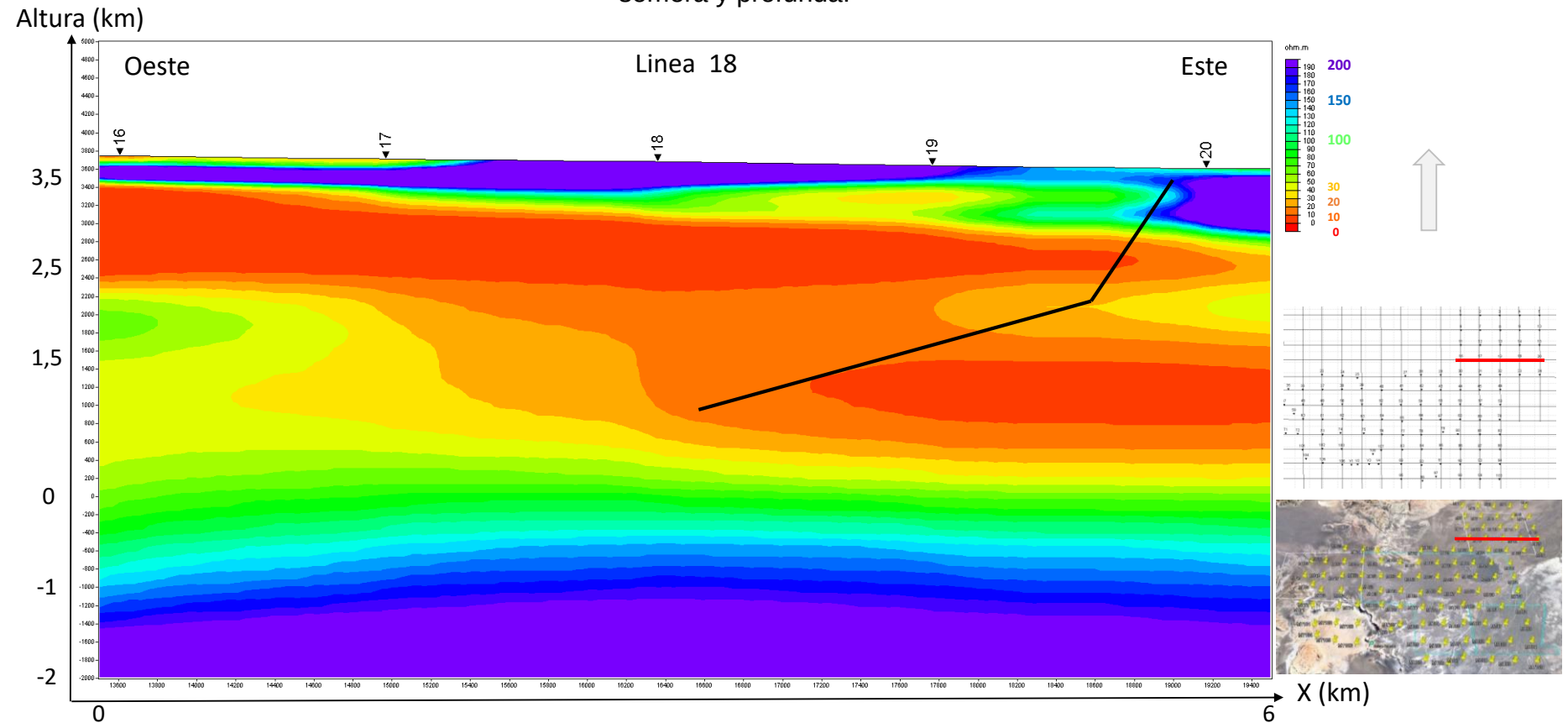


Figura 41. Modelo 2D de la Línea 16.

Línea 18. Ubicada en el sector Norte, evidenciaría presencia de sello, posiblemente reservorio y rocas volcánicas en la zona somera y profunda.



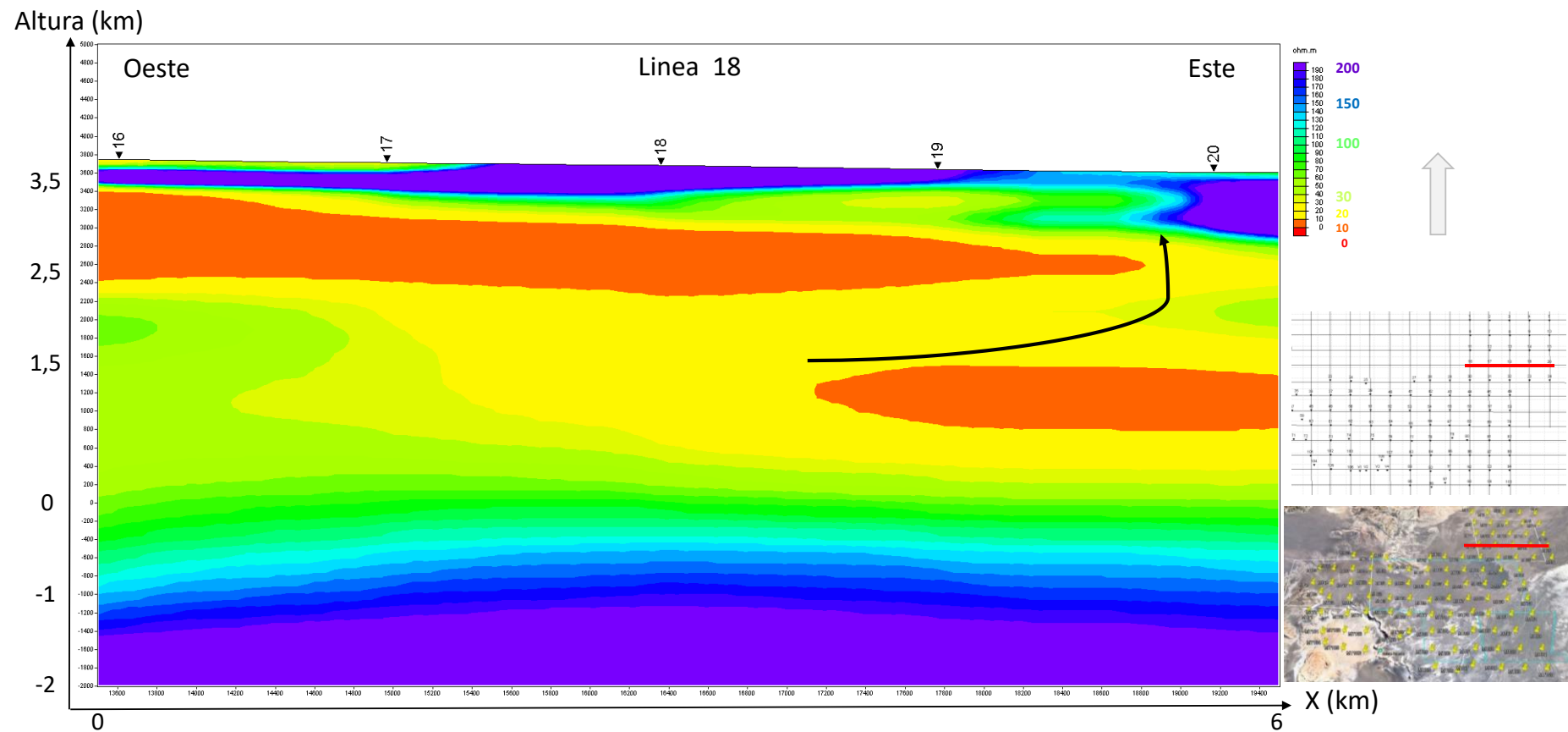
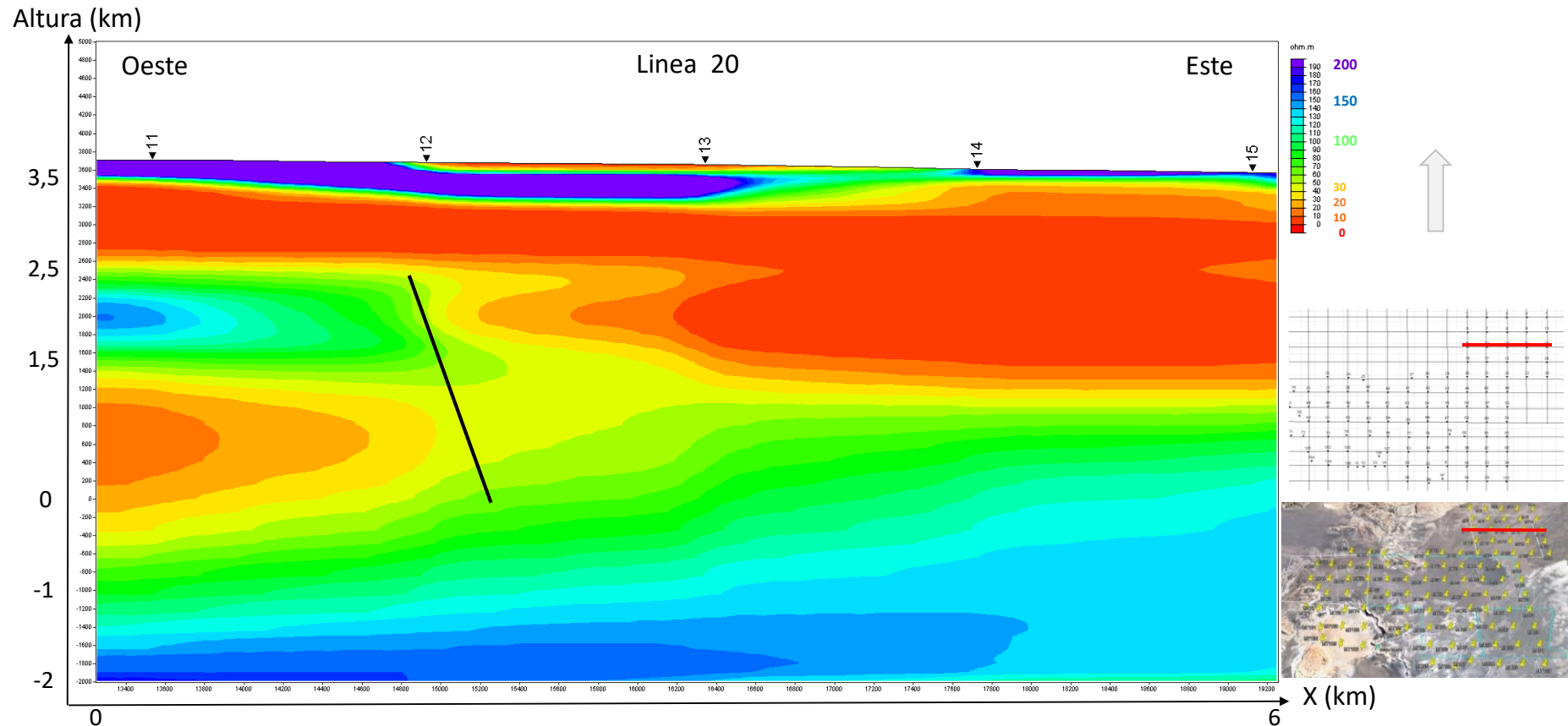


Figura 42. Modelo 2D de la Línea 18.

Línea 20. Ubicada en el sector Norte, evidenciaría presencia de sello, posiblemente reservorio y rocas volcánicas en la zona somera, posiblemente ignimbritas. La zona profunda presenta un aumento de resistividad.



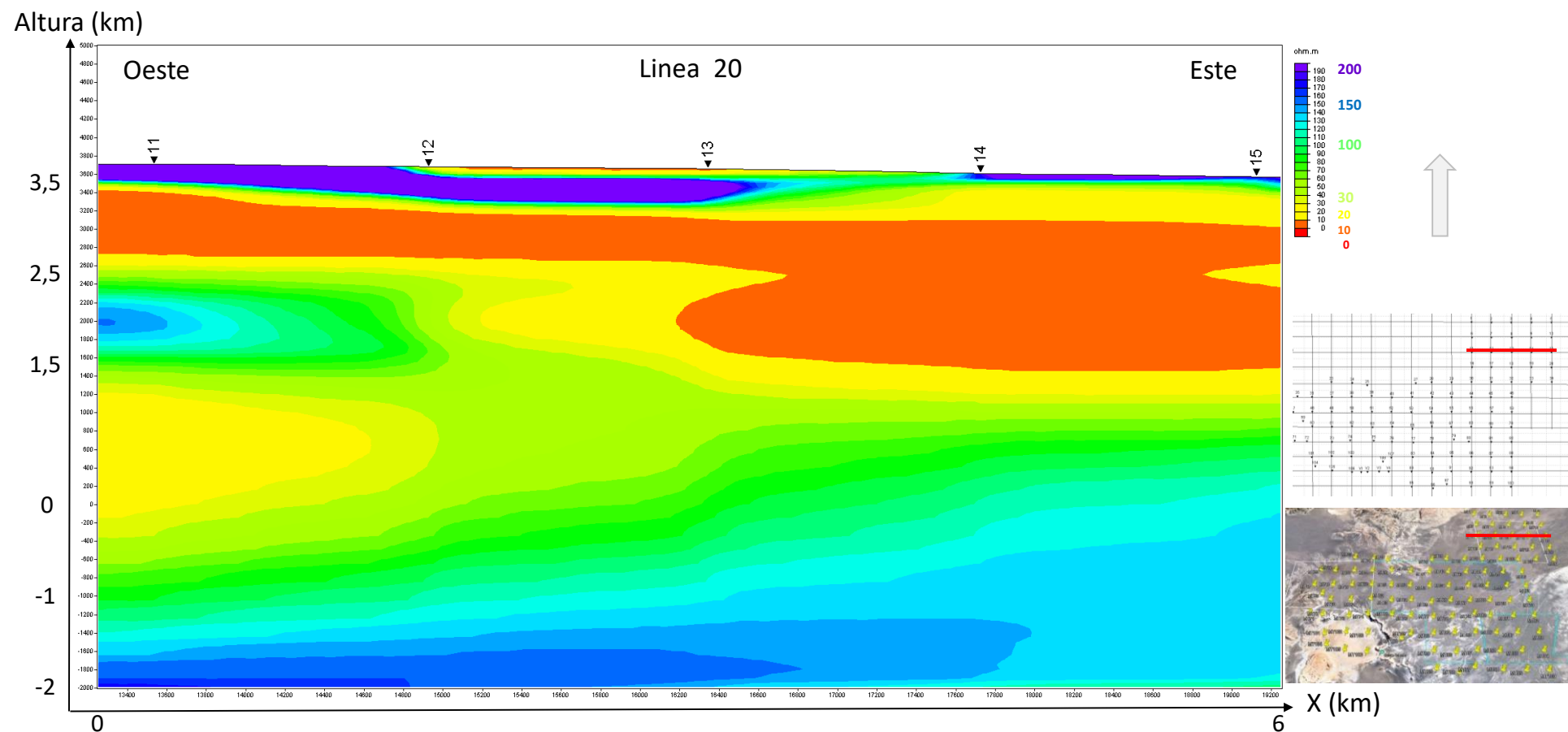
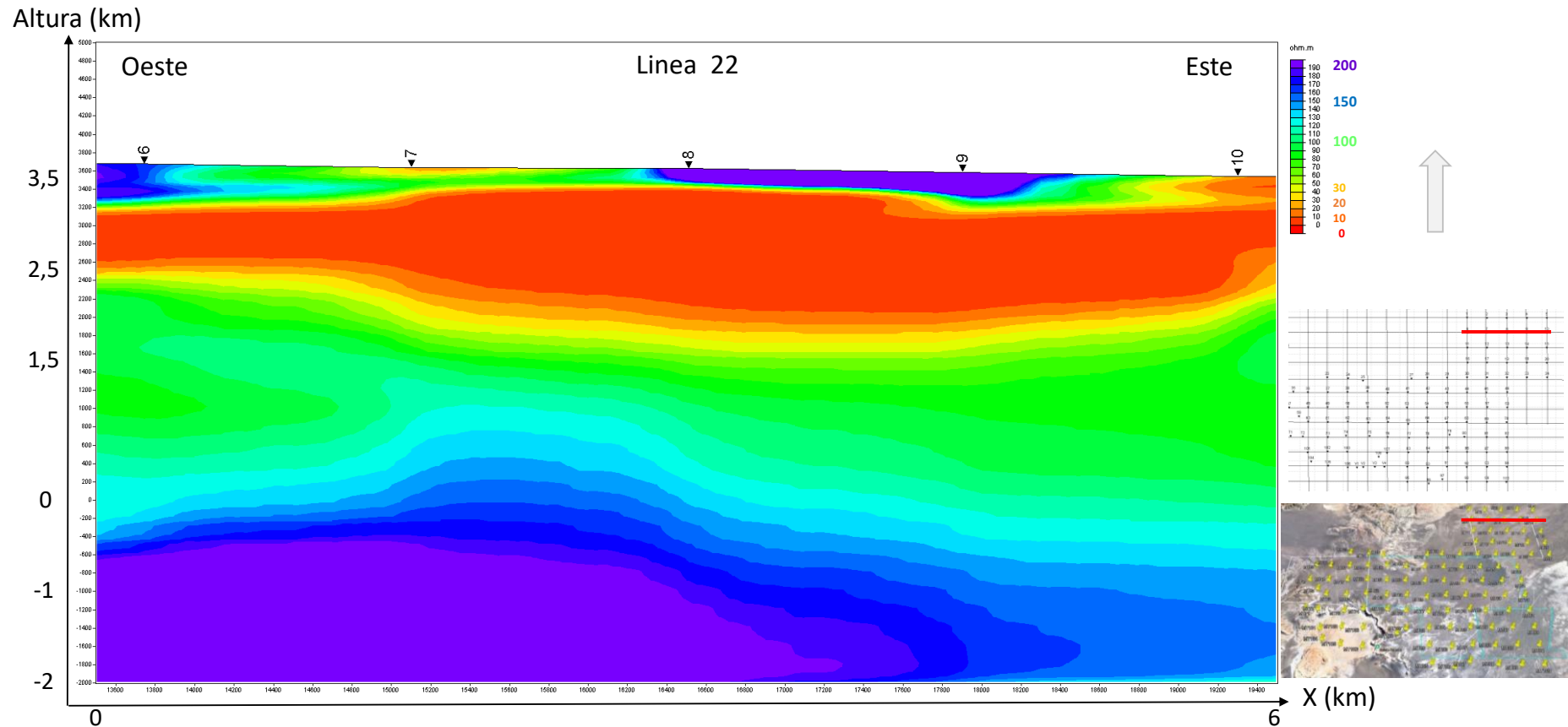


Figura 43. Modelo 2D de la Línea 20.

Agüero 1995 – Piso 6° A – CP 1425 – CABA - TEL.: 11-6021-6135
E-MAIL: proingeo@yahoo.com.ar; info@proingeo.com.ar
www.proingeo.com.ar

Línea 22. Ubicada en el sector Norte, evidenciaría presencia de sello, posiblemente reservorio y rocas volcánicas en la zona somera y profunda.



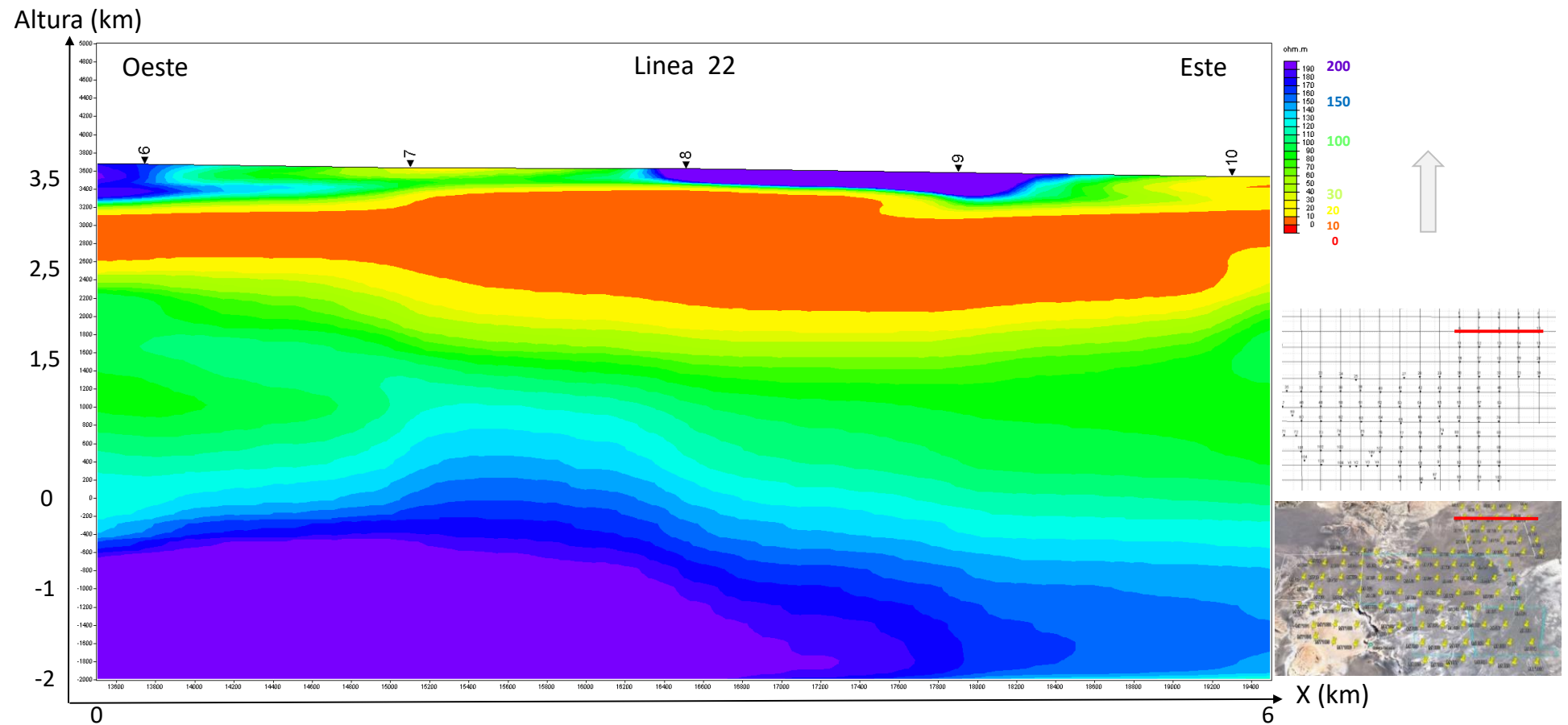
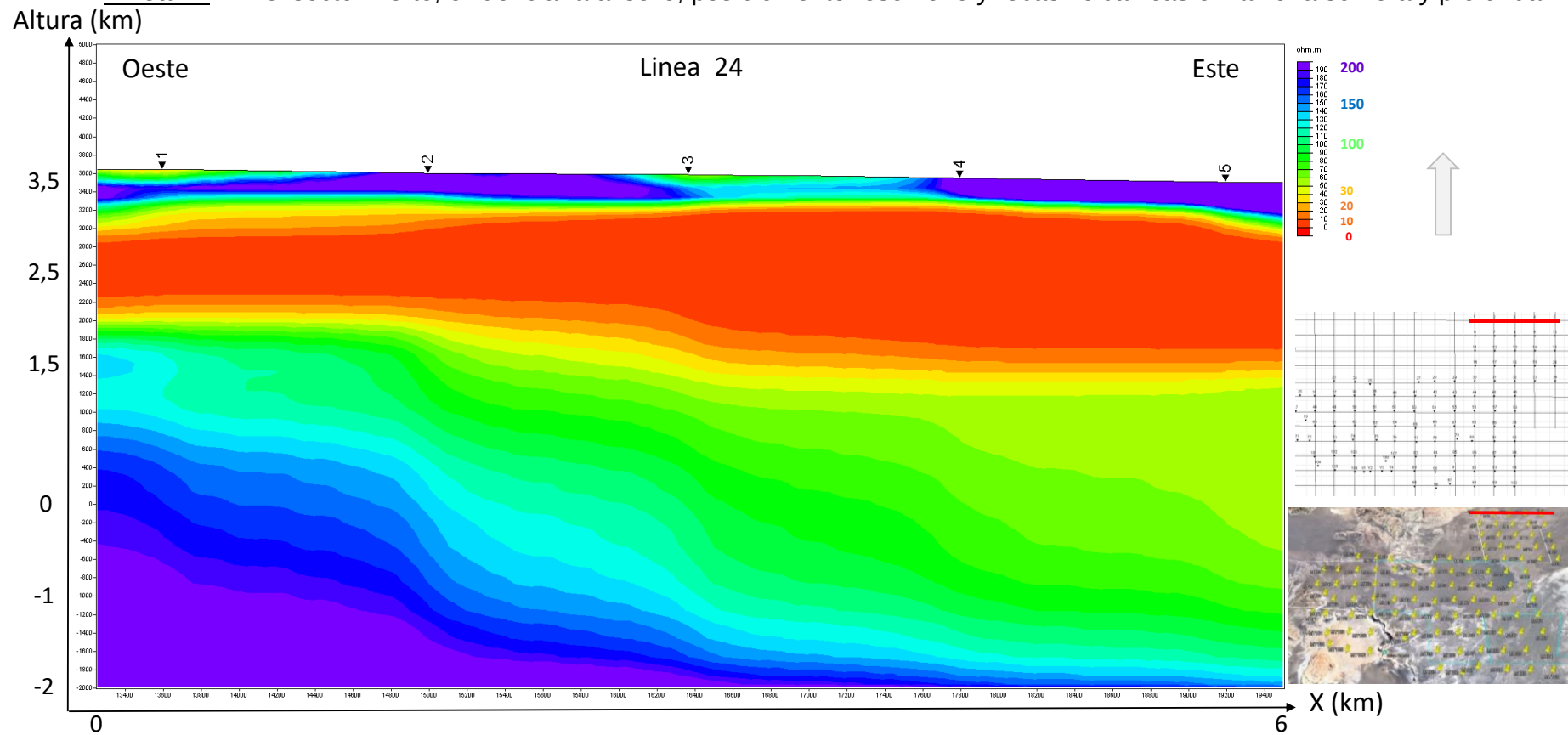


Figura 44. Modelo 2D de la Línea 22.

Línea 24. En el sector Norte, evidenciaría al sello, posiblemente reservorio y rocas volcánicas en la zona somera y profunda.



Agüero 1995 – Piso 6° A – CP 1425 – CABA - TEL.: 11-6021-6135
E-MAIL: proingeo@yahoo.com.ar; info@proingeo.com.ar
www.proingeo.com.ar

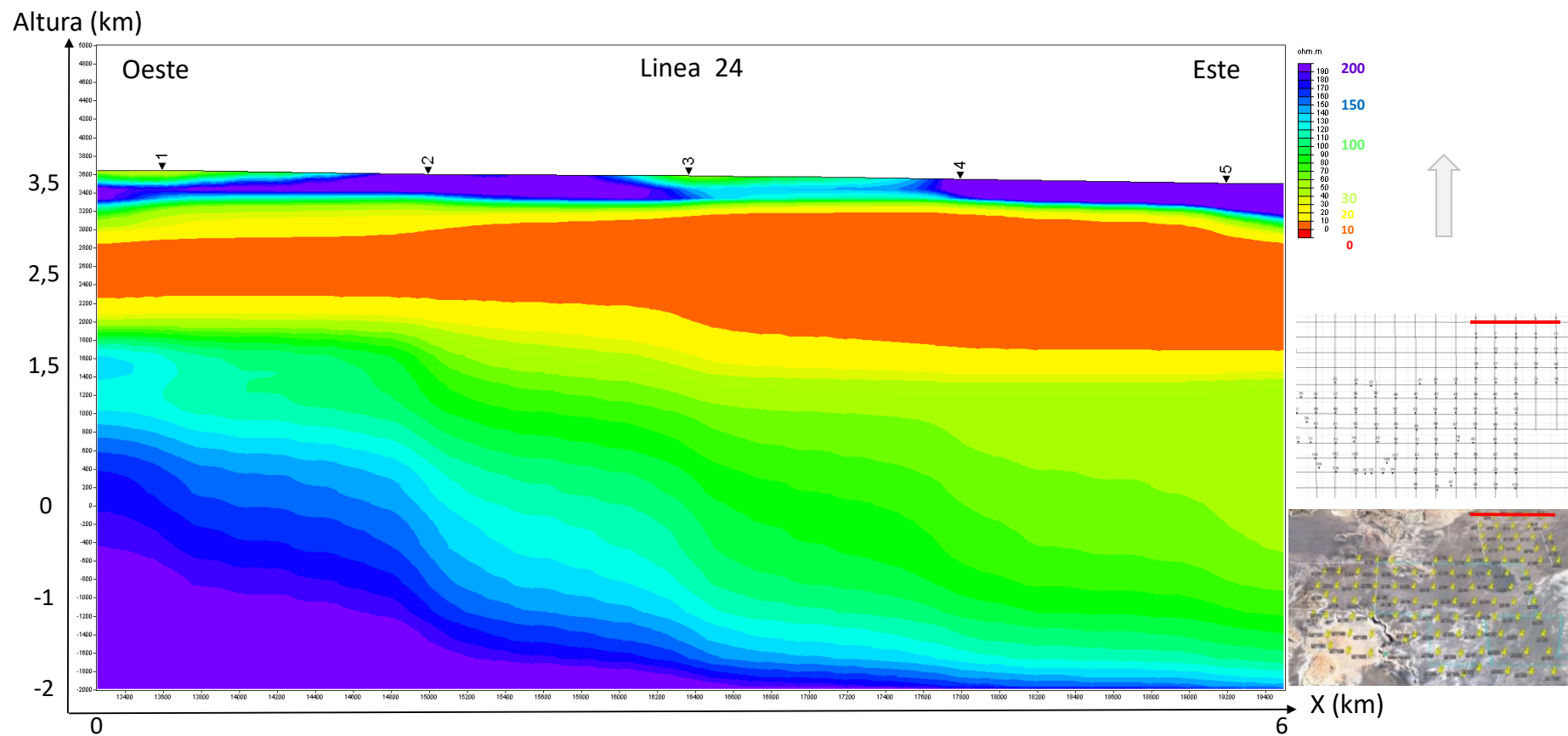


Figura 45. Modelo 2D de la Línea 24.



Los mapas en planta se construyen integrando a los modelos inversos en perfil (Figuras 46 a 65). Esta integración se hace a través de una interpolación numérica por lo que se debe tener cuidado en las zonas lejanas a las líneas donde el dato es duro (a fines de la interpolación).

Se indica en rosa la zona de la fumarola y en gris la zona del pozo propuesto que se desarrollara en la sección siguiente.

Estas vistas contribuyen en conjunto con las vistas en perfil a delinear las principales discontinuidades y a ubicar arealmente y de manera rápida los diferentes elementos del sistema geotermal que justifican las conclusiones geofísicas. Sin embargo para el análisis en detalle se debe estudiar el cubo 3D de la siguiente sección.

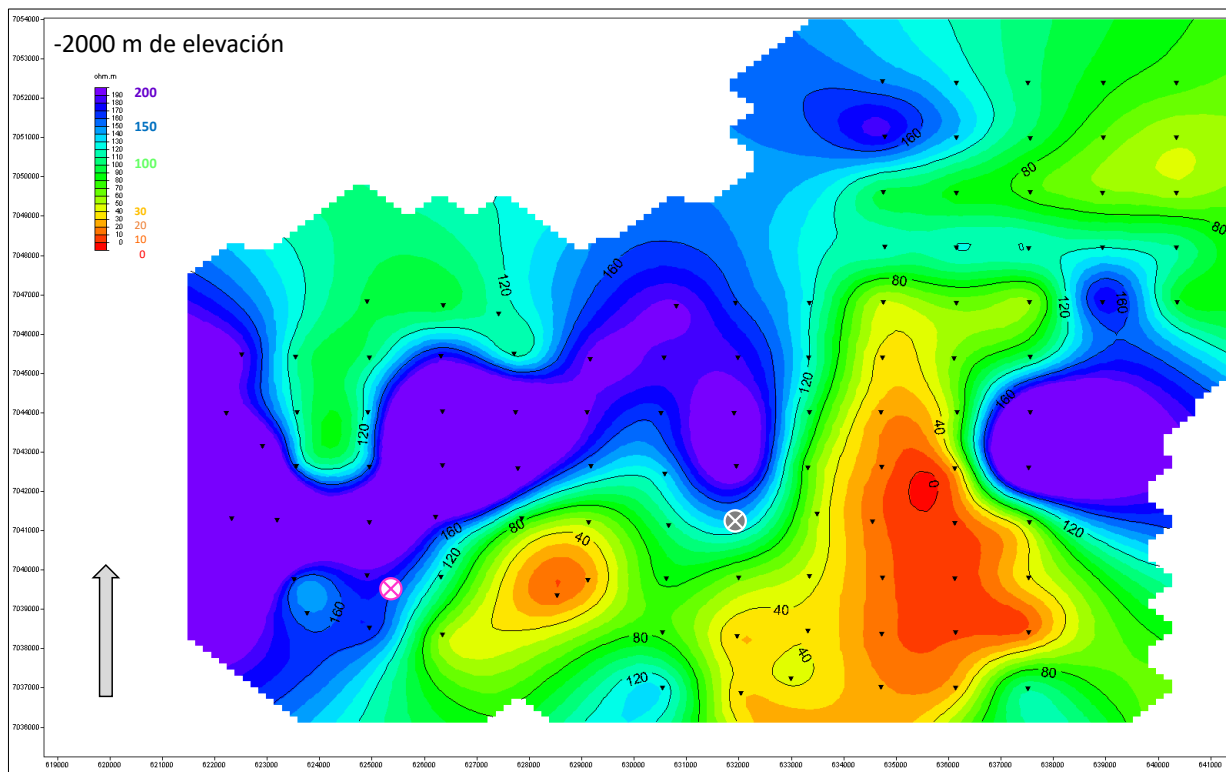


Figura 46. Mapa en planta a -2000 m de altura.

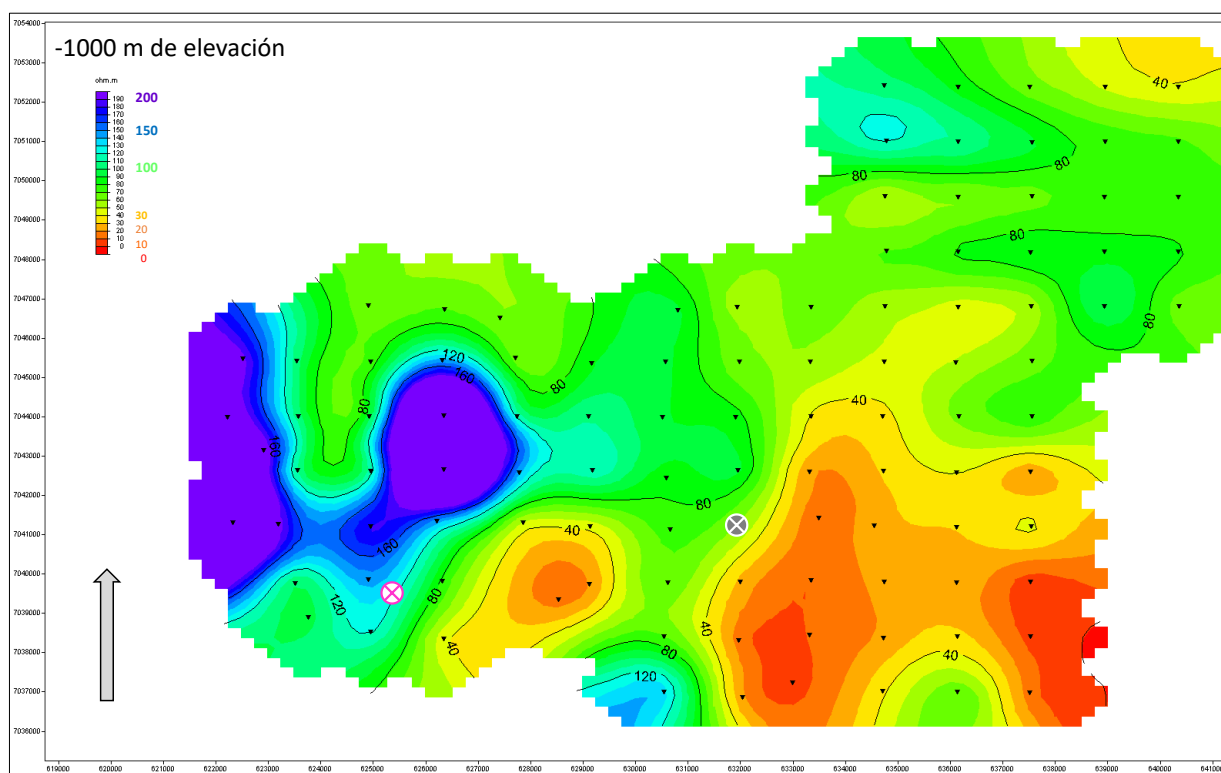


Figura 47. Mapa en planta a -1000 m de altura.

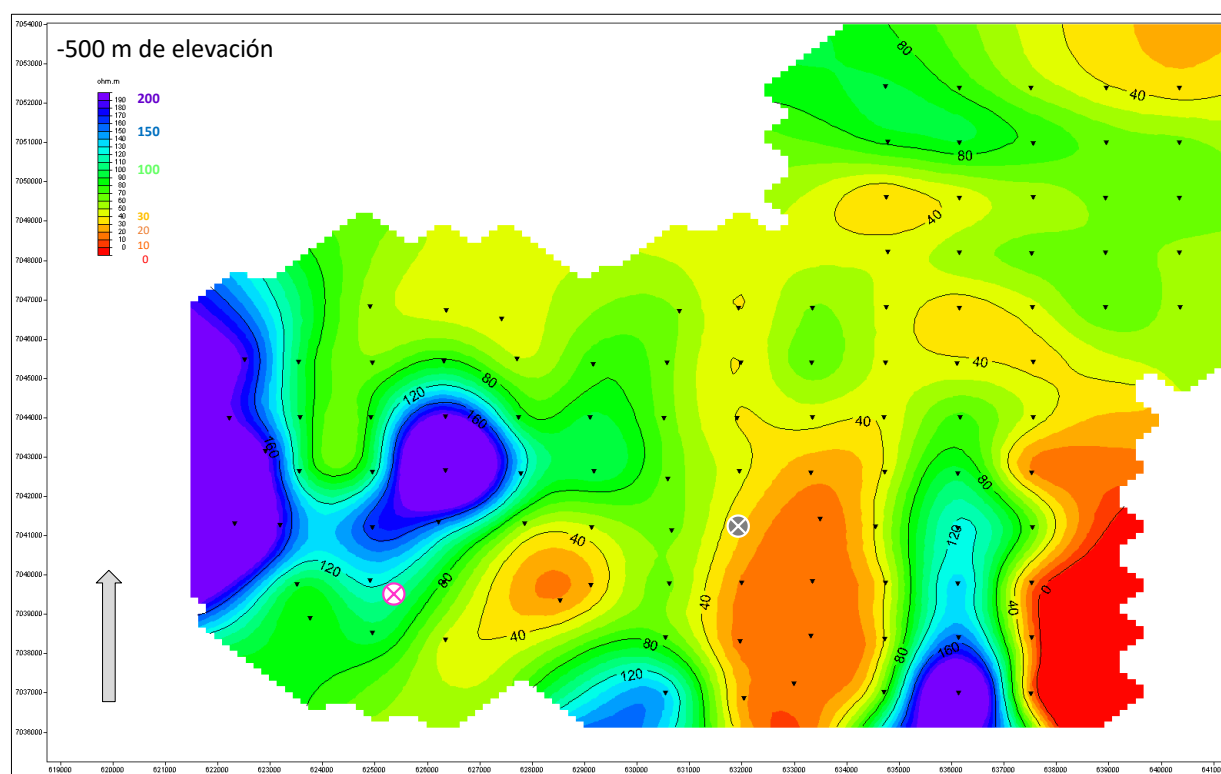


Figura 48. Mapa en planta a -500 m de altura

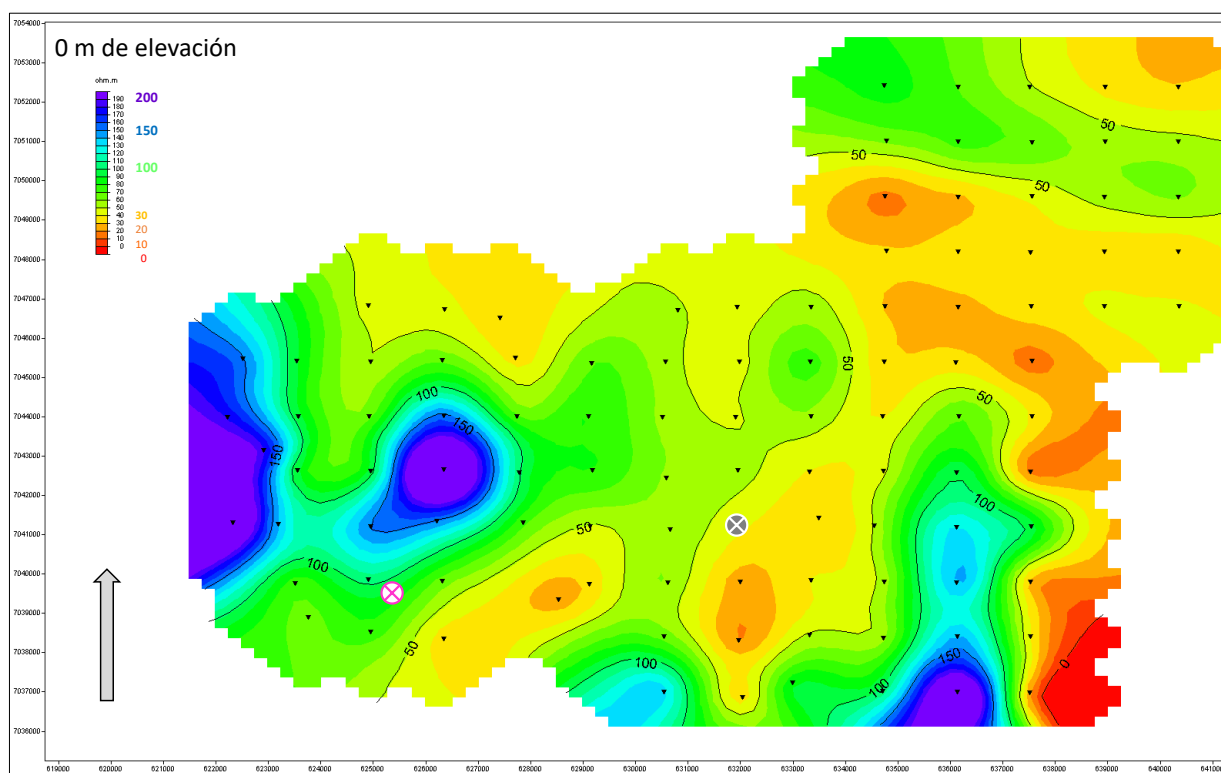


Figura 49. Mapa en planta a 0 m de altura.

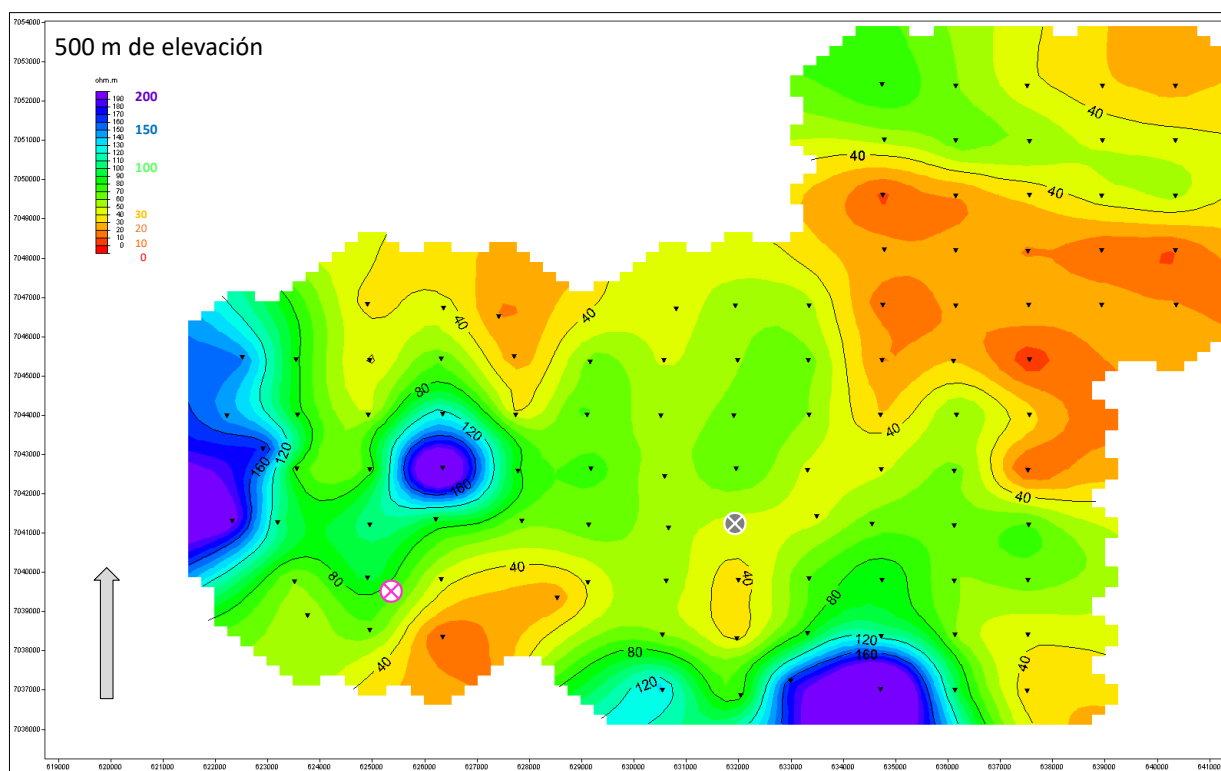


Figura 50. Mapa en planta a 500 m de altura.

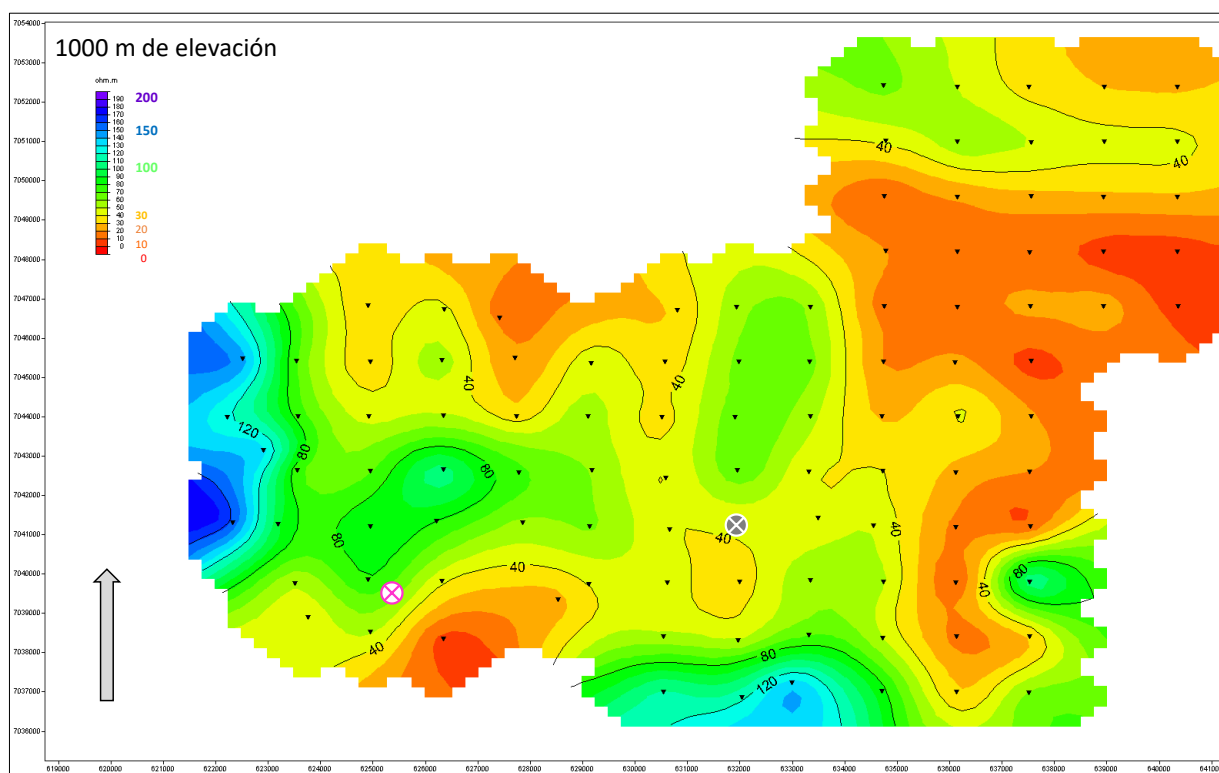


Figura 51. Mapa en planta a 1000 m de altura.

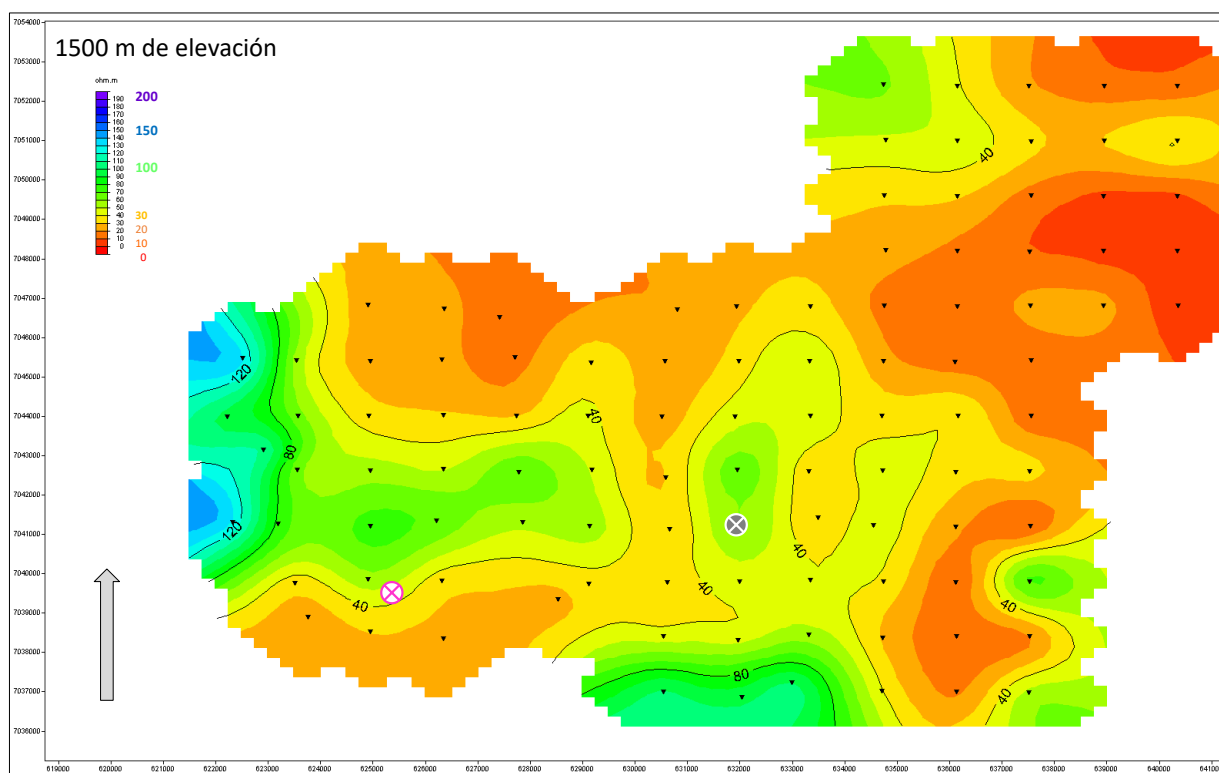


Figura 52. Mapa en planta a 1500 m de altura.

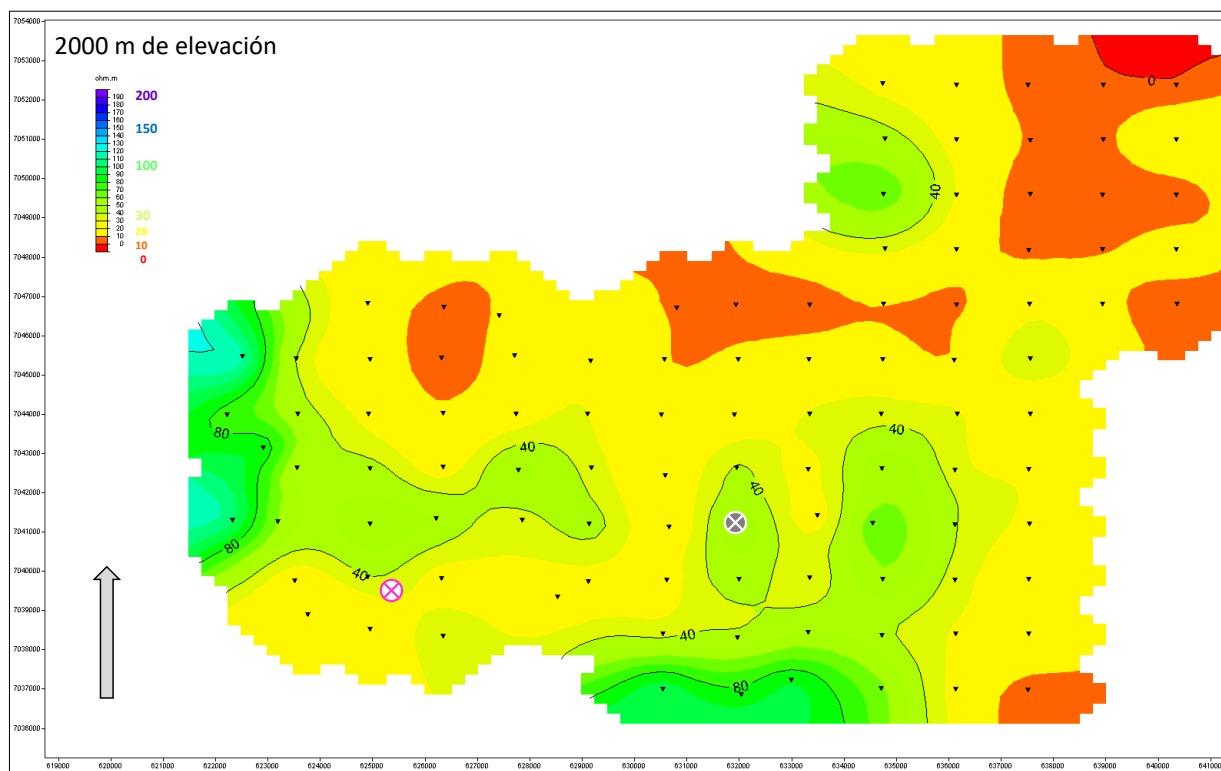


Figura 53. Mapa en planta a 2000 m de altura.

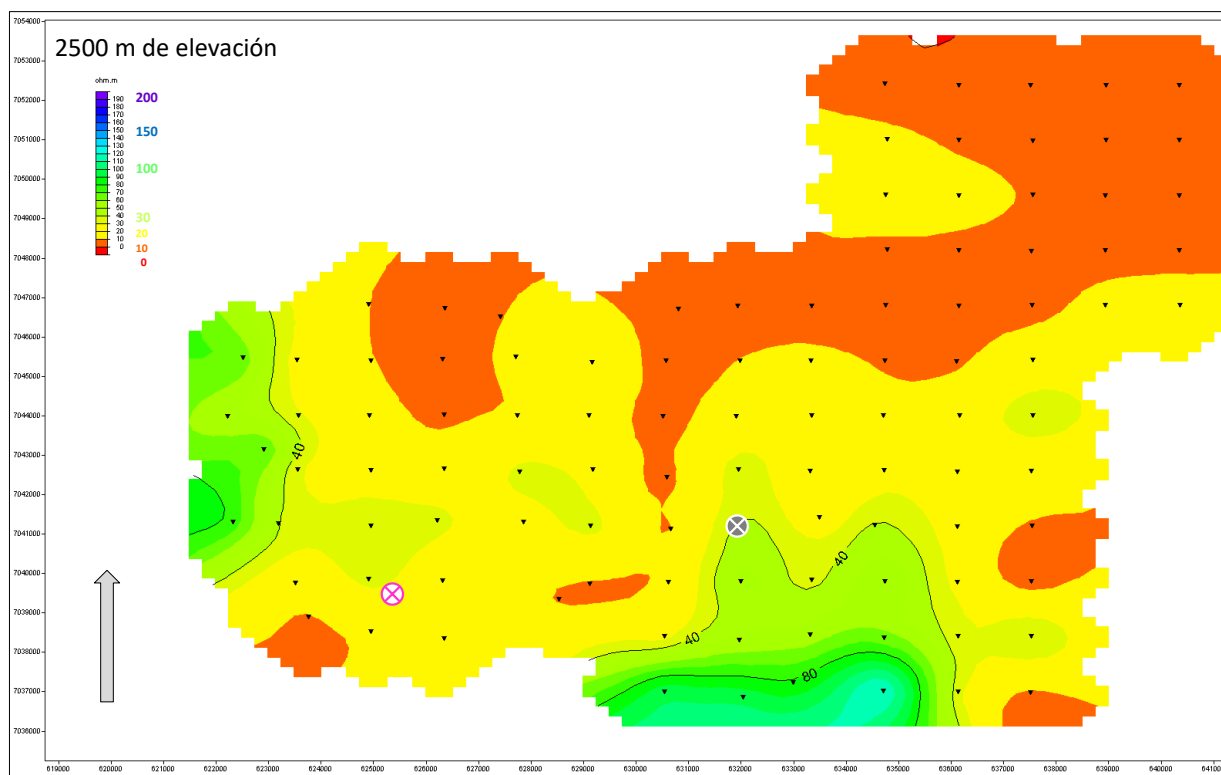


Figura 54. Mapa en planta a 2500 m de altura.

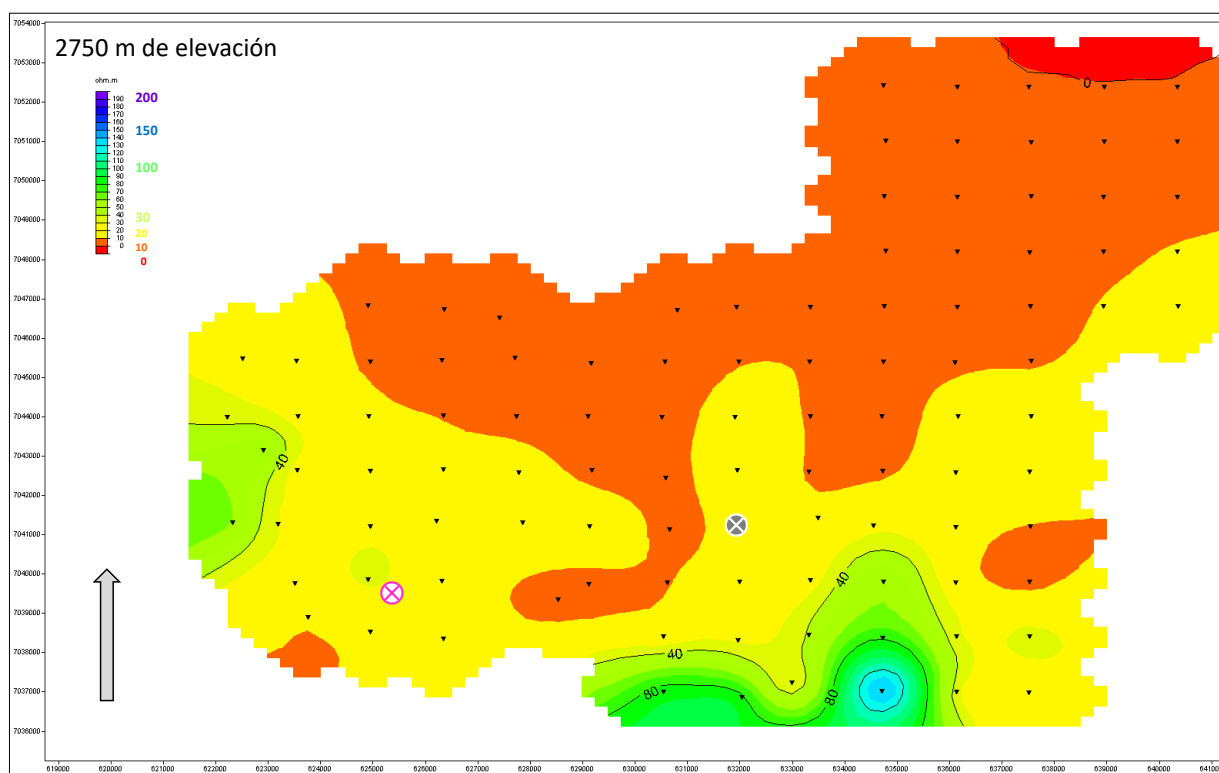


Figura 55. Mapa en planta a 2750 m de altura.

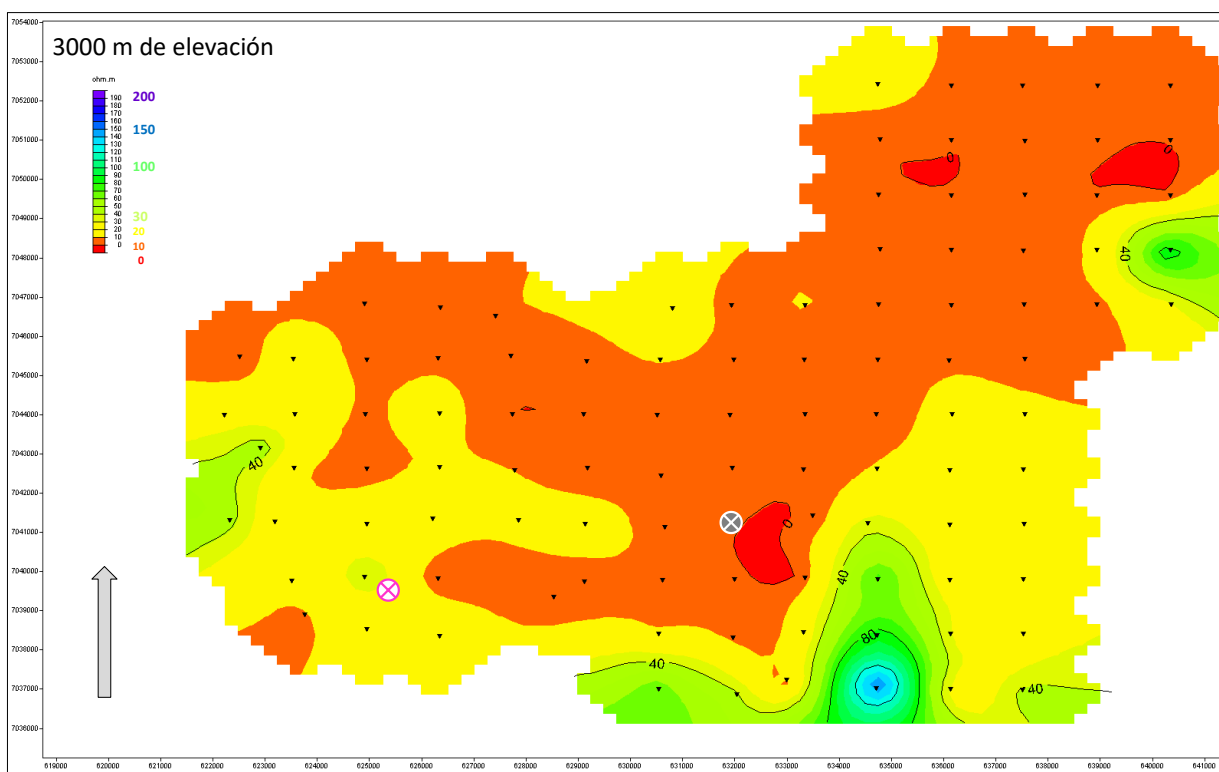


Figura 56. Mapa en planta a 3000 m de altura.

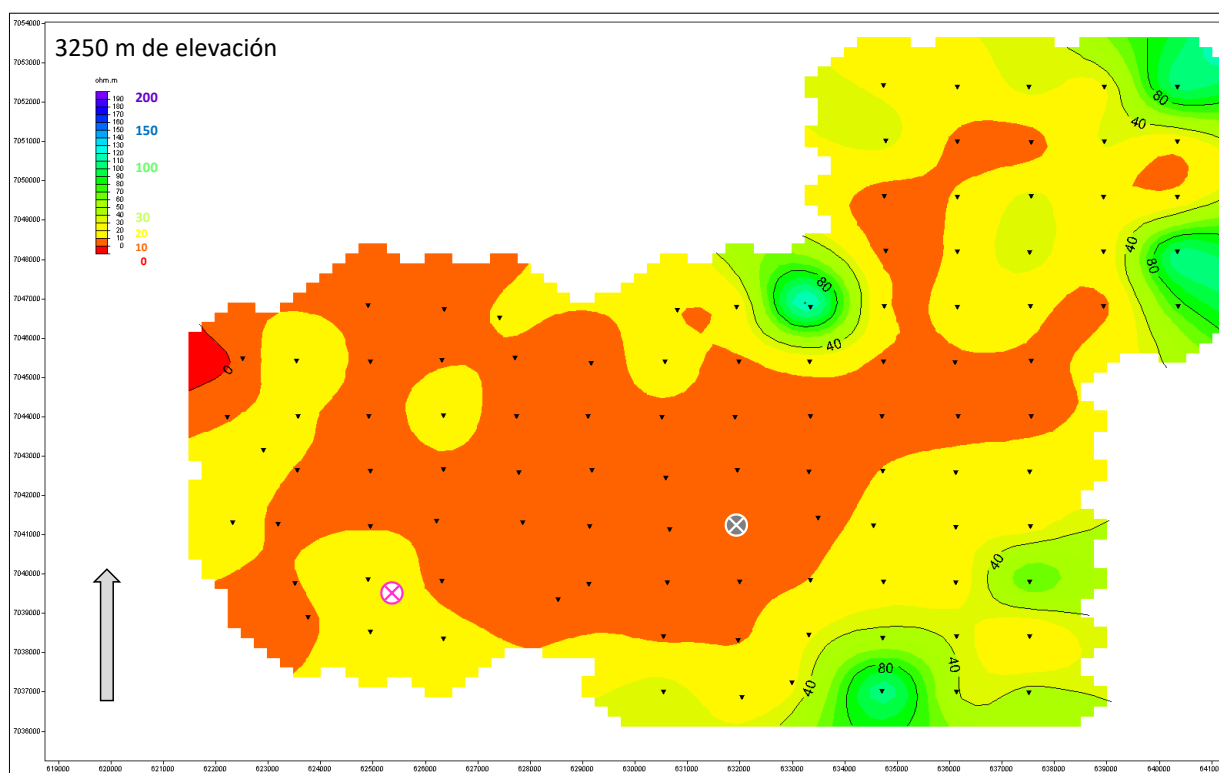


Figura 57. Mapa en planta a 3250 m de altura.

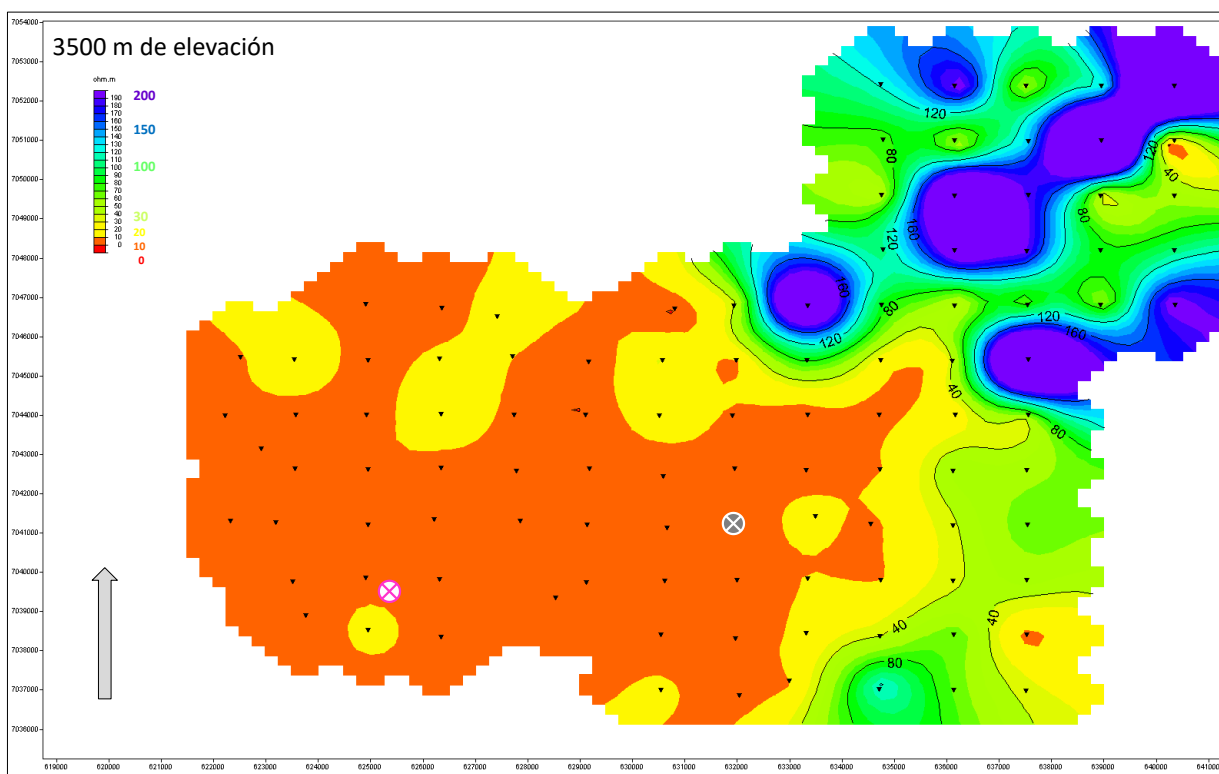


Figura 58. Mapa en planta a 3500 m de altura.

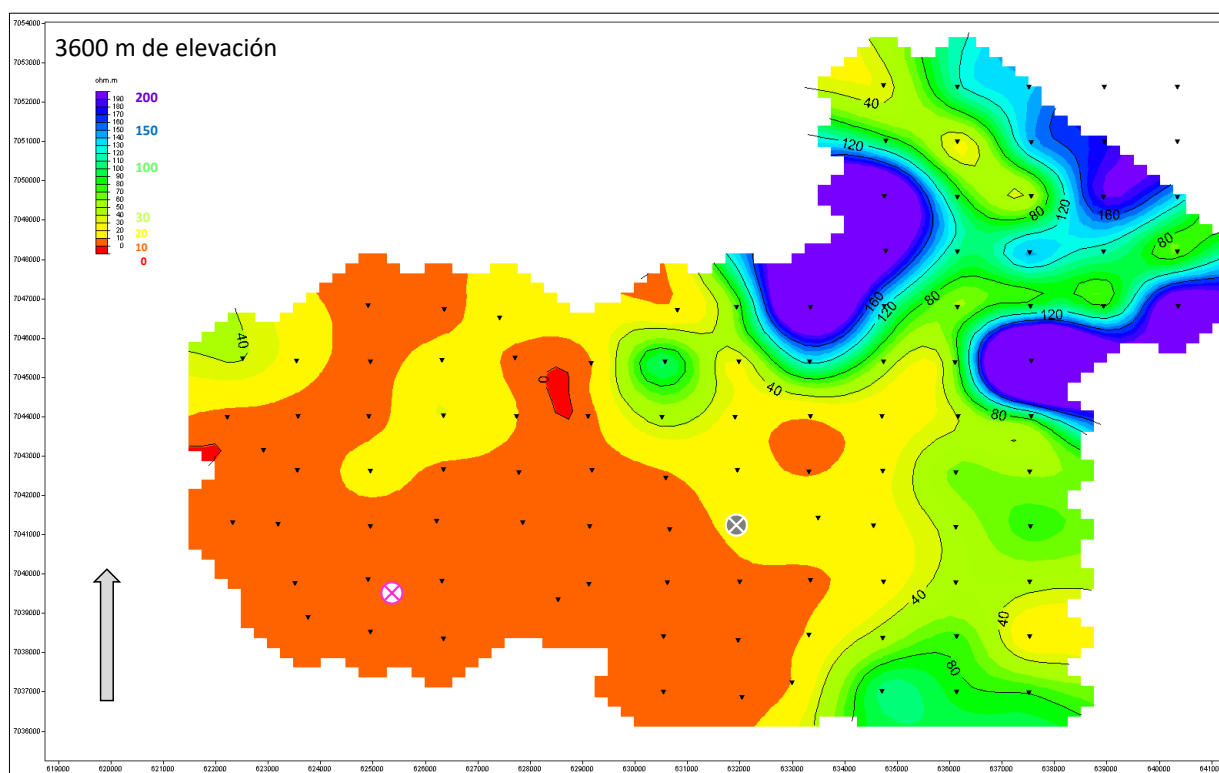


Figura 59. Mapa en planta a 3600 m de altura.

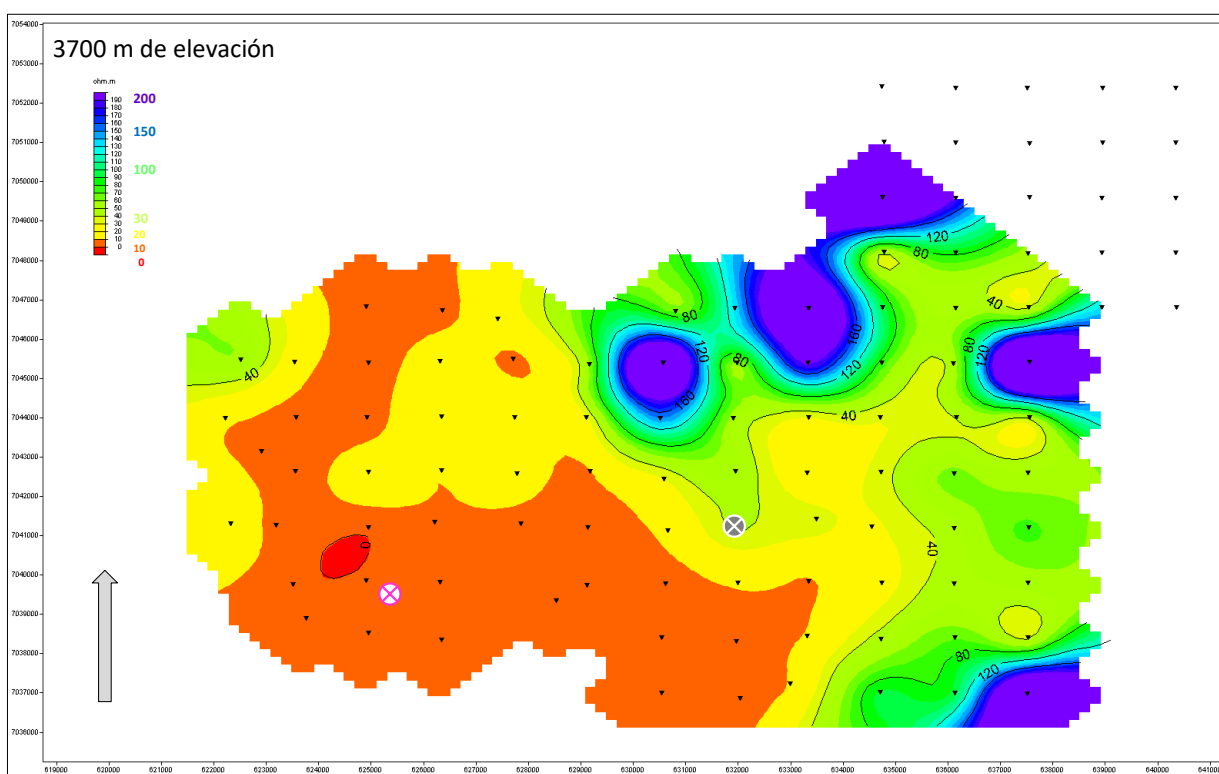


Figura 60. Mapa en planta a 3700 m de altura.

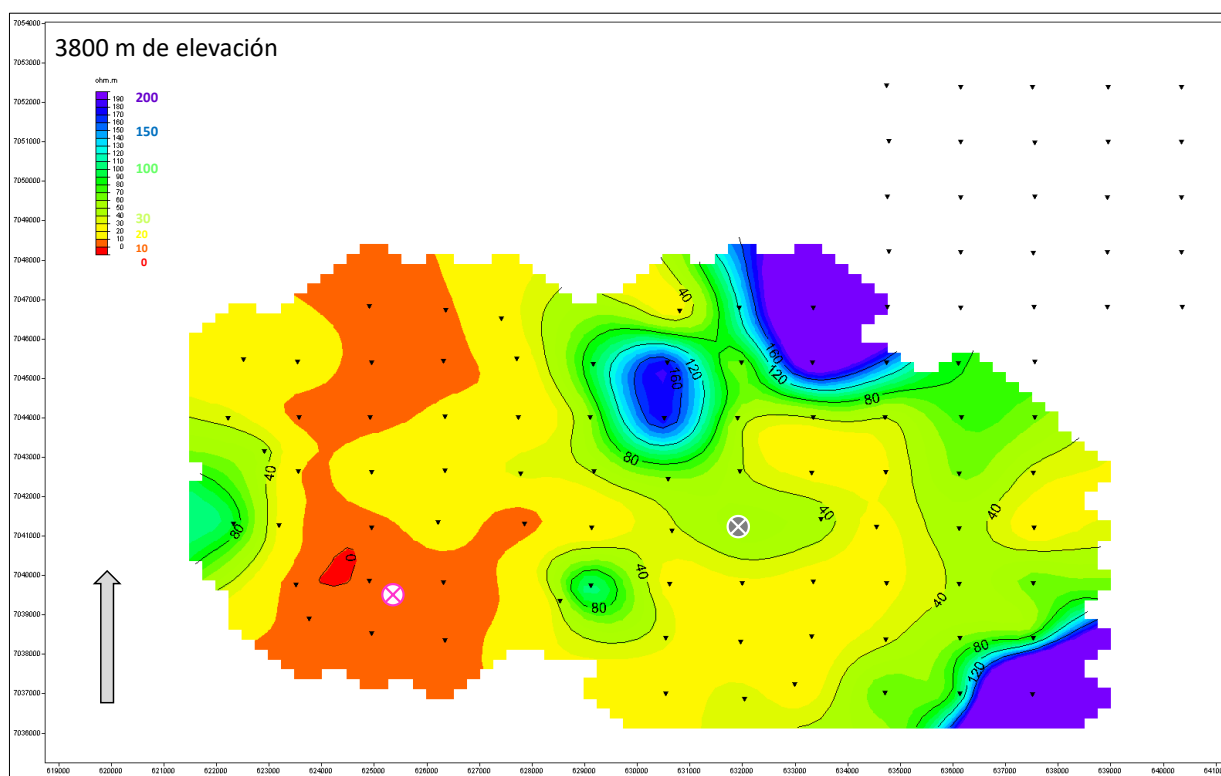


Figura 61. Mapa en planta a 3800 m de altura

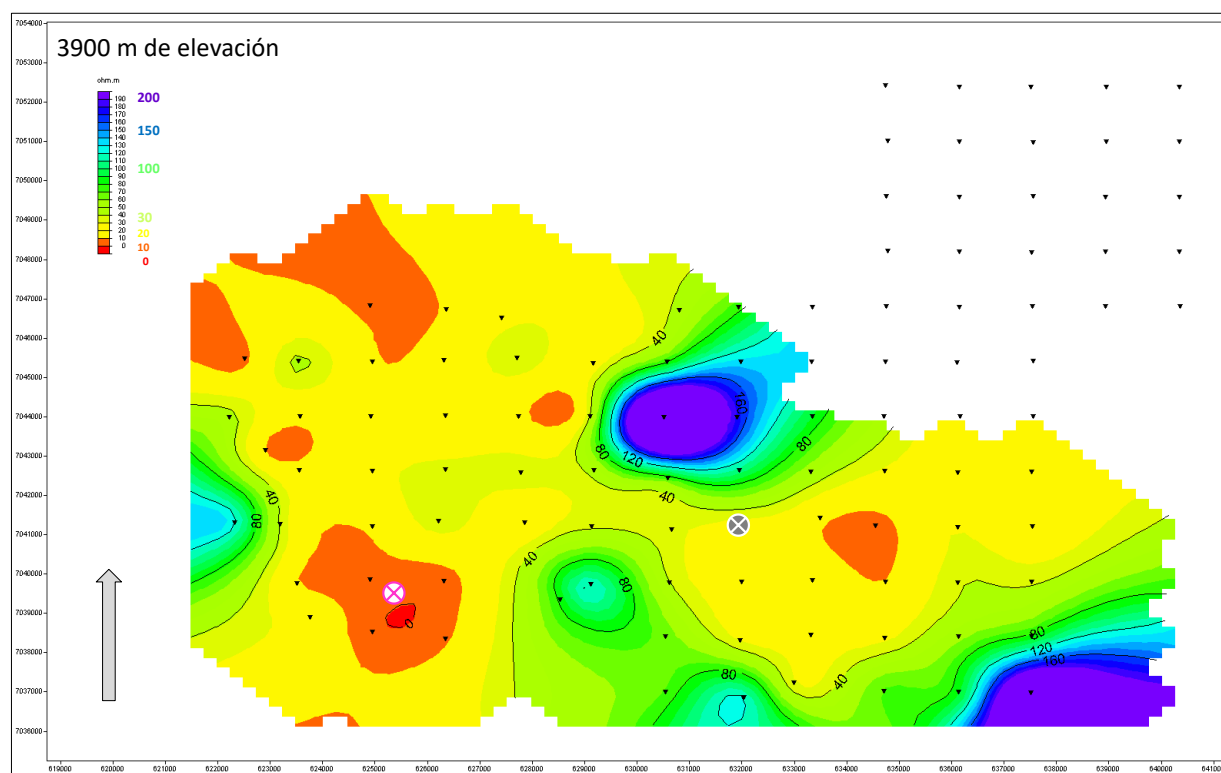


Figura 62. Mapa en planta a 3900 m de altura.

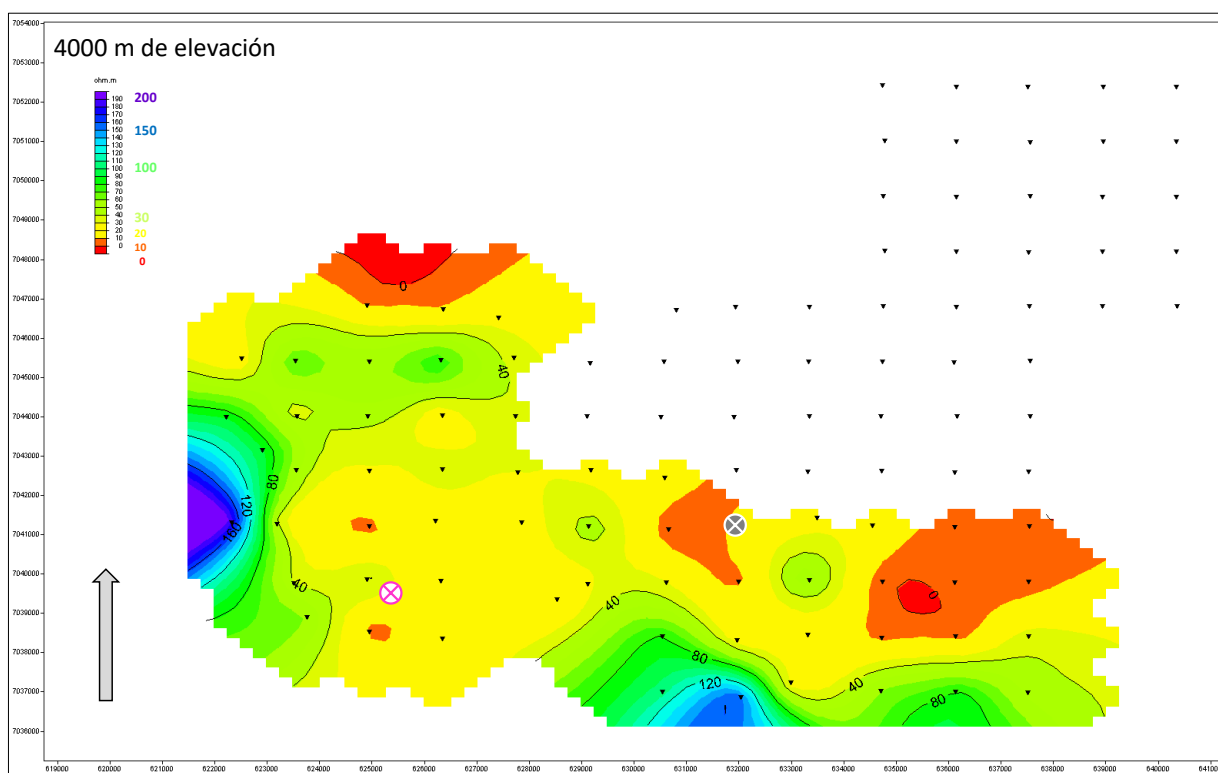


Figura 63. Mapa en planta a 4000 m de altura.

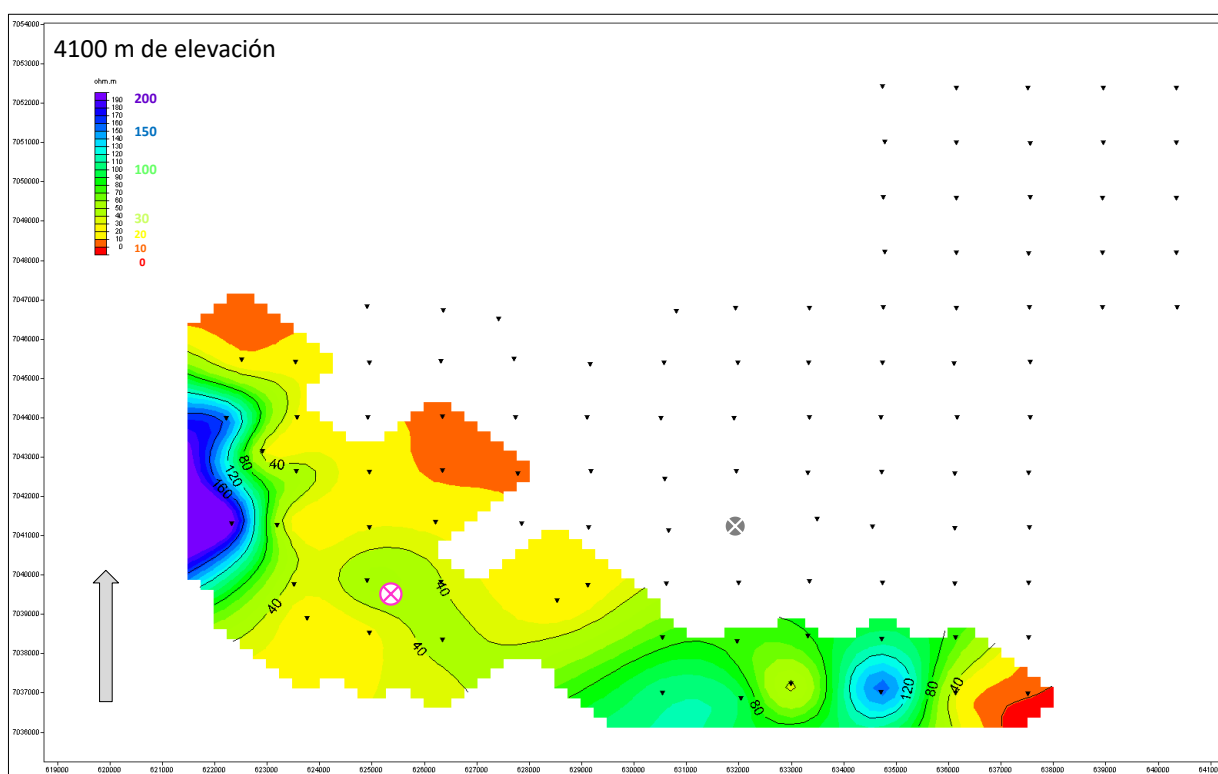


Figura 64. Mapa en planta a 4100 m de altura

5. MODELADO GEOTERMAL

5.1 Introducción

Con el objetivo de determinar los elementos del sistema geotérmico a partir de la resistividad eléctrica obtenida de la interpretación de las mediciones de campo, se crea un modelo geocelular que es una representación en tres dimensiones del subsuelo, que divide el mismo en celdas (voxels) a las que se les asignan atributos (valores de resistividad eléctrica, elemento, etc.).

Para generar este modelo, se utilizó el software ParaView (versión RC6), que es un software de código abierto que permite visualizar y analizar datos en 3D, así como generar el modelo geocelular y exportarlo en diferentes formatos.

5.2 Modelo de Reservorio

5.2.1 Procedimiento

A continuación, se detalla el flujo de procesos que se aplicaron para generar el modelo geocelular.

En primer lugar, se procedió a la generación del volumen, es decir, los valores de resistividad eléctrica provenientes de la interpretación 2D se llevaron a un volumen 3D. Para ello se utilizó el algoritmo Shepard con un refinamiento del volumen de 200 x 200 x 200 celdas lo que genera un cubo con 8.000.000 de voxels.

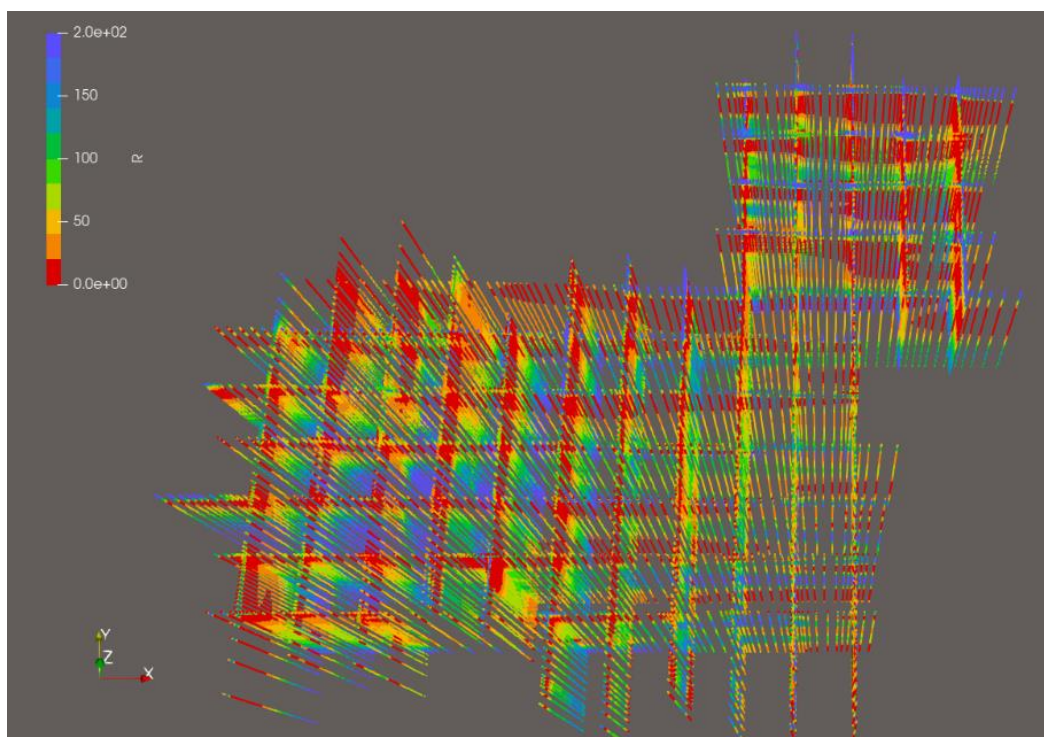


Figura 65. Valores de Resistividad eléctrica provenientes de la interpretación 2D.



Con los valores de refinamiento, se obtiene un tamaño aproximado de celda para cada dimensión (X, Y, Z), logrando una resolución adecuada para el estudio realizado, es decir a escala geofísica, los mismos son:

Este – Oeste (X): ~18 km → 90 metros

Norte – Sur (Y): ~16 km → 80 metros

Profundidad (Z): ~5 km → 25 metros

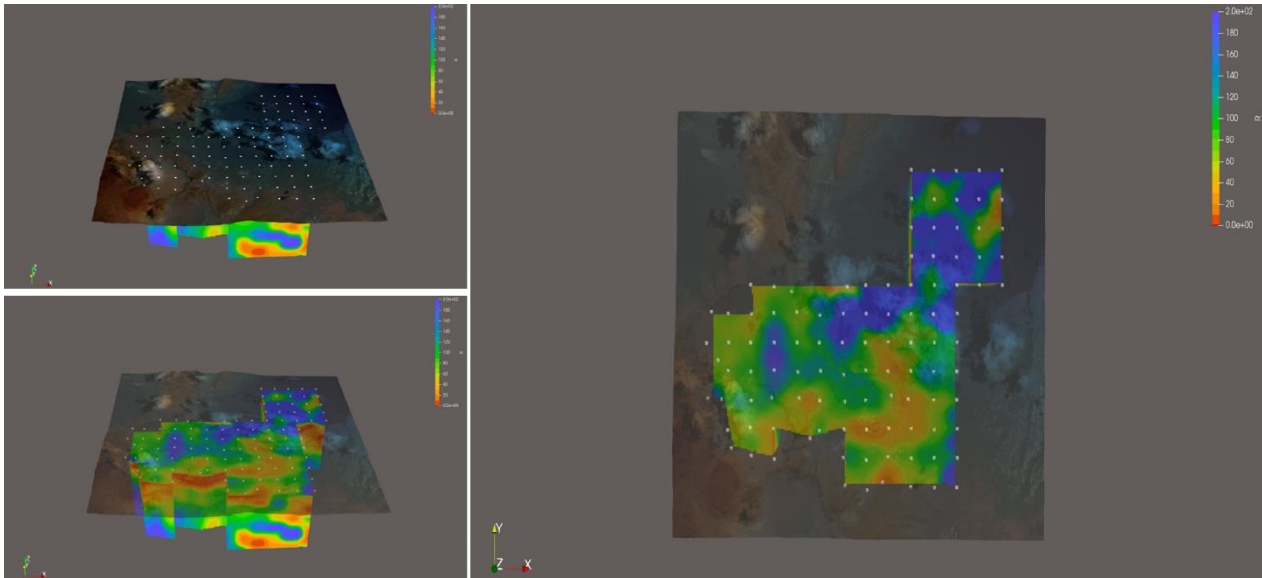


Figura 66. Ubicación general del modelo Geocelular con el atributo de resistividad eléctrica

En segundo lugar, se aplicó un suavizado espacial anisotrópico de 3 iteraciones con una ventana de 3 celdas en todas direcciones y un peso de 2 para la dirección Este – Oeste y peso 1 para la Norte – Sur y para Z como se observa en la Figura 66

Finalmente, se procede a la identificación de los elementos del sistema Geotermal en volumen o 3D, o sea se identificaron los elementos del modelo geotérmico a partir de la resistividad eléctrica 3D.

Sello. Definido en la sección de interpretación, actúa como barrera para evitar que el agua caliente del reservorio escape a la superficie, permitiendo así conservar el calor. Para determinar la existencia del sello y su ubicación en el caso 3D, se seleccionaron las celdas del modelo que cumplen con la condición que la resistividad eléctrica es menor a 12 Ω -m y están por encima de los 3500 metros de profundidad. El resultado puede verse en las Figuras 67 y 68.

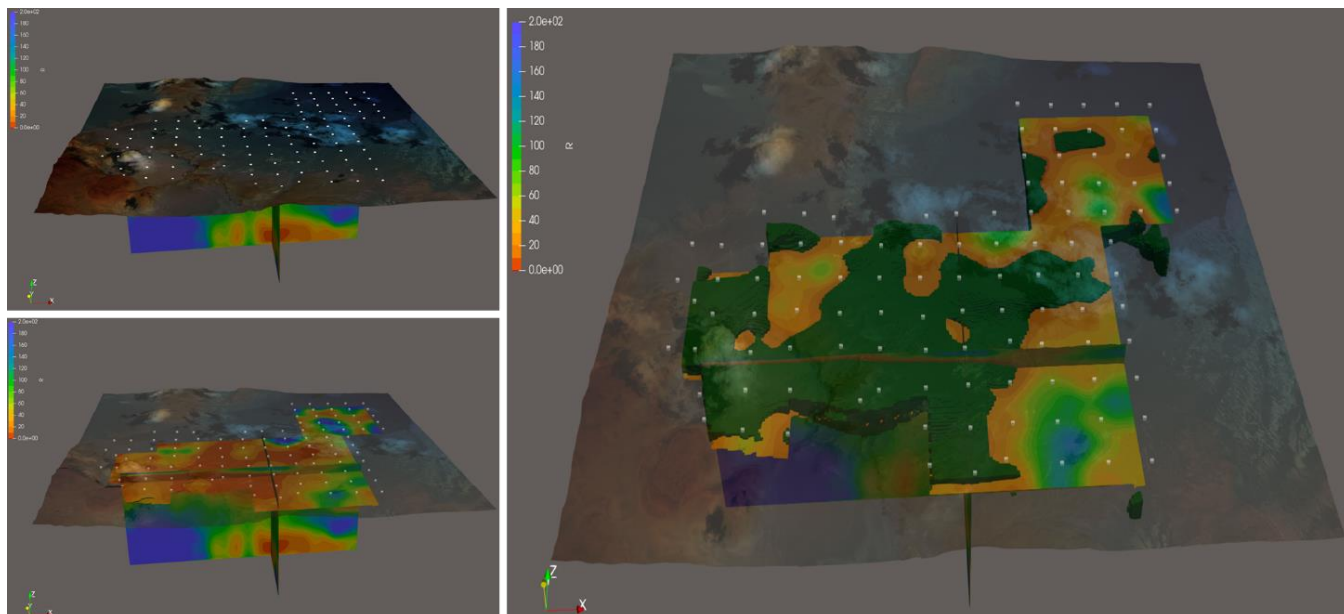


Figura 67. Ubicación general de la estructura del sello

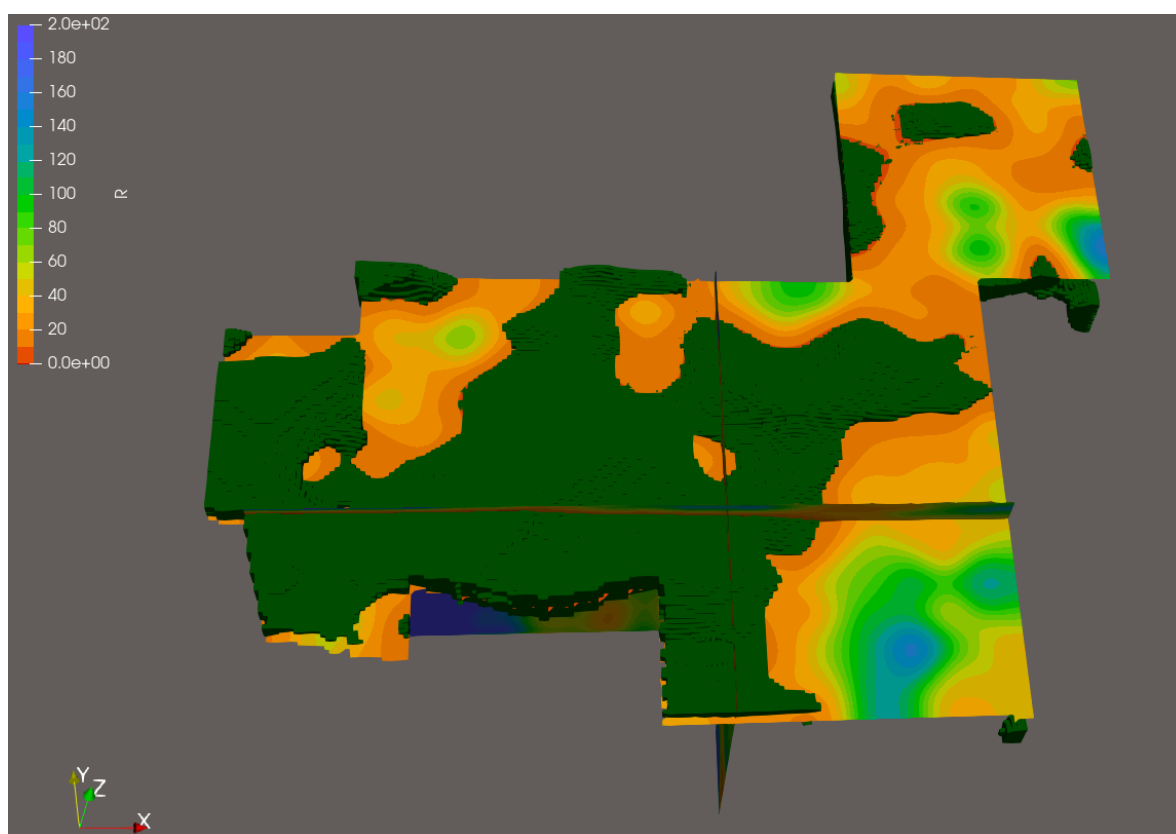


Figura 68. Sello superpuesto con corte de resistividad eléctrica a 2000 m de altura



Reservorio. Corresponde al volumen de roca porosa y permeable que almacena y circula el vapor de agua o el agua caliente. Para identificarlo en el modelo 3D se estimaron las celdas que tuvieran una resistividad eléctrica entre 20 y 100 Ω -m y que se encuentren por encima de los 3500 metros de profundidad.

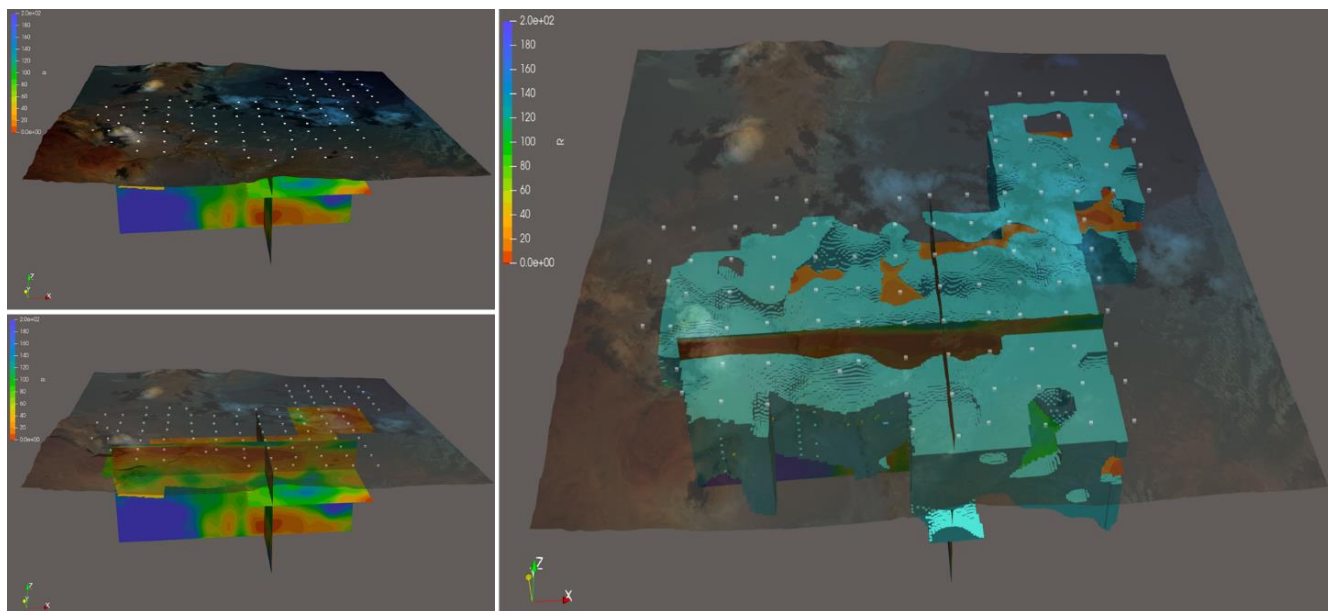


Figura 69. Ubicación general de la estructura del reservorio

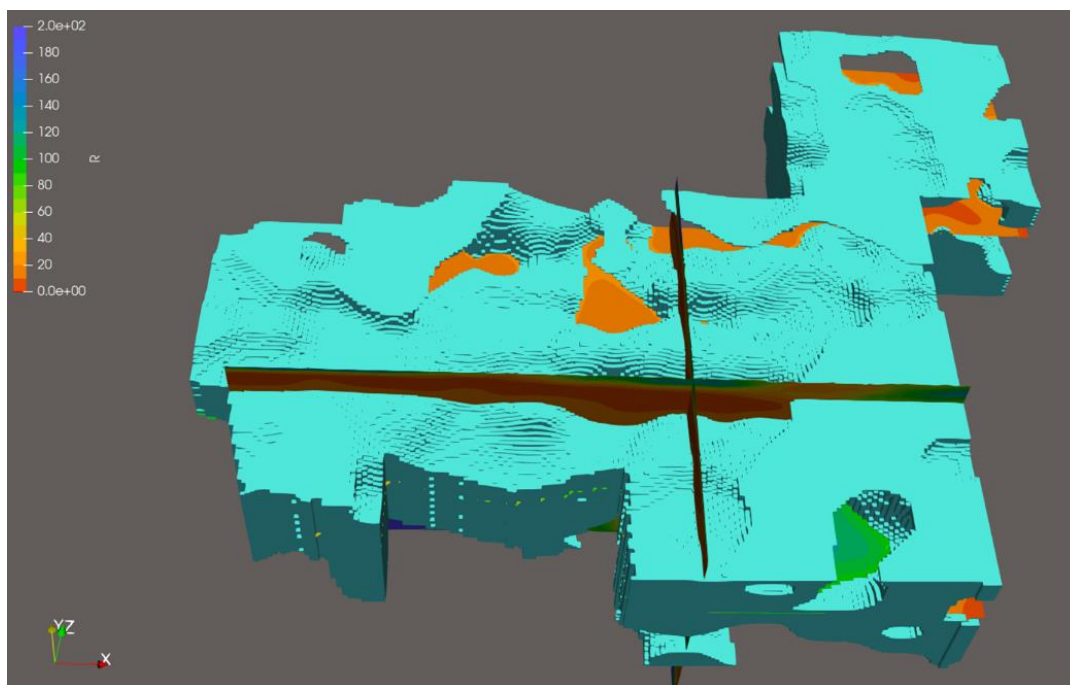


Figura 70. Reservorio superpuesto con corte de resistividad eléctrica a 1500 m de altura



Fuente de Calor: recordando que la fuente del sistema es el origen del calor del mismo, que podría ser un proceso magmático local, ya sea intrusivo o cámaras magmáticas. Para determinar la fuente y su ubicación en 3D, se seleccionaron las celdas del modelo cuya resistividad eléctrica es menor a $40 \Omega\text{-m}$ y que están a una profundidad mayor a 3500 metros, obteniéndose el resultado de las Figuras 71 y 72.

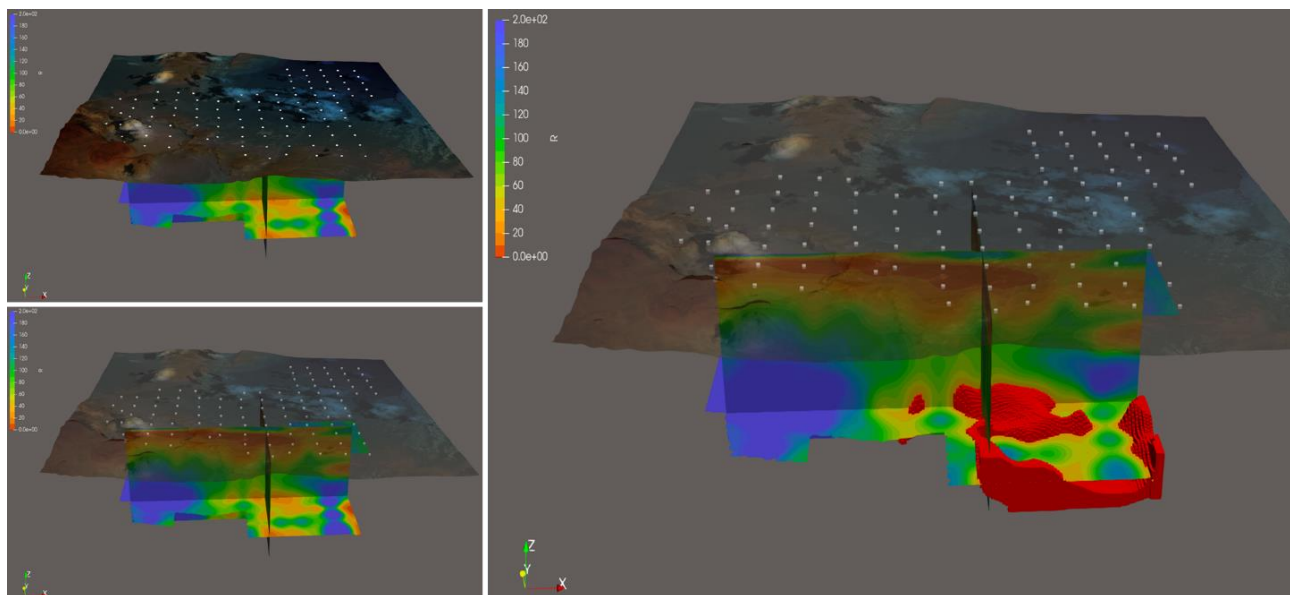


Figura 71. Ubicación general de la estructura Fuente de calor

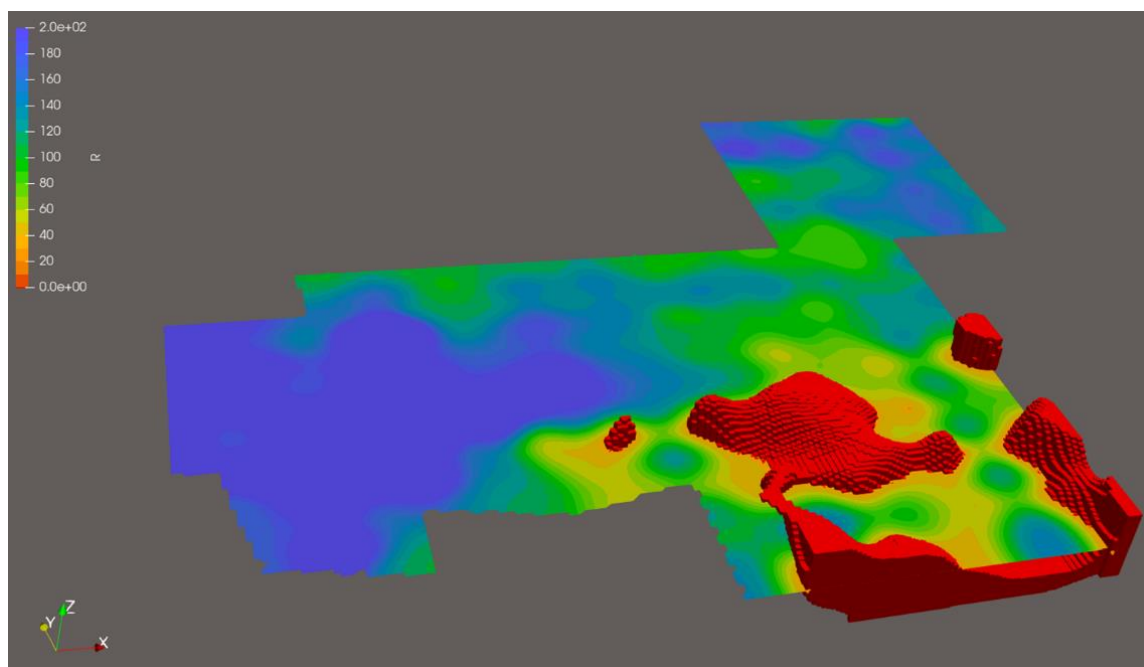


Figura 72. Fuente de calor superpuesta con corte de resistividad eléctrica a 4500 m



Zona de recarga: es el área donde el agua superficial que se infiltra al suelo entra dentro del sistema geotérmico, para luego al alcanzar la profundidad suficiente se calienta y alimenta al sistema. Para determinar la zona de recarga se analizó la topografía y zonas de precipitación y sentido que recorrería el agua infiltrada. Luego se delimitó planimétricamente la zona y se seleccionaron las celdas del modelo que poseen una resistividad eléctrica de entre 50 y 100 Ω -m y están a una profundidad mayor a 3500 m. El resultado se presenta en las Figuras 73 y 74.

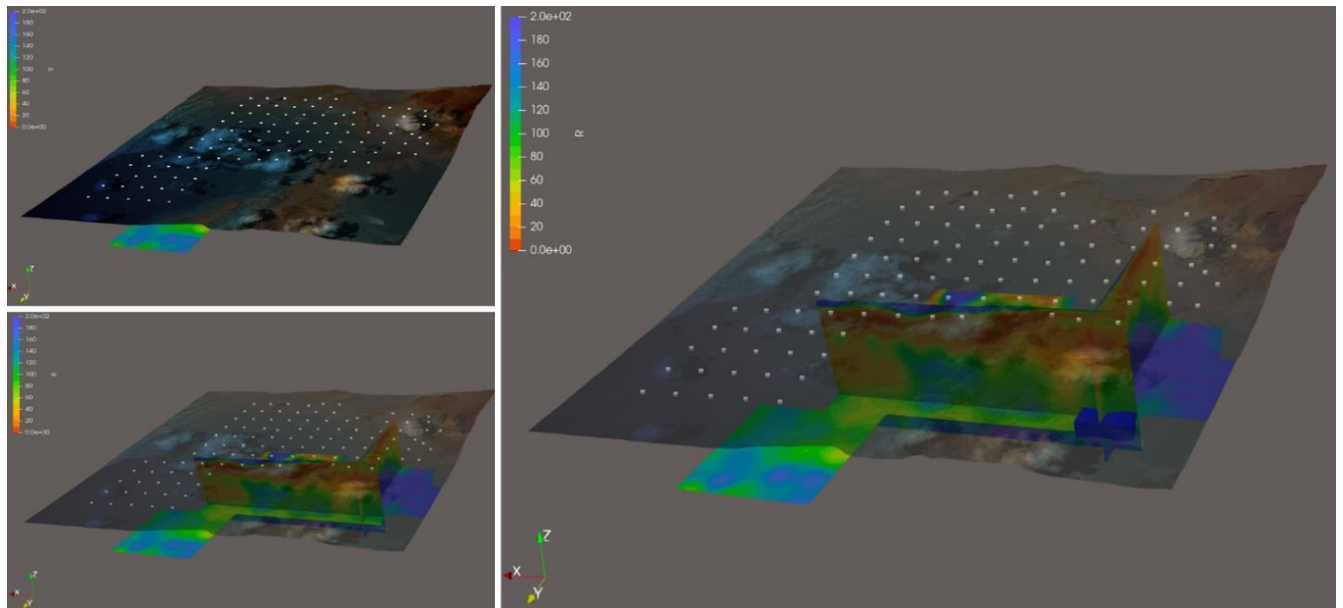


Figura 73. Ubicación general de la estructura de la zona de recarga.

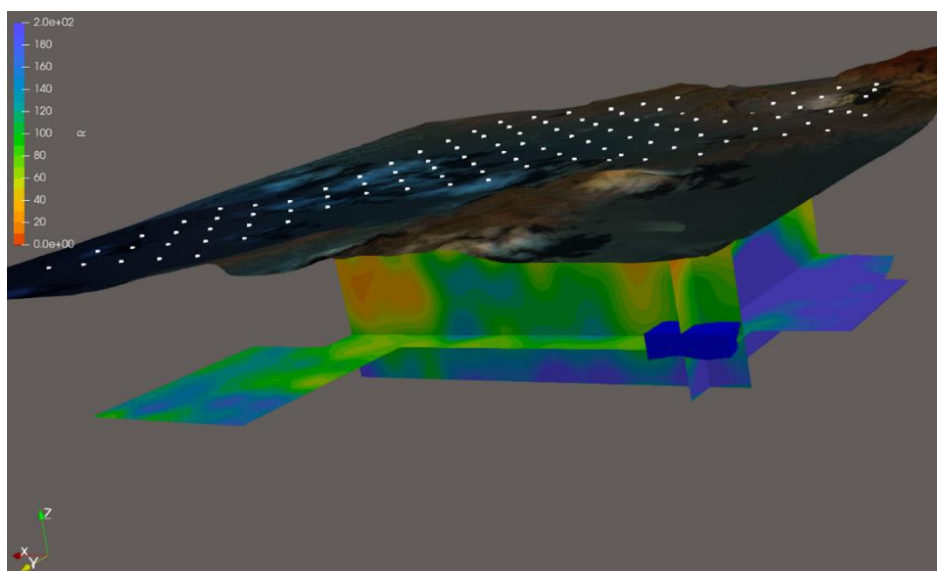


Figura 74. Vista lateral de la zona de recarga del sistema geotérmico.



Vías de migración: definida en la sección 4, se extiende el análisis de las discontinuidades al caso 3D, interpretándose como fallas geológicas o zonas de fracturamiento dentro del reservorio. Para su visualización 3D se recomienda trabajar con los entregables del modelo geocelular.

5.2.2 Modelo completo de reservorio

Los elementos descriptos, es decir, sello, reservorio, fuente y zona de recarga y vías de migración, conforman en conjunto el modelo geotérmico que se muestra en la Figura 75.

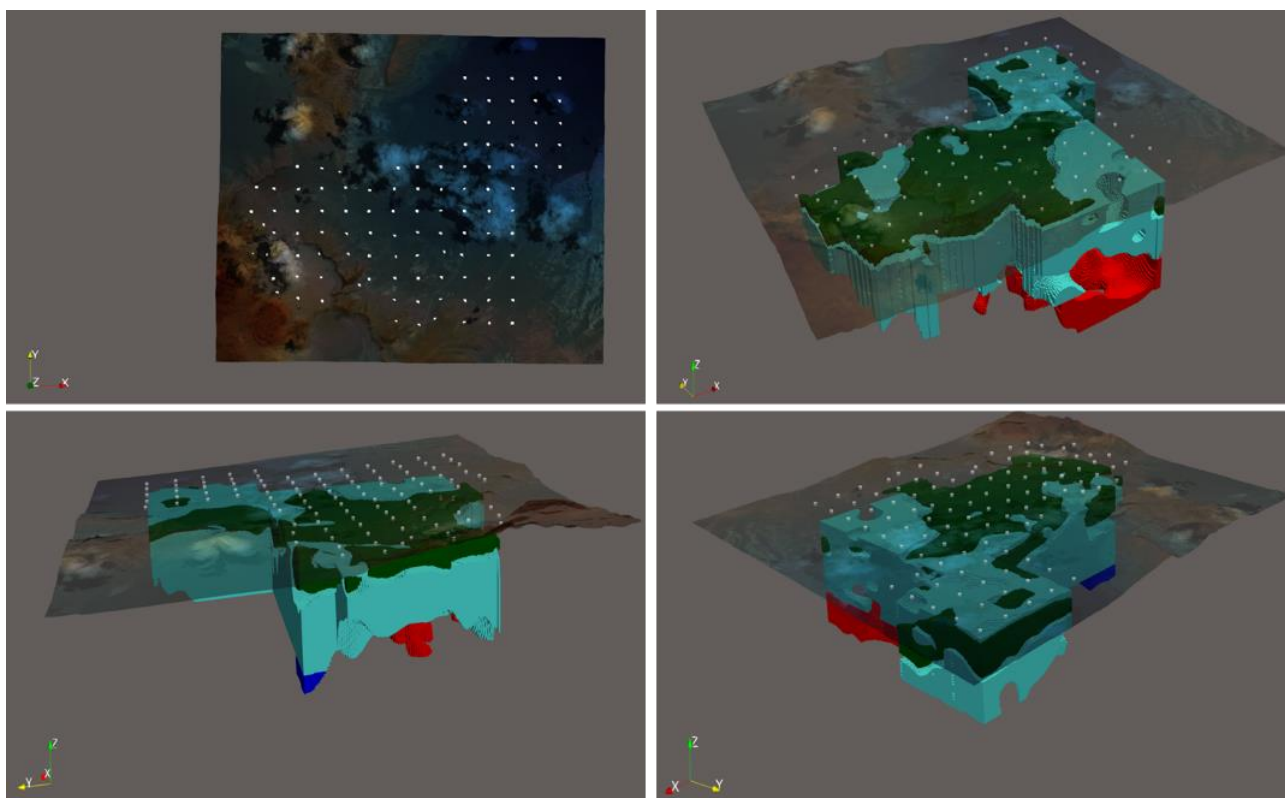


Figura 75. Elementos del modelo geotérmico.



5.3 Estimación de las Temperaturas

La estimación espacial de las temperaturas se hace partiendo de la definición de los cuerpos hecha en el punto anterior y utilizando las resistividades eléctricas verdaderas ya calculadas. Luego se utiliza un operador de Laplace anisotrópico para definir la distribución final.

5.3.1 Procedimiento

El procedimiento se detalla a continuación:

1 .Asignación de temperaturas a los cuerpos: basándose en la bibliografía existente se asignan temperaturas de la siguiente manera:

1.1 Condición de superficie y condición de fondo: Como condición de superficie, se utilizó una temperatura base de 18° salvo en las zonas donde había información medida (como por ejemplo la fumarola). Luego la para la condición de fondo se utilizó un gradiente de temperatura de la siguiente forma:

$$T_{Fondo} = Z_{(m)} * 0.03^{\circ}C/m + 18^{\circ} \quad (1)$$

1.2 Fuente de calor: se le asigna una temperatura constante de 500°C

1.3 Reservorio: se le asigna el siguiente gradiente de temperatura lineal

$$T_{Fondo} = Z_{(m)} * 0.104^{\circ}C/m + 18^{\circ} \quad (2)$$

1.4 Sello: se le asigna el siguiente gradiente de temperatura lineal

$$T_{Fondo} = Z_{(m)} * 0.03^{\circ}C/m + 18^{\circ} \quad (3)$$

2 .Resolución espacial de temperaturas: para distribuir espacialmente las temperaturas a partir de las condiciones establecidas anteriormente, se utiliza un operador de Laplace anisotrópico.

Como en el caso de estudio solo hay datos de resistividad eléctrica se utiliza al gradiente normalizado de la resistividad eléctrica como medida de la anisotropía

3 .Suavizado: en este paso se utiliza un operador espacial anisotrópico de 3 iteraciones con una ventana de 3 celdas en todas las direcciones y un peso de 2 para la dirección Este – Oeste y un peso de 1 para la Norte – Sur y para la profundidad Z.



A continuación, se muestran los resultados en las Figuras 76 a 78 (los valores de temperatura están en grados centígrados):

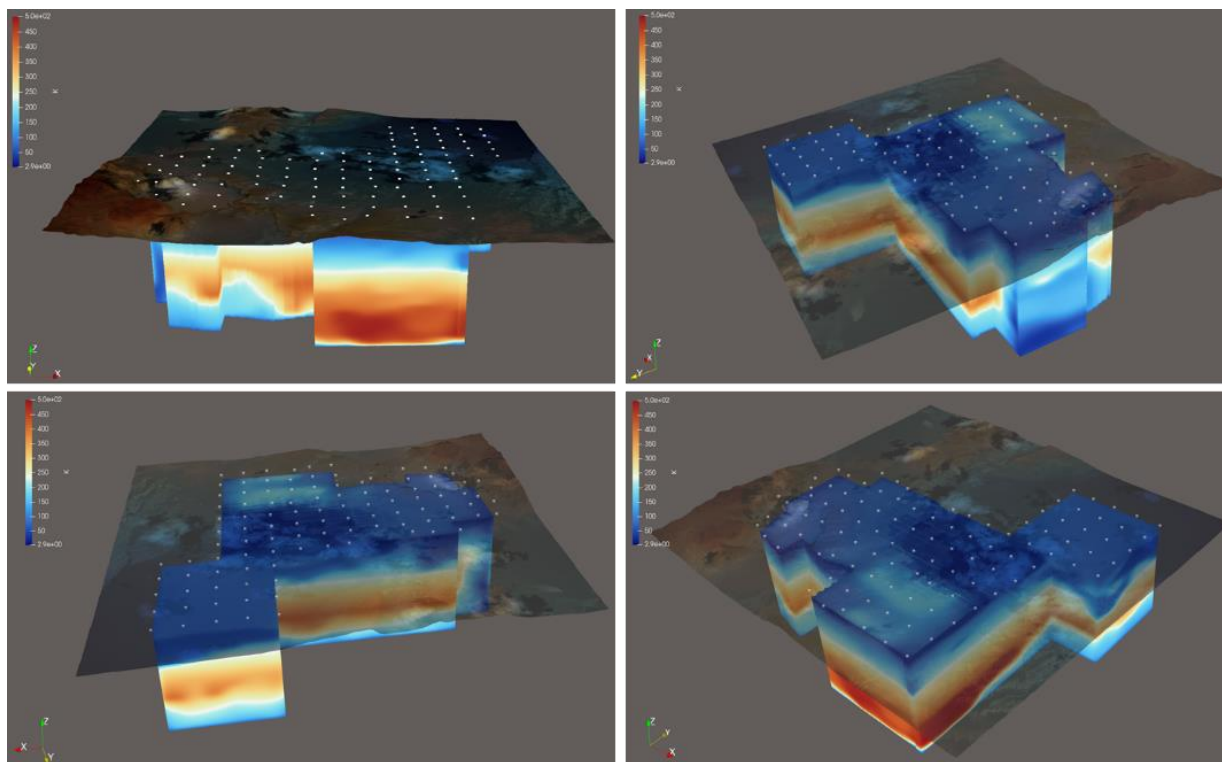


Figura 76. Vista 3D de la distribución de temperaturas.

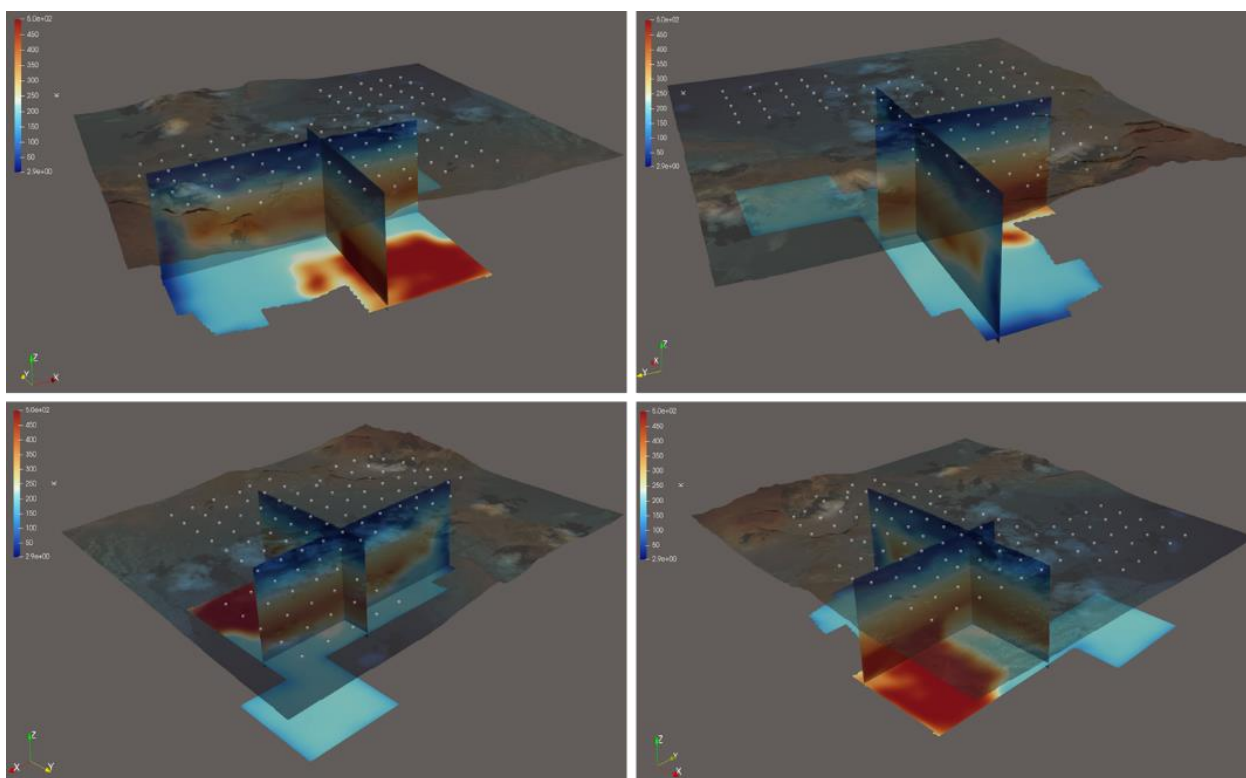


Figura 77. Cortes de la distribución de temperaturas.

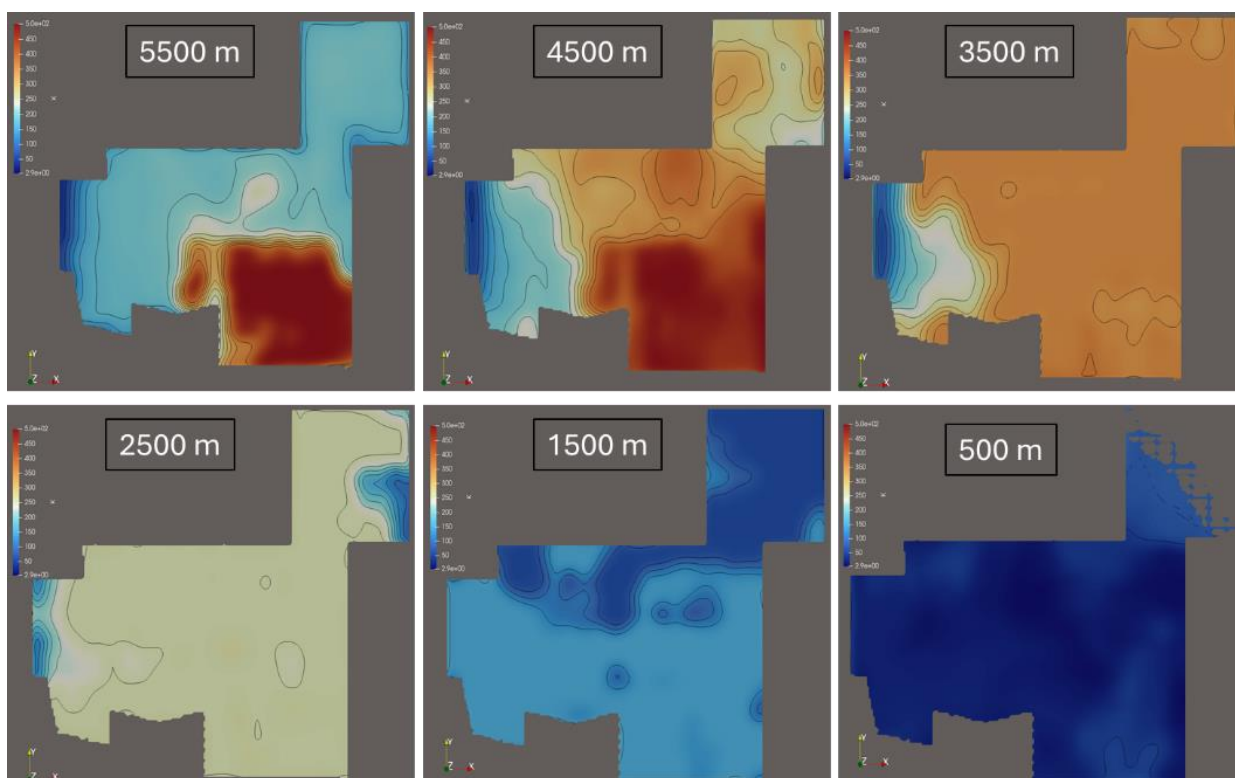


Figura 78. Temperaturas en planta cada ~ 1000 m



6. PROPUESTA DE POZO

6.1 Ubicación

Para determinar la ubicación de la propuesta de pozo se analizaron los elementos del sistema geotérmico con el fin de encontrar una ubicación donde se encuentren presentes tanto el sello, el reservorio y la fuente. Vale aclarar que la propuesta será de un pozo vertical. Una de las ubicaciones que cumpliría con estas condiciones es en la estación MT78 (ver Figura 37 y Anexo IV.2) como se muestra en la Figura 79.

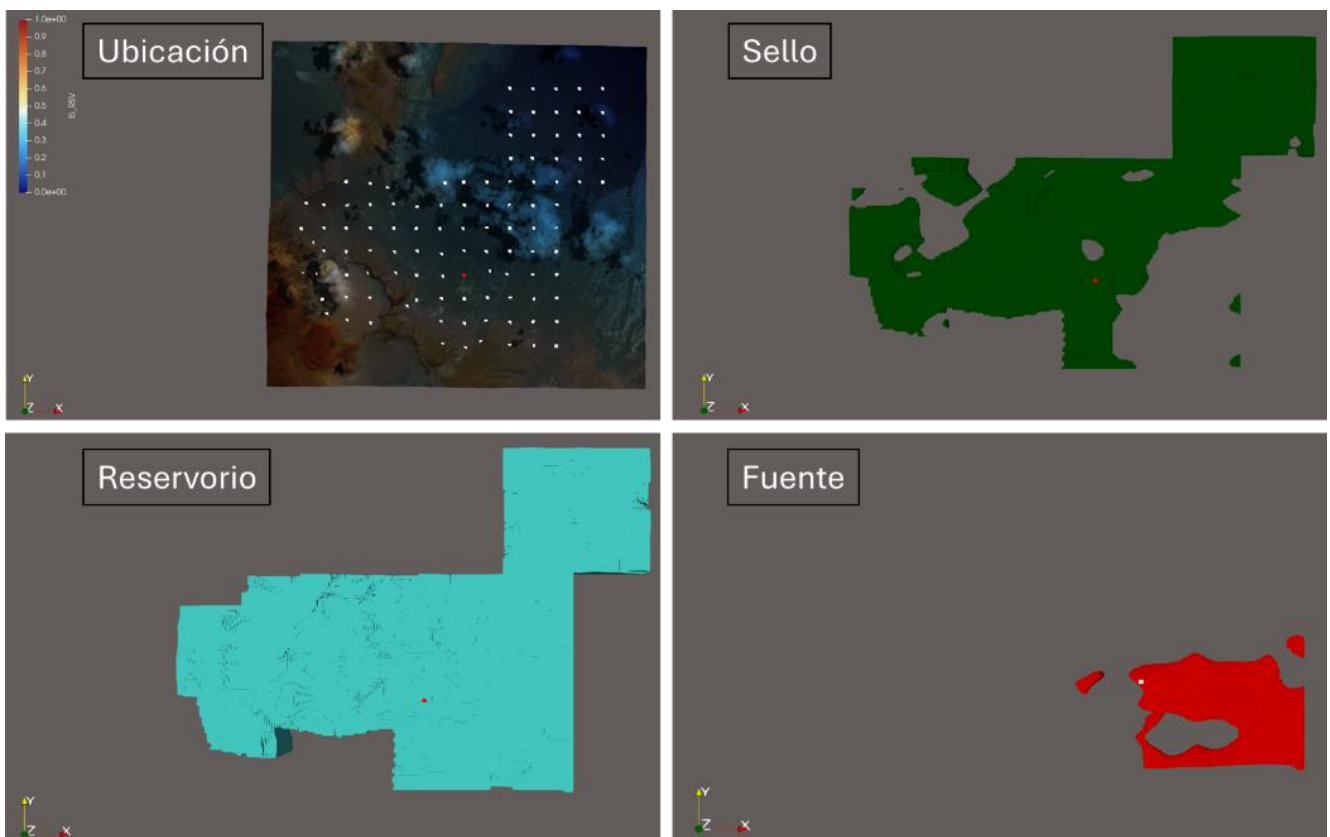


Figura 79. Existencia de todos los elementos del sistema geotermal en la propuesta de pozo, basado el modelo de reservorio. La ubicación del pozo propuesto se indica con un círculo rojo sobre la estación MT78, excepto en el volumen de la Fuente, donde se indica con blanco.

Luego de verificar la existencia de los elementos del sistema geotérmico, se analiza el espesor del sello y del reservorio, y la posición relativa al final del pozo de la fuente. A continuación, se muestran los resultados en las Figuras 80, 81 y 82.

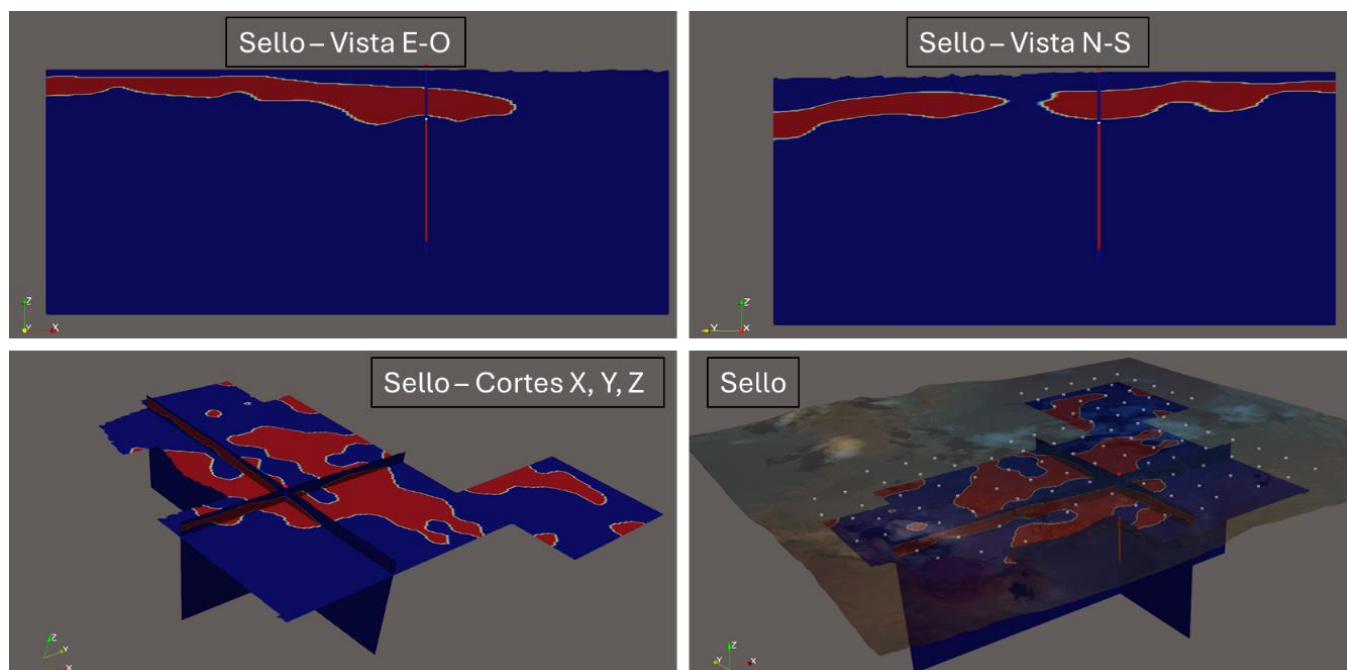


Figura 80. Vistas del sello (rojo) en intersección con la traza del pozo propuesto.

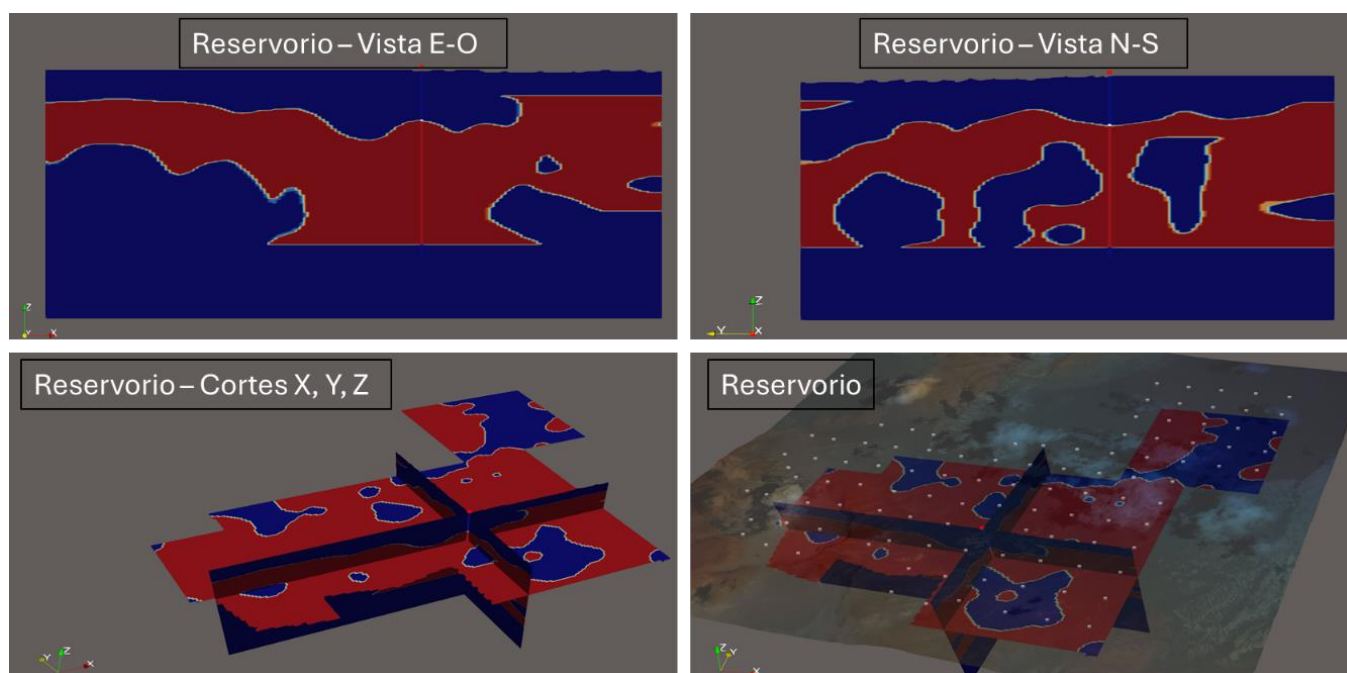


Figura 81. Vistas del reservorio (rojo) en la intersección con la traza del pozo propuesto.

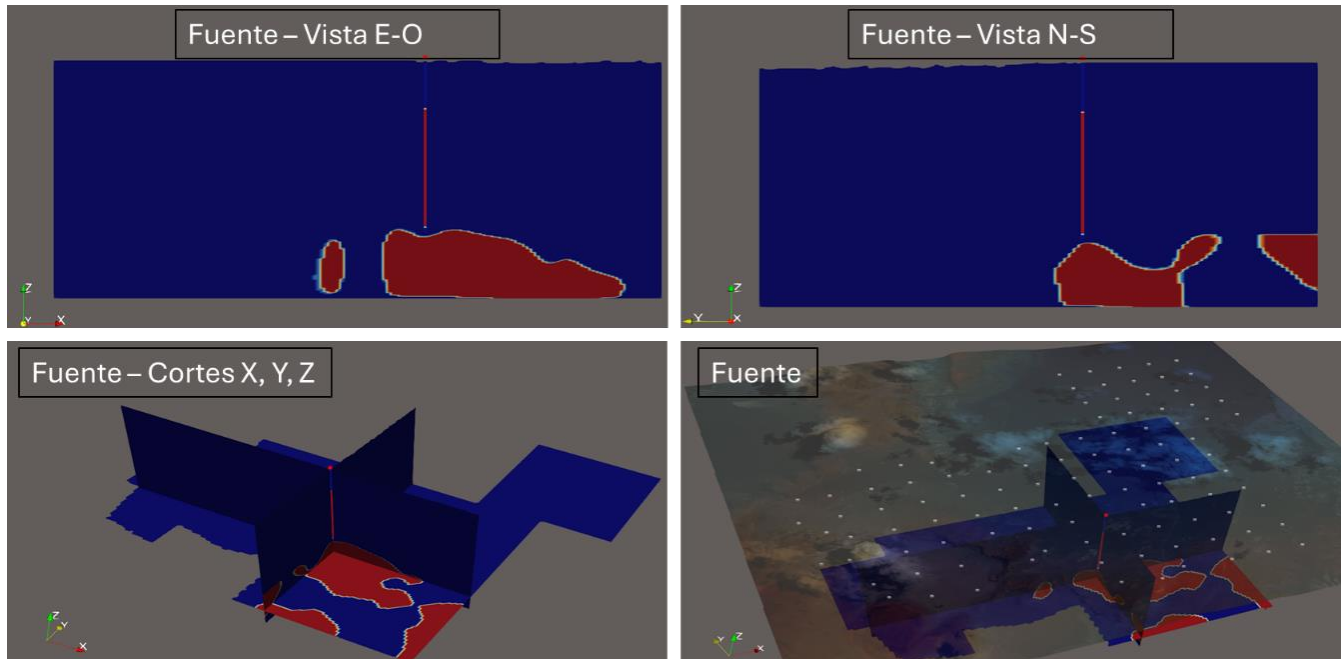


Figura 82. Vistas de la fuente (rojo) en la intersección con la traza del pozo propuesto.

6.2 Estimación del potencial geotérmico (MWe)

Una vez definida la ubicación del pozo, se procede a calcular una estimación del potencial geotérmico basada en los datos disponibles y asumiendo todas aquellas variables de las que no se tiene información.

Al no tener datos de porosidad ni de permeabilidad de pozo, se estima el potencial eléctrico utilizando un enfoque no hidráulico. Para ello se calcula el espesor efectivo del reservorio que intercepta la traza del pozo con sus temperaturas correspondientes (basadas en la estimación de temperaturas hechas en el modelado, sección 6.1).

Luego, se calcula un radio térmico de drenaje para un lapso de tiempo de explotación asumido, y se estima cuanta energía térmica se puede extraer de ese volumen con respecto de una caída térmica permitida y se transforma a MWe (Mega Watts eléctricos). Este enfoque asume los siguientes puntos:

1. Pozo vertical: Ubicado en coordenadas coincidentes con MT78 y con una profundidad total de ~ 4000 metros.
2. Horizonte de explotación: 30 años
3. Difusividad térmica de la roca (α): se asume un valor típico para macizos volcánicos y sedimentarios saturados de $\alpha = 1 \times 10^{-6} \text{ m}^2/\text{s}$.
4. Radio térmico para 30 años (τ): $R_t = 36$ metros
5. Capacidad calorífica volumétrica saturada (roca con fluido): $p_c = 2,7 \times 10^6 \text{ J}/(\text{m}^3 \cdot \text{K})$



6. Temperatura de retorno o reinyección: $T_r = 70\text{ }^{\circ}\text{C}$
7. Caída de Temperatura admisible: Se utiliza la diferencia entre la temperatura de reservorio (T_{res}) y la de retorno, o sea $T_{res} - T_r$
8. Eficiencia eléctrica neta: La potencia térmica extraíble se convierte a potencia eléctrica neta considerando una eficiencia global del ciclo de conversión. Como aproximación de primer orden:
 - Tramos de reservorio menor $90\text{ }^{\circ}\text{C} \rightarrow \eta_{net} = 0$
 - Tramos de reservorio con $90^{\circ}\text{C} - 140\text{ }^{\circ}\text{C} \rightarrow \eta_{net} = 0,10$
 - Tramos de reservorio con $140\text{ }^{\circ}\text{C} - 180\text{ }^{\circ}\text{C} \rightarrow \eta_{net} = 0,12$
 - Tramos de reservorio con $180^{\circ}\text{C} - 220\text{ }^{\circ}\text{C} \rightarrow \eta_{net} = 0,16$
 - Tramos de reservorio mayor a $220^{\circ}\text{C} \rightarrow \eta_{net} = 0,2$

Estos valores son promedios y representan la eficiencia neta (incluyendo pérdidas internas, parásitas y auxiliares). Con las hipótesis enumeradas, se calcula el potencial geotérmico de la siguiente manera:

1. Se define el volumen de influencia (V) de acuerdo con R_t y al espesor de reservorio interceptado por el pozo
2. Se calcula el contenido térmico Q de acuerdo a la relación

$$Q = V * \rho_c * (T_{res} - T_r) \quad (4)$$

3. Se convierte a potencia térmica promedio en τ (30 años):

$$P_t = Q/\tau \quad (5)$$

4. Se multiplica por la eficiencia neta correspondiente:

$$P_e = \eta_{net} * P_t \quad (6)$$

En la Tabla 6 se presentan los resultados de la estimación:

Z (m)	Reservorio Acumulado	Temperatura promedio del reservorio drenado ($^{\circ}\text{C}$)	Volumen drenado (m^3)	Potencia térmica disponible (MWt)	Eficiencia neta de conversión	Potencia eléctrica neta (MWe)	Reservorio
3960	0		0		0		0
3919.4	0		0		0		0
3878.8	0		0		0		0
3838.2	0		0		0		0
3797.6	0		0		0		0
3757	0		0		0		0
3716.4	0		0		0		0



Z (m)	Reservorio Acumulado	Temperatura promedio del reservorio drenado (°C)	Volumen drenado (m³)	Potencia térmica disponible (MWt)	Eficiencia neta de conversión	Potencia eléctrica neta (MWe)	Reservorio
3675.8	0		0		0		0
3635.2	0		0		0		0
3594.6	0		0		0		0
3554	0		0		0		0
3513.4	0		0		0		0
3472.8	0		0		0		0
3432.2	0		0		0		0
3391.6	0		0		0		0
3351	0		0		0		0
3310.4	0		0		0		0
3269.8	0		0		0		0
3229.2	0		0		0		0
3188.6	0		0		0		0
3148	0		0		0		0
3107.4	0		0		0		0
3066.8	0		0		0		0
3026.2	0		0		0		0
2985.6	0		0		0		0
2945	0		0		0		0
2904.4	0		0		0		0
2863.8	0		0		0		0
2823.2	0		0		0		0
2782.6	0		0		0		0
2742	0		0		0		1
2701.4	40.6	125.4	4.83E+05	0.076314	0.1	0.0076314	1
2660.8	81.2	130.67	9.65E+05	0.16715	0.1	0.016715	1
2620.2	121.8	135.09	1.45E+06	0.26898	0.1	0.026898	1
2579.6	162.4	138.8	1.93E+06	0.37911	0.1	0.037911	1
2539	203	142.03	2.41E+06	0.49609	0.12	0.059531	1
2498.4	243.6	144.92	2.90E+06	0.61922	0.12	0.074307	1
2457.8	284.2	147.6	3.38E+06	0.74827	0.12	0.089792	1
2417.2	324.8	150.14	3.86E+06	0.88315	0.12	0.10598	1
2376.6	365.4	152.58	4.34E+06	1.0238	0.12	0.12286	1
2336	406	154.96	4.83E+06	1.1704	0.12	0.14044	1
2295.4	446.6	157.29	5.31E+06	1.3227	0.12	0.15872	1
2254.8	487.2	159.58	5.79E+06	1.4809	0.12	0.1777	1
2214.2	527.8	161.85	6.27E+06	1.6448	0.12	0.19738	1
2173.6	568.4	164.09	6.76E+06	1.8146	0.12	0.21775	1



Z (m)	Reservorio Acumulado	Temperatura promedio del reservorio drenado (°C)	Volumen drenado (m³)	Potencia térmica disponible (MWt)	Eficiencia neta de conversión	Potencia eléctrica neta (MWe)	Reservorio
2133	609	166.32	7.24E+06	1.9902	0.12	0.23883	1
2092.4	649.6	168.53	7.72E+06	2.1716	0.12	0.2606	1
2051.8	690.2	170.73	8.21E+06	2.3589	0.12	0.28306	1
2011.2	730.8	172.92	8.69E+06	2.5519	0.12	0.30623	1
1970.6	771.4	175.1	9.17E+06	2.7508	0.12	0.33009	1
1930	812	177.27	9.65E+06	2.9555	0.12	0.35466	1
1889.4	852.6	179.44	1.01E+07	3.166	0.12	0.37992	1
1848.8	893.2	181.61	1.06E+07	3.3823	0.16	0.54117	1
1808.2	933.8	183.77	1.11E+07	3.6044	0.16	0.57671	1
1767.6	974.4	185.92	1.16E+07	3.8324	0.16	0.61318	1
1727	1015	188.07	1.21E+07	4.0662	0.16	0.65059	1
1686.4	1055.6	190.22	1.26E+07	4.3057	0.16	0.68892	1
1645.8	1096.2	192.36	1.30E+07	4.5511	0.16	0.72818	1
1605.2	1136.8	194.51	1.35E+07	4.8023	0.16	0.76837	1
1564.6	1177.4	196.65	1.40E+07	5.0593	0.16	0.80948	1
1524	1218	198.78	1.45E+07	5.322	0.16	0.85153	1
1483.4	1258.6	200.92	1.50E+07	5.5906	0.16	0.8945	1
1442.8	1299.2	203.05	1.54E+07	5.865	0.16	0.9384	1
1402.2	1339.8	205.18	1.59E+07	6.1451	0.16	0.98322	1
1361.6	1380.4	207.31	1.64E+07	6.4311	0.16	1.029	1
1321	1421	209.44	1.69E+07	6.7229	0.16	1.0757	1
1280.4	1461.6	211.57	1.74E+07	7.0204	0.16	1.1233	1
1239.8	1502.2	213.69	1.79E+07	7.3238	0.16	1.1718	1
1199.2	1542.8	215.82	1.83E+07	7.6331	0.16	1.2213	1
1158.6	1583.4	217.95	1.88E+07	7.9481	0.16	1.2717	1
1118	1624	220.07	1.93E+07	8.269	0.2	1.6538	1
1077.4	1664.6	222.2	1.98E+07	8.5958	0.2	1.7192	1
1036.8	1705.2	224.32	2.03E+07	8.9284	0.2	1.7857	1
996.2	1745.8	226.45	2.08E+07	9.2668	0.2	1.8534	1
955.6	1786.4	228.57	2.12E+07	9.6111	0.2	1.9222	1
915	1827	230.69	2.17E+07	9.9612	0.2	1.9922	1
874.4	1867.6	232.82	2.22E+07	10.317	0.2	2.0634	1
833.8	1908.2	234.94	2.27E+07	10.679	0.2	2.1358	1
793.2	1948.8	237.06	2.32E+07	11.046	0.2	2.2093	1
752.6	1989.4	239.18	2.37E+07	11.42	0.2	2.2839	1
712	2030	241.31	2.41E+07	11.799	0.2	2.3598	1
671.4	2070.6	243.43	2.46E+07	12.184	0.2	2.4368	1
630.8	2111.2	245.55	2.51E+07	12.575	0.2	2.5149	1



Z (m)	Reservorio Acumulado	Temperatura promedio del reservorio drenado (°C)	Volumen drenado (m³)	Potencia térmica disponible (MWt)	Eficiencia neta de conversión	Potencia eléctrica neta (MWe)	Reservorio
590.2	2151.8	247.67	2.56E+07	12.971	0.2	2.5943	1
549.6	2192.4	249.79	2.61E+07	13.374	0.2	2.6748	1
509	2233	251.91	2.65E+07	13.782	0.2	2.7564	1
468.4	2273.6	254.03	2.70E+07	14.196	0.2	2.8392	1
427.8	2314.2	256.15	2.75E+07	14.616	0.2	2.9232	1
387.2	2354.8	258.26	2.80E+07	15.042	0.2	3.0083	1
346.6	2395.4	260.38	2.85E+07	15.473	0.2	3.0946	1
306	2436	262.5	2.90E+07	15.911	0.2	3.1821	1
265.4	2476.6	264.62	2.94E+07	16.354	0.2	3.2707	1
224.8	2517.2	266.74	2.99E+07	16.803	0.2	3.3605	1
184.2	2557.8	268.86	3.04E+07	17.258	0.2	3.4515	1
143.6	2598.4	270.98	3.09E+07	17.719	0.2	3.5437	1
103	2639	273.11	3.14E+07	18.186	0.2	3.6372	1
62.4	2679.6	275.26	3.19E+07	18.662	0.2	3.7323	1
21.8	2720.2	277.45	3.23E+07	19.147	0.2	3.8293	1
-18.8	0		0		0		0
-59.4	0		0		0		0
-100	0		0		0		0

El cálculo realizado indica que el pozo presentaría un potencial eléctrico neto estimado de aproximadamente 3,8 MWe.

Finalmente, nótese que el valor estimado es una aproximación preliminar, obtenida a partir de parámetros geológicos y térmicos asumidos, sin incluir restricciones hidráulicas ni operativas, y con el único objetivo de dimensionar el orden de magnitud del recurso en exploración.

7. CONCLUSIONES

Se ha ejecutado el programa geofísico en bloques en Cerro Blanco, es decir la adquisición, procesamiento e interpretación de datos geofísicos mediante prospección por magnetotelúrica en 105 sitios distribuidos en 13 líneas Norte-Sur y 12 líneas Este-Oeste, que provee la distribución de resistividades eléctricas verdaderas del subsuelo, siendo esta información la base para el modelado de reservorio 3D y modelado de temperatura, es decir el modelo geotermal 3D.

El objetivo general del proyecto es la ampliación del conocimiento sobre el Sistema Geotermal Cerro Blanco (SGCB), es decir, mejorar la información respecto de la caracterización del reservorio geotérmico. Por otro lado, los objetivos particulares consisten además en la identificación y caracterización geofísica y geológica de los elementos del sistema geotermal que derivaran en la construcción de un modelo conceptual actual del sistema geotérmico con sus características principales es decir, caracterizando los elementos sello, reservorio, fuente de calor, vías de migración y zona de recarga.

Se ha agregado valor al proyecto extendiendo el estudio en los siguientes puntos (1) aumento de la profundidad de investigación desde 1,5 km a 6 km; (2) densificación del relevamiento en la zona de la fumarola; (3) determinación, a partir de los datos geofísicos, del campo de temperatura 3D, a escala geofísica; y, (4) propuesta de un pozo exploratorio.

El proyecto se ha llevado adelante a través de cuatro Tareas. La primera, ha consistido en la recopilación de antecedentes geológicos, estructurales, geoquímicos y la escasa a nula información geofísica en la zona de estudio que, a través de un enfoque integrado basado en la correlación litoestratigráfica, análisis estructural y geoquímico, permitió justificar el modelo geológico conceptual anterior del SGCB.

La segunda Tarea, fue la prospección o adquisición geofísica. Como primer paso se ha realizado (1) un reconocimiento de la zona para evaluar las potenciales dificultades logísticas, realizando además pruebas de respuesta del terreno que sirvieron para calibrar parámetros de adquisición; y (2) un análisis de factibilidad comprendido por el cálculo de conductancia cumulativa y simulaciones numéricas a partir del modelo conceptual anterior que dan positivo en favor de encontrarse anomalías MT que contribuirán al entendimiento del SGCB y soportan el diseño de adquisición. Luego, se ha ejecutado el programa geofísico de acuerdo a lo previsto, realizando controles de calidad diarios tanto de las series temporales, procesos de campo e interpretación 1D. La calidad del dato es buena. El dato colectado tiene un rango de frecuencias de 0,0001 hertz a 70.000 hertz y el dato

interpretado seleccionado en el rango de profundidades de interés, va desde lo más somero hasta 0,01 hertz.

La tercera Tarea, fue el procesamiento de datos en gabinete, el post procesamiento y la interpretación geofísica. Los atributos MT indican que la dimensionalidad de la zona es 2D a 3D, lo cual puede llevar a distorsiones por dimensionalidad en los modelos 1D. Los modelos 1D deben usarse solo para la diferenciación de capas más allá de su espesor y profundidad (debido a la distorsión).

Para realizar la interpretación geofísica y el modelado de reservorio 3D, se han definido unidades geoeléctricas que se correlacionan con las distintas anomalías de resistividad eléctrica en un sistema geotermal: sello, menor o igual a 12 ohm-m; reservorio, entre 20 y 100 ohm-m; fuente, menor a 40 ohm-m; vías de migración asociada a las discontinuidades; y zona de recarga, 50 a 100 ohm-m. El modelado de reservorio 3D, además de dar continuidad y suavidad al carácter definido en un cubo de ocho millones de celdas, pone límites espaciales a las resistividades anómalas que dan definición a los elementos del sistema geotérmico, permitiendo el correcto seguimiento de cada uno de ellos.

La interpretación concluye lo siguiente (1) se encuentran todos los elementos del sistema geotermal en términos de anomalías geofísicas; (2) se evidencia una importante discontinuidad NE-SO que marca un fuerte cambio de carácter geológico en el sector al Sur de la misma respecto al Norte de la misma; (3) el sector Sur, es decir ubicado al Sur de la discontinuidad, es el que, en términos de resistividad eléctrica presenta mayor variabilidad. En esta zona se encuentra una anomalía que, por su bajo valor respecto del entorno, se correlacionaría con una zona de alta temperatura que posiblemente contenga fluido con contenido salobre que se podría correlacionar con una posible fuente de calor (debajo de 0 metros de elevación). Por otro lado se observa que el sello sería más delgado que el resto del bloque y discontinuo posiblemente por el grado de fracturamiento del mismo. (4) La migración de fluido hidrotermal sería lateral, desde la fuente ubicada en el sector SE del relevamiento; (5) el Sector Centro, al norte de la discontinuidad, presenta evidencia de todos los elementos del sistema geotermal tomándose la estación MT78 como una locación de pozo 'tipo'. Particularmente el sello sería muy eficiente por sus valores de resistividad eléctrica y espesor. (6) El sector Norte tendría un bajo grado de fallamiento, buen sello y posiblemente, por su cercanía a la fuente, reservorio saturado con fluido hidrotermal; (7) El sector Oeste presenta también una posible anomalía que se correlacionaría con la fuente, de menor intensidad; (8) en el Oeste, se encuentra un bloque resistivo importante, pudiendo ser basamento ó zona magmática caliente aunque a pesar de que la literatura lo admitiría como fuente de altísima temperatura (con bajas saturaciones de agua y/o mínima alteración hidrotermal y/o mínimo movimiento iónico) no hay elementos suficientes que soporten este



último caso; (9) respecto de la fumarola, las Líneas 4 y 6 cercanas a la misma darían una evidencia de migración lateral; (10) respecto de las manifestaciones de CO₂, posiblemente los rastros encontrados en superficie se correlacionen con una desgasificación del basamento pre-caldera como indican los antecedentes dando sentido a la estructura resistiva descripta.

La cuarta Tarea fue el modelado estático del reservorio obteniéndose mediante la construcción de un modelo geocelular que, como se indicó antes, permite la definición y seguimiento de los elementos. El modelo geocelular a su vez, fue la base del modelado de la distribución espacial de temperatura que predice temperaturas de reservorio entre 42°C (superficie) y 420°C (cercano a la fuente). Nótese que los modelos de reservorio y temperatura no incluyen la posibilidad de que el bloque resistivo del Oeste sea una fuente magmática a altísima temperatura y consideran como fuente la anomalía encontrada al SE.

Por último, se realiza una propuesta de pozo con el fin de dimensionar el orden del recurso: el pozo presentaría un potencial eléctrico neto estimado de aproximadamente 3,8 MWe. Dicho pozo está ubicado en el sector Centro que tiene todos los elementos del sistema geotermal; por otro lado, se provee una metodología para la instancia exploratoria en la que se encuentra el proyecto.

9. RECOMENDACIONES

Se recomienda extender el relevamiento MT a bloques contiguos para tener una interpretación más integral del SGCB.

Se recomienda fuertemente coleccionar datos de Gravedad para obtener una distribución de densidades 3D del subsuelo logrando de esta manera una caracterización estructural de detalle, en este caso se recomienda también preferiblemente contar con un perfil de densidad de pozo.

Se recomienda integrar la información magnetotelúrica con perfil de resistividad eléctrica de pozo para la calibración del modelo geofísico.

Respecto del modelo de reservorio y del modelo de temperatura que sustentan la propuesta de pozo, notar que los mismos se construyeron a partir de los valores de resistividad eléctrica geofísicos y con apoyo de la bibliografía disponible. Esto implica que se han asumido muchos parámetros que pueden variar. Para mejorar la confiabilidad del modelo y la estimación de los recursos disponibles más realista, se recomienda incorporar mediciones y estudios específicos en etapas futuras, particularmente:

- Propiedades petrofísicas del reservorio: porosidad, permeabilidad y saturación de fluidos.
- Propiedades hidráulicas: ensayos de pozo que permitan modelar caudales reales.



- Caracterización térmica de detalle: perfil de temperatura de pozo y ajuste de la distribución espacial en el reservorio.
- Ensayos de interferencia y modelado numérico: para cuantificar la conectividad y extensión efectiva del reservorio.
- Aspectos operativos: rendimiento de equipos de superficie, pérdidas térmicas y balance energético del sistema.

9. ENTREGABLES

9.1 Entregables del modelo geofísico

Como resultado del proceso de Inversión numérica se obtienen

- Inversión 1D: Imágenes en formato .pdf
- Inversión 2D: Grillas de Inversión en formato .XYZ; así como sus correspondientes imágenes grilladas y suavizadas en formato .emf y .jpg.

9.2 Entregables del modelo geocelular

Como resultado del proceso se obtuvo un modelo geocelular que contiene los elementos del sistema geotérmico junto con los valores de resistividad eléctrica 3D y temperatura 3D.

Se debe tener en cuenta que el modelo está recortado (los valores puestos en nulo) para los puntos que están por encima del nivel del terreno (en Z) y para los puntos que están fuera del área relevada (en X, Y). El modelo se entrega en diferentes formatos:

- Vti: Formato estándar para grillas regulares.
- Vtk: Formato legacy (hoy reemplazado por vti)
- Csv: Se entregan 2 archivos. El modelo exportado directamente en formato separado por comas, y otro en el mismo formato, pero sin incluir los valores nulos que están por fuera del límite del área de estudio.

A continuación, se listan los campos del modelo y su descripción:

- X, Y: Coordenadas planas UTM 19S. X (Este – Oeste), Y (Norte – Sur).
- Z: Altura elipsoidal.
- RECARGA: Valores 0,1. Donde vale 1 indica que la celda (voxel) está incluida en la zona de recarga del sistema geotérmico.
- SELLO: Valores 0,1. Donde vale 1 indica que la celda (voxel) pertenece al sello del sistema geotérmico.



- FUENTE: Valores 0,1. Donde vale 1 indica que la celda (voxel) pertenece a la fuente del sistema geotérmico.
- RESERVORIO: Valores 0,1. Donde vale 1 indica que la celda (voxel) pertenece al reservorio del sistema geotérmico.
- R: Valor de resistividad eléctrica asignada a la celda en Ω -m (ohm por metro).
- K: Temperatura asignada a la celda en $^{\circ}\text{C}$ (grados centígrados)

10. BIBLIOGRAFÍA

1. Barajas-Olalde C., Donald A., Curcio A., Davydycheva S., Klapperich R., Martinez Y., Paembonan A., Peck W., Strack K., Soupios P., 2023, Application of Electromagnetic Methods for Reservoir Monitoring with Emphasis on Carbon Capture, Utilization, and Storage, Minerals, 13.
2. Constable S.C., Parker R.L. y Constable C.G., 1987, Occam's inversion: A practical algorithm for generating smooth models from electromagnetic sounding data, Geophysics, 52, 3, pp 289-300.
3. Cumming W, Mackie R, 2010 Resistivity imaging of geothermal resources using 1D, 2D and 3D MT inversion and TDEM static shift correction illustrated by a glass mountain case history. In proceedings of world geothermal congress 2010; 25–29 April; Bali, Indonesia, 25–29 April 2010
4. Curcio A., Chanampa E., Cabanillas L. M., Piethe R. D., 2024, An effective multiphysics toolkit for Lithium prospecting: from geophysics to the static reservoir model in Pozuelos salt flat, Argentina, Interpretation, Vol. 12, No. 2; p. 1–13
5. Curcio, A. Geophysical response in lithium-brine monitoring, Orador, Sesión de Geofísica, Prospectors and Developers Association of Canada (PDAC), Toronto, 2-4 de marzo del 2025.
6. Egbert G., y Booker J., 1987, Robust estimation of geomagnetic transfer function estimation, Geophys. J. R. Astron. Soc., 87, 173-194.
7. Giroux B., Chonteau M., Descloitres M. y Ritz M., 1997, Use of magnetotelluric method in the study of the deep Maestrichtian aquifer in Senegal Journal Of Applied Geophysics , Volume 38 Issue ID: 2 , 77-96
8. Helvacı C. y Alonso R., 2000, Borate Deposits of Turkey and Argentina: A Summary and Geological Comparison, Turkish Journal of Earth Sciences,
9. Kaufman y Keller, The Magnetotelluric Sounding Method, ed. Elsevier, 1981.
10. Pellerin L., Johnston J.M., Hohmann G.W., 1996, A numerical evaluation of electromagnetic methods in geothermal exploration. Geophysics 61:121–130

11. Piña-Varas, P., Aplicación del método magnetotélúrico a la caracterización de reservorios: Anticlinal de El Hito (Cuenca) y Sistema Geotérmico de Tenerife, 2014, Tesis Doctoral, Universidad de Barcelona.
12. Paraview software, versión 6, Copyright 2005.
13. Proingeo SA, Estudio de Prefactibilidad Preliminar 'Proyecto Geotermico Cerro Blanco' (1) Informe Parcial (2) Informe Complementario, 2025, Ineditos.
14. Rodi, W. y Mackie, R., 2001, Nonlinear conjugate gradient algorithm for 2-D magnetotelluric inversion. Geophysics, 66, 174-178.
15. Smith J. T. y Booker J. R., 1991, Rapid Inversion of two and three Dimensional Magnetotelluric data., J. Geophysics Research, 96, N° B-3, 3905-3922.
16. Strack, Exploration with deep transient electromagnetics, Elsevier, 1992
17. Tikhonov A. y Arsenin V., 1977, Solutions of ill-posed problems, ed. V. H. Winston and Sons
18. Ussher G., Harvey C., Johnstone R., Anderson E., 2000, Understanding resistivities observed in geothermal systems. In proceedings world geothermal congress 2000 Kyushu-Tohoku, Japan
19. Vozzoff K., 1972, The Magnetotelluric Method in the exploration of sedimental basins, Geophysics Vol 37 No. 1.
20. Zhdanov MS. y Keller G., 1994, The Geoelectrical Methods in Geophysical Exploration. Elsevier.

11. ANEXOS

11.1 Anexo I: Antecedentes geológicos

A continuación se resumen los principales puntos de la geología plasmada en el archivo **Informe Parcial_EX-2024-00012818-CFI-GES#DC.pdf**, entregado el 4 de mayo, donde se encuentran las correspondientes referencias

La región ha sido extensamente estudiada desde el punto de vista geológico general/geodinámico (Seggiaro y Hongn 1999; Seggiaro et al., 2006; Montero Lopez et al 2010a; Alvarez et al., 2015; Bustos et al., 2018; Báez et al., 2023), geomorfológico (de Silva et al., 2010; Sampietro-Vattuone et al., 2020; Báez et al., 2024a), vulcanológico (Kay et al., 2006; Montero Lopez et al., 2010b, Báez, 2014; Báez et al., 2010, 2012, 2015, 2017, 2020a, 2020b; Fernández Turiel et al., 2019; Bustos et al., 2018, 2020), petrológico (Bardelli, 2022; Bardelli et al., 2020, 2022, 2023, 2025; Báez et al., 2024b, 2024c; Lucci et al., 2024), y en menor medida desde el punto de vista geofísico (Pritchard y Simmons, 2002, 2004; Di Filippo et al., 2008; Brunori et al., 2013; Yazdanparast et al., 2013; Henderson y Pritchard, 2013; Vélez et al., 2021; Pereira et al. 2025). Si bien en toda la bibliografía disponible se resalta la presencia de un sistema geotermal, son escasos los trabajos relacionados a su

evaluación (Viramonte et al., 2005a; Chiodi, 2015; Chiodi et al., 2019; Lamberti et al., 2020, 2022; Barcelona et al., 2023).

En base a la comparación y correlación estratigráfica de las unidades aflorantes en las distintas zonas se define un cuadro estratigráfico general y local (Figura AI.1) con el fin de homogeneizar las unidades respetando la nomenclatura, priorizando los trabajos más recientes (e.g. Montero Lopez et al., 2015; Bustos et al., 2019; Báez et al. 2020a, b). Asimismo, la simplificación y jerarquización de unidades, realizada según las recomendaciones de la guía estratigráfica internacional (ISG, 1999) y nacional (CAE, 1992), permite visualizar y entender rápidamente la correspondencia con los elementos del sistema geotermal. Este enfoque, tipo *thermofacies* (Sass et al., 2012), resulta valioso en etapas exploratorias iniciales ya que permite una caracterización conservativa del reservorio. Esta metodología permite realizar interpretaciones preliminares acerca de parámetros geotérmicos importantes como ser permeabilidad, conductividad térmica, fuente de calor, entre otros, que permiten realizar pronósticos, aunque limitados, del sistema geotermal. Tanto los parámetros como la evaluación del sistema podrá ser contrastada y ajustada con información directa (i.e. pozos) o indirecta (i.e. geofísica) del subsuelo. Finalmente, en la última sección se presenta el modelo conceptual disponible del SGC.B.

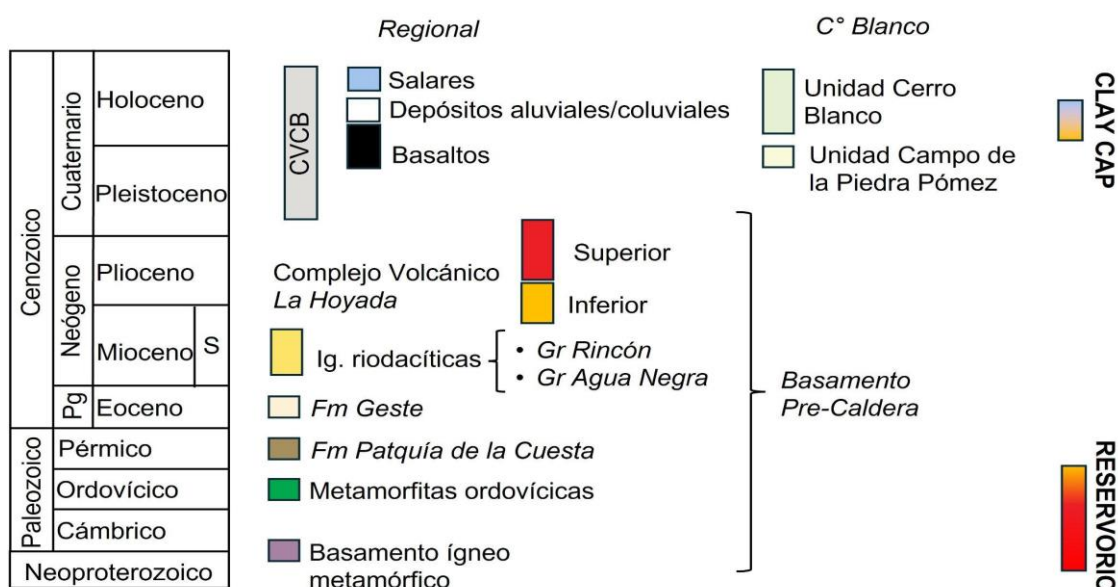


Figura AI.1. Cuadro estratigráfico generalizado del área del Cerro Blanco

La cordillera de los Andes puede ser subdividida en diferentes en segmentos de acuerdo a diversos factores (Folguera et al., 2016). De acuerdo con factores topográficos y según la estructura litosférica (Tassara y Yañez, 2003) los Andes pueden subdividirse en 4



segmentos principales: norte (5°N – 15°S), central (15°S – $33^{\circ}30'\text{S}$), sur, ($33^{\circ}30'\text{S}$ – 47°S), austral (47°S – 57°S). Por otro lado, asociado a esta cadena montañosa existe una profusa actividad volcánica que incluye más de 200 volcanes-estratovolcanes y, al menos, 12 sistemas de calderas gigantes potencialmente activos (Stern, 2004). El volcanismo ocurre en cuatro regiones (e.g. Thorpe y Francis, 1979; Thorpe, 1984; Stern, 2004): Zona Volcánica Norte (ZVN, 5°N – 2°S), Central (ZVC, 16° – 28°S), Sur (ZVS, 33° – 46°S) y Austral (ZVA, 49° – 55°S) (Figura A1.2a). Uno de los rasgos topográficos más sobresalientes de los Andes Centrales es el desarrollo de una altiplanicie denominada plateau Andino o Altiplano-Puna (Isacks, 1988) un rasgo único en los más 60.000 km de bordes convergentes (Oncken et al., 2006). El plateau Andino se trata de una altiplanicie con un nivel de base promedio por encima de los 3.000 m s.n.m. que se extiende desde los 15°S hasta los 28°S desarrollando una extensión de 1.800 km y cubriendo un área de $>500.000\text{ km}^2$ caracterizada principalmente por la presencia de cuencas endorreicas, salares y volcanes (e.g. Isacks, 1988; Allmendinger et al., 1997; Sobolev y Babeyko, 2005). El plateau presenta variaciones tanto fisiográficas como geológicas de Norte a Sur lo que ha permitido separarlo en Altiplano (15° – 22°S) y Puna (22° – 27°S). Particularmente, el SGCB se emplaza en la región de la Puna Austral ($\sim 24^{\circ}$ – 27°S) (Figura A1.2b). Los rasgos geológicos más destacados de la región son las Sierras de Calalaste, Filo Colorado, Cordillera de San Buenaventura, los salares de Incahuasi y Carachipampa y la ocurrencia de una profusa actividad volcánica Neógena-Cuaternaria generada a partir de numerosas estructuras volcánicas entre las que se destacan las calderas Campo de la Piedra Pómez, Cerro Blanco, el Complejo Volcánico La Hoyada y los volcanes Carachipampa y Purulla.

El estilo estructural de la región es resultado de una prolongada y superpuesta actividad tectónica desde el Paleozoico inferior. Se reconocen principalmente estructuras N-S que acomodaron la deformación compresiva con desarrollo de pliegues apretados en el basamento que definen una vergencia hacia el este (Gonzalez et al., 1991) y lineamientos tanto meridionales como oblicuos (NE-SO) al rumbo general andino sobre los que se emplazan estructuras volcánicas. La pre-configuración paleozoica habría controlado la deformación andina a través de estructuras heredadas que promovieron el desarrollo de una faja plegada y corrida, con deformación fuera de secuencia, conformada de manera regional de oeste a este, por los corrimientos Calaste, Filo Colorado y El Peñon (Seggiaro et al., 2006; Zhou et al., 2016). Por otro lado, un rasgo característico de este sector es el estilo de deformación Neógeno-Cuaternario que combina compresión E-O y extensión horizontal N-S, la cual habría controlado el volcanismo monogenético (e.g. Filipovich et al., 2019). El origen de la componente extensional ha sido atribuido a numerosos procesos entre los que se incluyen delaminación litosférica, *dripping*, variaciones en la cinemática de las placas, escape continental, colapso gravitacional, entre otros (Filipovich et al., 2019). Por otro lado, Álvarez et al. (2015) interpretan que la actividad volcánica Plio-Cuaternaria y

la actividad neotectónica local, registrada a lo largo de lineamientos, fallas normales y dextrales (Seggiaro et al., 2006; Zhou y Schoenbohm, 2015; Casa, 2023; Báez et al., 2023), estaría controlada por la colisión de la dorsal asísmica de Copiapó.

El Complejo Volcánico Cerro Blanco (CVCB, de aquí en adelante) ($26^{\circ}45,7'S$ - $67^{\circ}44,1'O$), es un sistema de calderas anidadas (Seggiaro et al., 2006) ubicado dentro del segmento del arco volcánico activo denominado Zona Volcánica Central (ZVC) (Stern, 2004; Figura Al.2c), en el extremo sur del plateau Andino (Figura Al.2b). El CVCB representa la fase más reciente del vulcanismo de larga vida Complejo Volcánico La Hoyada (CVLH) (Báez et al., 2020a). Se trata del sistema de calderas más joven ($54 - <5$ ka; Arnosio et al., 2008; Viramonte et al., 2008; Montero López et al., 2009, Montero López et al., 2010a; Fernández Turiel et al., 2019; de Silva et al., 2022) para este sector de los Andes Centrales, al cual se asocian abundantes depósitos piroclásticos de composición ácida. Se lo considera un sistema activo debido a que tuvo erupciones durante el Holoceno, actualmente sufre subsidencia con una tasa en desaceleración de 2,6 cm/año (desde el año 1992) a 0,87 cm/año (entre los años 2010 y 2020; Brunori et al., 2013; Henderson y Pritchard, 2013; Vélez et al., 2020; Pereira et al., 2025) y tiene asociado un sistema geotermal activo (Arnosio et al., 2005; Viramonte et al., 2005a; Chiodi, 2015; Chiodi et al., 2019).

La estratigrafía del área del estudio puede subdividirse en pre- y syn- El basamento está constituido por rocas metamórficas de bajo a alto grado del Precámbrico-Paleozoico Inferior intruídas por granitoides e intrusivos básicos a ultrabásicos paleozoicos (Becchio et al., 1999; Lucassen y Becchio, 2003; Seggiaro et al., 2006; Suzaño et al., 2014a). La estratigrafía no volcánica de la región se completa por sedimentitas clásticas continentales rojizas pérmicas de la Fm Patquía de la Cuesta y por sedimentitas eocenas de la Fm Geste aflorantes en la Sierra de Filo Colorado (Seggiaro et al., 2006). En el área de estudio el vulcanismo mio-plioceno está representado por diferentes unidades ignimbríticas riolíticas y dacíticas agrupadas en el Grupo Agua Negra y el Grupo Rincón (Seggiaro et al., 2006; Montero López et al., 2010b, 2011, 2015) y por andesitas y dacitas del Complejo Volcánico La Hoyada (Seggiaro et al., 2006; Montero López et al., 2010b; Bustos et al., 2019).

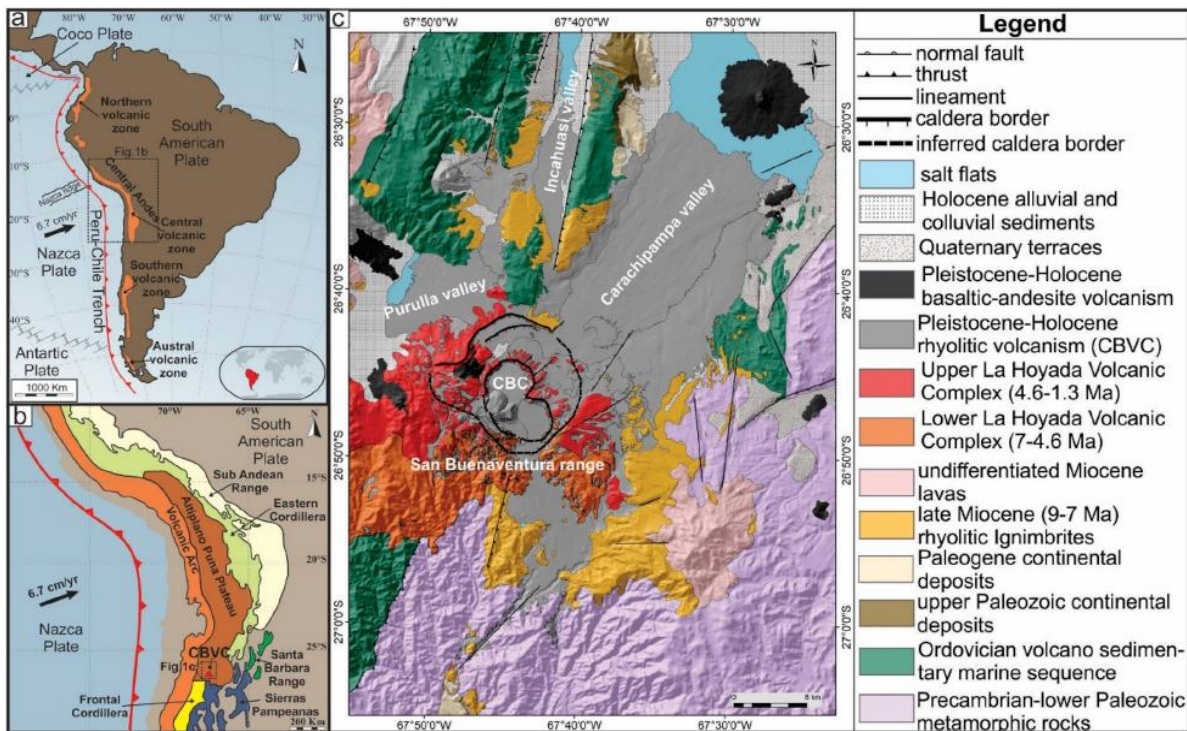


Figura A1.2. a) Localización de la Zona Volcánica Central (ZVC) en el contexto geodinámico de Sudamérica. b) Principales provincias morfo-estructurales de los Andes Centrales. c) Mapa geológico regional del área de interés (Báez et al., 2020). CBC: Caldera del Cerro Blanco. Los colores de las unidades son los mismos que en la Figura A1.1

La actividad volcánica del CVCB representa un periodo eruptivo constituido por dos épocas eruptivas principales caracterizadas por mecanismos de colapso, generación de estructuras volcánicas y estilos eruptivos particulares (Báez et al., 2015; Báez et al., 2020a; 2020b; 2024a; 2024b). Estos eventos se asociaron previamente a diferentes estructuras caldéricas: Escarpa El Niño (Arnosio et al., 2005); Caldera Pie de San Buenaventura (Montero-López et al., 2009); Caldera Robledo; Caldera Cerro Blanco (Báez et al., 2015; Montero-López et al., 2010b). Sin embargo, Báez et al. (2020a) unifican las terminologías y reordenan la historia eruptiva del CVCB. Las 2 épocas eruptivas que constituyen la historia eruptiva del CVCB tienen asociadas 2 grandes calderas: caldera Campo de la Piedra Pómez y caldera Cerro Blanco, donde se localizan las fumarolas del sistema geotermal Cerro Blanco. La erupción que dio lugar a la caldera del Cerro Blanco ocurrió hace ~4.200 años (Montero López, 2009; Fernández Turiel et al., 2019) y constituyó uno de los eventos volcánicos de mayor magnitud en los Andes Centrales durante el Holoceno (Viramonte et al., 2008; Báez et al., 2015; Fernández Turiel et al., 2019). Esta erupción tuvo una actividad pre-caldera de tipo efusiva representada indirectamente por depósitos de bloques y ceniza asociados al colapso gravitacional de domos pre-caldera no preservados. La actividad sin-caldera fue de tipo explosiva con el desarrollo de una columna pliniana/subpliniana representada por abundantes depósitos de caída con amplia distribución regional



(Fernández Turiel et al., 2019) y generación de corrientes de densidad piroclásticas representadas por la Ignimbrita Cerro Blanco (ICB, de aquí en adelante) (Báez et al., 2015). La ICB es un depósito piroclástico de color blanco, rico en pómez, no soldado y sin cristalización en fase vapor, que se distribuye en forma radial desde la caldera del Cerro Blanco.

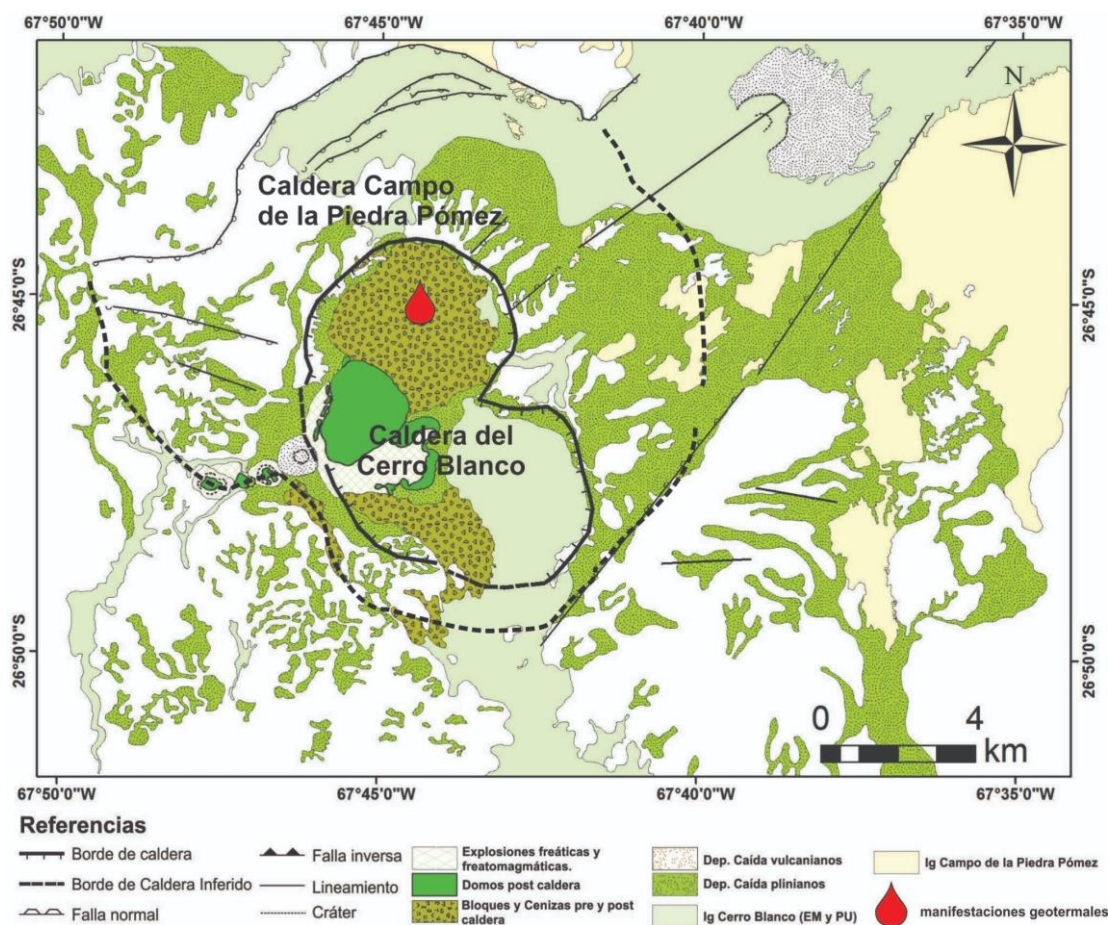


Figura AI.1. Mapa geológico (unidades litológicas) del CVCB (Báez et al., 2015).

Finalmente, la actividad post-caldera fue de tipo efusiva/explosiva y está representada por el emplazamiento y destrucción de domos, ya sea por colapso gravitacional, con generación de depósitos de bloques y ceniza, o por erupciones vulcanianas (Báez et al., 2015). Todas las unidades relacionadas a la erupción Cerro Blanco tienen composiciones riolíticas de alta SiO₂ (73-76,5%) (Arnosio et al., 2005; Viramonte et al., 2005b) (Figura AI.1).

- Basamento Ígneo-Metamórfico

Las unidades que integran el basamento de la región han sido definidas por numerosos autores (e.g. Mon y Hongn 1988, 1991, 1996; Seggiaro et al., 2006; Suzaño et

al., 2014a) por lo que, en el mismo sentido, la nomenclatura estratigráfica es diversa. A los fines de este trabajo, se propone simplificar las unidades y agruparlas, en base a diferencias litológicas, estructurales y relaciones estratigráficas, en dos dominios litotectónicos (Suzaño et al., 2014a): i) basamento ígneo y metamórfico Neoproterozoico-Eocámbrico (Dominio 1) y ii) basamento metasedimentario ordovícico (Dominio 2).

Basamento ígneo y metamórfico Neoproterozoico-Eocámbrico (D1). Esta unidad se trata de un complejo ígneo-metamórfico mapeado, a lo largo de la zona de interés, como Fm Famabalasto (Turner, 1963), Metamorfita Antofalla (Allmendinger et al., 1982; Mon et al., 1988), Cinturón o Basamento El Peñon (Suzaño et al., 2014a). Se compone principalmente de pizarras, filitas, micaesquistos granatíferos y esquistos silimaníticos, con intercalaciones de mármoles, metarenitas y calcosilicatos, dispuestos en fajas de rumbo general NO-SE (Suzaño et al., 2014a). Hacia el sureste de la CVCB, en la transición a Sierras Pampeanas (Figura A1.2b), también se describen migmatitas y ortogneises de composición granítica (Montero Lopez, 2009). Las condiciones metamórficas son de bajo a mediano-alto grado en facies de esquistos verdes hasta facies de anfibolita (Suzaño et al., 2014a). El conjunto se encuentra intruído por diques y cuerpos graníticos menores lentiformes, diques básicos y ultrabásicos que frecuentemente se emplazan a lo largo de planos de foliación (Mon y Hongn, 1988; Seggiaro et al., 2006). Toda la secuencia se encuentra deformada con desarrollo de estructuras planares primarias y secundarias, protomilonitas, milonitas y pliegues de magnitudes variables. La foliación general presenta una orientación meridiana (N-S) a submeridiana (NNE-SSO) con desarrollo de pliegues apretados que definen una vergencia hacia el este (Allmendinger et al., 1982; Mon y Hongn 1988; González et al., 1991; Suzaño et al., 2014a).

Las rocas del basamento ígneo y metamórfico Neoproterozoico-Eocámbrico afloran principalmente hacia el este del CVCB y constituye el zócalo sobre el que se estructura el Complejo Volcánico La Hoyada por lo que se encuentra cubierto por sus depósitos.

Basamento metasedimentario ordovícico (D2). El basamento ordovícico de la región está formado por metamorfitas de bajo grado formada en facies de esquistos verdes (Seggiaro et al., 2006) las cuáles han sido asignadas al Complejo Sedimentario Volcánico Cortaderas Chicas (CSVCC; Seggiaro et al., 2006), Fm Falda Ciénaga (Zimmerman et al., 2002), Cinturón Oclóyico (Mon y Hongn 1988, 1991, 1996) y Dominio Occidental El Jote (Suzaño et al., 2014a). Las rocas de esta unidad pueden agruparse, a grandes rasgos, en dos sucesiones principales (Nieves, 2019): metasedimentaria-volcanoclástica e ígnea. La primera consiste en metasedimentitas clásticas como grauvacas, areniscas conglomerádicas, pelitas, cuarcitas y filitas, con rocas volcanoclásticas y vulcanitas riolíticas y dacíticas intercaladas (Seggiaro et al., 2006). Estas rocas constituyen la roca de caja de la sucesión ígnea la cual ocurre como cuerpos intrusivos menores con composiciones

dácitas-riodácíticas a andesitas basálticas y gabroides (Seggiaro et al., 2006). Las rocas ácidas se presentan como granitoides con textura granudas equigranulares gruesas a porfídicas formadas por fenocristales de cuarzo, plagioclasa y biotita (Seggiaro et al., 2006; Nieves, 2019); mientras que las rocas básicas se tratan de lavas pórfido afaníticas negras de grano fino con fenocristales de piroxeno, anfíbol, plagioclasa y olivino, subordinado, que se disponen formando diques o cuerpo lobulados tipo sills (Seggiaro et al., 2006). Esta unidad aflora principalmente hacia el norte a lo largo de la sierra de Filo Colorado, hacia el oeste en la Sierra de Calalaste y en menor medida hacia el noreste en Campo de la Piedra Pómez (Figura Al.2c). Sobre el basamento ordovícico se apoyan en discordancia sedimentitas continentales pérmicas y se encuentra cubierta en parte por depósitos volcánicos del Complejo Volcánico La Hoyada (Figura Al.2c). Hacia el noreste se encuentra en contacto tectónico con el basamento pre-ordovícico a través de la zona de cizalla El Peñon (Suzaño et al., 2014b).

- Secuencias continentales Pérmicas

Esta unidad está conformada por sedimentitas de color rojo ladrillo característico las cuales fueron mapeadas en el ámbito del salar de Antofalla como Estratos Rojos de Botijuela del Devónico (Palma et al., 1990) o Fm Potrerillos (Voss, 2002) y, en el área interés, como Fm Patquía de la Cuesta del Pérmico (Seggiaro et al., 2006). Esta última consiste en una sucesión alternante de conglomerados, areniscas cuarzosas y conglomerádicas, junto con pelitas y eolianitas. El arreglo general es granodecreciente con conglomerados gruesos con clastos de basamento ordovícico de tamaño variable y de escala centimétrica que gradan a areniscas finas y pelitas de igual composición (Seggiaro et al., 2006). En el tramo superior se describen bancos de areniscas calcáreas y calizas con niveles discretos de pelitas con bioturbaciones (Seggiaro et al., 2006). Los depósitos se asocian con ambientes de depositación tipo litorales y de playa (Kraemer et al., 1999) como así también a ambientes fluviales con dominio marino hacia el techo de la sucesión (Seggiaro et al., 2006).

Los afloramientos de esta unidad, en el área de interés, se restringen a asomos en la parte norte de la sierra de Filo Colorado (Figura Al.2c). Se encuentran apoyado en discordancia sobre rocas del basamento ordovícico e infrayace a la Fm Geste.

- Secuencias continentales Paleógenas

Actualmente en la bibliografía y cartografía disponible no existe consenso general acerca de la definición formal de las rocas que componen esta unidad (ver Seggiaro et al., 2006). Han sido mapeadas formalmente como Formaciones Geste (Seggiaro et al., 2006; Zhou et al., 2016; Montero Lopez et al., 2010a, b; Bustos et al., 2019), Quiñoas y Chacras en el ámbito del salar de Antofalla (Kraemer et al., 1999; Voss, 2002; Carrapa et al., 2005)

e informalmente como rocas sedimentarias paleógenas (Montero Lopez, 2009; Báez et al., 2015). Siguiendo las recomendaciones del CAE (1992) en este trabajo se adopta la definición de Fm Geste de acuerdo con Seggiaro et al. (2006).

Esta unidad se trata de una sucesión sedimentaria continental compuesta por areniscas, limolitas y conglomerados de color color rojo-púrpura a naranja (Seggiaro et al., 2006). La sucesión está caracterizada por un arreglo granocreciente compuesta principalmente por fangolitas y areniscas de grano fino hacia la base y conglomerados pobremente seleccionados hacia el techo (Seggiaro et al., 2006). Esta unidad se habría depositado en una cuenca elongada N-S en un ambiente fluvial entrelazado y de abanicos aluviales (Seggiaro et al., 2006).

En la región de interés la Fm Geste aflora hacia el norte de la sierra de Filo Colorado entre los valles de Incahuasi y Carachipampa (Figura Al.2c). Se apoya en relación de suave discordancia angular sobre los depósitos de la Fm Patquía de la Cuesta y se encuentra cubierta por depósitos cuaternarios inconsolidados (Figura Al.2c).

- Ignimbritas riodacíticas Mioceno sup-Plioceno

Bajo esta unidad se agrupan las ignimbritas indiferenciadas del Mioceno superior (Montero Lopez, 2009), ignimbritas riolíticas del Mioceno tardío (Báez et al., 2015, 2020a, b) y las ignimbritas Las Papas, Aguada Lumbrera y Rosada pertenecientes a los Grupos Rincón y Agua Negra definidos, en base a afinidades geoquímicas por Montero López et al. (2015), en el ámbito del valle de Las Papas hacia el sur de CVCB.

Grupo Agua Negra. Esta unidad está formada por las Ignimbritas Las Papas y Las Juntas que, en general consiste, en espesos depósitos ígnimbríticos de composición riolítica, de afinidad calcoalcalina, y edad miocena superior (Montero Lopez et al., 2011). La Ig. Las Papas se trata de un depósito ignimbrítico masivo, soldado, de color gris violáceo formado por porcentajes variables de fragmentos de tamaño lapilli/bloque de pómez riolítica (<27 vol. %) y fragmentos líticos (<28 vol. %) de granitoides, vulcanitas, esquistos y areniscas (Montero Lopez et al., 2015). Esta unidad presenta una edad de 9,24 Ma ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en biotita, Montero Lopez et al., 2014) y se distingue por el grado de soldadura, endurecimiento y la presencia de pómez colapsadas o *fiammes* (Montero Lopez et al., 2011). Por encima se apoya la Ig. Las Juntas la cual se divide en dos unidades inferior y superior (Montero Lopez et al., 2011); sin embargo, Montero Lopez et al. (2015) redefinen la estratigrafía y asignan solo la unidad inferior a esta ignimbrita. Se trata de un depósito ignimbrítico macizo, mal seleccionado de color blanco a gris con bajo grado de soldadura y formado por fragmentos de tamaño lapilli/bloque de pómez riolítica (25 vol. %) y mayor proporción de fragmentos líticos principalmente de anfíbolitas (40 vol. %), que disminuye hacia el techo (Montero Lopez et al., 2011, 2015). La Ig. Las Juntas tiene una edad de 8,

47 ± 0.02 Ma ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en biotita, Montero Lopez et al., 2014). Los depósitos de esta unidad afloran principalmente a lo largo de la quebrada Las Papas, hacia el sur del CVCB (Figura Al.2c), con un espesor total de ca. 120 m (Montero Lopez et al., 2015). El Gr. Agua Negra se apoya en relación de inconformidad sobre el basamento (Figura Al.2c).

Grupo Rincón. Este grupo está formado por las Ignimbritas Agua Caliente, Aguada Alumbra, Rosada y Del Medio (Montero Lopez et al., 2015). La Ig. Agua Caliente son depósitos ignimbriticos pobres en cristales, macizos, indurados, no soldados, de colores claros blanco, gris a rosado por sectores que internamente se encuentran formados por porcentajes variables de fragmentos de tamaño lapilli, principalmente, de pómez riolítica (20 a 40 vol. %) y fragmentos líticos (7 a 30 vol. %) de basamento (Montero Lopez et al., 2015). Por encima se apoya un conglomerado polimictico fluvial-aluvial de color marrón que separa esta unidad de la Ig. Aguada Alumbra (Montero-Lopez et al., 2015). La Ig. Aguada Alumbra está formada por las unidades rojiza y blanquecina y en conjunto es la unidad de mayor distribución aflorando principalmente hacia el este del CVCB alrededor de la laguna Aguada Alumbra (Figura Al.2c). La Unidad Rojiza son ignimbritas macizas de color rojo, ricas en cristales y fragmentos líticos, principalmente de metamorfitas y vulcanitas, con pómez blancas ligeramente colapsadas (Montero Lopez et al., 2015). La Unidad Blanquecina se diferencia por su color, mayor grado de soldadura con desarrollo de diaclasamiento columnar y menor contenido de fragmentos líticos (≤ 10 vol. %) (Montero Lopez et al., 2015). En total la Ig. Aguada Alumbra presenta un espesor de ca. 140 m y una edad mínima de $7,14 \pm 0,19$ Ma ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en hornblenda) a $7,17 \pm 0,02$ Ma ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en biotita) (Montero Lopez et al., 2010b). La Ig. Rosada son depósitos ignimbriticos macizos de color rosa a pardo rosado, ricas en cristales, con desarrollo de *fiammes*, texturas de desvitrificación, disyunción columnar y escasos fragmentos líticos de metamorfitas, vulcanitas y sedimentitas litificadas y alteradas (Seggiaro et al., 2006; Montero Lopez et al., 2010, 2015; Alfaro Ortega, 2015). Las dataciones disponibles para esta unidad indican un rango de edad entre 7,13 y 8,1 Ma (Seggiaro et al., 2015). Por último, la Ig. Del Medio son depósitos piroclásticos macizos, grises, de gradación inversa, formados por brechas líticas con bloques de lavas fenoandesíticas que alcanzan tamaños de 40 cm y escasas pómez (Montero Lopez et al., 2015).

Esta unidad aflora principalmente en una franja meridional hacia el norte y el sur del CVCB, en los alrededores de la Sierra de Calalaste y laguna Aguada Alumbra, respectivamente (Figura Al.2c). Los depósitos se apoyan sobre el basamento y en los alrededores del CVCB son sepultados por las vulcanitas del Complejo Volcánico La Hoyada.

- Volcanitas andesíticas-dacíticas Mioceno sup-Plioceno - Fm La Hoyada



El Complejo Volcánico La Hoyada (CVLH) está formado por numerosos estratovolcanes andesíticos-dacíticos de edad Mio-Pleistocena, alineados en dirección SO-NE formando la Cordillera de San Buenaventura (Seggiaro et al., 2006; Montero López et al., 2010b, 2010c; Bustos et al., 2019) (Figura Al.1a). La estratigrafía volcánica de CVLH se divide en dos unidades principales (Bustos et al., 2019; Figura Al.1a): i) La Hoyada Inferior (ca. 7-4,6 Ma), que comprende flujos de lava y domos andesítico-dacíticos caracterizados por una intensa deformación tectónica; y ii) La Hoyada Superior (4,6-1,3 Ma), representada principalmente por productos efusivos andesítico-dacíticos y algunos productos piroclásticos y epiclásticos que forman al menos cuatro estratovolcanes y domos (Figura Al.1a). Estos edificios volcánicos han sido intensamente deformados por los sucesivos colapsos relacionados con la actividad del CVCB. Bustos et al. (2019) definen 6 litosomas, como resultado de análisis morfológicos y morfométricos (Figura Al.4). El Litosoma 1 (L1) corresponde estratigráficamente a La Hoyada Inferior (7,04 - <4.63 Ma) y está formado por unidades litoestratigráficas intensamente deformadas e hidrotermalmente alteradas. El Litosoma 2 (L2) intruye a rocas del L1, corresponde a diques alimentadores de domos.

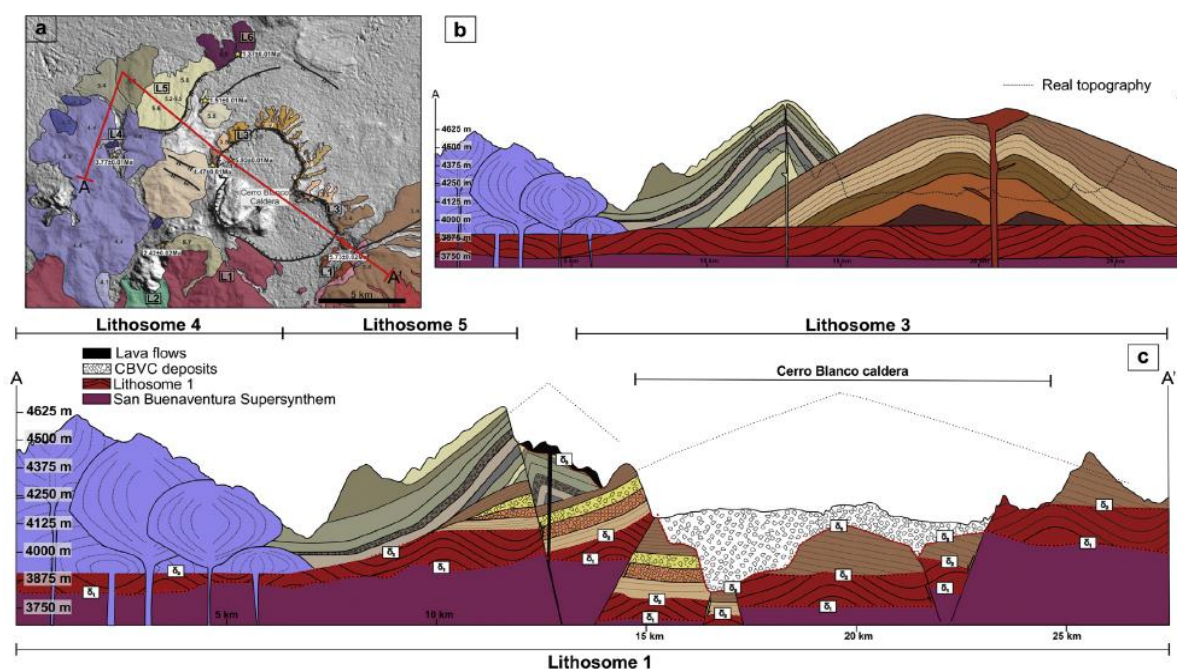


Figura Al.4. a) Mapa litoestratigráfico de CVLH mostrando la distribución de los litosomas L1 a L6. Se indica la ubicación del perfil A-A'. b) Reconstrucción esquemática de CVLH antes de la formación de la caldera del Cerro Blanco. c) Perfil esquemático A-A' mostrando las relaciones laterales entre los litosomas 3, 4 y 5. Se indican con δ las principales discontinuidades (Bustos et al., 2019).

Estratigráficamente conforma el inicio de La Hoyada Superior (4,63 - <1,37 Ma). El Litosoma 3 (L3) está compuesto por una serie de flujos de lava que formaban un estratovolcán. Este litosoma fue parcialmente destruido por el colapso de la caldera Cerro Blanco, se pueden observar afloramientos en las paredes de la caldera (Figura Al.1c). El



Litosoma 4 (L4) se encuentra hacia el oeste de la caldera del Cerro Blanco, corresponde a un complejo de domos intensamente alterados (alteración argílica). El Litosoma 5 (L5) se localiza hacia el norte de la caldera del Cerro Blanco. Representa facies típicas de un estratovolcán, afectado por una escarpa curvilínea acentuada de 400 m de altura (escarpa El Niño; Figura AI.1a).

- Lavas y depósitos piroclásticos riolíticos del CVCB

Unidad Campo de la Piedra Pómez. La unidad litoestratigráfica está compuesta por la Ignimbrita Campo de la Piedra Pómez (ICPP). Aflora al norte de la caldera del Cerro Blanco, con un volumen total mínimo estimado de $\sim 6,18 \text{ km}^3$ y un volumen ERD (Equivalente Roca Densa) de $\sim 3,4 \text{ km}^3$, ocupando un área de $\sim 250 \text{ km}^2$ (Figura AI.3). La ICPP puede dividirse en dos unidades de flujo principal, la unidad basal UI y la unidad superior UII, separadas por una superficie erosiva. Ambas unidades de flujo están afectadas por un único sistema de fracturas asociado a la contracción térmica durante el enfriamiento y constituyen una única unidad de enfriamiento. Esto sugiere que la superficie erosiva que separa las unidades de flujo UI y UII no representa un hiatus de tiempo significativo. Sin embargo, ambas presentan diferencias importantes en la tipología de fragmentos de pómez y líticos, indicando un cambio significativo en las condiciones durante la erupción. Ambas unidades tienen porcentajes variables de pómez (~ 15 a $50 \text{ vol. } \%$), de fragmentos líticos (~ 2 a $50 \text{ vol. } \%$) y en general son pobres en cristales (~ 10 a $30 \text{ vol. } \%$). Estas variaciones en los porcentajes de pómez, líticos y cristales responden a variaciones de facies internas de cada unidad (Figura AI.5b, c, d). Ambas unidades se caracterizan por estar formadas por facies masivas mal seleccionadas (mLT) (Figura AI.5). Sin embargo, en zonas proximales desarrollan facies ricas en líticos (mLTI), incluyendo niveles de brechas líticas (mIBr), y en zonas distales presentan una importante variación vertical y lateral de facies, incluyendo facies con estratificación difusa (dsLT), estratificación cruzada de bajo ángulo (xsLT) y lóbulos ricos en fragmentos de tamaño lapilli/bloque de pómez (lensC) (Figura AI.5 b, d). Sin embargo, los rasgos más sobresalientes de la ICPP son el fuerte control topográfico sin desarrollo de facies *veneer*. La UI tiene una distribución más reducida respecto a la UII, ocupando sólo la depresión de Carachipampa (Figura AI.2c). La UI es de color blanco (Figura AI.5a) y contiene principalmente pómez blanca ($\sim 90 \text{ vol. } \%$), con porcentajes menores de pómez gris ($\sim 5 \text{ vol. } \%$) (Figura AI.5e). La UII es de color amarillento (Figura AI.5a) y también contiene principalmente pómez blanca ($\sim 75 \text{ vol. } \%$), pero incluye porcentajes significativos de pómez gris ($\sim 15 \text{ vol. } \%$) y de pómez negra ($\sim 10 \text{ vol. } \%$) (Figura AI.5A). En secciones delgadas, la matriz de ambas unidades de la ICPP tiene textura piroclástica con pómez, líticos y cristales fragmentados (cuarzo, biotita, plagioclasa y sanidina) inmersos en una matriz de ceniza fina formada por abundantes trizas vítreas (Figura AI.5g).

Como se mencionó anteriormente, las dos unidades de la ICPP están afectadas en forma integral por un fracturamiento relacionado con la contracción térmica, el cual configura dos sistemas principales. El sistema menor de fracturas presenta una orientación aleatoria formando polígonos irregulares. El sistema mayor está formado por fracturas de gran tamaño con aperturas promedio de ~60 cm y longitudes del orden de cientos de metros. Se distribuyen en forma paralela al valle que aloja la ICPP o en forma radial a partir de zonas con importante desarrollo de alteración hidrotermal, producto de actividad fumarólica fósil. Estos sectores resistieron en forma diferencial la erosión eólica debido a su mayor grado de cementación, formando montículos aislados fuertemente alterados (Báez et al., 2015). Este fenómeno es el que controlan la morfología del campo de *yardangs* desarrollado en la ICPP (de Silva et al., 2010).

Si bien existen numerosas dataciones radiométricas de la ICPP con variaciones de hasta 482 ka (Kraemer et al., 1999; Seggiaro et al., 2006; Viramonte et al., 2008; Montero-López, 2009; Montero-López et al., 2010b); sin embargo, debido a las similitudes en las características generales de los depósitos, en la composición de los fragmentos líticos y en las características texturales, mineralógicas y geoquímicas de los fragmentos juveniles, se considera que todos los afloramientos de la ICPP corresponden a una única unidad ignimbrítica. En este sentido se interpreta que las diferencias en las edades de la ICPP reflejan problemas metodológicos asociados a las diferentes técnicas utilizadas (U/Pb en circón, K/Ar en sanidina y Ar/Ar en roca total, biotita y sanidina) (Báez et al., 2015). La datación más reciente a la fecha de realización del presente Informe corresponde a 54 ka correspondiente a una edad $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ (de Silva et al., 2022), por lo que se adopta esta edad como representativa de esta unidad.

El límite superior del SCPP está representado por una superficie erosiva que limita el techo de la ICPP en todos los afloramientos y que resulta de la erosión eólica que dio lugar al campo de *yardangs* de la ICPP Figura (AI.5a). Esta superficie representa un hiatus temporal significativo ya que separa el SCPP (Pleistoceno Superior) de la Ignimbrita Cerro Blanco, de edad Holocena (Báez et al., 2015).

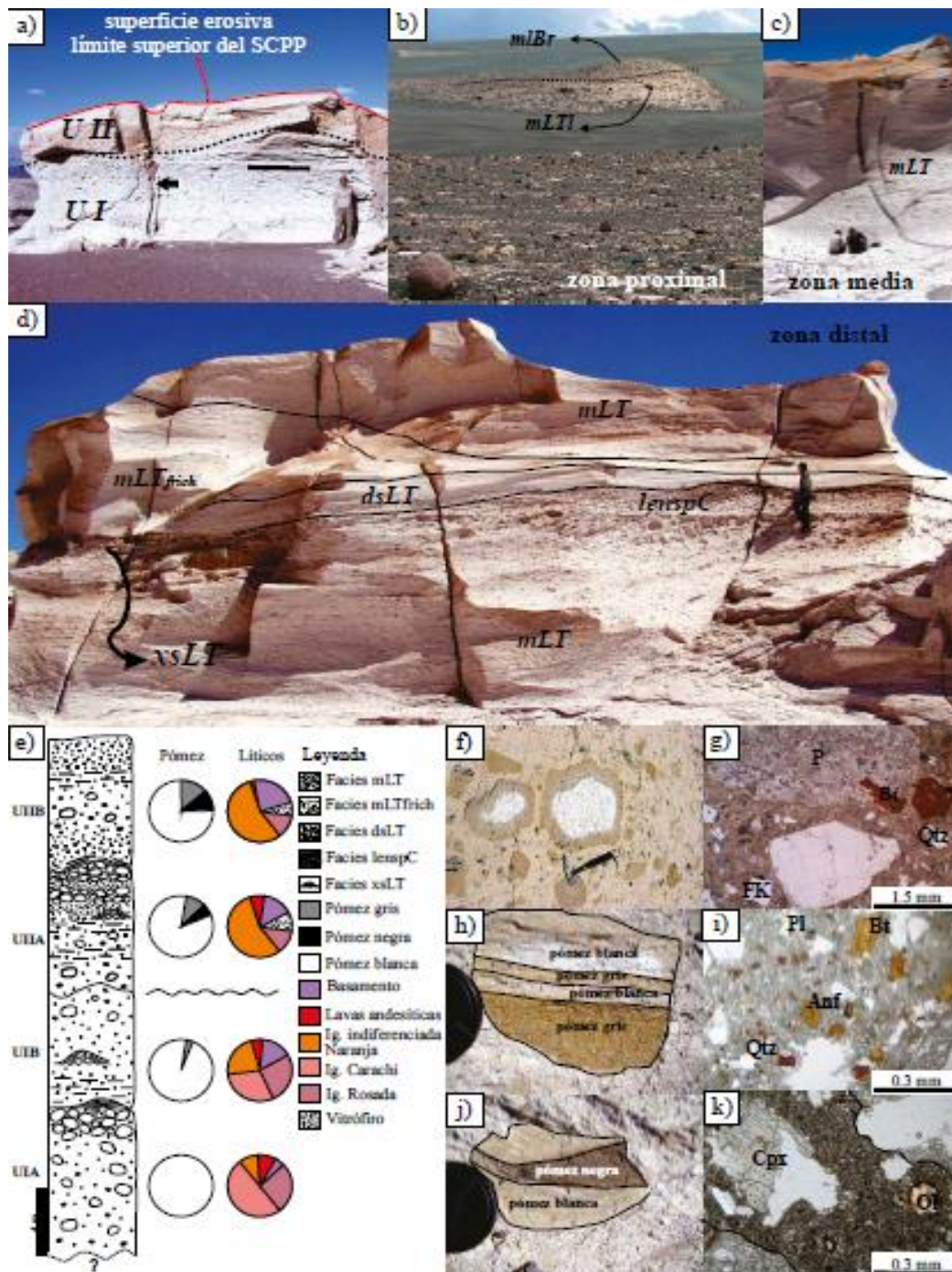


Figura A1.5. a) Afloramiento de la ICPP donde se observa la relación estratigráfica entre las unidades UI y UII, y la superficie erosiva. La flecha negra indica la presencia de fracturas asociadas a la contracción térmica de la ICPP. b) Zonas cercanas de la ICPP ricas en fragmentos líticos. c) Zonas medias de la ICPP formadas por facies masivas. d) Zonas distantes de la ICPP con importantes variaciones verticales y laterales de facies. mLT: facies masivas; mLTfrich: facies masivas ricas en finos; dsLT: facies con estratificación difusa; lenspC: facies de lóbulos de pómez; xsLT: facies con estratificación cruzada y antidunas; e) Columna estratigráfica idealizada de la ICPP; f) Características macroscópicas de las pómez blancas dentro de la ICPP. Nótese el borde de color



naranja asociado a la cristalización en fase vapor. g) Características petrográficas de la pómez blanca dentro de la ICPP. h) Características macroscópicas de la pómez gris dentro de la ICPP. i) Características petrográficas de la pómez gris dentro de la ICPP. j) Características macroscópicas de la pómez negra dentro de la ICPP. k) Características petrográficas de la pómez negra dentro de la ICPP. FK: feldespatos potásicos; Anf: anfíbol; Qtz: cuarzo; Pl: plagioclasa; Bt: biotita; P: pómez; Cpx: clinopiroxeno; Ol: olivino (Báez et al., 2015).

Unidad Cerro Blanco. Esta unidad comprende toda la actividad efusiva y explosiva relacionada a la época eruptiva Cerro Blanco (Báez et al., 2015). Comprende depósitos pre-, sin- y post-caldera Cerro Blanco de composición riolítica/riodacítica (Báez et al., 2020b).

Depósitos de caída plinianos. Los depósitos de caída plinianos asociados a la ICB son masivos, relativamente bien seleccionados, con trama soportada por clastos y espesores mínimos variables entre 0,20 m y 1,2 m (Figura A1.6). Están formados por pómez angulosa de color blanco, con escasos fenocristales de biotita y cuarzo, y escasos líticos.

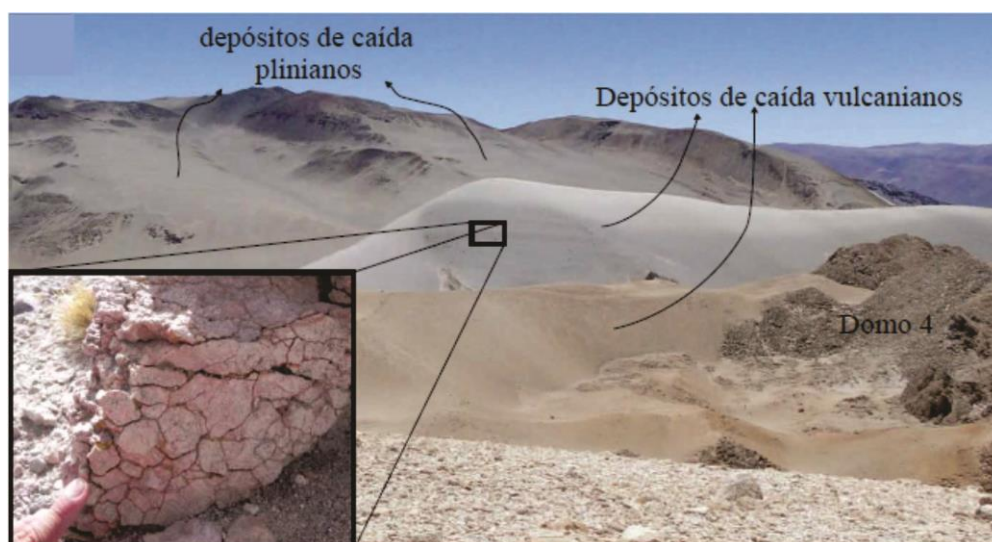


Figura A1.6. Vista panorámica donde se observa la distribución espacial de los depósitos de caída plinianos manteniendo la topografía sobre afloramientos del CVLH ubicados al noroeste de la caldera del Cerro Blanco. También se observan los depósitos piroclásticos de caída vulcanianos rodeando los domos postcaldera formados por material denso, en algunos casos con texturas superficiales en corteza de pan (recuadro inferior izquierdo) (Báez et al., 2015).

La granulometría de los depósitos varía en cada sitio, desde tamaño lapilli/bloque hasta tamaño de lapilli fino. Las características geoquímicas de la pómez son similares a las de la ICB. Los tamaños promedio y máximo de pómez y líticos disminuyen con la distancia a la Caldera del Cerro Blanco.

Los depósitos de caída plinianos asociados a la ICB se distribuyen ampliamente en el área de estudio cubriendo la topografía con un espesor aproximadamente constante; incluso, es posible encontrarlos en zonas topográficamente muy elevadas (5.000 m s.n.m)

sobre el CVLH (Báez et al., 2015). En cuanto a las relaciones estratigráficas de estos depósitos respecto a la ICB, en algunos sitios los mismos han sido identificados en la base de la ICB con espesores que no superan los 0,5 m. Sin embargo, la presencia de espesores de hasta 1,20 m en zonas donde no se depositó la ICB sugiere que, al menos parcialmente, el depósito de ambos fue coetáneo (Báez et al., 2015).

Ignimbrita Cerro Blanco (ICB). La ICB agrupa a las unidades litoestratigráficas informales El Médano y Purulla (Arnosio et al., 2005) e Ignimbritas del Segundo Ciclo (Montero-López, 2009). Todas estas unidades informales comparten la misma: posición estratigráfica, características de facies, composición de fragmentos líticos y características geoquímicas y petrográficas de sus componentes juveniles, por lo que se considera que constituyen una única unidad litoestratigráfica (ICB) (Báez et al., 2015). Los afloramientos de la ICB se distribuyen hacia el oeste, hacia el sur y hacia el norte de la caldera del Cerro Blanco ((Figura Al.3, Figura Al.7) ocupando un área de $\sim 527 \text{ km}^2$, con un volumen mínimo de $\sim 17 \text{ km}^3$ y un volumen ERD de $\sim 9 \text{ km}^3$. En la mayoría de los afloramientos la parte superior de la ICB está constituida por un nivel sostenido por clastos de 2–3 cm de espesor, formado por fragmentos líticos de tamaño lapilli/bloque. Este nivel ha sido interpretado como resultado de la movilización, por la acción del viento, del material vítreo del tamaño de la ceniza que constituye la matriz y los fragmentos pumíceos de la ICB, concentrando los fragmentos líticos más densos (Milana, 2009; de Silva et al., 2013). En algunos sectores del área de estudio la acción del viento ha sido capaz de movilizar también los fragmentos líticos densos generando mega-óndulas y dunas con granulometría del tamaño de lapilli (Milana, 2009; de Silva et al., 2013). La ICB es un depósito ignimbrítico de color blanco, no soldado y sin cristalización en fase vapor, formado por porcentajes variables de fragmentos de tamaño lapilli/bloque de pómez riolítica ($\sim 20\text{--}30 \text{ vol. } \%$) y fragmentos líticos ($\sim 20\text{--}30 \text{ vol. } \%$) en una matriz de tamaño de la ceniza fina (Figura Al.7b). Al igual que la ICPP, la ICB presenta importantes variaciones verticales y laterales de facies relacionadas con los cambios en la dinámica de flujo y la interacción con la topografía (Báez, 2014). En secciones delgadas la matriz de la ICB tiene textura piroclástica con pómez, líticos, abundantes trizas vítreas y cristales fragmentados de cuarzo, sanidina, biotita, y plagioclasa (Báez et al., 2015).

Existe una serie de edades para la ICB que van desde $\sim 20 \text{ ka}$ hasta menos de 5 ka, las cuales fueron obtenidas por diferentes métodos (Viramonte et al., 2008; Montero-López et al., 2009; Fernández-Turiel et al., 2019). En este trabajo se consideran las edades obtenidas por el método ^{14}C como las más ajustadas ya que el método utilizado es el más adecuado para la datación de secuencias volcánicas jóvenes. En este sentido la ICB tendría una edad de $\sim 4.000\text{--}5.500 \text{ a.C.}$ (Holoceno) (Báez et al., 2015).

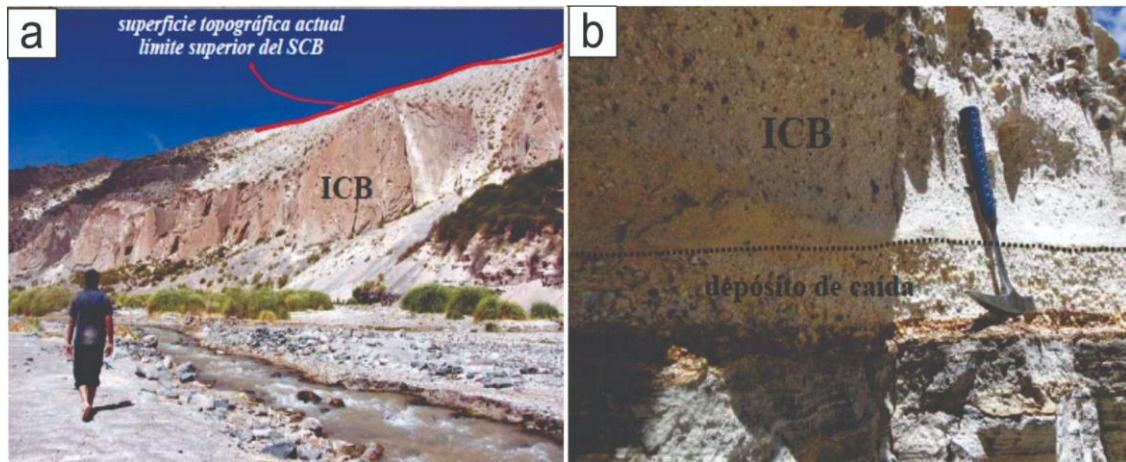


Figura Al.7 a) Afloramiento de la ICB en una quebrada hacia el sureste de la caldera del Cerro Blanco. b) Afloramiento de la ICB donde se observan los depósitos de caída asociados. Los depósitos piroclásticos se apoyan sobre turbas datadas en ~5000 años (Montero-López, 2009; Montero-López et al. 2009; Fernández-Turiel et al., 2019) (Báez et al., 2015).

Depósitos de caída vulcanianos. Rodeando algunos de los domos post caldera y formando estructuras cónicas, existen depósitos mal seleccionados, soportados por clastos, de granulometría de tamaño bloque/lapilli, formados por fragmentos juveniles densos, en muchos casos con desarrollo de texturas superficiales en corteza de pan y escasos fragmentos líticos (Figura Al.8). Los fragmentos juveniles densos están formados por riolitas con características macroscópicas y petrográficas similares a las de los domos post caldera.

Bloques y cenizas pre y post caldera. Consiste en una serie de depósitos de bloques y cenizas formados por bloques de lavas riolíticas en una matriz del tamaño de ceniza, y que internamente desarrollan gradación inversa. Los mismos afloran en las paredes de la Caldera del Cerro Banco (Figura Al.3, Figura Al.8b) y se apoyan en discordancia sobre lavas andesítica/dacítica y depósitos volcanoclásticos del Mioceno, pertenecientes al Complejo Volcánico la Hoyada (CVLH). Si bien no existen datos geocronológicos de estos depósitos, su relación estratigráfica respecto al borde de la caldera permite inferir que se trata de una unidad pre-caldera. Las características petrográficas y geoquímicas de los bloques son similares a las del resto de los productos volcánicos asociados a la actividad del Cerro Blanco (Arnosio et al., 2005, 2008), y contrastan con las composiciones de la ICPP y del CVLH (Báez et al., 2015).

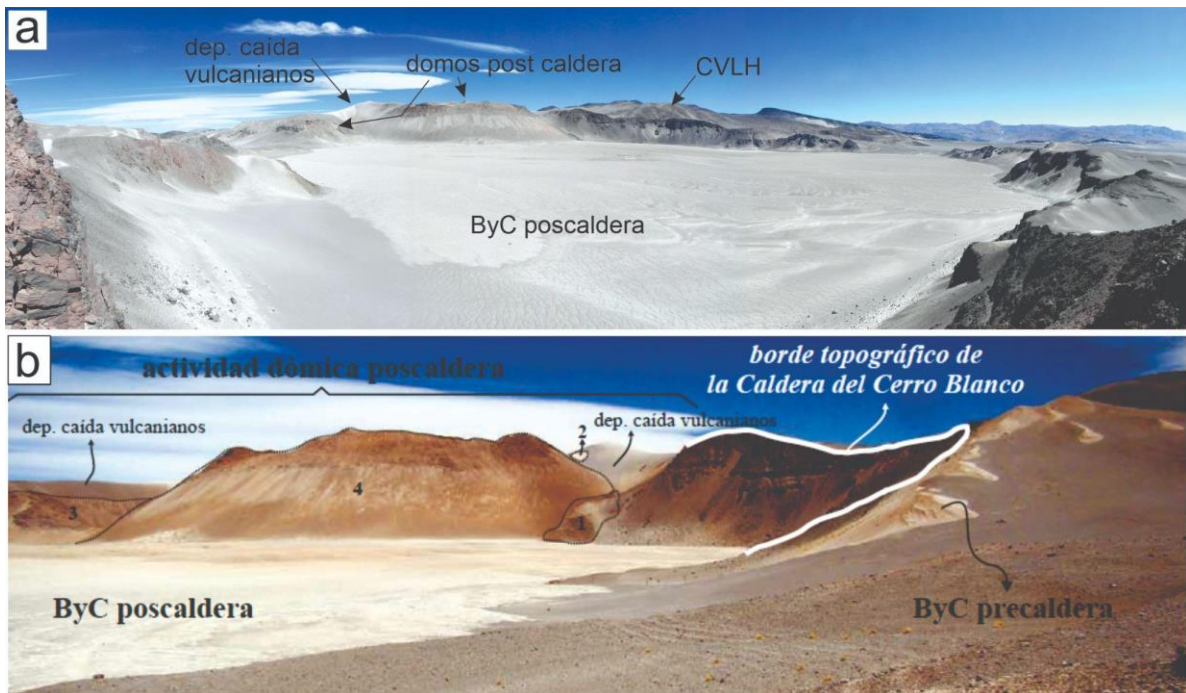


Figura AI.8 a) Vista panorámica hacia el oeste de la caldera del Cerro Blanco; ByC: son los depósitos de bloques y cenizas post caldera; CVLH: es el Complejo Volcánico La Hoyada. b) Vista panorámica hacia el suroeste de la caldera del Cerro Blanco. ByC: depósitos de bloques y cenizas -pre y -post caldera (Báez et al., 2015).

Rellenando parcialmente el piso de la caldera afloran depósitos de bloques y cenizas (Figura AI.8a,b) formados en un 95 % por bloques de lava riolítica con características mineralógicas y texturales idénticas a las de los domos post caldera.

Domos post caldera. La actividad dómica post caldera consiste en una serie de domos superpuestos ubicados en el borde topográfico suroeste de la Caldera del Cerro Blanco (Figura AI.8a, Figura AI.9a,b) y por tres domos emplazados en el suroeste de la Caldera del Cerro Blanco y orientados N60°E. Su relación estratigráfica con el borde de la caldera y los depósitos de la ICB (Figura AI.3), indican que se trata de productos volcánicos post caldera. En secciones delgadas todos los domos tienen textura hipohialina con escasos fenocristales de sanidina, biotita, plagioclasa y cuarzo, y grados variables de vesiculación. Existen dos edades radiométricas para la actividad dómica post caldera. La obtenida por Seggiaro et al. (2006) se descarta dado que la técnica U/Pb en circón no es la adecuada cuando se trabaja con rocas holocenas. La segunda edad, de $15 \pm 8,1$ ka $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en sanidina (Viramonte et al., 2008), se superpone a las otras edades $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ obtenidas para el Cerro Blanco y sugiere una edad más antigua respecto a la subyacente ICB (~4.000–5.500 AC). En este sentido, con las dataciones disponibles no es posible definir con certeza la edad de la actividad dómica sólo a partir de su relación estratigráfica

respecto al borde de la caldera; únicamente se le define como una unidad post caldera. El límite superior de la misma está representado por la topografía actual (Báez et al., 2015).

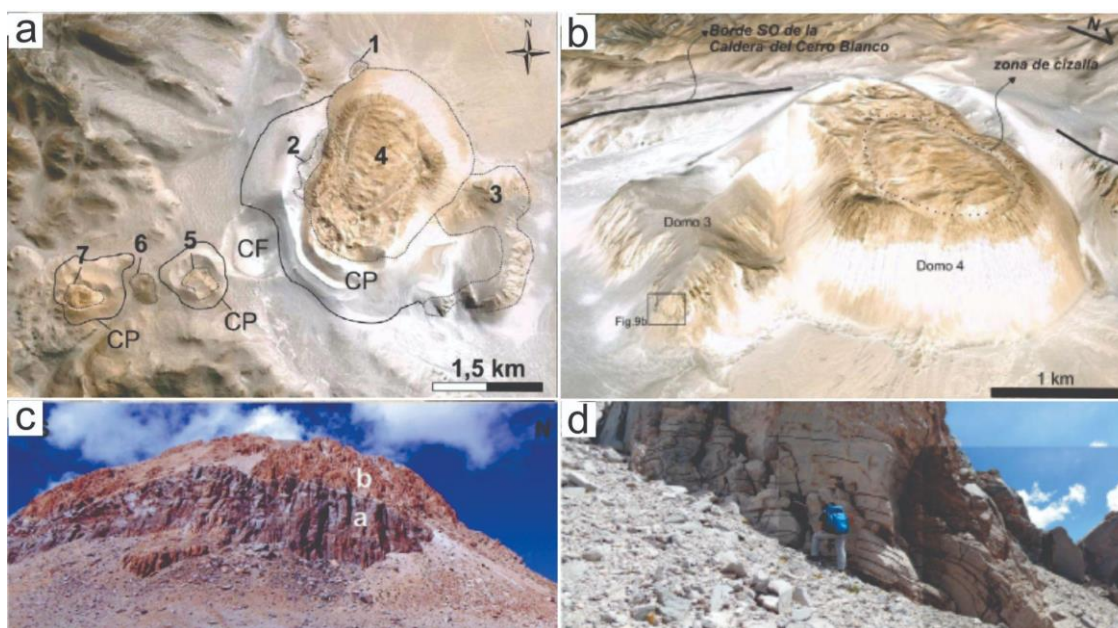


Figura AI.9. a) Imagen tomada de Google Earth donde se observa la actividad dómica post caldera, designada con los números consecutivos del 1 al 7 por Báez et al. (2017). b) Detalle de los 3 domos más próximos al borde suroeste de la caldera del Cerro Blanco. b) Estructura interna del domo 3. a: zona poco vesiculada con desarrollo de disyunción columnar. b: zona muy vesiculada; c) Detalle de la zona inferior del domo 3 en donde se observa el desarrollo de una foliación interna subhorizontal (Báez et al., 2017).

Explosiones freáticas y freatomagmáticas. La zona de actividad fumarólica se encuentra ubicada dentro de una depresión topográfica de morfología irregular de ~30 m de diámetro interpretada como un cráter de explosión freática (Figura AI.10a). Hacia el SO de la zona de actividad fumarólica se encuentra un depósito piroclástico generado por una corriente de densidad piroclástica diluida (oleada piroclástica) (Figura AI.10b). El depósito tiene aproximadamente 1-1,5 m de espesor (Figura AI.10c), es clasto sostenido y de granulometría tamaño ceniza-lapilli (Figura AI.12a,b). Internamente desarrolló estratificación cruzada y laminación paralela, marcadas por variaciones granulométricas y también es común el desarrollo de formas de lecho tipo antidunas (Figura AI.12a,c). En algunos sectores la oleada piroclástica se encuentra intensamente alterada convertida en arcillas (Figura AI.12c) y en el techo tiene un nivel cementado por sílice (Figura AI.12d).

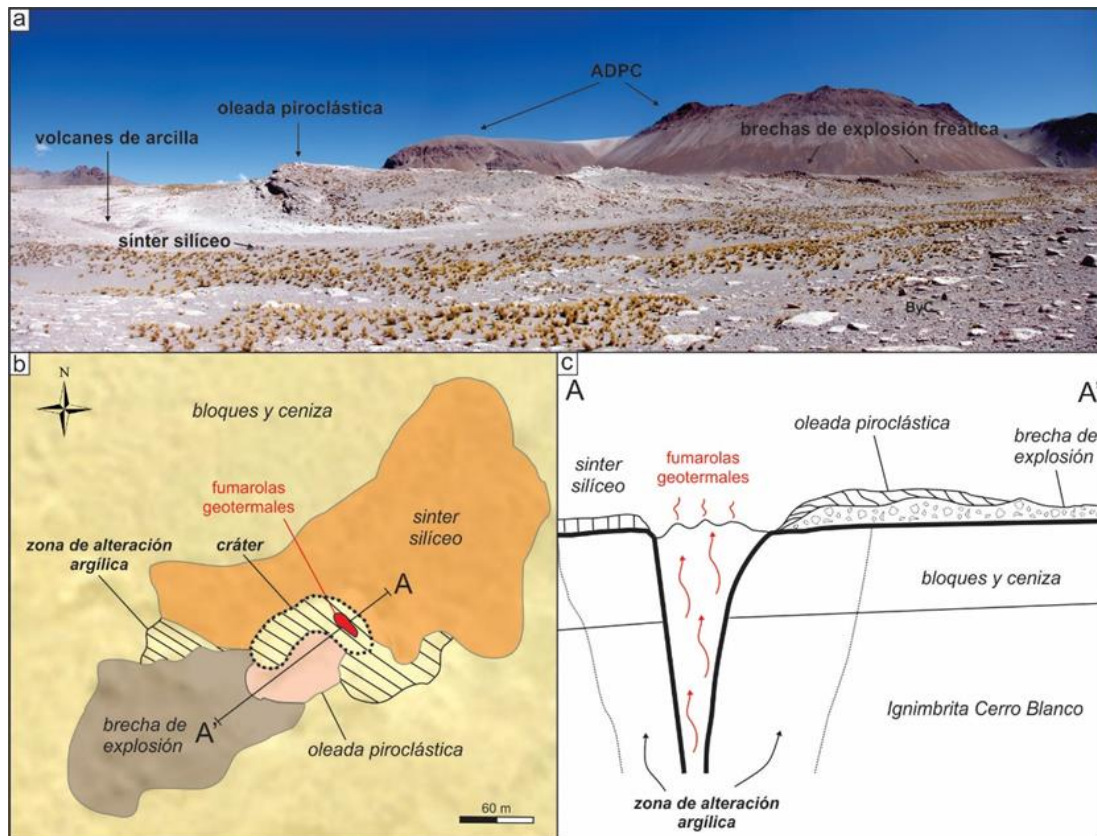


Figura AI.102. a) Vista panorámica (hacia el SO) de los depósitos asociados al SGCB. b) Mapa de detalle de los depósitos asociados al SGCB. c) Perfil esquemático A-A' de los depósitos asociados al SGCB. La orientación se indica en (b). ADPC: actividad dómica post caldera. ByC: depósitos de bloques y ceniza (Chiodi, 2015).

Las fumarolas geotermiales (Figura AI.11a, b) se localizan en el sector norte de la caldera del Cerro Blanco ($26^{\circ}45'33,30''\text{S}$ - $67^{\circ}44'23,29''\text{O}$), sobre un sistema de fallas de rumbo NNE-SSO ($\sim\text{N}60^{\circ}$), el cual parece haber controlado también la actividad dómica post caldera (Arnosio *et al.*, 2005; Viramonte *et al.*, 2005b; Báez *et al.*, 2017) (Figura AI.3, Figura AI.13). Los valores de temperatura de las fumarolas geotermiales varían entre 83°C y $93,7^{\circ}\text{C}$ (Chiodi, 2015). Viramonte *et al.* (2005a) describen un *plateau* de *sínter* silíceo de ~ 40 cm de espesor constituido por sílice amorfa, ópalo y cuarzo, sugiriendo actividad hidrotermal de mayor temperatura relacionada al mismo. Mediante difracción de rayos X Viramonte *et al.* (2005a) determinaron que los volcanes de arcilla (Figura AI.11a) están formados principalmente por Bohemita, Caolinita y Alunita (Figura AI.11c).

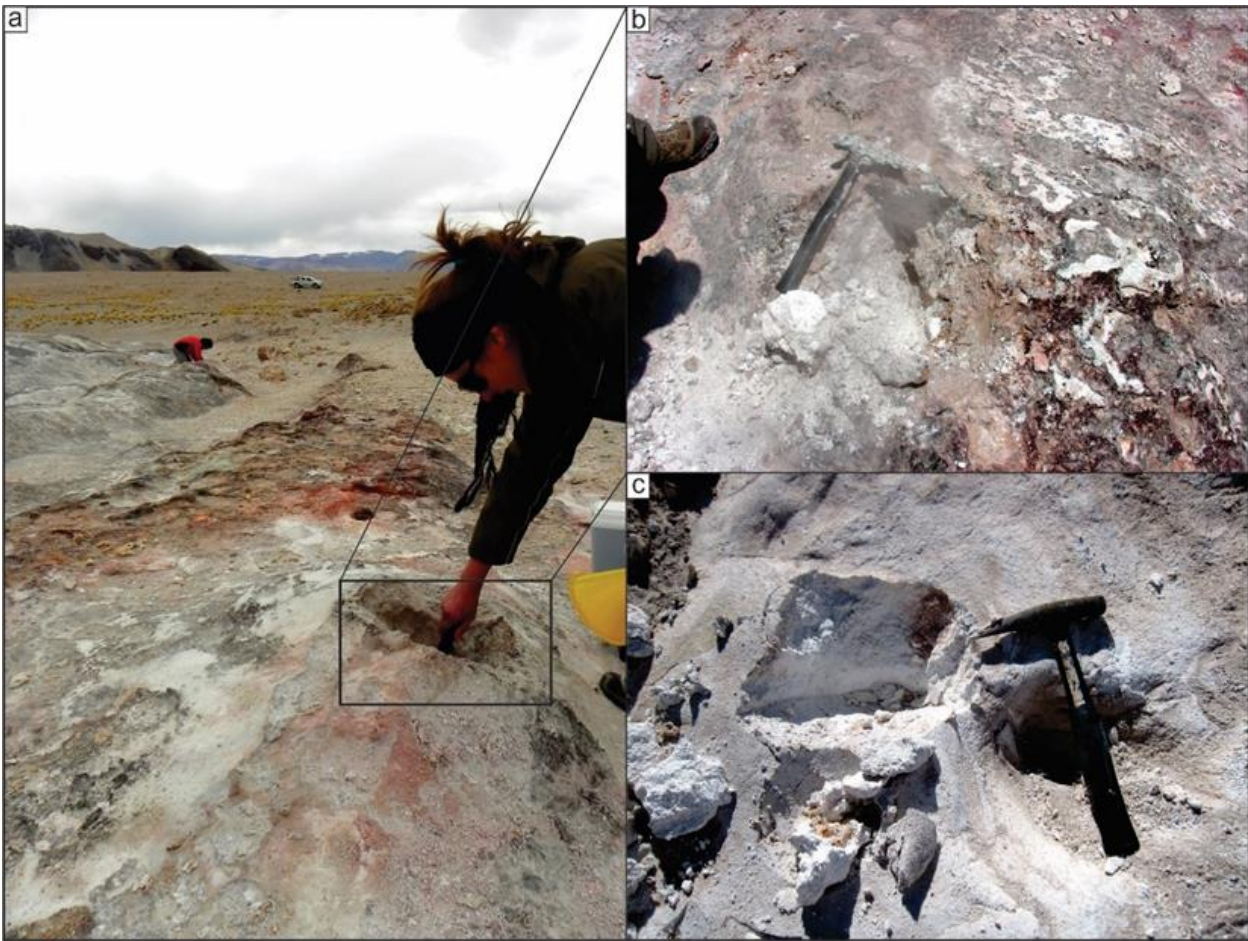


Figura AI.11. a) Vista general de los volcanes de arcilla. b) Detalle de la fumarola seleccionada para el muestreo de fluidos. Nótese la salida de vapor de agua y gases. c) Detalle de la zona de alteración argílica avanzada (Chiodi, 2015).

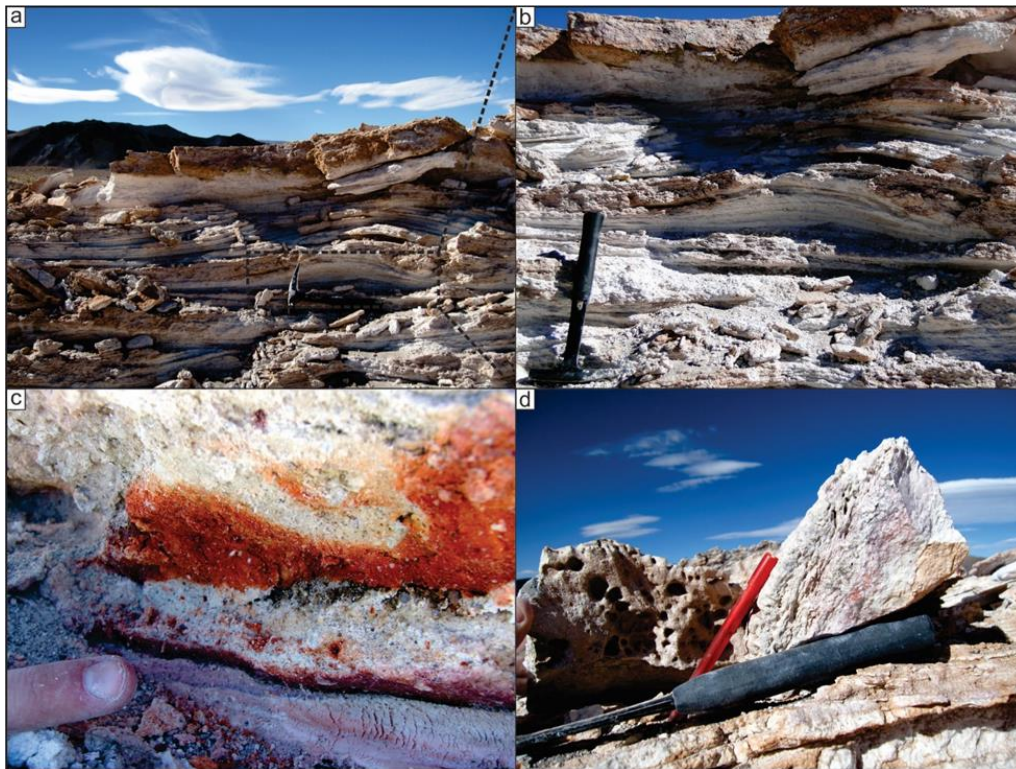


Figura A1.12. Depósito de corrientes de densidad piroclástica diluidas. a) Vista macroscópica del depósito. Hacia el techo en coloración ocre se observa el nivel cementado por sílice (en detalle en d). b) Vista de detalle de una de las estructuras sedimentarias tractivas (antiduna) generada dentro del depósito. c) Detalle de una zona alterada del depósito. Hacia la base el material está convertido en arcillas. d) Detalle de la porción superior del depósito cementada por sílice (Chiodi, 2015).

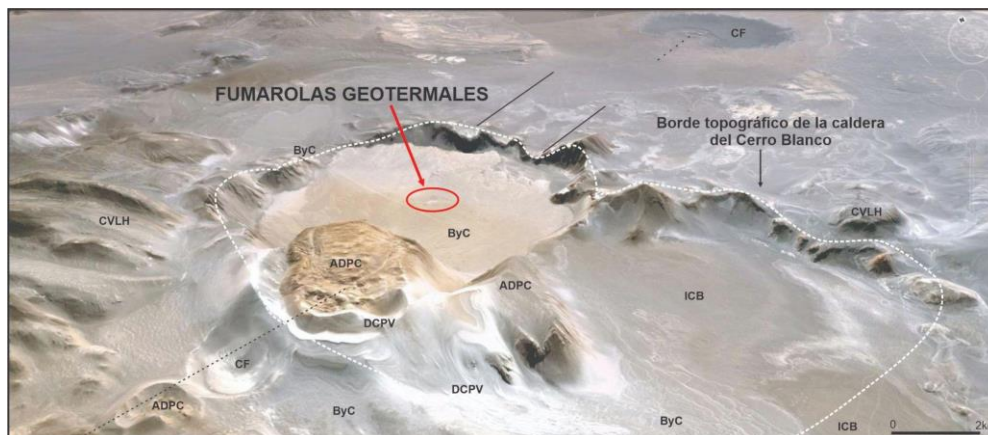


Figura A1.13 Imagen Google Earth 3D donde se observa la ubicación del sistema geotermal del Cerro Blanco y su relación con el sistema de fallas de rumbo NNE-SSO ($\sim N60^\circ$) (en líneas negras continuas y discontinuas); ADPC: es la actividad dómica post caldera; CF: es el cráter de explosión freática/freatomagmática; ByC: son los depósitos de bloques y ceniza; ICB: es la Ignimbrita Cerro Blanco; CVLH: es el Complejo Volcánico La Hoyada; DCPV: son los depósitos de caída proximales de tipo vulcanianos (Chiodi, 2015).

Hacia el SO de la oleada piroclástica (Figura A1.10b, Figura A1.14) se identificaron una serie de lomadas compuestas por bloques de diversa litología: fragmentos de domos riolíticos, fragmentos del basamento (milonitas y gabros), fragmentos de ignimbrita, fragmentos volcanoclásticos del Complejo Volcánico La Hoyada (Figura A1.14c,d), siendo un depósito mal seleccionado y sin estructuración interna (Figura A1.14c). La cercanía del depósito a la oleada piroclástica y sus características internas sugieren que se trata de una brecha de explosión freática.



Figura A1.14 a y b) Vista panorámica de los depósitos asociados al SGCB donde se observa la ubicación de la brecha de explosión freática con respecto a la oleada piroclástica, los volcanes de arcilla y el domo post caldera. c) Aspecto general de la brecha de explosión freática. d) Detalle de un bloque volcanoclástico del Complejo Volcánico La Hoyada. VA: volcanes de arcilla. OP: oleada piroclástica. BEF: brecha de explosión freática. ByC: depósito de bloques y ceniza. ADPC: actividad dómica post caldera (Chiodi, 2015).

Dentro de la caldera del Cerro Blanco se reconocen zonas donde la alteración hidrotermal afecta en diferente grado a los depósitos de bloques y ceniza post caldera otorgándoles una coloración naranja pálido (Figura A1.15a). En la Figura A1.15a, se indican zonas con depósitos de sínter silíceos formando mantos relativamente continuos (1) (Figura A1.15b), zonas donde los depósitos de bloques y ceniza se encuentran intensamente

alterados y cementados por sílice (2) (Figura Al.15c) y zonas donde la alteración hidrotermal es incipiente (3) (Figura Al.15a).

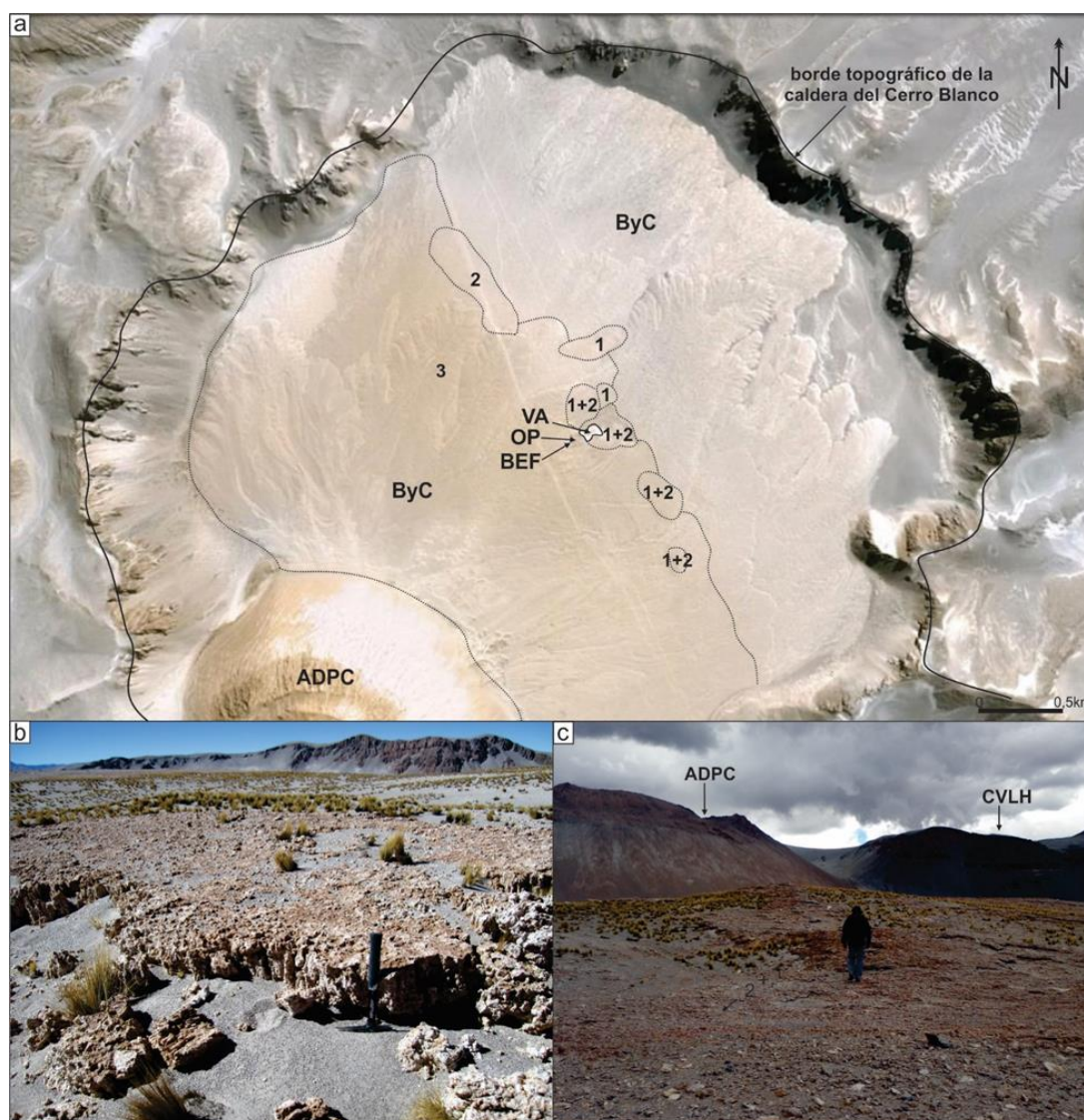


Figura Al.15. a) Imagen Google Earth de detalle del interior de la caldera del Cerro Blanco. Se indica con 1: zonas con depósitos de sínter silíceos formando mantos relativamente continuos; 2: zonas con depósitos de bloques y ceniza intensamente alterados y cementados por sílice; 3: zonas de alteración hidrotermal incipiente. b) Plateau de sínter silíceo, indicado como zona 1 en (a). c) Vista general de las zonas 1+2; VA: volcanes de arcilla; OP: oleada piroclástica; BEF: brecha de explosión freática; ByC: depósitos de bloques y ceniza; ADPC: actividad dómica post caldera; CVLH: Complejo Volcánico La Hoyada (Chiodi, 2015).

- Basaltos Cuaternarios. Esta unidad está compuesta por flujos de lavas de composiciones andesíticas-basálticas asociadas a estructuras volcánicas principalmente monogenéticas y fisurales (Bustos et al., 2019). Las lavas presentan morfologías lobuladas y de deltas, con desarrollo de crestas de presión perpendiculares de la dirección de flujo.

Se presentan como lavas fluidales y en bloque, que en conjunto fueron asignadas por Bustos et al. (2019) al Supersintema Purulla (Figura A1.4) representado localmente por el volcán Negro de la Hoyada emplazado hacia el oeste de la CVCB.

- Depósitos cuaternarios. Esta unidad agrupa los depósitos holocenos-recientes, coluviales/aluviales y fluviales. Los depósitos coluviales están formados por materiales inconsolidados heterométricos de variada composición junto con depósitos eólicos. Estos detritos se encuentran distribuidos en las bajadas de los frentes montañosos (piedemonte) e interfluvios que pierden expresión de manera transversal a los mismos. Los depósitos fluviales, también inconsolidados, están formados principalmente por arenas y conglomerados finos confinados a los cauces actuales y en zonas bajas con mayor participación de la fracción limosa. Asimismo, esta unidad incluye los depósitos evaporíticos actuales como costras salinas, fangos salinos y turbas depositados a partir de vertientes calientes o surgentes frías (vegas).

La mayoría de los estudios geofísicos en el área del Cerro Blanco son de carácter regional para investigar las estructuras que dieron origen a la caldera. Di Filippo et al. (2008) realizaron un relevamiento gravimétrico con 90 estaciones centrado en la caldera y distribuidas a lo largo de dos perfiles con orientaciones OSO – ENE y NNO – SSE, complementado por un perfil ONO – ESE sobre la Ignimbrita Piedra Pómez., para posteriormente generar un modelo de la misma que permitió identificar la estructura del complejo volcánico.

El cálculo de la Anomalía de Bouger con valores de 1,4 a 2,6 g/cm³ no parece estar influenciado por la estructura superficial, siendo el control evidente del sustrato pre volcánico. La anomalía residual presenta valores que van de un mínimo de -6 mGal a un máximo de 8,5 mGal. Resulta evidente un mínimo gravimétrico localizado entre el domo compuesto y la zona central de la caldera Cerro Blanco. Esto es producto del relleno de la estructura de la caldera con material piroclástico de baja densidad. A su vez hay una anomalía positiva asociado al afloramiento del basamento precámbrico - Paleozoico representado por rocas metamórficas de mediano a alto grado metamórfico. En cuanto a los resultados, los depósitos que rellenan la caldera presentan un espesor muy limitado. Por otro lado el basamento pre-volcánico, que se encontraría a 400-500 m de profundidad, se profundiza suavemente hacia El Niño como hacia la Caldera Robledo. Los datos obtenidos muestran que existen varias calderas cuyo colapso debe haber tenido lugar en tiempos diferentes generando diferentes tipos de depósitos (Figura A1.16).

Respecto de este estudio de gravedad, recientemente Pereira et al. (2025) sugieren que las variaciones gravimétricas dentro de la caldera estarían relacionadas a una variación de masas que resulta de la inyección y movimiento de magma y fluidos en el SGCB.



Respecto de otros estudios, Pritchard y Simmons (2002, 2004), resaltan el estado potencialmente activo del CVCB en base a su tasa de deformación, Los datos obtenidos a partir de interferometría radar de apertura sintética (InSar, DInSar y AInSar) muestran una desaceleración en la tasa de subsidencia 2,6 a 0,7 cm/año, en el periodo comprendido entre 1992-2020, interpretado como producto de la combinación del enfriamiento (i.e. cristalización) o compactación del sistema magmático, emplazado a 9-14 km de profundidad, y desgasificación hidrotermal (Pritchard y Simmons, 2002, 2004; Brunori et al., 2013; Yazdanparast et al., 2013; Henderson y Pritchard, 2013; Velez et al., 2020).

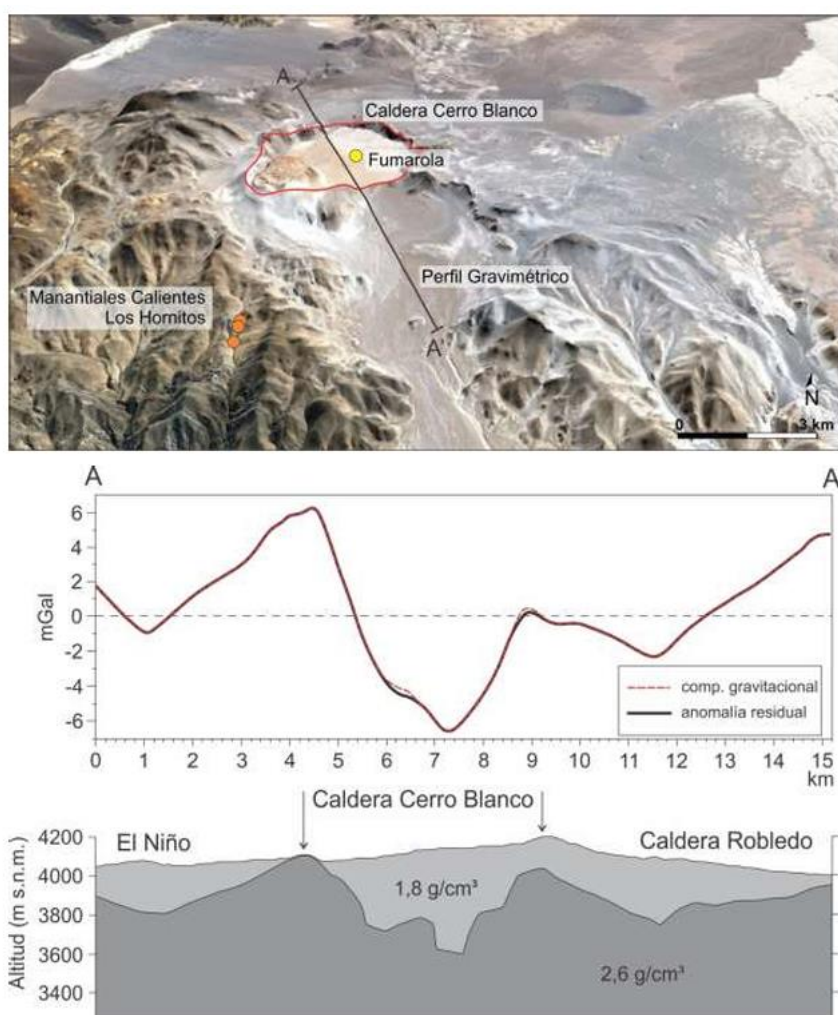


Figura AI.16. Arriba: Mapa de la anomalía gravimétrica residual con intervalo de 1 mGal. a) Estación gravimétrica; b) traza de la sección gravimétrica; c) discontinuidad gravimétrica. Abajo: Perfil y modelo gravimétrico interpretativo (Di Filippo et al., 2008).

Las fumarolas geotermales del Cerro Blanco (Figura , CBa) se localizan en el sector norte de la caldera del Cerro Blanco ($26^{\circ}45'33,30''\text{S}$ - $67^{\circ}44'23,29''\text{O}$), sobre un sistema de fallas de rumbo NNE-SSO ($\text{N}60^{\circ}$), el cual parece haber controlado también la actividad

dómica post caldera (Figura Al.15b, indicado con PCLD; Arnosio et al., 2005; Viramonte et al., 2005b; Chiodi, 2015; Chiodi et al., 2019). Alineado en la misma dirección, hacia el noreste de la caldera del Cerro Blanco, se encuentran los depósitos de El Oculito asociados a una explosión freática/freatomagmática (Figura Al.17, indicado con OPEC). Esta alineación de diferentes tipos de actividad post caldera reflejan un control estructural en el ascenso magmático como así también en la circulación de los fluidos hidrotermales.

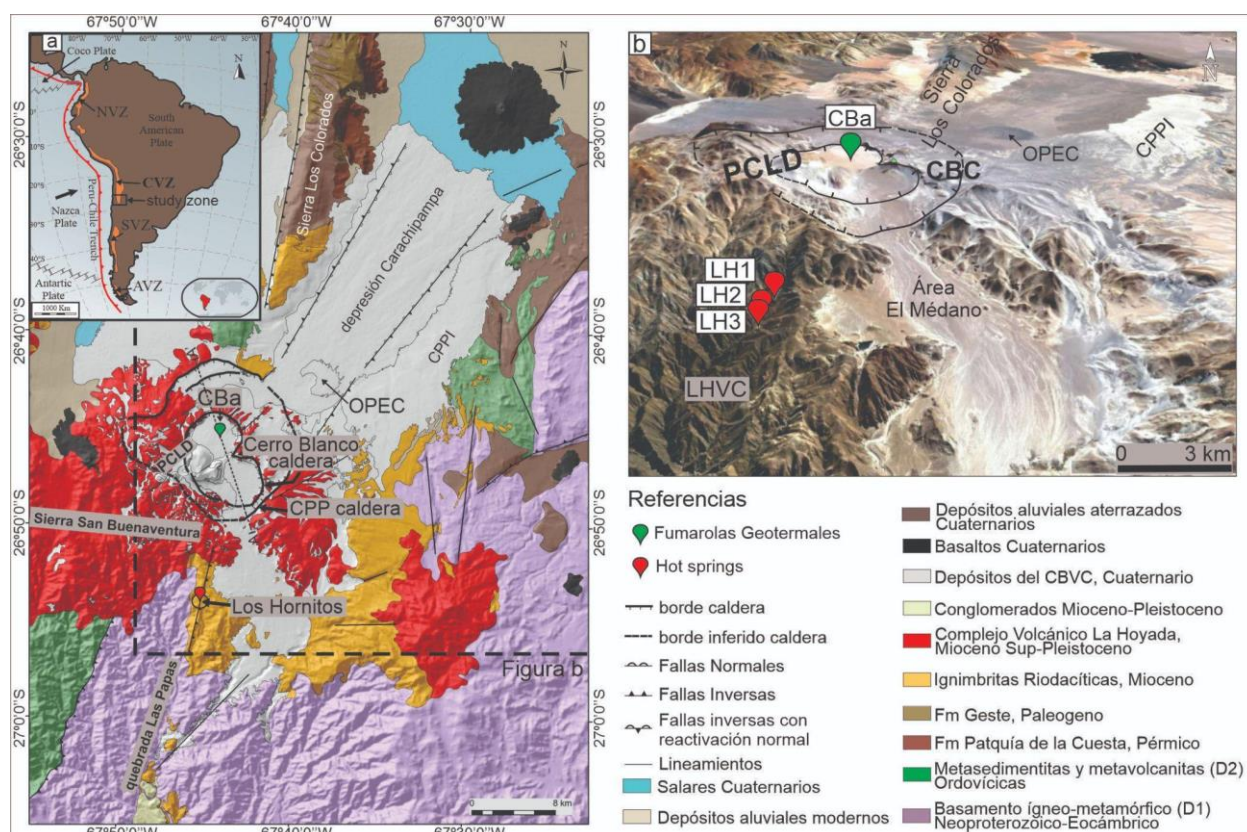


Figura Al.17. a) Mapa geológico (Báez et al., 2015) y b) imagen satelital (Google Earth) del área de la Caldera del Cerro Blanco. CBa: fumarolas geotermiales; LH1, LH2 y LH3: Los Hornitos hot springs; CBC: Cerro Blanco Caldera; CPP caldera: Campo de la Piedra Pómez caldera; PCLD: domos post-caldera; CPPI: Ignimbrita Campo de la Piedra Pómez; OPEC: El Oculito cráter de explosión freática/freatomagmática; NVZ: Zona volcánica Norte; CVZ: zona volcánica Central; SVZ: zona volcánica sur; AVZ: zona volcánica Austral (modificado de Chiodi et al., 2019).

En el área denominada “Los Hornitos” (Figura Al.17, indicada con LH1, LH2 y LH3) existen numerosos manantiales termales y piscinas burbujeantes localizados en tres sectores a lo largo de una quebrada orientada NNE-SSO (quebrada Las Papas) que corta rocas volcánicas de LHVC. La orientación de esta quebrada es la misma que se observa para la principal estructura que levanta la Sierra Los Colorados, hacia el norte de la caldera Cerro Blanco (Figura Al.18a). Chiodi et al. (2019) proponen que existe una conexión hidráulica entre el reservorio geotermal del SGCB y la zona de Los Hornitos, dada por esta

estructura con dirección NNE-SSO, y que no es posible observar su continuidad con claridad en el área de la caldera Cerro Blanco debido al vulcanismo y depósitos asociados dentro de la caldera.

En el trabajo presentado por Barcelona et al. (2023) se presentan nuevos mapas estructurales detallados del área de la caldera Cerro Blanco y el primer modelo 3D geológico estructural publicado (Figura AI.18).

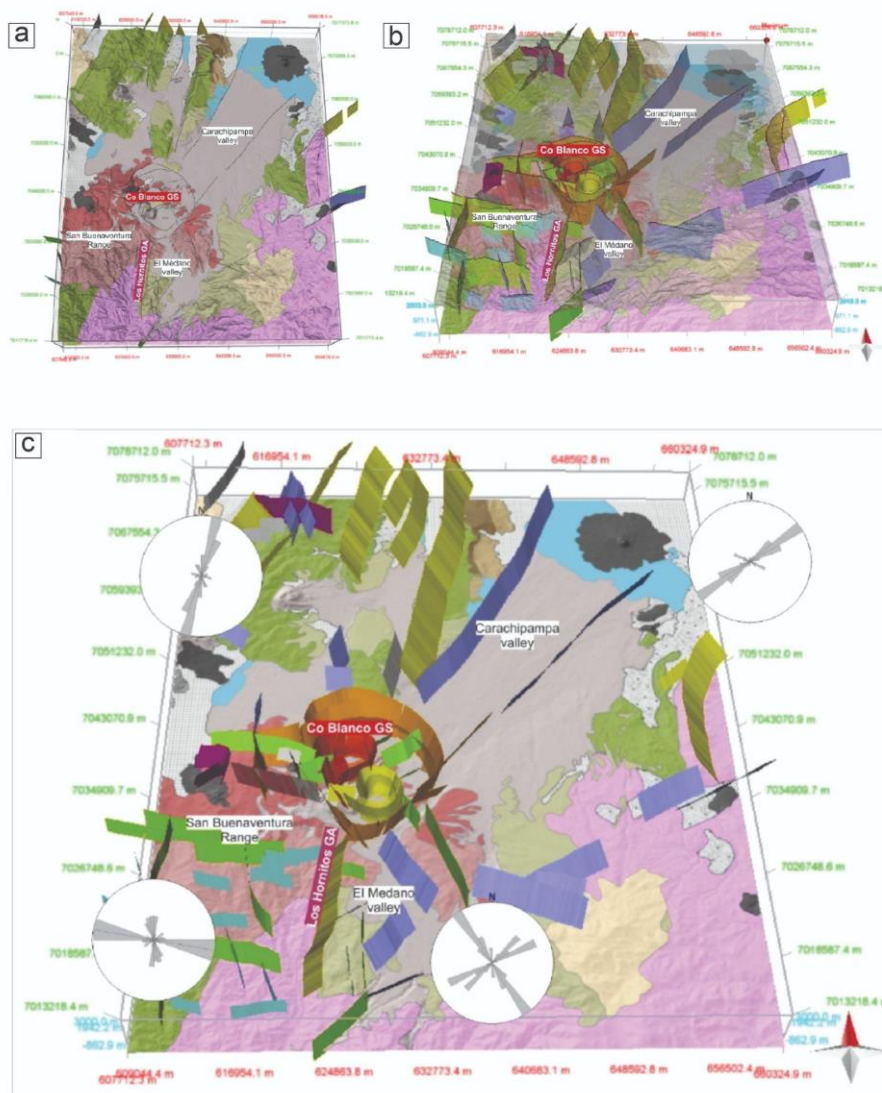


Figura AI.18. Mapa geológico estructural simplificado del área de la caldera Cerro Blanco. b) Modelo 3D geológico estructural. c) Modelo estructural 3D del entorno donde se ubica el SGCB. Los principales rumbos de fallas estructurales de cada dominio se representan en diagramas de rosa. GS = fumarolas geotermales. GA: zona Los Hornos (Barcelona et al., 2023).

Cabe mencionar que en este trabajo Barcelona et al. (2023) separa la caldera Cerro Blanco (*sensu* Báez et al., 2015) en 2 calderas anidadas más pequeñas: Cerro Blanco y



Robledo (siguiendo la nomenclatura propuesta por Seggiaro et al., 2006) (Figura AI.18). El modelo destaca el complejo entorno estructural que alberga el sistema geotérmico. Una serie de fallas inversas que exponen el basamento intensamente fracturado del Precámbrico al Paleozoico tardío (datos cruciales para determinar las características hidráulicas del reservorio geotérmico) dominan todo el segmento sur del bloque 3D. Los lineamientos que lo caracterizan siguen las tendencias $N90^{\circ}$ - 110° y $N340^{\circ}$ - 010° (Figura AI.9). Este último conjunto controla el área geotérmica de Los Hornitos (Chiodi et al., 2019). La zona noroeste se caracteriza por fallas normales invertidas con tendencia $N010^{\circ}$ - 020° mientras que la zona noreste, que comprende el valle de Carachipampa y el volcán homónimo, está dominada por fallas de cabalgamiento con reactivación inversa y lineamientos con tendencia $N045^{\circ}$ - 060° (Báez et al., 2015). Por otro lado, el valle de El Médano, hacia el sur de Cerro Blanco, se ve afectado por lineamientos estructurales con tendencia $N140^{\circ}$ - 160° . Cabe destacar que el borde noroeste de las calderas anidadas presenta el mismo control estructural-tendencial, lo que altera la estructura de colapso circular (Barcelona et al., 2023).

En el modelo 3D estructural, se destaca la geometría de las calderas anidadas (la externa, Campo de Piedra Pómez, y las internas, Cerro Blanco y Robledo), lo que revela interacciones distintivas con conjuntos de fallas anteriores. Las fallas normales semicirculares se ajustan bien a los escarpes externos vinculados con el colapso de la caldera, también en el caso de la caldera más antigua (54 ka; de Silva et al; (Figura AI.19) Barcelona et al. (2023). La (Figura AI.20) muestra el modelo gravimétrico 2D a través de las tres calderas (Di Filippo et al., 2008). La topografía modelada del tope del basamento sugiere la existencia de fallas ciegas cubiertas por depósitos volcanosedimentarios más recientes. Existe una buena concordancia entre las fallas normales externas, las fallas ciegas inversas internas interpretadas, que inclinan la base del edificio volcánico, y los desplazamientos observados en el tope del basamento. El acuífero de los rellenos volcanosedimentarios también es consistente (Barcelona et al., 2023).

La caldera más grande y antigua de Campo de Piedra Pómez está representada por fallas inversas y normales concéntricas, de color naranja (Figura AI.20). El margen externo está compuesto por fallas normales, con una geometría semicircular a lo largo del margen noroeste a este; segmentos de fallas más rectos delimitan sus márgenes sureste y suroeste. Dentro de la antigua caldera hay dos calderas internas con una geometría externa semicircular, siendo los segmentos de fallas rectas menos evidentes. Las depresiones en las partes sur y norte de la caldera de Campo de Piedra Pómez corresponden a Robledo (fallas en amarillo en la Figura AI.19) respectivamente. Ambas calderas están separadas por una falla con orientación noreste y, según el estilo estructural revelado en los modelos analógicos, presentan fallas inversas internas ciegas que podrían estar enraizadas por

encima del techo de la cámara magmática (Barcelona et al., 2023). Los segmentos rectilíneos de escarpes de falla preservados en las calderas anidadas pueden interpretarse como heredados de anisotropías del basamento, o posiblemente relacionados con el aumento en la relación de aspecto durante el colapso caldérico. Las investigaciones han demostrado que la deformación puede evolucionar desde fallas semicirculares hacia fallas lineales y bloques de falla rectilíneos (Gudmundsson et al., 1997; Kennedy et al., 2004; Bonini et al., 2021). En cualquier caso, el colapso de la caldera forma varios bloques limitados por fallas, lo cual es relevante para entender la actividad fumarólica dentro de la caldera Cerro Blanco (Barcelona et al., 2023).

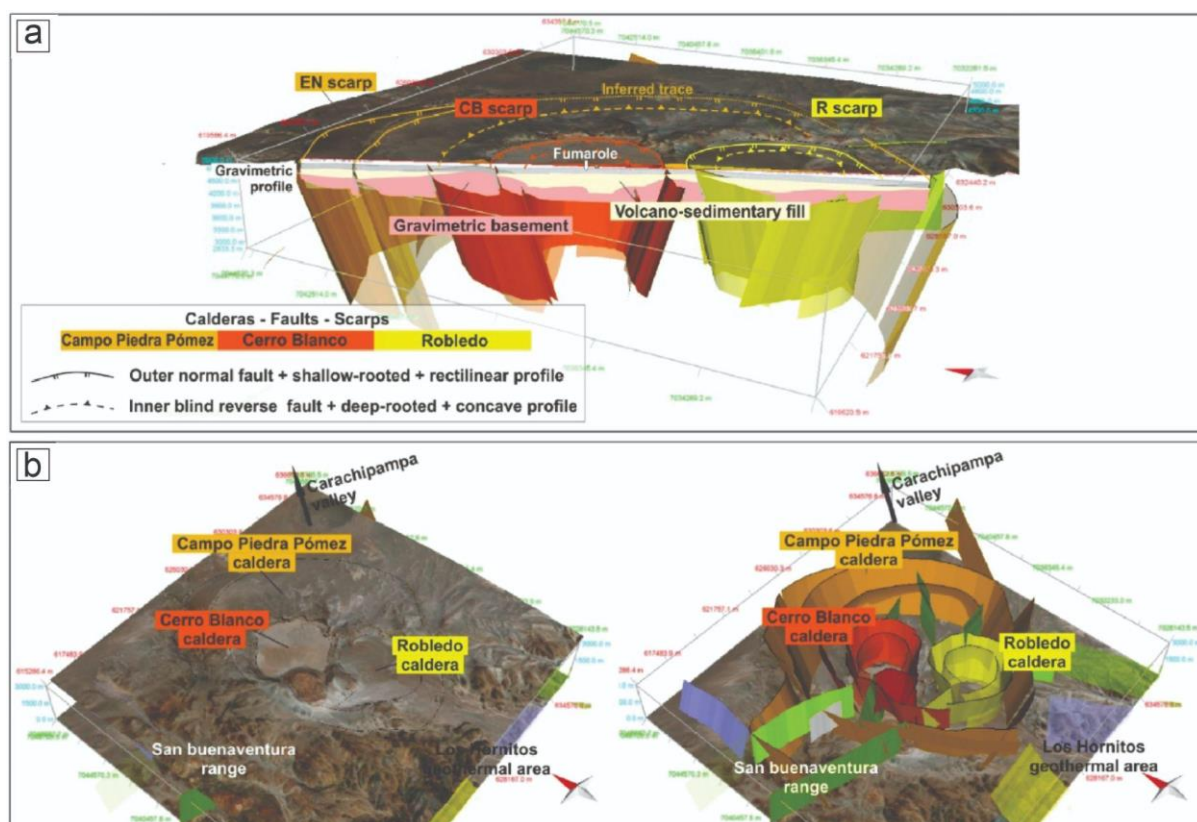


Figura A1.19. a) Configuración estructural 3D detallada de las calderas de Cerro Blanco, Robledo y Campo de Piedra Pómez y correlación entre fallas superficiales que generan los escarpes, fallas ciegas internas inversas inferidas y el modelo 2D de densidad directa de Di Filippo et al. (2008). EN = El Niño (escarpe occidental de la caldera de Campo de Piedra Pómez). b) Vista de OSO a ENE del modelo estructural 3D del sistema geotérmico de Cerro Blanco y la interacción con conjuntos de fallas previas (Barcelona et al., 2023).

La primera evidencia geoquímica de la existencia del SGCB fue expuesta por Viramonte et al. (2005a). En dicho trabajo presentan los resultados de análisis de difracción de rayos x realizados sobre las muestras de arcilla que forman los “volcancitos de arcilla” que bordean las fumarolas geotermiales (Figura A1.11c), compuestos principalmente por Bohemita, Caolinita y Alunita.

En general los volcanes de arcilla tienen un sector superficial con tonalidades rojizas y negras, y son blancos en su interior (Figura Al.11). Toda la zona de alteración argílica avanzada tiene una temperatura superficial de promedio de $\sim 92^{\circ}\text{C}$ mientras que, de acuerdo a Chiodi (2015) las fumarolas geotermales tienen una temperatura promedio de $\sim 88,6^{\circ}\text{C}$; por otro lado, existe una hipótesis de vinculación del área geotermal “Los Hornitos” con el SGCB, postulada por Chiodi et al. (2019) donde se caracteriza a los manantiales termales, piscinas burbujeantes, manantiales fríos y arroyos. En el área termal denominada “Los Hornitos” (Figura Al.8b), indicado con LH1, LH2 y LH3) existen numerosos manantiales termales y piscinas burbujeantes localizados en tres sectores a lo largo de una quebrada orientada NNE-SSO (quebrada Las Papas) que corta rocas volcánicas de LHVC. Cada uno de estos sectores presenta grupos de descargas hidrotermales, con una variabilidad relativamente alta en términos de caudal y temperatura (entre 32 y $67,4^{\circ}\text{C}$), que emergen de domos de travertino, algunos de los cuales desembocan directamente en un arroyo. La composición del agua de los manantiales termales es $\text{Cl}^{-}(\text{HCO}_3^{-})\text{-Na}^{+}$ y es la que se relaciona con los fluidos dentro del reservorio geotermal (Figura Al.22).

En el mismo estudio, mediante el análisis de geotermómetros se calcula una temperatura mínima para los fluidos dentro del reservorio geotermal de 135°C , en base al geotermómetro de la sílice y de $235\text{-}237^{\circ}\text{C}$ en base a los geotermómetros catiónicos. Mediante el cálculo del Índice de Saturación mineral (IS), se estima una temperatura para el reservorio geotermal de $\sim 135^{\circ}\text{C}$, en el mismo rango que la arrojada por el geotermómetro de la sílice. También se investiga el origen a partir de muestras recolectadas en las fumarolas geotermales (designados como CBa) y de muestras de los gases disueltos en las aguas termales de Los Hornitos (LH1, LH2 y LH3), Figura Al.23.

La fumarola CBa presenta las características típicas de los fluidos hidrotermales, como se indica a continuación: i) predominio de vapor de agua, ii) presencia de H_2S , CH_4 y H_2 en concentraciones significativas, y iii) ausencia de gases magmáticos (SO_2 , HCl y HF). La relación N_2/Ar relativamente alta, es decir, superior a la del aire, indica la presencia de N_2 extra atmosférico, probablemente proveniente de sedimentos que recubren la placa subducida. En relación a las piscinas burbujeantes LH1, LH2 y LH3, presentan relaciones N_2/Ar consistentes con las del agua saturada de aire (ASW), siendo el He principalmente de origen atmosférico. Sin embargo, las relaciones He/Ne relativamente altas medidas en estas muestras implican una fuente significativa de He extra atmosférica. De hecho, los valores de R_c/R_a son consistentes con el espesor anormal de la corteza de la Puna Sur (Heit et al., 2014), coincidiendo con los valores de los sistemas hidrotermales de la Zona Volcánica de los Andes Centrales. En relación al origen del CO_2 probablemente esté relacionado con la desgaseificación de magmas contaminados con la corteza, posteriormente afectados por procesos secundarios, acorde a su signatura isotópica

(Chiodi et al., 2019). Adicionalmente, en este trabajo se presenta un modelo conceptual preliminar de SGCB y la primera estimación del Potencial Geotérmico del área

En el año 2020, Lamberti y colaboradores (Lamberti et al., 2020) profundizaron el estudio de los fluidos emitidos por el SGCB a través de una investigación basada en mediciones de la desgasificación difusa de CO₂ del suelo. Los resultados evidencian que el proceso de desgasificación difusa en el sitio CBa produjo un rango relativamente estrecho de valores de flujo de CO₂ que están comprendidos entre 0.01 g m⁻² d⁻¹ y 320 g m⁻² d⁻¹. La energía térmica liberada calculada es de 187 kg d⁻¹. A excepción de CBa, ningún otro rasgo geológico intersecado por las transectas realizadas por los autores, tal como la Escarpa del Niño o los bordes de la caldera Cerro Blanco, presentó anomalías de desgasificación difusa de CO₂. A partir de estas observaciones se postula que el sello del reservorio geotermal sería muy eficiente (Figura AI.23; Lamberti et al., 2020).

La presencia de bloques del basamento pre-caldera en la brecha de explosión freática (en las inmediaciones de las fumarolas geotermal) sería consistente con un reservorio geotermal dentro de esta unidad. Por otro lado, el desarrollo de una brecha de explosión freática requiere una sobrepresurización del acuífero en profundidad, confirmando la efectividad de la cubierta sedimentaria como sello del reservorio geotermal (Chiodi, 2015).

La emisión difusa de CO₂ está alimentada por dos fuentes. De manera preliminar, reconocen una fuente de origen somero y una de origen profundo. La primera, siendo la de mayor contribución, consistiría en un acuífero hidrotermal con recarga meteórica. La segunda fuente, que presenta una menor contribución, aportaría CO₂ de origen profundo, derivado de la desgasificación de una fuente magmática. La energía térmica involucrada en el proceso de desgasificación difusa, cuyo resultado fue de 20.57 kJ/s (Lamberti et al., 2020).

En el trabajo de Barcelona y colaboradores (Barcelona et al., 2023), los autores reevalúan la geoquímica presentada por Chiodi et al. (2019) y calculan la composición original del fluido dentro del reservorio geotermal. Mediante nuevos cálculos del IS de diferentes especies mineralógicas, concluyen que el reservorio geotermal estaría a una temperatura de ~206 °C. Con este nuevo input recalculan el potencial geotérmico del área (Figura AI.24).

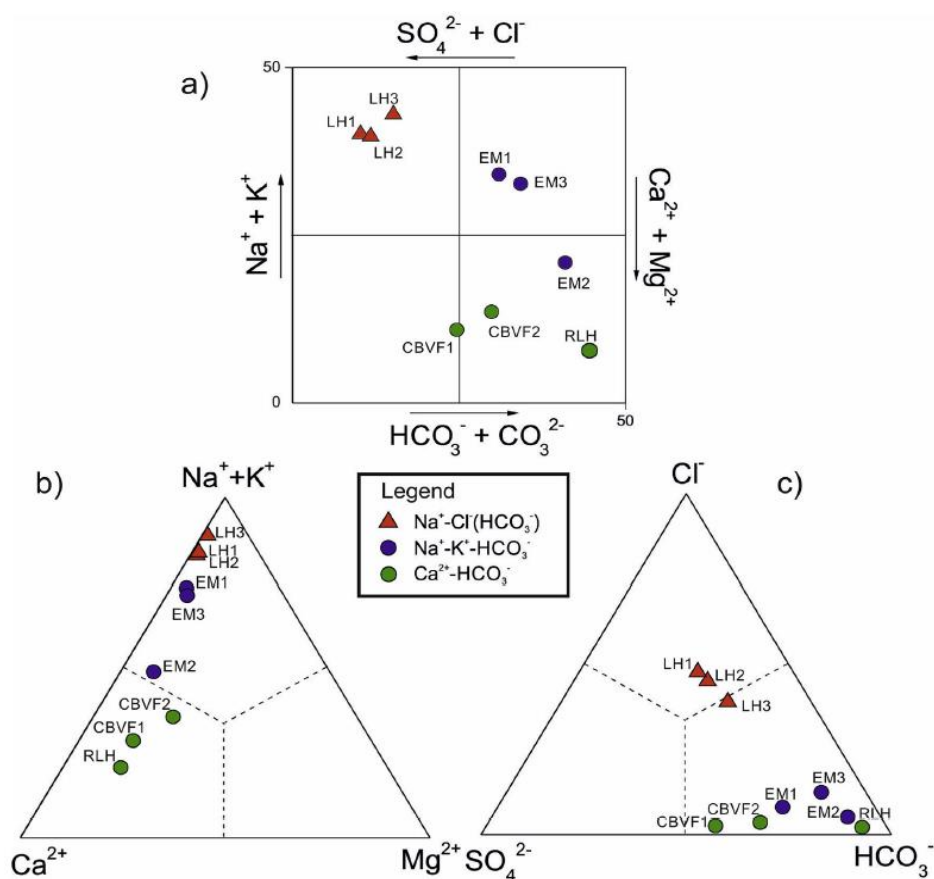


Figura AI.20. a) Diagrama cuadrado de Langelier-Ludwing, b) Diagramas ternarios para las aguas frías y termales del SGCB (en mg/L). Símbolos: triángulo rojo: aguas termales de la zona de Los Hornitos; círculo azul: aguas frías de la zona de El Médano; círculo verde: aguas frías recolectadas del sector occidental de la caldera del Cerro Blanco y del arroyo de la zona de Los Hornitos.

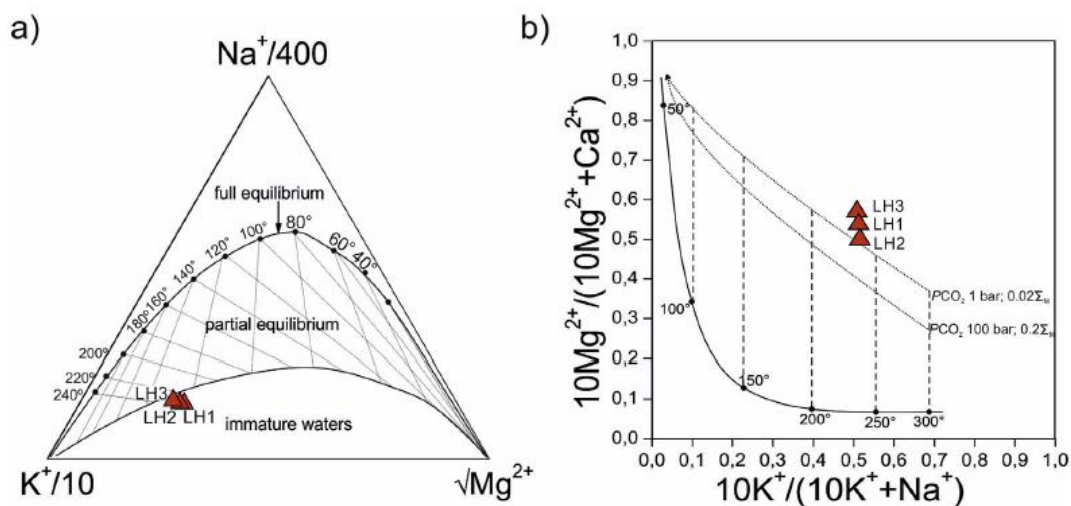


Figura AI.21. Diagramas geotermométricos (Chiodi et al., 2019).



Proingeo s.a.

TOPOGRAFIA
GEOFISICA

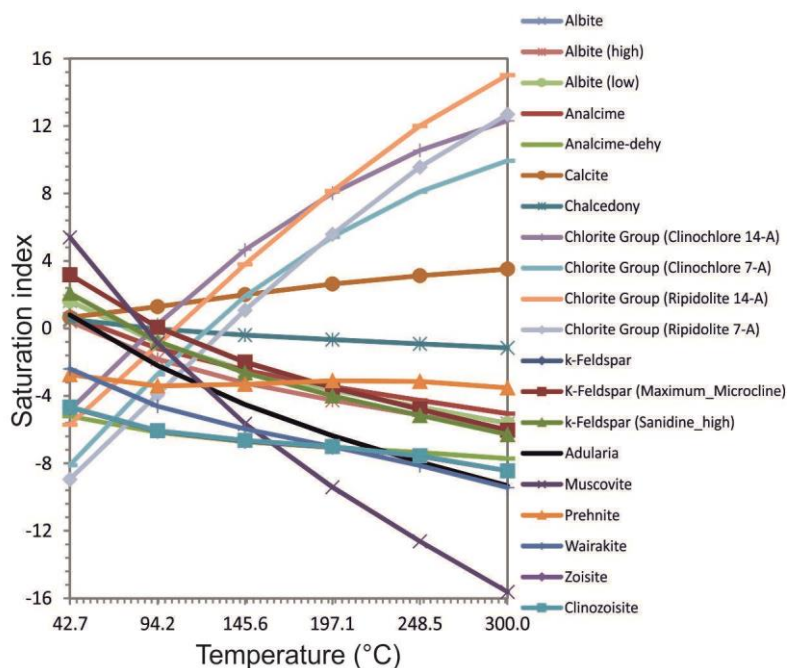


Figura AI.22. Estimación de temperatura utilizando el IS de un conjunto de minerales (Chiodi et al., 2019).

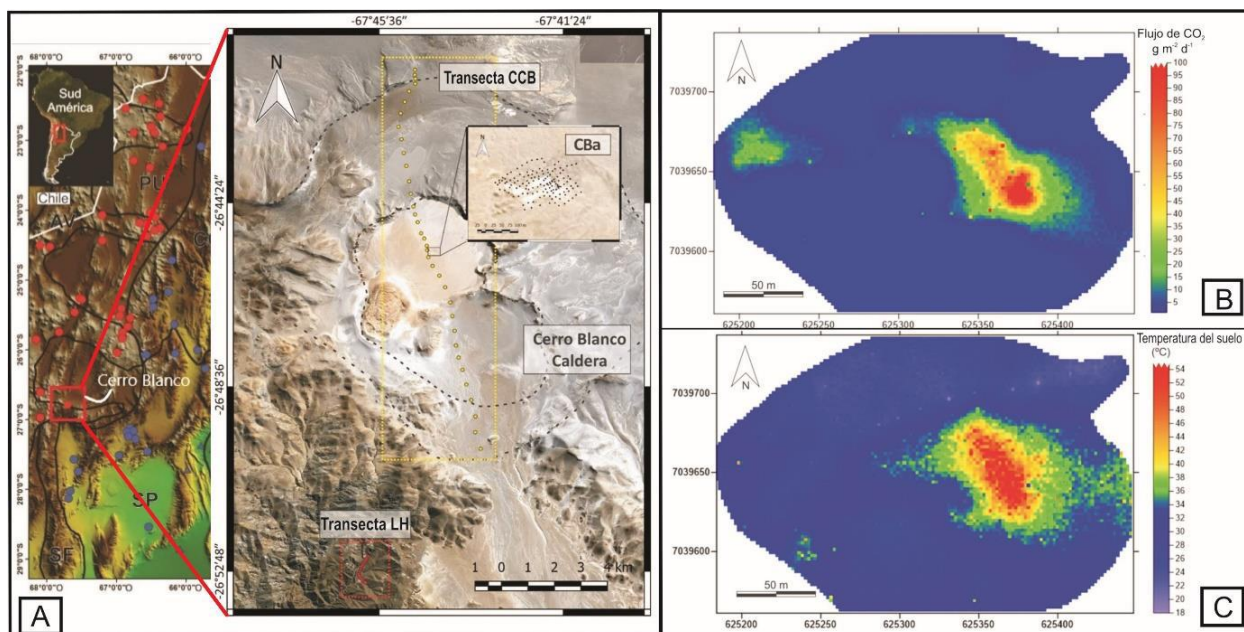


Figura AI.23 a) Izq.: Modelo de elevación digital donde se observan las manifestaciones geotermiales del noroeste argentino tomada de Chiodi (2015) y el contexto geotectónico regional de la caldera del Cerro Blanco. Círculos rojos: sistemas geotermiales asociados al arco volcánico Neógeno-Holoceno. Círculos azules: manantiales termales. PU: Puna. SP: Sierras Pampeanas. AV: arco volcánico. Der.: Localización de los sitios investigados dentro del complejo Cerro Blanco. CBa:

sitio hidrotermal Cerro Blanco; transecta CCB: transecta Caldera Cerro Blanco; transecta LH: transecta Los Hornitos. Las líneas discontinuas indican los límites externos e internos de la caldera. b) Mapa de flujo de CO₂ en CBa. c) Mapa de temperatura del suelo en CBa. Las coordenadas de los mapas se expresan en metros UTM - WGS84 (Lamberti et al., 2020).

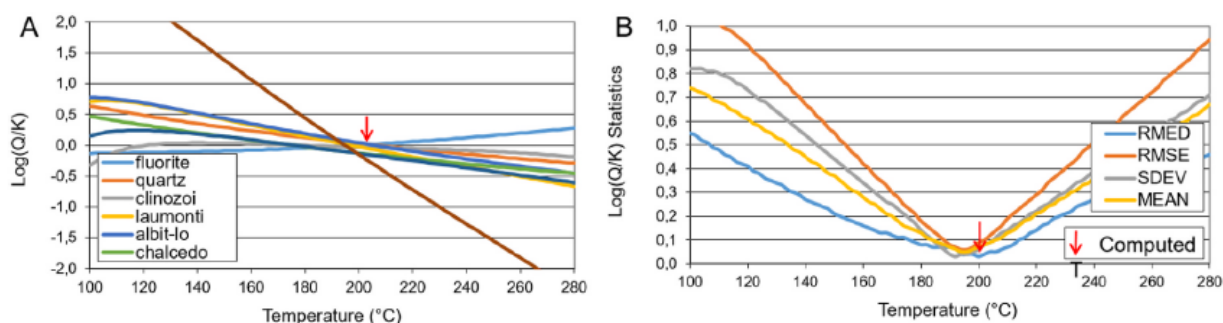


Figura A1.24 a) Logaritmo de los índices de saturación mineral calculados (Q/K) en función de la temperatura del fluido profundo reconstruido (es decir, fases líquida y gaseosa) en el área de Los Hornitos, con base en las muestras de agua LH2 y burbujeantes de Chiodi et al. (2019). b) Parámetros de agrupamiento estadístico: mediana (RMED), error cuadrático medio (RMSE), desviación estándar (SDEV) y media (MEAN) de los valores absolutos de los índices de saturación a cada temperatura. Optimización numérica: fracción de peso de vapor fija y factor de concentración/dilución (Barcelona et al., 2023).

11.2 Anexo II: Modelo conceptual preliminar del SGCB

El modelo conceptual anterior o preliminar del SGCB postula un acuífero profundo de Na⁺- Cl⁻ (HCO₃)⁻, que representa el reservorio hidrotermal con temperaturas mínimas de 135 °C (basadas en el contenido de sílice), posiblemente alojado en las rocas del basamento pre-caldera (Bm; principalmente en las rocas volcánicas del Mioceno del Complejo Volcánico La Hoyada), cuya permeabilidad probablemente se deba a la intensa fracturación generada durante el colapso de la caldera. Los depósitos piroclásticos de caída de grano muy fino no consolidados de la ignimbrita de Cerro Blanco (CBI), caracterizados por una baja permeabilidad, actuarían como la roca sello del SGCB. Adicionalmente, la alteración hidrotermal de la sección basal de la CBI podría reducir aún más la baja porosidad de esta capa. La existencia de brechas eruptivas freáticas en el área circundante a las fumarolas geotérmicas implica que el acuífero hidrotermal habría experimentado sobrepresurización, lo que demuestra la eficacia del CBI como roca sello. La presencia de bloques de basamento pre-caldera en las brechas respalda la idea de que estas podrían actuar como el principal reservorio de fluidos hidrotermales. La presencia de depósitos de sínter en las proximidades de las fumarolas implica una fuente de agua a temperaturas superiores a 180 °C en el pasado y un ascenso eficiente de fluidos desde el reservorio hasta la superficie, probablemente favorecido por el sistema de fallas NE-SO. Los datos isotópicos (δ¹⁸O y D) indican una recarga meteórica del reservorio hidrotermal, probablemente localizada a una altitud de 4.100–4.300 m s.n.m., lo que sugiere que los

sectores que rodean la caldera del Cerro Blanco, principalmente hacia el oeste y el noroeste, donde existen grandes afloramientos del basamento pre-caldera, son los sitios donde las precipitaciones meteóricas se infiltran y recargan el reservorio hidrotermal.

Los fluidos de la cámara magmática en desgasificación contribuyen significativamente (~39 % del helio primordial) al reservorio hidrotermal. Los fluidos de las fumarolas muestran características típicas de los fluidos hidrotermales: predominio de vapor de agua y concentraciones significativas de H_2S , CH_4 y H_2 . La presencia de manantiales fríos en el área de El Médano (EM1) con composición de $Na^+HCO_3^-(SO_4^{2-})$ y bajo contenido de TDS sugiere la interacción entre los fluidos hidrotermales profundos y el nivel freático, que en las calderas suele estar cerca de la superficie del suelo debido al gradiente topográfico relativamente bajo. Proponen una conexión hidráulica controlada por fallas entre las aguas termales y el reservorio hidrotermal en la zona de Los Hornitos.

La Figura AII.1 destaca que la estructura tectónica NNE-SSO que eleva la Sierra de Los Colorados hacia el norte, cortando tanto el basamento pre-caldera como la secuencia volcano sedimentaria suprayacente, podría actuar como una vía preferencial para la advección lateral de fluidos hidrotermales, permitiendo la emergencia de las aguas termales de Los Hornitos hacia el sur. Las bajas relaciones Na/K (<15) en estas aguas termales indican que han alcanzado la superficie rápidamente y, por lo tanto, se asocian con zonas altamente permeables.

Considerando: (i) una profundidad promedio de la roca reservorio de ~1.200 m, estimada mediante estudios gravimétricos (Di Filippo et al., 2008, sección transversal de Báez et al., 2015), (ii) una temperatura promedio del agua superficial de ~10 °C (Tchilinguirian y Olivera, 2014) y (iii) las temperaturas del reservorio calculadas utilizando el contenido de sílice (135 °C), el gradiente geotérmico local para el área de la caldera del Cerro Blanco sería de alrededor de ~104 °C/km. Este alto gradiente geotérmico se asemeja a los propuestos para sistemas hidrotermales con calderas y composiciones ácidas y sería consecuencia del alto flujo de calor generado por el emplazamiento (durante el Holoceno) de una cámara magmática en los niveles superiores de la corteza (~6 km de profundidad; Bardelli et al., 2022).

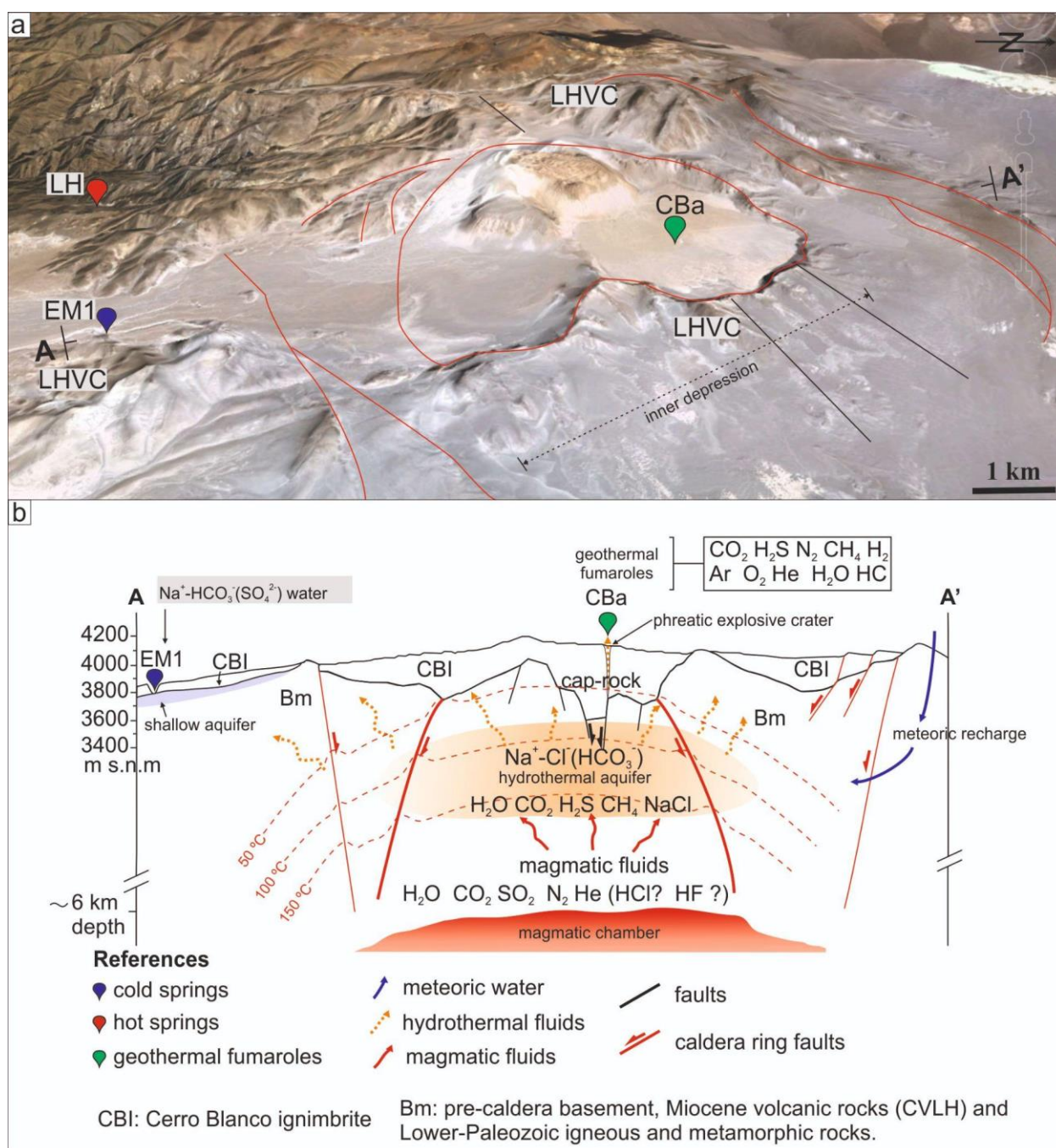


Figura AII.1 a) Imagen 3D de *Google Earth* de la Caldera de Cerro Blanco, donde se indican la sección transversal esquemática A-A' (b) y algunos puntos de descarga de fluidos. b) Modelo conceptual geoquímico del Sistema Geotérmico de Cerro Blanco (Chiodi et al., 2019) en una sección transversal esquemática orientada SE-NO (A-A') (sección transversal de Báez et al., 2015).



11.2. Anexo III: Pseudosecciones

Se construyen las pseudosecciones de resistividad y fase en modo TE y TM, mostrándose como ejemplo las Líneas 2 y 4. Notar que las pseudosecciones son cortes de resistividad aparente o fase aparente en función del periodo y, en general se utilizan con fin de realizar un control de calidad.

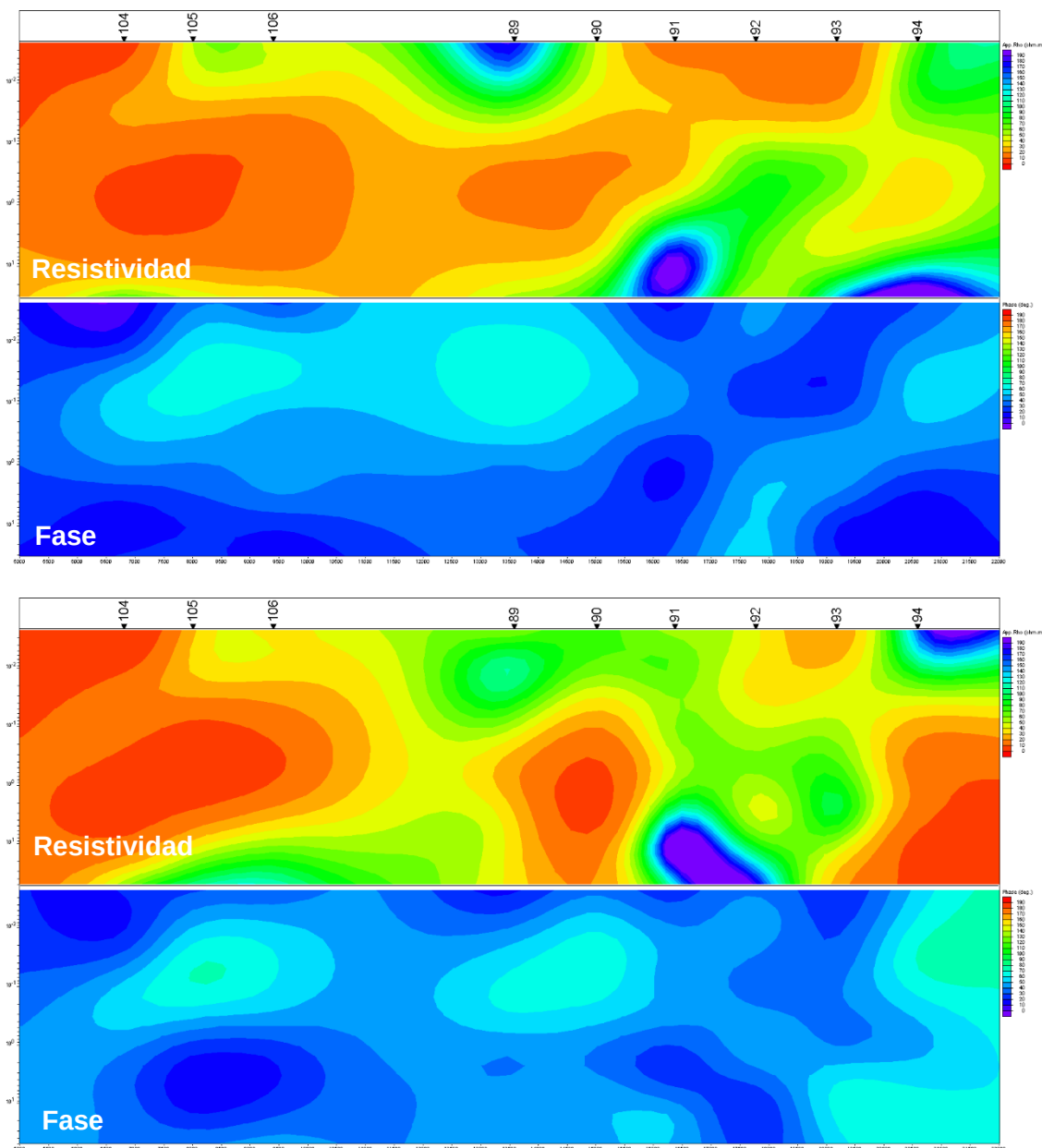


Figura AIII.1. Pseudosecciones de la Línea 4 en función del periodo para los modos TE (arriba) y TM (abajo) construidas a fines del control de calidad del dato a interpretar.

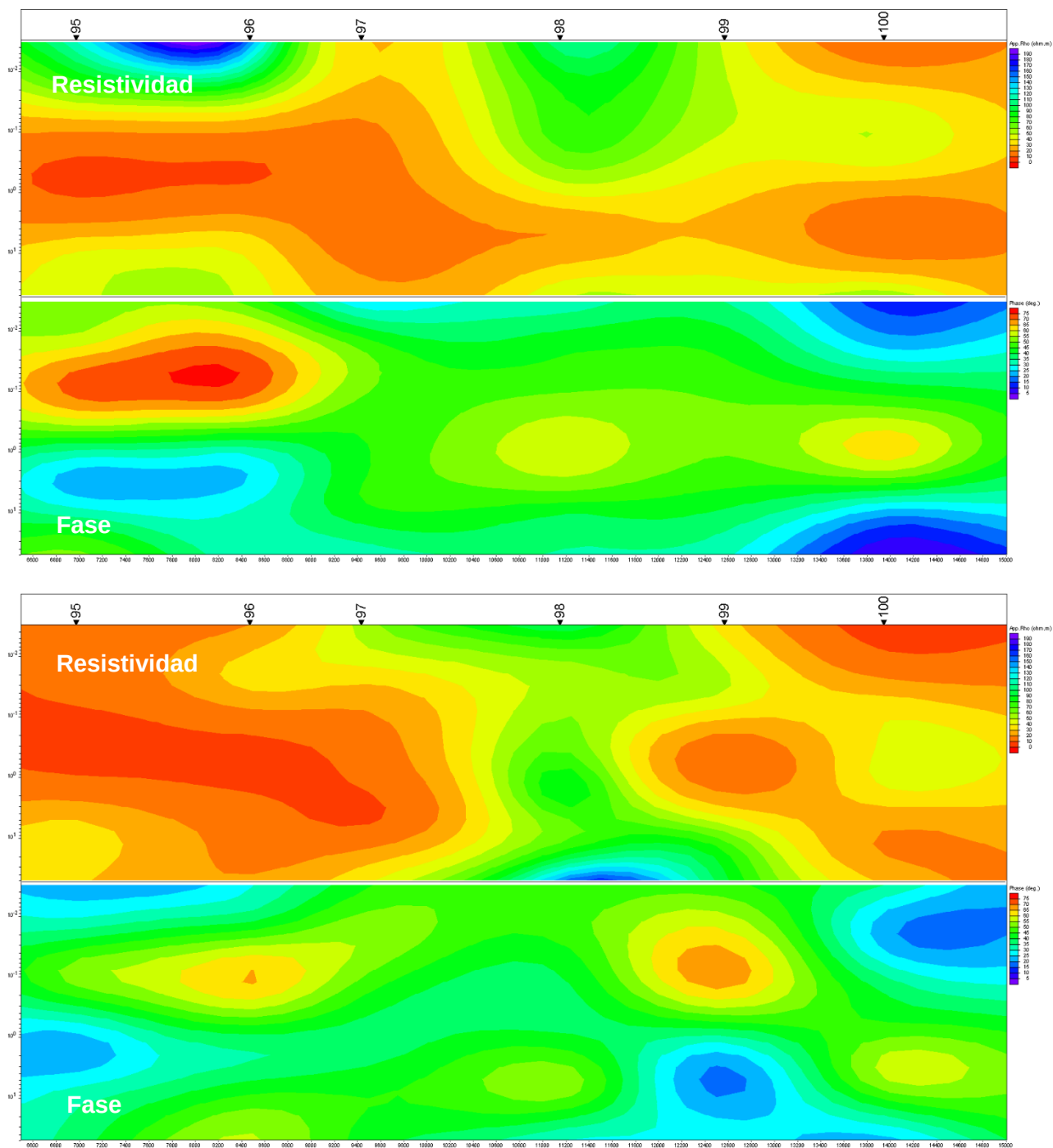


Figura AIII.2. Pseudosecciones de la Línea 2 en función del periodo para los modos TE (arriba) y TM (abajo) construidas a fines del control de calidad del dato a interpretar.



11.4 Anexo IV: Modelos 1D

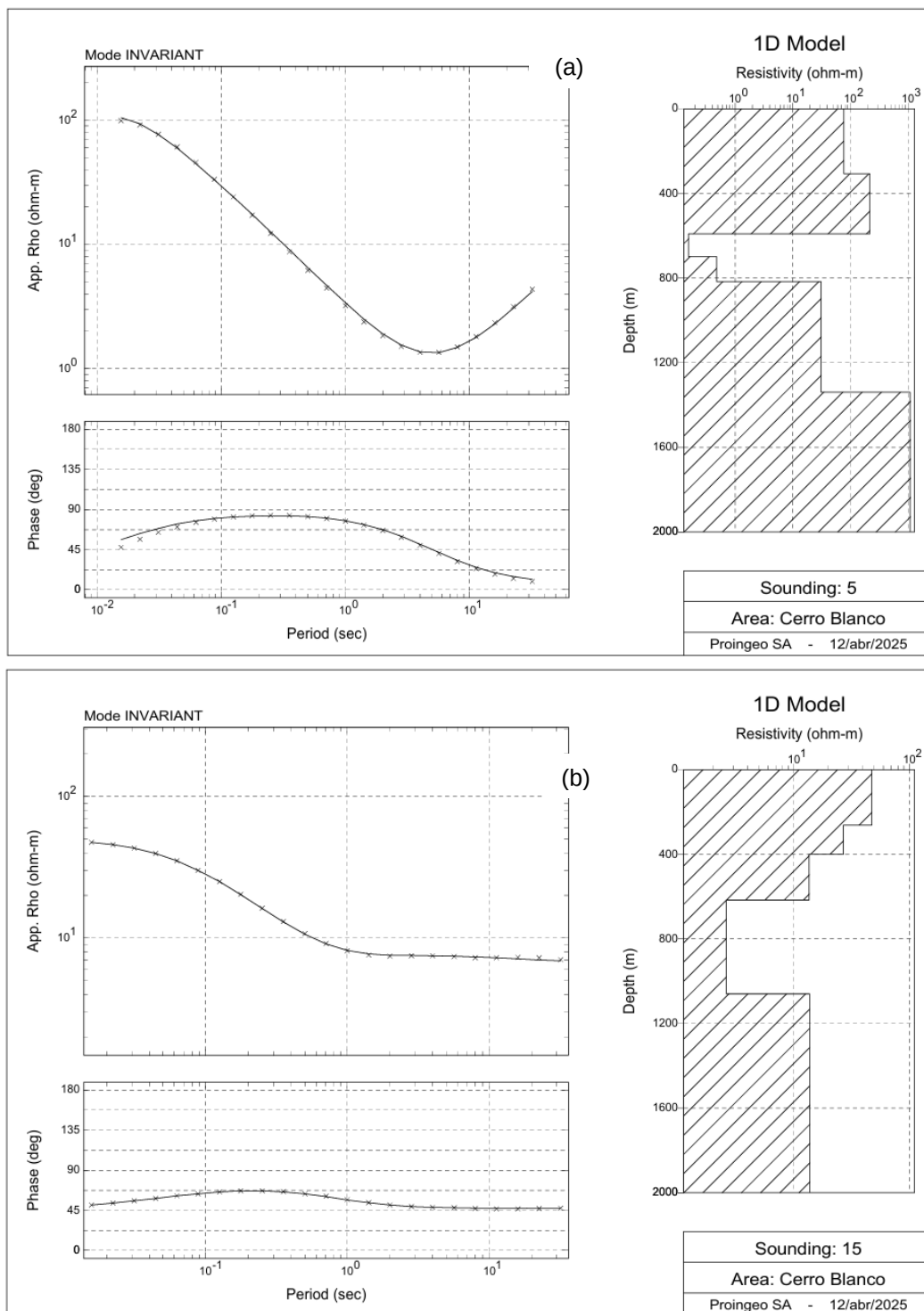


Figura AIV.1. Modelos inversos 1D para las estaciones (a) MT05 y (b) MT15 realizados a modo de control de calidad durante la adquisición.

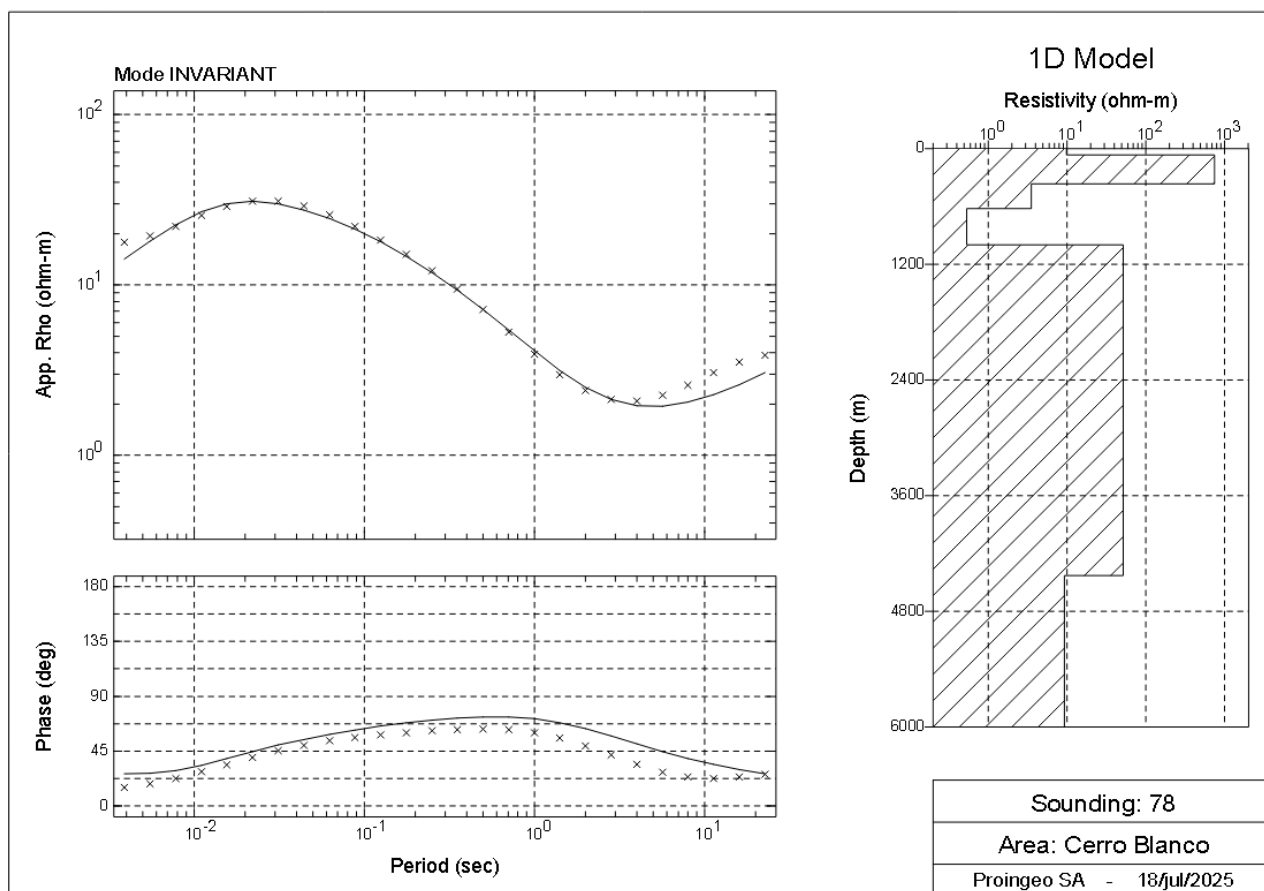


Figura AIV.2. Modelo inverso 1D para la estación MT78, donde se propone la locación de pozo. Si bien los modelos 1D sufren distorsión por dimensionalidad, notar que el corte observa el sello, reservorio y fuente.

Estación MT78 (3960 m altura)	Resistividad (ohm-m)	Espesor(m)	Altura (m)	Profundidad (m)
	10	65	3960	0
	7,5	300	3895	65
	3,5	255	3595	365
	0,5	380	3340	620
	52	3300	2960	1000
	7		-340	4300

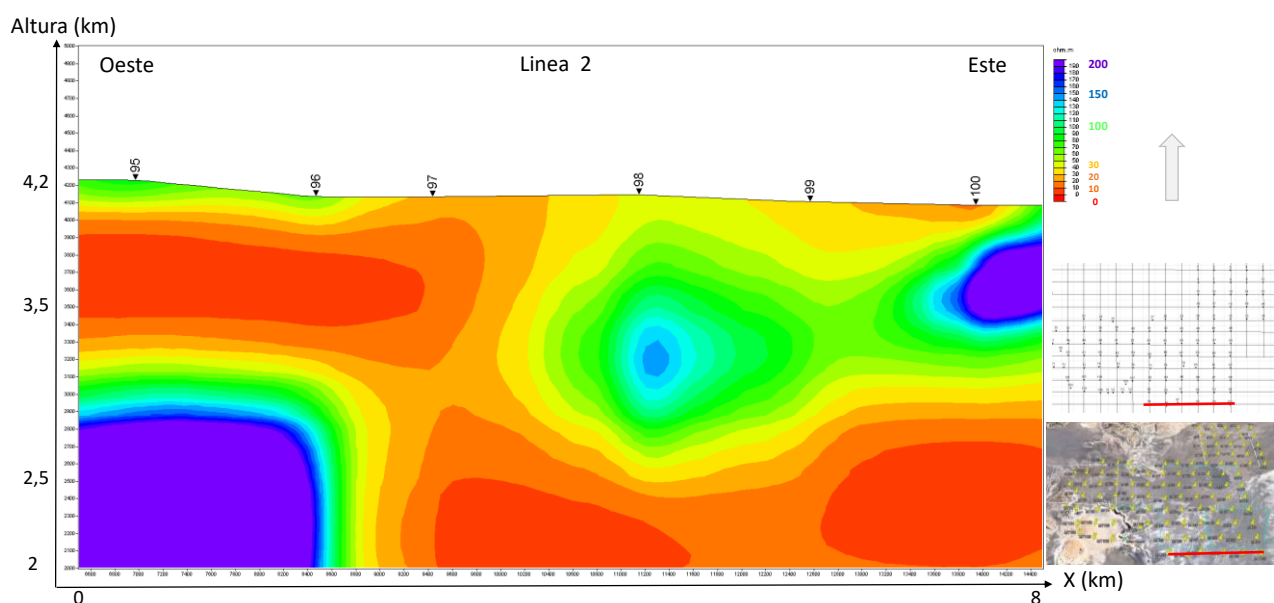
Tabla AIV.1 Valores de resistividad y espesores del corte 1D de la estación MT78 (Figura AIV.2)



11.4 Anexo V: Línea 2D auxiliar

La Línea 2 (E-O) contiene a las estaciones MT95, MT96, MT97, MT98, MT99, MT100 que también pertenecen a las Líneas 15, 13, 11, 9, 7 y 5, todas con dirección N-S, donde los cuerpos se correlacionan línea a línea en espesor y valores.

A pesar de que las pseudosecciones de la Línea 2 presentadas en la Figura AIII.2, muestran que la calidad del dato es buena, durante el proceso de interpretación se observa una fuerte anisotropía en el sector profundo, por lo tanto, se deja a la Línea 2 como auxiliar usándose en la zona más somera, hasta 2000 m de altura.





Proingeo s.a.

TOPOGRAFIA
GEOFISICA

12. INSTRUMENTAL UTILIZADO

KMS Technologies - KJT Enterprises Inc.

Innovating Solutions



KMS
Technologies

Innovating Solutions

Wide-band Magnetotelluric (MT) system



KMS Technologies introduces its new generation wide-band 24-bit, 6-channel, low power consumption, Magnetotelluric system, with sampling rate up to 100 kHz. For magnetic field measurements, the system provides 2 different sets of induction coil magnetometers for different frequency bands (MT & AMT applications). For stable measurements of the electric field, 2 ultra-low noise, low drifting, matched pairs of Cu-CuSO₄ electrodes are provided. The system provides digital interface for digital flux gates for low frequency measurements or customized applications. The system contains all equipment and cables to conduct MT surveys. The provided acquisition and processing software analyze the data with graphical display for quality control and also output the apparent resistivity into the standard EDI format for further processing and inversion by other commercial available software, such as WinGLink® by Geosystem. With wireless and bluetooth.

© KJT Enterprises Inc. 2011



Magnetic field measurement	
Frequency band	
LEMI-120 Induction coil magnetometer	0.0001 to 1,000 Hz
LEMI-118 Induction coil magnetometer	1 to 70,000 Hz
Noise level	
LEMI-120 Induction coil magnetometer	$\leq 100 \text{ pT}/\text{Hz}$ @ 0.01 Hz $\leq 10 \text{ pT}/\text{Hz}$ @ 0.1 Hz $\leq 0.1 \text{ pT}/\text{Hz}$ @ 1 Hz $\leq 0.01 \text{ pT}/\text{Hz}$ @ 100 Hz
LEMI-118 Induction coil magnetometer	$\leq 5.0 \text{ pT}/\text{Hz}$ @ 1 Hz $\leq 0.2 \text{ pT}/\text{Hz}$ @ 10 Hz $\leq 0.005 \text{ pT}/\text{Hz}$ @ 10,000 Hz
Shape of transfer function	Linear – flat
Electrical field measurements	
Frequency band	DC-50,000 Hz
Noise level in frequency band (0.01 to 0.3 Hz)	$0.1 \mu \text{ V}_{\text{RMS}}$
Non-polarized electrodes own noise in frequency band (0.01 to 0.3 Hz)	$<10 \text{ nV}$
Acquisition System	
Number of channels	6
A/D resolution	24 bit
Sample rate	Up to 100 kHz
Input impedance	$> 1.0 \text{ M}\Omega$
Signal gain	Each channel has 12 different gain setting from 1 to 2,560
Timing control	GPS synchronized
Wireless	Long range wireless up to 8 km (5 miles) line-of-sight or unlimited distance in mesh network mode. Bluetooth.
Data saving	Data is saved to SD card
Data monitoring	Data can be monitored wirelessly or via USB for real-time status and quality check
Power supply	External 7.5 V to 32 V, typical 5 W power consumption; it has internal 12 V battery
System includes:	KMS-820 Data Acquisition Unit (1 unit) Operation manuals Acquisition and monitoring software GPS antenna 900 MHz 3 dB antenna KMS-100 Induction Coil Transition Cable (allows connecting 3 induction coil to unit) KM-110 Electrode Transition Cable (allows connecting up to 3 pairs of electrodes to the unit) External battery connector USB A-A cable 16 GB class 10 SD card Internal battery charger KMS-300 USB wireless adapter (allows wireless control and monitoring of the KMS-820 (1 unit) KMS-105 20 m Induction coil extension cables (3 cables) KMS-115 50 m electrode extension cables (4 cables) LEMI-118 Induction coil magnetometer (3) LEMI-120 Induction coil magnetometer (3) LEMI-701 Non-polarized electrodes (2 matched pairs) KMS-200 processing software (1)

© KJT Enterprises Inc. 2011

KMS Technologies - KJT Enterprises Inc.

6420 Richmond Ave., Suite 610
Houston, TX, 77057, USA
Tel.: +1.713.532.8144
Fax: +1.832.204.8418
info@KMSTechnologies.com
www.KMSTechnologies.com



LEMI

A KMS Technologies company

Laboratory for ElectroMagnetic Innovation



LEMI-118 Induction coil magnetometer

The LEMI-118 induction coil magnetometer is intended for the study of magnetic field fluctuation in the frequency band 1Hz to 70,000 Hz. It can be used both as a part of magnetic measuring system and autonomously with any state of the art registration unit.



Product Applications

The LEMI-118 induction coil is used for passive and active geophysical measurements like CSAMT in a wide frequency range. The band of frequencies the sensor operates in is suited for shallow applications like hydro-geophysics or mining.

Highlights

- Wide frequency band
- Low power consumption
- Low noise



Proingeo s.a.

TOPOGRAFIA
GEOFISICA

LEMI

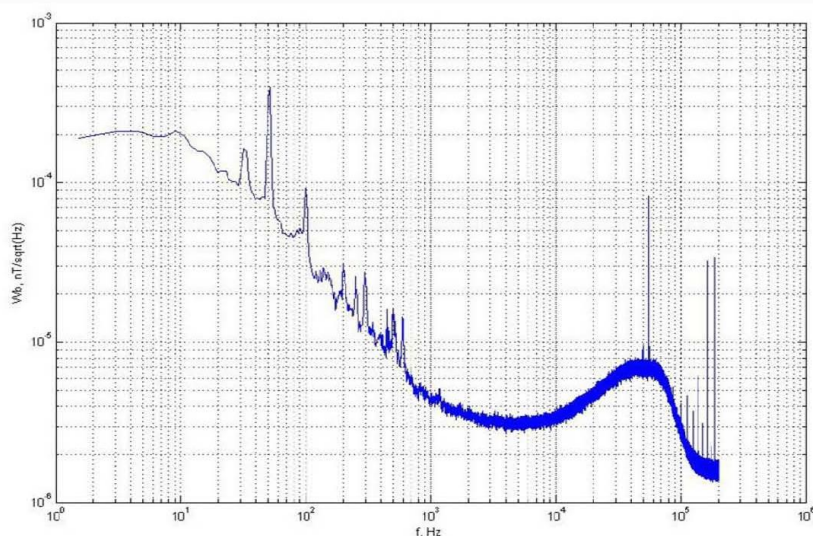
A KMS Technologies company

Laboratory for ElectroMagnetic Innovation



Product Specifications

Frequency range:	1 to 70,000 Hz
Shape of transfer function:	linear—flat
Transfer function corner frequency:	20 Hz
Typical transformation factors: Linear section 1-20Hz: Flat section 20-70,000 Hz	f^* (mV/nT) 20 mV/nT
Noise level @ 1 Hz @ 10 Hz @ 10,000 Hz @ 50,000 Hz	$\leq 5.000 \text{ pT} / \sqrt{\text{Hz}}$ $\leq 0.200 \text{ pT} / \sqrt{\text{Hz}}$ $\leq 0.005 \text{ pT} / \sqrt{\text{Hz}}$ $\leq 0.010 \text{ pT} / \sqrt{\text{Hz}}$
Maximum output voltage	+/- 2.5 V
Power consumption @9V:	<240 mW
Supply voltage:	+/- (6 to 12) V
Length:	850 mm
Diameter:	46 mm
Weight:	1.7 kg



Typical noise spectral density

LEMI

A KMS Technologies company

6420 Richmond Ave., Suite 610

Houston, TX, 77057, USA

Tel.: +1.713.532.8144

Fax: +1.832.204.8418

sales@lemisensors.com

www.LEMIsensors.com

Additional information at <http://lemisensors.com/?q=LEMI-118>

Copyright 2011 LEMI

Agüero 1995 – Piso 6° A – CP 1425 – CABA – TEL.: 11-6021-6135

E-MAIL: proingeo@yahoo.com.ar; info@proingeo.com.ar

www.proingeo.com.ar



Proingeo s.a.

TOPOGRAFIA
GEOFISICA

LEMI

A KMS Technologies company

Laboratory for ElectroMagnetic Innovation



LEMI-120 Induction coil magnetometer

Featuring extremely low noise and a generous frequency range the LEMI-120 is the perfect choice for a assortment of geophysical applications.

A state of the art modulator-demodulator, a preamplifier with low power consumption, and differential output ensures that the sensor can used with any acquisition station providing the distance is less than 200 meters.

Waterproof and rugged the LEMI-120 is ready for use right after switching on.



Product Applications

LEMI-120 induction coil magnetometers are used for measurements of magnetic field variations in the frequency range from 0.0001 Hz to 1000 Hz. Their wide bandwidth and low noise make them the ideal sensor for magnetotelluric measurements.

Highlights

Lowest noise in class

Wide range of power supply voltage +/-6V to +/-15V

Low power consumption. More than twice the battery life of other commercial coils.

Wide bandwidth 0.0001 to 1000 Hz

Lightweight 5.7 kg



Proingeo s.a.

TOPOGRAFIA
GEOFISICA

LEMI

A KMS Technologies company

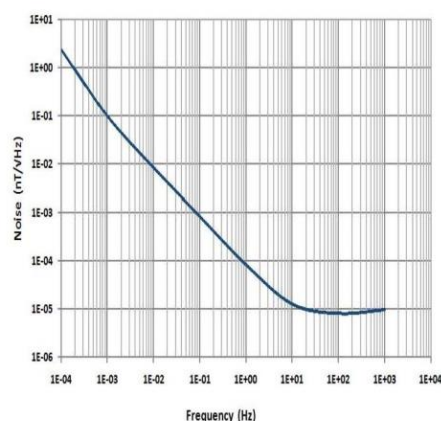
Laboratory for ElectroMagnetic Innovation



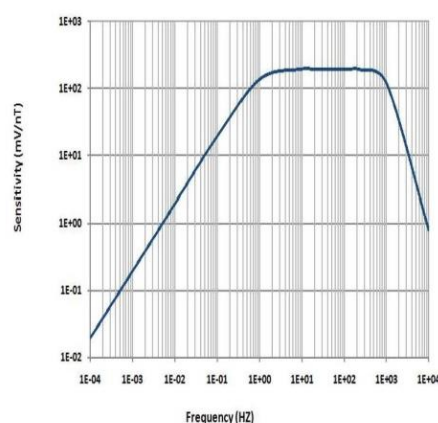
Product Specifications

Frequency range:	0.0001 to 1000 Hz
Noise level @ 0.001 Hz @ 0.01 Hz @ 1 Hz @ 100 Hz	$\leq 100 \text{ pT} / \sqrt{\text{Hz}}$ $\leq 10 \text{ pT} / \sqrt{\text{Hz}}$ $\leq 0.1 \text{ pT} / \sqrt{\text{Hz}}$ $\leq 0.01 \text{ pT} / \sqrt{\text{Hz}}$
Output Sensitivity: Transformation factor @ 0.0001-1Hz: Transformation factor @ 1-1000 Hz:	200 f mV/nT 200 mV/nT
3 dB points of frequency band:	1 Hz, 1000 Hz
Power consumption @9V:	225 mW
Supply voltage:	+/- 6V to +/-15 V
Connector:	Standard 8 pin MS3112E12-8S
Operating temperature range:	-10° to 50° C
Construction material:	Waterproof fiberglass housing
Length:	1340 mm
Diameter:	85 mm
Weight:	5.7 kg

Noise Level



Frequency Response



Additional information at http://lemisensors.com/?q=lemi_120

LEMI

A KMS Technologies company

6420 Richmond Ave., Suite 610

Houston, TX, 77057, USA

Tel.: +1.713.532.8144

Fax: +1.832.204.8418

sales@lemisensors.com

www.LEMIsensors.com

Copyright 2011 LEMI

Agüero 1995 – Piso 6° A – CP 1425 – CABA - TEL.: 11-6021-6135

E-MAIL: proingeo@yahoo.com.ar; info@proingeo.com.ar

www.proingeo.com.ar



LEMI-701

Ultra-low Noise Non-polarized Electrodes



The lead-free non-polarized electrodes LEMI-701 are designed for the measurement of the electric field variations in the soil.

The quality of the electrodes used for the measurement of horizontal electric field in magnetotelluric (MT) sounding of Earth's crust is crucial to increase the resolution of MT survey and, correspondingly, the credibility of the constructed Earth's crust electric models. Different types of electrode constructions are used, as well as different materials are applied to reduce electrode noise and especially long-term drift to as low a level as possible. Our improved non-polarized electrode construction based on Cu-CuSO₄ combination was developed to achieve this exceptional low noise level while

maintaining long-term stability. Studies have shown that the new LEMI-701 geophysical electrodes are robust and convenient in use. They have a long service life, up to 5 years, and are ecologically safe.

LEMI-701 features

- ☐ Ultra-low noise
- ☐ Very low long-term drift
- ☐ Lead free & ecologically safe
- ☐ Maintenance free during its service life

Areas of application

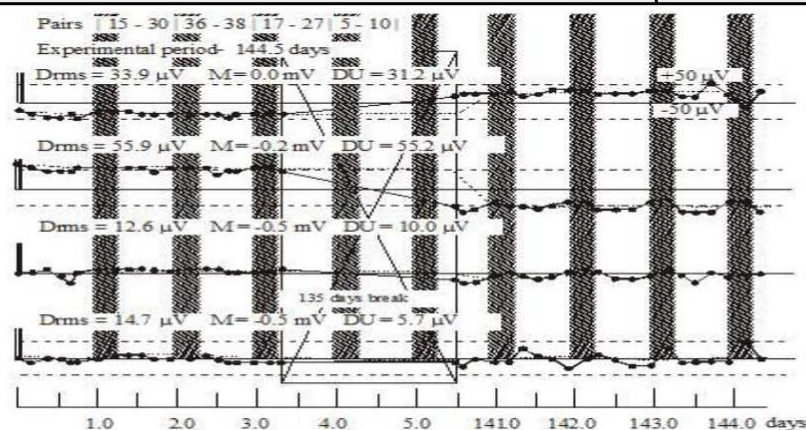
Measurement of the electric field variations in the soil for Electromagnetic measurement including Magnetotelluric (MT) surveys.



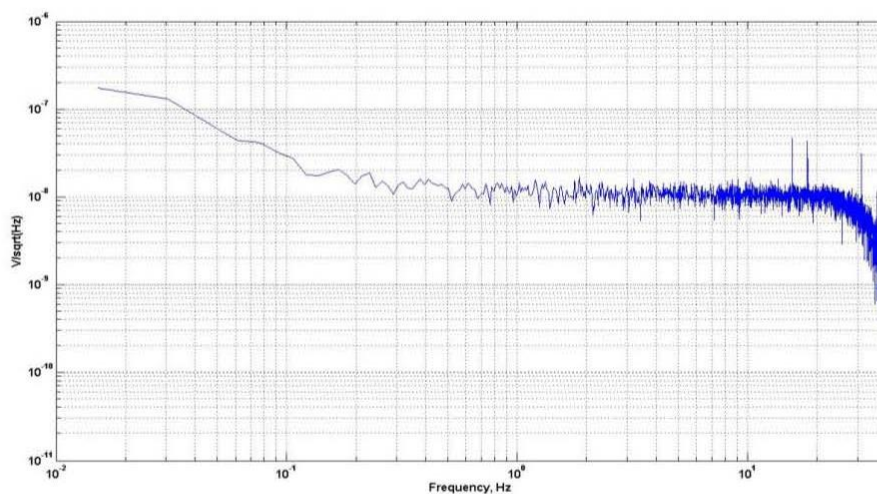
Product specifications

Non-polarized electrodes

RMS error of short-period (5 days) tests for selected matched pairs	13 μV
RMS error of long-period (144 days) tests for selected matched pairs	56 μV
Noise level of randomly selected pair	$\sim 20 \text{ nV}$ at 1 Hz



Long-term tests showing approximately 50 μV drifting over 144 days



Typical electrode spectral noise density

LEMI

A KMS Technologies company

6420 Richmond Ave., Suite 610
Houston, TX, 77057, USA
Tel.: +1.713.532.8144
Fax: +1.832.204.8418
sales@LEMIensors.com

www.LEMIensors.com