



Doctorado de la Universidad Nacional de Río Negro

Mención en Ciencias de la Tierra

**EVIDENCIA Y ANÁLISIS DE CAMBIOS TEMPORALES EN LA ZONA DEL CERRO DOMUYO.
CARACTERIZACIÓN GEOFÍSICA DE SU CAMPO GEOTERMAL, Y SU MICROSISMICIDAD
ASOCIADA.**

Tesis presentada para la obtención del grado de Doctor de la
Universidad Nacional de Río Negro

Laura Beatriz Godoy

Directores: Dr. Alberto Tomás Caselli y Dra. Silvina Nacif Suvire

RESUMEN	6
CAPÍTULO I INTRODUCCIÓN.....	8
I.I INVESTIGACIONES PREVIAS EN LA REGIÓN	12
CAPÍTULO II MARCO GEOLOGICO	15
II.I MARCO TECTÓNICO.....	15
II.II ESTRATIGRAFÍA.....	17
CAPÍTULO III DATOS GEOFÍSICOS.....	21
III.I DATOS SISMOLÓGICOS	21
III.I.I Red sísmológica local 2015/2016.	21
III.I.II Red sísmológica Local 2019/2021	23
III.I.III Redes Sísmológicas Regionales.....	26
III.II DATOS MAGNÉTICOS	28
III.III DATOS GRAVIMÉTRICOS.....	29
CAPÍTULO IV METODOLOGÍA EMPLEADA	31
IV.I SISMOLOGÍA.....	31
IV.I.I Visualización de los registros y base de datos.	32
IV.I.II Clasificación.....	33
IV.I.II.I Eventos de Alta Frecuencia, VT	35
IV.I.II.II Eventos de Baja Frecuencia, LP	35
IV.I.II.III Eventos Híbridos (HY).....	36
IV.I.II.IV Eventos Regionales (RE)	36
IV.I.III Localización de eventos	37
IV.I.III.I HYPOCENTER.....	39
IV.I.III.II JOIN HYPOCENTER DETERMINATION	40
IV.I.IV Cálculo de magnitud.....	41
IV.I.IV.I Magnitud coda (Mc).....	42
IV.I.IV.II Magnitud Local (M_L)	43
IV.I.V Cálculo de Mecanismos Focales.....	44
IV.II MAGNETISMO	47
IV.II.I Reducción al polo de las Anomalías Magnéticas (RTP).	47
IV.II.II Cálculo de Anomalía Residual.....	48
IV.II.III Determinación del Punto de Curie	50
IV.II.IV Modelo de Inversión de las Anomalías Magnéticas.....	52
IV.III GRAVEDAD.....	56
IV.III.I Cálculo de las Anomalías de Bouguer	56
IV.III.II Filtrado de las Anomalías de Bouguer (AB).....	58

IV.III.III	<i>Realce de las Anomalías de Bouguer</i>	60
IV.III.III.I	Señal Analítica	60
IV.III.III.II	Derivada de TILT	62
IV.III.III.III	Método de deconvolución de Euler	64
CAPÍTULO V	RESULTADOS E INTERPRETACIÓN	66
V.I	SISMOLOGÍA.....	66
V.I.I	<i>Red sísmológica Local 2015/2016</i>	66
V.I.II	<i>Redes sísmológicas regionales</i>	74
V.I.III	<i>Mecanismos focales</i>	76
V.II	MAGNETISMO	83
V.II.I	<i>Anomalías Magnéticas y Punto de Curie</i>	83
V.II.II	<i>Modelo de Inversión de las Anomalías Magnéticas</i>	85
V.III	GRAVIMETRÍA.....	87
V.III.I	<i>Métodos de realce de anomalías</i>	91
V.III.I.I	Señal analítica.....	91
V.III.I.II	Método de Tilt.....	94
V.III.II	<i>Estimación de profundidades</i>	95
V.III.II.I	Deconvolución de Euler.....	95
V.III.II.I.I	Índice Estructural de 0.5	96
V.III.II.I.II	Índice Estructural de 1.	97
CAPÍTULO VI	INTERPRETACION Y DISCUSIÓN	99
CAPÍTULO VII	CONCLUSIONES	116
CAPÍTULO VIII	BIBLIOGRAFÍA	118
CAPÍTULO IX	APÉNDICE	131
TABLA IX-I	131
TABLA IX-II	137
TABLA IX-III	138
ARTÍCULO PUBLICADO	140

RESUMEN

En esta tesis estudie el cerro Domuyo y su campo geotermal ubicados al noroeste de la provincia de Neuquén. El campo geotermal tiene una dimensión de más de 42 km², posicionándolo incluso en segundo lugar luego del campo geotermal de Yellowstone (Estados Unidos). Por esta razón es que desde 1983 la Agencia de Cooperación Internacional de Japón (JICA), comenzó con sus estudios en la zona para poder aprovechar este recurso geotermal. Al ser una zona con acceso limitado, son muy pocos los estudios realizados en la misma. Recientes estudios han determinado que el cerro Domuyo presenta una inflación aproximada entre 12 y 15cm/año (Lundgren et al., 2018; Astort et al., 2019), explicada con un modelo de cuerpo tabular a una profundidad de aproximadamente 6.5 km (Lundgren et al., 2020). Para la realización de este trabajo de investigación he utilizado tres disciplinas geofísicas que dieron lugar a un análisis detallado y a una interpretación conjunta en el cerro Domuyo y su campo geotermal.

Con respecto a los datos sismológicos que utilice en este trabajo los mismos provienen de dos redes locales instaladas, inicialmente, solo en la zona geotermal (2015/2016) y posteriormente, rodeando el Domuyo (2019/2021). Para el primer experimento, a la base de datos continua de los 96 días, la visualice y clasifique en eventos, volcano tectónicos y de largo periodo. Localice un total de 538 eventos volcano tectónicos, ubicados principalmente por debajo del área geotermal, muchos cercanos a la intersección de la falla Manchana Covunco con la falla el Humazo. También, se observa un segundo grupo más profundo por debajo del cerro Domuyo. Para los eventos que presentaron menores incertidumbres le calcule la magnitud local tomando valores entre -1 a 1.5. Por otro lado, ya en el año 2019, el 27 de marzo los habitantes de Varvarco fueron alarmados por un sismo de magnitud 4.4 (NEIC-USGS). Utilice estaciones chilenas, y estaciones de Mendoza y Neuquén para caracterizar este sismo. El mecanismo focal que encontré muestra una solución principalmente normal, con sus planos nodales orientados este – oeste. Por último, para los datos de la red local 2019/2021, utilice el algoritmo de detección automática de eventos (STA/LTA). En este caso los resultados más importantes muestran mecanismos focales también normales, con planos este-oeste, similar al evento de 4.4 del 2019.

Por otro lado, y a escala más regional, utilice datos inéditos de vuelos aeromagnéticos para calcular la anomalía Residual de Bouguer. Mediante el análisis espectral de las anomalías magnéticas calculé la isoterma de Curie. Determinando en la zona del Domuyo una fina corteza magnetizada (menor a 6 km de profundidad) comparada con una corteza magnetizada más ancha a una distancia de 11 km hacia el sur. Obtuve un modelo 3D de susceptibilidad magnética, donde diferencié las rocas menos consolidadas del campo geotermal del Domuyo.

Reprocese los datos gravimétricos, en la zona geotermal del cerro Domuyo, obtenidos por la JICA en 1984, y, posteriormente validados en el 2015. Por primera vez estos datos fueron procesados utilizando diferentes filtrados y técnicas de realce de anomalías, que me permitieron identificar cuerpos, alteraciones mineralógicas, estructuras y lineamientos.

Uno de mis aportes más importantes de esta tesis se refiere a los resultados gravimétricos, obtenidos de la zona local y geotermal del Domuyo. El gradiente de la anomalía de Bouguer muestra valores mayores y menores al oeste y este de la falla Manchana Covunco, respectivamente. La Carta de Anomalías Residuales de Bouguer, limita la localización de los domos riolíticos (Cerros Las Papas, Domo y Covunco). La Señal Analítica muestra una correlación entre sus máximos y las manifestaciones hidrotermales. La forma circular de las anomalías, da a pensar que pueden ser producto de la interacción del agua con la roca de caja, lo que generó una alteración hidrotermal sumado a un basamento poco profundo. Las manifestaciones de las Olletas, Bagno las piedritas y aguas calientes, que comparten características geoquímicas, se encuentran orientadas consistentemente con los máximos de señal analítica (de los perfiles de señal analítica con la topografía). Por lo cual interpreto que estas manifestaciones utilizan la misma vía de escape, definiendo en esta zona una nueva estructura con orientación NE – SO.

El Domuyo ha sido considerado volcánicamente inactivo, sin embargo, luego de los primeros estudios de Lundgren esto se ha puesto en consideración. Mi tesis aporta a la reactivación de su medio magmático localizado por debajo de la corteza magnetizada (espesor también determinado en este trabajo 6 km), probablemente, disparado por el terremoto de Maule de 8.8 del 2010.

CAPÍTULO I INTRODUCCIÓN

El Cerro Domuyo ($36^{\circ}37'S$ $70^{\circ}26'O$) pertenece a los Andes del Sur (Tassara y Yañez, 2003) (fig. I.1). Este segmento está caracterizado por la subducción de la placa oceánica de Nazca debajo de la placa Sudamericana con un ángulo "normal" de aproximadamente 30° . Esto permite el desarrollo de un arco volcánico activo, denominado Zona Volcánica Sur (ZVS) (Stern, 2004) y se encuentra comprendido entre los 33° y los $46^{\circ}S$. En el contacto entre estas dos placas (zona de interplaca) es donde los grandes terremotos de interplaca ocurren. Se sabe que estos terremotos de subducción son capaces de producir cambios en los esfuerzos estáticos de las regiones aledañas acelerando las erupciones volcánicas (ejemplos: Bonali, 2013; Bonali et al., 2013). Tal como es el caso del Copahue que hizo erupción 2 años después del terremoto M_w 8.8 del 27 de febrero de 2010 ocurrido en la región de Maule (Chile).

El Complejo Volcánico Domuyo (CVD) corresponde a un domo riolítico emplazado en un anticlinal con orientación N – S (Groeber, 1947; Llambías et al., 1978 a; Miranda et al., 2006; Folguera et al., 2007). Para este complejo fue reconocido un periodo eruptivo que abarca desde 2.5 a 0.11 Ma, el cual consta de dos etapas (Brousse y Pesce, 1982; JICA, 1983; Miranda, 1996; Pesce, 2013): la primera etapa, que abarca del Plioceno tardío hasta el Pleistoceno temprano, caracterizada por una composición calcoalcalina dominante, con erupciones andesíticas, dando lugar a flujos piroclásticos generalizados. La segunda etapa, ocurrida desde el Pleistoceno medio hasta el Pleistoceno superior, es caracterizada por el desarrollo de una compleja estructura de domos riolíticos monogenéticos, al suroeste del Domuyo. El CVD es considerado un recurso geotérmico muy importante, su campo geotermal se encuentra en la región occidental del cerro Domuyo, el cual tiene la característica de tratarse de un sistema de alta entalpía (Llambías et al., 1978a; JICA, 1983, 1984; Chiodini et al., 2014). Es un sistema controlado por fallas, con fumarolas, aguas termales y geiseres en superficie, considerado por Chiodini et al., (2014) como el segundo flujo de calor advectivo más alto, medido de cualquier sistema hidrotermal terrestre, después del de Yellowstone. Tassi et al. (2016) realizaron un estudio completo de la composición química e isotópica del agua y gas determinando el origen de los fluidos termales. Confeccionaron un modelo del reservorio hidrotermal, de los patrones de circulación de fluidos en el campo geotérmico y propusieron dos reservorios principales de

agua a 0.4 km y a 2-3 km de profundidad (fig. 1.2). Estos autores además encontraron valores altos de R/Ra (6.8) en las fumarolas ubicadas en la ladera occidental del Domuyo, que indican altos valores de He³ mantélico, producto de la desgasificación activa de un cuerpo magmático a una profundidad desconocida. La recarga de agua de estos acuíferos del sistema proviene principalmente de las lluvias locales y del derretimiento glacial (Tassi et al., 2016).

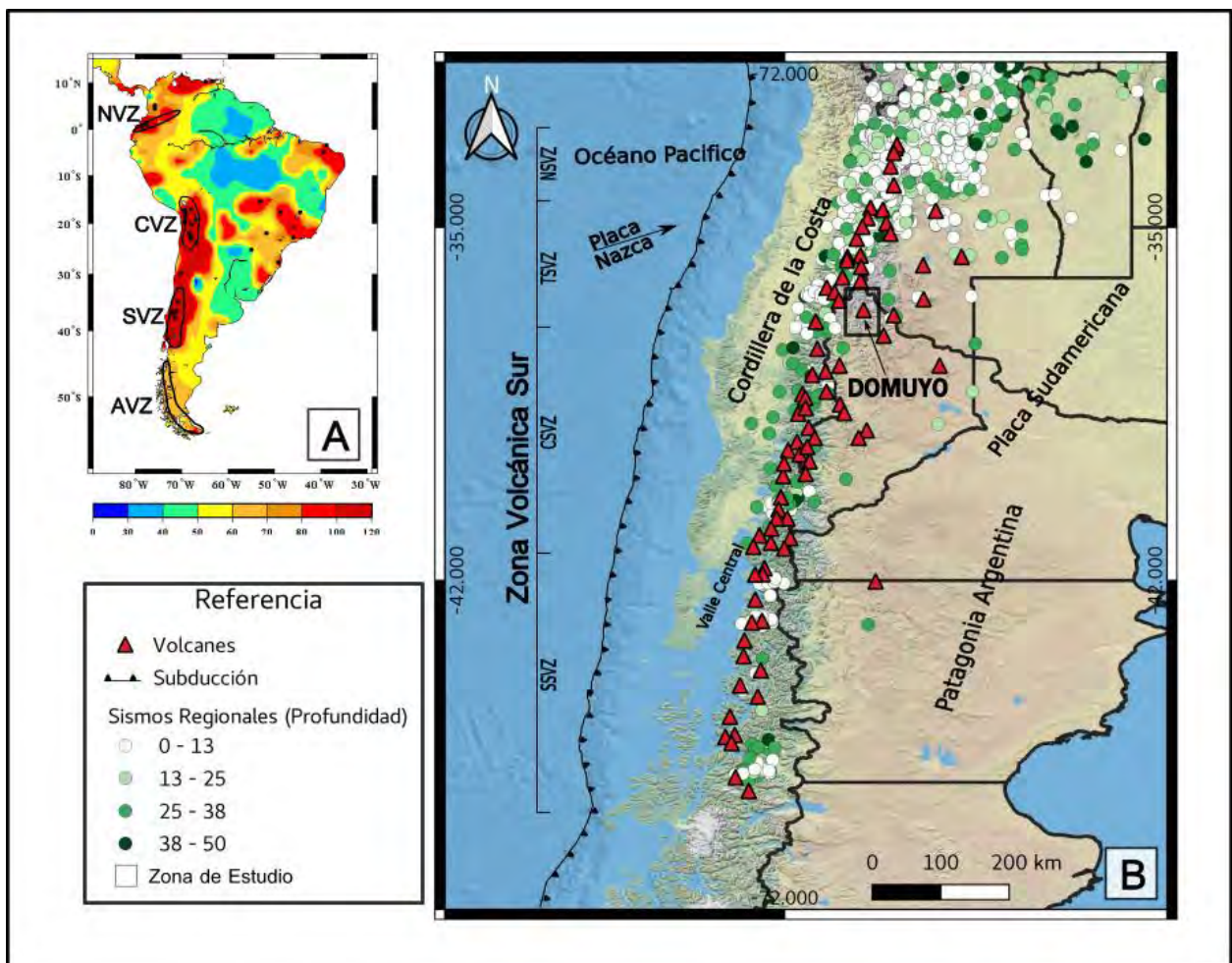


Figura 1-1 A) Mapa de flujo de calor de América del Sur (Modificado de Cardoso et al., 2010). Con polígonos de líneas negras se indica la ubicación de las Zonas Volcánicas Norte, Central, Sur y Austral. B) Con triángulos rojos se ubican los Volcanes de arco y de retroarco, con círculos se ubican los sismos regionales de intraplaca (ver escala de colores en referencia) hasta 50 km de profundidad (obtenido del Centro Nacional de Información sobre Terremotos, USGS). Se observa que la sismicidad es mayor al norte de la ZVS disminuyendo a medida que nos alejamos hacia el sur.

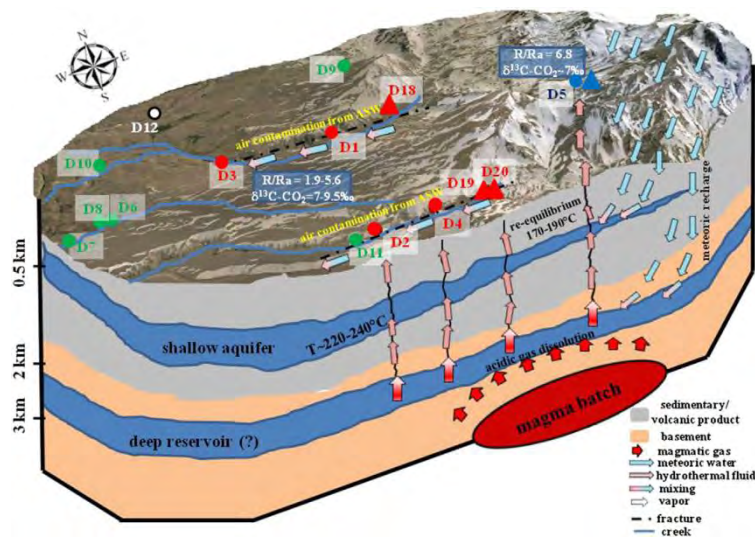


Figura 1-II. Modelo geoquímico conceptual de tres dimensiones del sistema hidrotermal del complejo volcánico Domuyo. Tomado de Tassi et al., 2016,

Catálogos sismológicos globales (NEIC-USGS) y catálogos regionales (INPRES, Argentina) que informan sismicidad desde el año 1973 y 1988, respectivamente, no reportan sismicidad cortical en la zona del cerro Domuyo (fig. 1.3) para años anteriores al 2016. Estos catálogos reportan escasos eventos con magnitudes entre 2.7 y 4.4 que ocurrieron, 2 en el año 2016, 2 en el año 2018 y 4 en el año 2019.

Analice una base de datos de estaciones sismológicas, instaladas por el Instituto de Geofísica y Sismología Ing. Volponi, en el periodo 2015/2016, ubicadas estratégicamente en el sector geotermal. Esto me permitió caracterizar la actividad sismo volcánica generada en esa zona y sus alrededores. Detectando abundante sismicidad volcano tectónica y tectónica.

El 27 de marzo del 2019 ocurrió un sismo cortical (USGS) en las inmediaciones del Cerro Domuyo con una magnitud de 4.4, siendo el evento más energético registrado en la región (<https://earthquake.usgs.gov/earthquakes/eventpage/us2000k634/executive>). Para recaracterizar este evento analice los datos de una red temporal ubicada al este de la zona, perteneciente al IGSV y de la red del Centro Sismológico Nacional de la Universidad de Chile (<http://www.csn.uchile.cl/red-sismologica-nacional>) cubriendo la zona oeste de norte a sur, al relocalizar el evento de marzo, conjuntamente localice 5 eventos más, de magnitud coda 1.4 a 2.4, estas magnitudes son consideradas elevadas para la zona de estudio,

indicando un aumento de la actividad sísmica superficial. Por tal motivo, y considerando la inflación observada desde el año 2014 mediante procesamiento de datos INSAR (Interferometría Radar de Apertura sintética, por sus siglas en inglés) dentro del marco del proyecto PICT 2017-1252, del IGSV se instaló una red de 8 estaciones sismológicas de banda ancha rodeando el cerro Domuyo. Esta red operó desde diciembre del 2019 hasta enero del 2021. El objetivo de esta nueva red fue determinar el origen de la sismicidad (tectónica o volcano-tectónica) recientemente incrementada y reportada por redes regionales y globales, la localización en profundidad de eventos de largo período (LP) a fin de reconocer si corresponde a movimientos de magma o simplemente corresponde a movimiento de fluidos asociados a la actividad geotermal. Con los datos de esta red localice 4 eventos a los cuales, le realice el mecanismo focal a cada uno de ellos.

Conjunto a las interpretaciones sismológicas también implemente el uso de métodos potenciales. Realice la interpretación de datos inéditos de vuelos aeromagnéticos, tomados en 2004 – 2005, para la obtención de perfiles de los puntos de Curie y susceptibilidad magnética. Por último, también realice el análisis gravimétrico en el campo geotermal del Domuyo. En el marco del proyecto de investigación 2014/2016.- PIO CONICET-FUNDACION YPF Nº 13320130100212CO, realizando el control de los datos gravimétricos en el 2015/2016 para vincularlos a los ya tomados por la JICA en el año 1983. Con estos datos realice una interpretación detallada de la zona, pudiendo delimitar y reconocer estructuras superficiales, cuerpos intrusivos de diferentes litologías y profundidades.

Para la realización de esta tesis se propuso como objetivo fundamental el estudio del Complejo Volcánico Domuyo y alrededores, interpretando su comportamiento volcánico, estructural y características geofísicas a fin de avanzar en el entendimiento del origen de la fuente de calor de este campo geotérmico. Esta tesis tiene sus bases en la geofísica, que, en conjunto con la recopilación de la información histórica y actual, abre nuevos horizontes para el conocimiento estructural de esta región.

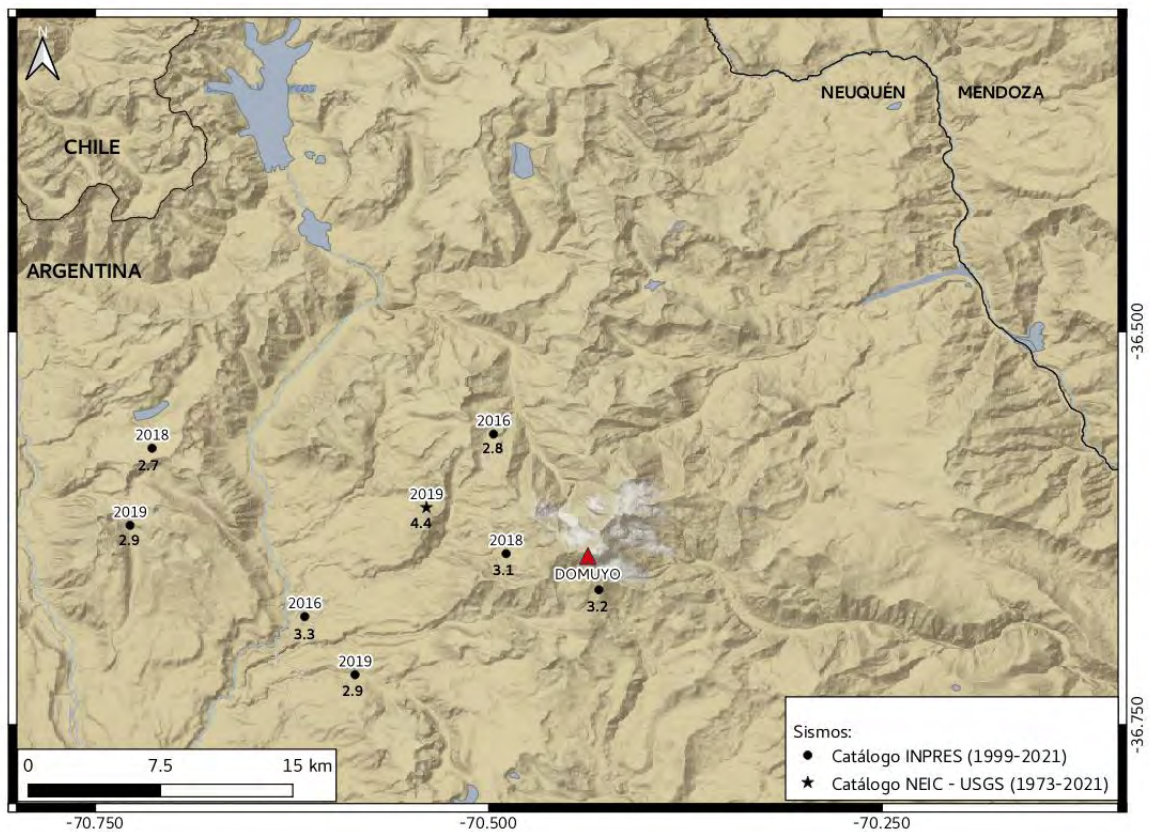


Figura I-III. DEM con la ubicación de los sismos informados en los catálogos del INPRES y del NEIC - USGS desde 1973 hasta el 2021 en la zona del CVD. Todos estos sismos poseen errores en la horizontal menores a 4 km.

I.I Investigaciones Previas en la Región

En la zona se han realizado escasos trabajos aplicando metodologías geofísicas, posiblemente como consecuencia del fuerte aislamiento geográfico de la zona que hasta el día de hoy perdura, el clima adverso, las grandes precipitaciones nívicas en invierno, la altitud y el escarpado relieve que posee. Entre los primeros escritos se halla la ascensión al pico Domuyo del padre Lino Carbajal (1906), en el cual se hacen las primeras referencias a la geología y geomorfología del mismo. Groeber (1946) es el primero en discutir la edad del intrusivo del Domuyo, su condición de volcán desmantelado y su relación con el amplio magmatismo terciario desarrollado en el norte neuquino. Luego, los trabajos de Llambías et al., (1978 a y b) sobre la estratigrafía y petrología del volcán Domuyo y áreas adyacentes proponen un magmatismo predominantemente andesítico con la implantación de centros eruptivos ácidos hacia el Mioceno superior – Pleistoceno inferior. Análisis geológico –

estructurales fueron desarrollados por Brousse y Pesce (1982), Pesce (1983, 1987), Miranda (1996), Miranda et al., (2006), Pesce (2013) y Galetto et al., (2018). Los Análisis geoquímicos fueron abordados por Chiodini et al., (2014) y Tassi et al., (2016). A continuación, se detallan solo los antecedentes enfocados exclusivamente en estudios geofísicos.

En el informe confeccionado por la Agencia de Cooperación Internacional del Japón (JICA 1983) se resume el completo trabajo que se realizó con especial énfasis en el aprovechamiento geotérmico de la zona del cerro Domuyo. Se incluyeron observaciones regionales y también estudios de detalle (gravimetría, geoelectrica, sísmica, petrofísica, geoquímica y perforaciones).

La JICA (1983,1984) utilizó un modelo gravimétrico basado en una estructura de dos capas, ellos calcularon la configuración del basamento a lo largo de dos secciones transversales en el mapa de anomalías de Bouguer, obtenido desde las reducciones topográficas con densidad de 2.3 g / cm^3 . Desde el modelado 2D concluyen que el basamento en el oeste se encuentra a una profundidad entre 700 y 1000 m, en cambio en el este se encuentra entre 3000 y 6000m, con una densidad diferencial de $\Delta\rho = 0.23 \text{ g / cm}^3$.

En el 2019 Astort y coautores, realizaron un estudio gravimétrico en la zona del Domuyo, mediante un mapa de anomalías de Bouguer, llegaron a la conclusión que el déficit de densidad en la zona de estudio podría deberse a un reservorio con fundidos parciales.

Luego Lundgren et al. (2020), encontraron que la deformación y el calentamiento están altamente correlacionados. Determinaron una inflación en el Domuyo de aproximadamente $0,15 \text{ m /año}$; la cual modelaron como producida por una fuente tabular derivada de InSAR, (dimensiones $\sim 11 \times 8 \times 1 \text{ km}$) localizada a aproximadamente a 6.5 km de profundidad. Estos autores llegaron a la conclusión que hay una permeabilidad variable en el tiempo de la corteza poco profunda; se encuentra CO_2 profundo por liberación del ascenso del magma del manto; y una inflación del yacimiento impulsada por magma con percolación de gas retardada. También propusieron que actualmente el Domuyo presenta un comportamiento de tipo caldera, con múltiples episodios de inflación y deflación.

Por último, Silva-Fragoso et al. (2021), realizaron sondeos magnetotelúricos (MT), haciendo dos perfiles, identificaron según la resistividad, los depósitos sedimentarios de la cuenca neuquina, fallas y fracturas utilizados por los fluidos para realizar su ascenso. Por otro lado, presentaron un mapa de anomalías gravimétricas residuales al cual comparan con los resultados de MT. En estos mapas, los mínimos gravimétricos corresponden a zonas más conductoras, cual es esperable ya que la fractura y la alteración disminuye la densidad de la roca, logrando una correlación entre rocas más densas y zonas de alta resistividad.

CAPÍTULO II MARCO GEOLOGICO

II.I Marco Tectónico

La zona de estudio se encuentra en el segmento sur de los Andes Centrales (Gansser 1973), el cual se caracteriza por ser un orógeno de tipo Andino formado por la subducción de la placa de Nazca por debajo de la Placa Sudamericana. La historia tectónica de este segmento estuvo caracterizada por variaciones en la geometría de la zona de Wadati-Benioff (Ramos, 1999). En coincidencia con la segmentación de la placa de Nazca según el ángulo de inclinación por debajo de la placa sudamericana (Barazangi y Isacks, 1976, 1979; Isacks y Barazangi, 1977), se ha subdividido los Andes Centrales en tres segmentos según sus características tectónicas y volcánicas actuales (Gansser, 1973)

El segmento norte abarca desde los 22° a los 27° S, y comprende la Zona Volcánica Central. El segmento central (27°-33°S) corresponde a la subducción subhorizontal y carece de actividad volcánica de arco. Y el segmento sur 33°- 46° 30´S es donde se encuentra la Zona Volcánica Sur (Stern, 2004) y la geometría de subducción es normal, con un ángulo aproximadamente de 30° hacia el este y con un registro actual de actividad volcánica presentando una cadena de estratovolcanes activos, cenozoicos tardíos situados principalmente en el sector chileno de la Cordillera Principal (Ramos, 1999) (fig. I.1).

En el sur de Mendoza y norte de Neuquén se encuentra un importante rasgo estructural llamado Lineamiento Cortaderas el cual tiene un rumbo oeste – noroeste y separa segmentos con diferente evolución tectónica. El segmento norte, donde se encuentra el Volcán Domuyo, registra una expansión hacia el antepaís del magmatismo de arco asociado a la deformación de la faja plegada y corrida de Malargüe, también en este sector se eleva la Cordillera del Viento con un rumbo oeste noroeste. En cambio, en el segmento sur la evolución tectónica está dominada por el desarrollo de la faja plegada y corrida del Agrio en el cretácico tardío.

En el Oligoceno superior – Mioceno inferior, se produce en los Andes un periodo de extensión producto del empujamiento de la zona de Benioff (Somoza, 1998). A partir del Mioceno superior aumenta el ángulo de subducción, produciendo una migración hacia el

oeste del arco magmático, el cual es característico de un magmatismo de arco desarrollado y controlado por extensión (Plioceno temprano) (Folguera et al., 2003). Estos depósitos magmáticos característicos de magmas de arco son contemporáneos con los depósitos de rocas efusivas de intraarco que afloran al este de la Cordillera del Viento.

En el Plioceno –Cuaternario, Kay (2001a, 2001b, 2002) y Kay et al., (2006), proponen la finalización del magmatismo de arco, seguido de un volcanismo máfico de retroarco. Miranda y coautores (2006) sostienen la existencia de un arco magmático Plioceno superior-Pleistoceno ubicado al este del arco actual. Para ello se basan en el desarrollo de estratovolcanes y calderas de edad pliocena superior-pleistocena inferior alineadas en sentido nor-noreste entre los 36°30' -39°S. De sur a norte reconocen los siguientes complejos volcánicos: caldera del Agrio, volcán Trolón, caldera Vilú Mallín, caldera Trohunco, volcán Los Cardos-Centinela y volcán Domuyo.

En el sector interno de los Andes a estas latitudes se desarrolla la faja plegada y corrida de Guañacos (Folguera et al., 2006). El volcán Domuyo se encuentra en el sector norte de la Cordillera del Viento, un anticlinorio de basamento de tendencia NS, elevado durante el Cretácico y Neógeno.

En la zona de estudio se sugiere una estructura ubicada en el margen occidental del Domuyo, la falla Manchana Covunco (Pesce, 1987). La misma es una falla normal local de alto ángulo, con orientación N-S y buzante al este, que probablemente controló las variaciones de espesor de las rocas sedimentarias del Mesozoico y se ha invertido parcialmente durante la orogenia andina. Posiblemente se trate de una estructura ciega enterrada por la secuencia volcánica Plio-Cuaternaria, que ejerce un control de primer orden sobre la dinámica del campo geotérmico actual de Domuyo (Galletto et al., 2018).

Un conjunto de fallas con tendencia O - E cruzan la falla Manchana Covunco, y se relacionadas con la fase del rifting de la Cuenca Neuquina, y coincidente con las principales manifestaciones geotérmicas. El campo geotérmico de Domuyo ha sido considerado un sistema controlado por fallas, asociado con estructuras tipo graben y vulcanismo shoshonítico que se desarrollaron bajo régimen extensional durante el Cuaternario (Brousse y Pesca, 1982; Pesca, 1983, 1987, 2013).

De norte a sur se pueden describir La falla vertical Penitentes de tendencia O - E se extiende a ambos lados el valle del Rincón de Las Papas y se caracteriza por una cinemática dextral de deslizamiento e intenso fracturamiento del bloque de falla sur (Mariot, 2008). Continuando hacia el sur también con orientación O – E se encuentran las fallas normales de El Humazo, Covunco, alineada con el arroyo Homónimo, y Falla el cajón definidas por Galetto et al., (2018). fig. II-1.

II.II Estratigrafía.

Las unidades estratigráficas utilizadas en esta tesis son descritas por Silva-Fragoso et al. (2021). Del mismo se ha utilizado el mapa geológico y la columna estratigráfica, que son presentados a continuación (fig. II.1 y II.2)

El basamento estructural de edad pérmico inferior – triásico superior está representado por el Grupo Choiyoi (Groeber, 1947; Zöllner y Amos, 1973; Digregorio, 1972; Rovere et al., 2004; Leanza et al., 2005; Llambías et al., 2007; Zappettini et al., 2012; Sagripanti et al., 2014; Sagripanti, 2015) y son rocas metasedimentarias, intruidas por la formación Varvarco (Pesce, 1981; Llambías, 1986) compuesta por cuerpos intrusivos dioríticos y granodioríticos.

La formación Primavera es una secuencia clástica-carbonatada intercalada con rocas volcánicas depositadas en el Jurásico Temprano, en la zona del Domuyo está compuesta por ignimbritas líticas, con un espesor de 40 m. A su vez se encuentra cubierto por un depósito de travertino amarillo claro a marrón a lo largo de una superficie irregular, (Groeber, 1947),

En la zona de estudio solo se observa la parte inferior de la sucesión sedimentaria de la cuenca Neuquina. La JICA en 1983 reconoció tres formaciones jurásicas que marcan diferentes etapas de evolución de la cuenca: 1) depósitos volcanoclásticos mezclados con sedimentos terrígenos de la Formación Chacay Melehue, 2) una moderada profundización de la cuenca con depósito de evaporitas y calizas de la formación Auquilco, y 3) sedimentación fluvio-lacustre y de conglomerados de la FM. Tordillo. Para otros autores,

sólo la Formación Auquilco es parte del grupo de Mendoza (Zavala et al., 2008; Sánchez et al., 2014).

En contacto discordante sobre las unidades superiores de la cuenca neuquina se encuentra la Formación Charilehué nombrada por Uliana et al. (1973) la misma está compuesta por depósitos piroclásticos y flujos de lava, composición andesitas edad mioceno medio –superior. Flujos basálticos (volcanismo máfico) asociados al centro volcánico poligenético de Sierra de las Flores y otros centros volcánicos de 4,0 a 2,8 Ma (Pesce, 1983, 1987) se superponen en discordancia angular a la Formación Charilehué.

Silva-Fragoso et al. (2021) concluyen que el CVD es un gran domo con voluminosa actividad explosiva y efusiva en tiempos del Pleistoceno; compuesto por lavas dacíticas a riolíticas altamente cristalinas típicas de la parte interna de grandes cúpulas.

En el pleistoceno se encuentran los depósitos del Complejo Volcánico Domuyo el mismo está integrado por: el Cerro Domuyo con depósitos de flujos de lava, de dacita gris oscuro (Silva-Fragoso et al., 2021). También se encuentra integrada por la formación Domos Silícicos que incluyen las formaciones de Cerro las Pampas, Cerro Domo y Cerro Covunco, donde predominan las lavas riolíticas. Por encima de toda esta secuencia se encuentran las Lavas Máficas emitidas por conos de ceniza monogenéticos.

Dentro de la formación Cerro Domuyo se encuentra la Secuencia volcanoclástica Domuyo, Silva-Fragoso et al. (2021), identificaron cinco subdepósitos diferentes: 1) flujos de lava basáltica correlativos con las de Cerro Las Flores los cuales están cubiertos por una sucesión masiva de ignimbritas, 2) flujos masivos de bloques y cenizas, 3) depósitos de piedras pómez, 4) depósitos de color amarillo claro a marrón, compuestos por cenizas y piedra pómez con clastos líticos angulares a redondeados de basalto, riolita, y lavas de dacita derivadas de la reelaboración de unidades rocosas más antiguas, 5) depósitos macizos, no soldados y bien clasificados de toba lítica, compuestos por fragmentos angulares de dacita, riolita y piedra pómez.

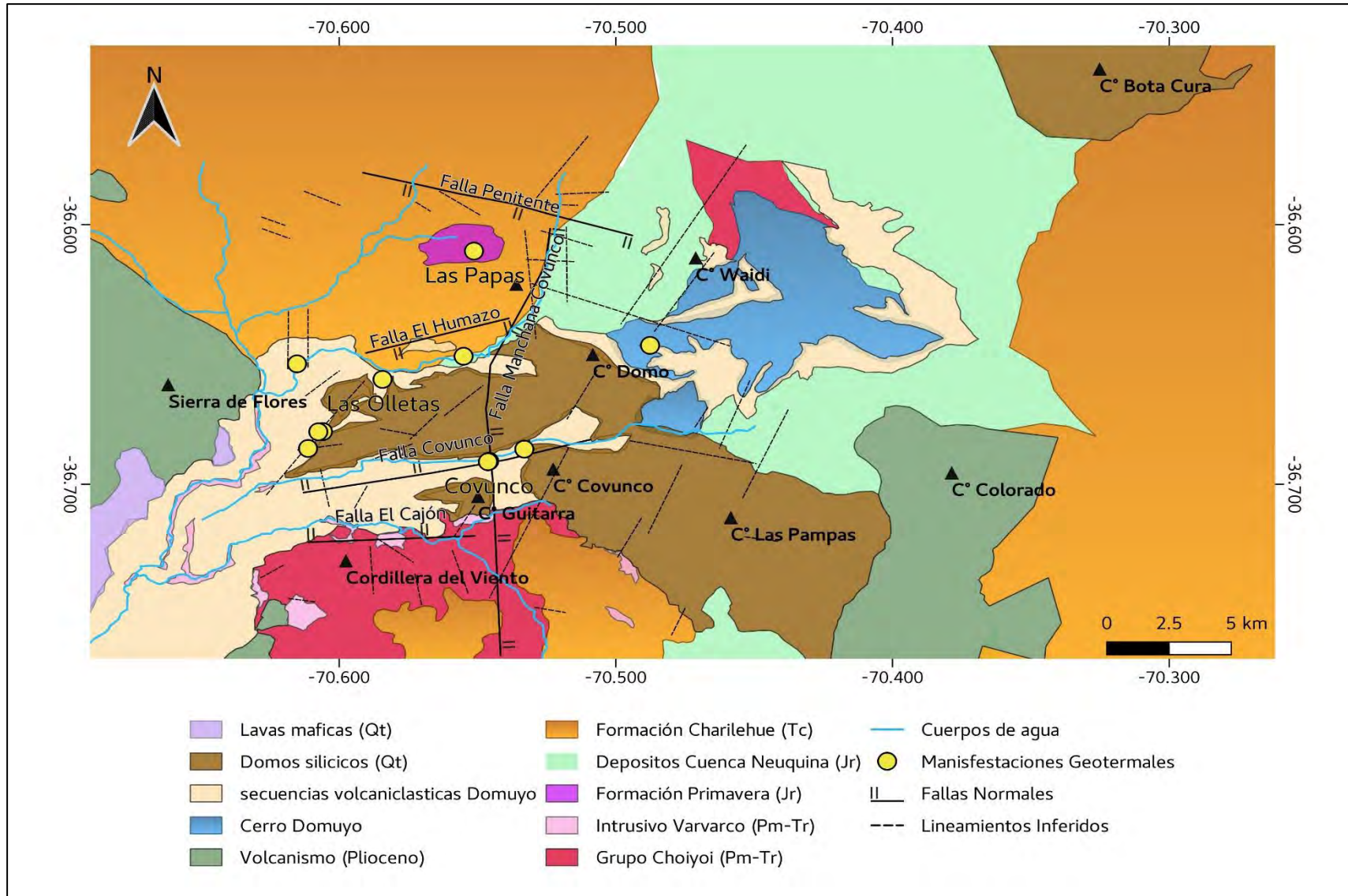


Figura II-I Mapa Geológico local, modificado de Silva-Fragoso et. al. (2021)

Cuaternario	Pleistoceno	Volcanismo Monogenético		Flujos de lava basálticas olivínicas		
		Complejo Volcánico Domuyo	Domos Silíceos	Cerro Covunco		Flujos de lava riolítica, con cristales desvitrificados con estructura en bandas
				Cerro Domo		Flujos de lava riolítica, con cristales desvitrificados con estructura foliada
			Cerro Las Pampas			
		Cerro Domuyo	Flujos de lava dacíticos rico en cristales altamente desvitrificados y alterados			
		Secuencia Volcanoclástica Domuyo				
		Cerro Domuyo	Riolitas potásicas, textura porfírica y granofírica			
Terceario	Plioceno	Volcanismo máfico		Flujos de lavas Basálticas y Basáltica- andesítica		
	Mioceno	Formación Charilehué	Flujo de piedra pómez y ceniza			
			Flujos de lavas Basáltica- andesítica			
		Ignimbritas moderadamente soldadas				
Jurasico	Secuencia sedimentaria cuenca Neuquina		Lutitas, areniscas finas con lentes conglomeradicos			
	Formación Primavera		Ignimbritas soldadas, metamorfismo bajo			
Permo - Triásico	Intrusivo Varvarco		Metamorfismo bajo de arenas, conglomerados y depositos piroclásticos intruidos por cuerpos graníticos			
	Grupo Choiyoi					

Figura II-II. Columna estratigráfica del área del cerro Domuyo. Modificada de Silva-Fragoso et al., 2021.

CAPÍTULO III DATOS GEOFÍSICOS

En este capítulo se describe como se ha realizado la toma de datos en las diferentes metodologías aplicadas para realizar el desarrollo de este trabajo de investigación, detallando el instrumental utilizado, su instalación (si corresponde) y el procedimiento de adquisición de datos, para sismología, magnetismo y gravimetría.

III.I Datos sismológicos

III.I.I Red sismológica local 2015/2016.

En diciembre del 2015, en el marco del proyecto de investigación PIO CONICET-F-YPF “Integración de estudios geológicos, geofísicos y geoquímicos del área Domuyo, provincia de Neuquén”, se instaló la primera red sismológica local en el cerro Domuyo compuesta por 4 estaciones ubicadas en las zonas donde se encuentra la mayor actividad geotermal (fig.III.1, tabla III.1). Debido a la falta de infraestructura de las estaciones y operación logística para afrontar los factores climáticos en los meses invernales, las mismas se retiraron en marzo del 2016 teniendo así un registro continuo de datos de 96 días.

Cada estación estaba equipada por un sensor S13 de Goetech de periodo corto con componente vertical (instalado sobre roca firme) y un registrador Reftek 130B (fig.III.2). Las estaciones registraron de forma continua a 100 muestras por segundo.

Las estaciones contaban con un sistema de alimentación de energía autónomo compuesto por baterías alcalinas y panel solar correspondiente. Los paneles solares y antena GPS se instalaron en unos soportes de metal diseñados especialmente para ello. Para reducir al máximo el ruido provocado por la vibración de la estructura del panel solar el sensor de la estación se colocó a una distancia de 3-4 m de la estructura metálica y de la caja de madera que contenía baterías, registrador y resto del equipo.

Nombre	Latitud	Longitud	Elevación
ARGEN	-36.699	-70.582	1977
SEPUL	-36.637	-70.601	1787
VALDE	-36.675	-70.617	1613
CASTI	-36.680	-70.515	2478

Tabla III-I Nombre de las estaciones, con su ubicación en WGS 84, y su elevación en m.

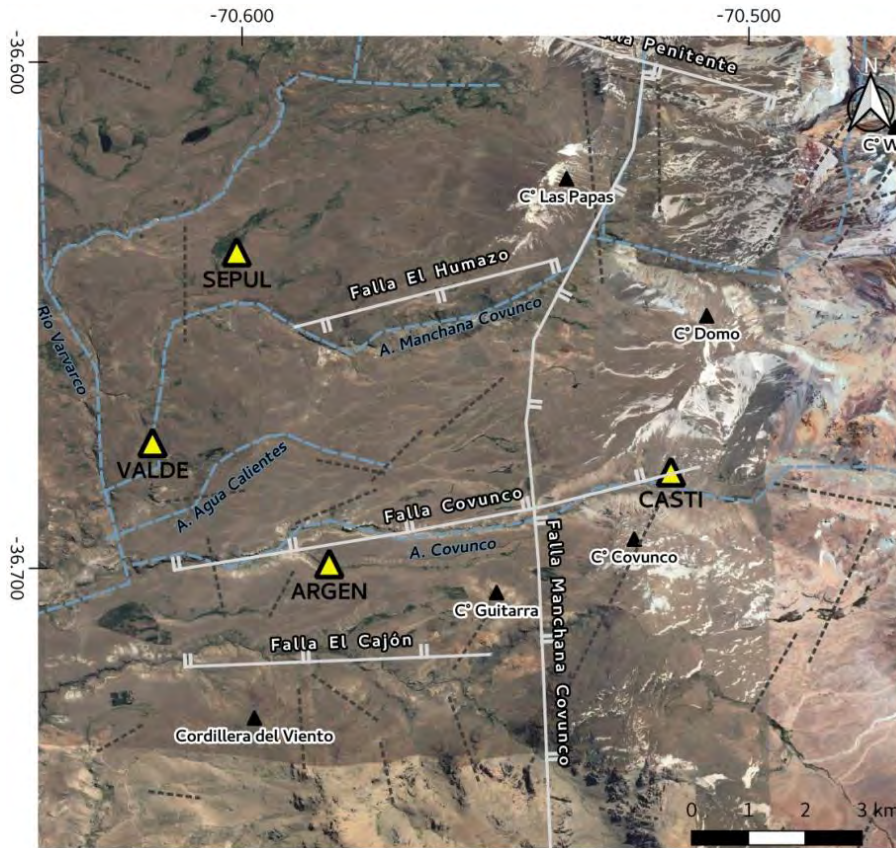


Figura III-I. Imagen satelital de la región geotermal del Domuyo. De la recopilación bibliografía se tomaron los lineamientos inferidos los cuales se representan con líneas punteadas (Galletto et al., 2018; Pesce, 1987; Mariot, 2008) y las líneas continuas grises corresponde a la falla Penitentes (Mariot, 2008), las fallas El Humazo, Covunco y El Cajón (Galletto et al., 2018) y la falla Manchana Covunco (Pesce, 1987). Las ubicaciones de las estaciones sismológicas pertenecientes a la red local 2015/2016 se muestran con triángulos amarillos.



Figura III-II. Fotografías (en perfil y planta) de los sensores y registradores utilizados en la red local Domuyo 2015-2016. Las dos fotografías inferiores muestran la instalación de dos estaciones sismológicas.

III.I.II Red sismológica Local 2019/2021

Debido a la inflación observada en el Domuyo de aproximadamente 15 cm/año (Lundgren et al., 2018; Astort et al., 2019) y considerando el gran número de eventos detectados en el período diciembre 2015 – marzo 2016, más el aumento de la sismicidad detectada por redes regionales, surgió el interés de desplegar una nueva red local, que abarcara no solo la región geotermal sino también el cerro Domuyo (fig. III.3).

Este experimento tuvo una primera etapa de búsqueda de lugares adecuados desde el punto de vista de la geometría de la red sin perder el factor de la seguridad del equipamiento, tratando de ubicar lugares cuidados por los puesteros de la zona. Para esto se consiguió una base de datos de puestos de la región la cual fue analizada mediante imágenes satelitales a fin de visualizar caminos de accesos en vehículos 4x4. Una vez dispuestos el conjunto de posibles sitios para la ubicación de las estaciones sismológicas se realizó la campaña de campo que se extendió desde el día 11 hasta el día 15 de diciembre del 2019 (fig. III.4 y III.5).

De las 8 estaciones instaladas 3 de ellas corresponden a equipos de banda ancha (Guralp 6T) y los 5 restantes son sensores de banda muy ancha (4 Trillium 120PA y 1 Trillium Compact). Considerando el conocimiento ya adquirido de la sismicidad en la zona se seleccionó entre 10 VPP y 20 VPP (dentro de la configuración del registrador) a fin de detectar la mayor cantidad de eventos de magnitudes pequeñas. La frecuencia de muestreo en todas las estaciones fue de 200 muestras/s a excepción de la estación ELIA que registro a 100 muestras/segundo.

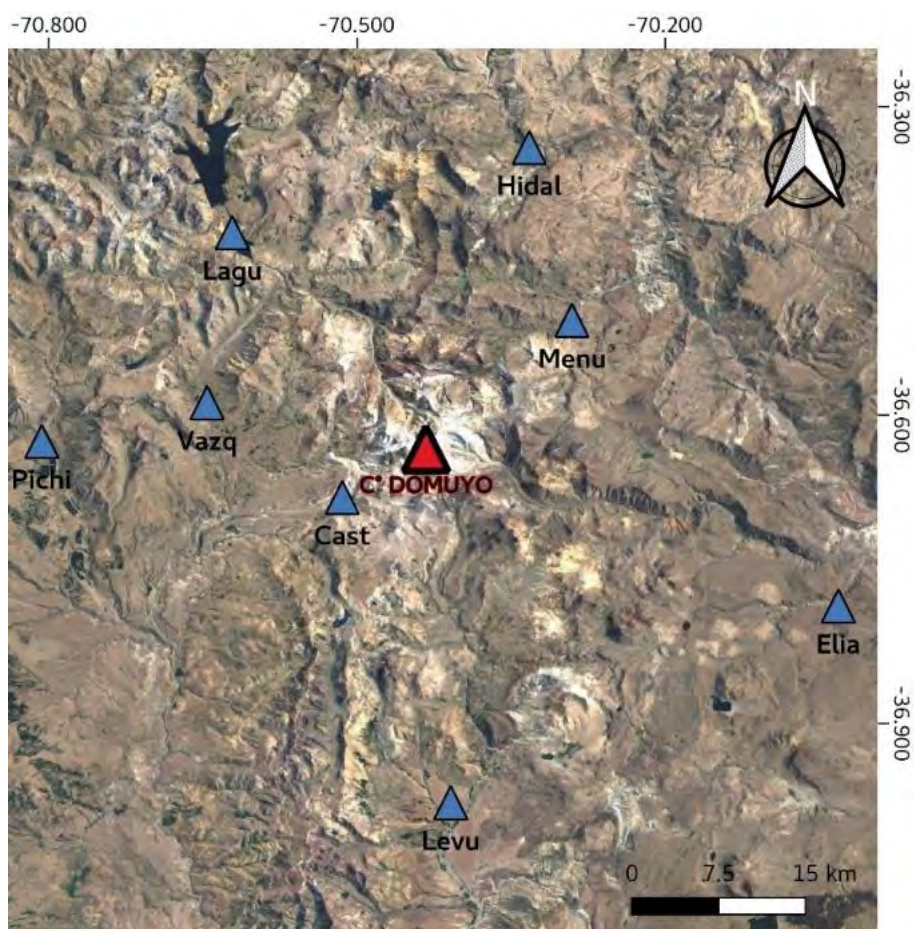


Figura III-III. Ubicación de la red Domuyo instalada que registró desde el 15 de diciembre de 2019 hasta el 17 de enero del 2022. El triángulo rojo representa al Domuyo. Los triángulos azules representan la ubicación de cada estación.



Figura III-IV. Fotografías de la instalación red las estaciones de la red Domuyo 2019/2021.



Figura III-V. Fotografías de las estaciones, tomadas en septiembre del 2020. imagen A, pertenece a la estación LAGU, la misma se encuentra tapada completamente por la nieve y B es una fotografía de la estación VAZQ.

III.I.III Redes Sismológicas Regionales

Al realizar la visualización del registro continuo de la red local 2015-2016, detecte además de los eventos locales característicos de la zona volcánica, eventos con claros arribos de la onda P y de la S, con una diferencia mayor a los 10 segundos entre un arribo y el siguiente. Estos eventos presentaron mayor magnitud coda que los eventos volcánicos.

Esta diferencia de tiempo me permitió clasificarlos como eventos regionales. Se identificaron más de 50 eventos regionales, que fueron relocalizados con estaciones del IGSV (Instituto Geofísico Sismológico Volponi) que se encuentran en la provincia de Neuquén cercanas a la zona de estudio, cubriendo el sector este. Para cubrir el lado oeste utilice el registro de cuatro estaciones de Chile de FDSN (Federation of Digital Seismograph Networks). Todas las estaciones cuentan con equipos de banda ancha.

El sismo del 27 de marzo del 2019 es el evento cortical de mayor energía reportado (NEIC, USGS) para la zona de interés. Por lo cual, relocalice este evento utilizando un total de 57 estaciones sismológicas. En una primera etapa utilice las estaciones del IGSV y para mejorar la cobertura acimutal, (la zona faltante del noroeste y suroeste) use el registro continuo de la red del Centro Sismológico Nacional de la Universidad de Chile. (CSN, <http://www.csn.uchile.cl/red-sismologica-nacional>). Tabla III-II.

Año	Tipo de Red	Ente Encargado	Cant. de Est.	Usos
2015/2016	Red Local	IGSV	4	
2019/2021	Red Local	IGSV	8	
2015/2016	Red Regional	IGSV	11	Utilizadas para relocalizar los eventos Regionales detectados por la red local 2015/2016.
2015/2016	Red Regional	FDSN	4	
2019	Red Regional	IGSV	19	Utilizadas para localizar el sismo del 27 de marzo del 2019 y calcular el mecanismo focal.
2019	Red Regional	CSN	38	
2020	Red Regional	IGSV	11	Utilizadas para complementar el cálculo de los mecanismos focales de los eventos registrados por la red local 2019/2020.
2020	Red Regional	FDSN	6	

Tabla III-II. Descripción de las redes utilizadas para realizar esta tesis.

III.II Datos Magnéticos

El método magnético fue utilizado para la exploración y estudio de la corteza, siendo una técnica no invasiva. Este método estudia las variaciones laterales de las propiedades magnéticas que causan las anomalías en el campo magnético terrestre (Hinze et al., 2013), delimitando fallas y lineamientos estructurales, cuerpos y contactos.

Los datos utilizados en esta tesis, son datos inéditos obtenidos a través de vuelos aeromagnéticos por la Empresa Carson Aerogravity, realizados entre noviembre de 2004 y febrero de 2005. Se midieron líneas E-O separadas cada 2 km y líneas de control N-S espaciadas cada 10 km, a una altitud de 5200 metros con una resolución de 1 nT. Figura III.6.



Figura III-VI. Imagen satelital que abarca la zona donde se realizó el relevamiento de datos. Se grafica con líneas continua negras las líneas de vuelo.

III.III

Datos gravimétricos

En el año 1983, la JICA realizó mediciones gravimétricas en la zona geotermal del Centro Volcánico Domuyo haciendo un levantamiento de 316 puntos (fig. III.7), cada punto con un intervalo de 800 metros de distancia al siguiente. Para realizar un mayor detalle de estudio en el centro de la zona donde se encuentran las intersecciones de las fallas y las manifestaciones geotermales. Se realizaron mediciones cada 400 metros de distancia de un punto al otro, generando así un grillado completo, abarcando la zona detalladamente. Estos datos fueron tomados con un gravímetro LaCoste & Romberg G204, que tiene un alcance de medición de 0 a 7261.53 mgal (JICA 1983).

A principios del año 2015, en el marco del proyecto de investigación **2014/2016.- PIO CONICET-FUNDACION YPF N° 13320130100212CO** *“Integración de estudios geológicos, geofísicos y geoquímicos del área Domuyo (provincia de Neuquén). Caracterización y controles del campo geotérmico”*, se accedió a la zona para realizar la validación de los datos del JICA mediante remediación de determinados puntos con un gravímetro SCINTREX CG-5. Esta remediación fue realizada por la Dra. Silvia Miranda de la Universidad Nacional de San Juan quien amablemente compartió esta información luego de corroborar su ajuste con los datos tomados por la JICA. La vinculación la realizó con un punto de gravedad absoluta ubicado en Chos Malal. Este instrumento posee control de reajustes por mareas, temperatura, deriva, vibraciones y desnivelación, capaz de medir con precisión en condiciones climáticas extremas (-40 C, +50 C). La precisión de medición del CG-5 es de 0,005 mGal. Posee posicionamiento GPS y sistema automático de adquisición de datos, frecuencia de medición 6 Hz, rango de medición 8000 mGal (<https://scintrexltd.com>).

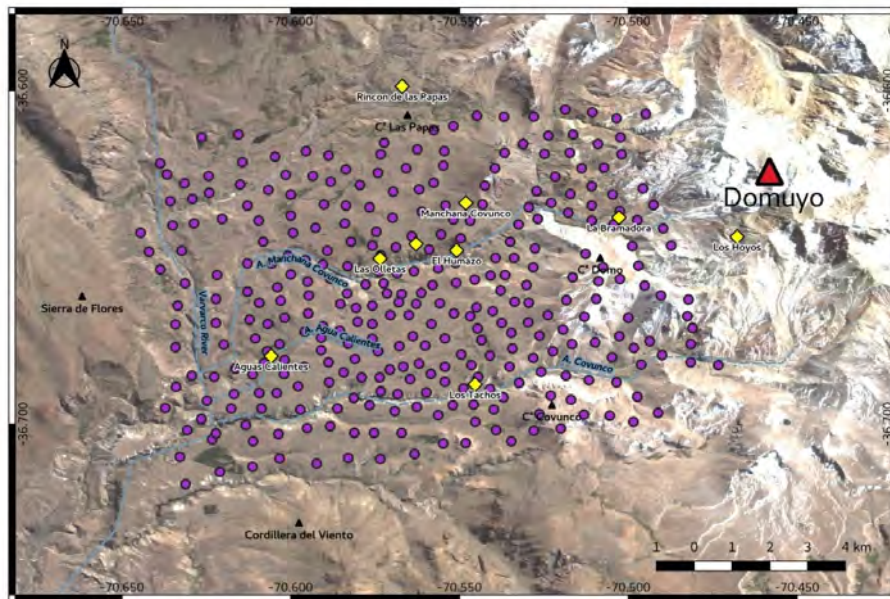


Figura III-VII. Ubicación de los puntos de medición de los datos gravimétricos representados con círculos violetas. Con rombos amarillos se marca la ubicación de las manifestaciones geotermiales.

CAPÍTULO IV METODOLOGÍA EMPLEADA

A continuación, se realizará una descripción de las metodologías geofísicas aplicadas, a partir de la obtención de los datos, para el procesamiento de los mismos y obtención de los resultados.

IV.1 Sismología.

Los volcanes activos producen una amplia variedad de señales que se originan en el transporte de fluidos (magmáticos e hidrotermales) y su interacción con la roca sólida. Las señales típicas incluyen (1) sismos de falla que reflejan la respuesta de la roca a los cambios de estrés inducidos por el movimiento del magma; (2) oscilaciones de presión que acompañan la dinámica de líquidos y gases en conductos y grietas; y (3) fractura y fragmentación de magma (Chouet, 2013). Los sismos se originan usualmente en fallas, y en muchos sistemas geotermales, las fallas son el principal canal a través del cual los fluidos asociados al reservorio pueden aflorar a superficie. A fin de comprender el comportamiento de un volcán es muy importante identificar las señales sísmicas que se generan en su entorno, por este motivo se debe instalar una red local donde se pueda observar la sismicidad o microsismicidad característica de una zona volcánica.

Para poder realizar el estudio de las señales sísmicas se siguen una serie de pasos que se sintetizan de la siguiente manera:

- I. Visualización de registros sísmicos y base de datos
- II. Clasificación
- III. Localización de eventos
- IV. Cálculos de las magnitudes
- V. Cálculo de mecanismos focales

A continuación, se detalla el método empleado en cada etapa.

IV.1.1 Visualización de los registros y base de datos.

Se visualizó todo el registro en ventanas de 15 minutos en donde se identificaron los eventos, a los cuales una vez identificados se le realizó un análisis frecuencial para poder clasificarlos conjuntamente con su forma de onda.

Una vez identificado el evento (fig. IV.1), el segundo paso consiste en cortar ese evento para clasificarlo de acuerdo a sus características.

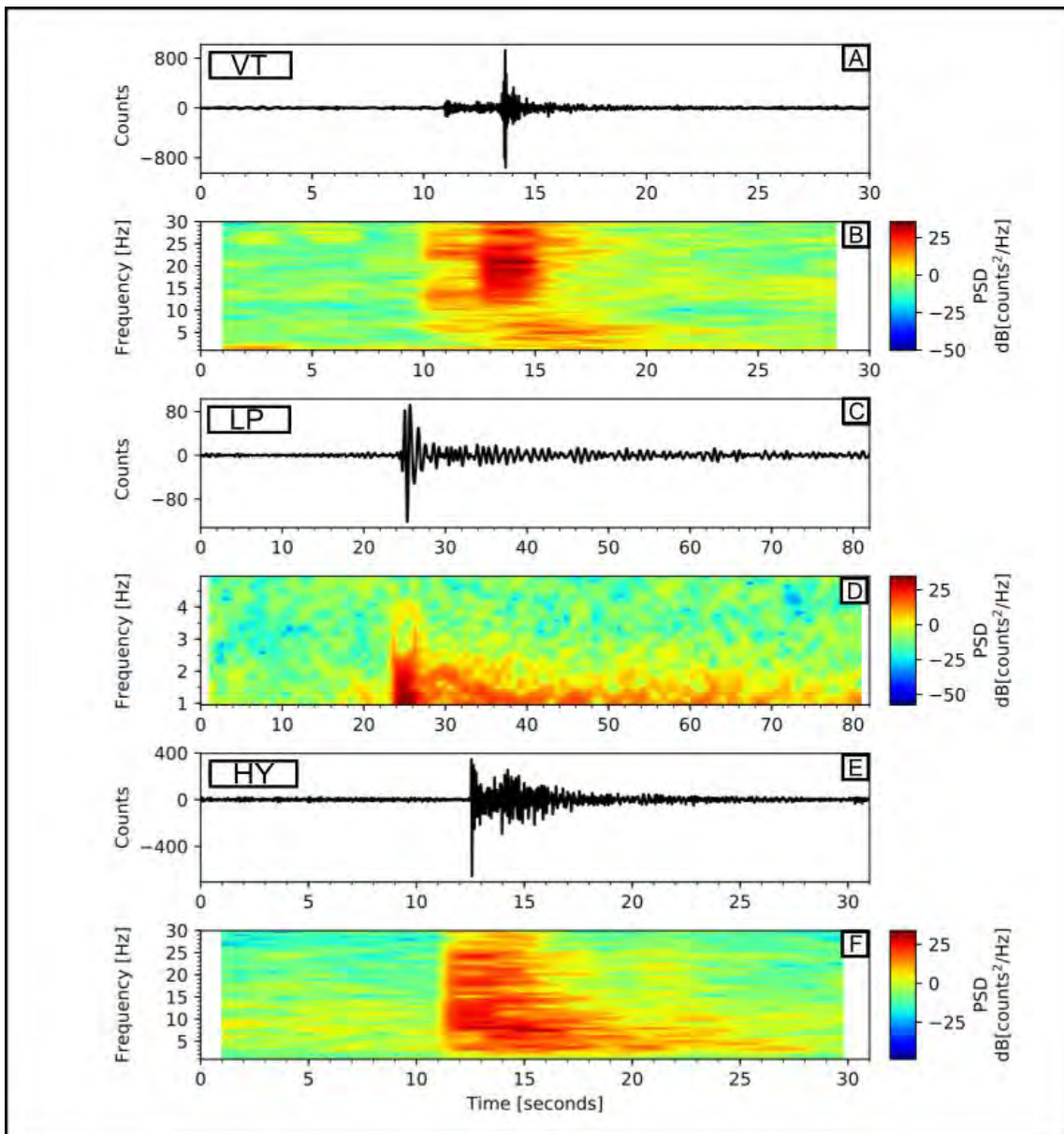


Figura IV-1. Imagen donde se muestra cómo se realizó la visualización de los eventos volcánicos, donde A, C y E, muestran las formas de onda de 3 eventos volcano tectónicos (VT), largo periodo (LP) e híbridos (HY), y la figura B, D y F se muestra el diagrama de frecuencia espectral característico de cada evento.

La respuesta instrumental de cada estación (experimentos locales) se obtuvo con el software libre *Portable Data Collection Centers* (PDCC), de *Incorporated Research Institutions for Seismology* (IRIS). A diferencia del resto de los eventos detectados en esta tesis, los datos de la red 2019/2021, se procesaron con el software Seiscomp donde se detectaron un total de 50 eventos. Cada uno de estos eventos fue localizado, solo presento en esta tesis los eventos corticales con epicentro en la zona de estudio, de los cuales solo encontré 4 soluciones de mecanismos focales.

Para las dos redes tanto local como regional la base de datos se conformó dentro de la plataforma SEISAN (Havskov & Ottemöller 2010). Esta plataforma contiene una serie de subdirectorios que residen en un directorio principal llamado SEISMO, la forma de onda se encuentra en formato minisee y se visualizó en ventanas de 15 minutos para tener un mejor detalle de la misma. Una vez armada la base de datos, con el programa SEISAN se realizó la visualización, identificación, clasificación y localización de los eventos. Se unieron los sismogramas de las estaciones del IGSV con las de la Red Chilena, para poder identificar y localizar los eventos con mayor exactitud.

El paquete de programas SEISAN (Seismic Analysis System) fue desarrollado en la Universidad de Bergen, Noruega. Es un conjunto completo de programas que permite armar de forma simple una base de datos para el análisis de los terremotos de datos digitales (Havskov et al., 2007; Ottemöller et al., 2011). Con SEISAN es posible utilizar los sismogramas de sismos locales y globales e introducir manualmente las lecturas de fase, editar eventos, determinar los parámetros espectrales, el momento sísmico, el azimut de la llegada de las estaciones de tres componentes, los epicentros de trazado entre otros.

IV.I.II Clasificación.

La clasificación de eventos en sismología volcánica es controversial, cada volcán posee características particulares por lo que es muy difícil encontrar volcanes que se comporten de manera análoga y por lo tanto tengan registro sísmico idénticos, siempre se intenta hacer un catálogo, aunque sea a grandes rasgos de los eventos volcánicos. Numerosos autores estudiaron los registros volcánicos desde Omori (1912), quien hizo una primitiva clasificación

de terremotos de acuerdo a si ocurrían simultáneos o no a la erupción, nombrándolos de Tipo A y Tipo B. Posteriores a este vinieron por ejemplo Sassa (1935), Shima (1958) y Minakani (1960, 1974) que a lo ya observado por Omoni le sumaron los terremotos volcánicos tipo A o VT someros de alta frecuencia.

Power et, al. (1994), realizaron una clasificación mayor que los anteriores autores mencionados, reconocieron a los Híbridos y proponen un origen a los eventos de largo periodo o LP, con una clasificación más extensa y de detalle y con conceptos más claros. Posteriormente investigadores como por ejemplo Chouet et, al. (1994), Lahr et, al. (1994), McNutt (1996), Zobin (2003) y McNutt (2005), han dedicado sus investigaciones a profundizar los conceptos de la clasificación, determinando las características de cada evento, de acuerdo con su zona de estudio, pero buscando alguna similitud con otras zonas ya estudiadas.

En este trabajo para los datos de la red local 2015/2016 se utilizó la clasificación de Larh et, al. (1994) y la de McNutt (2005), esto es el registro sismológico se clasificó de acuerdo a su forma de onda y su contenido espectral. La clasificación realizada es muy básica considerando las características de nuestros equipos (solo componente vertical), la cantidad de estaciones y la poca cobertura acimutal para los sismos que se encuentran alejados a la zona geotermal. En esta red también se encontraron sismos de carácter regional los cuales al localizarlos con las 4 estaciones daban un error acimutal muy grande, para disminuir ese error y mejorar la localización se solicitaron los datos continuos a la FDSN (estaciones de Chile), y se utilizaron los datos de estaciones del IGSV ubicadas en la provincia de Mendoza y Neuquén. Descriptas en el capítulo anterior como red regional.

A continuación, se describen las principales características de cada evento que fue identificado en el registro continuo de los datos.

IV.I.II.I Eventos de Alta Frecuencia, VT

Los eventos de alta frecuencia o eventos volcano tectónicos (VT), son sismos tectónicos, que se generan en el cono volcánico o en la corteza cerca de él (hasta aproximadamente 15 km de profundidad), y pueden ser generados por tectónica regional, carga gravitacional, efectos de la presión de poros e hidrofracturación, fuerzas volumétricas y termales asociadas a intrusión de magma, enfriamiento o la combinación de estos (McNutt, 2005).

Se caracterizan por tener un inicio impulsivo de onda P y una onda S marcada, poseen un espectro de frecuencial de 5 a 15 Hz. Figura IV.1 A y B (Lahr et al., 1994). Su nombre deriva de la similitud que poseen con los sismos tectónicos, pero los VT son inducidos o generados por procesos magmáticos (Chouet et al., 1994). Se pueden agrupar en dos grandes categorías según Lahr et al. (1994), VT someros y VT profundos, ambos tienen un claro arribo de las ondas P y S, pero los profundos poseen una coda muy corta. En esta tesis la mayoría de los VT detectados son someros.

IV.I.II.II Eventos de Baja Frecuencia, LP

Los eventos de Baja Frecuencia o de período largo (LP) son típicos de volcanes activos. Sus fases iniciales son indefinidas (Figura IV.1 C y D), por lo que es difícil determinar el momento exacto de arribo de las ondas, el contenido espectral de la señal es de 0.5–5 Hz, son señales con una envolvente con forma de huso y con duración menor a 60 s (Ibañez, et al., 2000). Su origen se relaciona con movimientos de fluidos y/o vibración de grietas o fracturas llenas de fluidos magmáticos (gases o magma) (Lahr et al., 1994). Chouet (1994) presta atención a la generación de enjambres de LP como precursores de erupciones.

Dentro de los LP se encuentran una gran variedad de subclasificaciones, pero debido a las limitaciones de los equipos para la campaña de estaciones locales efectuada en 2015/2016 (componente vertical solamente) los LP no pudieron ser localizados por lo que solo los clasifique y contabilice para poder comparar su ocurrencia con los volcanotectónicos.

IV.I.II.III Eventos Híbridos (HY)

Los eventos híbridos son considerados mixtos, tienen un inicio de alta frecuencia mayor a 10 hz, más pronunciado que los LP y muestran una mezcla de primeros movimientos característicos de los VT (Figura IV.1 E y F). Sus codas son dominadas por un tren de ondas no dispersivas armónicas características de los LP (Lahr et al., 1994). Pueden ser el resultado de rupturas frágiles en el interior del magma semisólido o en la interfaz entre el magma y el conducto magmático, por lo tanto, pueden asociarse a episodios pre eruptivos (Ibáñez, 1997; Ibáñez et al., 2000).

Chouet et al., (2013) manifestaron que un evento híbrido es un evento LP para el cual el mecanismo desencadenante es una falla de corte. Los primeros movimientos mixtos son mucho más críticos en la clasificación de un evento como un híbrido que presentan frecuencias altas en el inicio, pero luego disminuyen.

Los eventos híbridos identificados en el registro de los 93 días (verano 2015/2016) al igual que los eventos de baja frecuencia descritos en el apartado anterior no se han podido localizar. Por lo que solo se identificaron y clasificaron dejando su estudio para una siguiente etapa.

IV.I.II.IV Eventos Regionales (RE)

Para clasificar e identificar los eventos con la red sismológica local se tuvo en consideración la diferencia de tiempo mayor a 10 segundos entre el arribo de las ondas P y de las S, una vez identificado el evento y localizado con nuestra red local se procedió en buscarlo en el resto de las redes regionales, para que, con la lectura de fases de varias estaciones, se lograra una localización más precisa. También se visualizaron en el diagrama de frecuencias, donde se identificaron por su baja frecuencia (menor a 5 hz) y su duración en el tiempo. En la figura IV.2 se muestra una ventana de análisis en el software SEISAN donde se observa la forma de onda del sismo del 13/12/2015, el cual ya se encuentra picado y localizado, en las estaciones de una componente de la red local y en las tres componentes de la red regional. Obsérvese la diferencia de arribo entre las dos ondas (P y S).

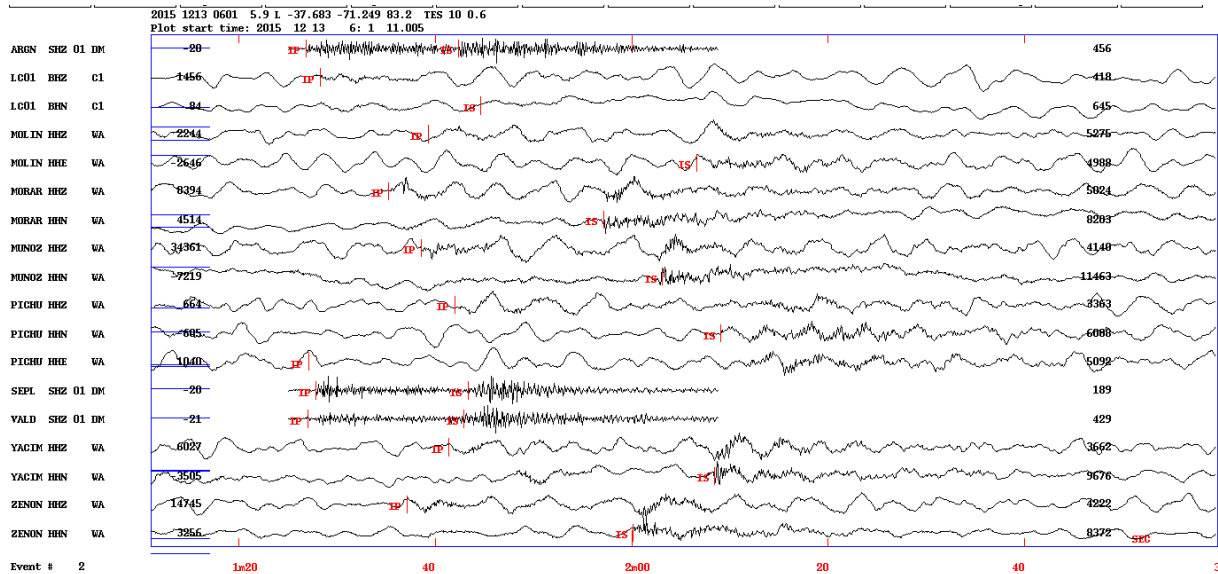


Figura IV-II. Ventana de SEISAN, forma de onda del sismo del 13 de diciembre del 2015, con IP se marca el arribo de la onda P y con IS el arribo de la onda S.

IV.I.III Localización de eventos

El hipocentro de un sismo se define por cuatro valores que lo identifican: tiempo (t_0), latitud (x_0), longitud (y_0), y la profundidad (z_0), que representan en el tiempo y en el espacio el comienzo de la liberación de energía. Normalmente x_0 , y_0 se miden en coordenadas geográficas, y z_0 en km. Para determinar los parámetros hipocentrales se utilizan los tiempos de llegada de las fases de las ondas sísmicas a las estaciones sismológicas disponibles en la región cercana al hipocentro del sismo. El tiempo de arribo teórico se calcula utilizando un modelo de velocidades unidimensional (1D) en donde se describe la velocidad aparente de las ondas en cada capa del suelo.

En un medio homogéneo donde la velocidad v es constante y para cualquier tipo de onda (P o S), el tiempo de arribo (t_{arr}) a una estación localizada en $\mathbf{x} = (x, y, z)$ que proviene desde una fuente sísmica ubicada en $\mathbf{x}_0 = (x_0, y_0, z_0)$, esta dado por (Karasozen et. al., 2020):

$$t_{arr} = t_0 + \frac{1}{v} [(x - x_0)^2 + (y - y_0)^2 + (z - z_0)^2]^{\frac{1}{2}} \quad \text{IV.1}$$

Cuando la velocidad varía en el espacio $v(x)$, el tiempo de arribo es expresado con la integración del recorrido de la onda S.

$$t_{arr} = t_0 + \int_{r_0} u(r_0) d(s) \quad \text{IV.2}$$

Donde $u(x) = 1/v(x)$ es la lentitud del medio y $r_0(s)$ es un punto de distancias a lo largo del camino de la onda r desde la fuente a la estación.

En un medio heterogéneo como es la Tierra, los tiempos de arribo observados (N) de las fases sísmicas (onda P y/o S) forman el siguiente vector de datos:

$$\mathbf{d}_{obs} = (t_{arr}^1, \dots, t_{arr}^N)^T \quad \text{IV.3}$$

El origen espacial (x, y, z) y el tiempo de origen (t) de un sismo son los parámetros del modelo y se puede representar como el vector modelo $\mathbf{m} = (x, y, z, t)^T$. Las ecuaciones IV.1 y IV.2 se pueden escribir como:

$$\mathbf{d}_{obs} = g(\mathbf{m}) \quad \text{IV.4}$$

Donde $g(\mathbf{m})$ es una función no lineal, que predice los tiempos de arribos para un modelo \mathbf{m} .

El proceso de localización presenta algunos problemas, entre los que se destaca la identificación de las fases (por ejemplo, cuando los arribos son emergentes), y la elección de un modelo de velocidades que permita calcular la propagación de las ondas.

La profundidad hipocentral es el parámetro más difícil de determinar debido a que la derivada del tiempo de viaje con respecto a la profundidad cambia muy lentamente en función de la profundidad, a menos que la estación esté muy cerca del epicentro. En otras palabras, la profundidad se puede mover hacia arriba y hacia abajo sin cambiar mucho el tiempo de viaje. La incertidumbre en la localización entonces va a estar determinada por la precisión en la elección de las fases (sujeta a si la fase en su comienzo es impusiva o emergente), la representatividad del modelo de velocidad 1D para la región de estudio, y la cobertura de estaciones alrededor del evento.

En esta tesis las localizaciones se hicieron usando el conocido software **HYPOCENTER**

y luego fueron relocalizadas por el método de la localización conjunta usando el programa **JOIN HYPOCENTER DETERMINATION (JHD)**.

IV.I.III.I HYPOCENTER

En este trabajo la localización de los sismos se realizó con el software HYPOCENTER (Lienert y Havskov 1995) escrito en Fortran77, el cual es un algoritmo iterativo que encuentra el hipocentro y tiempo origen de eventos individuales. En su primera etapa este algoritmo hace una elección estimativa del hipocentro y tiempo origen (x_0, y_0, z_0, t_0) , una forma de realizar esto es tomar como valor inicial la localización y tiempo de arribo de aquella estación en que el tiempo de arribo es menor. Con el fin de tender a la linealización del problema, se asume que el hipocentro real está suficientemente cercano a este valor inicial adoptado, de modo que los residuos calculados para el hipocentro de prueba serán función lineal de las correcciones hipocentrales (Havskov y Ottemöller 2010). En una segunda etapa el software analiza los datos de las distintas fases disponibles para determinar una primera localización, esto se hace mediante el cálculo de los residuos de tiempo de viaje, tomándose como localización inicial aquella que presente el mínimo residuo (Havskov y Ottemöller 2010). Luego se toma esta localización como la nueva entrada (x_0, y_0, z_0, t_0) para la siguiente iteración. El método continúa hasta hacer el residuo lo suficientemente pequeño siguiendo un criterio determinado de convergencia.

Un importante factor a tener en cuenta durante el uso de HYPOCENTER es el control de la independencia entre parámetros hipocentrales (Lienert 1994). Esto hace examinando la “Matriz de Resolución” teniendo en cuenta que mientras más se aproxime a la matriz identidad es mayor la independencia de los parámetros hipocentrales.

HYPOCENTER permite cambiar su configuración de “default” mediante parámetros de testeo. El parámetro más crítico que afecta el comportamiento del programa es el amortiguamiento (damping), para el cual se busca encontrar un valor con una relación de compromiso entre la estabilidad y la velocidad de convergencia de la solución. Se comienza con un amortiguamiento de 0.005 (encontrado empíricamente, ver Lienert 1994). Cuando el

residuo aumenta, aumentamos el amortiguamiento por un factor de 4, cuando el residuo disminuye, disminuimos el amortiguamiento por un factor de 0.6; de esta forma se incrementa la velocidad de convergencia mientras se mantiene estable la solución (Lienert et al., 1986).

IV.I.III.II JOIN HYPOCENTER DETERMINATION

Join Hypocenter Determination (JHD), localiza múltiples eventos de manera conjunta, y fue utilizado primeramente por Douglas (1967). Es un algoritmo basado en mínimos cuadrados que resuelve conjuntamente la localización hipocentral y las correcciones de estaciones usando una sola fase. La corrección de estación es un término de tiempo constante que es calculado a partir de tiempos de viajes residuales superiores de cada estación y luego se suma a todos los tiempos de viaje modelados a la estación correspondiente para tener en cuenta la estructura de velocidad desconocida (Husen y Hardebeck 2010; Bondár et al., 2014). JHD se amplió aún más para resolver la profundidad focal e incluir otras fases por Dewey (1972). Esta metodología, conocida como Join Hypocenter Determination (JHD) es una formulación ampliamente utilizada que simultáneamente localiza grupos de eventos, calcula correcciones de estación y agrega estas correcciones para mejorar las localizaciones (Bondár et al., 2014). Estas correcciones de estación, si se cumplen las condiciones apropiadas, absorben la parcialidad de velocidades desconocidas y, por lo tanto, mejoran las localizaciones (Pujol 2000).

Douglas (1967) y Dewey (1972) descubrieron que las soluciones de JHD no son únicas a causa de la compensación de tiempo de origen con las correcciones de la estación.

Por lo tanto, un evento estudiado (maestro), cuyos parámetros de hipocentro ya se conocen de forma independiente, puede usarse para determinar las correcciones de la estación y así se guarda fijos para relocalizar el resto de los sismos relativos a él. También conocido como la técnica del evento maestro (Evernden 1969). Esto elimina la parcialidad proveniente de la velocidad estructural desconocida específicamente cuando los eventos están poco espaciados y la distancia entre las estaciones es muy amplia (Bondár et al., 2014).

Muchas adaptaciones de JHD fueron desarrolladas para no requerir el uso de eventos maestros (Kissling 1988; Pujol 1988), como el método de estación estática (ST). El método ST, (Fröhlich 1979; Pujol 1988) asigna una corrección de tiempo de viaje a cada estación, y calcula localizaciones relativas similares a la técnica de posición hipocentroidal (Jordan y Sverdrup 1981) dentro de grupos de eventos espacialmente compactos.

El programa genera una matriz de vectores, que la resuelve iterativamente para cada vector dejando el otro fijo, en el primer paso deja las correcciones de estación fijas. Cada evento puede ser localizado separadamente de los otros eventos. El proceso se repite hasta que el algoritmo converge y obtiene un nuevo conjunto de ubicaciones y estaciones.

Una de las mayores ventajas del JHD es que tiene en cuenta las variaciones laterales de velocidad. Sin embargo, lograr ubicaciones absolutas imparciales puede ser desafiante en los casos donde las variaciones laterales son especialmente pronunciadas y los grupos relativos de eventos pueden aún conducir a varias soluciones.

IV.I.IV Cálculo de magnitud

Un sismo se identifica por sus cinco parámetros principales, tiempo origen, longitud, latitud, profundidad y magnitud. Este último es una medida instrumental y cuantitativa, de la cantidad de energía elástica liberada en el foco sísmico. El cálculo de la magnitud es importante para diversos estudios. En primer lugar, la determinación de la energía liberada permite calcular lo que podríamos llamar el tamaño del terremoto. Junto con otros factores, también es utilizada a la hora de estimar el daño potencial que puede haber generado el sismo. Finalmente, es una variable fundamental para estimar y/o predecir el movimiento del suelo y calcular la peligrosidad sísmica en una determinada región. Tal y como está definida, la magnitud no tiene límite superior ni inferior. El terremoto de $M_W=9.5$ (Cifuentes 1989; Barrientos and Ward 1990; Moreno et al., 2009) ocurrido en 1960 en Valdivia – Chile ha sido el evento sísmico más grande registrado (Kanamori, 1977).

El concepto de magnitud fue introducido por Richter (1935), el mismo demostró que cuanto mayor es la energía liberada, mayor es la amplitud del movimiento del suelo registrado en el sismograma. La magnitud permite medir el tamaño del sismo independientemente de la distancia epicentral. Para su determinación existen varias escalas de magnitud, dependiendo

del instrumental utilizado o el tipo de onda (fase) sobre el que se mida la máxima amplitud del movimiento, entre otros. La primera es la escala de magnitud local M_L (Richter 1935, 1958), a partir de la cual se han propuesto otras, como la magnitud de la onda superficial M_S , la magnitud de las ondas de cuerpo M_b , la magnitud coda M_c o de duración, y la magnitud momento M_w (Kanamori 1977; Lee y Stewart, 1981).

IV.I.IV.I Magnitud coda (M_c)

Esta magnitud se obtiene a partir de la duración del registro sísmico. La coda de un sismograma corresponde a la parte tardía de la señal que decrece monotónicamente conforme pasa el tiempo hasta alcanzar su nivel original, previo al sismo. La duración de la coda es proporcional al tamaño del sismo, aunque puede verse afectada por otros factores, como lo es la naturaleza del suelo en el que se encuentra la estación. (Suteau y Whitcom, 1979).

El largo de la coda ($t_c = t - t_0$) está definido como la duración total en segundos del registro del sismo, o sea el arribo de tiempo t menos el tiempo origen t_0 . Generalmente para ver ese final es recomendable filtrar y ampliar esa zona del registro (Havskov, 2006). El final de la coda se considera, el arribo de las ondas dispersadas cuando éstas son superiores al ruido de fondo. Si el sismo es grande, el tiempo es largo, ya que es proporcional a su magnitud. Como las amplitudes más fuertes son de la onda S, generalmente la onda dispersada es la S. El decaimiento de la amplitud de la señal dispersada es inversamente proporcional a la distancia y por ello la magnitud puede ser expresada de la forma.

$$M_c = a \log(t_c) + c \quad \text{IV.5}$$

donde a y c son constantes.

Sin embargo, tradicionalmente se mide desde la onda P, por lo cual queda como

$$M_c = a \log(t_c) + b \cdot \text{distancia} + c \quad \text{IV.6}$$

Donde distancia , es la distancia hipocentral y b una constante.

Las codas son independientes de la naturaleza de las fuentes, la distancia epicentral y la geología regional, pero dependen fuertemente de la magnitud. La amplitud de la coda en función de la distancia y es casi constante si se mide a un tiempo mayor que dos veces el tiempo de viaje de la onda S. Además, el contenido espectral de la porción final es similar en todas las regiones y por ello es una medida confiable de la magnitud.

IV.I.IV.II Magnitud Local (M_L)

Fue definida para sismos locales en California para un radio de aproximadamente 700 km y se determina a partir de la máxima amplitud registrada por un sismógrafo Wood Anderson con constantes específicas ($T_0= 0.8$ segundos, amplificación estática de 2800 y factor de amortiguamiento de 0.8). Para su determinación se utiliza la siguiente expresión:

$$M_L = \log A - \log A_0 \quad (\text{N}) \quad \text{IV.7}$$

Donde A es la máxima amplitud de la traza registrada y A_0 la amplitud máxima que sería producida por un sismo patrón o sismo cero, siendo éste aquel sismo que a 100 km de distancia epicentral se le registra una amplitud máxima de 1 μm . Debido a que la escala de magnitud es logarítmica, el incremento en una unidad de magnitud significa un aumento en diez veces el de la amplitud de las ondas en el sismograma, lo cual no debe confundirse con lo que sucede con la energía sísmica liberada en donde un incremento en magnitud equivale a un aumento de energía de aproximadamente 31.5 veces.

La medida de magnitud será una buena estimación de la energía liberada por el sismo solamente si el periodo de la onda que se mide es mayor que la duración del proceso de ruptura a lo largo de la falla o cuando la dimensión de la ruptura sea menor que las longitudes de ondas empleadas para la determinación de la magnitud. Cuando estas condiciones no se cumplen se dice que la escala de magnitud sufre saturación.

Los problemas de saturación de las escalas de magnitud se resuelven introduciendo el

concepto de momento sísmico, definido como una medida del tamaño de un sismo basado en el área de ruptura de falla, la cantidad promedio de deslizamiento y la fuerza que se requirió para superar la fricción que mantuvo las rocas juntas que se compensaron con fallas. Este ha aportado una forma de calcular el tamaño de un sismo en función de las propiedades físicas de la roca y de las dimensiones del área de ruptura. Es a partir de este concepto que se ha desarrollado la magnitud momento M_w .

IV.I.V Cálculo de Mecanismos Focales.

Los mecanismos focales describen la orientación de la falla y el deslizamiento sufridos en el plano de ruptura. Una forma de determinarlos es con los primeros movimientos de la onda P. El método lleva implícita la ambigüedad de que el plano de falla puede ser cualquiera de los dos planos nodales. La ambigüedad deriva de “ver” a la fuente como puntual (Aki and Richards, 1980). Se utiliza este método tradicional ya que registros de sismos con $M < 3.5$ están grandemente influidos por la estructura cortical por debajo de la estación, por lo que a menos que esa estructura sea muy bien conocida es difícil obtener resultados con técnicas de inversión de tensor momento sísmico (ej., Randall et al., 1995).

El movimiento causado por la activación de una falla puede describirse en forma simple mediante la orientación del plano de falla (rumbo y buzamiento) y la dirección de deslizamiento a lo largo de ese plano (ángulo de deslizamiento o rake). Un ejemplo sintético de esto es el graficado en la figura IV.3. El rumbo (ϕ_1), es el ángulo medido desde el norte en sentido horario y la dirección del eje x_1 , su valor varía de $0^\circ \leq \text{strike} \leq 360^\circ$. El rake o deslizamiento es un ángulo formado entre la dirección de deslizamiento y la dirección del rumbo y se mide sobre el plano de falla, su valor puede variar entre -180° y 180° . El buzamiento es un ángulo que se mide entre un plano horizontal y el plano de falla, con valores de 0° a 90° (fig. IV.3).

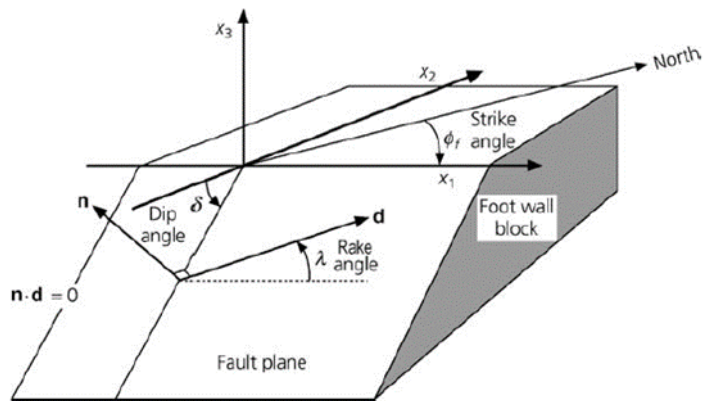


Figura IV-III: Geometría de una falla generadora de un sismo. Según la convención de Aki y Richards (1980) la orientación del plano de fallamiento puede ser definido por: strike (rumbo); dip (buzamiento); y rake (deslizamiento) (Figura extraída de Stein y Wysession 2003).

Los mecanismos focales los obtuve mediante el software FOCMEC (Snoke et al., 1984) Los datos se organizan del modo usual con identificación de la estación, polaridad, azimut de la estación respecto al epicentro y ángulo de emergencia cuyo cálculo es dependiente de la distancia epicentral. El programa realiza una sistemática búsqueda de soluciones en una grilla numérica formada por valores de los parámetros que determinan cada posible solución. Los parámetros involucrados (rumbo, buzamiento y deslizamiento de cada plano nodal definidos con la convención de Aki and Richards, 1980) son variados en un intervalo constante para encontrar las soluciones de doble cupla que son consistentes con la distribución cuadrantal de los primeros movimientos (cuadrantes compresionales opuestos espacialmente entre sí y lo mismo para los dilatacionales) proyectada desde la semiesfera focal inferior sobre el plano ecuatorial (proyección de igual área y/o estereográfica) para conformar el diagrama de mecanismo focal (fig. IV.4). El número de polaridades y distribución azimutal de las mismas junto con un apropiado modelo local y/o regional de velocidades determinan la calidad de la solución. Las soluciones en las que el número de inconsistencias de polaridad (compresiones o dilataciones ubicadas en cuadrantes de polaridad contraria) superan un máximo prefijado son rechazadas. Los principales errores provienen de incertidumbre en la lectura del primer movimiento.

Para reducir las incertidumbres se contrasta la forma de onda de ese movimiento con la esperada para Pg (directa) o Pn (refractada en la Moho) de acuerdo al modelo de velocidades y según sea la distancia epicentral de la estación. Además, se tiene en cuenta que

la aparición del primer movimiento sea emergente o impulsivo según corresponda a la radiación de energía, variando de mínima a máxima de acuerdo a que la estación esté cerca o lejos de los planos nodales (ej., Aki and Richards, 1980).

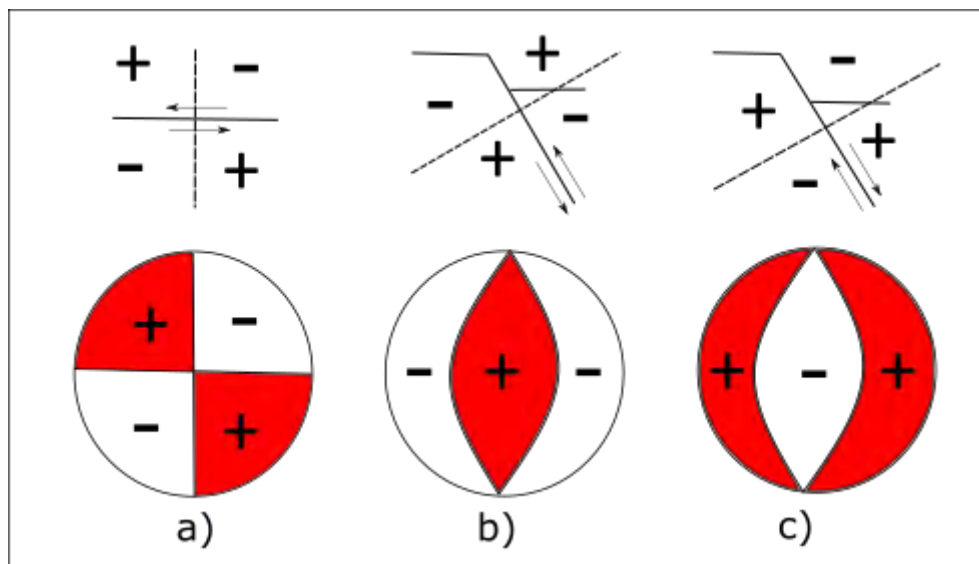


Figura IV-IV. Se muestran representaciones de los mecanismos focales con sus dos planos nodales para los tres tipos fundamentales de falla: (a): fallas de rumbo, (b): fallas inversas, y (c): fallas normales. Se marcan los dos planos nodales, pero se identifica aquel seleccionado como plano de falla con línea negra continua. Imagen modificada de Snoke, 2003

IV.II Magnetismo

Los datos fueron corregidos por variación diurna y regularizados por el método de mínima curvatura (Briggs, 1974) a tamaño de celda de 500 m. Para obtener las anomalías magnéticas (AM), fue necesario sustraer de la intensidad magnética total (TMI), el campo de referencia geomagnético internacional (IGRF) en concordancia con la fecha de adquisición de los datos y coordenadas de cada medición (Blakely, 1996).

IV.II.I Reducción al polo de las Anomalías Magnéticas (RTP).

La naturaleza dipolar de las anomalías magnéticas generalmente introduce cierta complejidad en la interpretación de las diferentes estructuras geológicas. Esta operación de reducción al polo reconstruye el campo magnético de los datos como si fuesen observados en los polos, con campo magnético vertical ($I=90^\circ$) y declinación nula ($D=0^\circ$). Este método fue desarrollado por Baranov (1975), y una limitación que presenta esta metodología es la distorsión en rasgos magnéticos orientados norte-sur y la amplificación de ruidos que puede presentar la señal en esa misma dirección. La reducción al polo se utiliza para centrar las anomalías por encima de los cuerpos causales. Cabe señalar que, al aplicar la RTP a los datos magnéticos, se modifica este campo, por lo tanto, es sólo una aproximación para interpretar, no es una representación real del campo y se considera, además, que existe únicamente magnetización inducida de las rocas.

En el presente estudio, se aplicó esta transformación a las anomalías magnéticas residuales adoptando una inclinación y una declinación respectivamente de -38° y 6° por medio de la utilización del software Oasis Montaj (Fig. IV.5).

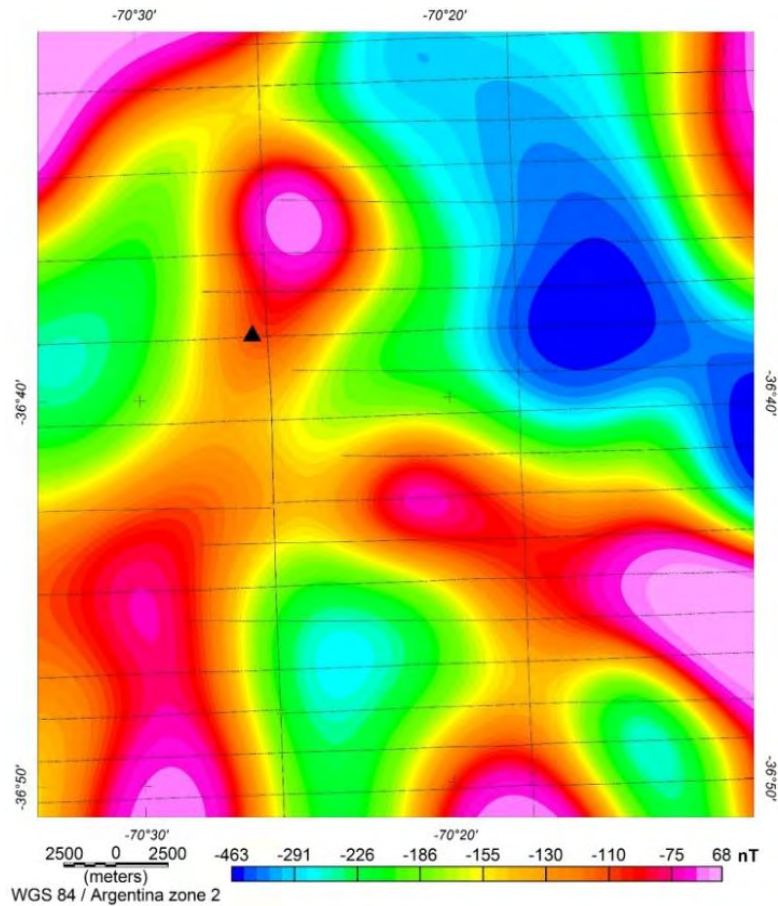


Figura IV-V Carta de anomalías magnéticas reducidas al polo.

IV.II.II Cálculo de Anomalía Residual

Para analizar las anomalías vinculadas con la corteza superior de la zona de estudio, se calculó las anomalías residuales. Para ello, se descontó los efectos de larga longitud de onda (vinculadas a fuentes magnéticas profundas) de la anomalía magnética reducida al polo. Se aplicó el filtro Butterworth en el dominio de la frecuencia utilizando diferentes parámetros y el módulo de filtrado interactivo del software Geosoft Oasis Montaj, que permite a los usuarios interactuar con el filtro en tiempo real. Este filtro permite discriminar las componentes regionales de las residuales a partir del contenido frecuencial de la señal (número de onda). El nivel de corte del filtro se controla fijando el número de onda central del algoritmo. En la Ecuación IV.8 se define la expresión matemática del filtro como:

$$L(k) = \frac{1}{1 + \left(\frac{k}{k_c}\right)^2} \quad \text{IV.8}$$

Dónde: k_c es el número de onda central del filtro.

Se utilizó la longitud de onda de paso de 40 km con un grado $n=8$ para el suavizado en las frecuencias límites del filtro. (fig. IV.6).

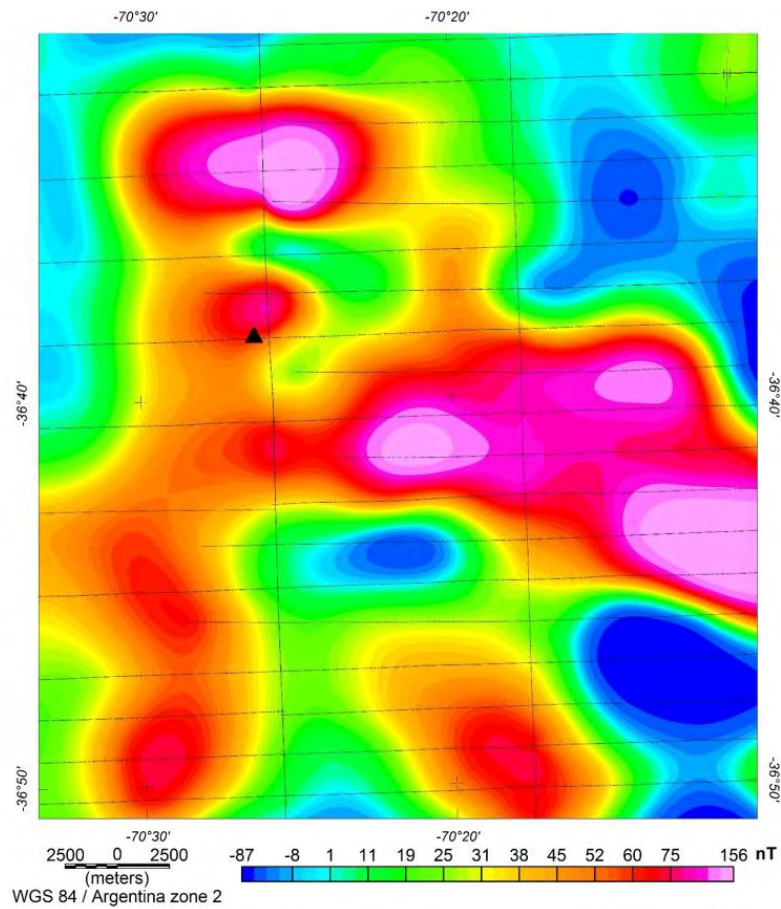


Figura IV-VI Anomalía residual magnética, obtenida a partir de aplicar el filtro Buterwork de orden 8 y longitud de onda 40 km a la anomalía magnética reducida al polo. Se grafican las líneas de vuelos aeromagnéticos. El triángulo negro indica el Domuyo.

IV.II.III Determinación del Punto de Curie

La isoterma de Curie corresponde a la temperatura a la que las fuentes magnéticas pierden sus propiedades ferromagnéticas (aproximadamente 580°C para la magnetita), por lo que son esencialmente no magnéticas. La profundidad a la cual tiene lugar este proceso se conoce como profundidad del punto de Curie (CPD). Por debajo de esta profundidad, las rocas ferromagnéticas se vuelven paramagnéticas y su capacidad para generar anomalías magnéticas detectables desaparece. La técnica para estimar el CPD de las fuentes magnéticas se basa en el análisis estadístico de las anomalías magnéticas en el dominio de las frecuencias.

El basamento magnetizado se puede simular mediante una placa horizontal semi infinita, cuya parte superior e inferior ("top" y "bottom" en inglés) se encuentran a profundidad desde Z_t y Z_b , respectivamente. Si su magnetización es una función aleatoria de las direcciones horizontales y no está correlacionada, las profundidades de la parte superior (Z_t) y el centroide (Z_c) del basamento magnético pueden determinarse a partir de los espectros de densidad de potencia de la anomalía del campo total (Blakely, 1996).

Siguiendo los lineamientos de Tanaka et al., (1999), la corteza magnetizada puede asimilarse a una placa horizontal de extensión lateral infinita, cuyo techo, base y centro se encuentran a profundidades Z_t , Z_b y Z_c , respectivamente. El techo (Z_t) y el centroide (Z_c) del basamento magnético se calcularon desde el espectro radial de potencia de las anomalías magnéticas (Blakely 1996). Para esto se implementó el método de Tanaka et al., (1999) donde la base de la placa (Z_b) (profundidad al punto de Curie) es determinada por la expresión:

$$Z_b = 2Z_c - Z_t \quad \text{IV.9}$$

La profundidad del borde superior resulta del ajuste logarítmico:

$$\ln \left[\phi_{\Delta T}(k)^{1/2} \right] = \ln A - |k| Z_t \quad \text{IV.10}$$

Para longitudes de onda menores que dos veces el espesor de la capa, la profundidad del centroide de la fuente magnética, puede obtenerse a partir de:

$$\ln \left\{ \left[\frac{\phi_{\Delta T}(K)^{1/2}}{|k|} \right] \right\} = \ln B - |k| Z_c \quad \text{IV.11}$$

Esta ecuación (IV.11) es válida en las mayores longitudes de onda del espectro.

$\phi_{\Delta T}(K)^{1/2}$ es la densidad del espectro de potencia de las anomalías magnéticas; k es el número de onda; A y B son constantes relacionadas con las masas magnéticas.

Las profundidades de la parte superior y el centroide (Z_t y Z_c) se estiman ajustando una línea recta a través de las partes de onda alta y baja de los logaritmos respectivos del espectro radialmente promediado. La profundidad del fondo obtenida (Z_b) del basamento magnético se supone que es la profundidad del punto de Curie, que refleja el valor promedio del área.

Se debe aclarar que la temperatura de Curie depende de la mineralogía de los cuerpos magnéticos. Así una superficie de Curie puede no ser una superficie isotermal. La intensidad de la magnetización es controlada por la magnetización de las fases magnéticas presentes y también por su fracción de volumen en la corteza. Diferentes minerales tienen diferentes temperaturas de Curie y esto requiere diferentes localizaciones de la isoterma de Curie que limita el espesor de la corteza magnética.

En la corteza, la intensidad de la magnetización es controlada tanto por la magnetización de las fases presentes como por su fracción de volumen. No obstante, Frost y Shive (1986), demostraron que en niveles de corteza inferior la magnetita casi pura, es la única fuente magnética importante. Por lo tanto, la base de las fuentes magnéticas debe ser la profundidad a la cual la magnetita se vuelven paramagnética: 578°C. La temperatura de Curie de la magnetita se incrementa con la presión a un ritmo de 1.8°C kbar⁻¹. Teniendo esto en cuenta tales autores sugieren que las rocas más profundas pierden la magnetización a unos 600°C.

El cálculo de la profundidad de Curie se realizó a partir de datos aeromagnéticos con el programa CuDePy (Soler 2015) desarrollado dentro de la plataforma Python.

IV.II.IV Modelo de Inversión de las Anomalías Magnéticas

Para realizar los modelos 3D de susceptibilidad magnética por medio de la inversión de datos magnéticos respectivamente se utilizó el programa de inversión geofísica denominado VOXI Earth Modelling de Geosoft. Para el caso magnético en medios tridimensionales se emplean modelos construidos con prismas rectos de magnetización variables en las tres dimensiones, los cuales, además de ajustarse bien a las conformaciones tridimensionales del terreno, permiten obtener una respuesta magnética.

$$\mathbf{D} = \mathbf{G} \cdot \mathbf{m} \quad \text{IV.12}$$

$$\mathbf{m} = (\mathbf{G}^T \mathbf{G})^{-1} \mathbf{G} \mathbf{d} \quad \text{IV.13}$$

La ecuación (IV.12) define el problema directo relacionando el vector de los datos observados $\mathbf{D} = [d1; d2; \dots dn]^T$ con el vector de la propiedad física $\mathbf{m} = [m1; m2; \dots mn]^T$ por medio de la matriz \mathbf{G} . El problema inverso consiste en resolver \mathbf{m} dado \mathbf{B} por medio de la ecuación (IV.13) sujeto a una condición de regularización adecuada.

La regularización es una forma de poner restricciones al modelo de modo de mantenerlo lo más simple posible, en el sentido de que tenga la menor estructura compatible con un ajuste aceptable de los datos. Este tipo de restricción implica eliminar explícitamente la complejidad innecesaria (y generalmente poco realista) de los modelos, se incluye en el término de la norma del modelo (Constable et al., 1987). El error total a minimizar es entonces la suma de las dos normas, pesada por un factor de regularización. Sin pérdida de generalidad se puede elegir la regularización de mínimo gradiente de Tikhonov (Tikhonov et al., 1995). El problema inverso consiste entonces en hallar \mathbf{m} que minimice la función objetivo:

$$\theta(\mathbf{m}) = \theta_d(\mathbf{m}) + \lambda \theta_m(\mathbf{m}) \quad \text{IV.14}$$

Donde

$$\theta_d(\mathbf{m}) = \frac{1}{p} \sum_{j=1}^p \left| \frac{G_j m - D_j}{e_j} \right|^2 \quad \text{IV.15}$$

Y

$$\theta_m(m) = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \sqrt{(m_i^{ref} - m_i^{pre})^2} \quad \text{IV.16}$$

$\theta(m)$ ecuación (IV.14) es la suma de un término de datos $\theta_d(m)$ (IV.15) y un término del modelo $\theta_m(m)$ (IV.16) con un parámetro de regularización de Tikhonov (λ). El término de datos $\theta_d(m)$ (IV.15) se define como la diferencia cuadrática entre la anomalía predicha y la observada, pesada por la inversa del error e_j . En general se adopta para e_j el valor 1, porque el valor esperado de la sumatoria en la ecuación (IV.14), en el caso en que las observaciones sean independientes y sus incertezas respondan a una distribución Gaussiana de media cero, es igual a p (el número de observaciones). La ecuación (IV.16) define la “norma” del modelo y cuantifica cuánto se parece el modelo predictivo m^{pre} al modelo de referencia m^{ref} .

Adicionalmente, otras restricciones y condiciones de borde, tales como cota superior e inferior, pueden especificarse para m de acuerdo con el problema en cuestión. El problema inverso consiste entonces en optimizar la proximidad del modelo predictivo y su respuesta (calculada en forma directa) con los datos observados y con aquello a lo que el intérprete supone que el modelo debe parecerse. En la práctica, el proceso de inversión busca balancear estas dos cantidades (ajuste de los datos observados lo más cerca posible del modelo geológico de referencia) para llegar a un modelo final. El algoritmo de inversión busca un modelo que minimice la función objetivo $\theta(m)$ con la condición $\theta_d(m) \approx 1$.

La magnetización \mathbf{M} es una función de la posición, donde la dirección y magnitud pueden variar desde un punto a otro, esto es, $\mathbf{M} = \mathbf{M}(r)$, donde r es la posición de un diferencial de volumen, dr^3 . No se hace ninguna suposición sobre si la magnetización es inducida o remanente. El campo magnético \mathbf{B} en un punto r_j resultante de un volumen V que contiene la magnetización $\mathbf{M}(r)$ está dado en el sistema cgs por:

$$\mathbf{B}(r_j) = \nabla \int_V \mathbf{M}(r) \cdot \nabla \frac{1}{|r-r_j|} dr^3 \quad \text{IV.17}$$

Esta expresión corresponde a un modelo de distribución de dipolos y muestra que el vector magnetización $\mathbf{M}(r)$ es el parámetro natural para la inversión, lo cual es una observación crítica.

Si el volumen V se subdivide en un conjunto de N dominios V_k , cada uno con magnetización constante M_k , entonces:

$$B_i(r_j) = \sum_{k,l}^{N,3} M_{k,l} \int_{V_k} \frac{\partial l}{\partial i} \frac{1}{|r-r_j|} dr^3 \quad \text{IV.18}$$

Donde:

$M_{k,l}$ ($l = 1; 2; 3$) son las componentes cartesianas del vector de magnetización M_k y B_i ($i = 1, 2, 3$) son las componentes cartesianas del vector B .

La ecuación (IV.16) define el problema directo: dado un conjunto de fuentes M_k ($k = 1; \dots; N$), B_i es el campo de anomalías magnética predicha en los puntos r_j ($j = 1; \dots; P$). Debido a que se suma sobre el índice de coordenada l , se tiene libertad para elegir el sistema de coordenadas que resulte más conveniente para los cálculos. También surge que una cantidad invariante con la coordenada, tal como la amplitud $M(r) = |M(r)|$ podrá ser determinada en forma robusta a partir de los datos. La ecuación (IV.18) se puede representar en forma matricial como:

$$B = G.M \quad \text{IV.19}$$

El problema inverso para hallar el vector magnetización consiste en resolver M dado B sujeto a una condición de regularización (ecuación IV.19).

En la mayoría de los métodos de inversión se hace la suposición de que la respuesta magnética sólo se debe a la magnetización inducida. Cuando ésto se cumple, tales métodos permiten obtener modelos confiables. Sin embargo, si hay presencia de remanencia, la inversión no logrará reproducir las anomalías observadas en forma aceptable.

La técnica de "Inversión del Vector Magnetización" (MVI por sus siglas en inglés; Aisengarte et al., 2015; Couto et al., 2017) es una técnica de modelado inverso que tiene en cuenta la magnetización como un vector. Además, considera tanto la magnetización inducida como la remanente, sin tener conocimiento previo de la dirección de esta última (Ellis et al., 2012; MacLeod y Ellis, 2013). El resultado de aplicar MVI es un modelo de la distribución de la susceptibilidad del subsuelo.

La tarea principal en la solución de problemas magnéticos inversos, como

mencionamos anteriormente, es determinar la distribución espacial de la susceptibilidad magnética χ que está relacionada con el vector magnetización \mathbf{M} por:

$$\mathbf{M} = \chi \mathbf{H}_e \quad \text{IV.20}$$

Donde \mathbf{H}_e es un campo magnético externo al cuerpo magnetizado. El algoritmo MVI considera la naturaleza anisotrópica de la susceptibilidad magnética como un vector, por lo tanto, la ecuación (IV.20) se reescribe como:

$$\mathbf{M} = \chi |\mathbf{H}_e| \quad \text{IV.21}$$

El algoritmo también considera la magnetización remanente normal (M_{NRM}), que se representa por una componente en la magnetización efectiva M_{eff} y es proporcional al campo magnético como:

$$\mathbf{M}_{eff} = \mathbf{M} + \mathbf{M}_{NRM} = \chi |\mathbf{H}_e| + \chi_{NRM} |\mathbf{H}_e| = \chi_{eff} |\mathbf{H}_e| \quad \text{IV.22}$$

Donde χ_{NRM} es una pseudo-susceptibilidad magnética causada por la magnetización remanente normal y χ_{eff} es la susceptibilidad efectiva (anisotropía + remanencia). Para obtener un modelo de los contrastes de susceptibilidad de las estructuras de la corteza superior de la zona de Domuyo, se aplicó el método de Inversión del Vector Magnetización (MVI) desarrollado por Ellis et al., (2012) utilizando las anomalías residuales magnéticas. Para ello, se usó VOXI Earth Modeling de Geosoft. Se utilizó para la inversión un cubo tridimensional de 525 x 525 x 300 y los datos se invirtieron sujetos a una incertidumbre uniforme de 10nT. Debido a la falta de datos observados de la intensidad de la magnetización remanente, y su dirección, en el área de estudio, no fue posible construir restricciones geológicas específicas en el modelo.

IV.III Gravedad

IV.III.I Cálculo de las Anomalías de Bouguer

Las mediciones del campo gravitatorio (g_{obs}), descritas en el apartado II. C, incluyen la contribución de la rotación terrestre, altitud y configuración de las masas subyacentes que afectan al valor del campo gravitatorio en cada punto de medición, por lo que es necesario comparar este campo gravitatorio normal producido por un modelo elipsoidal de la Tierra, con uno de referencia normal ya conocido como γ_0 . De este modo, al sustraer las reducciones gravimétricas y los efectos conocidos se obtienen como resultado las anomalías de gravedad representativas de las fuentes anómalas que luego son interpretadas como estructuras geológicas emplazadas en el subsuelo.

La gravedad tiene la particularidad de disminuir con la altura, a medida que nos alejamos del centro de la Tierra. Para corregir el efecto por altitud se utiliza la corrección de Aire Libre (CAL), ecuación IV.21 (Heiskanen y Moritz 1967)

$$C_{AL} = 0,3087691 - 0,0004398\sin^2(\theta)H + 7,212510^{-8}H^2 \quad \text{IV.23}$$

Una vez realizada la corrección de Aire libre se procede a restar los efectos producidos por la masa que se encuentra entre la superficie topográfica y la superficie de referencia, se considera una losa plana indefinida de espesor y densidad constante, comprendida entre ambas superficies. Aquí se consideró una densidad (ρ_t) de $2,67 \text{ g/cm}^3$ este procedimiento es conocido como la Reducción de Bouguer (**CB**) ecuación IV.24

$$C_B = 2\pi G\rho H = 4,19310^{-5}\rho_t H \quad \text{IV.24}$$

Por último, se debe realizar la corrección Topográfica (CT) (Hinze et al., 2013) debido a los efectos positivos y negativos del relieve, para luego sumarla a las anomalías de Bouguer.

Finalmente se realizó el cálculo de Anomalía de Bouguer completa (Blakely, 1996) ecuación IV.25).

$$AB = g_{obs} - \gamma_0 + CAL - CB + ct \quad \text{IV.25}$$

Una vez calculadas las anomalías de Bouguer se procedió a regularizar los datos mediante el método de mínima curvatura (Briggs, 1974). Se utilizó un espaciamiento de 1 km obteniendo una grilla con celdas de 1 km x 1 km. Figura IV.7.

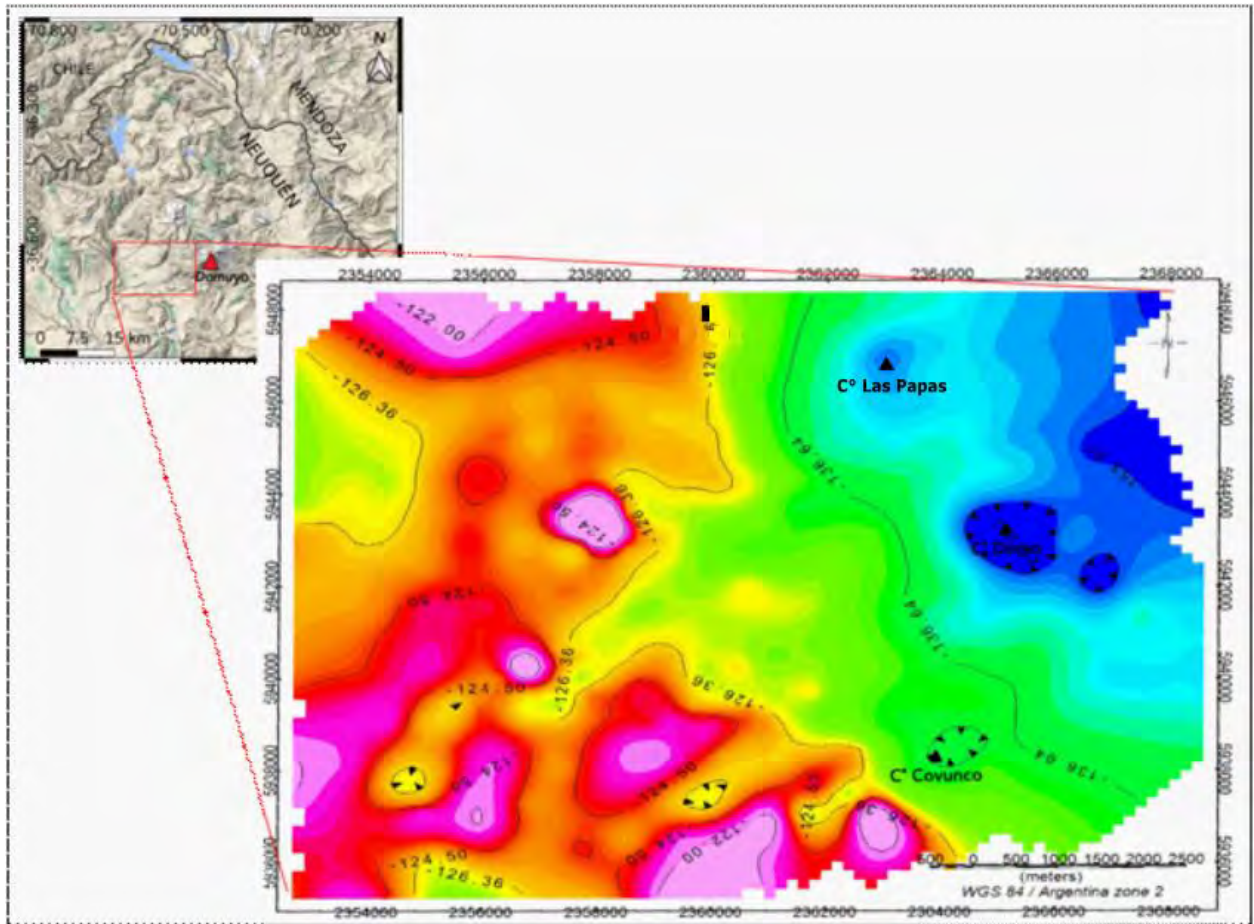


Figura IV-VII En la imagen satelital se ubica con un recuadro de color rojo la zona donde se realizaron las mediciones gravimétricas, la carta de anomalía de Bouguer es el primer resultado obtenido en esta metodología a partir de ella se obtienen los diferentes resultados.

IV.III.II Filtrado de las Anomalías de Bouguer (AB)

La carta de anomalías de Bouguer (fig. IV.7) contiene la suma de los efectos anómalos producidos por fuentes someras, medias y profundas. Debido a que nuestro objetivo de interés se encuentra en los primeros kilómetros de la corteza, es necesario aplicar un filtro para eliminar aquellos efectos anómalos generados por fuentes regionales. En este sentido primero debemos conocer los efectos anómalos regionales para luego descontárselos a la AB y obtener el buscado efecto residual de Bouguer. Por lo que aplique el filtrado de prolongación ascendente (Blakely 1996) a la AB. Este método transforma el campo potencial medido en una superficie como si se hubiera medido en otra superficie, más lejana de la fuente, atenuando las anomalías gravimétricas de corta longitud de onda realizando las de largas longitud (Blakely, 1996). Para realizar el filtrado se utilizó el programa Oasis Montaj, el cual contiene una subrutina que utiliza el dominio frecuencial. El mismo consiste en transformar las anomalías medidas del dominio espacial al frecuencial, operar sobre los datos transformados mediante el teorema de Fourier, multiplicandolos por el filtro exponencial $L(h)$ y antitransformarlos para llevarlas nuevamente al dominio espacial. El filtro $L(h)$ aplicado para la continuación ascendente en el dominio frecuencial es

$$L(h) = e^{-hr} \quad \text{IV.25}$$

Donde:

h: distancia vertical entre la superficie de datos observados y la superficie donde se quiere continuar el campo

r: número de onda en radianes por unidad de longitud ($2\pi k$), con k ciclos/unidad de longitud.

Mediante la aplicación de este filtro se obtuvieron los efectos regionales a diferentes alturas 1 km, 1.5 km, 2.5km y 5km (fig. IV.8, IV.9, IV.10 Y IV.11). Luego fueron restadas a las AB para obtener finalmente los efectos residuales correspondientes a cada altura.

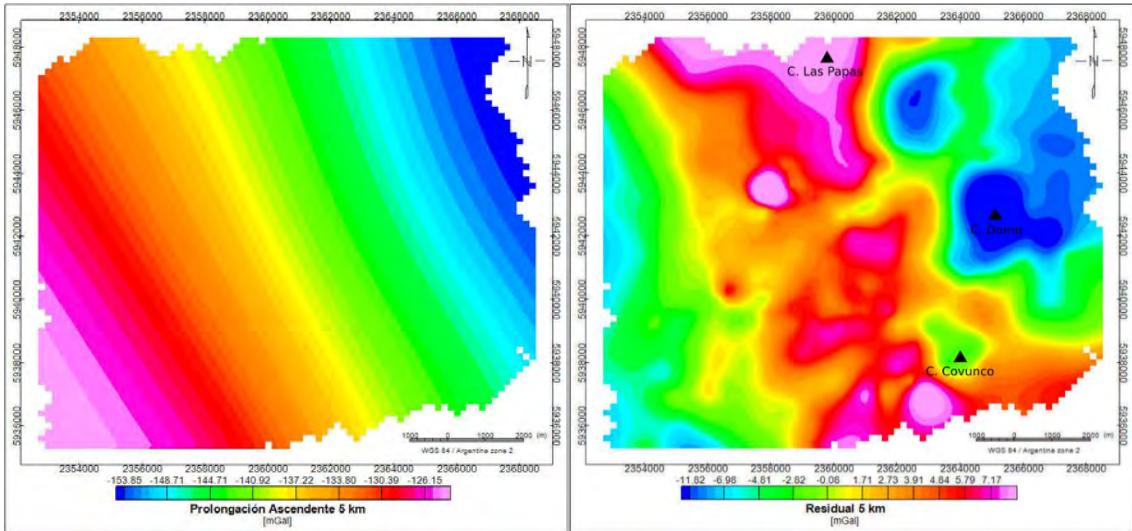


Figura IV-VIII. En la izquierda se presenta el Mapa de Anomalías de Bouguer Regionales y en la derecha las Anomalías Residuales calculadas a partir de las Anomalías de Bouguer con la sustracción de UP. Prolongación Ascendente a 5 km

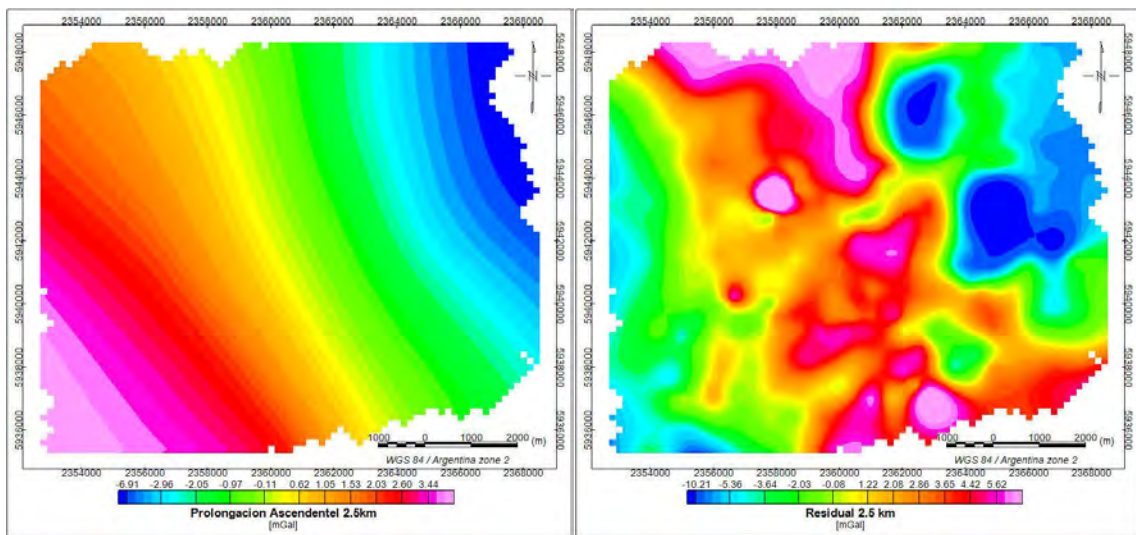


Figura IV-IX. En la izquierda se presenta el Mapa de Anomalías de Bouguer Regionales y en la derecha las Anomalías Residuales calculadas a partir de las Anomalías de Bouguer con la sustracción de UP. Prolongación Ascendente a 2.5 km

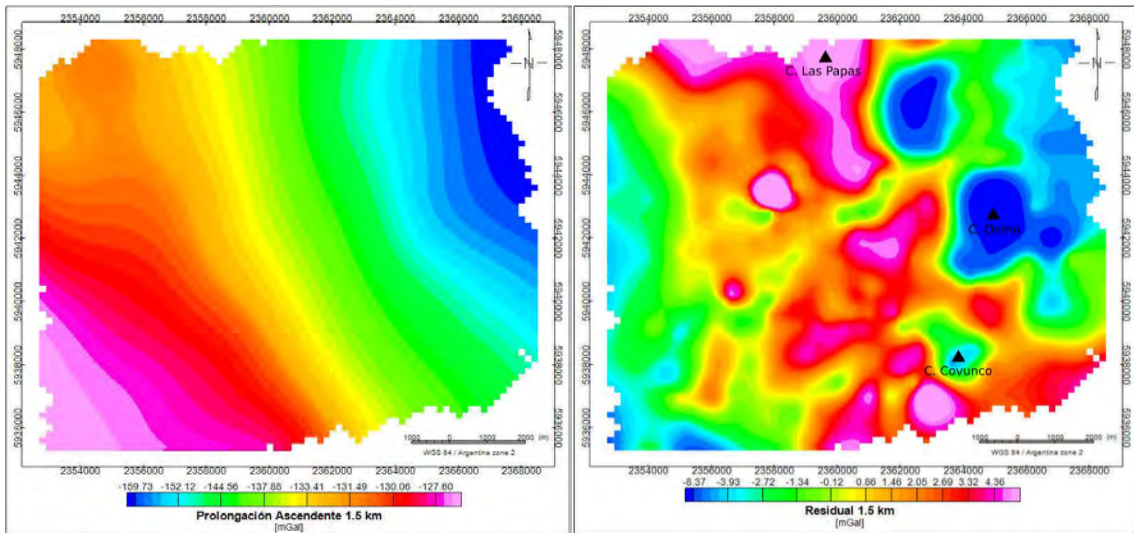


Figura IV-X. En la izquierda se presenta el Mapa de Anomalías de Bouguer Regionales y en la derecha las Anomalías Residuales calculadas a partir de las Anomalías de Bouguer con la sustracción de UP. Prolongación Ascendente a 1.5 km

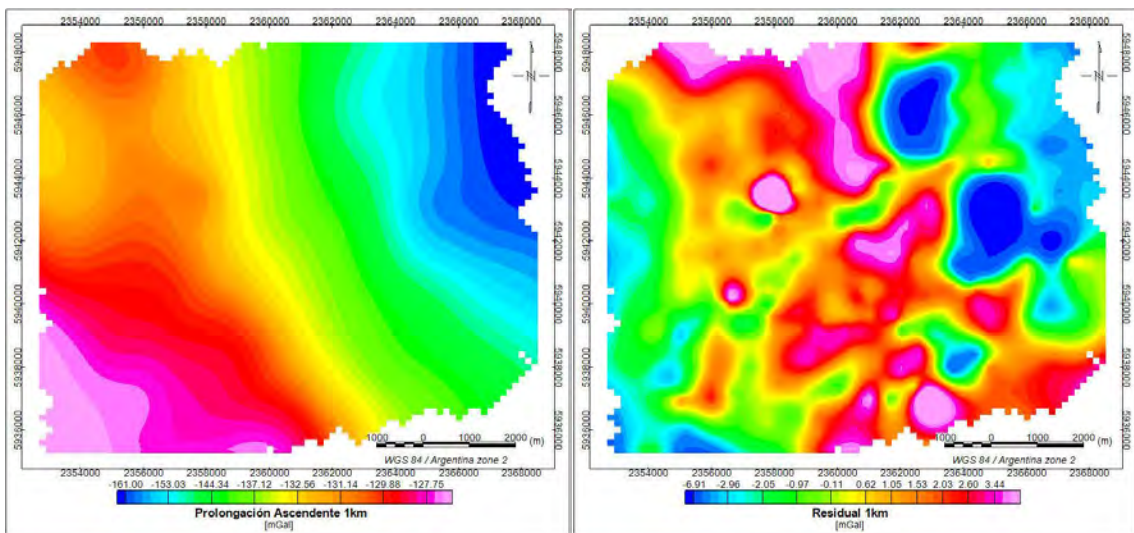


Figura IV-XI. En la izquierda se presenta el Mapa de Anomalías de Bouguer Regionales y en la derecha las Anomalías Residuales calculadas a partir de las Anomalías de Bouguer con la sustracción de UP. Prolongación Ascendente a 1 km

IV.III.III Realce de las Anomalías de Bouguer

IV.III.III.I Señal Analítica.

El método de señal analítica desarrollado en 2D por Nabighian (1972) resalta anomalías de campos potenciales producidas por variaciones laterales de densidad. La amplitud (valor absoluto) de la señal analítica 3D en un punto (x, y) se obtiene como el módulo

del gradiente total del campo potencial, usando la siguiente expresión (Roest et al., 1992):

$$|A(x, y)| = \sqrt{\left(\frac{dT}{dx}\right)^2 + \left(\frac{dT}{dy}\right)^2 + \left(\frac{dT}{dz}\right)^2} \quad \text{IV.26}$$

Donde: $|A(x, y)|$: Amplitud de la señal analítica en (x, y) .

T: Es el campo gravimétrico en (x, y) , en este caso anomalías residuales de Bouguer.

Para el caso de contactos buzantes ubicados en superficie, el borde se encuentra en el máximo de amplitud. Esto no se logra cuando los bordes del cuerpo se encuentran a mayor profundidad, donde el máximo de señal analítica se desplaza lateralmente en dirección del buzamiento. El ancho de la curva de amplitud es proporcional a la profundidad del mismo (Smith and Salem 2005, Li 2006).

Con la aplicación de las diferentes metodologías de estudio se encontraron zonas anómalas, para realizar una descripción más detallada se decidió realizar perfiles trazados perpendicularmente a la dirección de estas zonas que se pretende describir (fig. IV.12), utilizando 6 perfiles N-S cortando las dos estructuras principales de la falla El Humazo y Covunco, y las manifestaciones hidrotermales de Las Olletas El Humazo y Los Tachos. También se realizaron 11 perfiles en el lineamiento ubicado en el margen sudoccidental de la zona donde se encuentran las manifestaciones de Los Bagno la Piedra, Agua calientes, y las Olletas. Para realizar este estudio se procedió a analizar cada perfil con la señal analítica y el modelo de elevación del terreno.

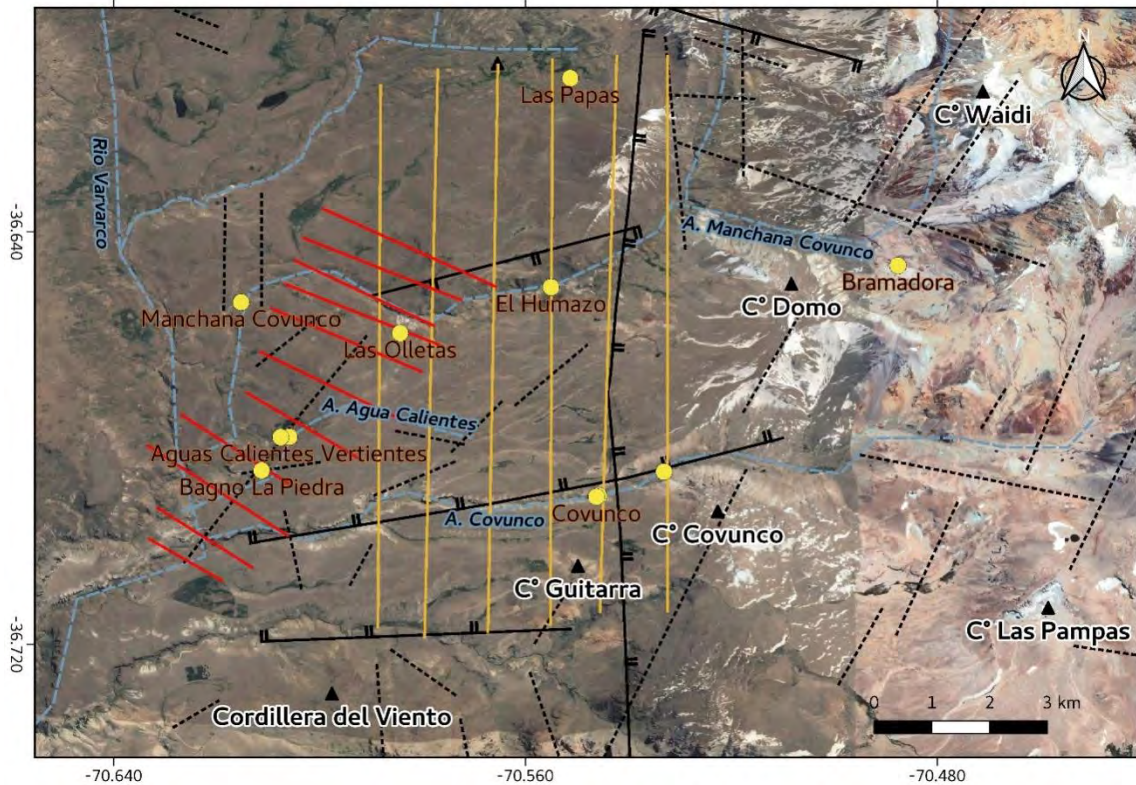


Figura IV-XII. Imagen satelital donde se muestran con diferentes colores las trazas del conjunto de perfiles de SA. También se ubican con línea de trazo negro los lineamientos inferidos y con línea de color negra continua las fallas normales, los lineamientos y las fallas son trazados de acuerdo a Pesce (1983, 1987), Miranda (1996), Miranda et al. (2006), Rojas Vera et al. (2016), Folguera et al. (2007), Mariot (2008), Lisjak (2007) y JICA (1983, 1984). Con círculos amarillos se ubican las manifestaciones geotermiales.

IV.III.III.II Derivada de TILT

A fin de determinar la orientación de los contactos y bordes de la fuente calcule la derivada del tilt. El valor cero del TILT se produce en los bordes la fuente anómala (Miller and Singh, 1994), por ese motivo es muy efectivo para determinar bordes de cuerpos o contactos.

El ángulo del Tilt es al arco tg del cociente entre el gradiente vertical del campo dividido en el módulo del gradiente horizontal. Aplicando la técnica del ángulo de inclinación al primer gradiente vertical ($\partial g_z / \partial z$) del campo gravitatorio ($g_z = f$) que proporciona un nuevo ángulo de TILT(θ) (Oruç 2011)

$$\phi = \tan^{-1} \left(\frac{\frac{\partial^2 g_z}{\partial z^2}}{\sqrt{\left(\frac{\partial^2 g_z}{\partial x \partial z}\right)^2 + \left(\frac{\partial^2 g_z}{\partial y \partial z}\right)^2}} \right) \quad \text{IV.27}$$

El denominador en la ecuación IV.27 define la magnitud del gradiente horizontal (HGM). En la Figura IV.13 se presenta la obtención del ángulo ϕ desde la derivada segunda del gradiente vertical ($\partial^2 g_z / \partial z^2$) y la HGM.

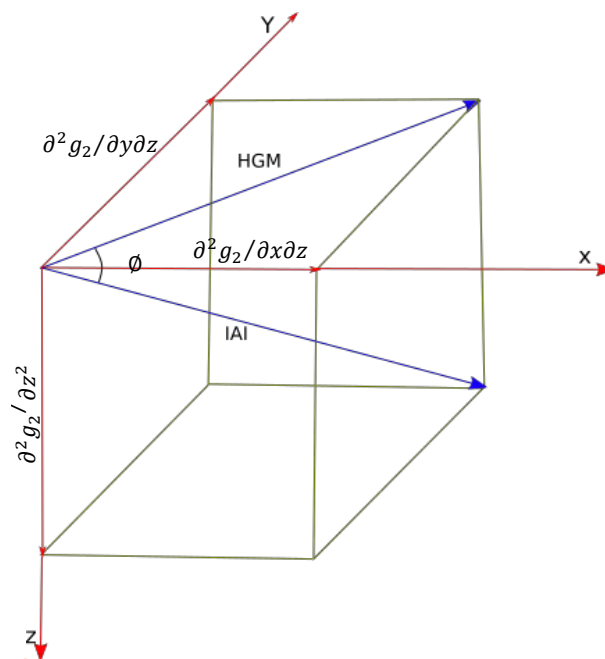


Figura IV-XIII. Representación de la segunda derivada del gradiente gravimétrico y el ángulo TILT ϕ . Modificado de Oruç 2011.

Finalmente, se obtuvieron las cartas de TILT y gradiente de TILT (fig. V.27) utilizando como grilla de entrada a la anomalía Residual de Bouguer obtenida mediante la prolongación del campo gravitatorio a 1.5 km (fig. V.22). Con el objetivo de realzar contactos asociados con estructuras y litologías, se graficaron isolíneas de ángulo 0, siguiendo las ideas de Miller y Singh, 1994.

IV.III.III.III Método de deconvolución de Euler.

Este método se basa en determinar soluciones a la ecuación de Euler IV.26, para su cálculo se utiliza un índice estructural (SI) que depende de la forma de la fuente y del tipo de campo potencial (magnetométrico o gravimétrico). Este índice es una medida de la razón de cambio del campo potencial con la distancia. Este método ha sido ampliamente usado en la interpretación de anomalías de campos potenciales, para determinar profundidades de las fuentes y contactos entre estructuras geológicas de diferente densidad, estructuras asociadas a diques, esferas, chimeneas verticales, cuerpos horizontales, bordes de cuencas, etc. (Reid 1990; Mushayandebvu et al., 2001)

$$(x - x_0) \frac{\partial M}{\partial x} + (y - y_0) \frac{\partial M}{\partial y} + (z - z_0) \frac{\partial M}{\partial z} = SI \cdot M_{(x,y,z)} \quad \text{IV.28}$$

Donde (x_0, y_0, z_0) es la posición de una fuente que produce un campo potencial total $M_{(x,y,z)}$, SI es el índice estructural, donde cada valor se describe en la tabla IV.1.

Para aplicar el método de Euler fue necesario determinar algunos parámetros como el ancho de la ventana de búsqueda y el índice estructural. Ambos se determinaron con el conocimiento de la información geológica relevada previamente (Miranda et al., 2006; Folguera et al., 2007; Tassi et al., 2016; Galetto et al., 2018). De esta forma para encontrar soluciones a determinados lineamientos geológicos se utilizó un SI apropiado y un ancho de ventana comparable con la longitud de onda de la estructura de interés. Debido a la diversidad de geometrías en las estructuras estudiadas se utilizaron diferentes índices estructurales SI: 0, 1, 1.5, 2, 2.5. (Fig. V.28; V.29; V.30)

Fuente	Modelo	SI gravedad	SI magnetismo
Esfera¹	Dipolo	2	3
Cuerpos verticales	polo	1	2
Cuerpos horizontales¹	Línea de dipolo	1	2
Plano delgado de falla¹	Línea de dipolo	1	2
Placa delgada	Línea de polo	0	1
Contacto/falla	-	-1	0
Contacto/falla infinita	-	-	0

Tabla IV-I. Índice estructural para fuentes magnéticas (M) y gravitatorias (G) de diferentes geometrías. Tomado de Reid et al 2014. ¹ Da profundidad al centro, no profundidad a la parte superior.

CAPÍTULO V RESULTADOS E INTERPRETACIÓN

En este capítulo se presentarán los resultados e interpretaciones de los datos sismológicos, magnéticos y gravimétricos. Parte de los resultados que se muestran a continuación fueron publicados en Godoy et al., 2020.

V.I Sismología

Se presentan y analizan en este apartado los resultados obtenidos a partir de los experimentos realizados con las redes sismológicas locales y con las redes sismológicas regionales, y los resultados de los mecanismos focales de los eventos detectados con la red del experimento del 2019/2021.

V.I.I Red sismológica Local 2015/2016

Analizando los datos de la red sismológica local en los 96 días de experimento se identificaron 538 eventos volcano tectónicos, 60 híbridos y 106 de largo periodo. Por la característica de la red 2015/2016, como ya se ha mencionado en los capítulos anteriores (Capítulo III.I.I), solo se localizaron los 538 VT que se muestran en la figura V.1. Como se puede observar los eventos se concentran en su mayoría en el campo geotermal en las inmediaciones de las fallas Manchana Covunco y el Humazo. Si bien considerando que todos los eventos VT presentan una diferencia de 5 segundos o menos entre las llegadas de las ondas S y las ondas P, localizándolos indefectiblemente en la región del Domuyo y alrededores, es necesario realizar una evaluación de las incertidumbres hipocentrales. Para esto se realizó una primera selección de eventos, del total de estos 538 VT se consideró solo aquellos con errores (en latitud, longitud y profundidad) menores a 8 km obteniendo un total de 255 VT. Como era de esperarse solo un poco más del 50 % de los datos poseen errores menores de 8 km, esto se debe a los altos GAP azimutales (mayor ángulo azimutal sin observaciones por falta de sensores) de los eventos localizados. Este subconjunto de eventos se relocalizo usando el JHD (fig. V.2)

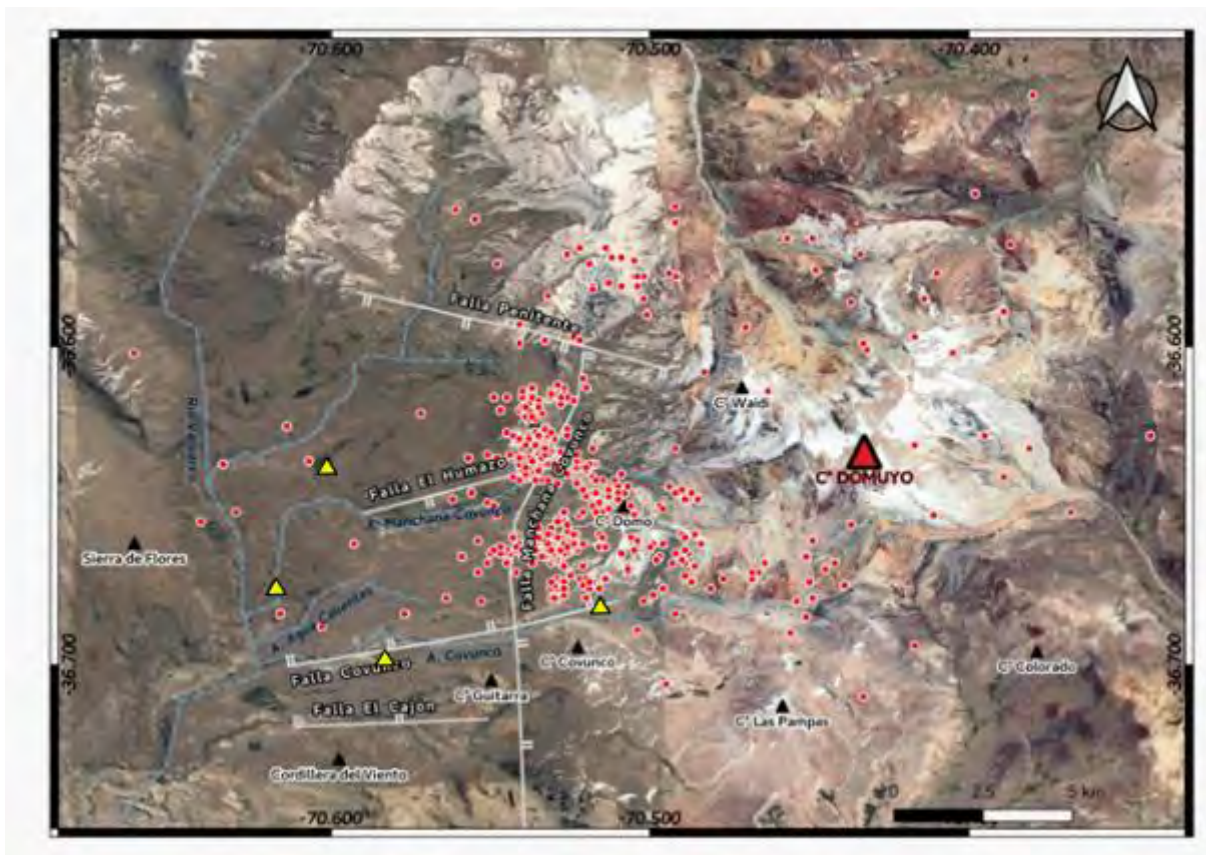


Figura V-I. Ubicación de los 538 eventos volcano tectónicos, identificados con la red local, localizados con el método Hypocenter. Cada epicentro se encuentra marcado con un círculo rojo. La red sísmológica local 2015/2016 perteneciente al IGSV se marca con triángulos de color amarillo.

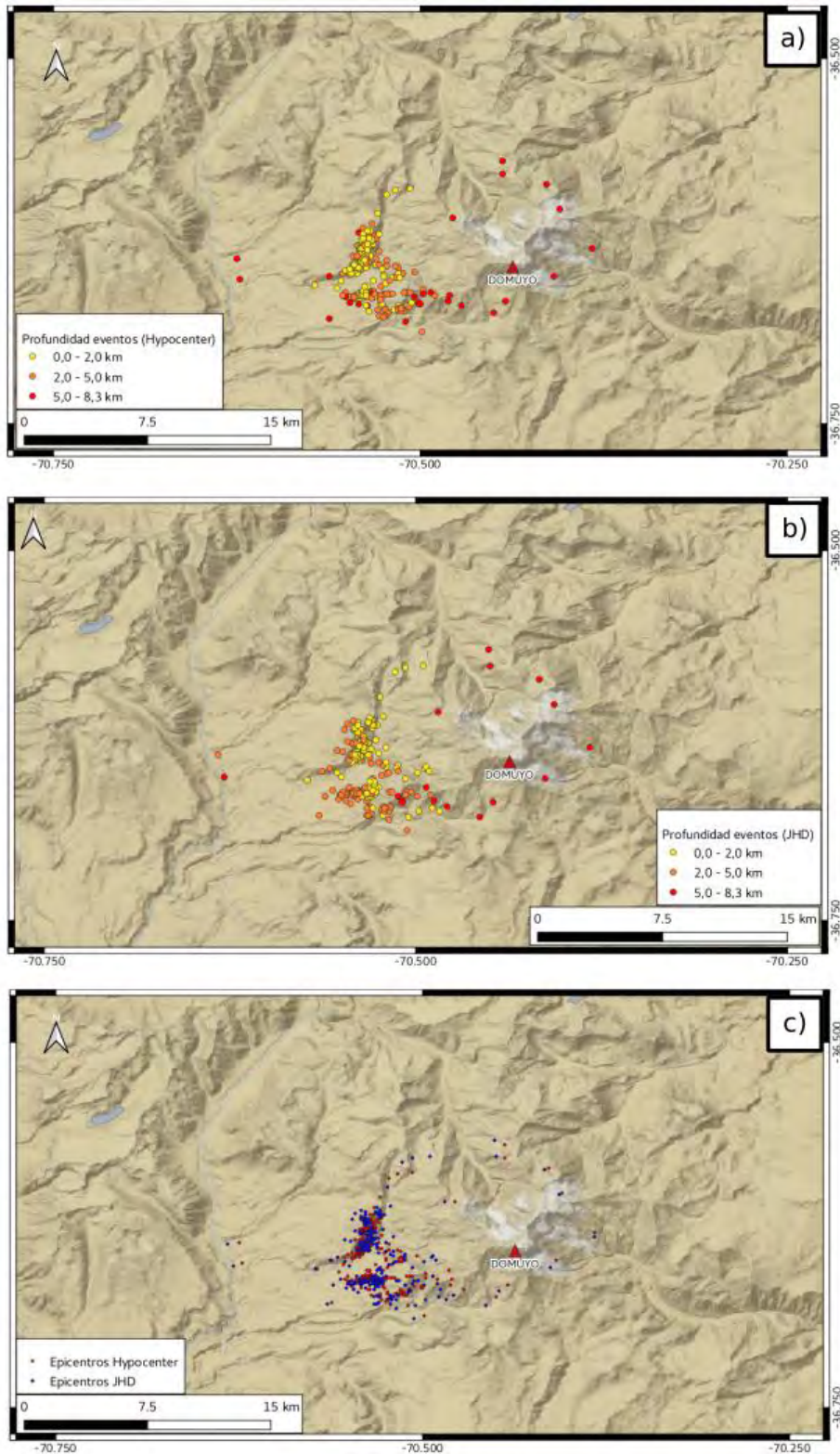


Figura V-II. a) Localización de los eventos VT usando Hypocenter. b) Relocalización de los eventos VT usando JHD. c) En la comparación de los epicentros en una misma imagen donde los círculos pequeños rojos y azules muestran los eventos localizados y relocalizados, respectivamente, se puede observar que luego de la relocalización los eventos tienden a desplazarse algunos cientos de metros hacia el oeste.

Luego, se realizó una segunda selección de datos, ahora aún más restrictiva en cuanto a valores máximos de errores de localización. De estos eventos ya re localizados (255 VT) se seleccionaron aquellos con incertidumbres en la determinación epicentral menores que 5 km y menores a 2 km para la profundidad, quedando un total de 133 eventos. Esta nueva selección de eventos, con sus parámetros de ubicación más certeros, es la que utilice para las interpretaciones en esta tesis. Es importante hacer notar que los errores hipocentrales se calcularon considerando un nivel de confianza del 90 %. Para estos eventos se encontró una distribución de error gaussiana en sus errores horizontales y verticales.

En las figuras V.3 y V.4 se muestran los dos conjuntos de eventos utilizando símbolos distintos y dos escalas de colores de profundidad diferentes (en el Apéndice se presentan los 255 VT donde se incluyen el grupo de los 133 eventos utilizados para la interpretación). El cálculo de magnitud local se realizó para todos los eventos, variando sus valores de M_L entre -1 y 1.5. En el histograma de la figura V.3 se puede observar la distribución de magnitud con respecto a la cantidad de sismos.

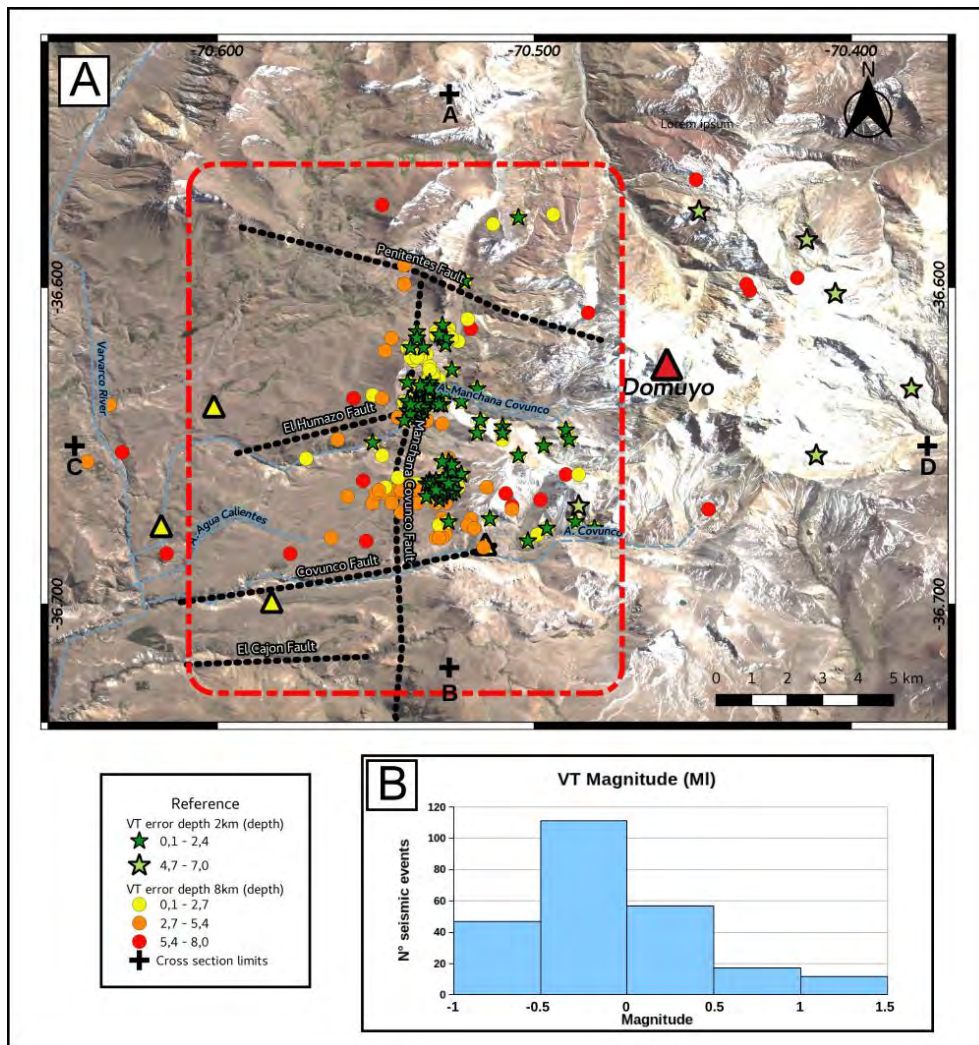


Figura V-III. A) Imagen satelital donde se ubican los epicentros de las dos selecciones con respecto a los valores de error de profundidad, identificados con estrellas los que poseen un error menor a 2 km y con círculos los menores a 8 km. Los triángulos amarillos corresponden a la ubicación de las estaciones sismológicas. B) Histograma de magnitudes de los 255 eventos VT. (ver Godoy et al., 2020)

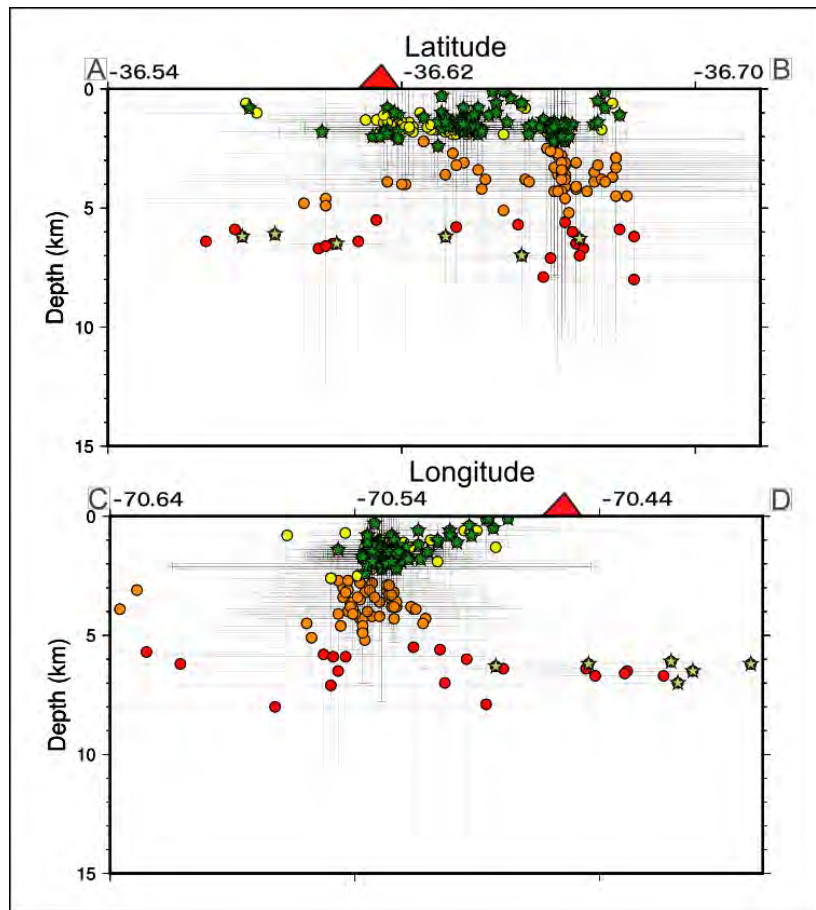


Figura V-IV. Distribución hipocentral de los 255 VT (círculos) donde se diferencian los 133 VT (estrellas) con mayores precisiones en sus parámetros de localización. Con líneas grises se muestra los errores en latitud (Perfil A-B), longitud (Perfil C-D) y en profundidad de cada evento. El triángulo rojo señala la parte más elevada del C° Domuyo. Las transectas de los perfiles A-B y C-D se pueden observar en la figura V.3. (ver Godoy et al., 2020)

Los dos grupos de eventos muestran que todos los VT están alrededor del cerro Domuyo, destacando que la mayor concentración de eventos está en el campo geotérmico. Estos se ubicaron sobre la falla el humazo o en las cercanías de dicha falla. En particular, los eventos poco profundos (profundidad menor a 3 km) ocurrieron en la intersección de las fallas Manchana Covunco y Humazo. La figura V.5 solo muestra los 133 VT que presentan mayores precisiones en sus parámetros de localización y se puede observar que estos están agrupados en dos rangos de profundidades diferentes. Este grupo de eventos muestra una mediana de error en latitud y longitud de ± 2 km y $\pm 2,1$ km, respectivamente, y una mediana de error en profundidad de $\pm 1,2$ km. Considerando las incertidumbres hipocentrales, los resultados muestran un grupo somero (78%) con eventos ubicados por encima de los 3,5 km de profundidad y un grupo profundo (6 eventos) con eventos ubicados entre 4,7 y 8,5 km de profundidad.

El análisis de sismicidad en la sección transversal oeste-este (fig. V.5), muestra una clara tendencia a que la sismicidad superficial se localice principalmente en la región geotérmica. Por el contrario, hay una falta de sismicidad de profundidades focales similares debajo del pico Cerro Domuyo. Esta falta de eventos sugiere que la sismicidad superficial refleja un efecto local principalmente relacionado con la actividad geotérmica ampliamente documentada (JICA, 1983, 1984; Mas et al., 2009; Tassi et al., 2016). Por otro lado, la sismicidad más profunda (marcada con círculos verdes claro en la figura V.5) ubicada debajo y al este de la zona geotermal, es probablemente una consecuencia de efectos ocurridos a mayor escala recientemente evidenciados, como efectos tectónicos o la reactivación de una cámara magmática y su interacción con la roca de caja (Tassi et al., 2016; Lundgren et al., 2018; Astort et al., 2019).

Una de las características que diferencian a los VT de los eventos tectónicos es que estos primeros se pueden presentar como enjambres sísmicos. Un enjambre sísmico es un grupo de numerosos eventos con magnitudes y ubicaciones similares. En la figura V.6 se muestra el número de eventos de VT por día en el área de estudio, puede observarse que se distribuyó en muchos enjambres con más de 10 eventos cada uno. El grupo más destacado (40 eventos) se localizó cerca de la manifestación de El Humazo, donde en el 2003 se documentó actividad asociada a una explosión, con una gran columna de vapor y bloques de rocas expulsados (Mas et al., 2011). Como se mencionó anteriormente, los eventos de LP no se localizaron, sino que se contabilizaron por día y se compararon con los eventos de VT. El histograma diario para la duración del experimento representado en la Figura V.6 sugiere que no hay asociación directa entre estos eventos en el tiempo, al menos durante el período del experimento.

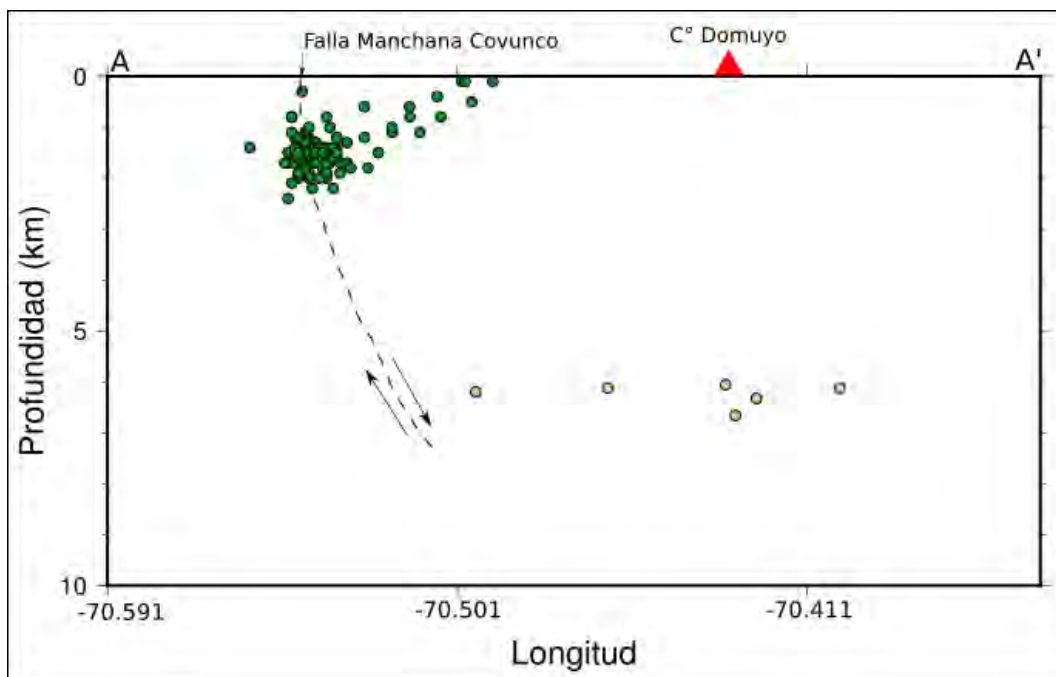
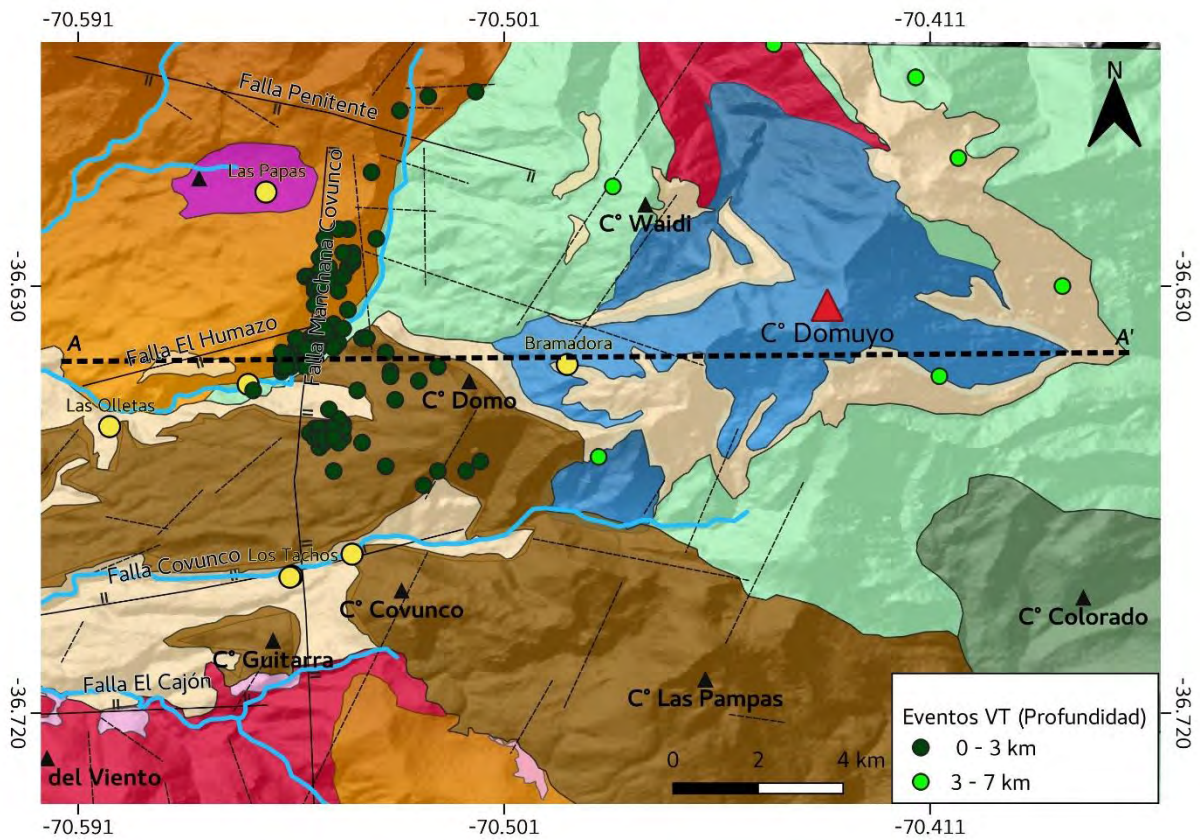


Figura V-V. Mapa Geológico, con ubicación de los eventos VT, con círculos amarillos se presentan las manifestaciones geotermiales, con línea de trazo se encuentra la traza del perfil A –A’ de los mismos. En la imagen inferior se puede observar el perfil A – A’, donde se ubican los VT en profundidad.

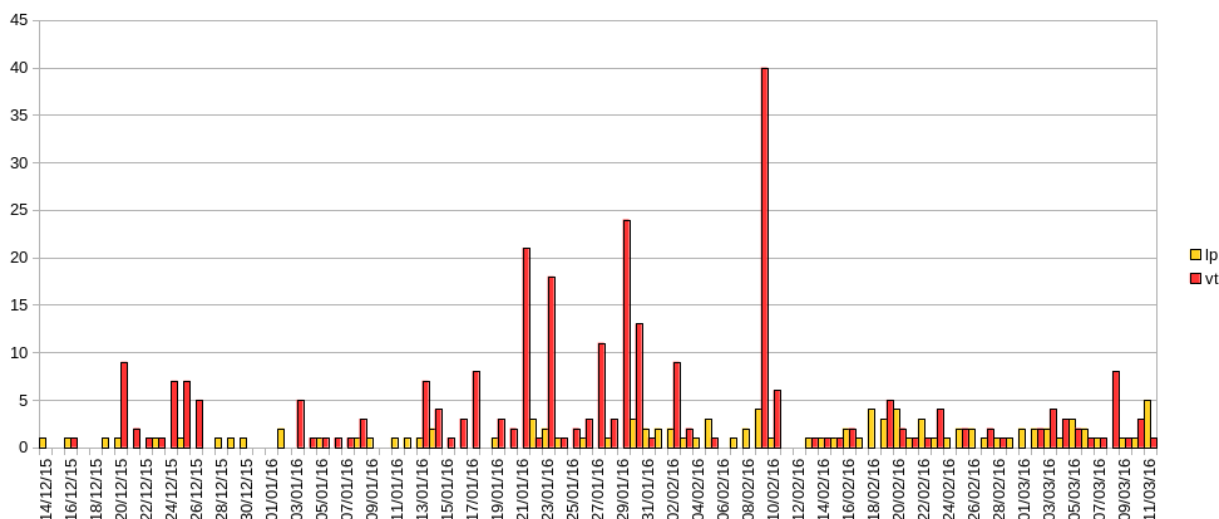


Figura V-VI. Distribución diaria de los eventos volcánicos LP, marcados con barras verticales amarillas, y VT con barras verticales rojas.

V.I.II Redes sismológicas regionales

Si bien los eventos regionales no son el objetivo de estudio en esta tesis a fin de localizarlos con mayor precisión se buscaron datos disponibles en dos redes sismológicas, la red regional de FDSN con 4 estaciones y la red regional del IGSV con 11 estaciones, que con la red local del 2015/2016 suman un total 19 estaciones, mejorando así la incertidumbre en la localización. Luego del procesamiento de las series de tiempo de las 19 estaciones, siguiendo la metodología expuesta en el capítulo IV.I, se localizaron un total de 50 eventos que se presentan en Tabla IX. II del Apéndice.

El evento cortical de mayor energía reportado para la zona del Domuyo fue el del 27 de marzo del 2019 con una magnitud de 4.4 (NEIC - USGS). Para la resolución de los parámetros hipocentrales de este evento, se utilizaron los datos de la red de la Universidad de Chile (CSN), y en conjunto con estaciones del IGSV localizadas en la Provincia de Mendoza y Neuquén. Visualice los meses de marzo y abril del 2019 y detecte 5 eventos además del ya mencionado con magnitud coda desde 2.4 a 1.4. En la tabla V.1 muestro la mejora de localización gracias a la mayor cantidad de estaciones y la buena distribución de las mismas (mucho menor GAP azimutal) para el evento del 27 de marzo del 2019.

Fuente	Latitud	Longitud	Profundidad	Magnitud	Gap
NEIC - USGS	-36.611	-70.539	10	4.4	151
Esta Tesis	-36.616	-70.366	3.9	-	81

Tabla V-I. Comparación de las dos localizaciones realizadas para el sismo del 27 de marzo del 2019. La realizada por el USGS y la realizada para esta investigación.

Estos seis eventos se ubicaron todos en el sector norte del pico de máxima altura del Domuyo, salvo el evento del 13/04/19, que es un evento más profundo y se encuentra alejado de la zona, cercano al límite con Chile (fig V.7). Estos eventos, sumados a los eventos reportados por el INPRES (Fig. I.3) evidencian que el área presenta actividad sísmica al menos desde el año 2016 y no sólo en el campo geotermal como se demostró en el experimento del 2015/2016 sino también en la región oriental. En la figura V.7 se ubican los eventos localizados en este último período. También se indicó el epicentro del sismo del 27 de marzo del 2019 localizado por el NEIC (USGS).

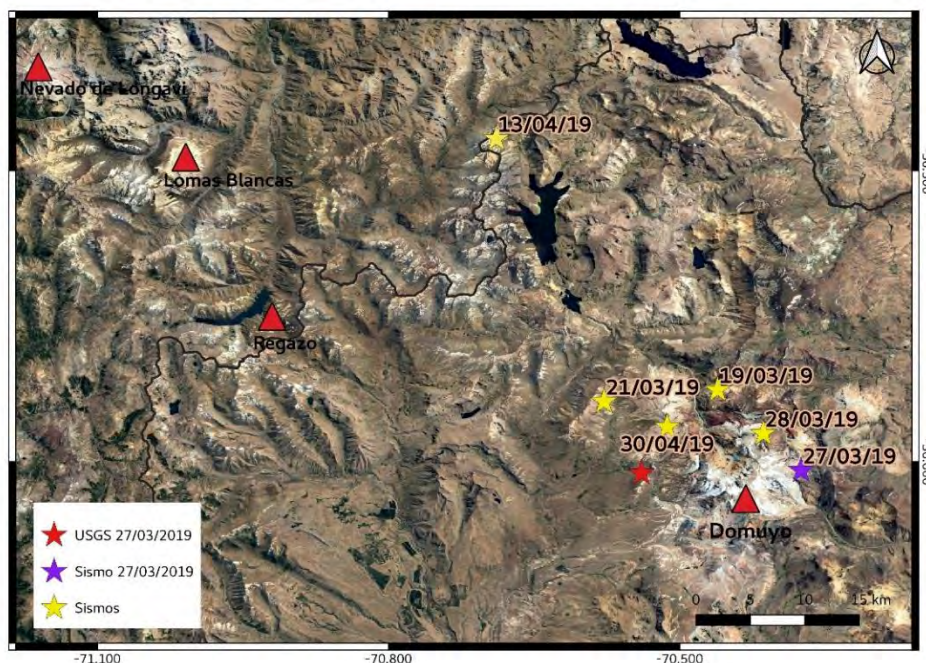


Figura V-VII.

Ubicación de los eventos localizados en los meses de marzo y abril de 2019. Se encuentran identificada la ubicación del sismo del 27 de marzo, realizada en esta tesis (estrella violeta) y la localización del USGS (estrella roja). Con estrellas amarillas y con la fecha como etiqueta se marcan las localizaciones de los eventos de menor magnitud detectados en este trabajo.

V.I.III Mecanismos focales.

La tabla V.2 muestra los eventos corticales (profundidades entre 1.8 y 5.2 km y ML entre 1.9 y 2.8) en el Domuyo para el año 2019 y el 2020 con soluciones de mecanismos focales. Una solución de mecanismo confiable está sujeta a una buena cobertura de estaciones, en lo posible GAP azimutales menores a 90° (Hardebeck y Shearer, 2002) debido a que GAP azimutales mayores pueden introducir inestabilidades en las soluciones. Por tal motivo, las soluciones de los mecanismos las obtuve con la mayor cantidad de estaciones sismológicas que pudieran haber registrados estos eventos (de la red del IGSV o de las redes de CSN y FDNS). Las estaciones sismológicas usadas para el evento del 2019 y los eventos del 2020 se muestran en las figuras V.8 y V.9, respectivamente. El GAP azimutal para estos eventos varía de 77° a 97° , siendo un solo evento el que presenta un GAP azimutal mayor a 90° (97°).

El evento de mayor energía registrado en el área de estudio ocurrió el 27 de marzo del 2019, para tal fecha aún no se instalaba la red local de banda ancha de 8 estaciones alrededor del cerro Domuyo. Los datos obtenidos en las estaciones sismológicas chilenas fueron amablemente cedidos por la Dra. Diana Comte de la Universidad de Chile y los datos de las estaciones en territorio argentino corresponden a dos redes sismológicas del IGSV localizadas al sur y centro de la Provincia de Mendoza y Neuquén, respectivamente (fig. V.8). Para este evento se identificaron en total 18 lecturas de polaridades, compresivas (fig. V.10). De estas lecturas, 4 de ellas se las clasificó con un primer movimiento emergente. Como se puede observar la estación BI02 presenta una inconsistencia de polaridad ya que se ubica en un cuadrante de polaridad contraria. Para este evento el ángulo de búsqueda de la solución que ajuste a la distribución de polaridades fue de 5° encontrándose una única solución de mecanismo focal correspondiente a un evento normal con una pequeña componente de rumbo. A partir de ahora se denomina al plano nodal que buza hacia el sur-este y el que buza hacia el nor-oeste como PN1 (Plano Nodal 1) y PN2 (Plano Nodal 2), respectivamente.

En las siguientes soluciones los detalles pueden observarse en el gráfico de los mecanismos focales, donde se observa tipo de polaridad, entre otras características. El evento del 28 de marzo del 2019 (figura V.11) presenta un conjunto de soluciones de mecanismos focales las cuales muestran una dispersión alta lo que no permite presentar un único resultado

confiable. A pesar que la distribución de polaridades de este evento es similar al del evento del día 27 de marzo, el GAP azimutal es de 103° comparado con los 81° que presenta el evento del 27 de marzo. Por tal motivo, el evento del 28 de marzo de 2019 solo se muestra en esta única figura (fig. V.11) y no se utiliza en las interpretaciones.

Para los eventos registrados en el año 2020 por la red local de 8 estaciones sismológicas se obtuvieron soluciones de mecanismos focales confiables para 4 eventos. El evento del 3 de enero de 2020 con una magnitud de 2.6 y con 15 lecturas de polaridades presenta un grupo de soluciones algo dispersas (fig. V.12). Por tal motivo se presentan 2 soluciones probables para este evento, una de ellas es normal (solución A) y la otra es normal con componente de rumbo (solución B). Por otro lado, los eventos del 2 y 22 de mayo (fig. V.13 y V.14, respectivamente), ambos con una M_L calculada de 2.8, con 12 y 16 lecturas de polaridad presentan soluciones normales con pequeña componente de rumbo. Es notable la similitud de las soluciones de mecanismos focales de los eventos 1, 2 (solución A), 3 y 4 (ver tabla V.2), todos con sus planos nodales aproximadamente oeste-este, buzando PN1 ~ hacia el sur (promedio para los 4 eventos 47°) y PN2 ~ hacia el norte (promedio para los 4 eventos 44°). Por último, el evento del 8 de septiembre de 2020, con una magnitud de 1.9 y profundidad 1.8 km, menor que los eventos anteriormente detallados, y 9 lecturas de polaridades presenta una única solución (fig. V.15) de tipo de rumbo con componente normal. Este evento presenta el plano nodal 1 (PN1) con un rumbo NNE-SSO buzando hacia el sur este y el plano nodal 2 (PN2) con un rumbo NO-SE buzando hacia el sur-oeste.

ID	Año	Latitud	Error	Longitud	Error	Prof.	NSTA	M _L	RMS	GAP	NPOL	Rb/Bz/Des
1	2019327_202729.3	-36.616	1.6	-70.366	2.7	3.7	52	-	0.7	81	18	85/45/-83 255/45/-97
2	202013_115035.3	-36.632	2.5	-70.469	2.8	5.2	25	2.6	0.9	77	15	89/50/-90 269/40/-90
3	202052_211932.2	-36.628	2.9	-70.522	3.8	4.2	24	2.8	1.0	97	12	69/40/-98 259/50/-83
4	2020522_17311.3	-36.665	2.6	-70.463	3.0	3.6	25	2.8	1.0	81	16	73/51/-103 273/41/-75
5	202098_195511.1	-36.658	3.6	-70.475	3.5	1.8	13	1.9	0.9	90	9	25/42/-17 128/79/-131

Tabla V-II. Eventos con solución de mecanismo focal obtenidos en esta tesis. En la tabla se indica el número de identificación del evento (ID), parámetros de localización con sus errores horizontales, N° estaciones utilizadas (NSTA), magnitud (M_L), residuo medio cuadrático (RMS), máximo ángulo donde no hay cobertura de estaciones (GAP), N° de lecturas de primeros arribos con polaridad identificada.

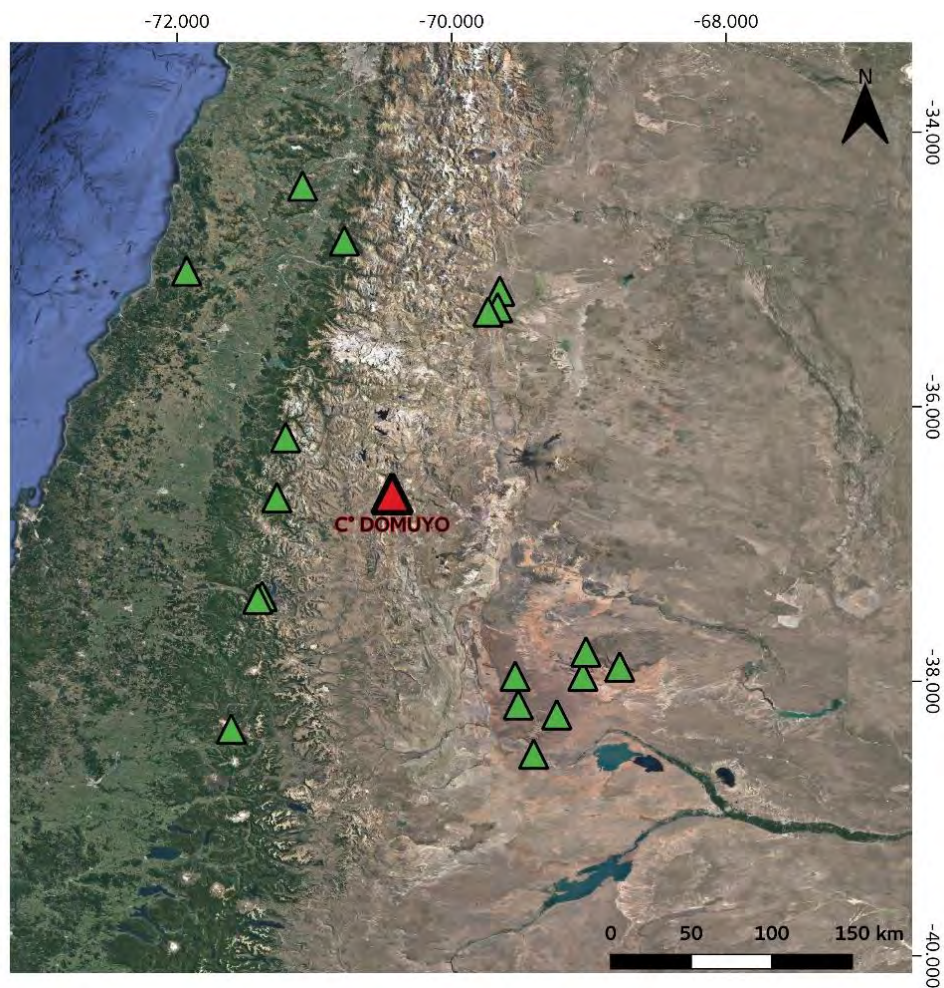


Figura V-VIII. Imagen satelital, donde los triángulos verdes representan la ubicación de las estaciones utilizadas para calcular el mecanismo focal del evento del 27 de marzo del 2019.

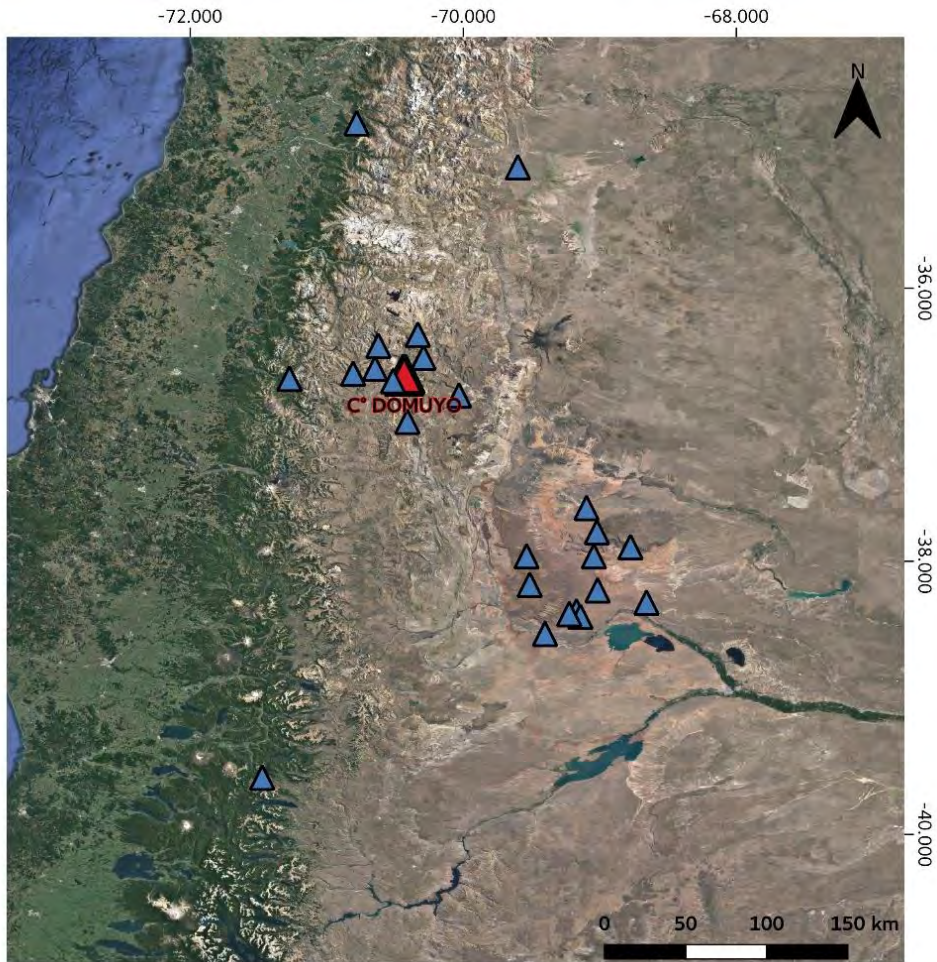


Figura V-IX. Imagen satelital, donde los triángulos azules representan la ubicación de las estaciones utilizadas para calcular los mecanismos focales correspondientes a los eventos del año 2020.

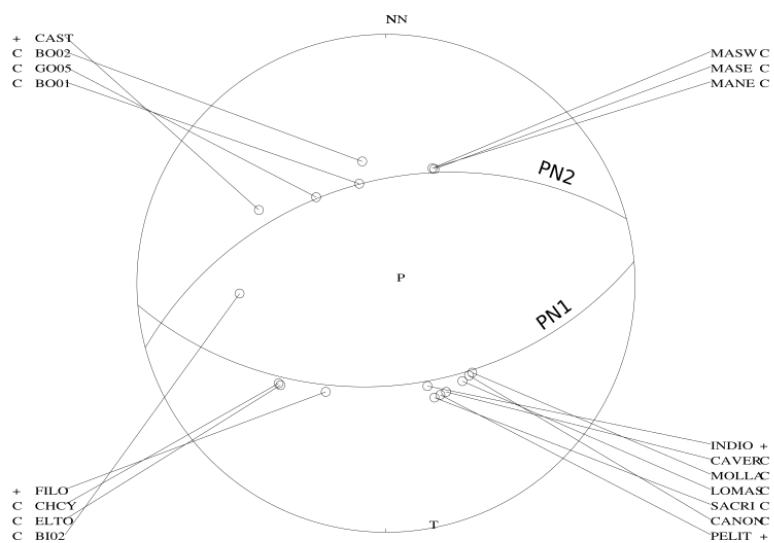


Figura V-X. Solución de mecanismo focal para el evento del 27 de marzo de 2019 (mecanismo 1 en fig. V.16). La letra C y el símbolo + indican el primer movimiento compresional impulsivo o emergente, respectivamente. Se señala con PN1 y PN2 los 2 planos nodales a fin de hacer referencia a los mismos en la discusión.

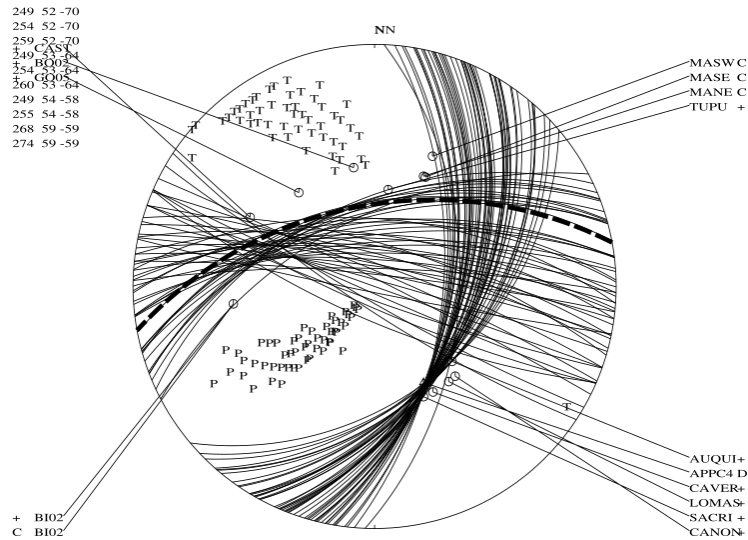


Figura V-XI. Soluciones de mecanismos focales para el evento del 28 de marzo de 2019. En este caso se obtuvo una familia de soluciones. La letra C y el símbolo + indican que el primer movimiento es compresional impulsivo o compresional emergente, respectivamente. La letra D y el símbolo - indican que el primer movimiento distensivo impulsivo o distensivo emergente, respectivamente. Debido a la dispersión de las soluciones este mecanismo no se utiliza en las interpretaciones. Sin embargo, se puede observar que uno de los planos nodales (señalado con línea negra a trazos) es similar al PN2 del evento del mecanismo de la figura V.10.

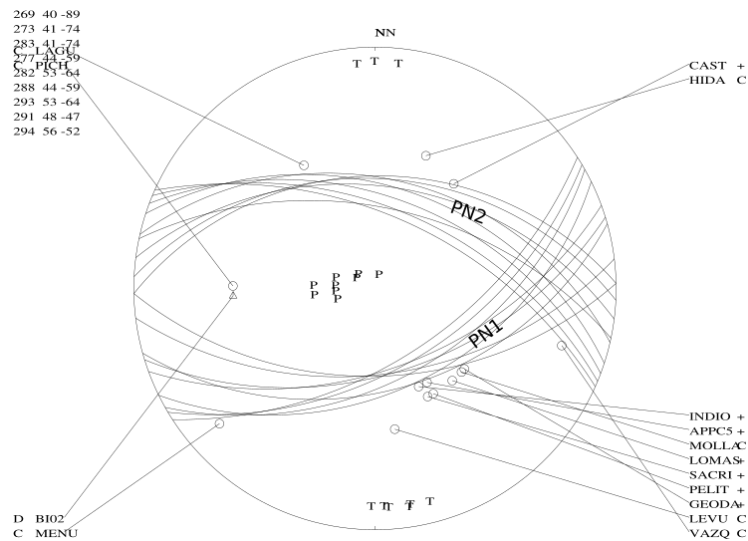


Figura V-XII. Solución de mecanismo focal para el evento del 3 de enero de 2020 (mecanismo 2 en fig. V.16). La letra C y el símbolo + indican que el primer movimiento es compresional impulsivo o compresional emergente, respectivamente. La letra D y el símbolo - indican que el primer movimiento distensivo impulsivo o distensivo emergente, respectivamente. Se señala con PN1 y PN2 los grupos de los 2 planos nodales a fin de hacer referencia a los mismos en la discusión.

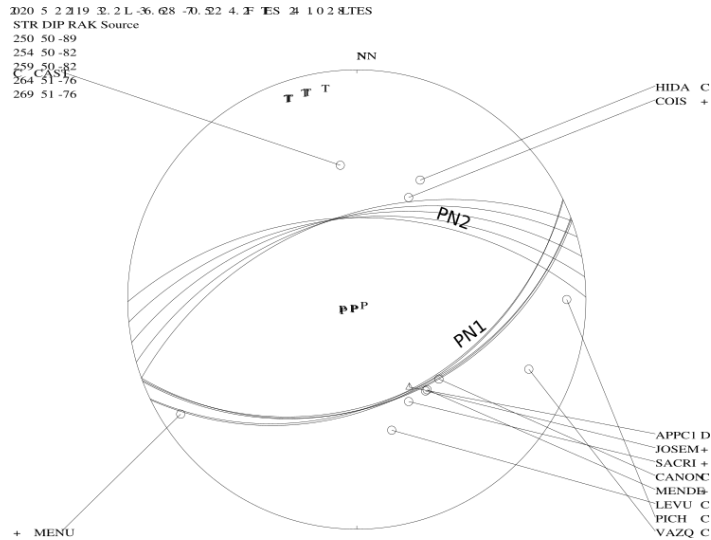


Figura V-XIII. Solución de mecanismo focal para el evento del 2 de mayo de 2020 (mecanismo 3 en fig. V.16). La letra C y el símbolo + indican que el primer movimiento es compresional impulsivo o compresional emergente, respectivamente. La letra D y el símbolo - indican que el primer movimiento distensivo impulsivo o distensivo emergente, respectivamente. Se señala con PN1 y PN2 los grupos de los 2 planos nodales a fin de hacer referencia a los mismos en la discusión.

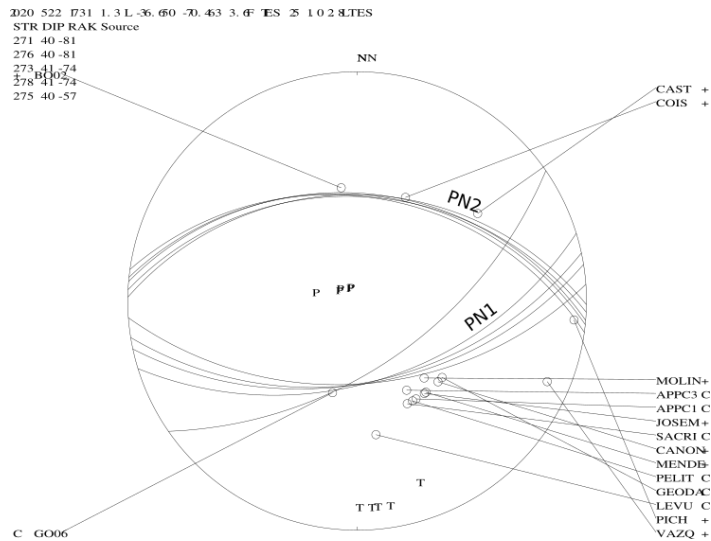


Figura V-XIV. Solución de mecanismo focal para el evento del 22 de mayo de 2020 (mecanismo 4 en fig. V.16). La letra C y el símbolo + indican que el primer movimiento es compresional impulsivo o compresional emergente, respectivamente. La letra D y el símbolo - indican que el primer movimiento distensivo impulsivo o distensivo emergente, respectivamente. Se señala con PN1 y PN2 los grupos de los 2 planos nodales a fin de hacer referencia a los mismos en la discusión.

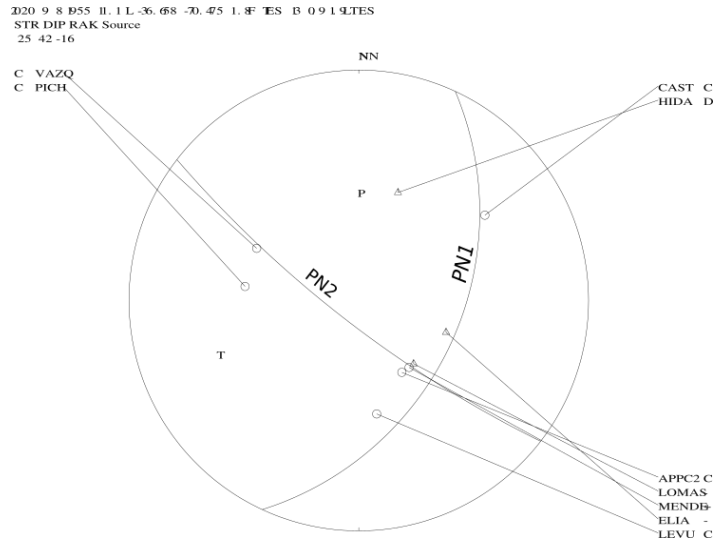


Figura V-XV. Solución de mecanismo focal para el evento del 8 de septiembre de 2020 (mecanismo 5 en fig. V.16). La letra C y el símbolo + indican que el primer movimiento es compresional impulsivo o compresional emergente, respectivamente. La letra D y el símbolo - indican que el primer movimiento distensivo impulsivo o distensivo emergente, respectivamente. Se señala con PN1 y PN2 los 2 planos nodales a fin de hacer referencia a los mismos en la discusión.

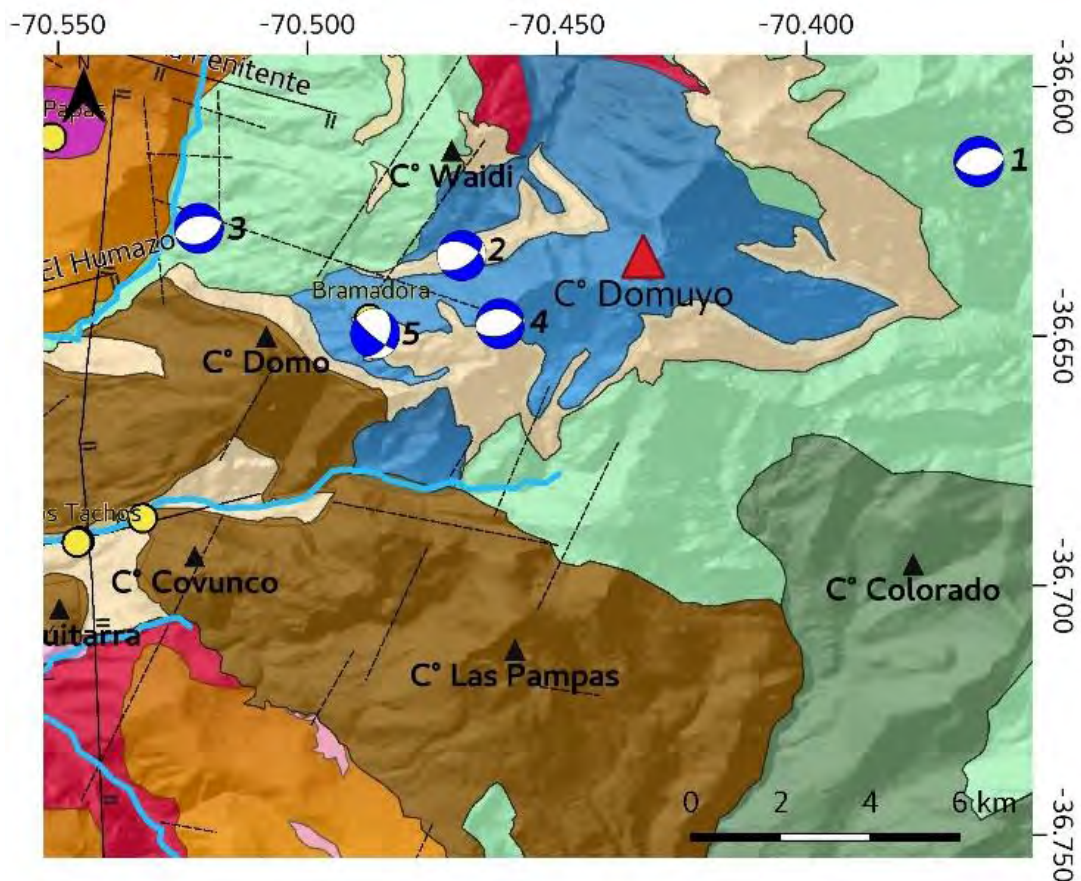


Figura V-XVI. Mapa geológico. Ubicación de los mecanismos focales, cada mecanismo posee un numero en referencia a su ubicación en la tabla V.2.

V.II Magnetismo

V.II.I Anomalías Magnéticas y Punto de Curie.

En este trabajo se analizan las largas longitudes de onda del campo magnético total en diversas ventanas variables, hasta cubrir el área total de los datos, asignando a las Z_t y Z_b calculadas, las coordenadas del centro de cada ventana.

La Figura V.17 muestra con círculos negros el centro de las ventanas de las profundidades medias al Punto de Curie. El programa CuDePy (Soler 2015) opera en ventanas variables buscando la óptima para cada región de análisis.

En la tabla IX-III del apéndice se muestra la determinación del Punto de Curie, con el programa CuDePy (Soler 2015) donde están representados los datos de las coordenadas de cada punto, el ancho de la ventana, el Z_t , Z_b y el error generado en Z_b .

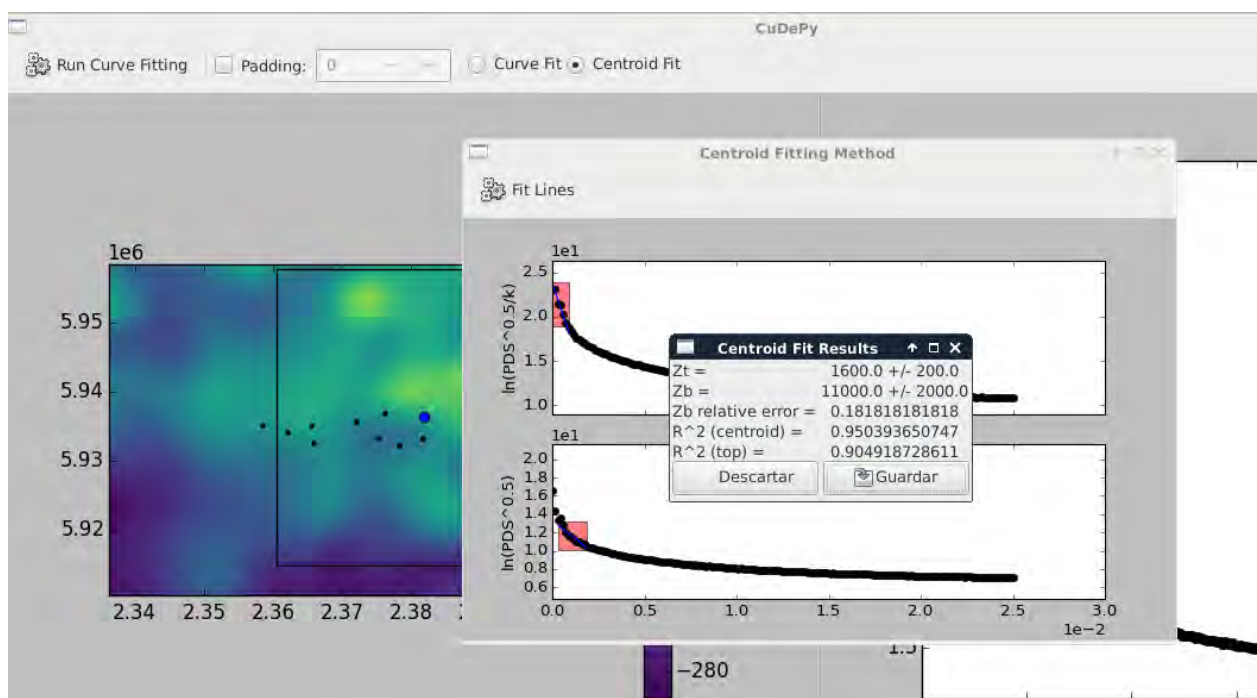


Figura V-XVII. La ilustración muestra un ejemplo del uso del programa CuDePy (Soler 2015). Con círculos negros, el centro de las ventanas de las profundidades medias hasta el Punto Curie. CuDePy opera en ventanas variables buscando la óptima para cada región de análisis. Para la interpretación de las referencias al color en esta leyenda de la figura.

En la carta de anomalías magnéticas reducidas al polo se trazaron dos secciones transversales con orientación oeste – este, una sobre la zona geotermal y cuerpo del Cerro

Domuyo (sección transversal AB) y la otra (Sección transversal del CD) a 11 km al sur de AB. En cada sección se muestran los valores de las profundidades al punto de Curie, con números cercanos a las secciones (fig. V.18). La carta de anomalía magnética muestra zonas de altas susceptibilidades (más de 100 nT) que probablemente están asociadas con paleo cámaras magmáticas, también se observan susceptibilidades magnéticas menores (-80 nT). A partir del procesamiento de estos datos aeromagnéticos, se encontró la corteza magnética más delgada (5 a 6 km) en la zona de cerro Domuyo, en comparación con los resultados del perfil sur que presentan valores mayores (> 9 km).

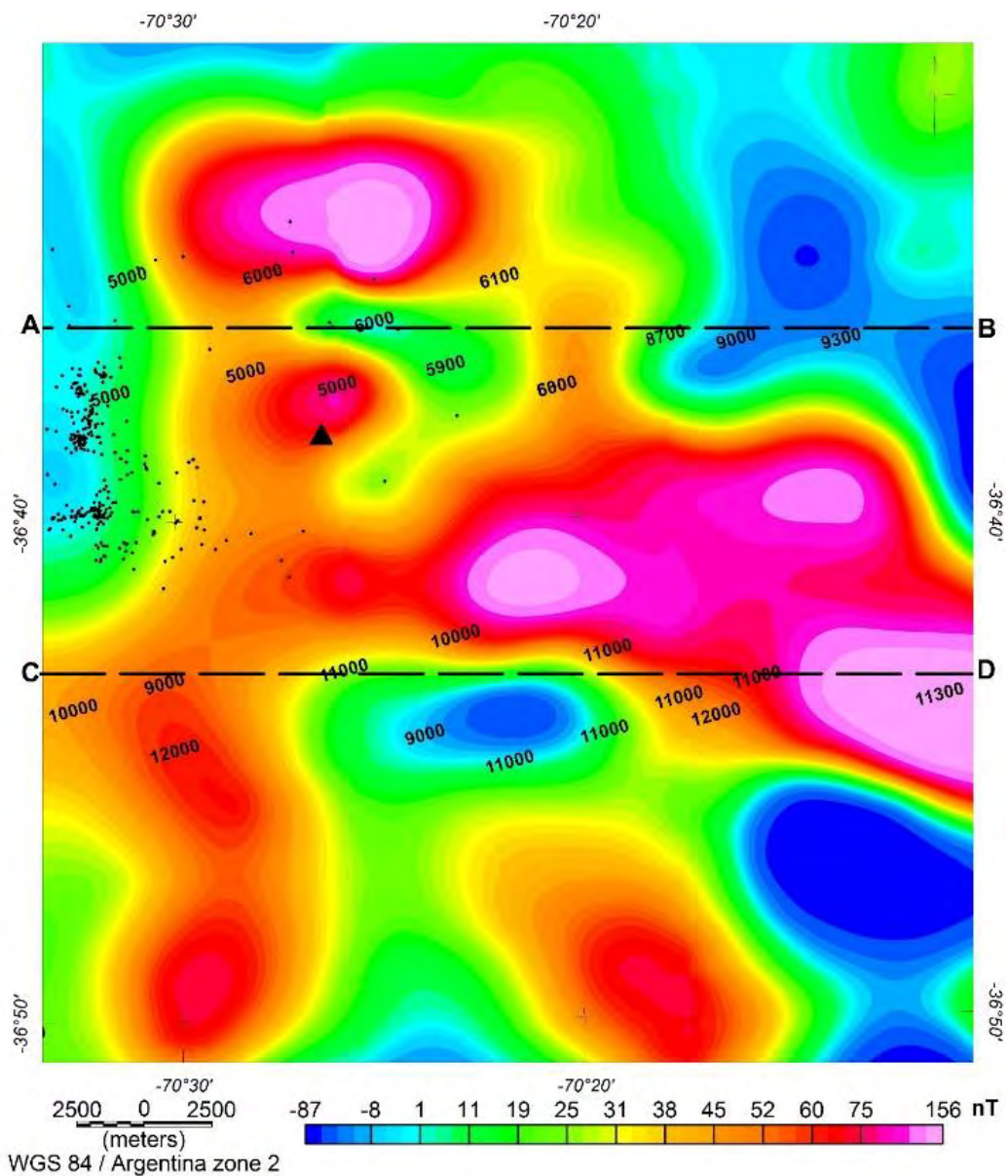


Figura V-XVIII. Carta de anomalías residuales. A-B y C-D son las trazas de los perfiles donde se calculó el espesor de la corteza magnetizada. Los valores de Curie se representan con números cercanos a las trazas.

V.II.II Modelo de Inversión de las Anomalías Magnéticas

Los modelos 3D de susceptibilidad magnética efectiva obtenidas mediante la técnica VOXI, fueron generados para visualizar el subsuelo desde la topografía a 1400 m s. n. m. y hasta los -5000 metros de profundidad. Los modelos se presentan en cortes en planta a diferentes profundidades. Los valores mínimos de susceptibilidad se observan en la gama del azul, mientras que los máximos valores de susceptibilidad se representan en la gama de los rojos. El modelo 3D de susceptibilidades efectivas estimado por la inversión de las anomalías magnéticas se muestran en la figura V.19, con un rango de valores de $\chi = -0.0054$ SI a $\chi = 0.0085$ SI, y una profundidad máxima de 5 km. Los máximos valores de susceptibilidad efectiva se ubican en la región al Este y Sur del cerro Domuyo, indicando la presencia de rocas más consolidadas, rocas ígneas, rocas básicas. En la zona Oeste, Norte y debajo del cerro Domuyo, los valores de susceptibilidad efectiva son bajos, tal como se observa en Fig. V.19 C y D, donde se realizaron cortes a -3000 msnm y -5000 msnm respectivamente.

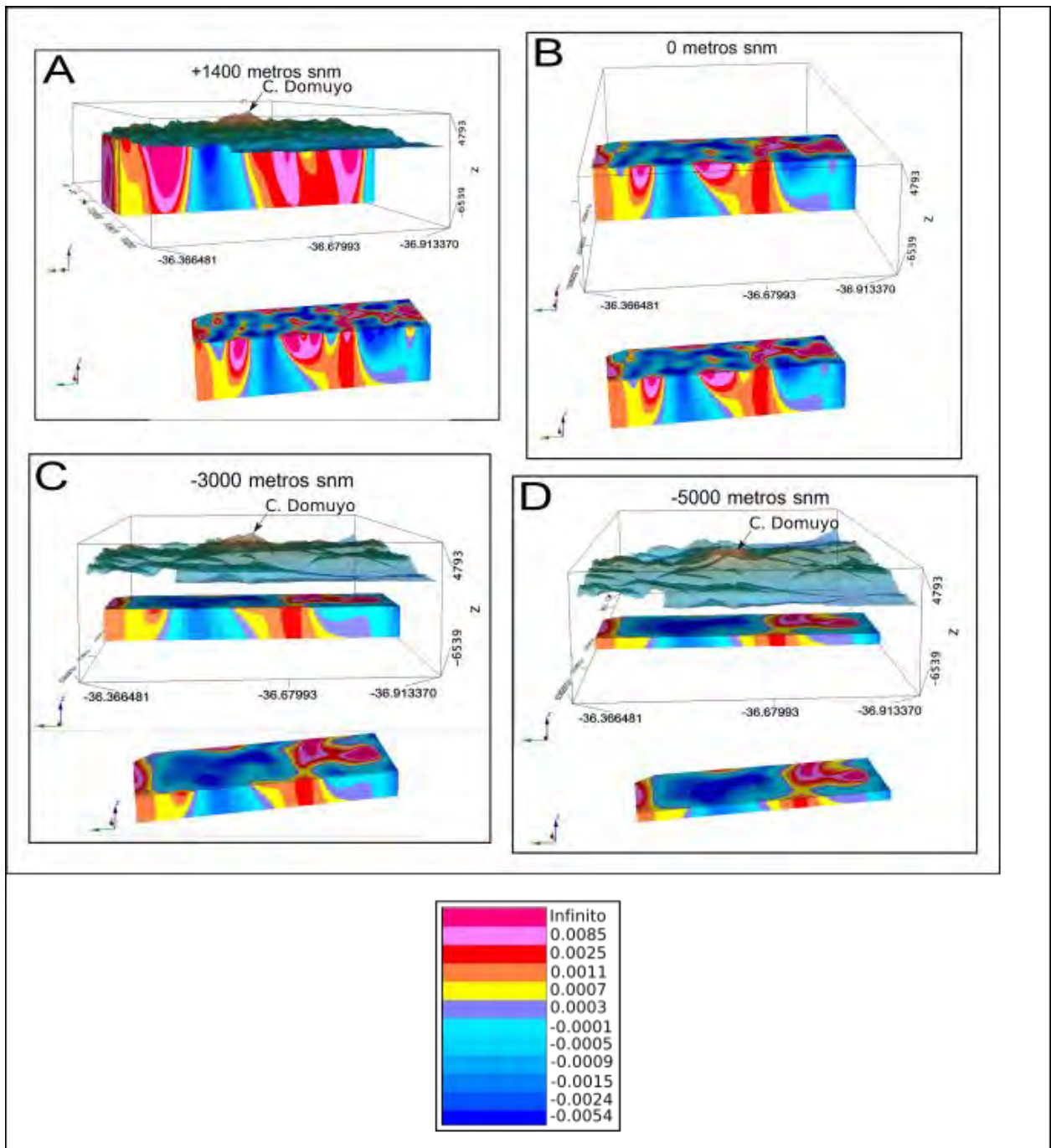


Figura V-XIX. Susceptibilidad magnética de la zona del campo geotermal y cerro Domuyo. Representada en Voxis con topografía a diferentes alturas a) Corte del modelo a 1.400 metros snm, sobre el modelo de inversión magnética; b) modelo de susceptibilidad a 0 msnm; c) Corte del modelo a una profundidad de -3.000 msnm.; d) Corte del modelo a una profundidad de -5000 msnm.

V.III

Gravimetría

Una vez confeccionada la carta de anomalías de Bouguer se procedió a la interpretación de la misma. Como se mencionó en párrafos anteriores las anomalías de Bouguer son el resultado de la suma de los efectos gravitatorios de fuentes anómalas regionales y locales. Por este motivo, para hacer una correcta interpretación es necesario estimar el tamaño y profundidad de emplazamiento de dichas fuentes. En este sentido, los resultados arrojados por el método radial espectral (Spector y Grant, 1972) revelan que las fuentes anómalas regionales detectadas en la carta de anomalía de Bouguer (fig. V.20) se encuentran a una profundidad media de unos 2 km, mientras que las fuentes locales se localizan a profundidades menores a 1 km. (fig. V.21).

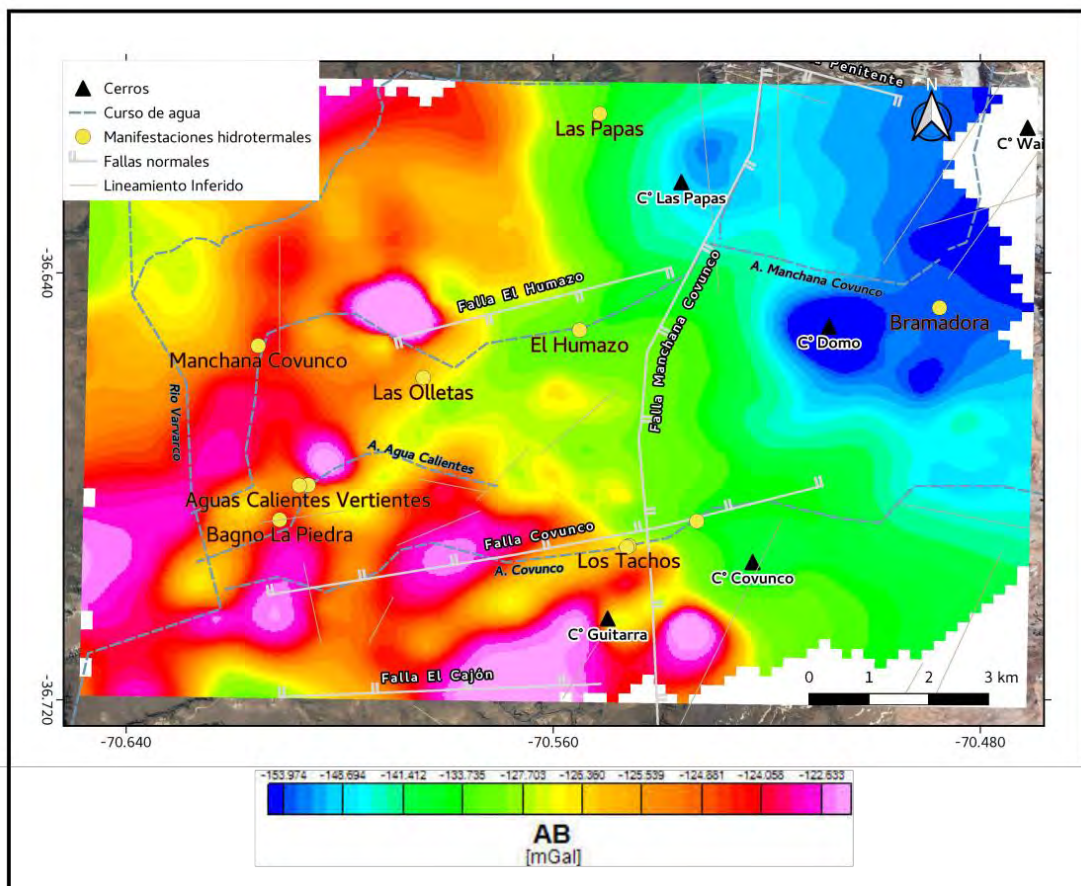


Figura V-XX. Mapa de anomalías de Bouguer.

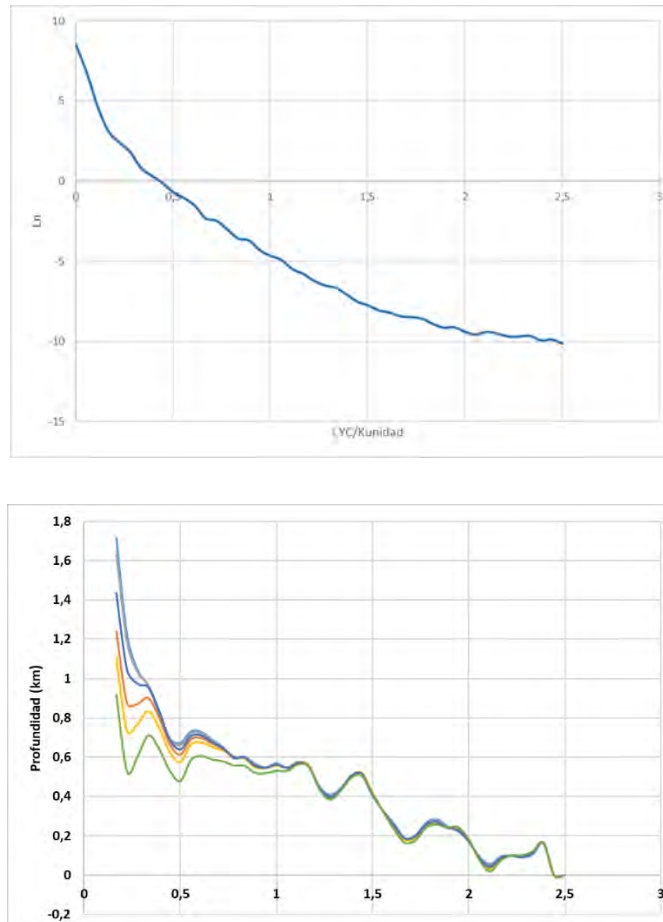


Figura V-XXI. Método radial espectral del área de estudio. Arriba espectro de potencia logarítmico. Abajo profundidades en km obtenidas para las siguientes cartas: A) Anomalías de Bouguer, línea color celeste. B) Anomalías residuales de Bouguer de 5000, línea color gris C) Anomalías residuales de Bouguer de 2500, línea color azul. D) Anomalías residuales de Bouguer de 1500, línea color naranja. E) Anomalías residuales de Bouguer de 1000, línea color amarillo. F) Anomalías residuales de Bouguer de 500, línea color verde. En el eje horizontal se presentan los ciclos por unidad de mil.

En todas las cartas de prolongación ascendente (fig. IV.8, IV.9, IV.10, IV.11) se observa la misma tendencia de las isoánomas de Bouguer, que decrecen hacia el noreste del área alcanzando valores hasta los -160 mGal. Esto está en acuerdo con la presencia de un depocentro sedimentario (depósitos Cuenca Neuquina, edad jurasica) localizado en el borde occidental de la cuenca Neuquina, bloque hundido de la falla Manchana Covunco y borde oriental del área de estudio. Por el contrario, la tendencia creciente hacia el oeste de las anomalías de gravedad está relacionado al bloque elevado de la mencionada falla, donde el basamento de características granodiorítico se someriza alcanzando su máxima expresión en los afloramientos mapeados al noroeste del río Manchana Covunco y al sur del río Atreuco (fig. V.20).

A la anomalía de Bouguer se le descontaron los efectos anómalos regionales obteniendo residuos anómalos (fig. V.22) que se vinculan a fuentes someras de corta longitud de onda y están representadas en la carta residual de Bouguer.

En el área donde se realizaron las mediciones (campo geotermal del Domuyo) un extenso depósito de rocas piroclásticas producto de los episodios efusivos del complejo volcánico Domuyo cubren litologías preexistentes y cuerpos emplazados en corteza superior, en este sentido el mapa de anomalías residuales de Bouguer adquiere importancia. El mismo representa las heterogeneidades superficiales de una corteza constituida por cuerpos con densidades diferentes a la densidad adoptada para el cálculo de la corrección de Bouguer (2.67 gr/cm^3). De la interpretación realizada en la carta de anomalías residuales se individualizan varias fuentes anómalas que podrían estar vinculadas a cuerpos volcánicos (fig. V.22). Al oriente de la falla Manchana Covunco se presentan isoanómalas cerradas y aproximadamente concéntricas con valores anómalos de signo negativo ($< -2.72 \text{ mGal}$). Se observan tres mínimos gravimétricos vinculados al cerro Covunco; cerro Domo y el margen occidental del arroyo Manchana Covunco, donde se encuentra el cerro Las Papas. Por otro lado, en el mapa de anomalías residuales se observan anomalías positivas de corta y media longitud de onda de más de 4.36 mGal , las mismas se relacionan con fuentes someras emplazadas en los primeros metros de corteza. Existe buena correlación entre dichas fuentes y las fallas Manchana Covunco, El Humazo y Covunco, delimitando diferentes dominios gravimétricos, con orientación oeste-este, y norte-sur por la falla Manchana Covunco en el margen oriental. Se observa en el centro de la carta un positivo gravimétrico de mediana longitud de onda y dirección suroeste noreste (representado en la figura V.22 con el 4), limitado por las fallas normales El Humazo al norte y Covunco al sur. Dentro de este bloque se observan valores anómalos positivos de corta longitud de onda con la misma orientación, que responden al control estructural regional, esta evidenciado en la dirección que adoptan los lineamientos trazados en superficie han sido reportados por diferentes autores (JICA, 1983, 1984; Pesce 1983, 1987; Miranda, 1996; Miranda et al., 2006; Mariot, 2008; Lisjak, 2007; Galetto et al., 2018). También se encuentran una serie de máximos anómalos de formas aproximadamente circulares, coincidiendo estos valores ($>3.32 \text{ mGal}$) con los puntos hidrotermales (Los Tachos, Las Olletas, aguas calientes, Rincón de las Papas, Los Bagno la Piedra).

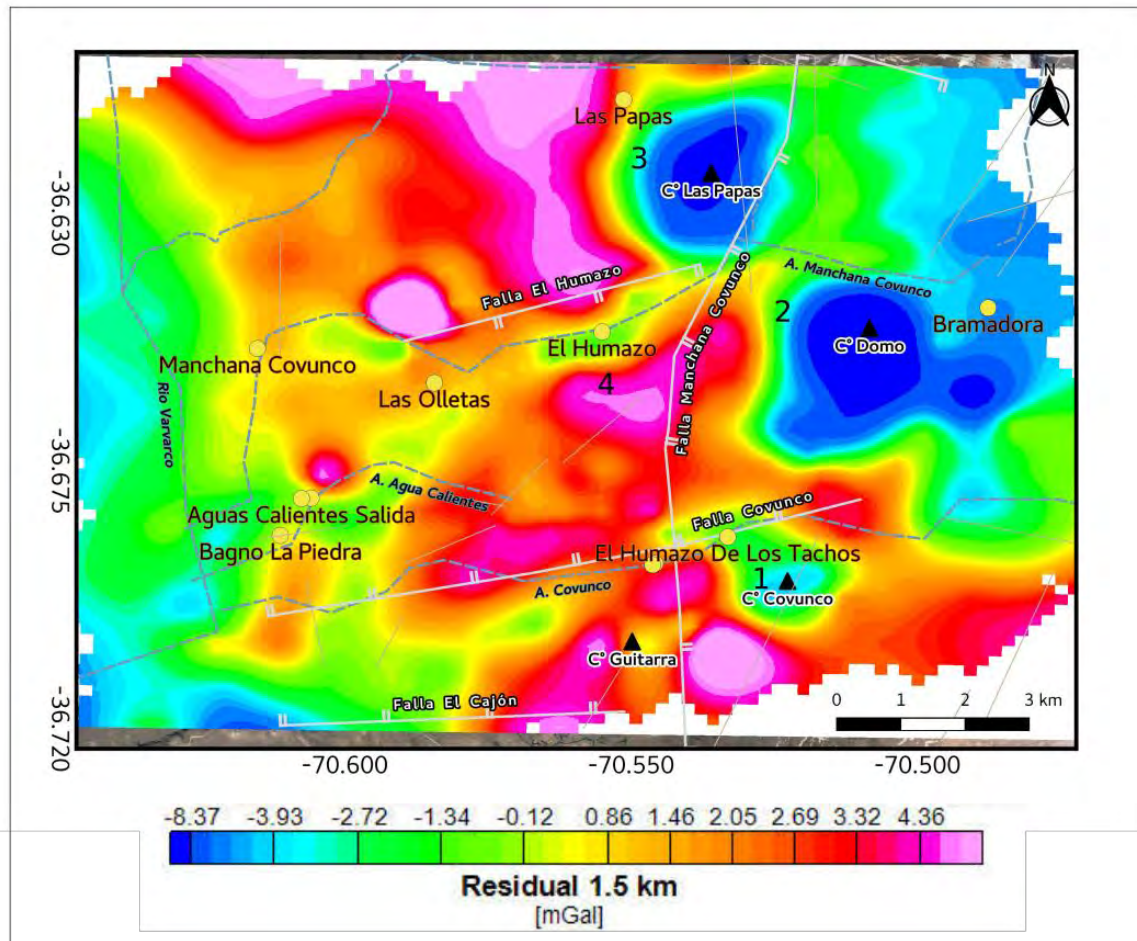


Figura V-XXII. Mapa de anomalías residuales de Bouguer, los números identifican las diferentes zonas descritas en el texto. Con círculos amarillos se marcan las manifestaciones hidrotermales, con línea de trazo color celeste se ubican los cursos de agua. Los lineamientos inferidos y fallas normales se encuentran representados por líneas de color gris.

V.III.I Métodos de realce de anomalías

V.III.I.I Señal analítica

Aplique el método de realce de la señal analítica al mapa de anomalías residuales seleccionado (fig. V.22) con el fin de poder enfatizar fuentes generadoras de anomalías gravimétricas. El resultado de aplicar la SA se muestra en la figura V.23, en la misma podemos apreciar una correspondencia entre los valores máximos de la amplitud de la señal analítica con estructuras geológicas reconocidas en el campo, cuerpos volcánicos y manifestaciones hidrotermales reconocidas anteriormente por diferentes autores (JICA, 1983, 1994; Tassi et al., 2016; Miranda et al., 2006; Galetto et al., 2018), como también aquellas que han sido interpretadas desde la carta de anomalías residuales de Bouguer. Particularmente aquellas fuentes anómalas que han sido vinculadas a cuerpos volcánicos como el Cerro Domo que está compuesto por depósitos freatomagmáticos en la base y coladas riolíticas por encima. Los depósitos freatomagmáticos están compuestos por fragmentos de roca riolíticas producto de la explosión debida a la vaporización del agua del nivel freático generada por el ascenso de magma, se considera que componen la última fase de formación del cerro Domuyo, que es la formación de domos y coladas volcánicas. En la ladera norte de este cerro se encuentra la manifestación geotermal la Bramadora donde el sistema de fallas que posee hace que los fluidos tomen contactos con el cuerpo intrusivo (Tassi et al., 2016). La amplitud de la señal analítica delimita los bloques elevados de basamento, zonas con alteración hidrotermal y cuerpos volcánicos, sin embargo, los muestra como un único máximo central. Ésto se debe a dos motivos, a medida que aumenta la profundidad de las fuentes los máximos de amplitud se ensanchan generando la superposición de los mismos (cuerpos volcánicos). También, cuando las fuentes anómalas son pequeñas (zonas de alteración) con relación al tamaño de la celda de grillado la señal analítica se muestra como un único máximo. Una solución a este problema es trazar perfiles oblicuos a estas estructuras y realizar un análisis detallado conjuntamente con la topografía. En la figura V.24 y V.25 se grafican 4 perfiles de SA como ejemplo de lo anteriormente mencionado, la ubicación de los mismos se marca en la figura V.23.

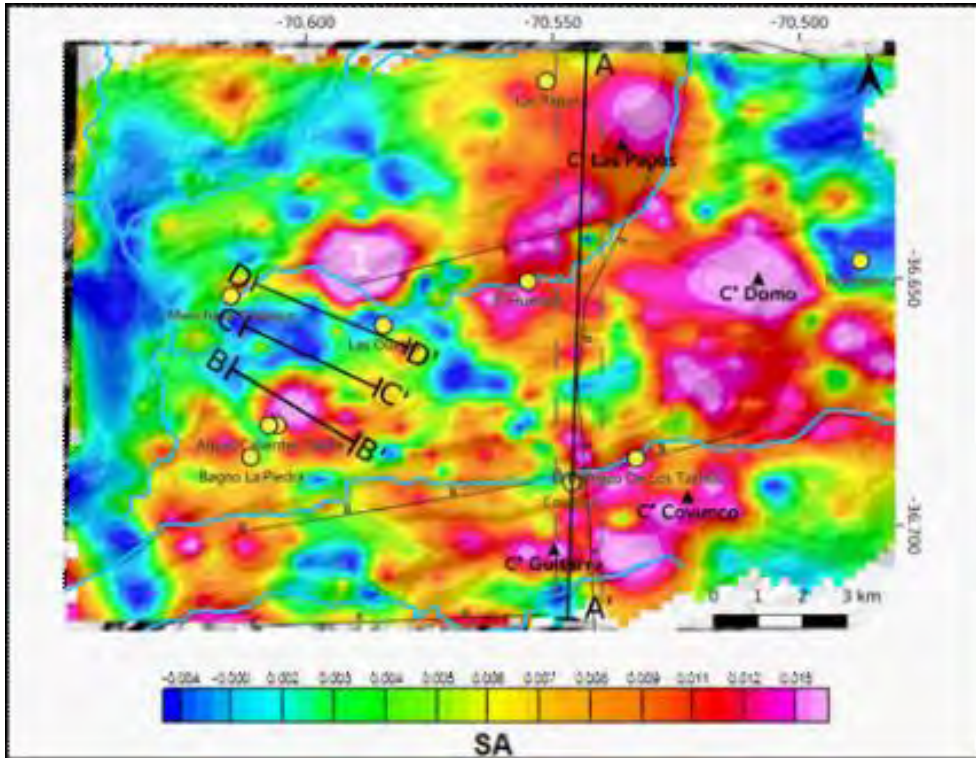


Figura V-XXIII. Carta de la Señal Analítica de las residuales AB obtenidas por prolongación ascendente a 1.5 km. Se ubican con línea de trazo los lineamientos inferidos y con línea continua las fallas normales. Con círculos amarillos se ubican las manifestaciones geotermales, obsérvese que las mismas se encuentran ubicadas en los bordes de las anomalías circulares positivas (>0.012), es decir en zonas de alto gradiente de la señal.

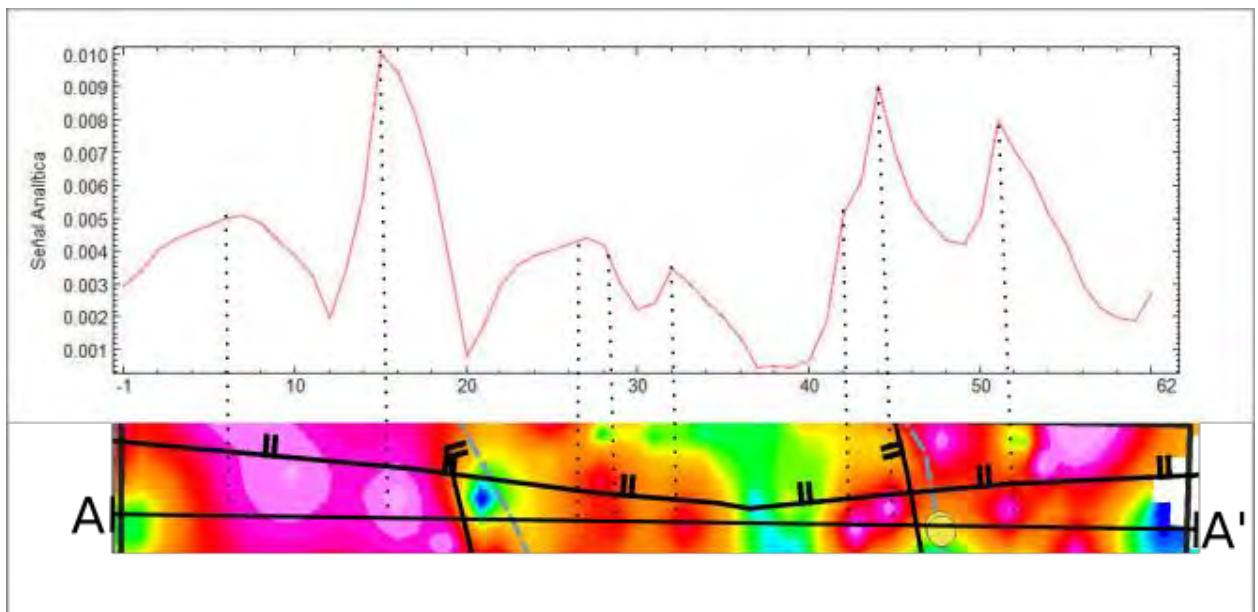


Figura V-XXIV. Perfil N – S de SA, donde se relacionan los máximos de amplitud con las anomalías positivas de la carta. La ubicación del perfil se puede observar en la figura V.23.

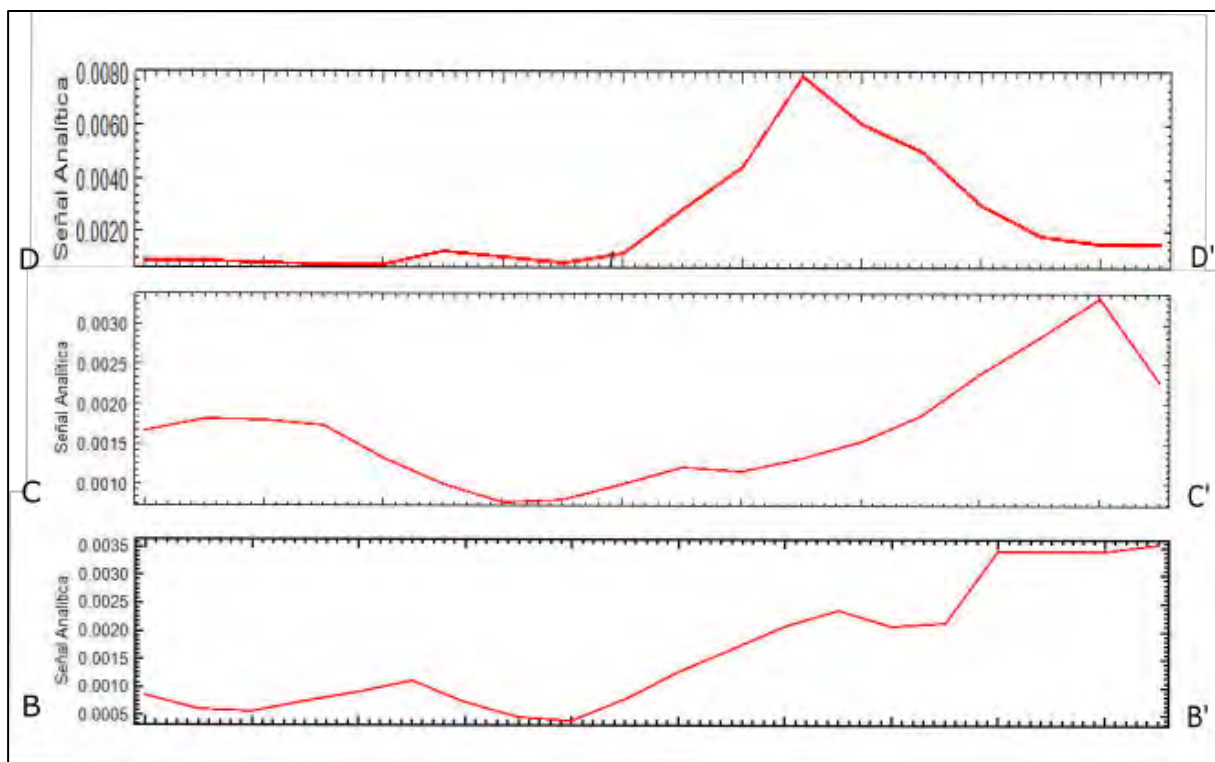


Figura V-XXV. Trazo de 3 perfiles NO –SE que se utilizaron para la interpretación del tren de máximos ubicados entre las fallas El humazo y Covunco, la traza de estos perfiles se encuentra en la figura V.23. En el eje de las X se representa el valor de señal analítica.

Continuando con la interpretación, obsérvese que sobre el lineamiento extensional NE-SO del Cerro Domo se observan máximos de la amplitud de la SA, al igual que sobre el margen norte de la falla el Humazo (figura V.23 número 1). Este último máximo se encuentra alineado con un tren de máximos con orientación noreste- suroeste coincidente con las manifestaciones las Olletas, Aguas Calientes, Los Bagnos la Piedra. Para encontrar esta conexión se trazaron perfiles, perpendiculares al lineamiento de interés (perfiles noroeste – sureste marcados con líneas rojas continuas en la figura IV.12), una vez obtenida la SA a lo largo de cada perfil se marcaron los máximos de la amplitud, para luego vincularlos a rasgos geológicos. Los máximos correspondientes a cada perfil al ser unidos responden a una estructura que podría ser interpretada como una falla que une las mencionadas manifestaciones geotermales. Marcada en la figura V.26 con línea de trazo verde.

Continuando con esta hipótesis se trazaron perfiles con dirección N – S (6 perfiles de aproximadamente 13 km de longitud con una separación de 1 km entre ellos), para determinar estructuras emplazadas en subsuelo (fallas El Humazo y Covunco) y analizar su relación con

los puntos de manifestación hidrotermal que se localizan a lo largo de dichas estructuras. De esta forma, los máximos de amplitud de SA obtenidos a lo largo de los diferentes perfiles fueron vinculados a las fallas de interés como también a estructuras no aflorantes que no han sido reportadas anteriormente por otros autores (fig. V.26)

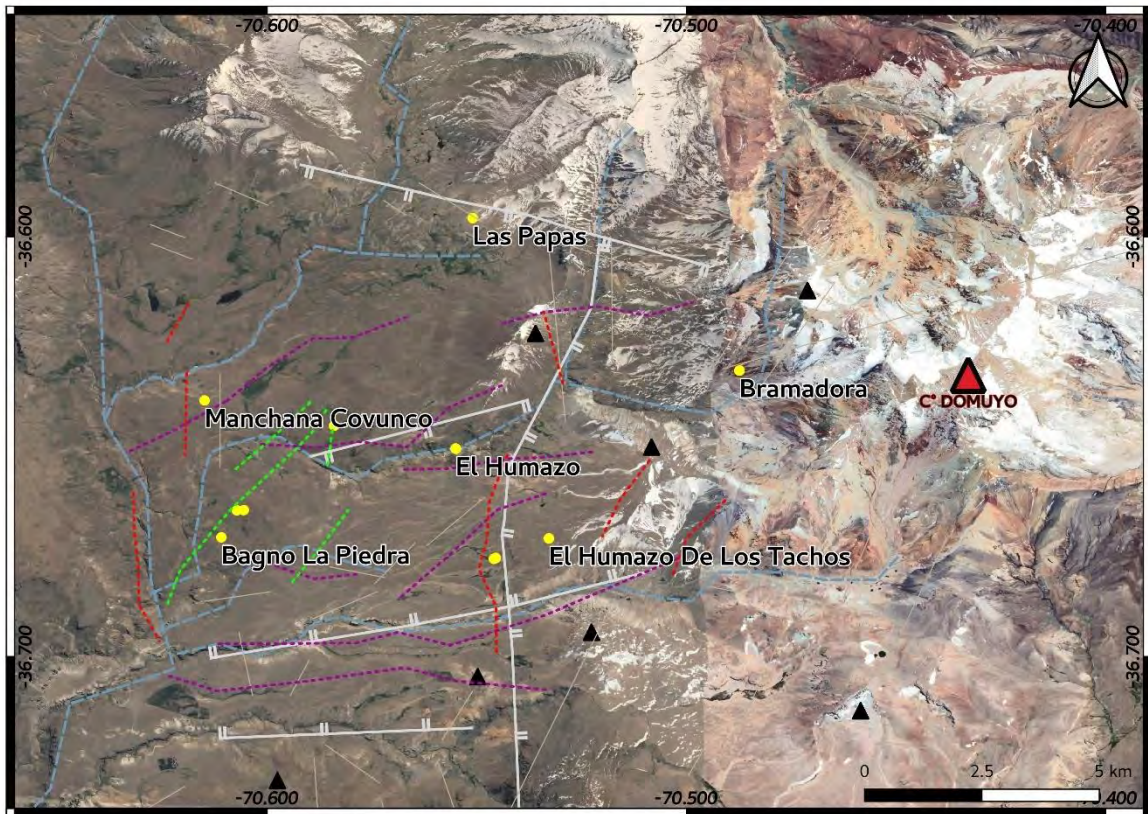


Figura V-XXVI. Imagen satelital donde se presentan la interpretación de los perfiles de SA, los O – E cuya interpretación se encuentra con trazo de color rojo, los N – S con color violeta y los NO – SE con línea de trazo color verde. Los lineamientos inferidos y las fallas normales son graficadas de la recopilación bibliográfica anteriormente referida.

V.III.I.II Método de Tilt

Como se mencionó anteriormente el método de Tilt y su derivada enfatizan los contactos entre diferentes dominios geológicos que poseen densidades distintas. En este sentido se espera que la aplicación de este método resalte los contactos entre los cuerpos volcánicos y su roca de caja como también las fallas que generan el basculamiento de bloques de basamento y produce contrastes de densidad. Estos contactos se individualizan con el valor

0 del ángulo de Tilt. Para localizar estos bordes o contactos de fuentes anómalas se aplicó el método de Tilt a la grilla de anomalías residuales de Bouguer obteniendo un mapa de Tilt (Figura V.27).

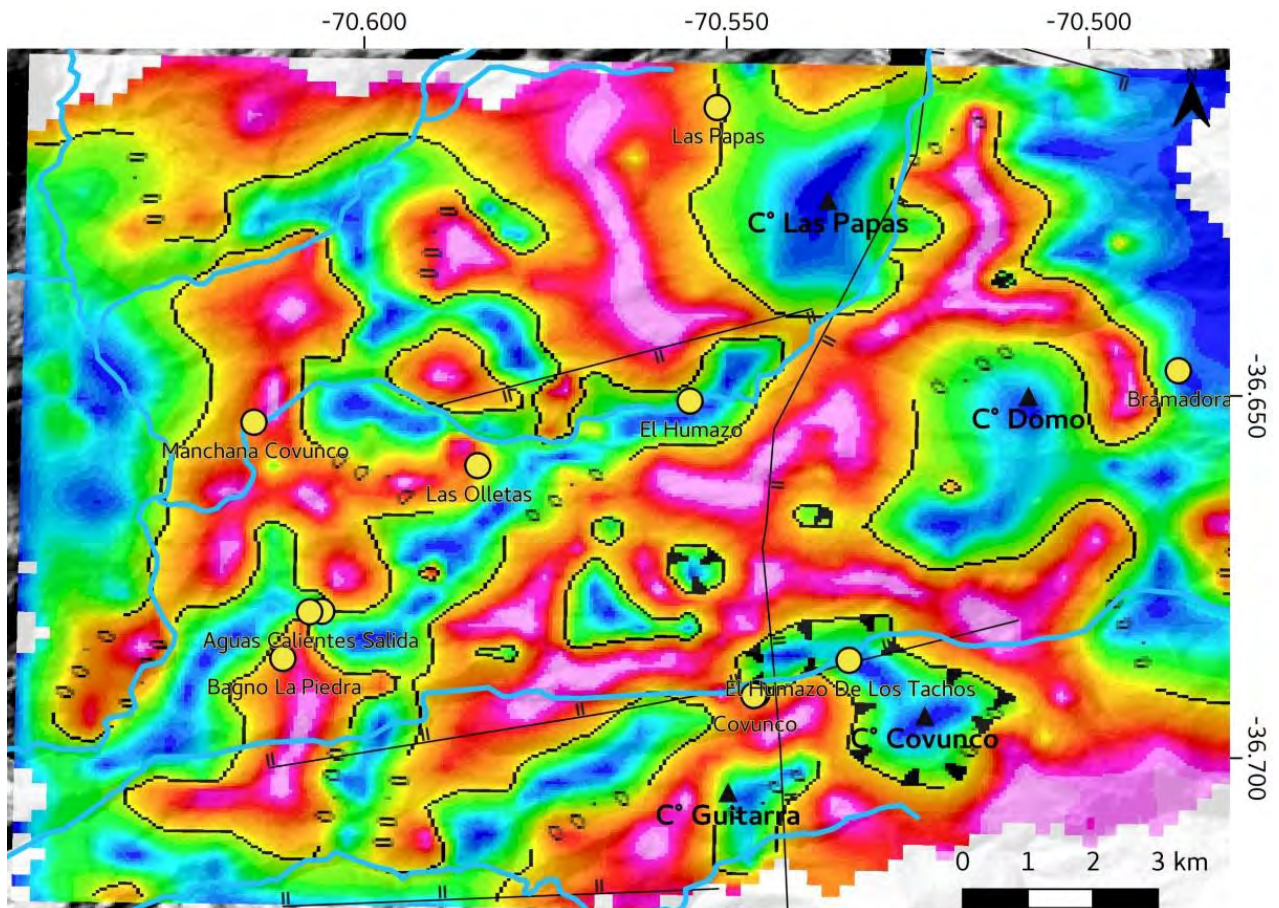


Figura V-XXVII. Mapa de Tilt, con línea de trazo continuo color negro se marca la isolínea de valor 0. Nótese que las manifestaciones hidrotermales se encuentran en la isolínea de 0, determinando el canal que facilita el ascenso de fluidos desde el acuífero a la superficie. También limita los cuerpos volcánicos como ser los cerros Las Papas, Domo, Covunco y Guitarra

V.III.II Estimación de profundidades.

V.III.II.1 Deconvolución de Euler

Con el objetivo de estimar la profundidad media a las fuentes anómalas emplazadas en corteza se aplicó el método de Euler. Como se explica con anterioridad la ecuación de Euler es resuelta en función de un índice denominado índice estructural. El mismo se utiliza para

discriminar entre fuentes anómalas de diferentes geometrías. Como se interpretó en apartados anteriores las fuentes generadoras de anomalías gravimétricas presentan variedad de geometrías desde cuerpos, diques y contactos. Por este motivo se aplicaron varios índices estructurales para obtener estimaciones de profundidad de todas las fuentes interpretadas desde la anomalía residual de Bouguer y métodos de realce como la señal analítica y Tilt. Las soluciones obtenidas fueron graficadas sobre una imagen satelital para poder realizar una mejor interpretación. En una primera interpretación se observa que en todas las cartas obtenidas con índices estructurales distintos las soluciones de Euler muestran que las fuentes anómalas detectadas con el método gravimétrico son más someras al oeste de la falla Manchana Covunco. Esto último estaría en acorde a lo interpretado por otros autores con relación a la falla mencionada, ubicando el bloque elevado de la misma al oeste. En este sentido se observa como las soluciones de Euler se profundizan hacia la cuenca neuquina y los cuerpos volcánicos existentes en las inmediaciones del cerro Domuyo.

V.III.II.II Índice Estructural de 0.5

Este índice está asociado a geometrías de contacto, como se observa en las figuras V.28 las soluciones de Euler confirman lineamientos interpretados con los métodos de realce. Con un SI de 0,5 se pueden observar además de las fallas y lineamientos ya mencionados, otros lineamientos en su mayoría poco profundos menores a 850 m aproximadamente (1, 2, 4). También se observa concentración de soluciones en el borde de la fuente anómala interpretada como un cuerpo volcánico en el cerro Domo (5) y cerro Las Papas (6). Estas soluciones presentan un rango de profundidad que varía desde 0 hasta los 850 metros aproximadamente, mostrando la localización del contacto entre la roca de caja y el cuerpo de características riolíticas. Por otro lado, se identifica con el número 3 un conjunto de soluciones superficiales que delimitan un cuerpo circular identificado en superficie mediante imagen satelital.

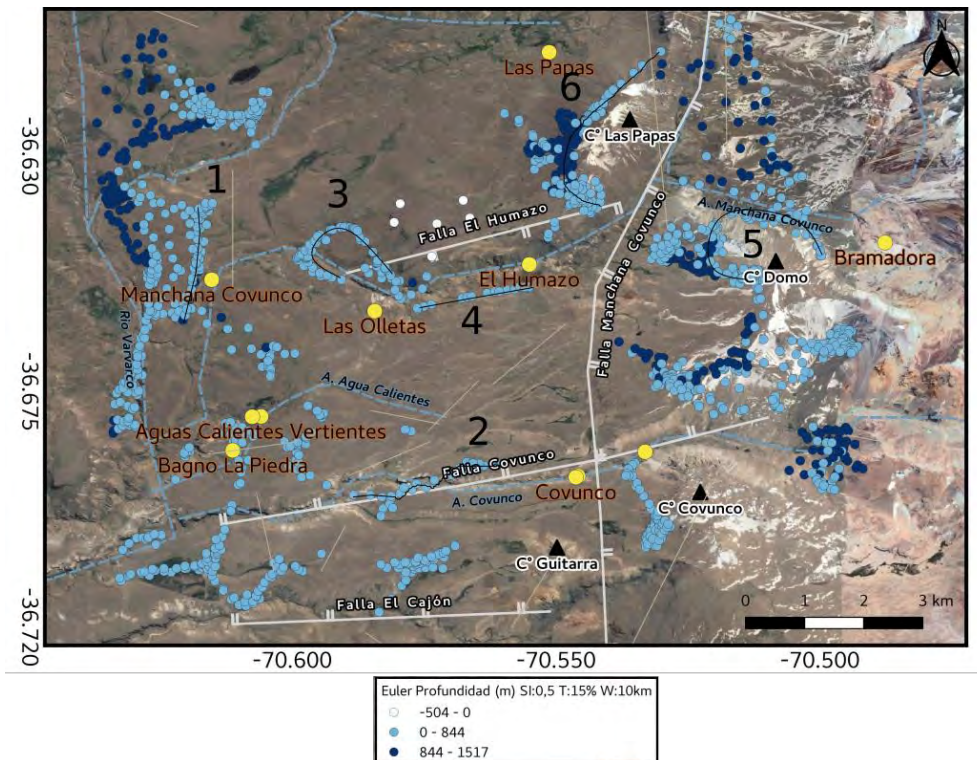


Figura V.28. Representación de la Deconvoluciones de Euler con un índice estructural de 0,5, cada lineamiento interpretado se marcó con una línea continua de color negro uniendo los puntos del resultado de Euler y se identificaron con números desde el 1 al 6. Con círculos amarillos se ubican las manifestaciones geotermiales, las fallas normales ya descritas se marcan con líneas continuas y con líneas de trazo los lineamientos inferidos

V.III.II.II Índice Estructural de 1.

Las soluciones de Euler encontradas para el índice 1 se pueden observar en las figuras VI.4 y V.29. En las mismas se encuentran hacia el centro de la carta, nidos de soluciones con un rango de profundidades que van desde 0 hasta 700 metros, todos ellos coincidentes con la ubicación de las manifestaciones geotermiales o en la zona cercana a ellas. Para individualizarlas han sido numeradas: Los Bagno La Piedra (1), Aguas Calientes (2) y Las Olleta (3) estas soluciones de características superficiales responden a anomalías generadas por la alteración hidrotermal.

CAPÍTULO VI INTERPRETACION Y DISCUSIÓN

A partir del procesamiento gravimétrico de los datos de la JICA se obtuvo la carta de las Anomalías de Bouguer, (fig. VI.1 A) en la que se observó una clara diferencia de valores anómalos en el oeste y el este de la Falla Manchana Covunco. La carta AB presenta un gradiente negativo hacia el oriente destacándose en la zona del cerro Domuyo valores de anomalías negativo, por las características de la falla Manchana Covunco (falla normal, buzante al este) se puede relacionar con este contraste de valores a la profundidad del basamento y a la cubierta sedimentaria perteneciente a la cuenca neuquina. Dando valores más altos en el margen occidental de la falla. La JICA (1983) solo realizó la interpretación de las anomalías de Bouguer sin aplicarle ningún procesamiento ni filtro, ubica la falla Manchana Covunco en la transición de las anomalías altas y bajas (color verde en la fig. VI. 1 A). Es importante destacar que, por primera vez, los datos gravimétricos obtenidos por la JICA (año 1983) y controlados posteriormente por la Dra. Miranda de la UNSJ (en el año 2015), son reprocesados en esta tesis con una gran batería de técnicas a fin de resaltar contrastes de densidades.

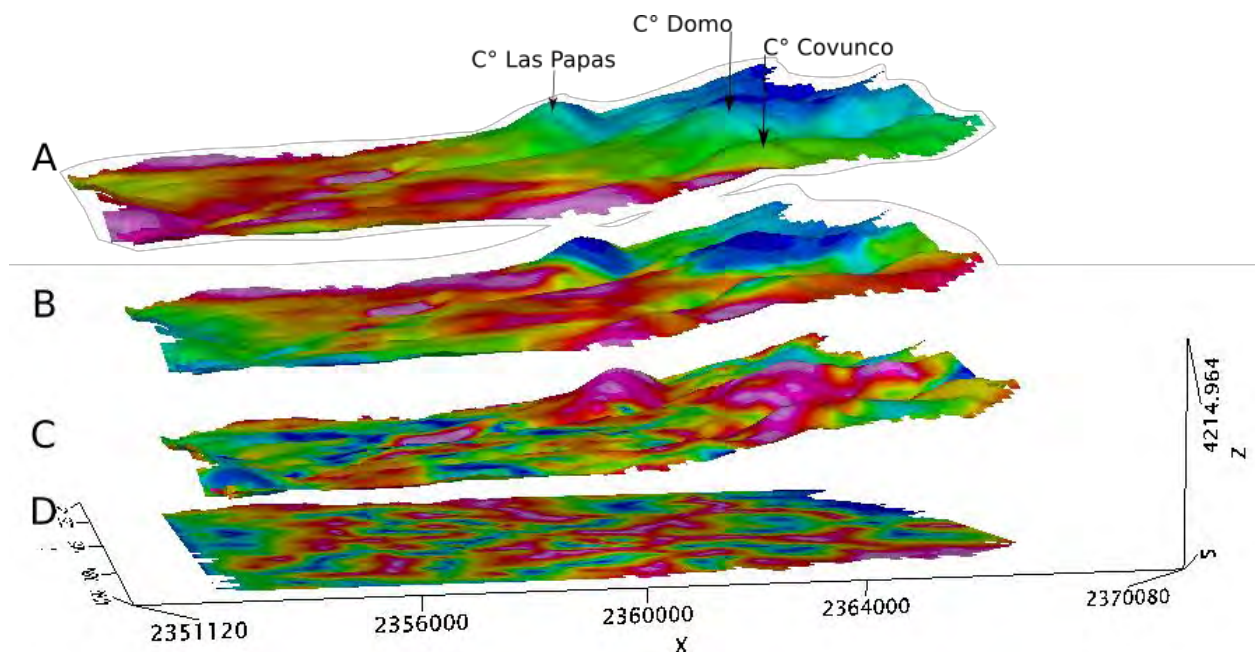


Figura VI-I. Esquema de los resultados de anomalías gravimétricas superpuestas a la topografía, A- anomalía de Bouguer perteneciente a la figura V.20, B- anomalía residual de Bouguer, calculada a partir de la prolongación ascendente de 1.5 km; C- resultado del método de realce de anomalías, Señal analítica; D- carta de Tilt.

A estos resultados de AB se le descontaron los efectos anómalos regionales, obteniendo de esta manera la carta residual de Bouguer (fig. VI.1 B). En esta carta se encontraron varias fuentes anómalas con formas aproximadamente concéntricas de valores negativos coincidentes con el cerro las Papas, Domo y Covunco. El cerro Domo y Covunco han sido reconocidos como cuerpos riolíticos, esto es consistente con los mínimos anómalos calculados producto de un contraste negativo entre la roca de caja (granodioritas 2.67 gr/cm^3) y las riolitas que componen estos cuerpos de densidad menor (2.4 gr/cm^3). El tercer mínimo gravimétrico presenta una geometría similar a los otros dos mínimos, de forma elíptica con dirección principal NNE-SSO y es de particular importancia debido a que circunscribe un conjunto de eventos sísmicos registrados recientemente por la red sismológica local del 2015/2016 (fig. VI.2).

Nishijima, J. y Naritomi, K., (2017), por ejemplo, en el campo geotermal de Beppu, sureste de Japon, delinear fallas subterráneas, marcan interfaz entre basamento y rocas volcánicas, y asocian anomalías positivas con cuerpos alterados mineralógicamente. Sin embargo, en esta tesis las anomalías gravimétricas positivas marcadas en la figura VI.2 con los números 4/5/6/7/8 no pueden asociarse solamente al contraste positivo que genera una zona mineralógicamente alterada por hidrotermalismo. En algunos casos parece que existe un conjunto de fuentes anómalas que generan dichos positivos, es el caso del positivo relacionado a la manifestación hidrotermal de rincón de las papas (8) que, además de ser una zona de alteración hidrotermal, también es un bloque de basamento elevado. Además, se puede detectar en la carta de anomalía residual la diferencia entre las fuentes anómalas ubicadas al occidente de la falla Manchana Covunco que son positivos y los ubicados al oriente de la misma, valores anómalos negativos, considerándolos posiblemente pulsos intrusivos de diferente composición y edad.

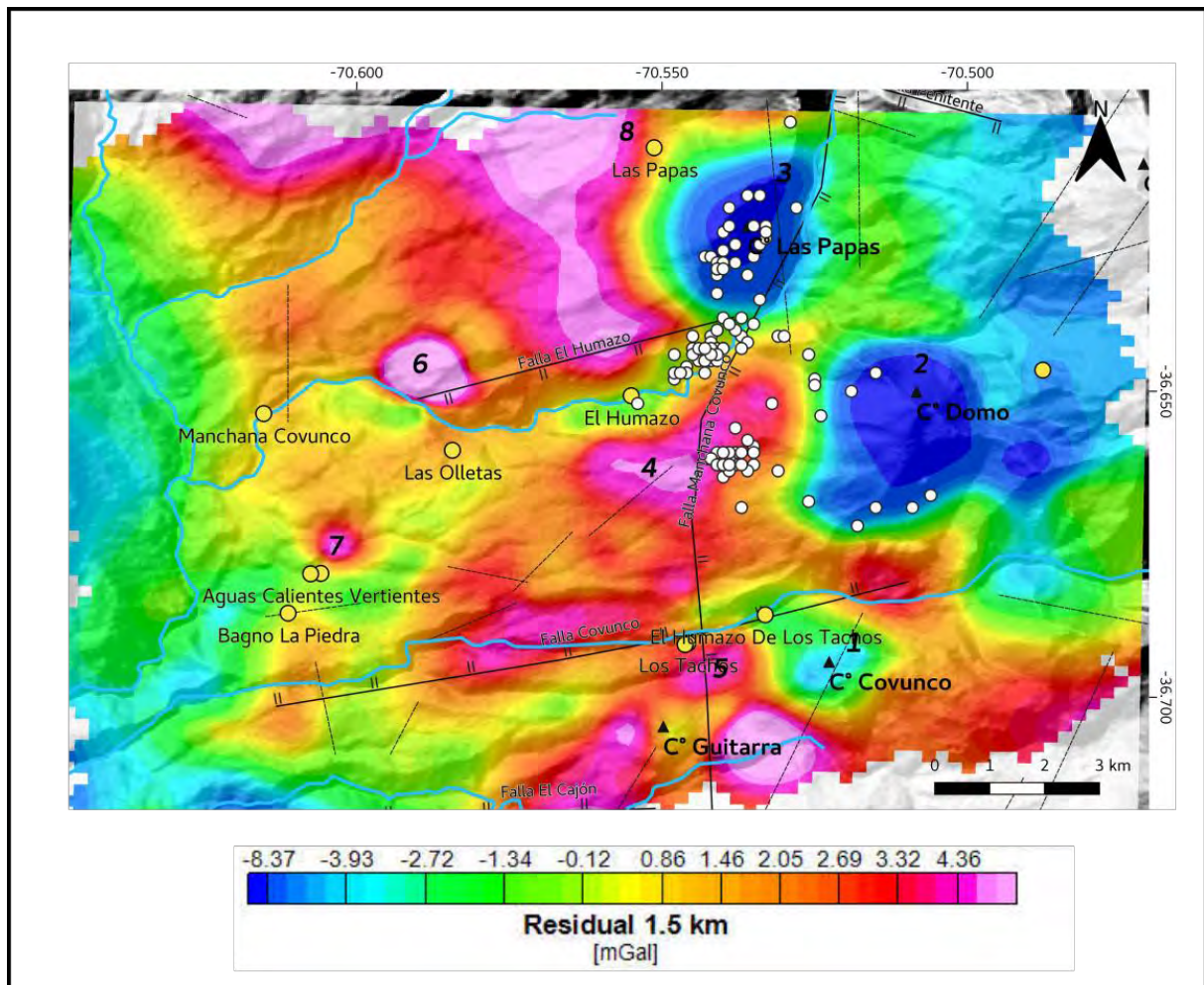


Figura VI-II. Mapa de anomalía residual de Bouguer obtenida con la prolongación ascendente de 1.5 km, con números se ubican las fuentes anómalas descritas e interpretadas. Los eventos VT superficiales (menores a 3 km de profundidad) detectados con la red local 2015/2016 se representan con círculos de color blanco. Con círculos amarillos se ubican las manifestaciones hidrotermales superficiales, con líneas continuas las fallas normales y con líneas punteadas los lineamientos inferidos descritos por diferentes anteriormente nombrados.

A la residual de Bouguer se aplicaron los métodos de realce de anomalías. El primer método utilizado es el de señal analítica (fig. VI.1 C). Los resultados obtenidos con este método permiten localizar lugares de interés en la investigación, existe una relación entre los bordes de los máximos de amplitud de la señal analítica y las zonas con actividad hidrotermal (Los Bagno la Piedra, Aguas Calientes, Las Olletas, El Humazo, La Bramadora, Los tachos) obsérvese que estas manifestaciones se encuentran en los bordes de estos máximos de amplitud de señal analítica.

Los máximos reconocidos en la SA se han identificado con números en la figura VI.3, vinculados a domos y coladas de composición riolíticas emplazadas a lo largo del lineamiento.

El máximo ubicado en el norte, identificado con el número 1 en la figura VI.3 al norte del arroyo Manchana Covunco también pertenece a los mantos lávicos, del magmatismo shoshonítico como los marcados con el número 2 y 3. Sobre la Falla el Humazo se encuentra un máximo de SA bien delimitado (identificado con el número 4), en las imágenes satelitales se observa un rasgo topográfico de geometría circular que se interpreta como un cuerpo, que ha utilizado como medio de escape la falla el Humazo, en el modelado de basamento este cuerpo presenta un basamento más superficial que su entorno. Al sur oeste de la imagen también se visualiza una secuencia de máximos de SA con dirección NE -SO coincidente con las manifestaciones las Olletas, Aguas Calientes, Bagnos la piedra (fig. VI.3 números 5/6/7). Si bien, dichos máximos están relacionados a zonas de alteración hidrotermal emplazadas en corteza superior los mismos posiblemente sean un indicador de la presencia de la fracturación que facilitó el ascenso de los fluidos hidrotermales. Aguas Calientes comparte características geológicas/ geoquímicas con las Olletas y Bagno las Piedras, son aguas de tipo cloruro- alcalino y ricas en sodio y cloruros con baja concentración de potasio. La temperatura de sus aguas termales es aproximadamente de 185° C (Pesce 2013). Al realizar los perfiles de SA se encontró la falla que une a todas estas manifestaciones, la cual es una estructura con orientación NE – SO (figura V.26 marcada con línea de trazo verde).

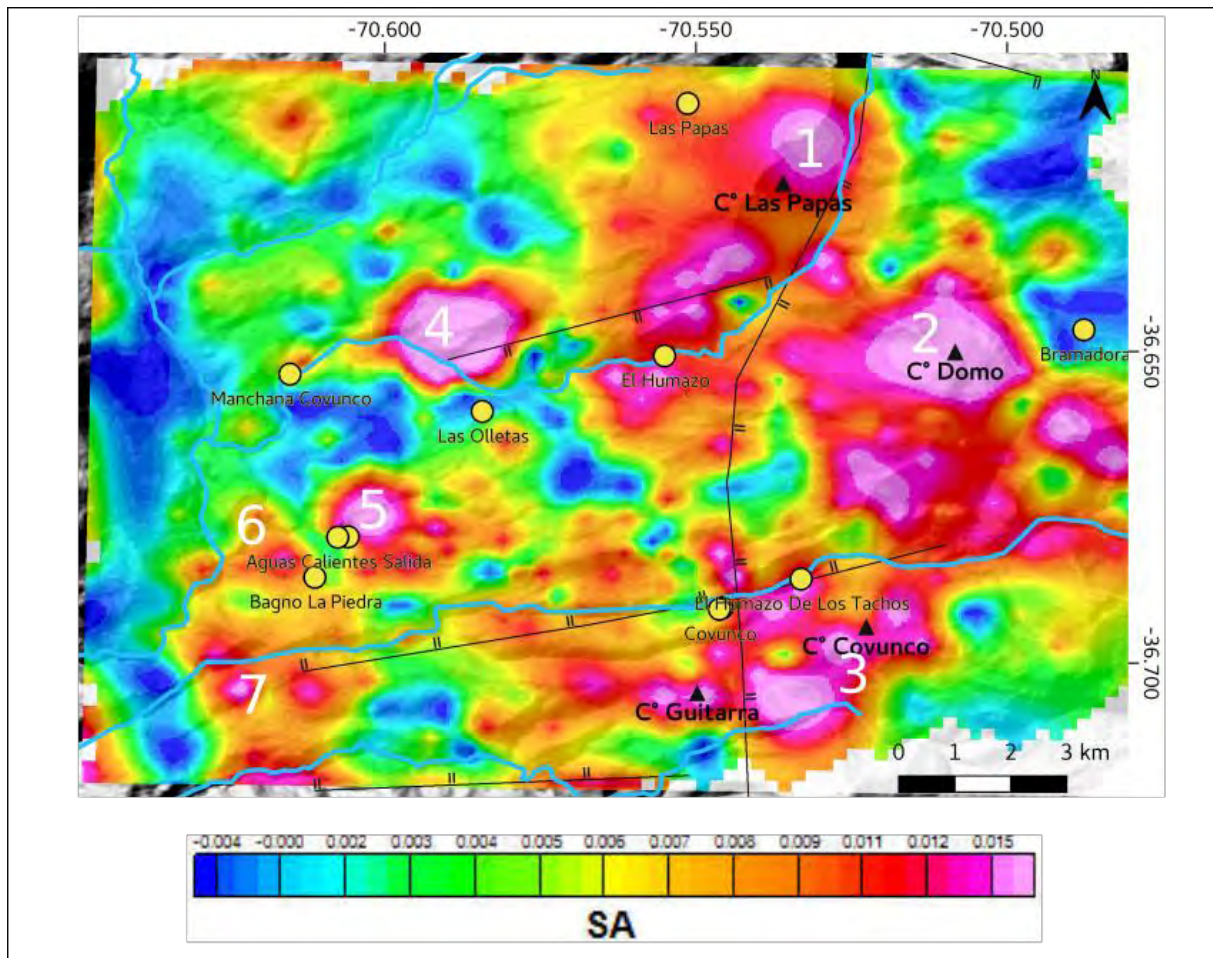


Figura VI-III. Carta de Señal analítica con números se encuentran identificados los máximos descriptos.

Otros de los métodos de realces utilizados es el Tilt (figura VI.1 D), en el mapa se puede observar como la isolínea 0 (fig. V.27) coincide con el contacto entre los cuerpos volcánicos (Cerro Domo, Covunco, Guitarra) y la roca de caja como también la fuente anómala localizada entre el cerro Papa y el río Manchna Covunco. Además, se observa como la curva de ángulo 0 encierra el bloque central de orientación SO-NE localizado entre los ríos El Humazo y Covunco. En este mapa (figura V.27) se puede observar como el ángulo de tilt se anula en la traza de las fallas del Humazo, Covunco y Manchna Covunco. Obsérvese la distribución de los puntos hidrotermales que coinciden con la curva de ángulo cero, esto último es de particular importancia debido a que estas curvas indican las fallas por donde estaría ascendiendo el fluido hidrotermal.

Por último, se aplicó la deconvolución de Euler donde con el índice estructural de 1 y 1.5 se identificaron nidos de soluciones de las anomalías generadas con la alteración

hidrotermal con una profundidad menor a 700 metros. En el caso de Manchana Covunco se observan soluciones en un rango de profundidad que va desde el 0 hasta los 1900 metros aproximadamente. Esto evidencia la superposición de al menos dos fuentes anómalas: a) una superficial que estaría asociada a una zona de alteración hidrotermal y b) una fuente asociada a un cuerpo intrusivo. El número (5) marca dos nidos de soluciones en el cerro Domo, el primero de ellos concentra las soluciones más superficiales hacia el centro y el segundo grupo de soluciones de mayor profundidad en los bordes. Esto evidencia la presencia de un cuerpo intrusivo de características dómicas.

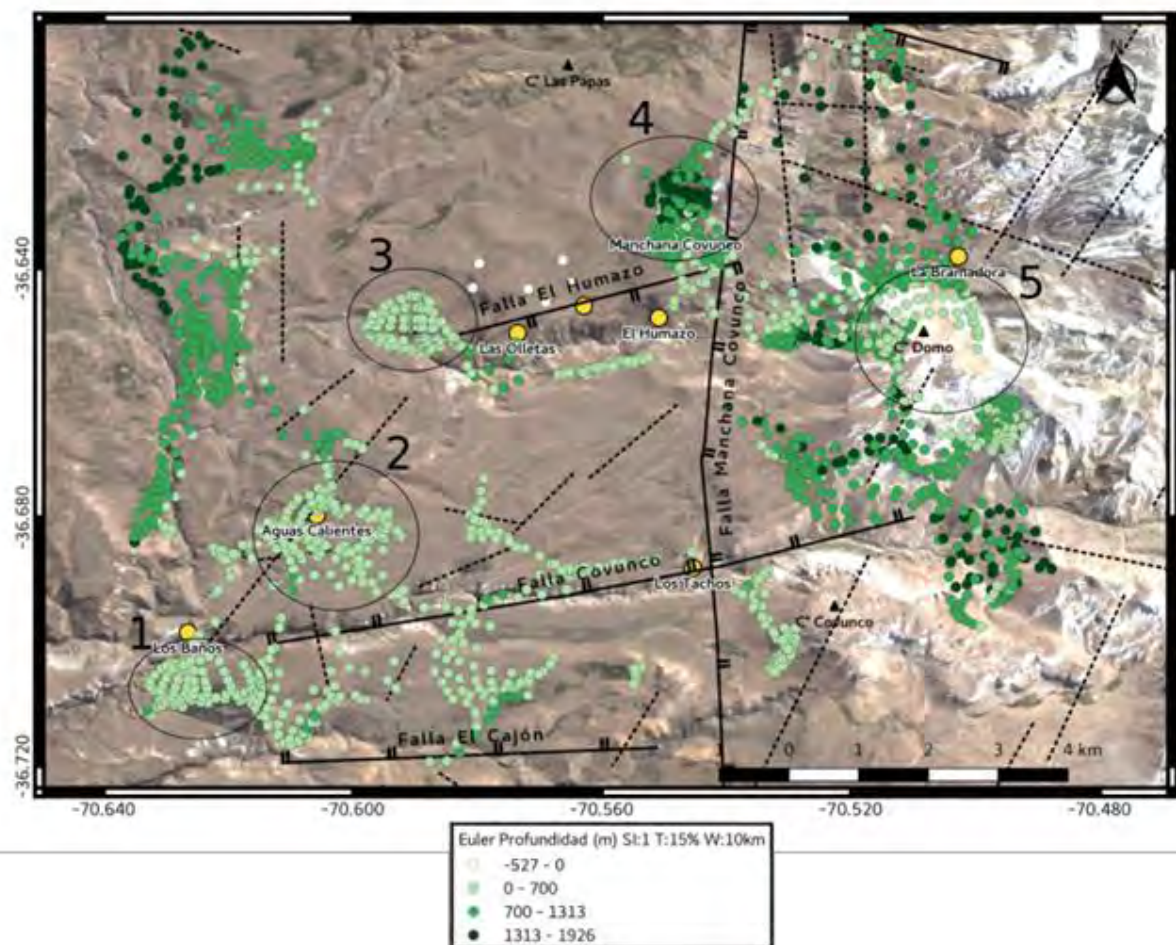


Figura VI-IV. Representación de las Deconvoluciones de Euler con un índice estructural de 1, cada sector de interés que fue descrito en el texto se rodeó con un círculo de color negro y se le colocó un número para realizar mejor la interpretación del resultado de Euler. Con círculos amarillos se ubican las manifestaciones geotermales, las fallas normales ya descritas se marcan con líneas continuas y con líneas de trazo los lineamientos inferidos

En lo referido a los resultados sismológicos encontrados por el experimento 2015/2016, se considera que 538 eventos volcano tectónicos, es un valor muy alto para una

zona volcánica que se consideraba inactiva desde el punto de vista magmático. Aunque se usaron solo 133 VT para realizar las interpretaciones locales (Asociación de eventos a fallas particulares), se tomaron en cuenta el número total para las interpretaciones de mayores implicancias. Los 133 eventos sísmicos VT muestran una clara tendencia que la sismicidad superficial se encuentra ubicada en la región geotérmica, dado que un 78 % de los VT son poco profundos y se encuentran en la intersección de la falla el Humazo y Manchana Covunco, rodeando el margen occidental del cerro Las Papas. Por el contrario, hay una falta de sismicidad de profundidades focales similares debajo del pico Cerro Domuyo. Esta falta de eventos sugiere que la sismicidad superficial refleja un efecto local principalmente relacionado con la actividad geotérmica (JICA, 1983, 1984; Mas et al., 2009; Tassi et al., 2016). Por otro lado, la sismicidad más profunda (marcada con círculos verdes claro en la fig. V.5) ubicada debajo y al este del pico del Cerro Domuyo, es probablemente una consecuencia de efectos ocurridos a mayor escala recientemente evidenciados como ser la inflación y la reactivación de una cámara magmática a 6 km de profundidad (Tassi et al., 2016; Lundgren et al., 2018; Astort et al., 2019). Estos 6 eventos más profundos ocurren en el 2016, en concordancia esta fecha, con el comienzo de sismicidad detectada por redes localizadas aproximadamente a 150 km de distancia. Es importante destacar que estos eventos son los primeros que evidencian actividad en el oriente de la zona geotermal. Luego el sismo detectado el 27 de marzo del 2019 y los otros eventos reconocidos en el mismo mes y en abril del mismo año se encuentran también en el margen oriental del campo geotermal. Por otro lado, y ya con la red local 2019/2020 se localizan eventos de magnitud considerable (M_L desde 1.9 a 2.8), también localizados al este de la zona geotermal.

A fin de aportar y entender el tipo de estructuras que están actualmente activándose en la región del Domuyo calculé las soluciones de mecanismos focales las cuales muestran en su mayoría fallas normales con una pequeña componente de rumbo y un solo mecanismo de rumbo con componente normal (figura V.16). Como se puede observar en esta última figura el sismo del 27 de marzo del 2019 (mecanismo focal 1 en figura V.16 y tabla V.2), se localiza sobre el flanco este del Domuyo, donde estudios geológicos/geofísicos no han encontrado evidencias de estructuras este-oeste a las cuales pueda ser vinculado este mecanismo normal. Considerando que este evento no ha sido localizado con estaciones locales, su ubicación puede estar afectada por el error de localización, hay posibilidades que se encuentre cercano

a los otros sismos del 2019/2020. Sin embargo, se puede afirmar certeramente por la disposición de sus planos nodales, que este evento se asocia a alguna estructura normal este-oeste, perteneciente al sistema de estructuras normales como el Humazo y la falla que determiné en esta tesis, descrita en la figura VI.5.

A partir del experimento del 2019/2020 calculé 4 mecanismos focales, 3 de ellos normales (con pequeña componente de rumbo) con planos aproximadamente este-oeste (eventos localizados a profundidades similares y con M_L similar, ver tabla V.2). Por otro lado, el evento correspondiente al 8 de septiembre de 2020 (tabla V.2), localizado a menor profundidad y de menor magnitud que los anteriores, presenta una solución de rumbo con componente normal y planos con dirección NNE-SSE y NO-SE. Para el mecanismo número 3 (sismo del 2 de mayo del 2020), se ha elegido el PN1 (fig. V.13) como plano de falla, dada su proximidad con la falla el Humazo (considerando la incertidumbre de la localización aproximadamente 3 km), se puede suponer que este mecanismo representa un evento asociado a esta falla de carácter normal buzante al sureste. Se considera que se trataría de una falla activa debido a la alta sismicidad superficial encontrada en el 2015/2016. Sin embargo, también, analicé este mecanismo junto con el 2 y 4, pertenecientes a los sismos del 3 de enero y 22 de mayo del año 2020. Estas soluciones podrían pertenecer a un lineamiento inferido por otros autores anteriormente mencionados. Particularmente, en este trabajo, al realizar el análisis de los perfiles gravimétricos de SA conjuntamente con la topografía, localicé la traza de esta falla la cual a partir de los mecanismos focales definí como una falla normal (fig. VI.5). Debido a la dirección aproximada este-oeste de ambos planos de fallas, y sin contar con evidencia previa de campo, no pude seleccionar un plano nodal como plano de falla.

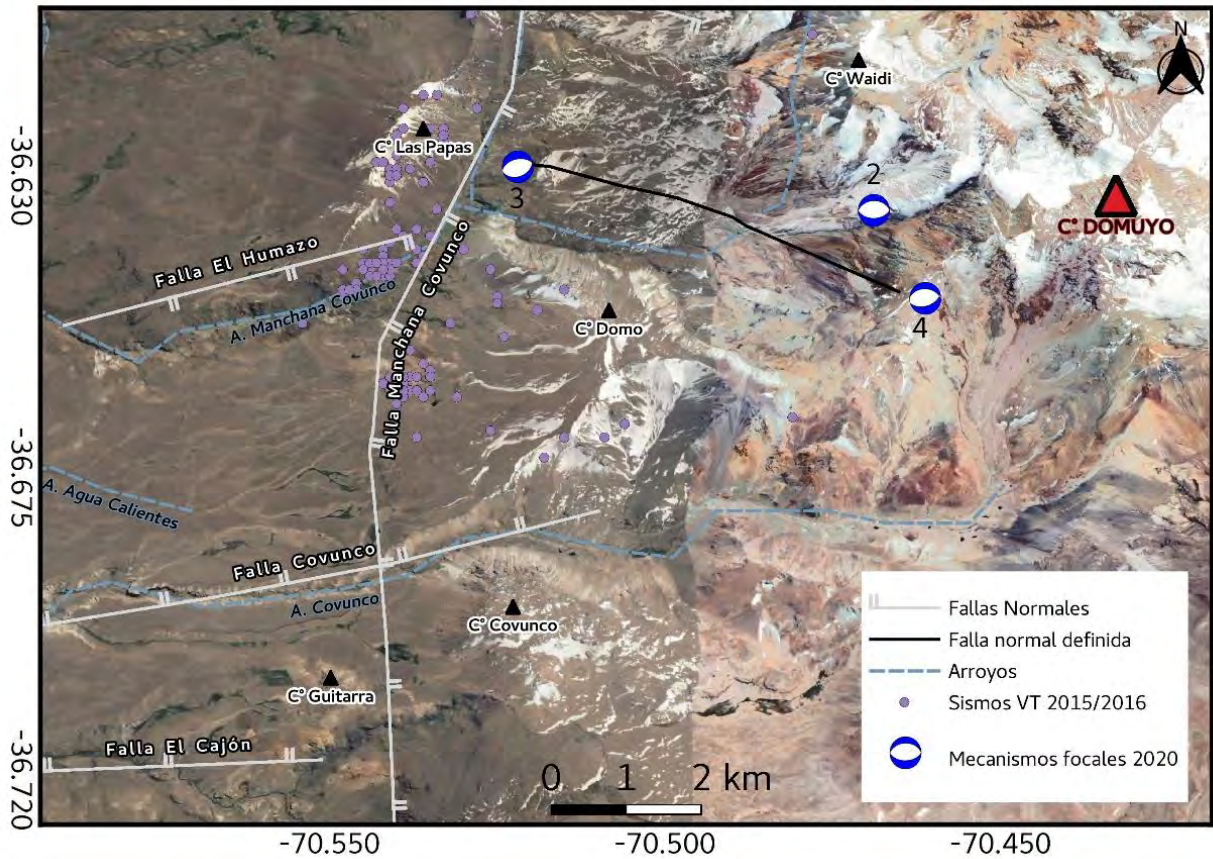


Figura VI-V.imagen satelital donde se ubica la falla normal defina por los mecanismos 2, 3 y 4.

El mecanismo focal del sismo del 8 de septiembre de 2020 (número 5), pertenece a otro sistema de fallas, de tipo rumbo con componente normal (fig. V.15). En este trabajo se considera que el Plano Nodal 1 (PN1) podría ser el más adecuado, para ser el plano de falla, considerando la tendencia de los lineamientos foto interpretados con orientación noreste – suroeste, como el ubicado en la zona del cerro Domo. Adicionalmente, Galetto y coautores (2018), en su investigación realizan mediciones cinemáticas en los planos de falla de la Manchana Covunco en el arroyo homónimo, y en las zonas cercanas, dando como resultado desplazamientos cinemáticos dextral normal y dos planos de soluciones de falla NNE y NNO. Concluyo que los resultados obtenidos por Galetto y coautores (2018) que son de carácter superficial, y los obtenidos para este trabajo, provenientes de datos sismológicos (respondiendo a profundidades mayores) pertenecen a la misma familia de lineamientos descritos con anterioridad (fig. VI.6).

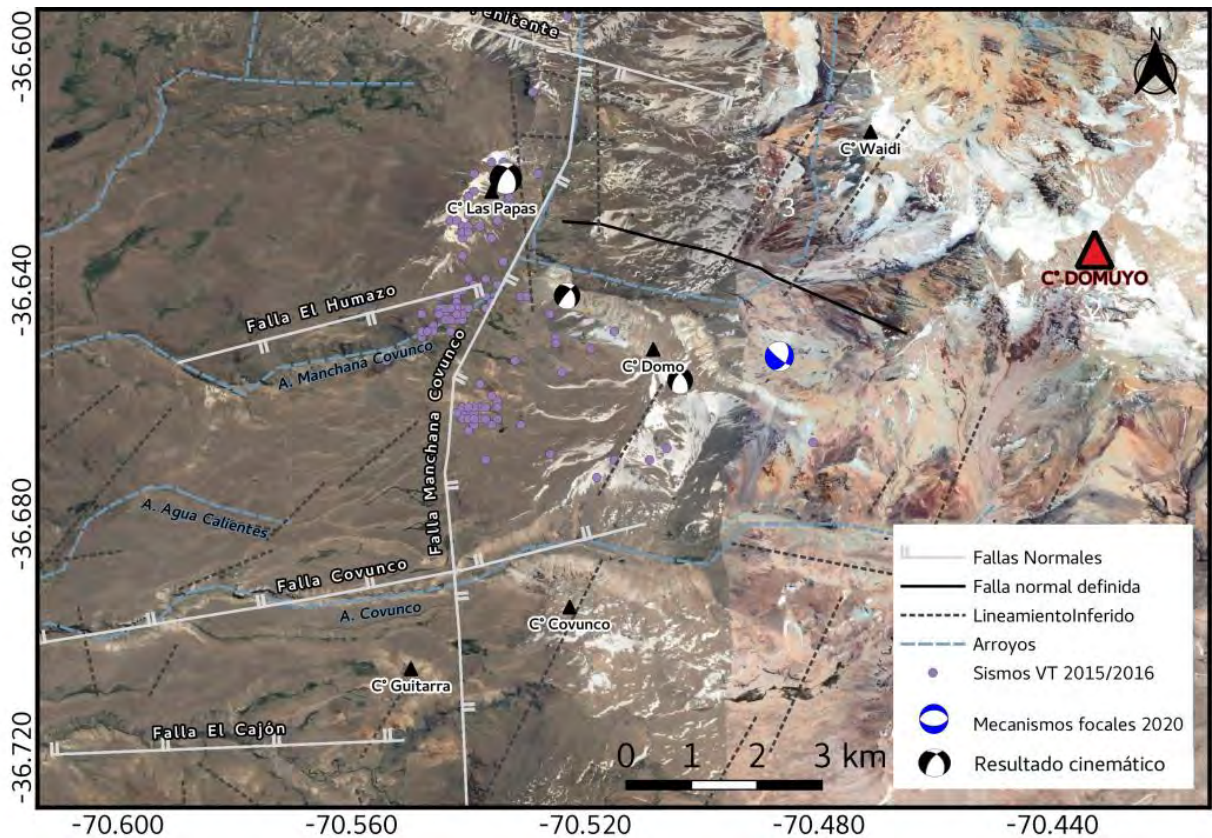


Figura VI-VI. Imagen satelital donde se localizan los resultados del mecanismo focal del sismo del 8 de septiembre del 2020. Realizando la comparación con los resultados cinemáticos de Galetto et al., 2018.

En general, la actividad sísmica presentada en esta tesis para la región del Domuyo, se encuentra por encima de los 5 – 6 km de profundidad, en consistencia con el espesor de la corteza magnetizada y adelgazada a latitudes del Domuyo (ver perfil A-B en figura V.18). Propongo que este adelgazamiento de la corteza se debe a la presencia de un cuerpo magmático (Lundgren et al., 2020) que se encuentra por debajo del cerro Domuyo. Los resultados de susceptibilidad magnética también determinan por debajo del cerro, valores negativos de susceptibilidad. Los valores mínimos de susceptibilidad en el modelo de inversión magnético (fig. V.19) podrían estar vinculados a la zona geotermal; ya que los flujos hidrotermales, que ascienden por los depósitos geológicos, tienen la capacidad de destruir los minerales ferromagnéticos (provoca la pérdida de la magnetización de la roca). Las bajas susceptibilidades podrían estar vinculadas con rocas volcánicas y subvolcánicas del Plio-Pleistoceno y Mioceno. Donde se ubican los reservorios de aguas termales, coincidiendo con el campo geotermal, zona en la cual el agua posee mayor temperatura, también se encuentra la zona tectónica más activa evidenciada por la alta sismicidad local.

Los eventos reportados (en esta tesis) en el área geotermal por el experimento 2015-2016 representan las primeras señales relacionadas a presión de poros e hidrofracturación en el área geotermal del Domuyo, fenómeno ya esperado para una región de estas características. No obstante, resulta de mayor relevancia la evidencia sostenida en el tiempo (2016-2020) de sismicidad de magnitud moderada en la cual catálogos globales (NEIC-USGS) y regionales (INPRES), muestran a esta zona como "asísmica" desde 1973 (hasta 2019) y 1999 (hasta 2016), respectivamente (fig. I.3).

Con redes pertenecientes al IGSV, ubicadas en el sur de Mendoza y en el centro norte de Neuquén (período de registro: 2010-2020), se localizó sismicidad cortical en la zona de estudio. Si se observa la figura VI.7 se encuentran diferenciados los sismos ocurridos en un mismo año con círculos de un mismo color, en el histograma se ve como la sismicidad es casi nula en el período 2010-2015 y comienza a aumentar en el 2016, periodo en el cual se instaló la red local 2015/2016. Se observa un pico máximo de eventos "tectónicos" en 2017-2018 y comienza a disminuir hacia 2020. Es importante hacer notar que la magnitud de los eventos de la figura VI.7 es muy diferente a los VT presentados en esta tesis localizados con la red 2015-2016 (fig. V.3), donde la mayor cantidad de eventos tiene M_L menor a 1.2, comparada con M_L generalmente mayores a 2 para los años 2016-2020. El aumento de sismicidad en el año 2016 se correlaciona con la inflación determinada en la zona por otros autores (Lundgren et al. 2018; Astor et al., 2019, d'Oreye et al., 2019) (gráfico de la figura VI.8). Por otro lado, Weiss y coautores (2019) determinan para el sismo de Maule del 27 de febrero del 2010 ($M_w=8,8$) el campo de desplazamiento postsísmico hasta el 2016. A partir de observaciones GPS estos autores encuentran aún hasta el año 2016 desplazamientos verticales en estaciones GPS ubicadas aproximadamente a 100 km de distancia tanto al este y al oeste del Domuyo.

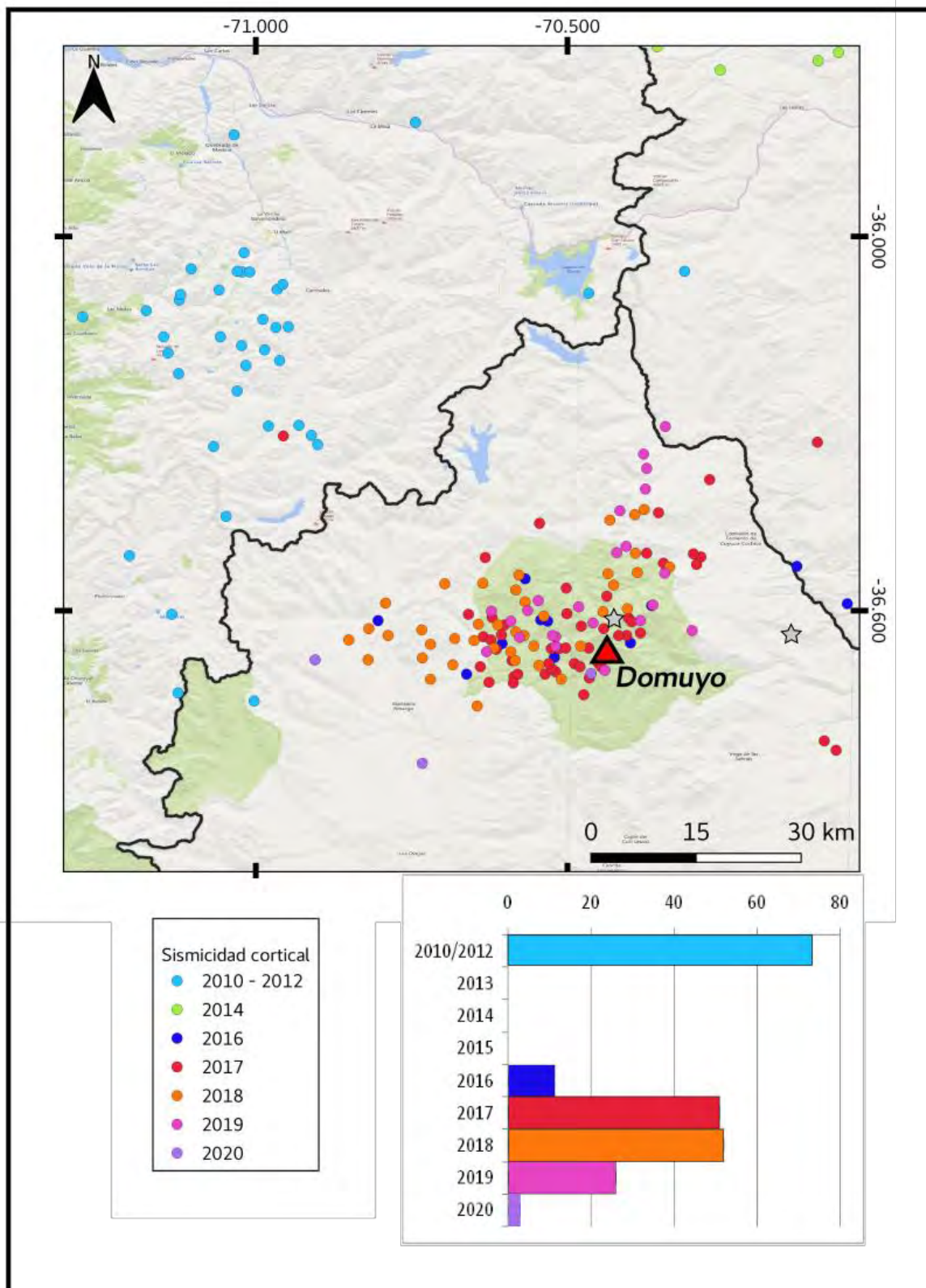


Figura VI-VII. Ubicación de los sismos corticales localizados en la zona de estudio con datos obtenidos de las redes del IGSV, con estrellas grises se marcan los puntos de comparación para determinar la deformación mostrada en la figura VI.8 (d'Oreye et al., 2019). En el histograma se representan la cantidad de sismos ocurridos por año.

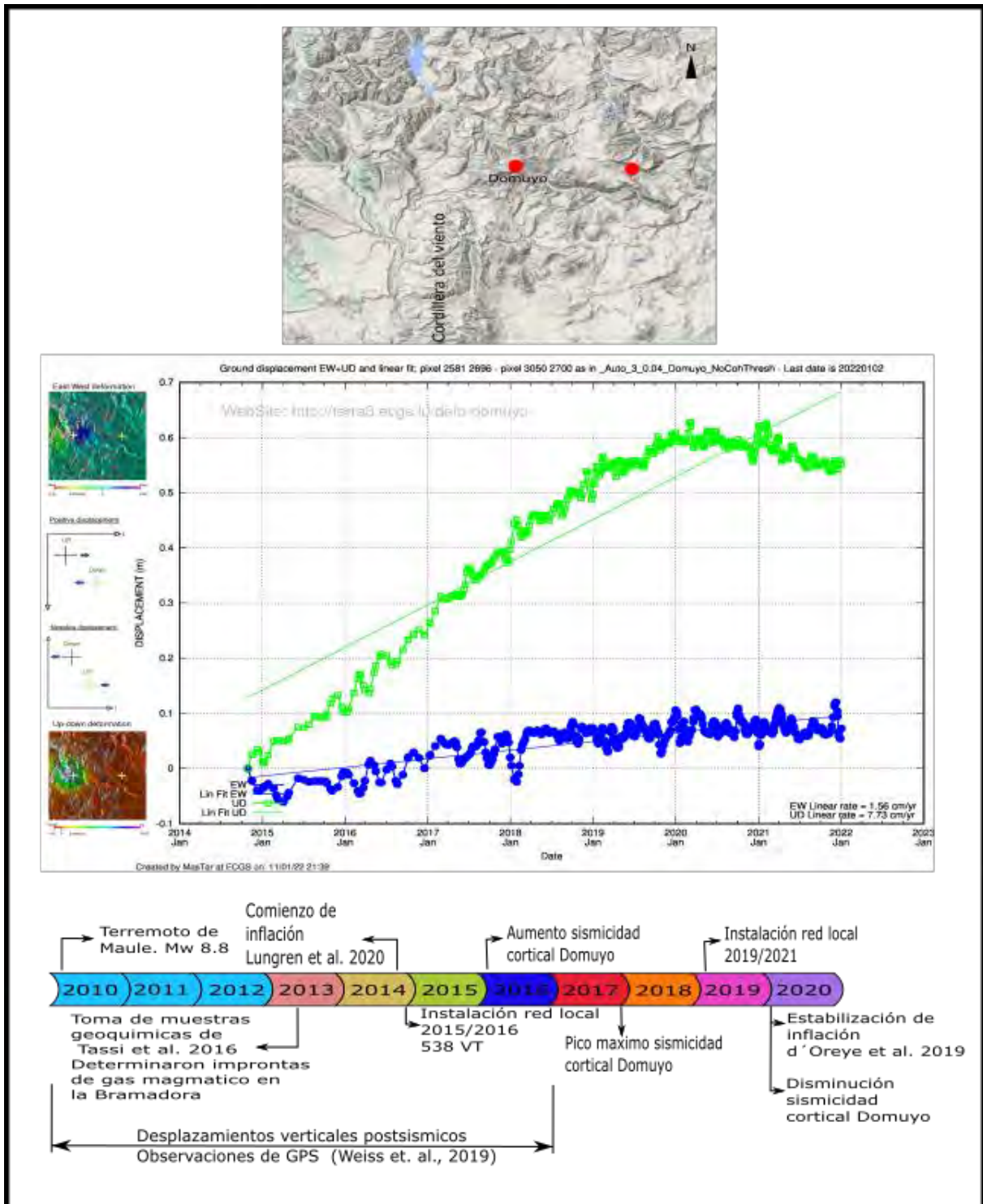


Figura VI-VIII. La imagen satelital corresponde a la zona de estudio donde con dos puntos rojos se marcan los puntos de control tomados para evaluar la deformación de la zona, representada en el tiempo en el gráfico de abajo, la línea verde marca la deformación vertical observándose en aumento desde 2015, y en el 2020 estabilizándose. Imágenes tomadas de <http://terra3.ecas.lu/defo-domuyo>. Línea de tiempo donde se apuntan los acontecimientos más importantes ocurridos en el Domuyo

Todos los sucesos que han afectado al comportamiento del CVD los he ordenado en la línea de tiempo de la figura VI.8, que se describen a continuación:

1. El terremoto de Maule del 2010 de $M_w = 8.8$.
(https://earthquake.usgs.gov/earthquakes/eventpage/official20100227063411530_30/executive)
2. Observaciones de GPS que muestran desplazamientos verticales postsísmicos afectando la región del Domuyo. (después de ocurrido el terremoto del Maule hasta el 2016)
3. Mediciones de improntas de gas magmático en la manifestación hidrotermal la Bramadora, las muestras fueron tomadas en 2013-2014 (Tassi et al., 2016).
4. Deformación vertical observada en el 2014 por INSAR (Lundgren et al., 2018).
5. Detección de un gran número de eventos volcano tectónicos reconocidos con la red local 2015/2016, cantidad no esperada para un área geotermal sin influencia de magmatismo activo.
6. Aumento de la sismicidad cortical ($M_L > 2$) a partir del año 2016, observada por redes del IGSV en el periodo 2010/2020.
7. Mecanismos focales normales con planos de orientación este – oeste, obtenidos con la red local 2019/2021, a la latitud de la falla el Humazo sobre el margen este de la región geotermal.
8. Estabilidad de deformación vertical en el año 2020 (<http://terra3.ecgs.lu/defo-domuyo>).

Considerando todo lo descrito anteriormente, concluyó que previo al terremoto del 2010 de Maule no se registraba sismicidad ni deformación en la zona de estudio, quedando abierta una incógnita a resolver: ¿Influyó de alguna manera el terremoto de Maule del 27 de febrero de 2010, de $M_w = 8,8$ en los cambios observados en la región del Domuyo?

Para poder responder esta pregunta y considerando que el cambio de esfuerzos producidos por este mega evento se ha demostrado que ha persistido hasta 6 años posterior a la ocurrencia del mismo (Weiss et al., 2019), mediante la hipótesis de fallamiento de Coulomb se modelo la variación de esfuerzos estáticos en la región del Domuyo.

Considerando que la gran mayoría de VT se localizan en la falla Manchana Covunco y la falla El Humazo (sistema de fallamiento O -E), se tomaron estas fallas como fallas receptoras en el cálculo del cambio de estrés producido por el terremoto de Maule del año 2010. Para la falla norte-sur utilicé los valores, de rumbo de 10°; inclinación de 70° y deslizamiento de -90°, y para la oeste – este usé una falla tipo como la Falla el Humazo y los planos del mecanismo focal N° 3 (fig. VI.5) con valores de rumbo de 80°; inclinación de 70° y deslizamiento de -90° (acorde a la convención de Aki y Richards, 1980). Se eligió el coeficiente de fricción $\mu = 0.6$ suponiendo poco deslizamiento acumulado en las fallas, siendo un valor comúnmente usado para fallas normales (Collettini y Sibson, 2001).

Los resultados de los cambios de esfuerzos de Coulomb (Coulomb 3.3) usando como falla receptora la falla normal norte-sur, entregan cambios de esfuerzos mayores que cuando se usa la falla receptora normal oeste – este.

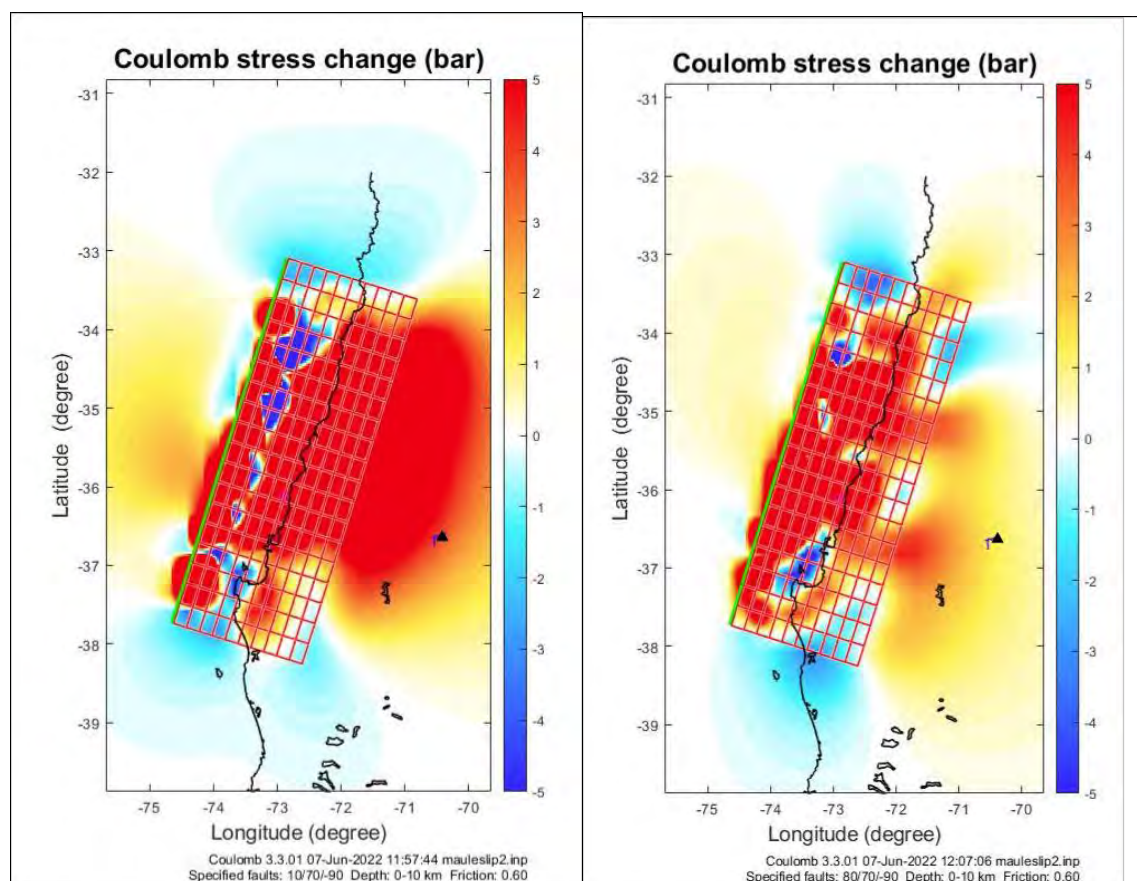


Figura VI.9. Cambio de esfuerzos de Coulomb calculado usando el software Coulomb 3.3. Distribución de deslizamiento del sismo de Maule del 27 de febrero de 2010, con $M_w = 8.8$ (usado como sismo fuente). El cerro Domuyo se ubica con un triángulo negro. A la derecha se muestra el resultado para una falla receptora con orientación norte – sur, con un buzamiento de 70°, tipo normal (plano de falla 10/70/-90), perteneciente a la falla Manchana Covunco. A la izquierda cambio de esfuerzos de Coulomb en fallas receptoras perteneciente al sistema de fallas normales oeste – este (80/70/-90)

Los resultados del modelado muestran (fig. VI.9.A) que el terremoto de Maule del 2010 reactivó la falla Manchana Covunco, dando lugar al emplazamiento de al menos un pulso magmático, ubicado en las inmediaciones de la misma por encima de la cámara magmática propuesta a los 6 km de profundidad (posiblemente compartan la misma génesis de los pulsos anteriores como ser el cerro Covunco, Domo y Bota Cura). Correlacionándose con la inflación observada por Lundgren et al. (2018) y los desplazamientos verticales observados por Weiss et al. (2019).

Propongo que la cercanía de este pulso a los acuíferos provocó un aumento de la temperatura en los reservorios de agua, generando nuevos volúmenes de vapor. Esto dio lugar al alto número de sismicidad observado en el 2015/2016 y posteriormente a partir del 2019 ya con una recarga de fluidos considerable, al este de la zona geotermal, ocasiono la inducción de eventos en el sistema de fallamiento oeste – este.

A continuación, se presenta un gráfico esquemático donde se unifican los resultados de este trabajo de investigación. En la figura VI.9, se representaron los eventos volcano tectónicos y los 5 sismos 2019/2020, a los cuales les calculé los mecanismos focales. La distribución de los sismos muestra que la mayor cantidad se encuentran entre la superficie y los 2 km de profundidad. Se graficó la profundidad del límite inferior de la corteza magnetizada, una cámara magmática a una profundidad mayor a 6 km con los posibles conductos de transporte magmático a los cerros Domo, Covunco y Bota Cura, responsables de la fuente de calor de este campo geotermal de alta entalpía. una cámara magmática a una profundidad mayor a 6 km con los posibles conductos de transporte magmático a los cerros Domo, Covunco y Bota Cura, responsables de la fuente de calor de este campo geotermal de alta entalpía.

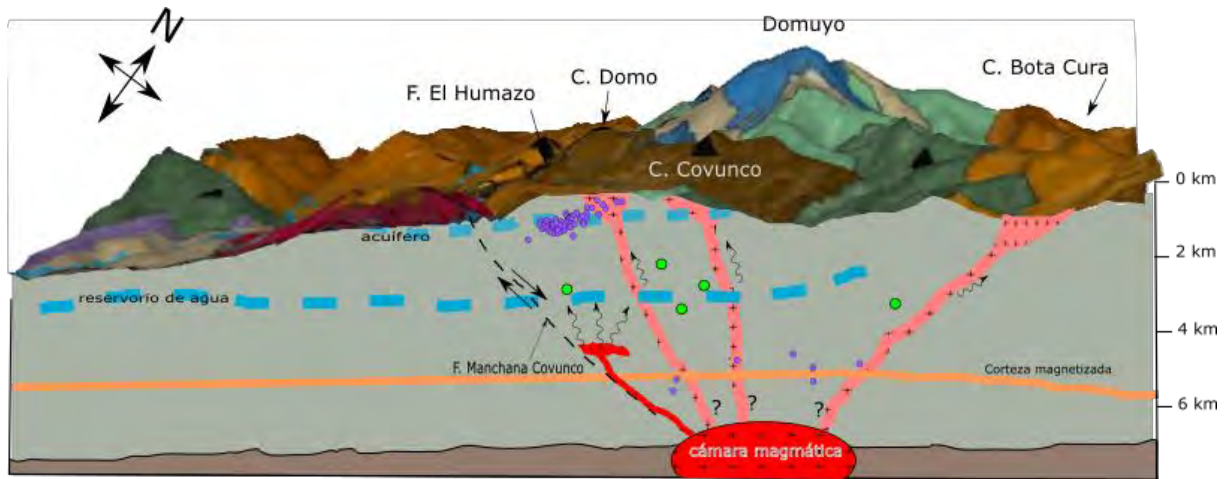


Figura VI-IX. Esquema general de los resultados obtenidos en este trabajo de investigación, realizado con orientación O-E, la topografía se encuentra cubierta por el mapa geológico (fig. II.1). con círculos verdes se grafican los sismos localizados con la red local 2019/2021, con círculos violetas los VT localizados con la red local 2015/2016, también se ubica el límite inferior de la corteza magnetizada y el basamento. La cámara magmática esquematizada corresponde a la ubicación determinada por Tassi et al., 2016 y Lundgren et al., 2020.

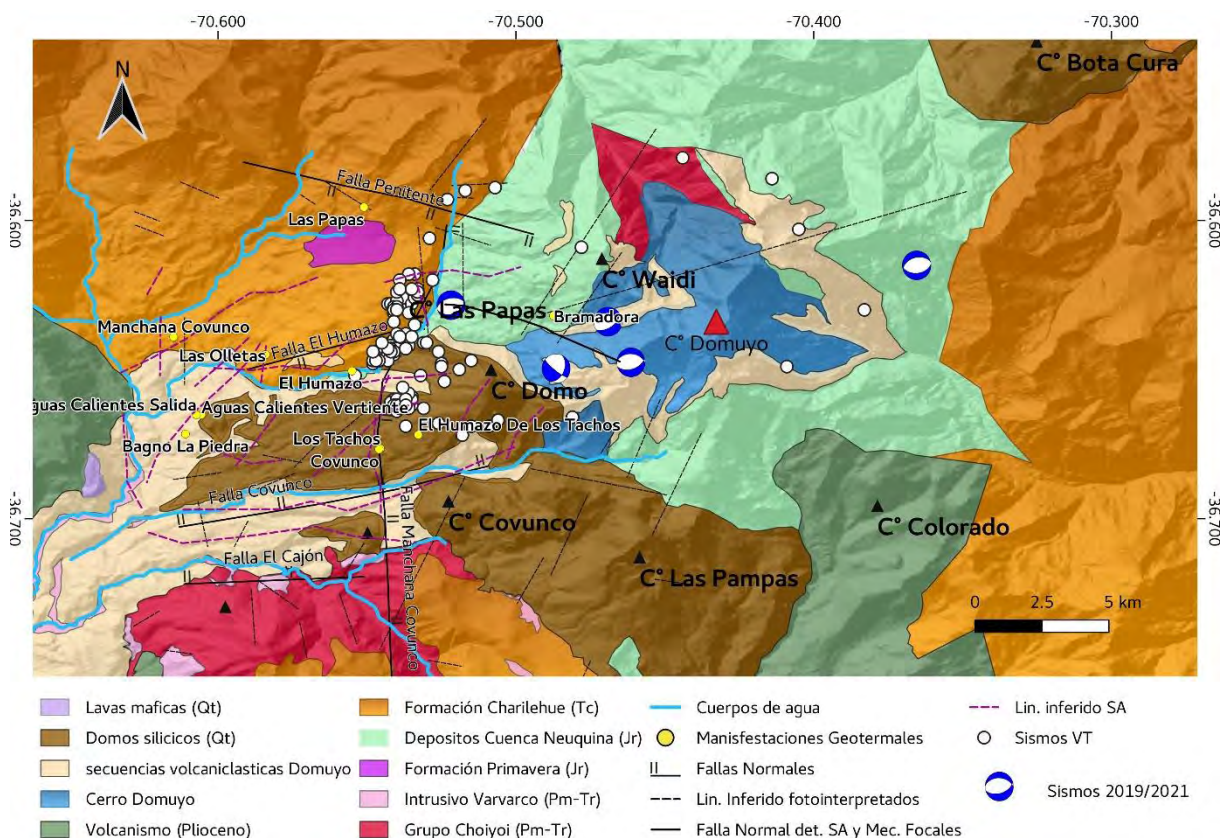


Figura VI-X. Mapa geológico actualizado, con las fallas normales y lineamientos inferidos interpretados por anteriores autos, con línea continua negra se ubica una falla normal interpretada con los resultados de Señal Analítica y los mecanismos focales de los sismos del 2019/2021. Los lineamientos marcados con líneas de trazo violeta son determinados por el análisis de señal analítica. El epicentro de los sismos volcano tectónicos se ubica con círculos de color blanco. Con círculo amarillo se marcan las manifestaciones geotermales descritas por Tassi y coautores en el 2016. La geología de la zona pertenece a Silva-Fragoso et al., 2021.

CAPÍTULO VII CONCLUSIONES

En esta tesis trabajé con los primeros datos sismológicos en el área del cerro Domuyo obtenidos a partir de experimentos locales con redes de estaciones sismológicas instaladas en 2015/2016 y en 2019/2021. Por otro lado, se usaron los métodos potenciales a escala regional (magnetismo) y local (gravedad) permitiendo comparar el espesor de la corteza magnetizada con la región hacia el sur del Domuyo e interpretando y describiendo en detalle los primeros 2 kilómetros de corteza, respectivamente.

A partir de la conjunción de los resultados y sus interpretaciones se obtuvieron las siguientes conclusiones:

- Existe una relación entre los bordes de los máximos de amplitud de la señal analítica y las zonas con actividad hidrotermal (Los Bagno la Piedra, Aguas Calientes, Las Olletas, El Humazo, La Bramadora, Los Tachos), relacionando estas anomalías con alteración hidrotermal de la roca y geometría del cuerpo.
- A partir de los resultados de señal analítica se interpreta una falla de orientación NE-SO con una longitud aproximada de 8 km la cual es observada también en imágenes satelitales. Esto es particularmente importante ya que la misma habría sido la vía de escape para las manifestaciones geotermales de las Olletas, Aguas Calientes y los Bagno la Piedra.
- En el periodo de 2015/2016 se encontró una alta microsismicidad del Domuyo, localizada en dos grandes grupos uno superficial, en la intersección de la falla el humazo con la falla Manchana Covunco y sobre la margen occidental del cerro las Papas. Los cuales se consideran producto de la actividad geotermal y otro grupo más profundo ubicado por debajo del Domuyo, ambos grupos de eventos son producto de pulsos de actividad magmática.
- Los mecanismos focales muestran, en general, las soluciones normales asociados a estructuras este-oeste.
- La corteza magnetizada se encuentra a una profundidad de aproximadamente 5 a 6 km,

por encima de estos valores se encuentra la sismicidad localizada en este trabajo.

- La zona de estudio se puede pensar como asísmica hasta antes del año 2016 considerando que catálogos regionales (que reportan eventos de magnitudes mayores a 2.5) y que no muestran actividad en la zona por más de 15 años. Sin embargo, para la región del CVD, observaciones de GPS (obtenidas para el terremoto de 8.8) muestran deslizamiento vertical postsísmico hasta el año 2016 (Weiss et. Al., 2019), en concordancia con la inflación observada en la región desde el 2014. Posteriormente se observa un aumento de sismicidad, en el 2016, llegando a un pico máximo en 2017 -2018 para luego disminuir en el 2020. Esta disminución del número de eventos se corresponde con la estabilización de deformación vertical reportada por otros autores. Se propone que estos fenómenos, probablemente, están relacionados a la reactivación de un cuerpo magmático localizado por debajo de la corteza magnetizada y que el mismo esporádicamente libera pulsos de magma cambiando la estabilidad de la región.
- El sismo de Maule del 27 de febrero del 2010 (Mw=8.8) reactivó la falla normal Manchana Covunco, facilitando el ingreso de pulsos magmáticos. Este ascenso de material magmático provoca el aumento de temperatura de los acuíferos, generando una hidrofracturación dando como resultado la alta microsismicidad VT.
- El sistema de fallamiento oeste – este, ubicado a la latitud de la falla el Humazo, ha sido disparado por la inducción geotermal, inicialmente detectada por el sismo del 27 de marzo de 2019 (ML=4.4), siendo este último el primer evento registrado con magnitud mayor a 4 y al que luego le sucedieron los sismos detectados con la red local 2019/2020, con sus mecanismos focales también normales.

CAPÍTULO VIII BIBLIOGRAFÍA

- AISENGART, T. 2015. Inversão do vetor de magnetização, com e sem o uso de vínculo geológico, nas regiões de Araxá e Tapira, Minas Gerais – Brasil, 14th International Congress of The Brazilian Geophysical Society, Rio de Janeiro, Brazil.
- Aki, K., Richards, P.G., 1980. Quantitative Seismology. W. H. Freeman, New York.
- Astort, A., Walter, T. R., y Ruiz, F. 2019. Unrest at Domuyo Volcano, Argentina, Detected by Geophysical and Geodetic Data and Morphometric Analysis: 1–28.
- Baranov, V., 1957. A new method for interpretation of aeromagnetic maps: pseudo-gravimetric anomalies. *Geophysics* 22 (2), 359–382.
- Barazangi M. and Isacks, B.L., 1976. Spatial distribution of earthquakes and subduction of the Nazca plate beneath South America. *Geology*, 4: 686 – 692.
- Barazangi, M. y Isacks, B., 1979. Subduction of the Nazca plate beneath Peru: evidence from spatial distribution of earthquakes. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 57: 537-555.
- Barrientos, S. E., & Ward, S. N., 1990. The 1960 Chile earthquake: inversion for slip distribution from surface deformation. *Geophysical Journal International*, 103(3), 589-598.
- Blakely, R. J. 1996. *Potential Theory in Gravity and Magnetic*. 441 pp.
- Bonali, F. L. (2013). Earthquake-induced static stress change on magma pathway in promoting the 2012 Copahue eruption. *Tectonophysics*, 608, 127-137.
- Bonali, F. L., Tibaldi, A., Corazzato, C., Tormey, D. R., and Lara, L. E. (2013). Quantifying the effect of large earthquakes in promoting eruptions due to stress changes on magma pathway: The Chile case. *Tectonophysics*, 583, 54-67.
- Bondár, I., Myers, S.C., Engdahl, E.R.: Earthquake location. In: Beer, M., Kougiumtzoglou, I.A., Patelli, E. 2014. Au, I.S.K. (eds.) *Encyclopedia of Earthquake Engineering*. Springer, Berlin. https://doi.org/10.1007/978-3-642-36197-5_184-1

- Briggs, I.C., 1974. Machine contouring using minimum curvature. *Geophysics* 39 (1), 39–48.
- Brousse, R., Pesce, A.H., 1982. Cerro Domo. Un volcán Cuartario con posibilidades geotérmicas. Provincia del Neuquén, in *Proceedings, Congreso Latinoamericano de Geología*, 5th, 4, 197-208. Butterworth, 1930).
- Cardoso, R.R., Hamza, V.M., Alfaro, C., 2010. Geothermal resource base for south America: a continental perspective. In: *Proceedings World Geothermal Congress 2010*, pp. 25–29. Bali, Indonesia, April 2010.
- Carvajal, L.D., 1906. Por el alto río Neuquén, Ascensión al pico Domuyo. Segunda Edición, 1985, Editorial Siringa. Neuquén.
- Chiodini, G., Liccioli, C., Vaselli, O., Calabrese, S., Tassi, F., Caliro, S., Caselli, A., Agosto, M., y D’Alessandro, W. 2014. The Domuyo volcanic system: An enormous geothermal resource in Argentine Patagonia. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 274: 71–77. Elsevier B.V.
- Chouet, B.A., Page, R.A., Stephens, C.D., Lahr, J.C. and Power, J.A., 1994. Precursory swarms of long-period events at Redoubt Volcano (1989-1990), Alaska: Their origin and use as a forecasting tool. In: T.P.
- Chouet, B. A., y Matoza, R. S. 2013. A multi-decadal view of seismic methods for detecting precursors of magma movement and eruption. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 252: 108–175. Elsevier B.V.
- Cifuentes, I. L., 1989. The 1960 Chilean earthquakes. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 94(B1), 665-680.
- Collettini, C., y Sibson, R. H. 2001. Normal faults, normal friction? *Geology*. doi: 10.1130/0091-7613 vol. 29, no. 10, p. 927-930.
- 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):289-300.

- Couto Jr, M. A., Aisengart, T., Barbosa, D., Ferreira, R. C. R., Baltazar, O. F., de Souza Marinho, M., Cavalcanti, A. D. and Araújo, J. C. S., 2017. Magnetization Vector Inversion Application in Quadrilatero Ferrifero Region, MG, Brazil.
- d'Oreye N., Derauw D., Libert L., Samsonov S., Dille A., Nobile A., Monsieirs E., Dewitte O., Kervyn F., 2019. Automatization of InSAR mass processing using CSL InSAR Suite (CIS) software for Multidimensional Small Baseline Subset (MSBAS) analysis: example combining Sentinel-1 and Cosmo-Sky Med SAR data for landslides monitoring in South Kivu, DR Congo. Abstract, 13-17 May 2019, ESA Living Planet Symposium 2019, Milano, Italy - Samsonov, S., A.
- Dewey, J.W., 1972. Seismicity and tectonics of Western Venezuela. Bull. Seismol. Soc. Am. 62, 1711–1751.
- Digregorio, J.H., 1972. Neuquén. Geología Regional Argentina. Academia Nacional de Ciencias, Córdoba, pp. 139–505.
- Douglas, A., 1967. Joint epicentro determination. Nature 215, 47–48
- Ellis, R. G., De Wet, B., y Macleod, I. N., 2012. Inversion of magnetic data for remanent and induced sources. ASEG Extended Abstracts, 2012(1):1-4.
- Evernden, J.F., 1969. Precision of epicenters obtained by small numbers of world-wide stations. Bull. Seismol. Soc. Am. 59(3), 1365.
- Folguera, A., Ramos, V.A., y Melnick, D., 2003. Recurrencia en el desarrollo de cuencas de intraarco. Colapso de estructuras orgánicas. Cordillera Neuquina (37°30' S): Revista Geológica de Chile, 29: 227-240.
- Folguera, A., Zapata, T., y Ramos, V. A., 2006. Late Cenozoic extension and the evolution of the Neuquén Andes. Special Paper of the Geological Society of America, 407: 267–285.
- Folguera, A., Ramos, V. A., Zapata, T., y Spagnuolo, M. G., 2007. Andean evolution at the Guañacos and Chos Malal fold and thrust belts (36°30'-37°s). Journal of Geodynamics, 44: 129–148.

- Frohlieh, C., 1979. An efficient method for joint hypocenter determination for large groups of earthquakes, *Comput. and Geosci.* 5, 387-389.
- Frost, B. R. y Shive, P. N., 1986. Magnetic mineralogy of the lower continental crust. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 91(B6):6513–6521.
- Galetto, A., García, V., y Caselli, A., 2018. Structural controls of the Domuyo geothermal field, Southern Andes (36°38'S), Argentina. *Journal of Structural Geology*, 114: 76–94. Elsevier Ltd.
- Gansser, A., 1973. Facts and the orison the andes. *Journal of the Geological Society*, 129: 93–131.
- Godoy, L. B., Nacif, S., Lupari, M., García, H. P., Correa-Otto, S., Melchor, I., Pechuan, S., Ariza, J., Gimenez, M. E. and Caselli, A. T., 2021. Geophysical evidence of first stages of inflation in Domuyo volcanic center in northwestern Neuquén province, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*; 107; 102694.
- Groeber, P., 1946. Observaciones geológicas a lo largo del meridiano 70. *Asociación Geológica Argentina. Serie C Reimpresiones N°1*, 174 p. Buenos Aires, 1980.
- Groeber, P., 1947. Hojas Domuyo, Mari Mahuida, Huahuar Co y parte de Epu Lauquen. En *Observaciones Geológicas a lo largo del Meridiano 70*, 75–136.
- Hardebeck, J. L., and Shearer, P. M., 2002. A new method for determining first-motion focal mechanisms, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 92, 2264–2276
- Havskov, J. 2006. Processing of earthquake data. Department of Earth Science -University of Bergen – Norway.
- Havskov, J., Ottemöller L. y Canabrava, R.L.P., 2007. SEISAN: Multiplatform implementation of MINISEED/SEED. *Orfeus Newsletter*,7, number 2.
- Havskov, J., Ottemöller, L.: Location. In: Havskov, J., 2010. (ed.) *Routine Data Processing in Earthquake Seismology: With Sample Data, Exercises and Software*, pp. 101–149. Springer, Dordrecht https://doi.org/10.1007/978-90-481-8697-6_5

- Heiskanen, W. A., and Moritz, H., 1967. Physical geodesy (Book on physical geodesy covering potential theory, gravity fields, gravimetric and astrogeodetic methods, statistical analysis, etc).
- Hinze, W.J., Frese Von, R.R.B., Saad, A., 2013. Gravity and Magnetic Exploration: Principles, Practices, and Applications. Cambridge University Press.
- Husen, S., & Hardebeck, J., 2010. Earthquake location accuracy. CORSSA.
- Ibañez, J.M., Del Pezzo, E., Almendros, J., La Rocca, M., Alguacil, G., Ortíz, R., García, A., 2000. Seismo volcanic signals at Deception Island volcano, Antarctica: Wave field analysis and source modeling. J. Geophys. Res. 105, 13905^13931.
- Ibáñez, J.M., Morales, J., Alguacil, G., Almendros, J., Ortiz, R., Del Pezzo, E., 1997. Intermediate-focus earthquakes under South Shetland Islands (Antarctica). Geophys. Res. Lett. 24,531^534.
- Isacks, B. y Barazangi, M., 1977. Geometry of Benioff zones: lateral segmentation and down wards bending of the subducted lithosphere. En: M. Talwani y W. Pitman (Eds.): Island Arcs, Deep Sea Trenches and Back-arc Basins. American Geophysical Union, 99-114, Washington, D.C.
- JICA, 1983. Interim Report on the Northern Neuquén Geothermal Development Project. First-Second Phase Survey. Japan International Cooperation Agency-Ente Provincial de Energía de la Provincia de Neuquén (unpublished), Neuquén, p. 85.
- JICA, 1984. Final Report on the Northern Neuquén Geothermal Development Project. Third Phase Survey. Japan International Cooperation Agency-Ente Provincial de Energía de la Provincia de Neuquén (unpublished), Neuquén, p. 105.
- Jordan, T.H., Sverdrup, K.A., 1981. Teleseismic location techniques and their application to earthquake clusters in the South-Central Pacific. Bull. Seismol. Soc. Am. 71(4), 1105
- Kanamori, H., 1977. The energy release in great earthquakes. J. Geophys. Res. 82,2981-2987.

- Karasözen, E., y Karasözen, B. 2020. Earthquake location methods. GEM - International Journal on Geomatics, 11. Springer Berlin Heidelberg.
- Kay, S.M., 2001a. Magmatic and Tectonic Setting of the Neuquén basin, Argentina. Final Report to Repsol-YPF: unpublished report to Repsol-YPF, p. 215.
- Kay, S.M., 2001b. Tertiary to recent magmatism and tectonics of the Neuquén basin between 36.5° and 38° S latitude. Informe YPF, inédito, 74 p. Buenos Aires.
- Kay, S.M., 2002. Tertiary to Recent transient shallow subduction zones in the Central and Southern Andes. XV Congreso Geológico Argentino, Actas 3: 282-283. Calafate.
- Kay, S. M., Burns, W. M., Copeland, P., y Mancilla, O. 2006. Upper Cretaceous to Holocene magmatism and evidence for transient Miocene hollowing of the Andean subduction zone under the northern Neuquén Basin. Special Paper of the Geological Society of America, 407: 19–60.
- Kissling, E., 1988. Geotomography with local earthquake data. Rev. Geophys. 26, 659–698. <https://doi.org/10.1029/RG026i004p00659>
- Lahr, J.C., Chouet, B.A., Stephens, C.D., Power, J.A., Page, R.A., 1994. Earthquake classification, location, and error analysis in a volcanic environment: implications for the magmatic system of the 1989–1990 eruptions of Redoubt Volcano, Alaska. J. Volcanol. Geoth. Res. 62, 137–152.
- Leanza, H.A., Llambías, E.J., Carbone, O., 2005. Unidades estratigráficas limitadas por discordancias en los depocentros de la cordillera del Viento y la sierra de Chacaico durante los inicios de la cuenca Neuquina. Congreso de exploración de hidrocarburos.6.
- Lee, W. H. K., Stewart, S. W., 1981. Principles and Applications of Microearthquake Networks. Academic Press, New York, 293 pp.
- Li, X., 2006. Understanding 3D Analytic Signal Amplitude. Geophysics, 71, L13–L16.
- Lienert, B.R., Berg, E. and Frazer, L.N., 1986. HYPOCEN- TER: An earthquake location method using centered, scaled, and adaptively damped least squares. Bull. Seis- mol. Soc. Am., 76: 771-783.

- Lienert, B. R. E. 1994. HYPOCENTER 3.2: A computer program for locating earthquakes locally, regionally and globally. Technical report, Hawaii Institute of Geophysics & Planetology.
- Lienert, B. R. E., y Havskov, J. 1995. A computer program for locating earthquakes both locally and globally. *Seismological Research Letters*. 66:26–36.
- Lisjak, M. 2007. Geología, estratigrafía y estructura de las nacientes del arroyo Manchana Covunco. Área del cerro Domuyo, Neuquén. Universidad de Buenos Aires. Inédita 99 pp.
- Llambías, E., 1986. Intrusivos Pérmicos del sur de la Cordillera del Viento. Provincia del Neuquén. *Revista Asociación Geológica Argentina*, 51 (1 - 2): 22 - 36. Buenos Aires
- Llambías, E.J., Danderfer, J.C., Palacios, M., y Brogioni, N., 1978a. Las rocas ígneas cenozoicas del Volcán Domuyo y áreas adyacentes. 7° Congreso Geológico Argentino, Actas (2): 569-584, Neuquén.
- Llambías, E.J., Palacios, M., Danderfer, J.C., y Brogioni, N., 1978b. Petrología de las rocas ígneas cenozoicas del Volcán Domuyo y áreas adyacentes, Provincia de Neuquén. 7° Congreso Geológico Argentino, Actas (2): 553-568, Neuquén.
- Llambías, E. J., Leanza, H. A., y Carbone, O. 2007. Pérmico Al Jurásico Temprano En La Cordillera Geológicas Y Geoquímicas Del Inicio De La. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 62: 217–235.
- Lundgren, P., Girona, T., Samsonov, S., Realmuto, V., y Liang, C., 2018. Underthe radar: new activity ben eath the roof of patagonia", Domuyo volcano, argentinaa. In: AGU Fall Meeting 2018. AGU.
- Lundgren, P., Girona, T., Bato, M. G., Realmuto, V. J., Samsonov, S., Cardona, C., Franco, L., Gurrola, E., y Aivazis, M., 2020. The dynamics of large silicic systems from satellite remote sensing observations: the intriguing case of Domuyo volcano, Argentina. *Scientific Reports*, 10: 1–15. Nature Publishing Group UK.

- MacLeod, I. N. y Ellis, R. G., 2013. Magnetic vector inversion, a simple approach to the challenge of varying direction of rock magnetization. In 23 rd International Geophysical conference and exhibition, pages 11-14.
- Mariot, M., 2008. Geología y estructura del cerro Domuyo, provincia del Neuquén. Degree thesis (unpublished). University of Buenos Aires, p. 154
- Mas, G., Bengochea, L., Mas, L., y López, N., 2009. Hydrothermal explosion due to sea leffect in El Humazo Geothermal Manifestation, Domuyo Vn., Neuquén, Argentina. Proceedings of the Thirty-Fourth Workshop on Geothermal Reservoir Engineering: 350–354.
- Mas, L.C., Mas, G.R., Bengochea, L., 2011. Recursos geotérmicos. In: XVIII Congreso Geológico argentino, pp. 820–830. Neuquén.
- McNutt SR., 1996. Seismic monitoring and eruption forecasting of volcanoes: A review of the state-of-the-art and case histories. In Monitoring and Mitigation of Volcano Hazards, ed. R Scarpa, R Tilling, pp. 99– 146. Berlin/Heidelberg: Springer-Verlag. 841 pp
- McNutt, S.R., 2005. Volcanic seismology. Annual Review of Earth and Planetary Sciences32, 461–491.
- Miller, H.G. and Singh, V., 1994. Semiquantitative techniques for the removal of directional trends from potential field data. J. Appl. Geophys., 32:199-211.
- Minakami, T., 1960. Fundamental research for predicting volcanic eruptions, Part I. Bull. Earthq. Res. Inst, 38: 497-544.
- Minakami, T., 1974. Seismology of volcanoes in Japan, Physical Volcanology, Eds. L. Civetta, P. Gasparini, G. Luongo and A. Rapolla, Elsevier, Amsterdam. Pp.1-27.
- Miranda, F. J., 1996. Caracterización petrográfica y geoquímica del Cerro Domuyo. Provincia de Neuquén, Argentina. Degree thesis, University of Buenos Aires.
- Miranda, F., Folguera, A., Leal, P. R., Naranjo, J. A., y Pesce, A. H., 2006. Upper Pliocene to Lower Pleistocene volcanic complexes and upper Neogene deformation in the south-central Andes (36°30′-38°S). Special Paper of the Geological Society of America, 407: 287–

298.

- Moreno, M.S., Bolte, J., Klotz, J. y D. Melnick., 2009. Impact of megathrust geometry on inversion of coseismic slip from geodetic data: application to the 1960 Chile earthquake. *Geophysical Research Letters*, L16310 (36). doi:10.1029/2009GL039276.
- Mushayandbedvu M., Van Driel P., Reid A., Fairhead, J., 2001. Magnetic source parameters of two-dimensional structures using extended Euler deconvolution, *Geophysics*, V. 66, 814-823.
- Nabighian, M. N., 1972. The analytic signal of two-dimensional magnetic bodies with polygonal cross-section: Its properties and use for automated anomaly interpretation. *Geophysics*, 37(3):507-517.
- Nishijima, J., Naritomi, K., 2017. Interpretation of gravity data to delineate underground structure in the Beppu geothermal field, central Kyushu, Japan. *J. Hydrol. Reg. Stud.* 11, 84–95.
- Omori, 1912. The eruptions and earthquakes of the Asama-yama. *Bull. Imper. Earthq. Invest. Com* 5,1 -38
- Oruç, B., 2011. Edge detection and depth estimation using a tilt angle map from gravity gradient data of the Kozakli – central Anatolia region, Turkey. *Pure and Applied Geophysics*, 168 (10), 1769 -1780. <https://doi.org/10.1007/s00024-010-0211-0>
- Ottemöller, L. Voss, P. y Havskov, J., 2011. SEISAN EARTHQUAKE ANALYSIS SOFTWARE FOR WINDOWS, SOLARIS, LINUX and MACOSX, <http://seis.geus.net/software/seisan/seisan.html>
- Pesce, A.H., 1981. Estratigrafía de las nacientes del río Neuquén y Nahuever, Provincia del Neuquén. *Congreso Geológico Argentino*. 3, pp. 439–455.
- Pesce, A.H., 1983. Evaluación geotérmica del área del cerro Domuyo (Neuquén), Servicio Geológico Minero Argentino, Argentina Open-File Report, Serie Contribuciones Técnicas, *Geotermia* 1, p. 46.
- Pesce, A.H., 1987. Evaluación Geotérmica del Área Cerro Domuyo: Síntesis Estratigráfica,

- Vulcanológica, Estructural y Geoquímica - modelo Geotérmico Preliminar, provincia del Neuquén, República Argentina. In: Proceedings International Meeting on Geothermics and Geothermal Energy, vol. 5. Revista Brasileira de Geofísica, Sao Paulo, Brazil, pp. 283–299.
- Pesce, A.H., 2013. The Domuyo geothermal area, Neuquén, Argentina. Geothermal Resources Council 37, 309-314.
 - Power, J.A., Lahr, J.C., Page, R.A., Chouet, B.A., Stephens, C.D., Harlow, D.H., Murray, T.L. and Davies, J.N., 1994. Seismic evolution of the 1989-1990 eruption sequence of Redoubt Volcano, Alaska. In: T.P. Miller and B.A. Chouet (Editors), The 1989-1990 Eruptions of Redoubt Volcano, Alaska. J. Volcanol. Geotherm. Res., 62: 69-94.
 - Pujol, J., 1988 Comments on the joint determination of hypocenters and station corrections. Bull. Seismol. Soc. Am. 78(3), 1179.
 - Pujol, J., 2000. Joint Event Location — The JHD Technique and Applications to Data from Local Seismic Networks: 163–204.
 - Ramos, V. A. 1999. Las Provincias Geológicas del Territorio Argentino. Geología Argentina, 29: 41–96.
 - Randall G. E., Ammon C. y Owens, T. 1995. Moment tensor estimation using regional seismograms from a Tibetan Plateau portable network deployment. Geophys. Res. Lett., 22, 13, pp. 1665-1668.
 - Reid, A. B., Allsop, J. M., Granser, H., Millett, A. J., y Somerton, I. W., 1990. Magnetic interpretation in three dimensions using Euler deconvolution. Geophysics, 55(1):80-91.
 - Reid, A. B., J. Ebbing, and S. J. Webb., 2014, Avoidable Euler errors — The use and abuse of Euler deconvolution applied to potential fields: Geo- physical Prospecting, doi: 10.1111/1365-2478.12119.
 - Richter, C. F., 1935. An instrumental earthquake magnitude scale. Bull. Seismol. Soc. Am. 25,1-32.
 - Richter, C. F., 1958. Elementary Seismology. Freeman, San Francisco, CA.

- Roest, W. R., J. Verhoef and M. Pilkington, 1992. Magnetic interpretation using 3D analytic signal. *Geophysics* 57: 116-125.
- Rojas Vera, E. A., Orts, D. L., Folguera, A., Zamora Valcarce, G., Bottesi, G., Fennell, L., Chiachiarelli, F., Ramos, V. A., 2016. The Transitional Zone Between the Southern Central and Northern Patagonian Andes (36–39°SL). *Growth of the Southern Andes*, 99-114.
- Rovere, E.I., Caselli, A., Tourn, S., Leanza, H.A., Hugo, C.A., Folguera, A., Escosteguy, L., Geuna, S., González, R., Colombino, J. Danieli, J.C., 2004. Hoja Geológica 3772-IV, Andacollo, provincia del Neuquén. Instituto de Geología y Recursos Minerales. Servicio Geológico Minero Argentino, 298, 104p, Buenos Aires.
- Sagripanti, L., Folguera, A., Giménez, M., Rojas Vera, E. A., Fabiano, J. J., Molnar, N., Fennell, L., y Ramos, V. A., 2014. Geometry of Middle to Late Triassic extensional deformation pattern in the Cordillera del Viento (Southern Central Andes): A combined field and geophysical study. *Journal of Iberian Geology*, 40: 349–366.
- Sagripanti, L., 2015. Evolución tectónica del orógeno Andino comprendido entre los 36° y 37° de latitud sur, estudio integrado desde el arco volcánico hasta la región del antepaís, Ph. D Thesis Dissertation. Universidad de Buenos Aires
- Sánchez, N.P., Turienzo, M.M., Dimieri, L.V., Araujo, V.S., Lebinson, F.O., 2014. Evolución de las estructuras andinas en la faja corrida y plegada de Chos Malal, interacción entre el basamento y la cubierta sedimentaria de la Cuenca Neuquina. *Rev. Asoc. Geol. Argent.* 71, 233–246.
- Sassa, K., 1935. Volcanic micro-tremors and eruption earthquakes (Part 1 of the geophysical studies on the volcano Aso). *Memoirs of the College of Science, Kyoto, Imperial University*, 18, pp. 255–293.
- Shima M., 1958. On the second volcanic microtremor at volcano Aso. *Bull Disaster Prev Res Inst Kyoto Univ* 19:11–56
- Silva-Fragoso, A., Ferrari, L., Norini, G., Orozco-Esquivel, T., Corbo-Camargo, F., Bernal, J. P., Castro, C., y Arrubarrena-Moreno, M., 2021. Geology and conceptual model of the Domuyo geothermal area, northern Patagonia, Argentina. *Journal of Volcanology and*

Geothermal Research, 420: 107396. Elsevier B.V.

- Smith, R. S., and A. Salem, 2005, Imaging the depth, structure and susceptibility from magnetic data: the advanced source parameter imaging method: *Geophysics*, 70, L31–L38.
- Snoke, J. A., Munsey, J. W., Teague, A. G. y Bollinger, G. A. 1984. A program for focal mechanism determination by combined used of polarity and SV-P amplitude ratio data, *Earthquake Notes* 55, p. 15.
- Soler, S.R., 2015. Métodos Espectrales para la Determinación de la Profundidad del Punto de Curie y el Espesor Elástico de la Corteza Terrestre. Facultad de Ciencias Exactas, Ingeniería y Agrimensura (FCEIA). Universidad Nacional de Rosario (UNR) (Tesis de Grado para Título de Licenciado en Física. Inédito)
- Somoza, R. 1998. Updated Nazca (Farallon)-South America relative motions during the last 40 My: Implications for mountain building in the central Andean region. *Journal of South American Earth Sciences*, 11: 211–215.
- Stein, S. y M. Wysession, 2003. *An Introduction to Seismology, Earthquakes, and Earth Structure*, 1st edn, Blackwell Publishing, Malden, MA.
- Stern, C. R., 2004. Active Andean volcanism: its geologic and tectonic setting *Andean Geology*. Servicio Nacional de Geología y Minería. Santiago, Chile, 31 (2), 161-206.
- Suteau, A. M., & Whitcomb, J. H. (1979). A local earthquake coda magnitude and its relation to duration, moment M_0 , and local Richter magnitude M_L . *Bulletin of the Seismological Society of America*, 69(2), 353-368.
- Tanaka, A., Okubo, Y., Matsubayashi, O., 1999. Curie point depth based on spectrum analysis of the magnetic anomaly data in East and Southeast Asia. *Tectonophysics* 306, 461–470.
- Tassara, A., Yáñez, G., 2003. Relación entre el espesor elástico de la litosfera y la segmentación tectónica del margen andino (15°-47°S). *Revista geológica de Chile*, 30 (2), 159-186.
- Tassi, F., Liccioli, C., Agosto, M., Chiodini, G., Vaselli, O., Calabrese, S., Pecoraino, G.,

- Tempesti, L., Caponi, C., Fiebig, J., Caliro, S., y Caselli, A., 2016. The hydrothermal system of the Domuyo volcanic complex (Argentina): A conceptual model based on new geochemical and isotopic evidences. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 328: 198–209.
- Tikhonov, A. N., Goncharsky, A. V., Stepanov, V. V., y Yagola, A. G., 1995. Numerical methods for the solution of ill-posed problems. Springer Science & Business Media Dordrecht.
- Uliana, M.A., Dellape, D.A., Pando, G.A., 1973. Estratigrafía, estructura y posibilidades petroleras del extremo noroeste de la provincia de Neuquén. *Yacimientos Petrolíferos Fiscales*, Internal report 94.
- Weiss, J. R., Qiu, Q., Barbot, S., Wright, T. J., Foster, J. H., Saunders, A., et al. (2019). Illuminating subduction zone rheological properties in the wake of a giant earthquake. *Science Advances*, 5, eaax6720. <https://doi.org/10.1126/sciadv.aax6720>
- Zappettini, E.O., Chernicof, C.J., Santos, J.O.S., Dalponte, M., Belousova, E., Mc Naughton, N., 2012. Retro wedge-related Carboniferous units and coeval magmatism in the north western Neuquén province, Argentina. *Int. J. Earth Sci.* 101, 2083–2104.
- Zavala, C.A., Olivera, D.E., Martínez, M.A., Ballent, S.C., 2008. Estudio sedimentológico y micropaleontológico de los depósitos clásticos del Oxfordiano en el sur de la Cuenca Neuquina. 17° Congreso Geológico Argentino (Jujuy) *Actas* 2 807–808.
- Zobin, V. M., V. I. Levina, and M. A. Maguskin., 2003, Seismicity and crustal deformation preceding the January 1996 eruptions at Karymsky volcanic center, Kamchatka, *Bull. Volcanol.*, 65, 477–485, doi:10.1007/s00445-003-0275-0.
- Zöllner, W. y Amos, A.J., 1973. Descripción geológica de la Hoja 32 b Chos Malal, provincia del Neuquén. Servicio Nacional Minero Geológico, *Boletín* 143: 1-91, Buenos Aires.

CAPÍTULO IX APÉNDICE

Tabla IX-I

En la siguiente tabla se presentan los 255 eventos volcano tectónicos, los seleccionados con gris corresponden a los eventos más certeros (los 133 VT)

<i>ID</i>	<i>Latitud</i>	<i>Longitud</i>	<i>Prof.</i>	<i>error latitud</i>	<i>error longitud</i>	<i>error prof.</i>	<i>M_L</i>
1	-70.543	-36.595	4,70	5,9	2,20	7,5	2,2
2	-70.547	-36.666	3,3	3,8	1,50	4,4	0,4
3	-70.530	-36.668	5,1	6,3	2,6	7,3	-0,1
4	-70.558	-36.637	5,6	5,8	2,2	5,8	0,4
5	-70.533	-36.635	1,5	2,1	2	1,2	-0,4
6	-70.538	-36.636	1,3	2,2	2,1	1,2	0,2
7	-70.537	-36.635	1,2	2,1	2,1	1,2	-0,5
8	-70.532	-36.634	1,2	2,1	2,1	1,2	-0,2
9	-70.535	-36.634	1,6	1,8	3,3	2,2	-0,4
10	-70.535	-36.637	1,7	2	4,4	2,6	-0,5
11	-70.573	-36.655	0,4	1,8	0,7	5,5	-0,8
12	-70.535	-36.633	1,6	2,1	2,1	1,3	-0,4
13	-70.534	-36.636	1,8	2	6,2	3	-0,3
14	-70.632	-36.638	2,9	4,1	1,5	2,3	0,1
15	-70.533	-36.634	1,5	1,8	3,3	2,2	0,3
16	-70.544	-36.671	4,1	3,7	1,5	4,4	0,5
17	-70.533	-36.664	1,3	2	0,8	0,9	1,6
18	-70.500	-36.651	0,3	2,4	1,2	1,4	1,2
19	-70.531	-36.638	1,6	2,2	2	1,2	0,8
20	-70.525	-36.638	1,6	2,1	2	1,2	-0,2
21	-70.553	-36.650	1,1	2,3	0,9	0,9	-0,1
22	-70.534	-36.638	1,2	1,8	1	0,9	0,4
23	-70.535	-36.634	3,4	4	1,6	7,8	-0,2
24	-70.550	-36.654	0,5	1,9	0,8	7,8	-0,7
25	-70.530	-36.661	1,4	2	0,8	0,9	1,5
26	-70.551	-36.665	2,8	3,2	1,2	4,5	0,5
27	-70.532	-36.662	1,7	3,1	1	1,1	0,4
28	-70.543	-36.663	4	3,9	1,5	5,8	0,2
29	-70.546	-36.665	3,8	3,8	1,5	5,7	
30	-70.533	-36.669	2,9	3,4	1,4	7,2	0,5
31	-70.520	-36.633	1,1	1,8	1,1	1	-0,4
32	-70.532	-36.664	1,7	2,2	0,8	1,3	-0,1

35	-70.539	-36.668	4	4	1,6	6,5	0,2
36	-70.536	-36.623	1,5	1,7	3,2	2	0
37	-70.564	-36.679	4,3	3,7	1,6	2,9	
38	-70.554	-36.680	5,7	6,5	2	4,3	0,6
39	-70.531	-36.673	3,3	3,5	1,5	6,4	1,2
40	-70.530	-36.674	3	3,4	1,5	7,2	0,5
41	-70.530	-36.678	3,5	3,6	1,6	6,1	0,2
42	-70.507	-36.654	0,5	2,1	1	1,1	-0,5
43	-70.528	-36.655	3,7	3,8	1,5	7,2	0
44	-70.507	-36.580	0,8	2,7	3,6	1,9	0,6
45	-70.629	-36.653	5,5	4,2	1,5	2,2	0,1
46	-70.383	-36.633	6,2	2,5	3,2	1,4	-0,1
47	-70.529	-36.663	3,4	3,7	1,5	7,8	1,2
48	-70.525	-36.660	1,1	1,9	0,8	0,9	-0,4
49	-70.532	-36.663	3,1	3,5	1,4	7,5	-0,7
50	-70.578	-36.685	7,8	6,9	5,1	4,8	-0,1
51	-70.552	-36.669	6,2	6	2,3	5,5	
52	-70.542	-36.666	4,9	4,6	1,8	5,6	0,00
53	-70.614	-36.683	5,9	7,3	1,9	4	
54	-70.530	-36.665	4,1	4,1	1,7	7,7	
55	-70.517	-36.673	1,4	2,8	1,3	1,1	-0,4
56	-70.534	-36.664	1,7	3,6	2,1	2,2	-0,3
57	-70.527	-36.662	1,7	3	1,1	1,1	0,5
58	-70.528	-36.659	1,5	2	0,8	0,9	0,1
59	-70.530	-36.656	1,5	3,6	1,2	1,2	0,2
60	-70.490	-36.674	0,5	2,3	1,3	1,4	0,3
61	-70.498	-36.676	0,7	2,1	1,1	1,2	-0,5
62	-70.505	-36.680	1	2,7	1,5	1,2	0,00
63	-70.414	-36.655	6,9	2,6	3	1,4	-0,2
64	-70.522	-36.673	3,7	4	1,7	6,9	0,4
65	-70.523	-36.675	3,6	3,8	1,7	7,1	-0,1
66	-70.521	-36.676	3,7	3,9	1,7	7,5	0,1
67	-70.419	-36.599	6,6	3,8	6,3	2,6	0,4
68	-70.531	-36.679	3,1	3,4	1,6	6,8	1,1
69	-70.448	-36.671	6,6	2,7	4,6	2,1	0,1
70	-70.539	-36.624	1,5	1,7	3,2	2	0,5
71	-70.538	-36.624	1,3	1,7	3,3	2,1	0,1
72	-70.537	-36.621	1,7	1,7	3,2	1,9	-0,2
73	-70.546	-36.618	3,8	4,7	1,9	6,3	-0,1
74	-70.541	-36.621	1,2	1,7	3,2	2	0,00
75	-70.552	-36.636	2,5	3,6	1,5	7	-0,4
76	-70.539	-36.625	1,5	1,7	3,2	2	0,7
77	-70.539	-36.625	1,7	1,7	3,2	2	0,3
78	-70.539	-36.622	1,4	3,2	4,6	3,1	0,4
79	-70.540	-36.620	1,2	1,7	3,2	2	-0,2

80	-70.539	-36.622	1,6	1,8	3,2	2	-0,4
81	-70.540	-36.623	3,8	4,5	1,8	7,3	0,1
82	-70.538	-36.624	1,6	1,7	3,2	2	0,4
83	-70.540	-36.624	1,6	1,7	3,2	2	0,5
84	-70.539	-36.624	1,5	1,7	3,2	2	0,1
85	-70.538	-36.623	1,5	1,7	3,2	2	-0,1
86	-70.537	-36.621	1	4,7	3	1,8	-0,4
87	-70.539	-36.624	1,5	1,7	3,2	2	-0,1
88	-70.517	-36.663	4,1	4,2	1,7	7,7	-0,7
89	-70.520	-36.647	0,5	2,7	1,3	1,4	-0,5
90	-70.536	-36.632	0,9	2,1	2,1	1,2	-0,7
91	-70.535	-36.633	1	2,2	2,1	1,2	0,4
92	-70.535	-36.626	0,9	1,8	3,4	2,3	-0,2
93	-70.537	-36.632	1,3	1,8	3,3	2,2	-0,3
94	-70.535	-36.631	1,6	1,7	3,3	2,2	-0,4
95	-70.527	-36.628	1,1	2	2,2	1,2	-0,5
96	-70.532	-36.631	1,5	1,7	3,3	2,2	-0,1
97	-70.542	-36.632	2,3	3,2	2,5	1,7	0,5
98	-70.534	-36.630	1,4	1,7	3,3	2,2	-0,3
99	-70.535	-36.631	1,3	2	2,1	1,1	-0,1
100	-70.522	-36.616	5,4	5,3	2	7,8	0,2
101	-70.535	-36.630	1,6	1,7	3,3	2,1	-0,2
102	-70.534	-36.629	1,5	1,7	3,3	2,1	1,4
103	-70.534	-36.630	1,4	1,7	3,3	2,2	0,6
104	-70.534	-36.628	2,1	1,7	3,2	2	1,7
105	-70.530	-36.634	1,5	2,3	2,2	1,5	-0,1
106	-70.502	-36.679	0,6	5,7	1,7	1,8	0,2
107	-70.535	-36.633	1,2	1,8	1,1	1	0,00
108	-70.536	-36.643	4	4	1,5	6,1	-0,3
109	-70.530	-36.618	0,8	1,7	2,2	1,2	
110	-70.529	-36.615	1,2	1,8	3,3	2	-0,7
111	-70.530	-36.618	1,4	1,7	3,3	2	-0,4
112	-70.526	-36.619	1,1	1,7	3,4	2,1	-0,4
113	-70.529	-36.620	1	1,8	2,2	1,2	-0,2
114	-70.531	-36.614	1,9	2	3,3	1,9	-0,1
115	-70.529	-36.617	1,3	1,7	3,3	2	0,7
116	-70.528	-36.618	1,3	1,7	3,3	2	-0,7
117	-70.529	-36.618	1,6	1,8	3,3	1,9	-0,3
118	-70.532	-36.616	1,7	3	4,9	2	1,3
119	-70.532	-36.617	1,7	1,8	3,2	1,9	1,1
120	-70.548	-36.621	3,8	4,5	1,8	5,5	1,2
121	-70.509	-36.670	6,8	4,5	2,3	6	-0,1
122	-70.541	-36.665	2,8	3,1	1,3	7,3	0,00
123	-70.546	-36.665	3,3	3,3	1,3	5,5	-0,3
124	-70.547	-36.665	3,6	3,4	1,3	4,9	0,7

125	-70.531	-36.663	1,4	3,6	1,2	1,3	1,00
126	-70.539	-36.663	1,8	6,9	1,4	5,1	-0,3
127	-70.535	-36.662	1,4	2	0,8	0,9	-0,7
128	-70.533	-36.662	1,2	2	0,8	0,9	-0,5
129	-70.541	-36.665	3	3,2	1,3	6,1	-0,5
130	-70.543	-36.664	2,6	3,1	1,2	6,1	0,8
131	-70.548	-36.666	2,8	3,3	1,3	4,7	-0,2
132	-70.535	-36.663	1,9	7,7	1,5	5,7	-0,5
133	-70.536	-36.663	1,7	2,1	0,8	0,9	0,00
134	-70.535	-36.664	1,8	7,8	1,5	5,8	
135	-70.535	-36.663	2	3,2	1	1,1	-0,1
136	-70.543	-36.665	3,2	3,4	1,3	6,1	0,2
137	-70.534	-36.662	1,3	2	0,8	0,9	-0,2
138	-70.535	-36.663	1,9	7,7	1,5	5,7	0,8
139	-70.535	-36.662	1,5	2	0,8	0,9	1,1
140	-70.493	-36.660	7,8	4,7	2,4	7,6	-0,4
141	-70.539	-36.664	2,6	3,1	1,3	7,5	0,9
142	-70.539	-36.662	2	7,2	1,5	5,3	1,1
143	-70.535	-36.662	1,9	7,9	1,5	5,8	0,3
144	-70.535	-36.663	1,4	2	0,8	0,9	-0,2
145	-70.535	-36.662	1,8	7,8	1,5	5,8	-0,3
146	-70.545	-36.661	2,3	2,2	0,9	4,6	-0,5
147	-70.532	-36.661	1,5	2	0,8	0,9	-0,3
148	-70.548	-36.664	2,4	3	1,2	5,5	-0,1
149	-70.527	-36.663	1,4	2,8	0,9	2,2	-0,7
150	-70.552	-36.668	3,8	3,8	1,5	3,9	-0,3
151	-70.551	-36.665	4,3	4,3	1,6	5,4	-0,7
152	-70.534	-36.663	1,6	3,6	1,2	1,2	-0,8
153	-70.550	-36.665	3,2	3,2	1,2	4,3	0,00
154	-70.560	-36.666	5	3,8	1,4	3,2	-0,6
155	-70.530	-36.665	2	4,3	1,1	1,7	-0,4
156	-70.536	-36.637	1,3	2,2	2	1,2	0,2
157	-70.532	-36.665	1,4	2	0,8	0,9	-0,1
158	-70.531	-36.665	1,3	2	0,8	0,9	-0,2
159	-70.532	-36.667	1,3	2	0,8	0,9	0,00
160	-70.531	-36.666	1,5	3,1	1,1	1,1	-0,4
161	-70.534	-36.665	1,3	2	0,8	0,9	-0,1
162	-70.536	-36.667	1,8	3,1	1	1,1	-0,3
163	-70.533	-36.665	1,4	2	0,8	0,9	0,8
164	-70.531	-36.664	1,3	2	0,8	0,9	0,1
165	-70.407	-36.604	6,4	2,7	3	1,4	0,2
166	-70.539	-36.616	1,9	2	3,1	1,8	-0,4
167	-70.541	-36.640	1,5	2,3	2	1,2	0,00
168	-70.512	-36.649	1,8	5,2	1,7	1,6	0,8
169	-70.540	-36.640	1,5	2,3	2	1,2	-0,4

170	-70.543	-36.639	1,5	1,9	3,3	2,2	-0,4
171	-70.539	-36.639	1,5	2,2	2	1,2	0,2
172	-70.485	-36.610	6,4	3	5	1,6	-0,5
173	-70.540	-36.637	1,7	1,8	3,2	2,2	-0,5
174	-70.537	-36.640	1,4	1,9	1	0,9	-0,3
175	-70.543	-36.638	1,5	1,9	3,3	2,2	-0,3
176	-70.539	-36.638	1,5	2,2	2	1,1	2,1
177	-70.538	-36.639	1,5	2,2	2	1,2	0,00
178	-70.536	-36.639	1,6	2,2	2	1,2	-0,5
179	-70.538	-36.638	1,6	1,9	3,3	2,3	-0,3
180	-70.539	-36.638	1,5	2,2	2	1,2	0,2
181	-70.538	-36.641	1,6	2,3	2	1,2	-0,5
182	-70.532	-36.638	1,4	2,2	2	1,2	0,9
183	-70.539	-36.639	1,7	1,9	3,3	2,3	-0,5
184	-70.537	-36.638	1	1,9	1	0,9	0,00
185	-70.541	-36.638	1,4	2,2	2	1,2	0,5
186	-70.539	-36.640	1,4	2,3	2	1,2	-0,4
187	-70.541	-36.642	1,5	2	3,3	2,3	1,4
188	-70.538	-36.641	1,5	2,3	2	1,2	0,00
189	-70.540	-36.641	1,1	1,9	1	0,9	-0,5
190	-70.539	-36.642	1,7	2,3	2	1,1	-0,7
191	-70.538	-36.639	1,1	2,3	2	1,2	-0,5
192	-70.539	-36.638	1,3	1,8	1	0,9	-0,5
193	-70.540	-36.638	1,2	2,2	2	1,2	0,00
194	-70.537	-36.640	1,2	2,3	2	1,2	-0,8
195	-70.512	-36.645	1,1	1,8	1	1	-0,3
196	-70.538	-36.643	1,4	2,4	1,9	1,2	-0,6
197	-70.537	-36.639	1,3	2,3	2	1,2	-0,7
198	-70.539	-36.641	1,5	1,9	1	0,9	-0,1
199	-70.541	-36.643	0,6	2	1	0,9	-0,3
200	-70.539	-36.641	1,1	2,2	1,1	1,1	-0,4
201	-70.541	-36.642	0,9	2,2	1	1	0,1
202	-70.539	-36.638	1,3	2,2	2	1,2	0,2
203	-70.535	-36.635	1,6	1,8	3,3	2,2	-0,5
204	-70.543	-36.643	1,5	2	1	0,9	-0,6
205	-70.539	-36.664	2,9	3,4	1,9	7,5	-0,5
206	-70.513	-36.647	0,9	2,6	2,3	1,3	-0,4
207	-70.545	-36.642	3,2	3,5	1,4	6,4	0,1
208	-70.489	-36.660	1,3	6	2,3	2,1	-0,4
209	-70.549	-36.636	3	3,7	1,5	5,8	-0,5
210	-70.540	-36.639	1,6	1,9	3,3	2,3	-0,2
211	-70.639	-36.656	3,7	5,4	1,8	4,9	-0,4
212	-70.541	-36.638	0,7	2	1,1	0,9	-0,3
213	-70.547	-36.669	3,8	3,9	1,5	4,3	-0,2
214	-70.532	-36.660	1,6	2,8	1	2,1	0,1

215	-70.500	-36.667	5,8	5,1	2,1	7,3	-0,2
216	-70.518	-36.682	4,3	4,4	1,9	6,4	-0,5
217	-70.530	-36.644	3,6	4	1,5	7,7	0,4
218	-70.555	-36.662	2,3	3,6	1,4	5,4	-0,1
219	-70.451	-36.568	6,4	4,2	3,2	2,9	-0,1
220	-70.535	-36.634	1,6	1,8	3,3	2,2	-0,5
221	-70.524	-36.600	1,7	2,6	3,3	1,8	-0,3
222	-70.542	-36.602	4,6	5,3	2	7,8	-0,9
223	-70.543	-36.601	4,8	5,4	2,1	7,2	0,5
224	-70.514	-36.583	1	2,8	3,7	2	-0,8
225	-70.549	-36.576	5,9	5,1	3	1,3	0,3
226	-70.417	-36.587	6,1	2,9	3	1,4	0,00
227	-70.533	-36.679	2,7	3,3	1,6	6,9	0,4
228	-70.532	-36.675	1,6	5,5	4,1	2,9	-0,2
229	-70.529	-36.674	1,3	3,4	1,5	1,2	-0,1
230	-70.531	-36.679	2,7	3,3	1,6	7,8	-0,1
231	-70.538	-36.633	0,2	2,1	1,2	1,1	-0,1
232	-70.530	-36.664	3,6	3,8	1,5	6,3	-0,3
233	-70.522	-36.612	1,3	1,8	3,4	2	0,6
234	-70.493	-36.646	0,1	2,5	1,4	1,5	0,00
235	-70.554	-36.662	6,8	7	2,6	4,7	-0,6
236	-70.520	-36.643	1,7	2,4	2,5	1,3	0,1
237	-70.489	-36.670	6,1	2,7	2	1	-0,4
238	-70.484	-36.676	0,1	2	1,1	1,2	-0,3
239	-70.450	-36.578	6,1	3,1	2,8	1,3	0,8
240	-70.532	-36.617	1,1	1,7	3,5	2,2	-0,3
241	-70.541	-36.620	2	1,9	3,2	1,9	-0,4
242	-70.538	-36.618	1,8	1,9	3,2	1,9	-0,5
243	-70.495	-36.579	0,6	2,9	3,7	2	-0,1
244	-70.562	-36.649	4,8	4,7	1,7	3,5	-0,2
245	-70.529	-36.662	1,5	2	0,8	0,9	0,3
246	-70.538	-36.664	3,2	3,4	1,3	6,3	0,1
247	-70.533	-36.664	1,8	3,1	1,1	1,1	-0,1
248	-70.512	-36.666	5,4	4,8	1,9	6,5	0,2
249	-70.528	-36.657	1,5	3,5	1,2	1,2	0,2
250	-70.531	-36.656	1,7	2	0,9	0,9	-0,6
251	-70.509	-36.670	5,2	4,8	2	7,1	-0,7
252	-70.491	-36.649	0,1	2,2	1,2	1,3	0,2
253	-70.434	-36.603	6,5	3	5,9	1,7	0,6
254	-70.435	-36.602	6,6	3	5,8	1,7	-0,3
255	-70.541	-36.639	1,7	2,3	6,1	3,2	0,00

Tabla IX-II.

Lista de los eventos regionales identificados y localizados con la red local 2015/2016.

	Año	Día	HRMM	Sec	Latitud	Error	Longitud	Error	Prof.	Error	RMS	M _L
1	2015	1213	524	43.6	-37.784	12.6	-71.045	35.4	6.7	0.0	0.1	1.5
2	2015	1213	601	6.2	-37.686	28.3	-71.183	55.7	1.3	0.0	0.2	1.7
3	2015	1213	1145	38.5	-37.837	9.3	-70.743	72.7	33.0	0.0	0.2	2.4
4	2015	1213	1253	58.9	-37.846	19.0	-70.612	105.9	40.0	248.6	0.0	1.9
5	2015	1217	224	53.9	-37.261	999.9	-69.446	999.9	5.9	999.9	0.1	1.2
6	2015	1217	305	48.5	-37.321	999.9	-71.710	999.9	0.8	999.9	0.2	1.0
7	2015	1217	704	4.7	-37.008	999.9	-69.257	999.9	6.5	999.9	0.2	2.3
8	2016	1 4	43	18.8	-36.580	49.2	-70.406	113.4	2.0	100.1	0.1	1.4
9	2016	1 5	752	45.0	-35.788	38.7	-72.236	30.9	10.0	0.0	0.1	1.2
10	2016	1 7	400	6.8	-34.815	999.9	-70.553	291.5	18.1	999.9	0.2	1.4
11	2016	112	626	52.8	-36.337	999.9	-71.001	999.9	6.9	999.9	0.1	1.0
12	2016	112	2227	41.2	-37.152	39.0	-69.334	24.8	11.8	8.2	0.1	1.3
13	2016	113	1601	40.1	-37.470	38.8	-69.657	41.0	3.1	0.0	0.2	1.2
14	2016	113	1754	26.4	-37.643	999.9	-71.204	999.9	3.0	999.9	0.2	1.5
15	2016	115	3	35.1	-36.187	64.1	-72.933	27.8	3.3	0.0	0.3	2.4
16	2016	116	37	26.6	-36.999	88.7	-71.703	248.4	171.7	134.7	0.2	3.4
17	2016	117	1944	3.9	-35.913	40.5	-70.525	115.4	141.1	29.1	0.0	1.4
18	2016	124	1143	5.7	-36.032	67.8	-71.547	184.9	156.1	82.7	0.1	1.8
19	2016	124	1920	49.4	-36.598	8.6	-70.994	4.5	3.0	5.7	0.1	1.0
20	2016	124	2338	24.8	-36.363	999.9	-71.016	999.9	6.0	999.9	0.1	0.8
21	2016	2 4	1544	27.3	-34.913	151.8	-68.215	143.5	46.4	0.0	0.4	1.8
22	2016	2 5	1042	10.2	-37.240	45.2	-74.361	13.3	87.6	0.0	0.1	2.9
23	2016	2 5	1115	46.3	-33.760	536.4	-71.976	999.9	40.0	0.0	1.1	3.8
24	2016	2 6	1436	42.6	-34.362	720.9	-73.379	733.4	35.0	0.0	1.1	2.2
25	2016	2 7	607	41.6	-36.208	37.5	-73.255	14.1	49.7	0.0	0.1	2.6
26	2016	2 9	2010	52.5	-35.608	240.5	-72.252	665.2	244.3	322.1	0.3	2.6
27	2016	210	112	33.9	-39.272	999.9	-72.354	999.9	35.0	999.9	0.7	3.0
28	2016	210	314	59.3	-34.869	333.7	-73.581	281.3	28.0	0.0	0.6	3.5
29	2016	210	922	2.9	-36.391	259.9	-72.234	440.0	341.0	141.6	0.1	1.9
30	2016	210	1110	55.0	-33.836	131.2	-69.950	599.8	34.9	0.0	0.7	4.1
31	2016	210	1201	31.0	-35.066	209.4	-73.671	162.5	51.7	0.0	0.4	3.4
32	2016	210	1206	22.4	-36.156	166.7	-71.492	461.8	349.7	81.8	0.2	2.4
33	2016	211	52	3.3	-36.314	217.1	-67.210	56.4	30.0	0.0	0.8	1.9
34	2016	212	344	19.6	-36.137	166.3	-68.370	415.3	273.2	281.1	0.2	1.6
35	2016	213	1947	23.3	-36.458	432.1	-68.489	999.9	195.8	921.4	0.7	2.0
36	2016	214	941	21.7	-34.880	201.1	-71.757	326.6	1.7	0.0	0.3	
37	2016	215	2326	41.9	-36.308	20.5	-72.919	7.1	15.0	0.0	0.0	1.9
38	2016	217	134	26.8	-36.757	70.9	-67.297	7.0	47.2	0.0	0.3	1.7
39	2016	218	2243	47.0	-35.800	61.4	-70.006	187.3	84.9	107.9	0.1	1.4

40	2016	221	1516	50.4	-35.575	49.1	-71.714	124.5	106.0	97.4	0.0	1.9
41	2016	222	1611	21.0	-35.327	999.9	-73.122	999.9	48.1	999.9	0.7	1.7
42	2016	223	943	56.8	-34.733	8.1	-70.650	210.9	15.0	0.0	0.3	1.8
43	2016	224	2018	55.2	-34.364	394.5	-71.929	852.7	42.3	195.6	0.6	2.5
44	2016	226	853	47.2	-35.892	47.2	-69.018	36.0	27.7	0.0	0.2	3.4
45	2016	226	2019	14.9	-35.879	85.6	-74.813	35.0	5.0	0.0	0.2	2.5
46	2016	229	503	49.5	-34.431	353.3	-73.542	809.7	127.4	999.9	0.4	2.5
47	2016	3 4	1912	48.0	-35.625	999.9	-67.729	999.9	46.7	999.9	0.5	1.9
48	2016	3 4	2350	14.2	-38.844	999.9	-72.222	999.9	47.5	999.9	0.2	3.0
49	2016	3 5	911	50.9	-36.498	51.9	-70.528	141.5	170.2	9.8	0.1	1.6
50	2016	3 6	1152	7.3	-39.301	558.1	-72.527	884.2	53.9	0.0	0.7	2.0

Tabla IX-III

En la siguiente tabla se muestra la determinación del punto de Curie, con el programa CuDePy (Soler 2015) donde se representan las coordenadas planas de cada punto, el ancho de la ventana, Zt, Zb y el error generado en Zb.

X	Y	Width	Zt	Zt_err	Zb	Zb_err	Zb_rel
2345958	5921235	18780	1100	200	8000	2000	0.25
2372751	5921486	21784	1000	100	8000	1000	0.125
2366992	5921486	21784	1100	200	9000	2000	0.2222
2383768	5921611	21784	1000	100	8000	1000	0.125
2348212	5921611	21784	810	60	9000	2000	0.2222
2392407	5921611	21784	850	60	9000	2000	0.2222
2381890	5921611	21784	1000	100	9000	2000	0.2222
2377258	5921736	21784	1500	200	8000	2000	0.25
2351217	5921861	21784	1000	100	8000	1000	0.125
2362985	5921861	21784	810	60	9000	1000	0.1111
2360356	5922111	21784	1000	100	8000	1000	0.125
2387524	5922111	21784	1100	100	8000	1000	0.125
2347461	5922237	21784	840	100	9000	2000	0.2222
2358979	5931251	21784	840	100	9000	2000	0.2222
2353095	5932002	18780	1300	200	6000	1000	0.1667
2378259	5932253	42818	1300	100	11000	1000	0.0909
2347461	5932378	21784	1000	100	9000	2000	0.2222
2365865	5932628	42818	2100	200	12000	2000	0.1667
2375130	5933254	42818	1900	200	9000	1000	0.1111
2381765	5933379	42818	1600	200	11000	2000	0.1818
2397540	5933379	21784	1300	200	10800	200	0.0185

2385897	5934005	42818	1260	90	12000	1000	0.0833
2362109	5934130	42818	1900	200	10000	1000	0.1
2384519	5934631	42818	1500	200	11000	2000	0.1818
2346084	5934756	18780	1300	200	7000	1000	0.1429
2394160	5934756	21784	1300	200	11300	400	0.0354
2358478	5935132	42818	1800	200	13000	2000	0.1538
2365489	5935132	42818	1400	100	9000	1000	0.1111
2387399	5935382	42818	1500	200	11000	1000	0.0909
2351968	5935508	18780	1300	200	8000	2000	0.25
2372125	5935633	42818	1900	200	11000	2000	0.1818
2355098	5936008	18780	1500	200	7000	2000	0.2857
2381890	5936384	42818	1600	200	11000	2000	0.1818
2376256	5936885	42818	1600	200	10000	2000	0.2
2347336	5937386	21784	1000	100	11000	4000	0.3636
2352344	5937386	21784	1100	200	10000	2000	0.2
2359730	5945273	15274	1200	200	5000	1000	0.2
2363486	5945774	15274	1700	200	5000	1000	0.2
2371874	5946149	15274	1300	200	5000	1000	0.2
2380012	5946149	15274	1300	200	6000	1000	0.1667
2380012	5946149	15274	1530	70	5300	900	0.1698
2351718	5946400	15274	1200	200	6000	1000	0.1667
2355724	5946400	15274	1200	200	5000	1000	0.2
2347085	5946650	19781	1300	200	7000	1000	0.1429
2368494	5946650	15274	1200	200	5000	1000	0.2
2375881	5946901	15274	1500	300	5900	900	0.1525
2386648	5947902	20282	1100	100	9000	200	0.0222
2390529	5947902	20282	1100	100	9300	500	0.0538
2384019	5948027	20282	890	70	8700	500	0.0575
2373252	5948528	15274	1000	300	6000	1000	0.1667
2344456	5949530	15274	1300	200	4700	800	0.1702
2348212	5949530	15274	1200	200	6000	2000	0.3333
2354221	5949530	15274	1300	200	6000	1000	0.1667
2359104	5949780	15274	1200	200	6000	2000	0.3333
2364112	5950156	15274	1200	200	5000	1000	0.2
2377884	5950156	15274	1500	300	6100	900	0.1475
2369120	5950281	15274	1610	30	6000	1000	0.1667

Artículo Publicado.



Geophysical evidence of first stages of inflation in Domuyo volcanic center in northwestern Neuquén province, Argentina

Laura B. Godoy^{a,b,*}, Silvina Nacif^{a,b}, Marianela Lupari^{a,b}, Héctor P.A. García^{a,b}, Sebastián Correa-Otto^{a,b}, Iván Melchor^{c,d}, Stefanie N. Pechuan^{a,b}, Juan P. Ariza^{a,b}, Mario Ernesto Gimenez^{a,b}, Alberto T. Caselli^{c,d}

^a CONICET (Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas), Av. Rivadavia 1917, C1033AAJ, Argentina

^b Instituto Geofísico Sismológico F. Volponi, FCEfyN, Universidad Nacional de San Juan (UNSJ), Ruta 12 km 17 Marquesado, Rivadavia, San Juan, Argentina

^c Universidad Nacional de Río Negro, Instituto de Investigación en Paleobiología y Geología, Río Negro, Argentina

^d CONICET, Instituto de Investigación en Paleobiología y Geología, Río Negro, Argentina

ARTICLE INFO

Keywords:

Volcanism
Domuyo
Geothermal field
Micro seismicity
Thermal anomaly

ABSTRACT

Cerro Domuyo, in northwestern Neuquén province of Argentina, shows notable geothermal activity, although it is located at a considerable distance from the actual volcanic arc. Many studies have been developed in this area with the aim of investigating its geothermal field. Despite these efforts, the characterization of the dynamic activity in the area is still poorly known. This work shows the results of a network of seismological stations, which registered volcano-tectonic, long-period and hybrid events. A large number of volcano-tectonic events concentrated mostly in the Cerro Domuyo geothermal area were detected. These events can be divided into two groups, those that occurred at shallow depths below the geothermal area and those at greater depths below the high region of Cerro Domuyo. Shallow events were located around the Manchana Covunco fault and many of them were particularly clustered at its intersection with the Humazo fault. Seismicity in the area shows that these faults are continually active due to fluid movement, as was evidenced by the hydrothermal manifestation of the Humazo in 2003. Moreover, new studies provide evidence that the Cerro Domuyo is experiencing an important inflation caused by a magmatic body. Deep volcano-tectonic events are evidencing this activity. Considering the large distance between the actual volcanic arc and the study region, and the high density of shallow volcano-tectonic events, it is highly likely that this magmatic body is increasing the geothermal activity. Additionally, the aeromagnetic anomaly over Cerro Domuyo is showing a thin magnetic crust of less than 6 km, suggesting a clear link between the geophysical results and the inflation in Cerro Domuyo.

1. Introduction

The subduction of the Nazca plate below the South American plate controls, among other factors, the growth rate of the Andes. The Nazca plate subduction angle determines the increase in the seismicity in the flat subduction segment or the volcanic activity in the normal subduction segment. In response to this phenomenon, high enthalpy geothermal fields heated by deep magmatic systems are developed in the western margin of South America (Cardoso et al., 2010). In these areas, the presence of impermeable horizons seals the systems preventing the escape of the hot fluids allowing the development of deep reservoirs. Thus, a geothermal field where the meteoric waters that circulate through the permeable rocks are heated by a volcanic surge constitute important reservoirs of

renewable energy.

In Argentina, seven high enthalpy zones are recognized as the most important in terms of stored energy (Pesce, 2015): Copahue and Domuyo (Neuquén province), Tuzgle (Jujuy province), Los Despoblados (San Juan province), Termas de Río Hondo (Santiago del Estero province) and, Los Molles and Peteroa (Mendoza province). The study area, Domuyo geothermal field, comprises a high enthalpy system (>220 °C) located to the northwest of the Neuquén province on the western slope of the Domuyo volcanic complex (Fig. 1). An important geochemical survey of the main thermal waters discharging in the southwestern part of the Cerro Domuyo was presented by Chiodini et al. (2014). These authors underlined the high value of thermal energy release from this site, which is the second highest measured-advective heat flux from any

* Corresponding author. CONICET (Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas), Av. Rivadavia 1917, C1033AAJ, Argentina.

E-mail address: laurabeatrizgodoy@gmail.com (L.B. Godoy).

<https://doi.org/10.1016/j.jsames.2020.102694>

Received 3 February 2020; Received in revised form 2 June 2020; Accepted 4 June 2020

Available online 12 June 2020

0895-9811/© 2020 Elsevier Ltd. All rights reserved.

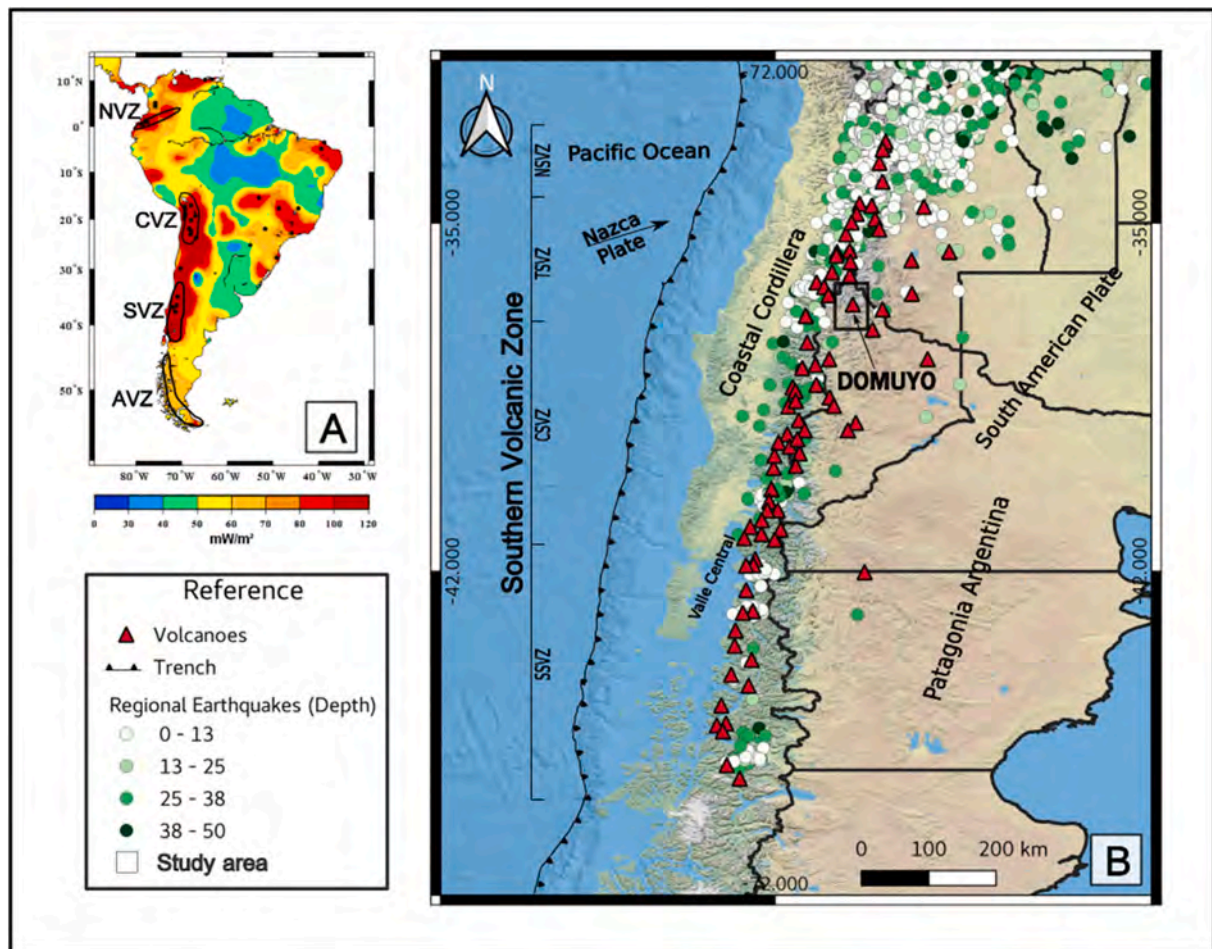


Fig. 1. A) Heat flow map of South America (Modified from Cardoso et al., 2010). In black lines, the Northern, Central, Southern and Austral Volcanic Zones are indicated. B) Arc and retroarc volcanoes and regional intraplate earthquakes (see reference for color scale) up to 50 km depth from 1980 to 2018 (obtained from the National Earthquake Information Centre, USGS). Seismicity increases in the Andes, decreasing towards the south (SVZ). (For interpretation of the references to colour in this figure legend, the reader is referred to the Web version of this article.)

terrestrial hydrothermal system after Yellowstone.

Although the Cerro Domuyo is considered an extinct volcanic system (Pesce, 2013), it abruptly started to inflate since 2014 to the present (Lundgren et al., 2018; Astort et al., 2019). In order to study these changes and, since seismic monitoring is probably one of the most robust tools to characterize dynamic activity in volcanos (Chouet, 1992, 2003), a local seismological network was deployed for the first time at the Cerro Domuyo geothermal region. This network registered during the first stage of inflation between December 2015 to March 2016. Additionally, aeromagnetic data for this region was interpreted and Curie depth points were obtained. In this work, we present the registered seismic signals with special focus on the volcano-tectonic seismicity and its relation with the Curie depth points for the study area.

2. SEISMO-TECTONIC setting

The study area is located in the Southern Volcanic Zone (SVZ) developed between 33° and 46°S (Fig. 1). In this area the eastward normal-dip (~30°) of the Wadatti-Benioff zone controls the current arc related volcanic activity (Thorpe and Francis, 1979; Thorpe, 1984) and the high background heat flow. The SVZ is divided into four segments: Northern segment (NSVZ: 33-34.5°S; Hildreth and Moorbath, 1988), Transition segment (TSVZ: 34.5-37°S; Tormey et al., 1991; Dungan et al., 2001), Central segment (CSVZ: 37-41.5°S; Hickey-Vargas et al., 1984, 1986, 1989; López-Escobar et al., 1995a), and Southern segment (SSVZ: 41.5-46°S; López-Escobar et al., 1993). The Cerro Domuyo is located in

the Central segment.

The Domuyo volcanic complex (Fig. 2), the highest mountain in Patagonia, is placed at the northern edge of the Cordillera del Viento. Formed by a regional dome structure, this anticline exposes in its nucleus the Neuquén basin basement rocks. Such fold forms a large dome that dips in four directions NW, NE, SE and SW (Lisjak, 2007). The Cerro Domuyo belongs to a series of young volcanoes located in the Andes Neuquinos. The set of volcanoes represented by the Cerro Domuyo, Monte la Cruzada, Tromen and Carrere are NW-SE oriented (Mas et al., 2011). The stratigraphy of the area is characterized by a continuous series of Jurassic, Cretaceous and Tertiary sedimentary rocks (Keidel, 1925; Yrigoyen, 1972, 1979). The northern extension of these outcrops reaches the Mendoza province. At the study region and surrounding areas, the Cordillera Principal can be divided into two sectors: the northwestern sector which is represented by the Guanacos fold and thrust belt (36°- 38.5°S) and the northeastern sector which is represented by the Chos Malal fold and thrust belt in the Barrancas block (70°- 70.5°W) where the Cerro Domuyo volcanic complex is emplaced.

The Chos Malal fold and thrust belt involves more than 4,500 m of sediments that were deposited in the Neuquén basin. The sedimentary and basement rocks were deformed during the Andean orogeny with the development of a thick-skinned fold and thrust belt. The basement rocks that can be observed on the western flank of the Cordillera del Viento are mainly composed of Palaeozoic meta-sedimentary and volcano-clastic rocks that host Permian-Triassic igneous rocks of the Choiyoi Group (Stipanovic et al., 1968; Zappettini et al., 1987; Zanettini, 2001; Llambías

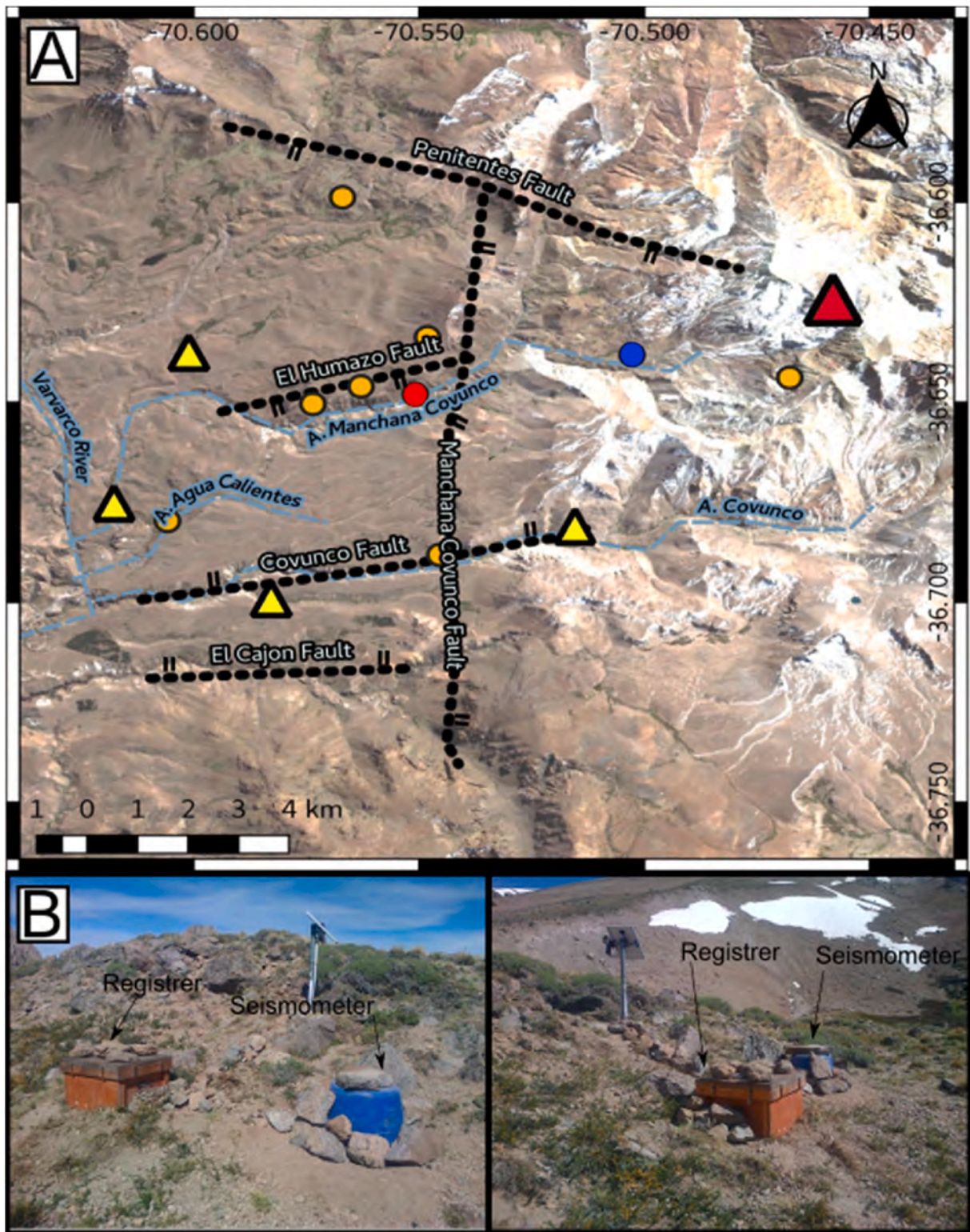


Fig. 2. A) Satellite image of the Domuyo region. The red triangle represents the peak of the Cerro Domuyo and orange circles, the water springs in the geothermal area. The red circle denotes the Humazo geothermal field and the blue circle, the Bramadora geothermal field. The dotted lines represent the lineaments for the Penitentes fault (Mariot, 2008), El Humazo, Covunco and El Cajón faults (Galletto et al., 2018) and the Manchana Covunco fault (Pesce, 1987). The locations of the seismological stations are shown with yellow triangles. B) Photographs showing the installation of two seismological stations of the Domuyo network. (For interpretation of the references to colour in this figure legend, the reader is referred to the Web version of this article.)

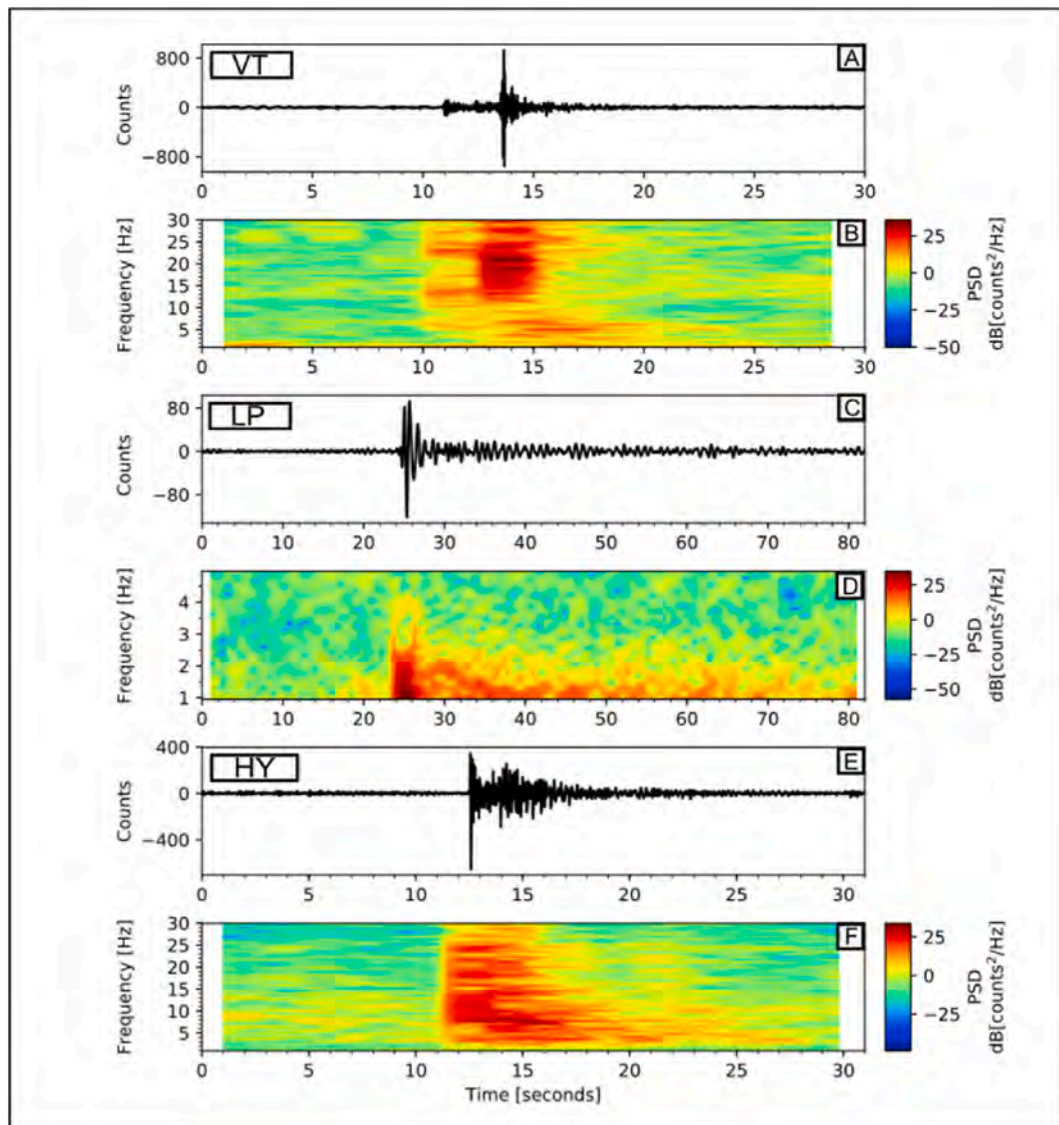


Fig. 3. Example of the waveforms (top) and spectrograms (bottom) of the classified events, from the seismic record of the Domuyo stations. A and B correspond to VT, C and D to the LP, E and F to the HY events. The main event is marked on the frequency image with scale colours. The y-axis represents the value of the frequency in Hertz, and the x-axis the time in seconds. (For interpretation of the references to colour in this figure legend, the reader is referred to the Web version of this article.)

et al., 2007).

The western foothill of the Cerro Domuyo presents a zone of high hydrothermal potential, which was preliminary studied through geophysical and geochemical measurements by the Japan International Cooperation Agency (JICA, 1983, 1984). Based on the analysis of water and gas samples of the Cerro Domuyo volcanic complex, Tassi et al. (2016) suggested the existence of two aquifers. These water reservoirs are magmatic-influenced and are located at different depths between 400 and 600 m and 2–3 km and would be connected to each other. In this region, the structures can be divided into two systems based on their orientation. The N–S system includes the Manchana Covunco fault (Pesce, 1987), which is considered a continuation of the Atrenco Butalón fault. The W–E system is composed of a set of faults, which include from north to south, the Penitente fault (Mariot, 2008), and the El Humazo, Covunco and Cajón faults (Galetto et al., 2018). The Manchana Covunco normal fault with in the N–S system orientation and dip to the east and hosts the main geothermal springs (Rincón de las Papas, El Humazo, Las Olletas, and Los Tachos). Galetto et al. (2018), proposed that this fault is responsible for the flow of hot fluids from a deep-located heat source and is acting as a source to the western area of the geothermal field through the west-east oriented normal faults.

3. Methodology and data analysis

The surrounding area of a volcano is a very dynamic system in which the flow of fluids, the pressure generated by them and the tectonic movement produce associated seismicity. These events can be detected with an adequate seismological network and, depending on the origin of the signal, a waveform with a characteristic frequency spectrum can be observed. These analyses provide key information to understand the behaviour of the volcano and its surroundings.

In this sense, and for the first time in the region with hydrothermal evidence (Southwest of Cerro Domuyo), a seismological network was installed. This network consisted in 4 short period vertical component stations with S13 seismometers (Geotech) (Fig. 2). Records, from December 14th, 2015 to March 13th, 2016, consisted of 100 samples/second continuous data in proprietary Reftek format. These data were later converted to SEISAN format (Havskov and Ottemoller, 2001) and organized in a SEISAN data base. The complete data base was visualized and classified according to its waveform and its frequency domain. The analysis was achieved with 15-min length windows and events (example: Fig. 3) were classified as volcano – tectonic (VT), long – period (LP) and hybrid (Hy) according to Lahr et al. (1994) and McNutt and Roman

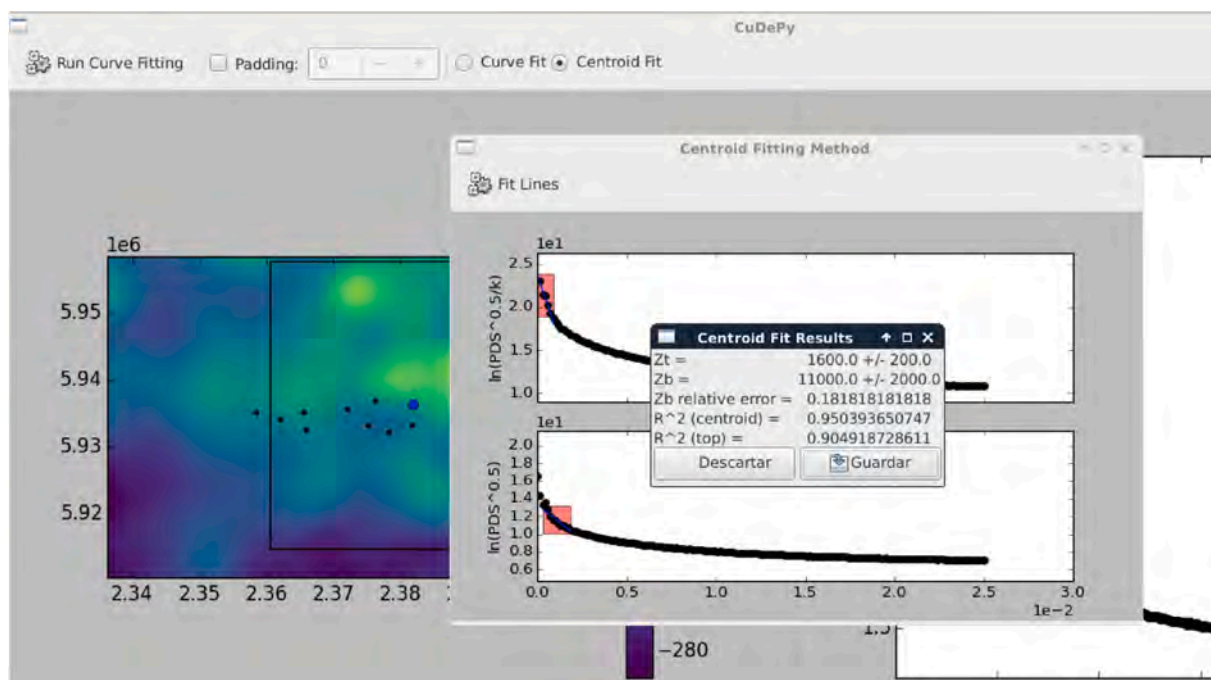


Fig. 4. Curie point depth calculation example with CuDePy software. Black dot in the left window represents the obtained depths. CuDePy operates in variable windows looking for the optimal size for each region.

(2015).

The volcano-tectonic signals can be generated by brittle rock failure induced by fluid movements in the crust beneath the volcano. In this kind of earthquakes, the beginning of the signal is usually impulsive and can be identified with the arrival of the P wave. VT earthquakes have clear high-frequency P arrivals with peak frequencies above 15 Hz. The seismogram of a typical VT earthquake is dominated by the P and S phases, a very short coda and the difference between P and S arrivals of less than 5 s. Conversely, LP earthquakes are usually produced by injection of fluid in the crust and/or inside the volcano and are related to pressure changes during the unsteady transport of fluid (Lahr et al., 1994). In this work, only VT events were located.

P and S wave arrival identification was achieved using SEISAN multitrace view and the location parameters were obtained using Hypocenter 3.0 (Lienert, 1994). The theoretical travel times were obtained using the 1-D velocity model from Bohm et al. (2002), calculated for the Southern Andes between 36° and 40°S latitude. Nevertheless, the determination of the locations can be affected by the presence of significant lateral variations in the Earth that are not included in the one-dimensional velocity models. On the other hand, joint hypocenter determination (JHD) technique (Pujol, 2000) considers the neglected lateral velocity variations in the 1-D velocity model through the joint location determinations and station corrections. For this reason, in the seismicity results, only those determined with the JHD technique are shown. In order to obtain the local magnitude, the instrumental response for the seismometer – seismograph equipment was calculated with PDCC (Portable Data Collection Center software).

Unpublished aeromagnetic data acquired during 2004–2005, were interpreted. These data were measured in W-E lines every 2 km with N-S control lines spaced every 10 km. Sensors were located at an altitude of 1 km, therefore data resolution of 1 nT is expected. Total Magnetic Intensity values (TMI) were gridded using the minimum curvature technique (Briggs, 1974) at a cell size of 500 m and corrected for diurnal variation.

The dipolar nature of magnetic anomalies usually introduces some complexity in the interpretation of different geological structures.

Consequently, to improve the interpretation of this anomaly, the residual magnetic anomalies were transformed using the reduced-to-the-pole (RTP) filter in the software Oasis Montaj® with inclination and a declination values of -38° and 6° , respectively. This filtering technique is used to centre anomalies above their source. The RTP is usually applied to the magnetic data to minimize the asymmetry caused by the non-vertical direction of magnetization assuming that the remaining magnetism is negligible compared to the induced one (Baranov, 1957; Phillips, 2007).

The magnetic crust can be represented by a horizontal plate of infinite lateral extension, whose roof, base and centre are at depths Zt, Zb and Zc, respectively. The roof (Zt) and the centroid (Zc) of the magnetic basement were calculated from the radial power spectrum of the magnetic anomalies (Blakely, 1995) applying the method of Tanaka et al. (1999). In these calculations, the base of the plate (Zb) (depth to the Curie point) is determined by equation (1)

$$Zb = 2Zc - Zt \tag{1}$$

The depths Zt and Zc are estimated by a linear regression of the high

Table 1
Curie point depth determination data. The plane coordinates of each point, the width of the window, Zt, Zb and the error generated in Zb are represented.

x	y	Window Width (m)	Zt (m)	Zt _{err} (m)	Zb (m)	Zb _{err} (m)
2,358,478	5,935,132	42,818	1800	200	13,000	2000
2,362,109	5,934,130	42,818	1900	200	10,000	1000
2,365,489	5,935,132	42,818	1400	100	9000	1000
2,365,865	5,932,628	42,818	2100	200	12,000	2000
2,372,125	5,935,633	42,818	1900	200	11,000	2000
2,376,256	5,936,885	42,818	1600	200	10,000	2000
2,375,130	5,933,254	42,818	1900	200	9000	1000
2,378,259	5,932,253	42,818	1300	100	11,000	1000
2,381,765	5,933,379	42,818	1600	200	11,000	2000
2,381,890	5,936,384	42,818	1600	200	11,000	2000
2,385,897	5,934,005	42,818	1260	90	12,000	1000
2,387,399	5,935,382	42,818	1500	200	11,000	1000
2,384,519	5,936,631	42,818	1500	200	11,000	2000

and frequency values of the average radial spectrum (Tanaka et al., 1999; Espinosa-Cardena and Campos-Enriquez et al., 2008; Hsieh et al., 2014).

It should be clarified that the Curie temperature depends on the mineralogy of the magnetic bodies. The intensity of the magnetization is controlled by the magnetization of the present magnetic phases and by its volume fraction in the crust. Different minerals have different Curie temperatures and this requires different locations of the Curie isotherm that limits the thickness of the magnetic crust. Thus, a Curie surface may not be an isothermal surface.

The calculation of the Curie depth points was carried out considering the aeromagnetic data through the CuDePy program (Soler, 2015). This software, carried out at the Instituto Geofísico Sismológico Volponi (IGSV), works in a Python platform. For this contribution, the long wave

lengths of the total magnetic field in different variable windows were analysed, covering the aeromagnetic data area (Fig. 4). As a result, Zt and Zb depths were assigned to the coordinates of each window centre (Table 1).

4. Results and discussion

A great variety of seismic events were detected by the Domuyo local network. Among these signals 60 hybrids, 106 long periods and 538 volcano-tectonic were identified. From the 538 VT events and considering error in their location parameters, two selections of events were done: a “loose” one and a “tight” one. In the “loose” one we selected those events with error in their location parameters determination of less than 8 km, obtaining a total of 255 VT events. In the “tight” one we

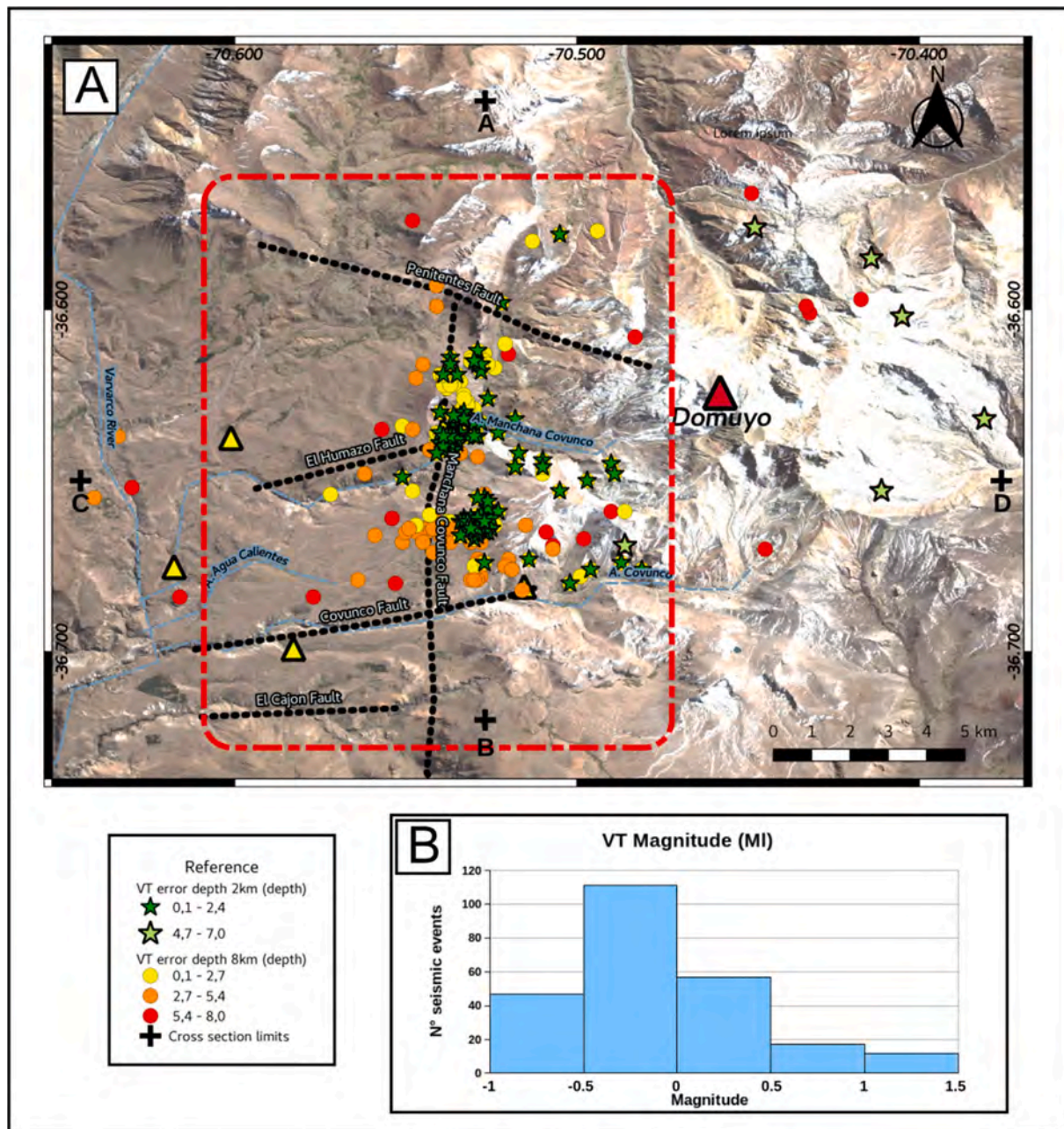


Fig. 5. A) Location of the VT events found by the Domuyo network. Map: VT events epicenters (circles and stars) plotted by depth showing their distribution according to the Manchana and Humazo faults. The geothermal region is delimited with a red box. The sections marked on the map with a cross are found in Fig. 6. The locations of the seismological stations are shown in yellow triangles. B) Histogram of the VT events magnitudes. (For interpretation of the references to colour in this figure legend, the reader is referred to the Web version of this article.)

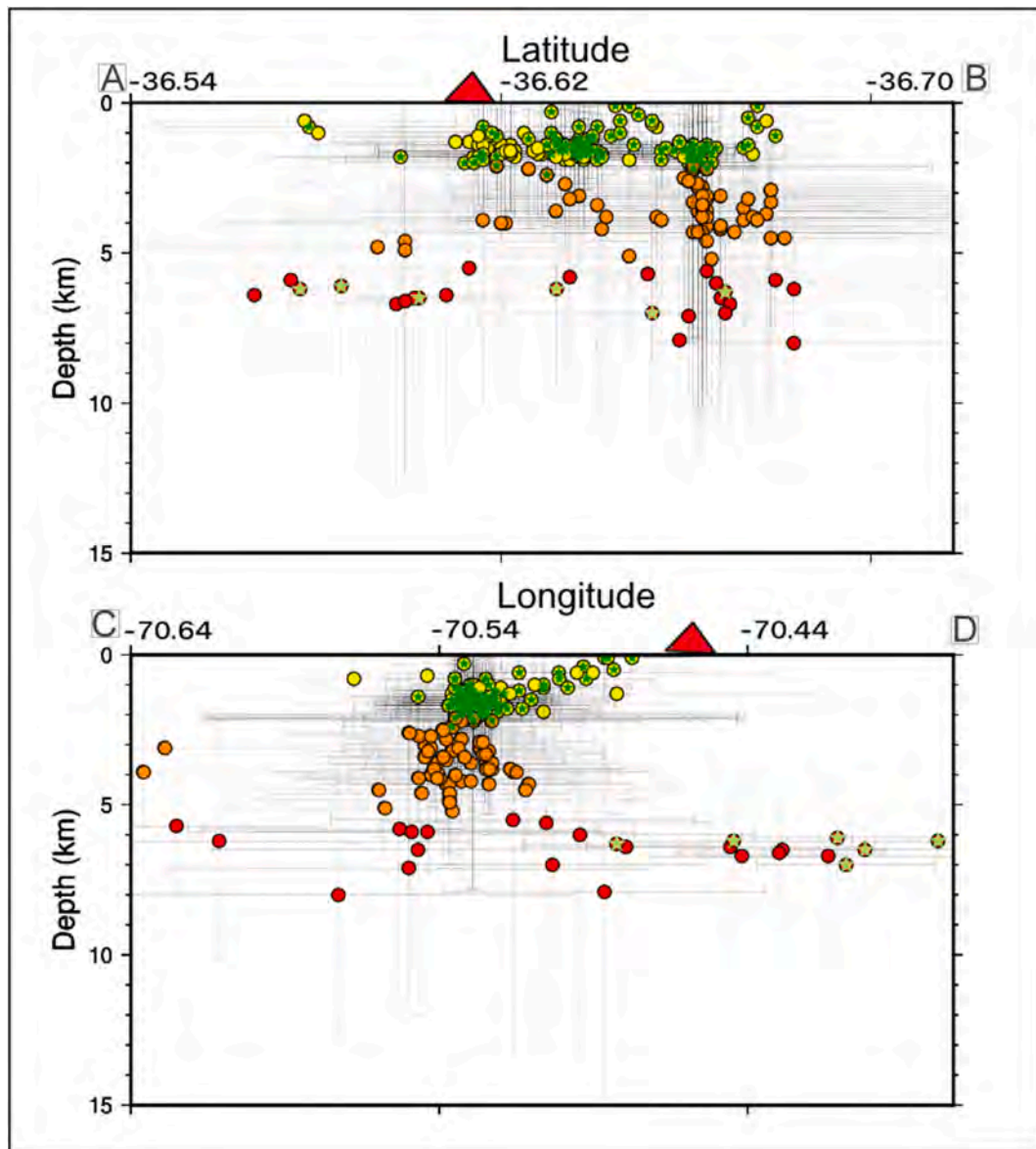


Fig. 6. Seismic events cross-sections. The hypocenters are shown as dots and stars, represented by different colours according to their depths and the error by which they were classified (see references in Fig. 5). Gray vertical and horizontal lines denote the error of each earthquake according to the orientation profile. The red triangle represents the Domuyo Peak. (For interpretation of the references to colour in this figure legend, the reader is referred to the Web version of this article.)

select those events with error in latitude and longitude of less than 5 km and less than 2 km in depth error, obtaining a total of 133 VT events. It is important to clarify that the hypocentral errors were calculated considering a confidence level of 90%. For these events we found a Gaussian error distribution in their horizontal and vertical errors. In Figs. 5 and 6 we show the two sets of events using two different depth colour scales. Also, in Table 1 of Appendix, we present the 255 VT events in which the 113 VT events are included. The calculated local magnitude of the VT events varies from -1 to 1.5 (Histogram in Fig. 5). The two selections show that all the events are surrounding the Cerro Domuyo, noteworthy the major concentration of VT events is at the geothermal field. These events were located over the Manchana Covunco fault or in the vicinity of that fault. Notably, the shallow events, (depth less than 3 km) occurred at the intersection of Manchana Covunco and Humazo faults.

Regarding errors, focal depth is one of the hardest parameters to determine as it is evidenced by the contrast between vertical and horizontal errors. The comparison of the events distribution with a more

restrictive criterion, considering the “loose” and the “tight” selection, suggests that these are clustered at two different ranges of depths. A shallow group (78%) with events located above the 3.5 km depth and a deep group (6 events) with events located between 5 and 8 km depth (Fig. 6). Considering the “tight” group, events with an error of less than 2 km in the vertical direction, there is a spatial relation with the El Humazo and La Bramadora geothermal manifestations (red and blue circles in Fig. 2). The seismicity analysis from west to east (cross section C-D in Fig. 6), shows a clear tendency for the shallow seismicity to settle at the geothermal region delimited in Fig. 5 with a red box. Contrary, there is a lack of seismicity of similar focal depths below the Cerro Domuyo peak. This lack of events suggests that the shallow seismicity reflects a local effect mostly related to the widely documented geothermal activity (JICA, 1983, 1984; Mas et al., 2009; Tassi et al., 2016). On the other hand, deeper seismicity (dark green stars in C-D cross section in Fig. 6) located below and to the east of the peak of Cerro Domuyo, is probably a consequence of a greater scale effect recently

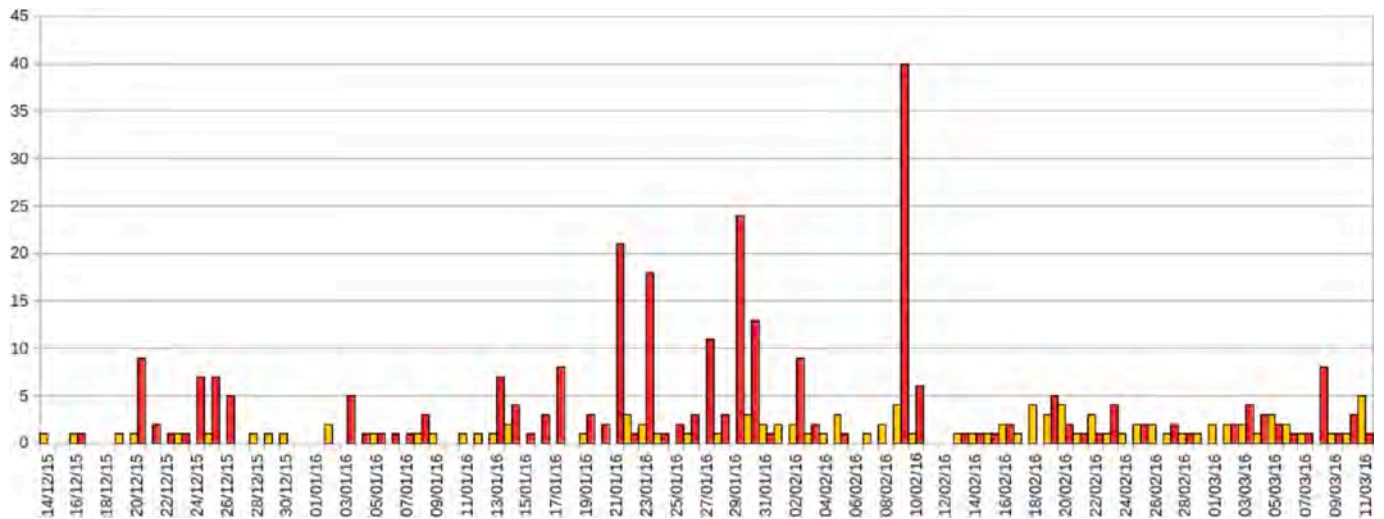


Fig. 7. Graphic daily comparison for LP and VT events. Red bars represent VT events and yellow bars the LP. (For interpretation of the references to colour in this figure legend, the reader is referred to the Web version of this article.)

evidenced (Tassi et al., 2016; Lundgren et al., 2018; Astort et al., 2019).

Volcanic events often occur in swarms, which are groups of many small events with similar magnitudes and locations. The number of VT events per day in the study area were distributed in many swarms with more than 10 events each one. The most prominent group (60 events) was placed near the documented activity associated at El Humazo geothermal explosion in 2003 (Mas et al., 2009). As previously mentioned, LP events were not located but were counted per day and compared with VT events. The daily histogram for the duration of the experiment presented in Fig. 7 suggest no direct association between these events in time, at least for the experiment period.

The reduced-to-the-pole magnetic anomalies and two W-E curie profiles for the Cerro Domuyo and adjacent areas are presented in Fig. 8. Two profiles were located above the Cerro Domuyo (AB cross section) and 11 km to the south (CD cross section). The RTP map shows high magnetic susceptibility zones, probably associated with a paleo-magma chamber. According to the magnetic data, the thinnest magnetic crust (5–6 km) is located at the Cerro Domuyo zone while to the south a magnetic crust of 9 km or more is expected. This result is consistent with a shallower curie isotherm for the Cerro Domuyo region, which points out a thermal anomaly in this region. In Fig. 9, we plot the “tight” selected events, the locations of the two aquifers (one aquifer at 600 m and the other at 2000–3000 m) identified by JICA in 1984 and the Curie isotherm obtained in this work. The VT events were grouped at two depths, the great majority between 0.3 and 1.7 km in the vicinity of the aquifers, and the rest located between 6 km and 6.9 km depth.

Tassi et al. (2016) affirm the existence of a hot aquifer near to the surface and consider that the heat comes from a magma source, whose location is unknown but is actively degassed. Recent studies using interferometry techniques demonstrated an inflation of 12 cm/yr (Lundgren et al., 2018), covering an area of more than 300 km² for the Cerro Domuyo region (Astort et al., 2019). These authors proposed a magma body at approximately 6 km depth to explain their observations. This chamber is consistent and correlates with deeper events located in this work. Probably, this magma body is changing the stress regime of the region activating deep seismicity and increasing significantly the geothermal activity evidenced by high-density shallow seismicity.

Pece (2013) considers the Cerro Domuyo as an inactive volcano, whose last volcanic manifestation was at 0.11 my. Nevertheless, Tassi et al. (2016) detected magmatic degassing from geochemical analysis (and for a place near la Bramadora, yellow triangle in Fig. 9), where

mixing with the meteoric aquifer is not important. This finding seems quite unexpected for an inactive volcano. The high seismicity and thermal anomalies found in this work for the Domuyo region are in correlation with recent studies in the area (Tassi et al., 2016; Lundgren et al., 2018; Astort et al., 2019). These anomalies suggest the emplacement or a possible activation of a magmatic body at a depth of approximately 6 km. In order to understand more deeply these new findings and high-density network is necessary in this emblematic region. Mainly to determine the origin of the deep VT events. In this regard, a broad band seismological network covering not only the geothermal region but also the Domuyo eastern region was deployed in December 2019. Data from this network is expected to be available by December 2020.

5. Conclusions

The Cerro Domuyo complex is experiencing considerable seismic activity, mostly on its western side in the geothermal region. The volcano-tectonic events are mainly located at depth of less than 8 km and local magnitudes vary from -1 to 1.5. A large number (166) of registered hybrid and long-period events are assumed to be related to fluid motion. The great majority of the VT events are located at the intersection between the Humazo and Manchana Covunco faults close to the location of the 2003 geothermal explosion. A large number of volcano-tectonic events at <3 km depth are probably associated with the geothermal activity focused on the Manchana Covunco fault (no more than 2 km to the east). This fault would be acting as a link between the aquifers and the surface. In addition, we consider that the shallow seismicity was produced mainly by the magma source, which is actively degassing (Tassi et al., 2016).

The Curie isotherm profiles based on the aeromagnetic data suggest a thinner magnetic crust associated with thermal attenuation in the Cerro Domuyo region. The deeper events located between 6 and 7 km (shown in Figs. 5 and 6 with dark green stars and in Fig. 9 with red circles) are possibly a consequence of the emplacement or a probable activation of a magmatic body (Lundgren et al., 2018; Astort et al., 2019) which is inflating the Domuyo region. These results are expected to be tested with the application of different techniques using data from the new broad-band seismological network installed during 2019.

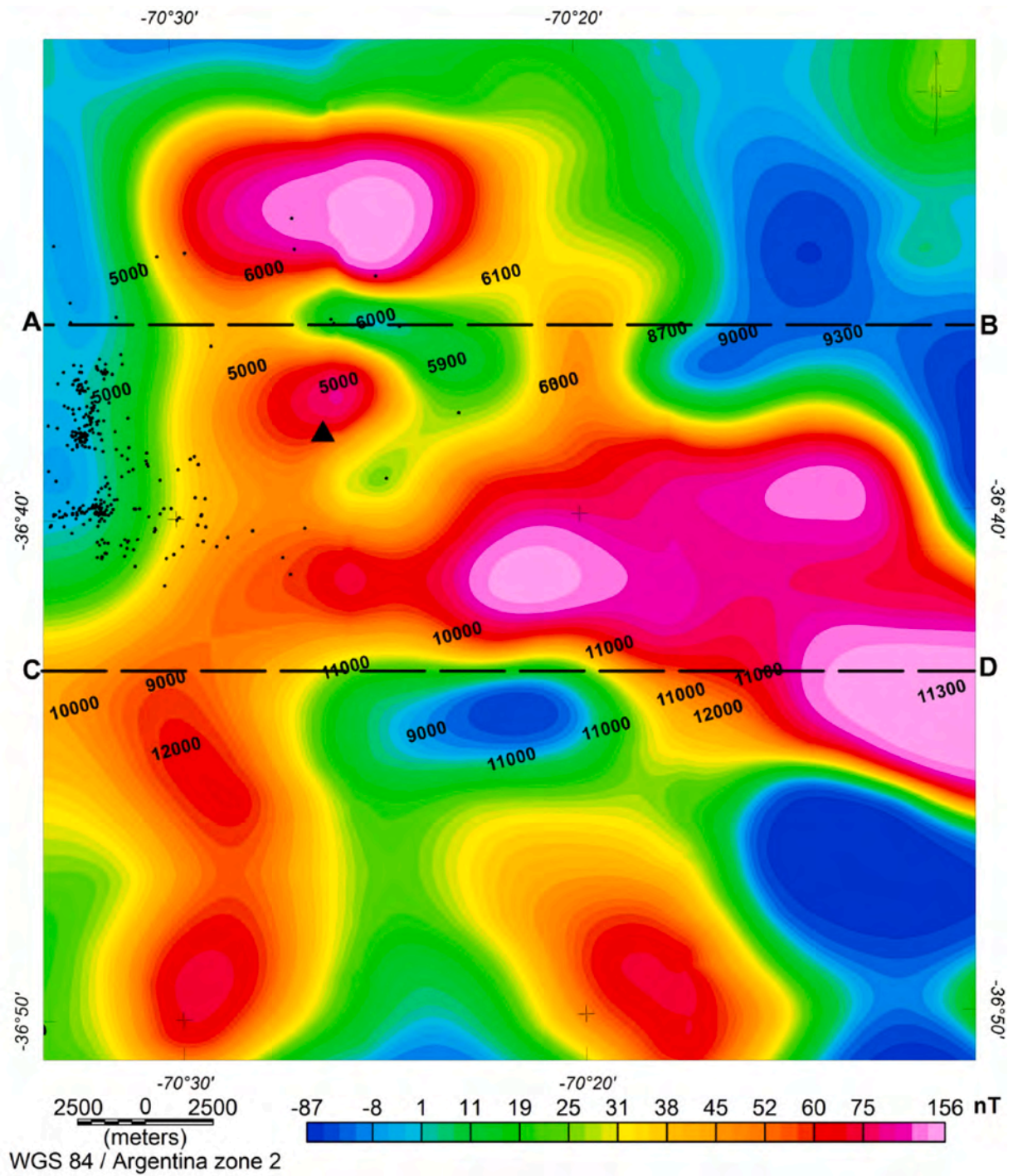


Fig. 8. Reduced-to-pole magnetic anomalies for the area. Black numbers correspond to the Curie depth point values. The northern profile shows a shallower magnetic crust. VT events are shown as black dots. The Domuyo peak is represented by a black triangle.

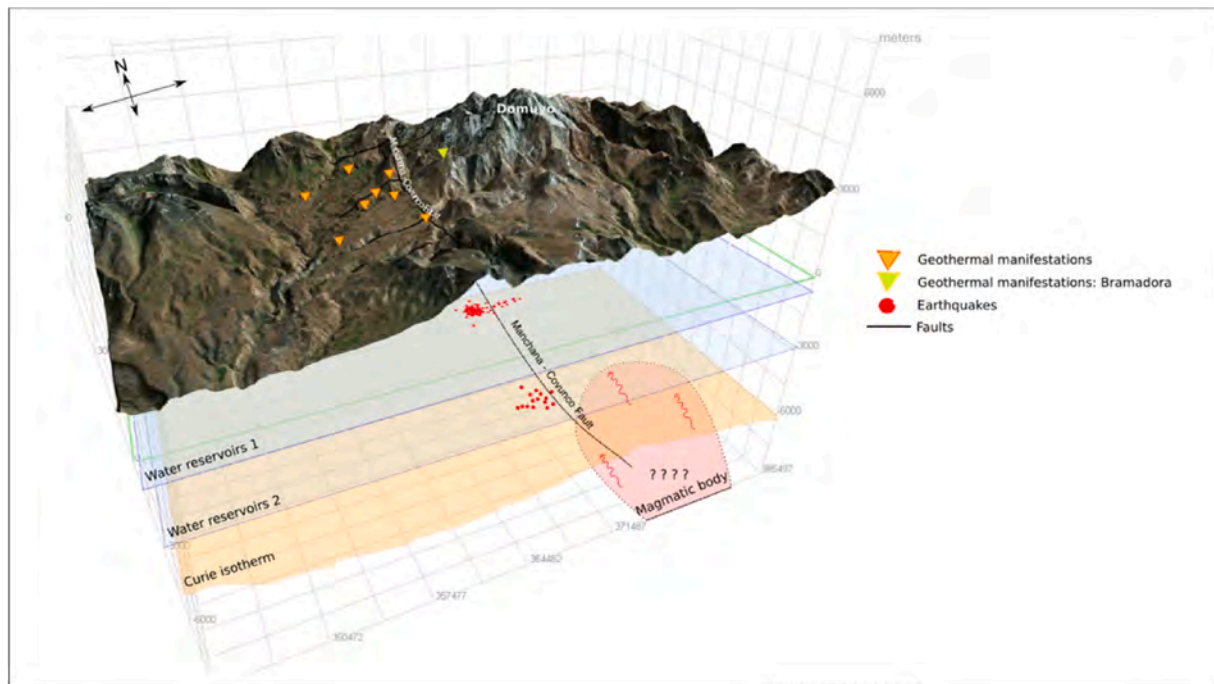


Fig. 9. Model of the Domuyo geothermal system and its connection with the Manchana-Covunco Fault. The location of the water reservoirs and the Curie isotherm (near 6 km depth) are shown. The hypocenters of the seismic events correspond to VT with errors in the vertical localization of less than 2 km. Events are clustered in two groups according to their depth. The proposed magmatic body is shown in light Pink color. (For interpretation of the references to colour in this figure legend, the reader is referred to the Web version of this article.)

Acknowledgements

The authors would like to express their deepest gratitude to the anonymous referee for the useful and critical comments of our work. The authors are grateful to FONCYT and CONICET for founding the studies through Projects PICT 2017–1252, PICT 2017–1192, PIP 2015, PIO CONICET-FYPF 13320130100212CO, PIP CONICET Gimenez and PI UNRN 40-A-695. The development of this article was funded by the Doctoral CONICET Fellowship.

Appendix A. Supplementary data

Supplementary data to this article can be found online at <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2020.102694>.

References

- Astort, A., Walter, T.R., Ruiz, F., Sagripanti, L., Nacif, A., Acosta, G., Folguera, A., 2019. Unrest at Domuyo volcano, Argentina, detected by geophysical and geodetic data and morphometric analysis. *Rem. Sens.* 11 (18), 2175.
- Baranov, V., 1957. A new method for interpretation of aeromagnetic maps: pseudo-gravimetric anomalies. *Geophysics* 22 (2), 359–382.
- Blakely, R.J., 1995. *Potential Theory in Gravity & Magnetic Applications*. Cambridge University Press, p. 441.
- Bohm, M., Lüth, S., Echter, H., Asch, G., Bataille, K., Bruhn, C., Rietbrock, A., Wigger, P., 2002. The Southern Andes between 36° and 40°S latitude: seismicity and average seismic velocities. *Tectonophysics* 356, 275–289. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(02\)003992](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(02)003992).
- Briggs, I.C., 1974. Machine contouring using minimum curvature. *Geophysics* 39 (1), 39–48.
- Cardoso, R.R., Hamza, V.M., Alfaro, C., 2010. Geothermal resource base for south America: a continental perspective. In: *Proceedings World Geothermal Congress 2010*, pp. 25–29. Bali, Indonesia, April 2010.
- Chiodini, G., Liccioli, C., Vaselli, O., Calabrese, S., Tassi, F., Caliro, S., Caselli, A., Agosto, M., D'Alessandro, W., 2014. The Domuyo volcanic system: an enormous geothermal resource in Argentine Patagonia. *J. Volcanol. Geoth. Res.* 274, 71–77.
- Chouet, B., 1992. A seismic model for the source of long-period events and harmonic tremor. In: Gasparini, P., Scarpa, R., Aki, K. (Eds.), *Volcanic Seismology*, vol. 3. IAVCEI Proc. Vol. canal, pp. 133p–156.
- Chouet, B., 2003. Volcano seismology. *Pure Appl. Geophys.* 160 (3–4), 739–788.
- Dungan, M.A., Wulff, A., Thompson, R., 2001. Eruptive stratigraphy of the Tatara-San Pedro complex, 36°S, Southern Volcanic Zone, Chilean Andes: reconstruction method and implications for magma evolution at long-lived arc volcanic centers. *J. Petrol.* 42 (3), 555–626.
- Espinosa-Cardena, J.M., Campos-Enriquez, J.O., 2008. Curie point depth from spectral analysis of aeromagnetic data from Cerro Prieto geothermal area, Baja California, Mexico. *J. Volcanol. Geoth. Res.* 176 (4), 601–609.
- Galetto, A., García, V., Caselli, A., 2018. Structural controls of the Domuyo geothermal field, southern Andes (36°–38° S), Argentina. *J. Struct. Geol.* 114, 76–94.
- Havskov, J., Ottemoller, L., 2001. *Seisan: the Earthquake Software*.
- Hickey-Vargas, R., Gerlach, D., Frey, F., 1984. Geochemical variations in volcanic rocks from central-south Chile (33°–42°S): implications for their petrogenesis. In: Harmon, R., Barreiro, B. (Eds.), *Andean Magmatism: Chemical and Isotopic Constraints*. Shiva Publishing Limite, England, pp. 72–95.
- Hickey-Vargas, R., Frey, F.A., Gerlach, D.C., López-Escobar, L., 1986. Multiple sources for basaltic arc rocks from the Southern Volcanic Zone of the Andes (34°–41S): trace element and isotopic evidence for contributions from subducted oceanic crust, mantle and continental crust. *J. Geophys. Res.* 91, 5963–5983.
- Hickey-Vargas, R., Moreno, H., López Escobar, L., Frey, F., 1989. Geochemical variations in Andean basaltic and silicic lavas from the Villarrica-Lanín volcanic chain (39.5°S): an evaluation of source heterogeneity, fractional crystallization and crustal assimilation. *Contrib. Mineral. Petrol.* 103, 361–386.
- Hildreth, W., Moorbath, S., 1988. Crustal contributions to arc magmatism in the Andes of central Chile. *Contrib. Mineral. Petrol.* 98, 455–489.
- Hsieh, H.H., Chen, C.H., Lin, P.Y., Yen, H.Y., 2014. Curie point depth from spectral analysis of magnetic data in Taiwan. *J. Asian Earth Sci.* 90, 26–33.
- JICA, 1983. Interim Report on the Northern Neuquén Geothermal Development Project. First-Second Phase Survey. Japan International Cooperation Agency-Ente Provincial de Energía de la Provincia de Neuquén (unpublished), Neuquén, p. 85.
- JICA, 1984. Final Report on the Northern Neuquén Geothermal Development Project. Third Phase Survey. Japan International Cooperation Agency-Ente Provincial de Energía de la Provincia de Neuquén (unpublished), Neuquén, p. 105.
- Keidel, J., 1925. Sobre el desarrollo paleogeográfico de las grandes unidades geológicas de la Argentina. *Sociedad Argentina de Estudios Geográficos GAEA, Anales* 4, 251–312 (Buenos Aires).
- Lahr, J.C., Chouet, B.A., Stephens, C.D., Power, J.A., Page, R.A., 1994. Earthquake classification, location, and error analysis in a volcanic environment: implications for the magmatic system of the 1989–1990 eruptions of Redoubt Volcano, Alaska. *J. Volcanol. Geoth. Res.* 62, 137–152.
- Lienert, B.R.E., 1994. *HYPOCENTER 3.2: A Computer Program for Locating Earthquakes Locally, Regionally and Globally*. Technical report, HawaiiInstituteofGeophysics&Planetology.
- Lisjak, M., 2007. *Geología, estratigrafía y estructura de las nacientes del arroyo ManchanaCovunco. Área del cerro Domuyo. Neuquén. Degree thesis* (unpublished) 100. University of Buenos Aires.

- Llambías, E.J., Leanza, H.A., Carbone, O., 2007. Evolución tectono-magmática durante el Pérmico al Jurásico Temprano en la cordillera del Viento (37°05' S-37°15' S): nuevas evidencias geológicas y geoquímicas del inicio de la cuenca Neuquina. *Rev. Asoc. Geol. Argent.* 62 (2), 217–235.
- López-Escobar, L., Kilian, R., Kempton, P.D., Tagiri, M., 1993. Petrography and geochemistry of quaternary rocks from the southern volcanic zone of the Andes between 41°30' and 46°00' S, Chile. *Andean Geol.* 20 (1), 33–55.
- López-Escobar, L., Cembrano, J., Moreno, H., 1995. Geochemistry and tectonics of the Chilean Southern Andes basaltic Quaternary volcanism (37°–46° S). *Revista Geológica de Chile* 22, 219–234.
- Lundgren, P., Girona, T., Samsonov, S., Realmuto, V., y Liang, C., 2018. Under the radar: new activity beneath the "roof of patagonia", Domuyo volcano, Argentina. In: AGU Fall Meeting 2018. AGU.
- Mariot, M., 2008. Geología y estructura del cerro Domuyo, provincia del Neuquén. Degree thesis (unpublished). University of Buenos Aires, p. 154.
- Mas, G.R., Bengochea, L., Mas, L.C., Lopez, N., 2009. Hydrothermal Explosion Due to Seal Effect in El Humazo Geothermal Manifestation, Domuyo Volcano, Neuquén, Argentina. 34th Workshop on Geothermal Reservoir Engineering Stanford University, Stanford, California, p. 5.
- Mas, L.C., Mas, G.R., Bengochea, L., 2011. Recursos geotérmicos. In: XVIII Congreso Geológico Argentino, pp. 820–830. Neuquén.
- McNutt, S.R., Roman, D.C., 2015. Volcanic seismicity. In: *The Encyclopedia of Volcanoes*, pp. 1011–1034 (Academic Press).
- Pesce, A.H., 1987. Evaluación Geotérmica del Área Cerro Domuyo: Síntesis Estratigráfica, Vulcanológica, Estructural y Geoquímica - modelo Geotérmico Preliminar, provincia del Neuquén, República Argentina. In: *Proceedings International Meeting on Geothermics and Geothermal Energy*, vol. 5. *Revista Brasileira de Geofísica*, Sao Paulo, Brazil, pp. 283–299.
- Pesce, A.H., 2013. The Domuyo geothermal area, Neuquén, Argentina. *Geothermal Resources Council* 37, 309–314.
- Pesce, A.H., 2015. Argentina country update. In: *Proceedings World Geothermal Congress 2015*, pp. 19–25. Melbourne, Australia, April 2015P.
- Phillips, J., 2007. Geosoft Executables (GX's) Developed by the US Geological Survey, Version 2.0, with Notes on GX Development from Fortran Code. US Geological Survey. <https://pubs.usgs.gov/of/2007/1355/>.
- Pujol, J., 2000. Joint event location—the JHD technique and applications to data from local seismic networks. In: *Advances in Seismic Event Location*. Springer, Dordrecht, pp. 163–204.
- Soler, S.R., 2015. Métodos Espectrales para la Determinación de la Profundidad del Punto de Curie y el Espesor Elástico de la Corteza Terrestre. Facultad de Ciencias Exactas, Ingeniería y Agrimensura (FCEIA). Universidad Nacional de Rosario (UNR) (Tesis de Grado para Título de Licenciado en Física. Inédito).
- Stipanovic, P.N., Rodrigo, F., Baulies, O., Martínez, C.G., 1968. Las formaciones presenonianas del denominado Macizo Nordpatagónico y regiones adyacentes. *Rev. Asoc. Geol. Argent.* 27, 67–98.
- Tanaka, A., Okubo, Y., Matsubayashi, O., 1999. Curie point depth based on spectrum analysis of the magnetic anomaly data in East and Southeast Asia. *Tectonophysics* 306, 461–470.
- Tassi, F., Liccioli, C., Agosto, M., Chiodini, G., Vaselli, O., Calabrese, S., Pecoraino, G., Tempesti, L., Caponi, C., Fiebig, J., Caliro, S., Caselli, A., 2016. The hydrothermal system of the Domuyo volcanic complex (Argentina): a conceptual model based on new geochemical and isotopic evidences. *J. Volcanol. Geoth. Res.* 328, 198–209.
- Thorpe, R.S., 1984. The tectonic setting of active Andean volcanism. In: *En Harmon, R.S., y Barreiro, B.A. (Eds.), Andean Magmatism*. Shiva Publications Limited, Cheshire, pp. 4–8.
- Thorpe, R.S., Francis, P.W., 1979. Variations in Andean andesite compositions and their petrogenetic significance. *Tectonophysics* 57 (1), 53–70.
- Torney, D.R., Hickey-Vargas, R., Frey, F.A., López-Escobar, L., 1991. Recent lavas from the Andean volcanic front (33 to 42° S); interpretations of a long-arc compositional features. In: *Harmon, R.S., Rapela, C.W. (Eds.), Andean Magmatism and its Tectonic Setting*, vol. 265. Geological Society of America, pp. 57–77.
- Yrigoyen, M., 1972. Cordillera Principal. *Geología Regional Argentina*, vol. 1. Academia Nacional de Córdoba, Córdoba, pp. 345–364.
- Yrigoyen, M., 1979. Cordillera Principal. 2° Simposio de Geología Regional Argentina, vol. 1. Academia Nacional de Ciencias de Córdoba, Córdoba, pp. 651–694.
- Zanettini, J.C.M., 2001. Hoja Geológica 3772-II, Las Ovejas. Provincia del Neuquén, vol. 263. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino, Buenos Aires, Boletín, p. 61.
- Zappettini, E., Méndez, V., Zanettini, J.C., 1987. Metasedimentitas mesopaleozoicas en el noroeste de la Provincia del Neuquén. *Rev. Asoc. Geol. Argent.* 42 (1–2), 206–207.