



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO  
POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA  
CENTRO DE GEOCIENCIAS

*Estudio geológico de la zona geotérmica del Volcán Domuyo, Argentina*

T E S I S

Que para optar por el grado de:  
Maestra en Ciencias de la Tierra

Presenta

**Argelia Silva Fragoso**

Tutor:

Dr. Luca Ferrari  
(Centro de Geociencias, UNAM)

Miembros del comité tutorial:

Dra. Lucia Capra  
(Centro de Geociencias, UNAM)

Dr. Gilles Levresse  
(Centro de Geociencias, UNAM)

Dr. José Luis Macías Vázquez  
(Instituto de Geofísica, UNAM)

Dr. Gianluca Norini  
(Istituto per la Dinamica dei Processi Ambientali, CNR)

Ciudad..Universitaria,.Cd..Mx.,.Marzo, 2018



Universidad Nacional  
Autónoma de México



**UNAM – Dirección General de Bibliotecas**  
**Tesis Digitales**  
**Restricciones de uso**

**DERECHOS RESERVADOS ©**  
**PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL**

Todo el material contenido en esta tesis esta protegido por la Ley Federal del Derecho de Autor (LFDA) de los Estados Unidos Mexicanos (México).

El uso de imágenes, fragmentos de videos, y demás material que sea objeto de protección de los derechos de autor, será exclusivamente para fines educativos e informativos y deberá citar la fuente donde la obtuvo mencionando el autor o autores. Cualquier uso distinto como el lucro, reproducción, edición o modificación, será perseguido y sancionado por el respectivo titular de los Derechos de Autor.



# Declaración de autoría

Yo, **Argelia Silva Fragoso**, declaro que la tesis titulada: ***“Estudio geológico de la zona geotérmica del Volcán Domuyo, Argentina”***, así como el trabajo aquí presentado son de mi autoría.

Declaro conocer el Código de Ética de la Universidad Nacional Autónoma de México plasmado en la Legislación Universitaria. Con base en las definiciones de integridad y honestidad ahí especificadas, aseguro mediante mi firma al calce que el presente trabajo es original y enteramente de mi autoría. Todas las citas o referencias a la obra de otros autores aparecen debida y adecuadamente señaladas, así como acreditadas mediante los recursos editoriales convencionales.

Firma: \_\_\_\_\_

Fecha: \_\_\_\_\_

## RESUMEN

El Cerro Domuyo, la montaña más alta de la Patagonia (4,709 m.s.n.m), ha sido considerado como un estratovolcán extinto de edad Plioceno tardío. Desde los años 80's, varios estudios infirieron la existencia de un yacimiento geotérmico localizado en su vertiente occidental al observar la ocurrencia de manifestaciones termales, domos silícicos y depósitos piroclásticos fechados entre 0.55 y 0.11 Ma, proponiendo que el reservorio estaba localizado en el interior de un graben con dirección E-O. Un estudio geoquímico reciente (Chiodini et al., 2015) estimó un reservorio geotérmico con una temperatura de 220° C y una liberación total de calor de ~ 1.1 GW, que lo ubicaría como un yacimiento con valores de flujo de calor entre lo más altos a nivel mundial.

En el presente trabajo se realizó un estudio geológico y geocronológico (U-Pb y U-Th) que permitió elaborar un modelo conceptual actualizado del área geotérmica del volcán Domuyo. De acuerdo a nuestro estudio el Cerro Domuyo no es un estratovolcán, sino un complejo de domos que sobreyacen a secuencias volcánicas continentales del Mioceno al Plioceno temprano (16 a 4 Ma) y que a su vez cubren a: 1) una secuencia sedimentaria marina del Jurásico al Cretácico temprano de la llamada Cuenca Neuquina, 2) rocas volcánicas silícicas del Jurásico temprano (~186.7 Ma), y 3) un basamento metamórfico Paleozoico intrusionado por cuerpos graníticos fechados en ~288 Ma. Estas sucesiones pre-cenozoicas son afectadas por una serie de pliegues y cabalgaduras con dirección casi N-S, desplazadas por fallas normales de dirección ~ENE-OSO con una componente lateral derecha, que subyacen al Complejo Volcánico Domuyo (CVD).

El ciclo volcánico que dio origen al CVD es distintivamente bimodal, caracterizado por el emplazamiento de domos silícicos y en menor medida de basaltos olivínicos en su vertiente oriental. Un evento explosivo del domo central produjo un flujo piroclástico y un flujo de bloques y cenizas que rellenaron un paleovalle al suroeste del domo llegando hasta ~30 km de distancia, con volumen aproximado de 0.35 km<sup>3</sup>. Este evento fue seguido por una actividad volcánica efusiva que dio origen a la formación de voluminosos domos y coladas riolíticas, emplazadas en la vertiente oeste y sur del CVD y para los cuales se obtuvieron edades de 254 y 322 ka. Se infiere que existe una cámara magmática silícica parcialmente fundida por debajo de estos domos, responsable del termalismo del área.

Con base en el mapa geológico se elaboró un modelo tridimensional del área usando el software Leapfrog. Con el fin de constreñir de mejor manera un modelo conceptual del campo geotérmico se integraron también los resultados de estudios magnetoteléuricos y gravimétricos llevados a cabo por otros. Con este modelo inferimos que el yacimiento se localiza al menos a 2 km en profundidad y se encuentra limitado por fallas ~E-W en rocas pre-Pliocénicas altamente fracturadas y cubiertas por una capa sello correspondiente a los depósitos piroclásticos y lavas riolíticas del CVD. La localización de las manifestaciones termales no es controlada directamente por fallamiento como lo habían propuesto autores anteriores. Más bien, los fluidos termales emergen lateralmente a lo largo de los arroyos donde estos cortan los contactos entre el basamento fracturado y la capa sello.

# CONTENIDO

RESUMEN .....	3
1. - INTRODUCCIÓN .....	7
1.1 Panorama de la geotermia como fuente de energía renovable y sustentable.....	7
1.2 Caso de estudio y contribución de la tesis .....	8
1.3 Justificación.....	10
1.4 Hipótesis.....	10
1.5 Objetivos .....	11
2.-MARCO GEOLÓGICO .....	12
2.1 Tectónica regional.....	12
2.1.1 La cadena andina.....	12
2.2 Tectónica y magmatismo pre-cenozoico .....	13
2.3 Tectónica y magmatismo neogénico .....	15
2.3.1 Magmatismo Oligo-miocénico de arco y retro-arco .....	15
2.3.2 Magmatismo de retro arco Miocénico.....	16
2.3.3 Magmatismo Plio-cuaternario.....	19
2.4 Tectónica local .....	22
2.4.1 Estudios geológicos locales.....	23
2.5 Estudios geotérmicos.....	27
2.5.1 Modelo geotérmico previo .....	28
3.-GEOCRONOLOGÍA.....	31
3.1 Isotopía U-Pb Th .....	31
3.1.1 Método de fechamiento U-Pb en zircones .....	33
3.1.2 Serie de desequilibrio U-Th.....	35
3.2 Metodología .....	37
3.2.1 Análisis U/Pb y U/Th LA-ICP-MS en zircons .....	37
3.3 Resultados .....	41
3.3.1 Resultados U/Pb.....	41
3.3.1 Resultados U/Th .....	45
4.- ESTRATIGRAFÍA .....	49
4.1 Grupo Choiyoi .....	50
4.2 Volcanismo Jurásico .....	53

4.3	Unidades sedimentarias de la Cuenca Neuquina .....	55
4.4	Formación Charilehué .....	57
4.5	Volcanismo Pliocénico.....	59
4.6	Deposito de flujos piroclásticos Domuyo .....	62
4.7	Domos y lavas riolíticas del Cuaternario .....	67
4.8	Volcanismo monogenético máfico del Cuaternario.....	69
5.-	TECTÓNICA.....	74
5.1	Conceptos generales: Energía geotérmica y reservorios.....	74
5.2	Tectónica regional.....	76
5.3	Tectónica local .....	80
6.-	MODELO CONCEPTUAL GEOTÉRMICO .....	85
6.1	Métodos de exploración geofísica en exploración geotérmica.....	85
6.2	Fuente de calor .....	86
6.3	Resevorio y sello.....	89
7.-	CONCLUSIONES.....	93
ANEXO 1.....		96
Análisis U-Pb.....		96
ANEXO 2.....		98
Análisis U-Th.....		98
ANEXO 3.....		101
Análisis petrográficos en lámina delgada .....		101
1.-Unidades de basamento.....		102
a) Ignimbrita Choiyoi (Dom 61) .....		102
b) Arenisca del grupo Choiyoi (Dom 72, Dom 102a) .....		103
c) Plutonita Varvarco (Dom-71).....		105
2.-Caliza de la Cuenca Neuquina (Dom-102b) .....		107
3.-Unidades volcánicas Jurásicas (Fm. Primavera Dom-111) .....		108
4.-Formación Charilehué (Dom-96).....		110
5.-Volcanismo pliocénico.....		111
6.- Unidades del Cerro Domuy    a) Flujo piroclástico Domuyo (Dom-69).....		118
7.- Domos riolíticos del Pleistoceno .....		123
ANEXO 4.....		126
6.4    Perfiles de resistividad (MT 2D) y correlación con las unidades litológicas .....		126
8.-	REFERENCIAS.....	130



# 1. - INTRODUCCIÓN

## 1.1 Panorama de la geotermia como fuente de energía renovable y sustentable

La energía geotérmica se obtiene mediante la extracción y aprovechamiento del calor del interior de la Tierra que, en zonas de volcanismo reciente y activo, llega a producir temperaturas anormalmente altas cerca de la superficie (Ferrari, 2016). Desde la antigüedad, la energía térmica de la tierra ya era aprovechada por el hombre (Frisch y Loeschke, 2003), los indios norteamericanos usaban las aguas termales para cocinar alimentos. El Imperio Romano, el Otomano y las Dinastías Chinas utilizaban los manantiales calientes como termas y baños públicos, por mencionar algunos ejemplos; en el siglo XIV se desarrolló la primera calefacción geotérmica en Auvernia, Francia (Stober y Bucher, 2013).

Es indiscutible que el uso de la energía es indispensable para el desarrollo y evolución de la sociedad. A escala global, una revolución está teniendo lugar en la temática energética como resultado de la búsqueda de alternativas para la mitigación de gases de efecto invernadero (GEI). Aunado a este factor si además se toma en cuenta que nos encontramos en la era del declive de la producción de hidrocarburos (Deffeyes, 2004; Goodstein, 2005), resulta explícita la necesidad de impulsar el aprovechamiento más eficiente de las energías alternas y renovables.

La Geotermia ha sido reconocida como una energía renovable y sustentable (Dickinson y Fanelli, 2005) que ha permitido la generación de energía eléctrica desde inicios del siglo XX con el desarrollo de la región de Larderello en el norte de Italia (Tiwari y Ghosal, 2005). Dentro del abanico de energías renovables, la geotermia es la energía que ha demostrado mayor madurez tecnológica, puede proporcionar electricidad de manera constante y estable, a diferencia de la energía solar, eólica o mareomotriz, que tienen fluctuaciones por las variaciones climáticas disminuyendo su factor de carga. Su explotación ha sido también impulsada para efectos de mitigación de los graves problemas de cambio climático, efecto invernadero y el consecuente calentamiento global (Fridleifsson et al., 2008) debido a que su impacto ambiental es modesto, con bajas emisiones de gases de efecto invernadero y no requiere almacenamiento de residuos (Ferrari, 2016). Se tiene documentado que la generación geotermoeléctrica ha permitido el ahorro de 206.5 millones de barriles de petróleo al año (Santoyo y Guevara, 2011).

Actualmente la geotermia sólo proporciona 0,5 % de la energía eléctrica que se consume en el mundo y nunca ha superado ese valor (Smil, 2010). De acuerdo con la Agencia Internacional de

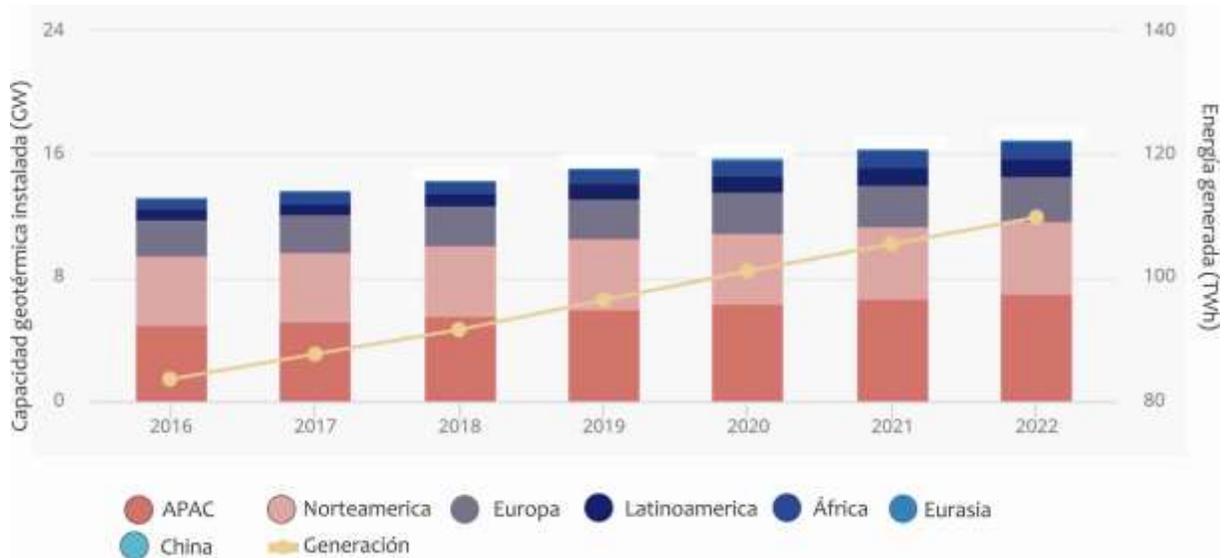


FIGURA 1. 1 GRÁFICO DE DE LA CAPACIDAD GEOTÉRMICA INSTALADA Y LA GENERACIÓN DE ENERGÍA MEDIANTE GEOTERMIA PARA UN PERIODO DE 2016 – 2022. APAC: ASIA Y PACÍFICO (IEA, 2018).

Energía (IEA) durante el 2016, la generación de energía geotérmica mundial se estimó en 84 TWh, mientras que la capacidad instalada llegó a poco más de 13 GW. Se prevé que para el 2021 la capacidad instalada a nivel global de energía geotérmica aumente a casi 17 GW (Fig. 1.1).

Aunque no es la principal fuente de energía renovable, por todos los beneficios que ha producido la explotación de los recursos geotérmicos desde la generación eléctrica hasta el ahorro de energéticos debido a sus aplicaciones en usos directos, la geotermia es una fuente clave en la transición hacia energías limpias.

## 1.2 Caso de estudio y contribución de la tesis

El territorio argentino presenta condiciones geológicas que permiten el desarrollo de zonas geotérmicas. En particular, la provincia de Neuquén se caracteriza por la presencia de varios sistemas volcánicos, entre los que se encuentran: Domuyo, Tromen, Copahue, Auca Mahuida, Lanín y Batea Mahuida, la mayoría de los cuales presentan manifestaciones termales asociadas (Mas, 2010).

Esta área geotérmica ha sido estudiada en la década de los ochentas en el marco del estudio de prefactibilidad realizado por la Agencia de Cooperación Internacional del Japón (JICA) y el Ente Provincial de Energía del Neuquén. Desde entonces se ha sugerido la existencia de un reservorio geotérmico en la ladera occidental del Cerro Domuyo (Fig. 1.2) con base en la presencia de numerosas manifestaciones termales que incluyen fumarolas, manantiales termales y geysers

(JICA – EPEN, 1984). Pesce (1987) proporciona una síntesis de la información estratigráfica, geocronológica y vulcanológica del área geotérmica e infiere que la actividad geotérmica del área de Domuyo se está asociada a una cámara magmática somera de edad Pleistoceno superior donde las manifestaciones termales son controladas por fallamiento. En este modelo, el área potencialmente comercial se encuentra localizada en un graben delimitado por fallas normales, con dirección E-O donde se tiene la presencia de muchas manifestaciones superficiales, incluyendo fumarolas, manantiales termales y géiseres (Pesce, 2013) que se ubican en tobas y flujos de lava del Plioceno y Pleistoceno cubriendo las formaciones Mesozoicas y del basamento Permo-Triásico.

Tomando en cuenta el caudal de las manifestaciones termales de la región, Chiodini et al., (2014) indican que la energía térmica liberada para el área geotérmica de Domuyo sería de hasta  $1.1 \pm 0.2$  GW, lo que pondría a esta área en el segundo lugar a nivel mundial después de Yellowstone.

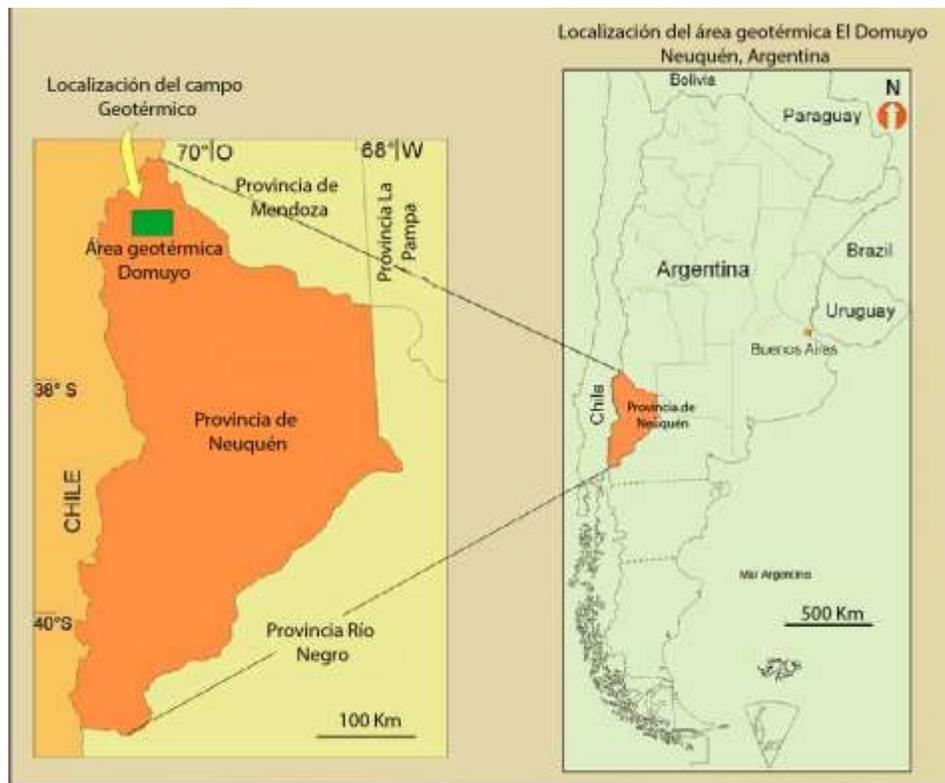


FIGURA 1. 2 UBICACIÓN DEL ÁREA GEOTÉRMICA DOMUYO (PESCE, 2013).

Desde las primeras observaciones sobre los Andes neuquinos y zonas adyacentes el interés geológico se centró en los terrenos jurásicos y cretácicos. El conocimiento sobre la evolución y la estratigrafía de la cuenca Neuquina tuvo un principal interés económico, creciente por su potencial como cuenca productora de hidrocarburos. Sin embargo, son muy pocos los trabajos que analizan de manera conjunta el control tectónico de la región del tras-arco andino y la abundante actividad volcánica cenozoica al sur de los  $36^\circ$  (Rovere, 2008; Spagnuolo et al., 2012;

Sagripanti et al., 2015; ) (Fig. 2.2). El presente trabajo es una contribución al conocimiento básico sobre el tema.

## 1.3 Justificación

La existencia de un yacimiento geotérmico en el área de Domuyo está sustentada principalmente por la presencia de manantiales con alto caudal y alta temperatura (hasta 97°C) y por la presencia de domos silíceos y depósitos piroclásticos con edades de hasta 0.11 Ma. Estudios hidrogeoquímicos recientes indican la presencia en profundidad de líquidos con temperatura de 220 °C, y un potencial térmico de hasta ~ 1.1 GW (Chiodini et al., 2014). Sin embargo, hace falta elaborar un modelo conceptual del yacimiento que permita establecer la ubicación del reservorio, la naturaleza de la capa sello, el control estructural sobre la permeabilidad y las vías de ascenso de los fluidos hidrotermales. El estudio geológico y estructural que se presenta en este trabajo se integra en el capítulo final con estudios geofísicos de métodos potenciales para llegar a la definición de dicho modelo.

Para planear la ubicación de pozos exploratorios es necesario realizar un meticuloso análisis de la geología del área de estudio y entender cómo encaja dentro del marco geológico y tectónico regional. Estos estudios permiten aportar datos relevantes que ayudan a mejorar las interpretaciones previas, considerando particularmente el control que ejercen las estructuras geológicas sobre las manifestaciones geotermiales en particular y sobre el reservorio geotérmico en general.

## 1.4 Hipótesis

El análisis de la información disponible indica que el edificio del Domuyo no es un estratovolcán sino un complejo de domos emplazado en el cruce entre dos sistemas de fallas. Las estructuras de fallamiento (NE- E-W) que Pesce (1987) reporta para el área de estudio no parecen tener gran continuidad ni evidencias de afectar a las unidades más recientes por lo que se propone que estas corresponden a estructuras sepultadas que afectan sólo a las unidades pre-pliocénicas.

En cuanto al yacimiento geotérmico se infiere que se encuentra a poco menos de 1 km de profundidad en rocas sedimentarias pre-Cenozoicas y que una serie de depósitos piroclásticos impermeables forman la roca sello del reservorio. Se infiere que la permeabilidad del campo geotérmico es controlada de manera importante por los contactos entre las unidades estratigráficas (permeabilidad primaria) y no únicamente por las estructuras de fallamiento (permeabilidad secundaria) reportadas por previos autores.

Si las edades de las últimas lavas de los domos asociados al Domuyo obtenidas por JICA (1983) son correctas, no existe volcanismo más joven de 110 ka, lo que puede indicar una fase de

declive del complejo volcánico, en donde el magma no tiene la suficiente fluidez para ascender a la superficie por lo que cristaliza en profundidad en cuerpos intrusivos de gran tamaño que se encuentren en una fase de enfriamiento, originando una cámara magmática en un nivel cortical somero y que explicaría la anomalía térmica debajo del Cerro Domo.

## 1.5 Objetivos

- i. Definir la estratigrafía del área de estudio y establecer la relación entre la estructura volcánica y el marco tectónico regional.
- ii. Realizar una caracterización petrográfica a escala macro y microscópica de las principales unidades litológicas presentes.
- iii. Obtener edades para muestras de rocas volcánicas silíceas mediante el método U-Pb en zircones.
- iv. Obtener edades para muestras de rocas volcánicas cuaternarias mediante el método U-Th en zircones.
- v. Utilizar los datos geocronológicos en conjunto con las relaciones estratigráficas observadas en el campo, así como características petrográficas de las muestras colectadas, para la elaboración de una cartografía geológica del área de estudio.
- vi. Realizar mediciones estructurales sobre las rocas aflorantes con el fin de determinar posibles controles de anisotropías previas a la deformación Plio-Cuaternaria.
- vii. Elaborar un modelo geológico tridimensional que permita visualizar la relación estructural y estratigráfica de la región integrando datos magnetoteléuricos 2D.
- viii. Integrar los resultados en un modelo conceptual del sistema geotérmico Domuyo tomando en cuenta también la información procedente de los estudios geofísicos y geoquímicos realizados dentro del marco del mismo proyecto.

## 2.-MARCO GEOLÓGICO

### 2.1 Tectónica regional

#### 2.1.1 La cadena andina

La cadena de los Andes es el resultado del desplazamiento constante de Sudamérica desde 100 Ma, cuando comenzó su deriva hacia el oeste después de separarse del resto de Gondwana (Oncken et al., 2003; Kay et al., 2006; Charrier et al., 2007; Somoza y Zaffarana, 2008; DeCelles et al., 2009; Somoza and Ghidella, 2012). La cadena andina se caracteriza por ser un orógeno no colisional que formó sistemas montañosos y continuos, resultado de la actividad de subducción de la placa oceánica por debajo de la continental. En esta zona de subducción se alternan segmentos de placas con diferentes ángulos de inclinación, desde configuraciones subhorizontales hasta los 30°. La placa de Nazca y la Antártica subducen con estas características, lo que genera diferentes procesos tectónicos para cada caso.

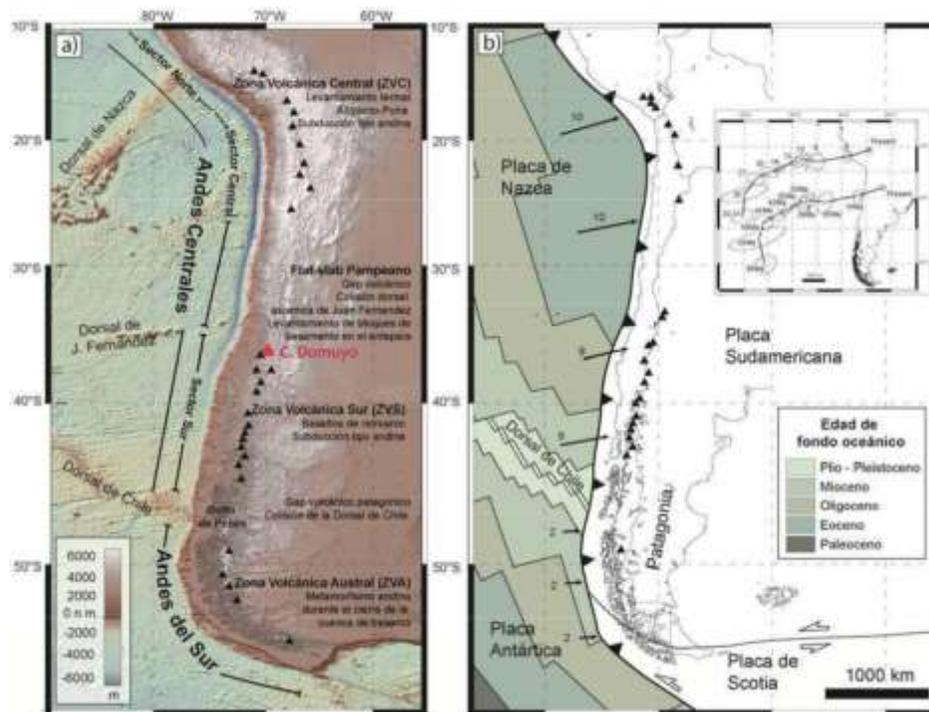


FIGURA 2. 1 A) MAPA TOPOGRÁFICO DE LOS ANDES CENTRALES, LOS ANDES DEL SUR Y DE LA BATIMETRÍA DEL PISO OCEÁNICO ADYACENTE. SE SEÑALAN LAS PRINCIPALES DIVISIONES DE LAS ZONAS VOLCÁNICAS ACTIVAS (SEGÚN GANSER, 1973) LOS SEGMENTOS DE SUBDUCCIÓN DE TIPO ANDINO Y SUBHORIZONTALES (SEGÚN RAMOS, 1999 B). B) MAPA QUE MUESTRA LAS EDADES DEL PISO OCEÁNICO Y LOS VECTORES DE VELOCIDAD DE CONVERGENCIA RELATIVA DE LA PLACA DE NAZCA RESPECTO DE AMÉRICA DEL SUR. EN LA ESQUINA SUPERIOR DERECHA SE MUESTRAN LAS POSICIONES SUCESIVAS DE PUNTOS DE LA PLACA NAZCA EN EL TIEMPO (PARDO-CASAS Y MOLNAR, 1987; COBBOLD Y ROSSELLO, 2003; MÜLLER ET AL., 2008). TOMADO DE SAGRIPANTI, 2015.

Con base en la geometría con la que las placas en subducción se comportan, la cadena andina se divide en varios sectores, donde el volcanismo presenta cambios significativos tanto en su composición como en su localización (Gansser, 1973) (Fig.2.1). Los procesos que han generado estas condiciones han variado en el tiempo en respuesta a distintos factores, entre los que domina la velocidad absoluta de la placa continental respecto de la oceánica en subducción (Oncken et al., 2006).

Uno de los sectores en los que se divide la Cordillera Andina principal (Keidel, 1925) y que está formado por terrenos jurásicos y cretácicos (Yrigoyen, 1972) corresponde a la Zona Volcánica del Sur (ZVS) (Fig. 2.1) de los Andes Centrales. Aquí, el levantamiento orogénico es controlado por la subducción de la placa de Nazca debajo de la Placa Sudamericana, con una convergencia relativa ligeramente oblicua y una velocidad de 6.60-6.65 cm/a en una dirección de 80°-82° (Angermann et al., 1999; Kendrick et al., 2003).

El límite norte de la ZVS se caracteriza por la ausencia de volcanismo, coincidente con la zona de transición hacia la subducción plana Pampeana y de la Dorsal Juan Fernández. Hacia el sur la ZVS termina con el volcanismo anómalo producto de la subducción de la Dorsal de Chile (límite entre las placas Nazca y Antártica) y la *slab window* asociada (Völker et al., 2011) (Fig. 2.1 a).

La ZVS incluye al menos 60 edificios volcánicos activos o recientes tanto en Chile como en Argentina, así como calderas silíceas y centros eruptivos menores (Siebert y Simkin, 2002; Stern, 2004; Stern et al., 2007).

Como parte de la ZVS, se encuentra el Complejo Volcánico Domuyo (CVD) que se localiza en los Andes de la Patagonia Argentina, cuya actividad más reciente fue fechada al Pleistoceno tardío (Chiodini et al., 2014) y que es el edificio volcánico más alto de la Patagonia, con una elevación de 4,709 msnm (Mas, 2010). Geográficamente se localiza en el sector noroeste de la provincia de Neuquén, aproximadamente a 15 km al noroeste del pueblo de Varvarco, cubriendo los departamentos de Minas y Chos Malal. El sitio se encuentra a ca. 30 km de la frontera con Chile en el extremo norte de la Cordillera del Viento.

## 2.2 Tectónica y magmatismo pre-cenozoico

El área de estudio se localiza en una zona formada por una serie de dominios morfoestructurales resultado de una evolución compleja desde la construcción del margen gondwánico hasta el desarrollo de la Cordillera Principal en los Andes en los últimos 100 Ma (Ramos et al., 2011b).

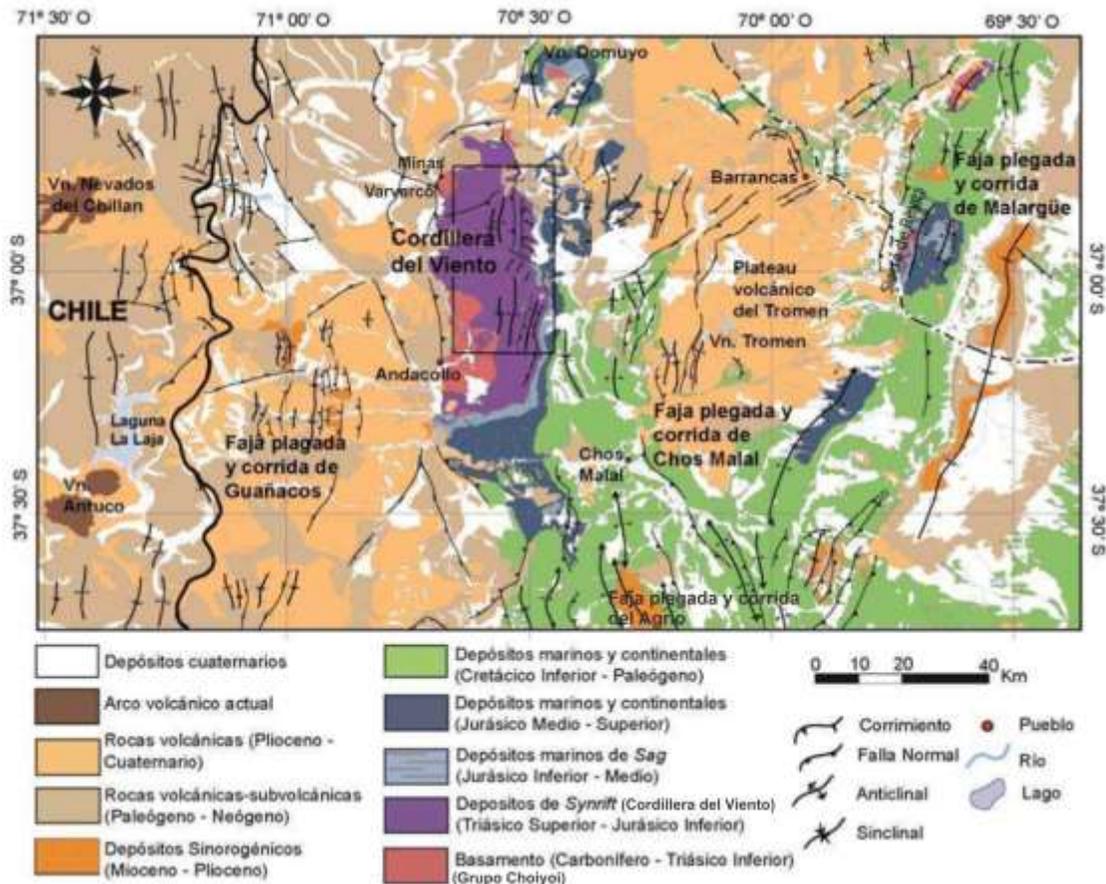


FIGURA 2. 2 UBICACIÓN DE LOS DIFERENTES DOMINIOS MORFOESTRUCTURALES EN LA REGIÓN DE LOS ANDES NEQUINOS DEL NORTE. SE OBSERVAN LOS CINTURONES DE PLEGUES Y CABALGADURAS ORIGINADOS POR LA DEFORMACIÓN COMPRESIONAL CRETÁCICA CARACTERÍSTICA DE LA ZONA. LA CORDILLERA DEL VIENTO SE ENCUENTRA ENTRE LA CORDILLERA PRINCIPAL DE LOS ANDES Y EL CINTURÓN DE PLEGUES Y CABALGADURAS DE CHOS MALAL (PRECORDILLERA NEUQUINA NORTE). LAS ROCAS MESOZOICAS DEL TRIÁSICO AL CRETÁCICO TARDÍO FORMAN LA PRECORDILLERA NEUQUINA NORTE QUE ES SECCIONADO POR UNA PORCIÓN DE BASAMENTO EXHUMADO CORRESPONDIENTE A LA CORDILLERA DEL VIENTO (SAGRIPANTI, 2015).

La Cordillera Principal Andina, donde se encuentra el arco volcánico actual, está constituido por rocas jurásicas-cretácicas a paleógenas que son expuestas a través de una faja plegada originada por el despegue profundo del basamento. Hacia la vertiente oriental de la Cordillera principal se desarrolla la Precordillera Neuquina Norte que comprende el cinturón de pliegues y cabalgaduras de Malargüe, del Agrío y de Chos Malal (Fig. 2.2). Estos sistemas se diferencian por el alto contraste entre sus niveles estructurales de despegue (Sagripanti, 2015).

Tanto el cinturón de pliegues y cabalgaduras de Malargüe como el de Chos Malal se originaron a través de tres pulsos contraccionales durante el Cretácico Tardío, el Paleoceno y Mioceno temprano (Cobbold y Rossello, 2003; Silvestro y Atencio, 2009; Tunik et al., 2010; Orts et al. 2011). El basamento es expuesto al oeste de estas fajas en una gran estructura anticlinal denominada Cordillera del Viento, resultado de la inversión tectónica de fallas normales del Triásico Superior-Jurásico Superior (Vergani et al., 1995; Zapata et al., 1999; Zamora Valcarce et al., 2006). Estas estructuras transfieren el acortamiento a las rocas sedimentarias hacia el este y no exponen el basamento en el frente orogénico (Ramos et al., 1998; Zapata et al., 2002).

Las unidades más antiguas de la Cordillera del Viento corresponden a metareniscas, cuarcitas y pizarras con edades máximas de depositación de 374 Ma y 389 Ma (Zappettini et al., 2012). Las unidades basales están formadas por tobas y lavas riolíticas, areniscas y sedimentos marinos (Zöllner y Amos, 1973; Digregorio y Uliana, 1980; Llambías et al., 2007), con edades U-Pb de  $327 \pm 2,0$  Ma (Suárez et al., 2008), intrusionadas por diques riolíticos y granodioríticos del Pérmico inferior al Triásico inferior (edades Ar-Ar  $260 \pm 10$ ,  $287 \pm 9$  y  $259 \pm 18$  Ma) (Llambías, 1986; JICA, 1992; Suárez y De la Cruz, 1997), (edades U-Pb de  $283,4 \pm 1$  Ma; Sato et al., 2008) conocidos como Grupo Choiyoi. La última unidad corresponde a la Formación Cordillera del Viento, de edades triásicas, formada por conglomerados a la base, areniscas y flujos andesíticos intercalados con ignimbritas riolíticas. Estas sucesiones muestran evidencia de sedimentación sinextensional (Sagripanti, 2015).

## 2.3 Tectónica y magmatismo neogénico

Las secuencias volcánicas y complejos magmáticos neógenos a cuaternarios asociados a la región de estudio y correspondientes a los Andes Neuquinos del norte puede dividirse en las siguientes categorías:

- 1) Productos de la actividad magmática ligada a cuencas extensionales Oligo-miocénicas formadas en las actuales regiones de arco y retroarco: Cuenca Cura Mallín y secuencias volcánicas del Bajo de Huantraico.
- 2) Magmatismo miocénico de retroarco: Secuencia Charilehue y Cajón Negro.
- 3) Magmatismo Plio-Cuaternario.

### 2.3.1 Magmatismo Oligo-miocénico de arco y retro-arco

La cuenca Cura Mallín (29-24.5 Ma) forma parte del complejo sistema de cuencas sedimentarias que se formaron en un régimen extensivo (Radic, 2010) entre el Oligoceno y Mioceno, contemporáneas a el arco volcánico de los Andes del Sur. Se encuentra expuesta tanto en el territorio chileno como argentino (Fig. 2.3). En general, estas cuencas se caracterizan por secuencias de aproximadamente 4 km de depósitos volcanoclásticos, flujos de lava y cuerpos intrusivos, calizas lacustres y depósitos marinos (Burns, 2002).

El relleno de la cuenca Cura Mallín consiste en unidades volcanoclásticas de edades del Oligoceno tardío al Mioceno medio (27 a 10 Ma) con intercalaciones de lavas y niveles sedimentarios continentales (Suárez y Emparán, 1995, 1997). El límite superior del Fm. Cura Mallín es marcado por una transición de depósitos volcánicos primarios y epiclásticos cubiertos por coladas lávicas de composición andesítica. Estas unidades corresponden a la Formación Charilehué (Cajón Negro) y Quebrada Honda (Pesce, 1981) resultado de la actividad volcánica efusiva del Mioceno medio (Burns, 2002).

Dentro de la cuenca, la mayoría de las estructuras son pliegues y fallas con tendencia N-S que son el resultado de la compresión post-deposicional que invirtió la cuenca y las rocas volcánicas del Mioceno medio (Niemeyer y Muñoz, 1983; Muñoz y Niemeyer, 1984; Burns et al., 2006).

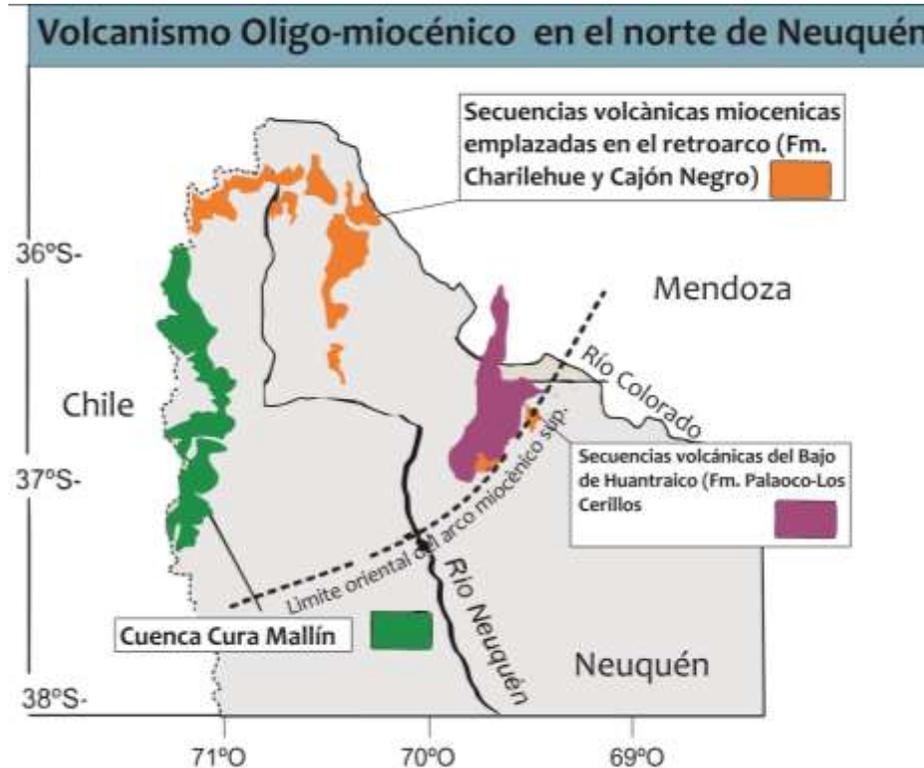


FIGURA 2. 3 DISTRIBUCIÓN DE LOS PRODUCTOS VOLCÁNICOS DE LA ACTIVIDAD MAGMÁTICA OLIGO-MIOCÉNICA EN EL NORTE DE LOS ANDES NEUQUINOS (MODIFICADO DE FOLGUERA ET AL., 2011).

Un episodio de actividad magmática entre 23.4 y 18.9 Ma dio origen a una serie de coladas basálticas y andesíticas (Kay y Copeland, 2006; Cobbold y Rossello 2003) que formaron las secuencias volcánicas del Bajo de Huantraico (Fig. 2.3) equivalentes temporalmente con las sucesiones de la cuenca Cura Mallín (25-19 Ma). Este evento eruptivo se asocia a una etapa extensional del retroarco (Ramos y Barbieri 1989, Kay et al., 2006) y a una generación de magmas máficos con fuente mantélica casi desprovista de componentes de subducción (Kay et al., 2006).

### 2.3.2 Magmatismo de retro arco Miocénico

Entre 27 y 20 Ma la placa de Nazca subducía con un alto ángulo debajo de la placa de Sudamérica mientras que el movimiento absoluto de ésta era casi estacionario, favoreciendo la infiltración de astenósfera en la cuña del manto (Spagnoulo et al., 2012) (Fig. 2.4a). A partir de 20 Ma, la

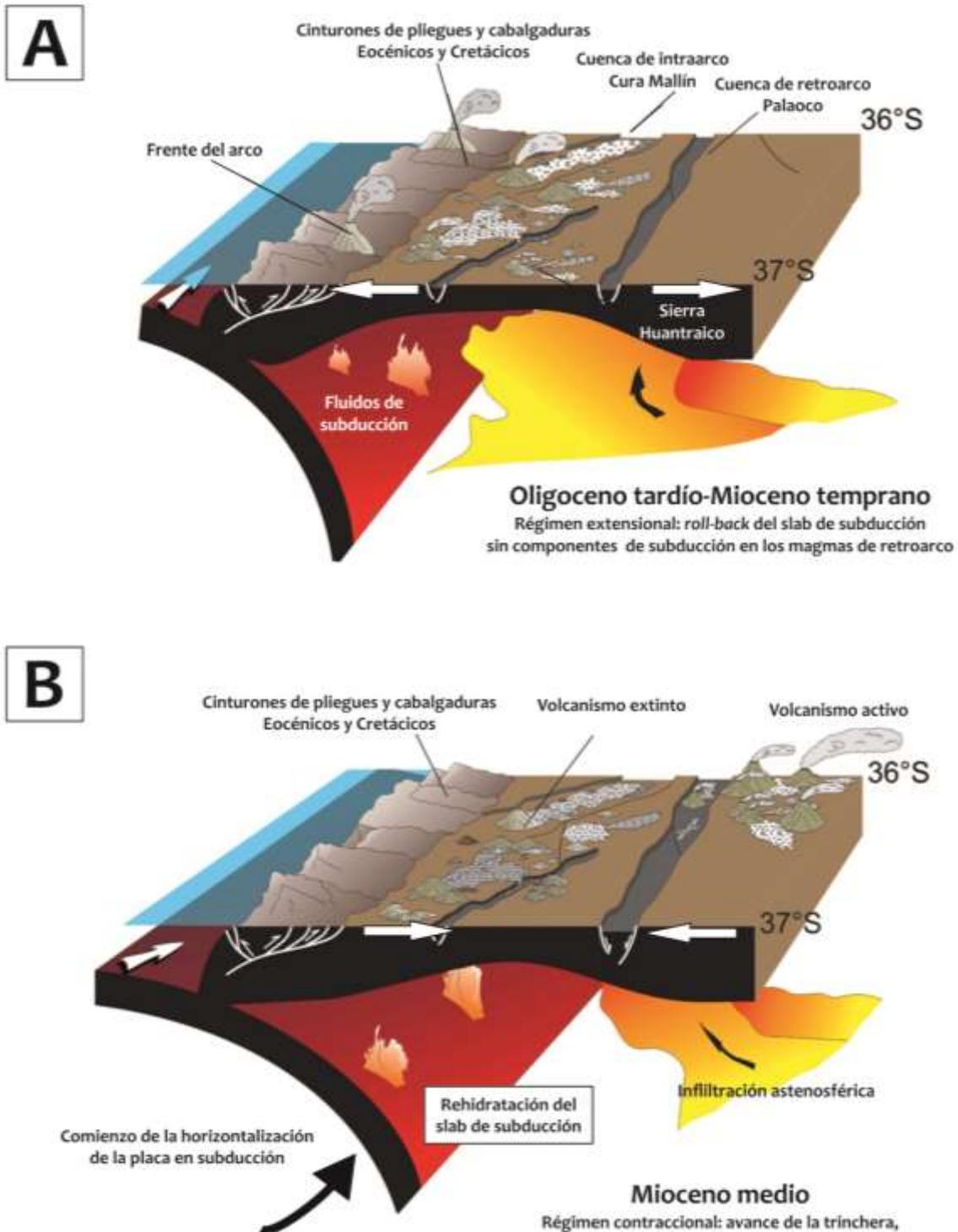


FIGURA 2. 4 EVOLUCIÓN DE LA DINÁMICA DE SUBDUCCIÓN EN EL NORTE DE LOS ANDES NEUQUINOS DESDE LOS 30 MA. A) DESDE FINALES DEL OLIGOCENO A INICIOS DEL MIOCENO LA PLACA DE NAZCA SUBDUCCIÓN CON UN ALTO ÁNGULO MIENTRAS QUE LA PLACA SUPERIOR MANTENÍA UN MOVIMIENTO CUASIESTÁTICO Y EXPERIMENTABA UNA FASE EXTENSIVA. SEGÚN SPAGNUOLO ET AL., (2012) ESTE ARREGLO GEODINÁMICO FAVORECIÓ LA INFILTRACIÓN DE UN FLUJO DE ASTENÓSFERA QUE (B) MIGRÓ HACIA EL ESTE DURANTE EL MIOCENO MEDIO A CONSECUENCIA DE LA HORIZONTALIZACIÓN DE LA PLACA EN SUBDUCCIÓN, GENERANDO ASÍ UN RÉGIMEN COMPRESIVO EN LA PLACA SUPERIOR (MODIFICADO DE SPAGNUOLO ET AL., 2012 Y KAY ET AL., 2009).

placa de Nazca comenzó a disminuir el ángulo de subducción y en consecuencia el flujo

astenosférico migró hacia el este dando como resultado la formación de una franja de dirección

NE de magmatismo miocénico de retroarco que se agrupa en la Fm. Charilehue y Cajón Negro (Spagnuolo et al., 2012) (Fig. 2.3b). Este episodio magmático (18-14 Ma) se considera como representativo de un estadio transicional entre una etapa de extensión en el Mioceno temprano y una etapa compresiva en el Mioceno tardío, asociada a la horizontalización de la placa en subducción, contemporáneo con el inicio del movimiento actual (hacia el O) de la placa Sudamericana (Silver et al., 1998).

El magmatismo miocénico de retroarco se extiende hacia la zona más septentrional de los Andes Neuquinos formando una faja con dirección N-NE (Spagnuolo y Folguera 2008, Spagnuolo et al., 2012) que abarca el sur de la provincia de Mendoza (Fig. 2.3 y 2.5) y sepulta el cinturón de pliegues y cabalgaduras de Malargüe (Uliana et al., 1973, Nullo et al., 2002). Esta secuencia se encuentra bien expuesta en la quebrada Charilehue, al este del Cerro Domuyo, formando secuencias de hasta más de 1500 m de lavas e ignimbritas ligeramente deformadas.

De acuerdo con Pesce (1981), Nullo et al. (2002), y Spagnuolo et al. (2012), la actividad volcánica que generó esta secuencia está constreñida a un rango de entre 18 y 14 Ma.

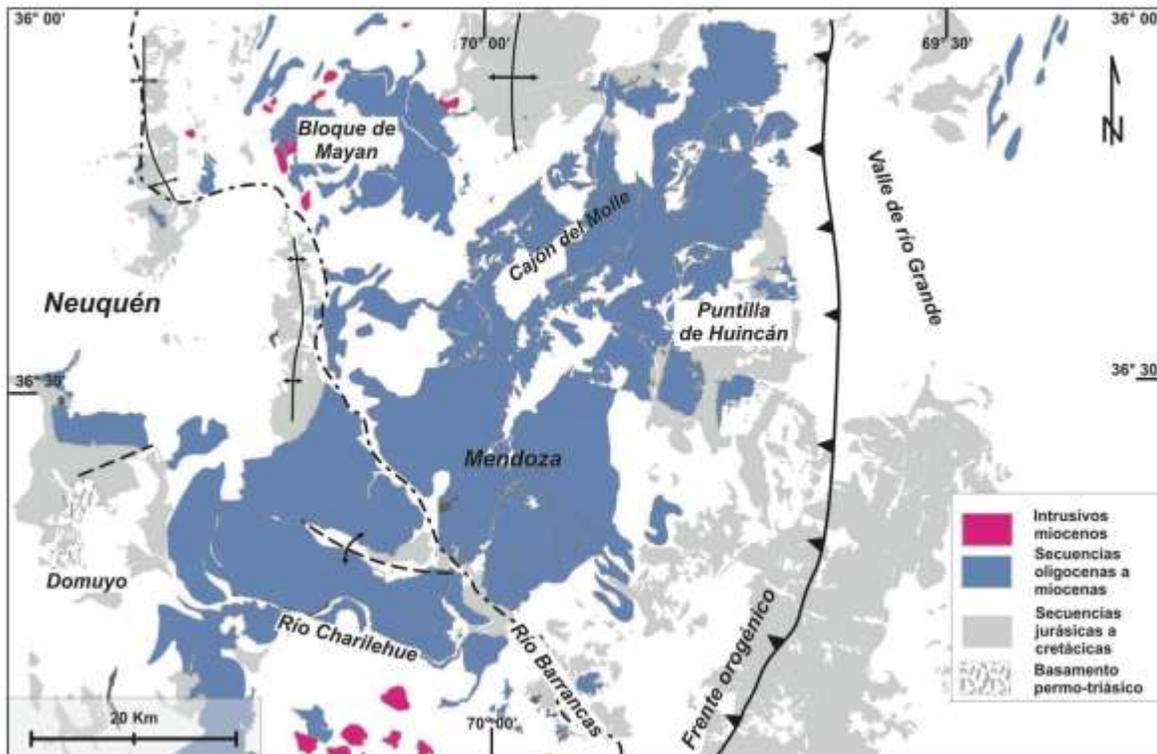


FIGURA 2. 5 DISTRIBUCIÓN DE LOS PRODUCTOS VOLCÁNICOS DE RETRO-ARCO QUE CORRESPONDEN CON LAS FORMACIONES CHARILEHUE Y CAJÓN NEGRO EN EL NORTE DE NEUQUÉN Y SUR DE MENDOZA, CUBRIENDO A LAS SECUENCIAS DEL JURÁSICO, CRETÁCICO (SPAGNUOLO ET AL., 2012).

### 2.3.3 Magmatismo Plio-cuaternario

Los productos de la actividad magmática pliocuaternaria se distribuyen en dos dominios principales: el primero corresponde con una franja subparalela al frente andino en donde los remanentes volcánicos no han experimentado reactivaciones holocénicas (Folguera et al., 2008a). Este grupo de edificios volcánicos corresponden con estratovolcanes y volcanes fisurales que forman parte de la zona más oriental del arco volcánico actual (Stern, 1989) (Fig. 2.6).

Sobreyaciendo en discordancia angular a las unidades de la Formación Cura Mallín se encuentran las lavas del centro volcánico Cardos-Centinelita. El edificio volcánico principal es un estratovolcán de basaltos olivínicos y depósitos piroclásticos con edad costreñida entre 3.2 y 2.5 Ma (Rovere, 1993, 1998). Numerosos conos monogenéticos se correlacionan temporalmente con el C. Centinela alineándose en un rumbo N-NE con el edificio principal (Rovere, 2008).

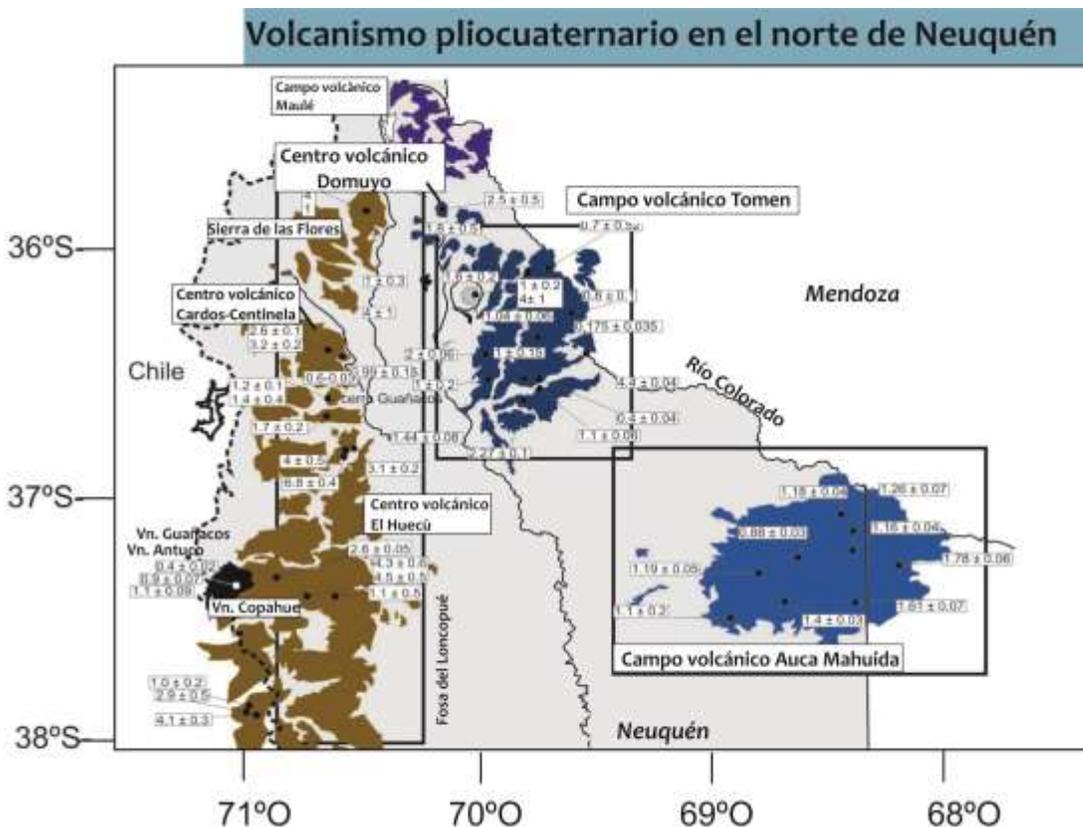
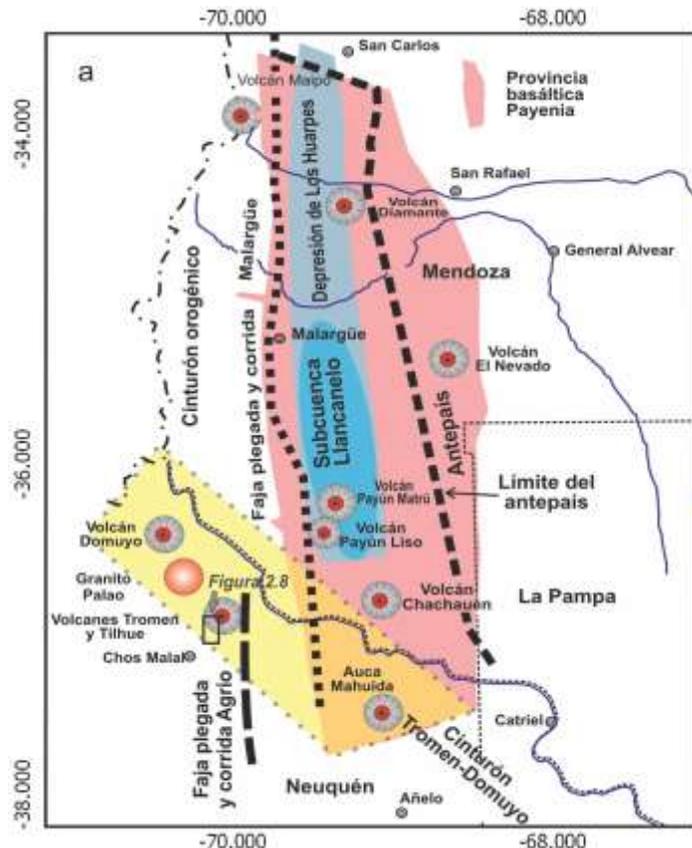


FIGURA 2. 6 DISTRIBUCIÓN DEL VOLCANISMO PLIO-CUATERNARIO. LAS EDADES ISOTÓPICAS FUERON TOMADAS DE VALENCIO ET AL. (1979), PESCE (1981), VERGARA & MUÑOZ (1982), MUÑOZ & STERN (1985), RABASSA ET AL. (1987), MUÑOZ BRAVO ET AL. (1989), STERN (1989), GONZÁLEZ DÍAZ ET AL. (1990), SUÁREZ & EMPARÁN (1997), ROVERE (1998), LINARES ET AL. (1999), FOLGUERA ET AL. (2004, 2006A, 2006B, 2008A), MELNICK ET AL. (2006), MIRANDA ET AL. (2006), GALLAND ET AL. (2007), ESCOSTEGUY ET AL. (2008) (MODIFICADO DE FOLGUERA ET AL., 2011).

Otro centro volcánico ubicado al norte del V. Centinela dio origen a flujos de lava basálticos y basáltico-andesíticos de la Formación Sierra de las Flores (4 Ma) (Brousse y Pesce, 1982) que sobreyacen en discordancia angular a las unidades de la Formación Cura Mallín y a las rocas miocénicas de la Formación Charilehue y Cajón Negro (Miranda et al., 2006).

Hacia el sur del área de Centinela, ocurrieron una serie de episodios eruptivos durante el Pleistoceno inferior dentro de los cuales se encuentra la actividad volcánica que generó los edificios volcánicos de Copahue, Guañacos y Antuco, ubicados en parte en Chile (Roveré, 2008) (Fig. 2.6).

Las secuencias volcánicas y los cuerpos intrusivos pliocuaternarios que forman el segundo dominio volcánico no son afines al arco volcánico, sino que han sido asociados a un volcanismo intraplaca (Kay et al., 2006). Estos se emplazan entre el frente volcánico y la zona de retroarco de la ZVS (Provincia volcánica Payenia) en un alineamiento transversal con orientación NO denominado Lineamiento Volcánico Tromen-Domuyo. El edificio del Domuyo (4702 msnm) se encuentra en el extremo NO y el Volcán Tromen (4114 msnm) y Tilhue (2578 msnm) en el extremo SE del lineamiento, que además incluye el lacolito del llamado Granito Palao y otros centros menores (Fig. 2.7). Estos grandes edificios son acompañados por domos riolíticos y dacíticos y centros monogenéticos de composición basáltica. El volumen de los edificios volcánicos es indicativo de la intensidad de la actividad magmática en el cinturón Tromen-Domuyo y sugiere la presencia de una estructura cortical que facilitó el ascenso de magmas viscosos (Llambías et al., 2011).



La orientación del cinturón Tromen-Domuyo es oblicua al rumbo general N-S que caracteriza las estructuras compresivas andinas, que son principalmente pliegues, fallas inversas y cabalgaduras de dirección N-S (cinturón de pliegues y cabalgaduras del Agrio y Malargüe) asociadas a un esfuerzo principal máximo horizontal y ortogonal a la cadena andina (Fig. 2.6) (Llambías et al., 2011).

El alineamiento, su distribución espacial y su progresión cronológica está directamente relacionada con un sistema de fracturamiento litosférico

FIGURA 2. 7 UBICACIÓN DEL CINTURÓN TROMEN-DOMUYO RESPECTO DE LA ZONA DE RETROARCO EN DONDE SE EMPLAZA LA PROVINCIA VOLCÁNICA DE LA PAYENIA (LLAMBIÁS ET AL., 2010).

originado en respuesta de la flexión de la placa en subducción (Hirano et al., 2006). Su posición se asocia a la migración de los focos de fusión parcial astenosférica en dirección contraria al sentido de subducción de la placa (Rovere, 2008).

### 2.3.3.1 El plateau volcánico Tromen

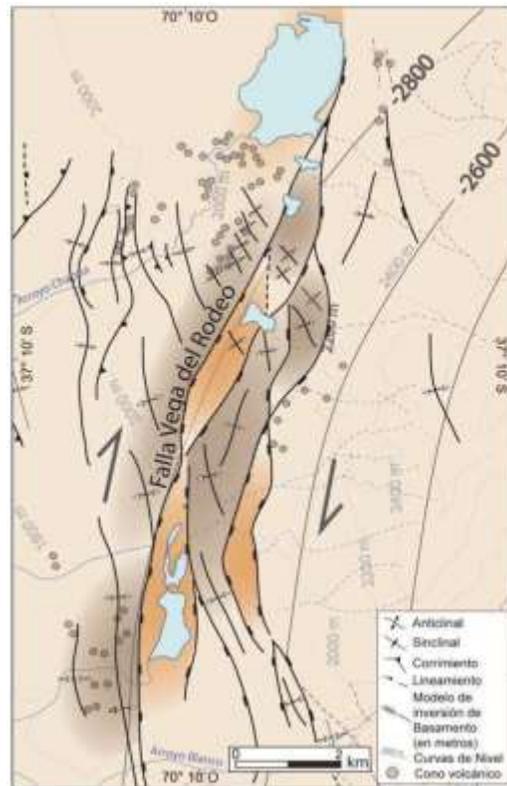
El plateau volcánico Tromen (PVT) constituye la parte occidental del lineamiento Tromen-Domuyo y de la Provincia volcánica Payenia y cubre en gran parte al cinturón de pliegues y cabalgaduras el Agrio y Malargue (Zöllner y Amos, 1973; Holmberg, 1975).

El PVT es un campo bimodal, resultado de una serie de procesos magmáticos que ocurrieron entre el Pleistoceno y Holoceno (Zollner and Amos, 1973; Holmberg, 1975; Llambías et al., 1982). Esta provincia está formada por domos riolíticos, flujos piroclásticos asociados (2.3-0.8 Ma) y lavas máficas e intermedias (1.9-0.04 Ma) que sobreyacen discordantemente a estructuras compresivas del Mesozoico (Spagnulo et al., 2012), Paleoceno y Mioceno (Zollner y Amos, 1973; Kozłowski et al., 1996; Zapata et al., 1999).

Folguera et al. (2008) interpretaron al PVT como una zona extensional deformada durante el cuaternario. Mientras que Marques y Cobbold, (2002) y Galland et al. (2007) plantean una deformación contraccional cuaternaria. Messenger et al., (2010) y Backé et al., (2006) proponen la coexistencia de ambos tipos de deformación asociada a un desplazamiento transcurrente en el sector occidental del plateau.

El emplazamiento de estratovolcanes fue el mecanismo dominante en la construcción del PVT (Kay et al., 2006, Folguera et al., 2008b, Galland et al., 2007). La actividad eruptiva más joven en este campo corresponde al volcán Tromen. El volcán se asocia a una gran variedad de productos como domos riolíticos, lavas y flujos ignimbríticos con un rango de edades que van desde los 2.3 a los 0.8 Ma, y flujos de lava máficos asociados a complejos de diques con un rango de edades entre los 1.9 a 0.04 Ma (Sagripanti et al., 2015).

**FIGURA 2. 8 ESTRUCTURAS NEOTECTÓNICAS EN EL SECTOR OCCIDENTAL DEL PLATEAU VOLCÁNICO TROMEN. SE OBSERVAN ESTRUCTURAS NO-NNO QUE ABSORBEN CONTRACCIÓN Y ESTRUCTURAS NE QUE ACOMODAN EXTENSIÓN, AMBAS ASOCIADAS A MOVIMIENTOS TRANSCURRENTES. LA UBICACIÓN DE ESTA ÁREA SE INDICA EN LA FIGURA 2.7 (SAGRIPANTI ET AL. 2015).**



## 2.4 Tectónica local

Desde un punto de vista local el área de Domuyo se encuentra en el límite norte del cinturón de pliegues y cabalgaduras de Chos Malal, que se ha desarrollado en dos períodos contraccionales: el primero ocurrido en el Cretácico superior y el segundo durante el Mioceno medio a superior (Ramos y Folguera, 2005) y que corresponde con el episodio de deformación compresiva más intenso durante el Neógeno (Fig. 2.4b) (Roveré, 2008).

Con base en relaciones estratigráficas y estructurales en la caldera de Vilú Mallín y Agrio y en la región de Domuyo, Miranda et al. (2006) concluyen que a nivel regional ocurrió un pulso de contracción entre 9 y 6.8 Ma responsable del plegamiento de las Formaciones Charilehue y Cajón Negro en la región de Domuyo en donde la deformación es constreñida por flujos de lavas horizontales de la Formación Sierra de las Flores (4 Ma) la cual se encuentra en discordancia con las formaciones mencionadas.

Diversos autores reportan un periodo de deformación extensional a partir de 5 Ma (Groeber 1929; Folguera et al., 2006b; Orts et al., 2010; Sagripanti et al., 2010) que permite el emplazamiento de volúmenes importante de magmas basálticos, probablemente responsables de la generación de magmas silícicos por fusión de la corteza y que dieron origen al plateau volcánico Tromen. Sin embargo, Rovere, (2008) sugiere una etapa de transtensión desde el Plioceno inferior hasta el superior sin implicar una tectónica extensiva regional y asociándola con las zonas de fractura de la placa de Nazca: Mocha y Valdivia.

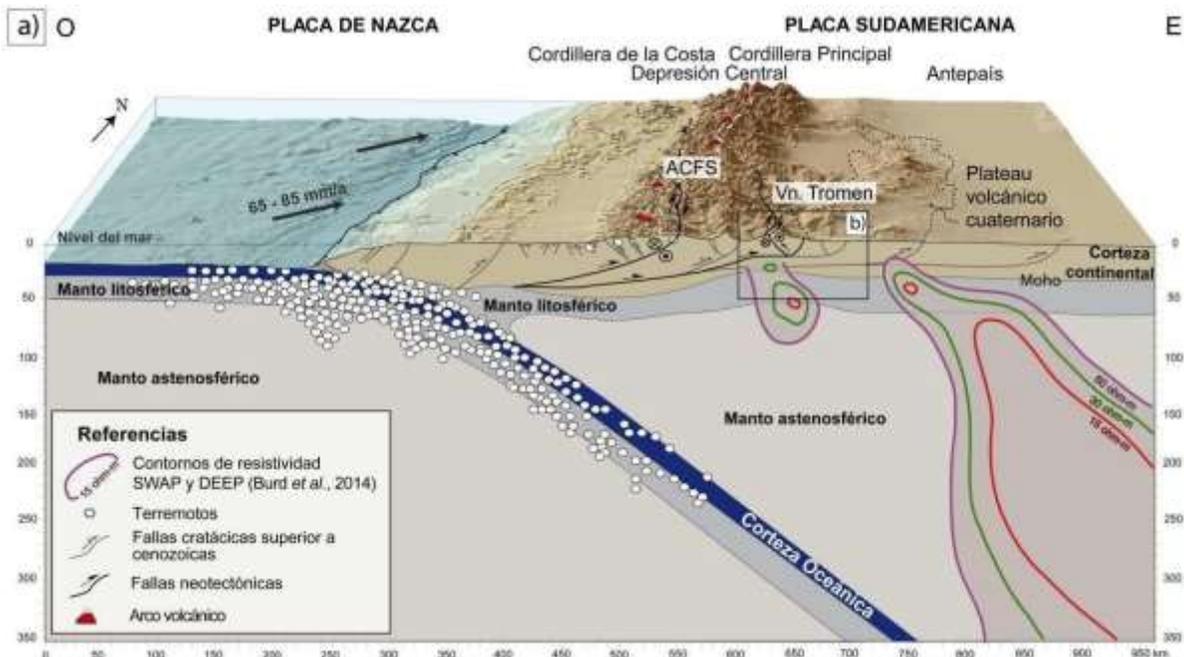


FIGURA 2. 9 MODELO QUE REPRESENTA LA ESTRUCTURA DE LA CORTEZA SUPERIOR EN EL NORTE DE NEUQUÉN (37° S). LAS LÍNEAS EN COLOR (ROJO-VERDE-VIOLETA) REPRESENTAN ANOMALÍAS DE RESISTIVIDAD EN EL MANTO Y CORTEZA INFERIOR CORRESPONDIENTES A LA PLUMA MANTÉLICA INFERIDA POR BURD ET AL. (2014). TOMADO DE SAGRIPANTI ET AL. (2015).

Estructuras extensionales y contraccionales han sido asociadas a pequeñas tasas de movimientos transcurrentes que afectan a rocas volcánicas pleistocénicas del retroarco en al menos dos estadios de deformación durante el Pleistoceno (Fig. 2.8) (Sagripanti, 2015). En el norte de Neuquén (37° S) la partición de la deformación asociada a la convergencia oblicua entre las placas de Nazca y Sudamérica es distinta en comparación con latitudes meridionales (38° S – 45° S). En estas últimas el desplazamiento lateral derecho es acomodado en la zona del arco volcánico, mientras que hacia el norte la deformación es acomodada en el retroarco, en donde la corteza ha sido intrusionada por magmas astenosféricos. Este fenómeno y en general la tectónica neogénica ha sido fuertemente ligada con el impacto de un flujo astenosférico en la corteza inferior ocasionando un debilitamiento térmico y la reactivación de una estructura doblevergente pre-miocénica que generó el corrimiento hacia el este de sectores del cinturón de pliegues y cabalgaduras de Chos Malal (Sagripanti, 2015) (Fig. 2.9).

## 2.4.1 Estudios geológicos locales

El área del Cerro Domuyo fue estudiada desde un enfoque geológico regional por Groeber (1947), Llambías et al. (1978a, 1978b), Pesce (1981) y Brousse y Pesce (1982). Mientras que desde el punto de vista geotérmico por Jurio (1978), Palacios y Llambías (1978), JICA (1983), Pesce (1983, 1987) y Panarello et al., (1990). Pesce, (1981), JICA (1983) y Miranda (1996) establecieron la estratigrafía general de la región. Estos autores no usan siempre la misma nomenclatura. Para facilitar la descripción en la Figura 2.10 se presenta una tabla comparativa de la estratigrafía del área según estos tres trabajos, así como las edades radiométricas disponibles en la literatura.

### 2.4.1.1 Grupo Choiyoi (Permico-Triásico)

El basamento de región de Domuyo consiste en una secuencia volcano-sedimentaria continental de edad Permo-Triásica conocidas como el Grupo Choiyoi (Groeber, 1947). El grupo tiene una gran extensión geográfica que abarca también las provincias de Mendoza y San Juan, además de la de Neuquén. Se compone de una potente secuencia volcánica silícica a bimodal y sedimentos volcanoclásticos asociados, que se consideran como el producto de un arco en condiciones progresivamente extensionales emplazado sobre la margen occidental de Gondwana (Strazzere y Gregori, 2011; Rocher et al., 2015). En la región de Domuyo estas secuencias fueron intrusionadas por cuerpos de composiciones dioríticas y granodioríticas definidas como Plutonitas Varvarco por Pesce (1981) y que fueron fechadas en  $259 \pm 13$  y  $227 \pm 16$  Ma por el método K-Ar (JICA, 1983) (Fig. 2.11).

### 2.4.1.2 Secuencia de la Cuenca Neuquina (Jurásico inferior y medio)

Sobreyaciendo discordantemente al basamento se encuentran rocas sedimentarias tanto continentales como marinas que forman parte de la secuencia Mesozoica de la Cuenca Neuquina, definidas como Grupo Mendoza por Pesce (1981). La cuenca Neuquina ha sido definida como una cuenca *back-arc*, desarrollada sobre corteza continental, producto del

colapso extensional del arco magmático que dio origen al Grupo Choiyoi (Mpodozis y Ramos 1989).

En el área de estudio JICA (1983) reconoce tres formaciones, todas de edad Jurásica, que marcan las diferentes etapas de evolución de la cuenca: 1) inicio de la tectónica extensional con depósitos volcanoclásticos mezclados con sedimento terrígenos (Fm. Chacay Melehue), 2) profundización moderada de la cuenca con deposición de evaporitas y calizas (Fm. Auquilco), 3) nuevamente sedimentación fluvio-lacustre y conglomerática para el Kimmeridgiano (Fm. Tordillo). La parte superior de la secuencia de la Cuenca Neuquina, de edad Cretácica y Paleoceno inferior no está expuesta en el área de estudio. Cabe mencionar que la mayoría de los autores consideran al Grupo Mendoza sólo a partir del Fm. Auquilco (p. ej. Zavala et al., 2008; Sánchez et al., 2013).

#### 2.4.1.3 Secuencias volcánicas continentales del Mioceno medio al Plioceno

Los productos del volcanismo continental andino cubren discordantemente tanto la secuencia Permo-Triásica del Grupo Choiyoi como la sucesión Jurásica de la Cuenca Neuquina. La primera unidad está constituida por una secuencia de depósitos de flujos piroclásticos ricos en pómez con espesores de hasta 500 metros (Piroclastitas ácidas de Pesce y Brousse, 1982) y flujos de lavas andesíticas y basáltico andesíticas que se han agrupados también en la Formación Charilehue (Uliana et al., 1973; Llambías et al., 1978b). Pesce (1981) reporta dos edades K-Ar de  $14.0 \pm 2$  y  $10.0 \pm 1$  Ma para coladas andesíticas de la Formación Cajón Negro, que correlaciona con la Formación Charilehue. Burns et al. (2006) reportan edades obtenidas por el método Ar-Ar comprendidas entre  $11.7 \pm 0.3$  y  $16.2 \pm 0.2$  Ma para la Formación Cajón Negro a unos 15-20 km al sur de Varvarco. En su reporte JICA (1983) indica la presencia de rocas intrusivas de tipo diorítico y cuarzdiorítico contemporánea a esta etapa de volcanismo, que podrían representar las facies hipoabisales de las rocas efusivas andesíticas.

Sobreyaciendo en discordancia angular a la Formación Charilehue se encuentran flujos de lava basálticos y basáltico-andesíticos de la Formación Sierra de las Flores (Brousse y Pesce, 1982), provenientes de un centro volcánico ubicado al occidente del Cerro Domuyo para el cual Pesce (1987) reporta una edad K-Ar de  $4.0 \pm 1.0$  Ma. Existen además otros centros efusivos máficos como el de Quebrada Honda, localizado inmediatamente al oeste de la Sierra de Las Flores, y el Cerro Colorado, constituido por basaltos olivínicos y ubicados al Sur del Cerro Domuyo.

Posteriormente inicia un nuevo ciclo de volcanismo silíceo constituido por edificios monogenéticos de composición dacítica y riolítica, con carácter calcoalcalino y shoshonítico, que son agrupados en la Formación Manchana-Covunco con edades K-Ar entre  $3.22 \pm 0.42$  y  $2.85 \pm 0.38$  Ma. Entre estos aparatos se incluye el domo central del Cerro Domuyo, un granofiro fechado en  $2.5 \pm 0.55$  Ma por K-Ar (Miranda, 2006).

#### 2.4.1.4 Secuencias volcánicas del Pleistoceno

Los productos volcánicos más jóvenes en la región de Domuyo corresponden a domos riolíticos y depósitos piroclásticos y freatomagmáticos asociados. Las estructuras más importantes son el Cerro Domo, el Cerro Covunco y los Cerros Pampas, ubicados en la ladera occidental del Cerro

Domuyo. Esta actividad volcánica fue nombrada por Brousse y Pesce (1982) como “magmatismo dómico” y fue fechada con edades K-Ar entre  $0.72 \pm 10$  y  $0.11 \pm 0.2$  Ma por medio de trazas de fisión en circones (JICA, 1983). Se considera que los domos se emplazaron a lo largo de fallas extensionales con orientación NE y E-O (Pesce, 1987).

Con base en la estructura del complejo volcánico Páez et al. (2014) describen un conjunto de facies volcánicas que caracterizan el último ciclo eruptivo del Cerro Domuyo:

- Facies 1: Tobas masivas de lapilli con estratificación difusa situadas en las partes centrales de los valles.
- Facies 2: Tobas y lapillitas finas con estratificación cruzada y horizontal distribuidas hacia las paredes de los domos.
- Facies 3: Brechas monolitológicas masivas compuestas por clastos de riolitas porfíricas y vitrofíricas.
- Facies 4: Cubriendo los sectores proximales de las facies anteriores se encuentran facies de domos y coladas riolítica y dacíticas.

Estudio geológico de la zona geotérmica del Volcán Domuyo, Argentina

		JICA, 1983	Pesce, 1981	Miranda, 1996	EDADES
Cuaternario	Pleistoceno	<b>Cerro Domo</b> Lavas riolíticas y flujos proclásticos.	<b>Magmatismo Dómico</b>  Productos volcánicos de carácter freatomagmático asociados a domos y depósitos riolíticos.	<b>Domos extrusivos</b>  <b>Depósitos Freatomagmáticos</b>	0.11 ± 0.02 Ma 0.29 ± 0.07 Ma Método Trazas de Fisión en Zr Cerro Domo (JICA, 1983) 0.55 ± 0.1 Ma Método Trazas de Fisión en Zr Cerro Covanco (JICA, 1983) 0.72 ± 0.1 Ma Método K-Ar en Dacita Cerro Domo (Pesce 1981, 1987)
	Plioceno	<b>Fm. Ponchehue y Fm. Celletas</b> Rocas piroclásticas ácidas. Tobas pumíticas. <b>Fm. Sierra de las Flores</b> Flujos de lavas andesíticas y basaltos andesíticos. <b>Fm. Atreuco</b> Andesitas basálticas	<b>Fm. Manchana-Covanco</b> Cuerpos monogenéticos	<b>Domo Domuyo "Central Dome"</b>  <b>Fm. Sierra de las Flores</b>	2.5 ± 0.5 Ma Método K-Ar en Roca Granofírica Central Dome (Miranda, 1996) 2.85 ± 0.38 Ma 2.92 ± 0.37 Ma 3.08 ± 0.41 Ma 3.22 ± 0.42 Ma Fm. Manchana-Covanco (Pesce, 1983)
Terciario	Mioceno	<b>Complejo Volcánico Domuyo</b> Tobas riolíticas y de lapilli intercaladas con brechas tobáceas, riolitas y dacitas. <b>Fm. Charilehuen</b> Flujos de lavas, andesitas y andesitas basálticas en conjunto con rocas piroclásticas. <b>Fm. Pelán</b> Andesitas, dioritas y cuarzodioritas.	<b>Fm. Cajón Negro</b> Tobas vitrocrystalinas y litocrystalinas de composición dacítica-andesítica intercaladas con tobas y aglomerados. <b>Fm. Los Bolillos</b> Secuencias piroclásticas, andesitas y andesitas basálticas.	<b>Basaltos del Cerro Colorado</b>  <b>Flujos piroclásticos asociados al Complejo Volcánico Domuyo</b>	4.0 ± 1.0 Ma Método K-Ar en Andesita Fm. Sierra de las Flores (Pesce, 1987)
		<b>Fm. Tordillo</b> Capas formadas principalmente por areniscas y en menor medida lutitas y lodolitas. <b>Fm. Auquilco</b> Capas de calizas intercaladas con areniscas y evaporitas. <b>Fm. Chacay Melehue</b> Parte superior: Lutitas y margas  Parte inferior: Brechas de fragmentos riolíticos inmersos en una matriz arenosa y tobácea.	<b>Grupo Mendoza</b> Rocas sedimentarias formadas por secuencias marinas.	<b>Rocas de la cuenca Neuquina</b> Rocas sedimentarias marinas.	10.0 ± 1.0 Ma 14.0 ± 2.0 Ma Método K-Ar en Andesitas Fm. Cajón Negro (Charilehuen) (Pesce 1981, 1987)
Jurásico					
Pérmico-Triásico		<b>Basamento Grupo Choyoi</b> Calizas intercaladas con areniscas, lutitas y basaltos. Cuerpos intrusivos (dioritas, granodioritas y granitos) cortan a estas rocas del basamento.	<b>Fm. Varvaco</b> Cuerpos granodioríticos que intrusieron a rocas del basamento.  <b>Basamento Grupo Choyoi</b>	<b>Basamento Grupo Choyoi</b>	227 ± 16 Ma 259 ± 13 Ma Método K-Ar Grupo Choyoi (JICA, 1983)

FIGURA 2. 10 CORRELACIÓN DE FORMACIONES LITOLÓGICAS ESTABLECIDAS POR JICA (1983), PESCE (1981) Y MIRANDA (1996). SE MUESTRAN TAMBIÉN LAS EDADES ISOTÓPICAS OBTENIDAS PARA ALGUNAS DE LAS FORMACIONES.

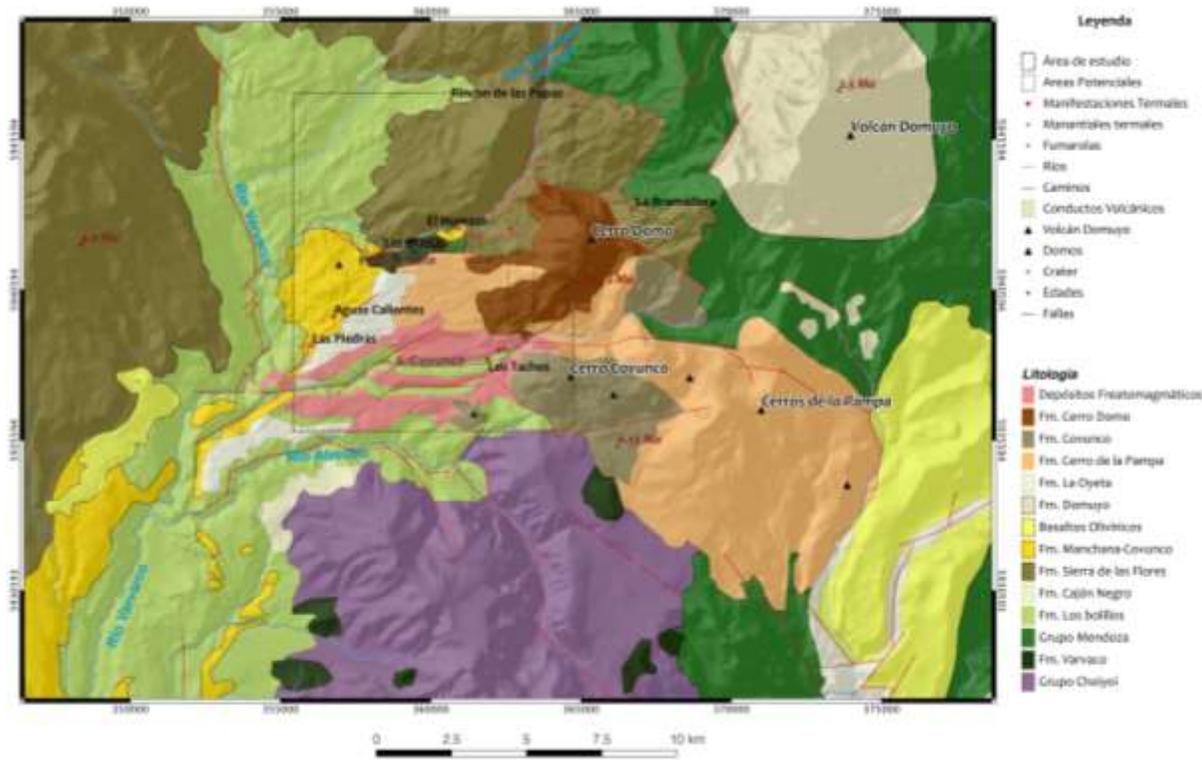


FIGURA 2. 11 MAPA GEOLÓGICO ELABORADO POR PESCE (1981). EL GRABEN PROPUESTO POR ESTE AUTOR CORRESPONDE A LA ZONA RODEADA POR LAS FALLAS MANCHANA Y COVUNCO.

## 2.5 Estudios geotérmicos

Las manifestaciones termales que han sido reportadas en el área de estudio y que incluyen fumarolas, manantiales termales y geysers son: Rincón de las papas, El Humazo, Las Olletas, La Bramadora, Arroyo Aguas Calientes, Baños del Agua Caliente y Los Tachos (Mas et al., 2009) (Fig. 2.11).

De acuerdo con los estudios hidrogeoquímicos que Palacios et al., (1978) realizaron, las altas temperaturas (42°C - 98°C) de las fuentes termales de la región las asociaron a un cuerpo ígneo a profundidad que calienta las aguas meteóricas frías que descienden y que posteriormente ascienden a la superficie por diferencia de densidad. La presencia de una fuente de calor asociada a una cámara magmática en enfriamiento en esta zona se infiere con base a que en esta zona se emplazaron los domos más recientes.

Las fuentes termales con altas temperaturas (El Humazo, La Bramadora y Los Tachos, Fig. 2.11) se encuentran hacia el OSO del domo central Domuyo y son rodeadas por fuentes de menor temperatura. La zonación permite ubicar la posible fuente de calor situada en cercanías al triángulo formado por las tres fuentes termales mencionadas. En cercanías a la Bramadora se

encuentran cuerpos intrusivos pequeños y brechas tobáceas, que indican una actividad ígnea de mayor complejidad que el resto de la región y que puede ser la causa de la concentración de aguas más calientes de esta área (Palacios et al., 1978). Lo anterior fue un elemento que permitió establecer que el área geotermal potencialmente comercial se encuentra localizada dentro del graben delimitado por las fallas Manchana-Covunco y Covunco y que comprende la zonación de fuentes termales antes mencionada (Fig. 2.11).

## 2.5.1 Modelo geotérmico previo

Como resultado de estudios de prospección eléctrica realizados por JICA (1983) se infiere la existencia de una capa de alta resistividad a una profundidad de entre 200 y 800 m que podría corresponder a las rocas del Grupo Choiyoi. Sobreyaciendo a esta capa se encuentran las rocas Mesozoicas del Grupo Mendoza caracterizado por valores de resistividad media y que se infiere corresponden al reservorio geotérmico. Por encima de estas rocas se detectó una cubierta de alta resistividad que fue asociada a una capa fuertemente alterada de depósitos piroclásticos y lavas del Magmatismo Dómico (Fig. 1.7).

JICA (1984) realizaron estudios de sismica de reflexión que permitieron inferir que el reservorio del área Geotérmica del Domuyo debió de haberse formado por el fracturamiento, fallamiento y desplazamiento de rocas del basamento (Grupo Choiyoi) permitiendo el ascenso y la circulación de fluidos geotermales que sellados por los depósitos piroclásticos Pleistocénicos pueden alcanzar la superficie sólo localmente donde existen cruces de sistemas de fallas.

A partir de estudios estratigráficos, vulcanológicos, estructurales y geoquímicos Pesce (1987) delineó un modelo geotérmico donde delimita el área del Cerro Domo como una zona de excelente posibilidad para la extracción de fluido de alta entalpía.

Pesce (1981) y Brousse y Pesce (1982) determinaron que en el área de Cerro Domo la actividad volcánica reciente podría estar vinculada con la fuente de calor, además la actividad explosiva freatomagmática puede ser indicativa del ascenso a niveles superficiales de magma. Los mismos autores proponen la existencia de un reservorio manifestado por unidades del basamento altamente fracturado y una zona próxima de recarga asociada a los glaciares y niveles perennes del Cerro Domuyo (Fig. 2.12).

Pesce (1987) propone dos niveles de emplazamiento, el primero a 6 km antes de 1.45 Ma y el segundo almacenándose a niveles muy superficiales de entre 2 y 3 km y posteriores a 0.72 Ma. Esto basado en el emplazamiento de cuerpos dómicos con edades de entre 0.55 y 0.011 Ma y sus productos muy diferenciados, entre ellos el Cerro Domo.

En el área del Cerro Domo se infiere una fase de extensión que ocasionó la formación del Graben Manchana-Covunco. Aquí las unidades altamente fracturadas del basamento se encuentran a escasa profundidad y en conjunto con la reactivación extensional, se han creado las condiciones

para la circulación de fluidos geotermales. Estas características fueron tomadas por Pesce (1987) para inferir la presencia de un reservorio geotérmico en esta zona.

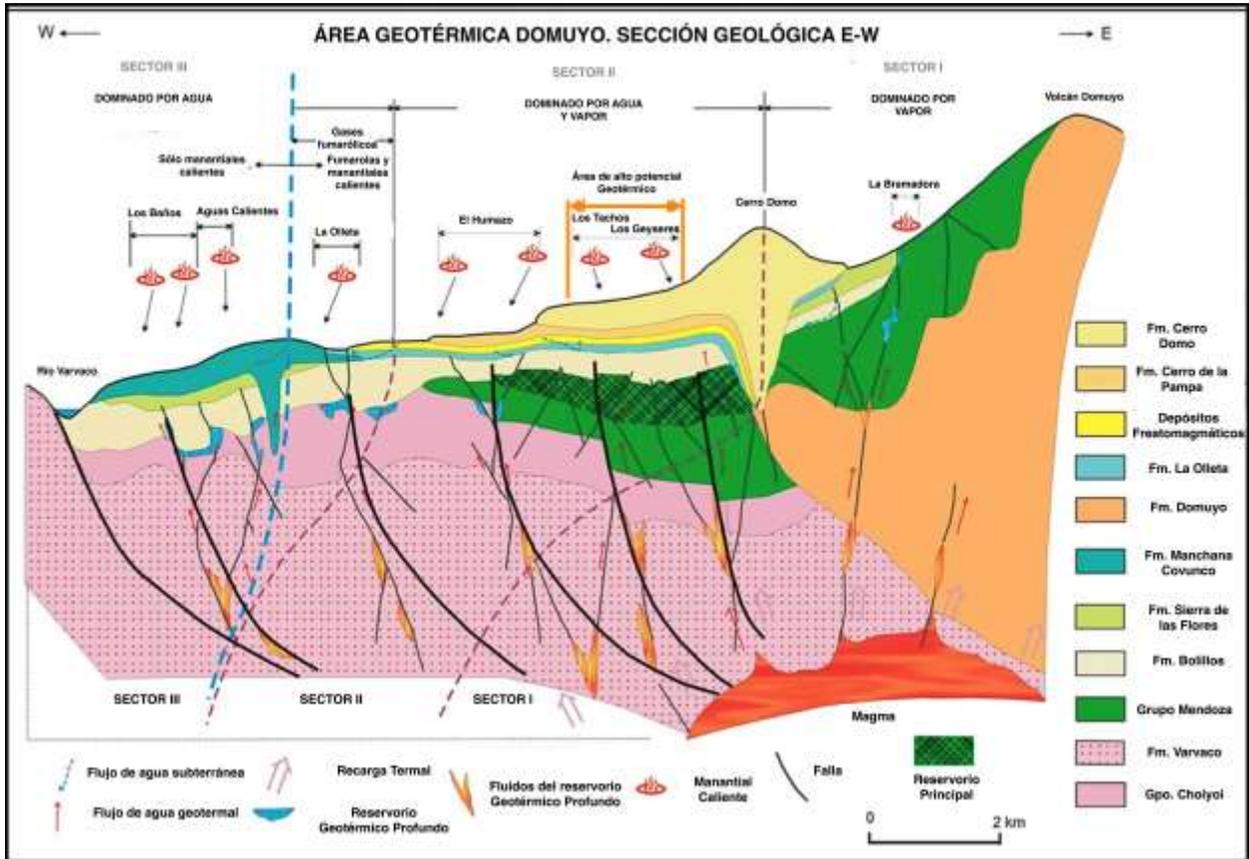


FIGURA 2. 12 MODELO GEOTÉRMICO PRELIMINAR PROPUESTO POR PESCE (2013).

Sobreyaciendo las unidades del reservorio en el graben Manchana-Covunco se encuentra una secuencia de depósitos piroclásticos alterados a arcilla altamente impermeable, lo que permite así la acumulación de vapor o líquido sobrecalentado dentro del reservorio. A lo largo de la falla Covunco en el sector que comprende las manifestaciones termales de Los Tachos y Los Géiseres se encuentra una zona de alteración silícica que puede coincidir con los límites laterales del reservorio geotermal ya que puede actuar como una barrera a la circulación hídrica horizontal, favoreciendo la concentración de fluidos de alta entalpía.



## 3.-GEOCRONOLOGÍA

### 3.1 Isotopía U-Pb Th

Según Faure y Mensing (2005), el decaimiento radioactivo de U y Th es la base de diversos métodos de fechamientos, que gracias al progreso de los procedimientos analíticos y de la instrumentación han llegado a ser los geocronómetros más precisos y exactos capaz de medir edades desde la formación de la Tierra hasta el Pleistoceno.

Al ser elemento incompatibles, durante la fusión parcial de las rocas el U y Th se concentran en la fase líquida y por tanto se incorporan a productos más ricos en sílice. Por esta razón, una progresiva diferenciación geoquímica del manto superior dará como resultado un mayor enriquecimiento de U y Th en las rocas de la corteza continental en comparación con las rocas del manto superior.

Las concentraciones de U y Th en minerales formadores de roca son del orden de partes por millón o menos, sin embargo, estos dos elementos son los principales constituyentes o bien, reemplazan a otros elementos en minerales accesorios como uraninita, zircón, alanita, apatito, monazita, etc.

En una serie de decaimiento, un isótopo padre A decae radioactivamente para formar un isótopo B y a su vez éste formar un isótopo C (Fig 3.1).



FIGURA 3. 1 SERIE DE DECAIMIENTO DE UN ISÓTOPO

El Uranio tiene tres isótopos radioactivos:  $^{238}\text{U}$ ,  $^{235}\text{U}$  y  $^{234}\text{U}$  mientras que el Torio existe primariamente como  $^{232}\text{Th}$ . Estos isótopos son los padres de una cadena de hijos radioactivos que culmina con isótopos estables de Pb (Fig 3.2). Los nuclidos que forman dichas cadenas tienen valores de vidas medias que van desde algunos microsegundos hasta miles de millones de años en donde el primer isótopo radiogénico tiene un valor  $t_{1/2}$  mayor que todos los isótopos intermedios en la cadena.

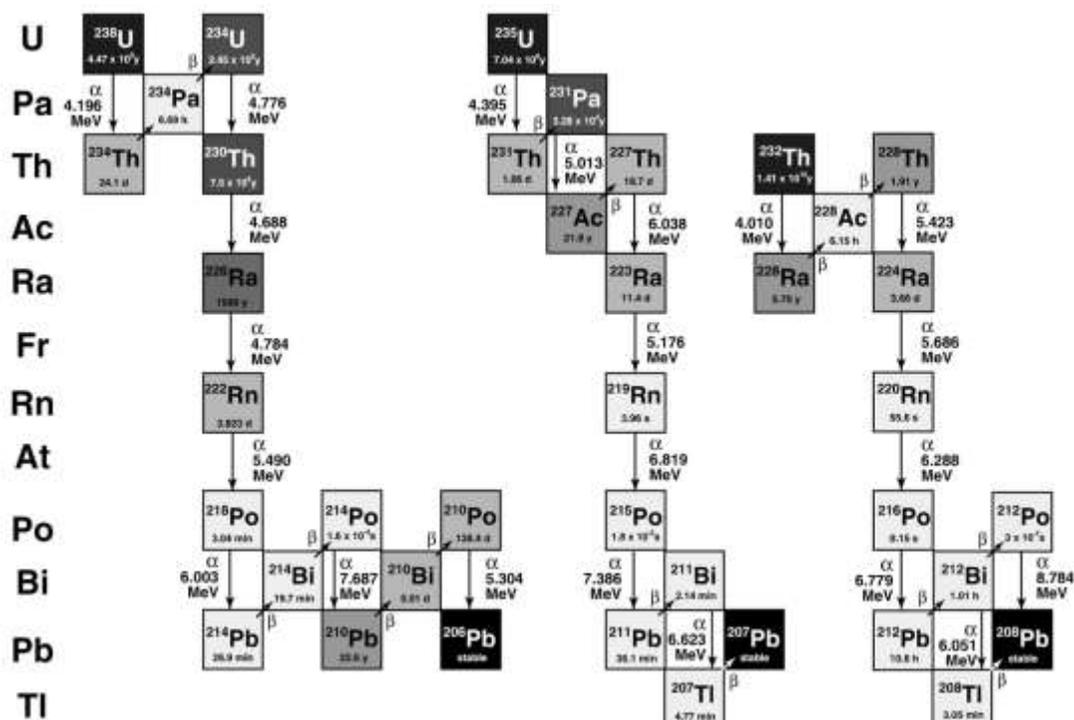


FIGURA 3. 2 SERIES DE DECAIMIENTO DE URANIO (BOURDON ET AL. 2003).

Los isótopos de  $^{238}\text{U}$ ,  $^{235}\text{U}$  y  $^{232}\text{Th}$  decaen a  $^{206}\text{Pb}$ ,  $^{207}\text{Pb}$  y  $^{208}\text{Pb}$  respectivamente. El  $^{234}\text{U}$  forma parte de la cadena de desintegración del  $^{238}\text{U}$  (Tabla 3.1).

Isótopo Radioactivo (Padre)	Isótopo Radiogénico (Hijo)	Vida Media (Billones de Años)	Constante de decaimiento $\lambda$
$^{238}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}$	4.47	$1.55125 \times 10^{-10}$
$^{235}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}$	0.704	$9.8485 \times 10^{-10}$
$^{232}\text{Th}$	$^{208}\text{Pb}$	14.01	$4.9475 \times 10^{-11}$

TABLA 3. 1 PRINCIPALES ISÓTOPOS DE URANIO Y TORIO (JAFFEY ET AL., 1971)

### 3.1.1 Método de fechamiento U-Pb en zircones

Los zircones presentan una concentración alta de isótopos radioactivos de U y Th con respecto a los isótopos radiogénicos del Pb, pues éstos últimos son escasos al momento de la formación del cristal. Por lo tanto, las relaciones entre isótopos padres e hijos son altas, aumentando su sensibilidad como geocronómetro. Por esta razón, el zircón es frecuentemente usado para fechamientos por métodos isotópicos U, Th-Pb (Doe, 1970).

La acumulación de isótopos radiogénicos de Pb por decaimiento de sus respectivos padres está gobernada por ecuaciones derivables (1, 2, 3) que se encuentran en términos de relaciones isotópicas con el  $^{204}\text{Pb}$  debido a que es el único isótopo estable no radiogénico del Pb (Faure y Mensing 2005):

$$\left(\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}\right)_p = \left(\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}\right)_i + \frac{^{238}\text{U}}{^{204}\text{Pb}}(e^{\lambda_1 t} - 1) \quad (1)$$

$$\left(\frac{^{207}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}\right)_p = \left(\frac{^{207}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}\right)_i + \frac{^{235}\text{U}}{^{204}\text{Pb}}(e^{\lambda_2 t} - 1) \quad (2)$$

$$\left(\frac{^{208}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}\right)_p = \left(\frac{^{208}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}\right)_i + \frac{^{232}\text{Th}}{^{204}\text{Pb}}(e^{\lambda_3 t} - 1) \quad (3)$$

En donde:

$p$  = abundancia isotópica al momento del análisis

$i$  = abundancia isotópica inicial de Pb

$^{238}\text{U}$ ,  $^{235}\text{U}$  y  $^{232}\text{Th}$  = abundancia isotópica de U y Th al momento del análisis

$\lambda$  = constante de decaimiento

$t$  = tiempo

Considerando que al tiempo de formación de los zircones no hay suficientes isótopos radiogénicos de plomo, las ecuaciones anteriores se pueden simplificar de la siguiente manera (Dickin, 2005):

$$\frac{^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} - (^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i}{^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}} = \frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}} = e^{\lambda_1 t} - 1 \quad (4)$$

$$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{238}\text{U}} = e^{\lambda_2 t} - 1 \quad (5)$$

Si el zircón no ha sido alterado y ha mantenido al sistema U-Pb cerrado, entonces al valorar las relaciones isotópicas  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  y  $^{207}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  en las ecuaciones 4 y 5, obtendremos valores de  $t$  concordantes que al graficarse resultarán en una curva denominada “*concordia*” (Wetherill,

1956) (Figura 3.3). Sin embargo, cuando el zircón sufrió algún fenómeno térmico (metamorfismo o recalentamiento posterior) presentará pérdida de Pb ocasionando que las relaciones  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  y  $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$  formen una curva denominada “discordia” (Holmes, 1954)(Figura 3.3).

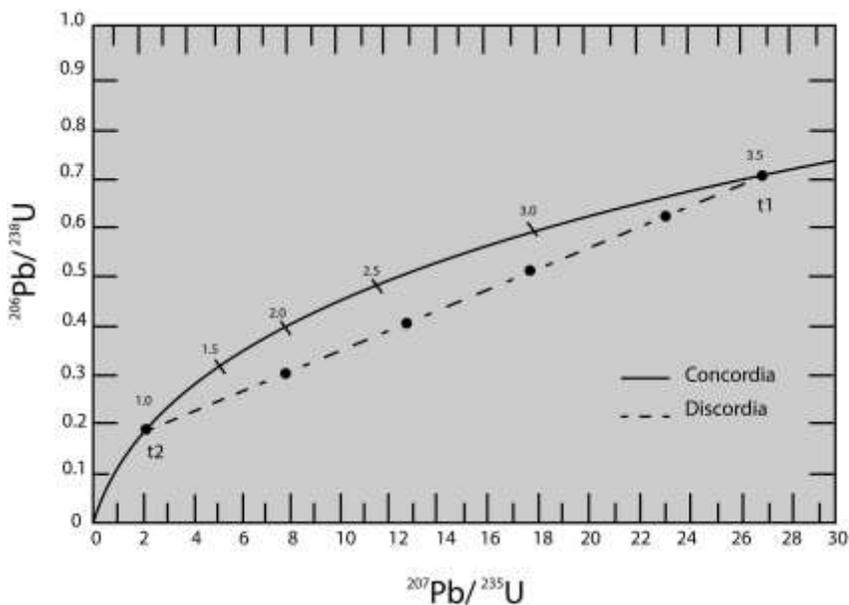


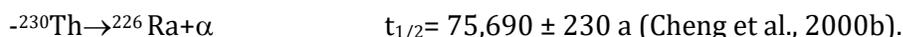
FIGURA 3. 3 DIAGRAMA DE CONCORDIA DE WETHERILL PARA LA INTERPRETACIÓN DE EDADES EN MINERALES RICOS EN Pb. TOMADA DE FAURE Y MENSING, 2005.

Wetherill (1965), interpretó la relación que existía entre la curva de discordia y concordia estableciendo que la intersección superior entre ambas corresponde a la edad de formación de los minerales ( $t_1$ ) mientras que la intersección inferior representa el tiempo de un evento térmico que ocasionó pérdida de plomo ( $t_2$ ) (Figura 3.3) (Dickin, 2005).

### 3.1.2 Serie de desequilibrio U-Th

La datación de materiales volcánicos por series de U a partir de la cadena de decaimiento del  $^{238}\text{U}$  es usada con fines geocronológicos (Allegre, 1968; Allegre y Condomines, 1976). La cantidad de material contemporáneo disponible para el análisis por espectrometría alfa es mayor por lo tanto los resultados obtenidos son mucho más confiables y geocronológicamente más significativos.

De manera sintética, el decaimiento radioactivo para el sistema  $^{238}\text{U}$ - $^{234}\text{U}$ - $^{230}\text{Th}$  puede escribirse como:



La concentración de los isótopos usados para dataciones por el método de la serie de desequilibrio del U, se expresa en términos de la velocidad de decaimiento por unidad de peso o bien, actividad [A].

La actividad total del  $^{230}\text{Th}$  en rocas volcánicas jóvenes consiste de dos componentes, la primera ( $A_s$ ) corresponde con el  $^{230}\text{Th}$  formado radiogénicamente (*in situ*) mientras que la segunda ( $A_x$ ) corresponde con el  $^{230}\text{Th}$  del material detrítico incorporado durante la cristalización de las fases minerales que capturan el U:

$$[^{230}\text{Th}] = [^{230}\text{Th}]_{A_x} + [^{230}\text{Th}]_{A_s} \quad (1)$$

En términos de decaimiento radioactivo la ecuación 1 puede expresarse como:

$$\left(\frac{^{230}\text{Th}}{^{232}\text{Th}}\right) = \left(\frac{^{230}\text{Th}}{^{232}\text{Th}}\right) e^{-\lambda_{230}t} + \left(\frac{^{238}\text{U}}{^{232}\text{Th}}\right) (1 - e^{-\lambda_{230}t}) \quad (2)$$

En la ecuación (2) ambas partes se dividen entre  $^{232}\text{Th}$  debido a que este isótopo se utiliza como indicador de la presencia de contribución de  $^{230}\text{Th}$  alóctono.

El  $^{232}\text{Th}$  es el único isótopo no radiogénico del Th, posee una baja solubilidad y alta afinidad al material particulado por lo que se asocia con la presencia de fases minerales no solubles. Por lo tanto, una alta concentración de  $^{232}\text{Th}$  en la fase mineral a datar indica que las condiciones geoquímicas para la movilización del Th estuvieron presentes en el momento de formación del mineral a datar y es altamente factible que una fracción del  $^{230}\text{Th}$  presente en la fase mineral no se haya formado in-situ.

Si la relación  $^{238}\text{U}/^{232}\text{Th}$  en la muestra es relativamente alta, es posible hacer correcciones matemáticas (Bischoff y Fitzpatrick, 1991; Luo y Ku, 1991) basadas en el hecho de que la fase analizada es el resultado de una mezcla entre un componente autigénico y otro alóctono. En general se calcula la relación  $^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$  de la fracción detrítica y su grado de contribución a la composición de la muestra analizada, con el fin de poder sustraer la aportación de  $^{230}\text{Th}$  detrítico al  $^{230}\text{Th}$  total.

La gráfica de la ecuación 2 corresponde a una recta en un sistema coordinado  $(^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th})$ - $(^{238}\text{U}/^{232}\text{Th})$  cuando  $t$  es constante (Allégre, 1968). La pendiente forma una isócrona correspondiente a una serie de minerales (o rocas) cogenéticas. Cuando los minerales cristalizan ( $t=0$ ) el valor de la pendiente es 0, subsecuentemente la isócrona rota en un punto fijo hasta que  $^{230}\text{Th}$  y  $^{238}\text{U}$  alcanzan el equilibrio secular. La isócrona con una pendiente igual a 1 es llamada equilinea (3) (Figura):

$$\left(\frac{^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}}{^{238}\text{U}/^{232}\text{Th}}\right) = \left(\frac{^{230}\text{Th}}{^{238}\text{U}}\right)_A = 1$$

Como se observa en la Figura 3.4 la pendiente de la isócrona incrementa por encima de  $10^3$  años después de la cristalización de los minerales y hasta antes de los  $10^6$  años, definiendo así el rango de tiempo del geotermómetro.

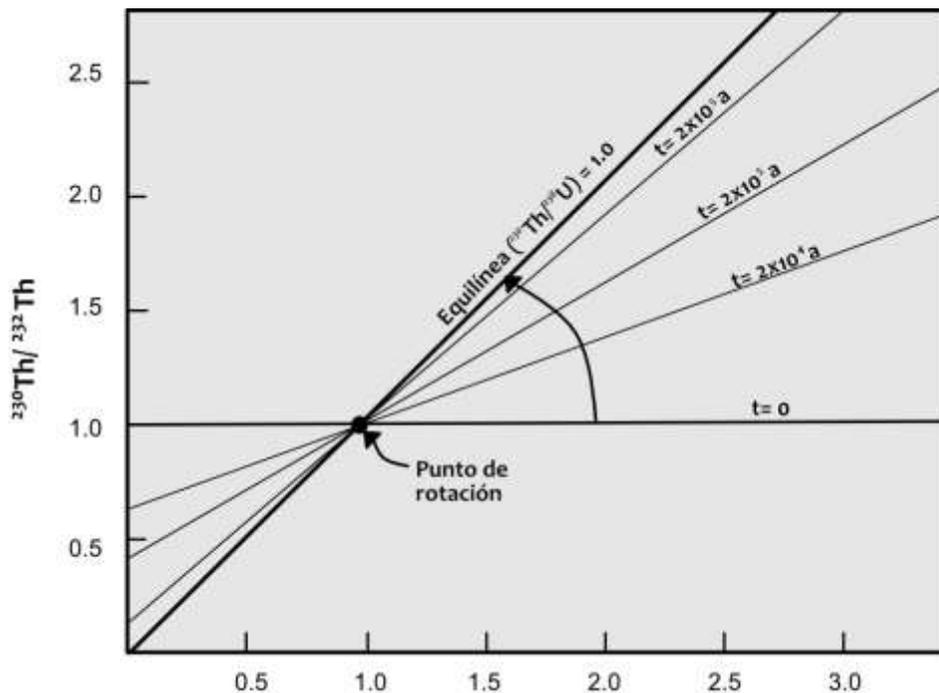


FIGURA 3. 4 DIAGRAMA DE ISOCRONA  $^{230}\text{Th}/^{238}\text{U}$  BASADO EN LA ECUACIÓN 2. SI LAS ROCAS O MINERALES COGENÉTICOS TIENEN LA MISMA RELACIÓN  $^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$  Y DIFERENTES VALORES DE  $^{238}\text{U}/^{232}\text{Th}$  SE FORMARÁ UNA ISOCRONA CON UN VALOR DE PENDIENTE  $m=0$ . CONFORME PASA EL TIEMPO, LA RELACIÓN  $^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$  DECRECE POR EL DECAIMIENTO DE  $^{230}\text{Th}$  MIENTRAS QUE LA RELACIÓN  $^{238}\text{U}/^{232}\text{Th}$  ES CASI CONSTANTE. CONSECUENTEMENTE, LA PENDIENTE DE LA ISOCRONA INCREMENTA DESDE CERO HASTA LLEGAR A UNO, CUANDO SE ALCANZA EL EQUILIBRIO SECULAR ENTRE EL ISÓTOPO  $^{238}\text{U}$  Y  $^{230}\text{Th}$  (FAURE Y MENSING, 2005).

## 3.2 Metodología

### 3.2.1 Análisis U/Pb y U/Th LA-ICP-MS en zircons

#### 3.2.1.1 Separación de zircons para fechamiento

El proceso de molienda, pulverizado y tamizado, fue realizado en el Taller de Molienda y Pulverizado del Centro de Geociencias. Primeramente, para cada muestra de roca, se utilizó una prensa hidráulica que permitió obtener fragmentos de tamaño grava que fueron tamizados mediante una serie de mallas (32, 60, 80, 100). Posteriormente, se seleccionaron los fragmentos con granos menores a la malla 80 pero mayores a la 100.

#### 3.2.1.2 Concentración de minerales por batea

Desde la más remota antigüedad, la batea es una herramienta utilizada para la separación de minerales ligeros de pesados. Consiste simplemente en una pieza de plástico o metal con forma de plato cónico.

El proceso de lavado y concentrado consistió en llenar la batea con agua corriente y con los sedimentos obtenidos del tamizado, posteriormente, la suspensión se hizo girar con movimientos oscilatorios (Figura 3.5); como los minerales más pesados (zircons) resisten al movimiento y quedan concentrados en el fondo de la batea mientras que los más ligeros flotan, éstos últimos fueron retirados por el borde de la batea y los acumulados en el fondo, vertidos en una caja de Petri.

Se utilizó una batea de plástico y de tipo “pan californiano” que posee una serie de escalones diseñados para impedir la pérdida de los minerales pesados durante el lavado (Toscano et al. 2012).

##### 3.2.1.2.1 Preparación de la probeta

El proceso de separación de zircons fue realizado en el Laboratorio de Separación de Minerales del Centro de Geociencias, en donde, bajo una lupa binocular se seleccionaron, de la muestra concentrada en la caja Petri, entre 50 y 60 zircons para ser montados en una superficie con pegamento.



**FIGURA 3. 5 MÉTODO DE CONCENTRACIÓN POR BATEA. SE MUESTRA UN PLATO TIPO "PAN CALIFORNIANO" CON UNA SERIE DE ESCALONES QUE IMPIDEN LA PERDIDA DE MINERALES MÁS DENSOS.**

Utilizando un molde circular se agregó resina epóxica junto con un endurecedor que sirvió para montar fijamente los zircones y obtener una preparación conocida como *probeta* que al secarse fue pulida manualmente mediante abrasivos especiales hasta dejar la probeta traslúcida con el fin de exponer los cristales de zircón en una superficie homogénea. En cada probeta se pegan zircones procedentes de diversas muestras. Con el fin de tener una clave de identificación para cada muestra, se realizó un mapa que mostrara la disposición de los zircones que fueron montados.

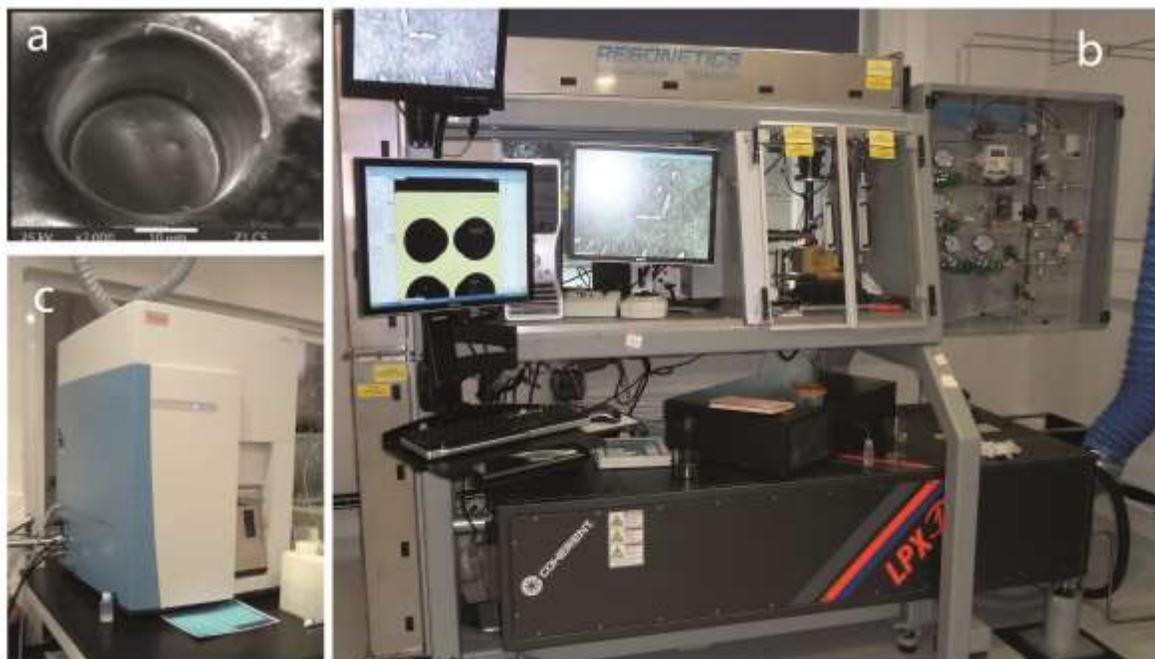
Posteriormente, se tomaron imágenes de catodoluminiscencia (CL) mediante una cámara digital conectada a un microscopio binocular ELM 3R, en el Laboratorio de Fluidos Corticales del CGEO, con el objetivo de observar la estructura zoneada de los zircones, relacionada a variaciones en composición química o bien a cambios asociados con recrecimientos o herencias que provocan diferencias en la luminiscencia del cristal. La importancia de lo anterior radica en que los detalles obtenidos de las imágenes CL deben ser tomados en cuenta al momento de elegir los puntos de ablación por láser y en la interpretación de los resultados analíticos.

### 3.2.1.3 Análisis U-Pb en zircones

Utilizando la técnica LA-ICP-MS (Laser ablation inductively couple mass spectrometry) se realizó el análisis de U-Pb para los cristales de zircones, en el Laboratorio de Estudios Isotópicos del CGEO, UNAM.

La ablación se desarrolló mediante el sistema de ablación láser Resonetics Resolution M-50, un láser excímero de ArF (Figura 3.6 b) que opera con 121 milijoules permitiendo la liberación de un haz de argón de 193 nm de longitud de onda que impactó la estructura del zircón y realizó un cráter (spot) de 10 micras de profundidad por 23 de diámetro (Figura 3.6 a), generando cierta cantidad de gas volatilizado. Este sistema se encuentra conectado a una celda con una atmósfera de He en donde un flujo de Ar y N<sub>2</sub> transportó el gas hasta el equipo de análisis ICP-MS cuádruplo Thermo Xii (Figura 3.6 c). Al llegar al ICP-MS, el gas es ionizado por un plasma a 7000 °C y expuesto a un campo electromagnético que separa los isótopos de interés con base en la masa y mide su cantidad durante 30 segundos.

Con la finalidad de hacer la corrección por fraccionamiento de los isótopos de Pb y de la deriva instrumental, la secuencia de análisis incluyó la medición de una muestra de referencia (vidrio NIST 612) y la medición de un zircón estándar, 91-500 de edad concordante de 1062 Ma, por cada 10 mediciones de zircones desconocidos (Solari, et al. 2009).



**FIGURA 3. 6 EQUIPO DE LA-ICP-MS DEL LABORATORIO DE ESTUDIOS ISOTÓPICOS DEL CENTRO DE GEOCIENCIAS. (A) EJEMPLO DEL CRÁTER DE ABLACIÓN EN CRISTAL DE ZIRCÓN (DUQUE, 2010). (B) SISTEMA DE ABLACIÓN LÁSER RESONETICS RESOLUTION M-50. (C) EQUIPO DE ANÁLISIS ICP-MS CUÁDRUPLO THERMO XII.**

La reducción de datos de cada análisis fue realizado mediante un paquete de software libre *Iolite* que funciona a través del software de análisis de datos *Wavemetrics Igor Pro* permitiendo además, calcular los coeficientes isotópicos  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ ,  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ,  $^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$  (Paton et al. 2010) y sus errores estándares a 2 sigma y realizó las correcciones por fraccionamiento y por deriva instrumental.

Las edades fueron calculadas con el promedio ponderado de las relaciones isotópicas  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  y  $^{207}\text{Pb}/^{236}\text{U}$  usando una hoja de cálculo de Excel y los datos fueron graficados con el programa *Isoplot 3.0* usando los diagramas de concordia de Wetherill (1956) y diagramas de edades media ponderadas calculados a partir del promedio ponderado, utilizando cada uno de los valores obtenidos y sus errores; éste cálculo excluye valores anomalos con base a 2 sigmas de error (Ludwig 2000).

### 3.2.1.4 Análisis U-Th en zircones

Las mediciones se realizaron utilizando un espectrometro de masas con plasma de última generación (Thermo Finnigan Neptune Plus MC-ICP-MS) equipado con un bloque de 9 colectores Faradays, un multiplicador (SEM) central y un filtro de alta sensibilidad (RPQ).

La ablación se desarrolló mediante el mismo sistema de ablación láser Resonetics Resolution M-50, mencionado anteriormente (Figura 3.6 b), que libera el haz de Ar a 193 nm de longitud de onda impactando a los cristales de zircón en este caso produciendo un cráter de 10 micras de profundidad por 44 de diámetro. El sistema está adaptado a una atmósfera de He en donde un flujo de 4.5 ml/min de  $\text{N}_2$  y 1 l/min de Ar transportó el gas hasta el equipo de análisis MC-ICP-MS en donde se separan y se miden los isótopos de interés de acuerdo con su masa.

Con el fin de reducir la afectación del fraccionamiento U/Th por deriva instrumental se midió la relación  $^{230}\text{U}/^{232}\text{Th}$  en la muestra de referencia NIST SRM 610 (Bernal et al., 2005, Potter et al., 2005, Koornneef et al., 2012).

Las edades de zircones contemporáneos fueron calculadas con el software *Isoplot 4.15* (Ludwig, 2012), a partir de isocronas ( $^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$ )- ( $^{238}\text{U}/^{232}\text{Th}$ ) asumiendo el equilibrio secular para ( $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ ). El valor inicial de ( $^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$ ) se obtuvo a partir de la isocrona generada por *Isoplot* y las incertidumbres calculadas mediante la aproximación de Monte Carlo (Ludwig, 2003).

## 3.3 Resultados

### 3.3.1 Resultados U/Pb

Se determinaron tres edades de cristalización, preferentemente analizando los bordes del cristal de zircón con el fin de determinar el último evento de cristalización y tratando de excluir mediciones de edades de herencia. Algunos datos fueron descartados para el cálculo de edades debido a que presentan una mala señal analítica causada posiblemente por fluctuaciones instrumentales o bien, porque la ablación afectó diferentes dominios en los zircones al momento del análisis.

Las muestras sometidas a análisis U-Pb corresponden a (Tabla 3.2). Los resultados obtenidos en cada muestra se incluyen en el Anexo 1 y la ubicación de cada una de las muestras se observa en el Mapa 1 presentado en el siguiente capítulo.

Muestra	Tipo de roca	Edad y error (Ma)	Ubicación		
			Longitud	Latitud (m)	Altitud (m)
Dom 71	Granito	288.9 ± 1.6	-70.6013	-36.7214	1906
Dom 111	Ignimbrita	186.7 ± 1.2	-70.5462	-36.6082	2326
Dom 65	Ignimbrita	12.73 ± 0.42	-70.6370	-36.7027	1638

TABLA 3. 2 MUESTRAS ANALIZADAS POR MÉTODO U-Pb. SE INDICA EL TIPO DE ROCA ANALIZADA, LA EDAD OBTENIDA Y LA UBICACIÓN DE MUESTREO.

#### 3.3.1.1 Granito Varvarco

La muestra Dom-71, recolectada 1 km al sur de la margen del río Atreuco, procede de un granito rico en micas, para el cual se analizaron 28 puntos.

Los cristales seleccionados poseen formas prismáticas y piramidales bien desarrolladas con distintos tamaños, algunos presentan fracturamiento. En algunos cristales se aprecia incipiente zoneamiento lo que permite inferir zonas de enriquecimientos y empobrecimiento de elementos trazas, principalmente U. Incipientemente, se observan una apariencia de núcleos de xenocristales (Figura 3.7 c).

En el diagrama de concordia de Wetherill no se observan edades de zircones discordantes mientras que las concordantes abarcan un amplio rango de edades ocasionando que la reducción de datos no definiera una buena recta de discordia y que interceptara en  $248 \pm 230$  y  $441 \pm 750$  Ma, datos geológicamente sin significado (Figura 3.7 a).

Se obtuvo una edad de  $288.9 \pm 1.6$  Ma mediante el diagrama de edad media ponderada, presentando un 95% de confiabilidad, resultado de la selección de 24 zircons (Figura 3.7 b). Esta última edad se seleccionó como representativa para esta muestra tomando en cuenta que el resultado no es influenciado estadísticamente por la presencia de antecristales o xenocristales como sucede en el diagrama de concordia.

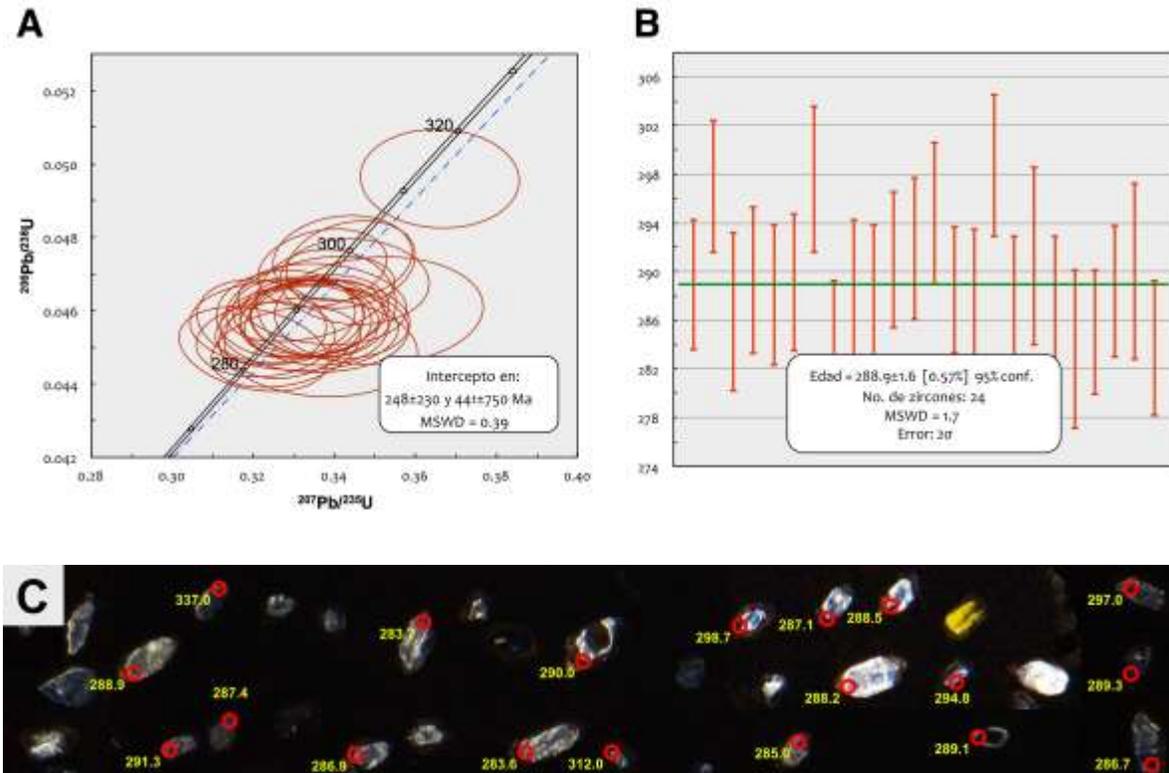


FIGURA 3. 7 RESULTADOS OBTENIDOS PARA DOM-71. (A) GRÁFICO DE CONCORDIA TIPO WETHERILL MOSTRANDO EDADES CONCORDANTES. (B) DIAGRAMA DE EDAD MEDIA PONDERADA. (C) IMAGEN DE CATODOLUMINISCENCIA MOSTRANDO ALGUNO DE LOS PUNTOS ANALIZADOS Y LA EDAD RESULTANTE (NÚMEROS EN AMARILLO).

### 3.3.1.2 Volcanismo Jurásico

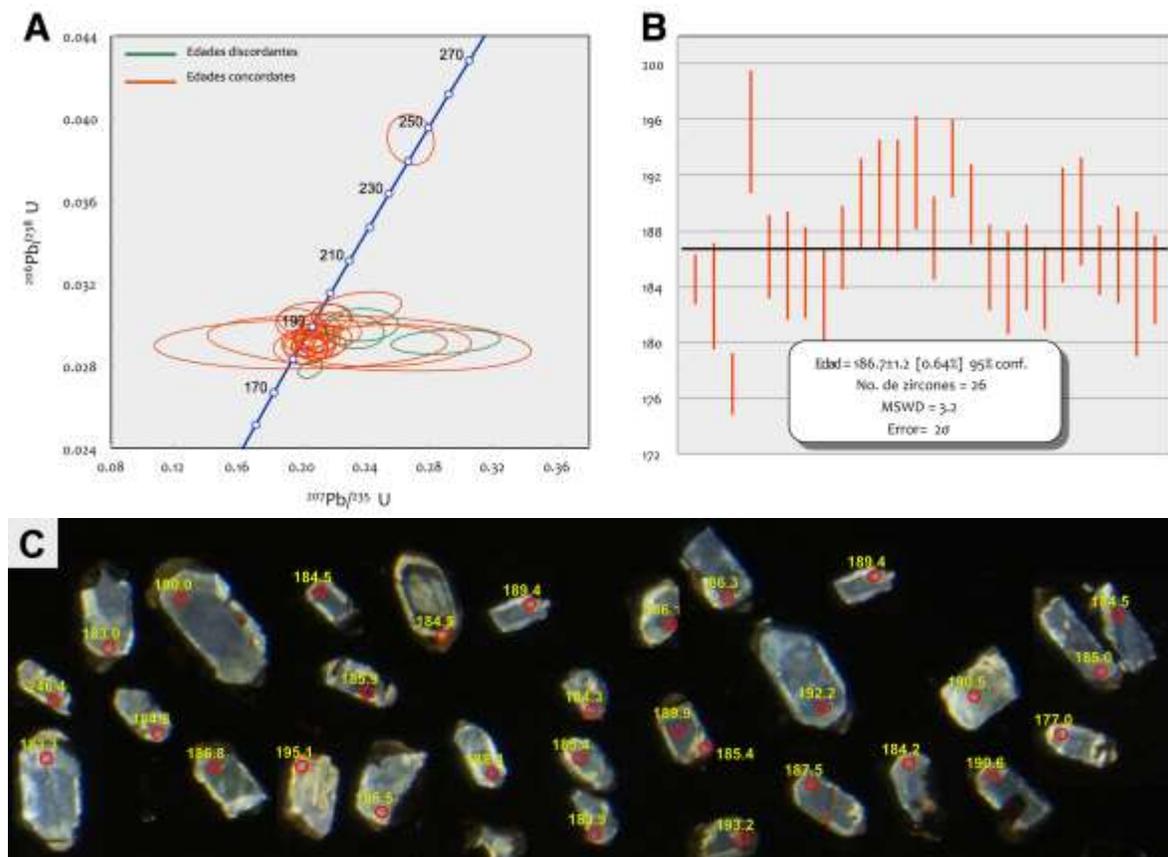
La muestra Dom-111, colectada al noroeste de la manifestación termal en Cerro las Papas, corresponde con una ignimbrita lítica completamente alterada.

Las imágenes de catodoluminiscencia muestran cristales de zircons en su mayoría subhedrales y en menor medida euhedrales con formas prismáticas y fracturadas. En algunos cristales se observa un incipiente zoneamiento indicativo de pequeñas diferencias composicionales durante su crecimiento (Figura 3.8 a).

De esta muestra se analizaron 35 puntos de los cuales 7 fueron descartados por arrojar edades poco coherentes y que podrían afectar los resultados. Los datos restantes fueron graficados en el diagrama de concordia de Wetherill en donde se muestran abundantes datos concordantes y muy pocos que no lo son (Figura 3.8 a).

Una selección de edades coherentes en 26 zircons define una edad media ponderada de  $186.7 \pm 1.2$  Ma con un 95% de confiabilidad (Figura 3.8 b).

Debido a que en el diagrama de concordia, la reducción de datos no permitió constreñir una intercepta coherente, se consideró la edad obtenida por la media ponderada, cuyo valor excluye edades discordantes.



**FIGURA 3.8 RESULTADOS OBTENIDOS PARA DOM-111. (A) GRÁFICO DE CONCORDIA TIPO WETHERILL MOSTRANDO EDADES CONCORDANTES Y UNA EDAD PARA UN XENOCRISTAL. (B) DIAGRAMA DE EDAD MEDIA PONDERADA. (C) IMAGEN DE CATODOLUMINISCENCIA MOSTRANDO ALGUNO DE LOS PUNTOS ANALIZADOS Y LA EDAD RESULTANTE (NÚMEROS EN AMARILLO).**

### 3.3.1.3 Volcanismo Miocénico

La muestra Dom-65 que fue colectada de un depósito piroclástico rico en ceniza y pómez en la barranca del Río Varvarco.

Los zircones seleccionados muestran formas cristalinas euhedrales con características prismáticas bipiramidales siendo alargados, cortos y algunos fragmentados.

La mayoría de los zircones presenta patrones de zoneamiento concéntrico que exhibe diferencias composicionales notables. Una minoría de cristales posee concentraciones de elementos traza que generan una zonación convoluta, resultado de un proceso de recristalización (Figura 3.8 c) (Pidgeon et al., 1998). Se realizaron 28 mediciones, sin embargo se descartaron los datos que presentaban altas diferencias de edad con el resto y sólo 24 fueron graficados en el diagrama de concordia de Wetherill. Muchas de las edades resultantes sobrepasan el 25% de discordancia posiblemente por alguna incertidumbre analítica o bien por algún fenómeno geológico que ocasionara que el sistema U-Pb no se mantuviera cerrado. En conjunto los datos definen una línea de discordia con intercepta en  $12.28 \pm 0.93$  y  $4792 \pm 340$  Ma con MSWD= 2.3 (Figura 3.9 a).

A partir de un grupo de edades coherentes de 9 zircones, el diagrama de edad media ponderada indica una edad de  $12.73 \pm 0.42$  Ma con un 95% de confiabilidad y con MSWD= 3.8 (Figura 3.9

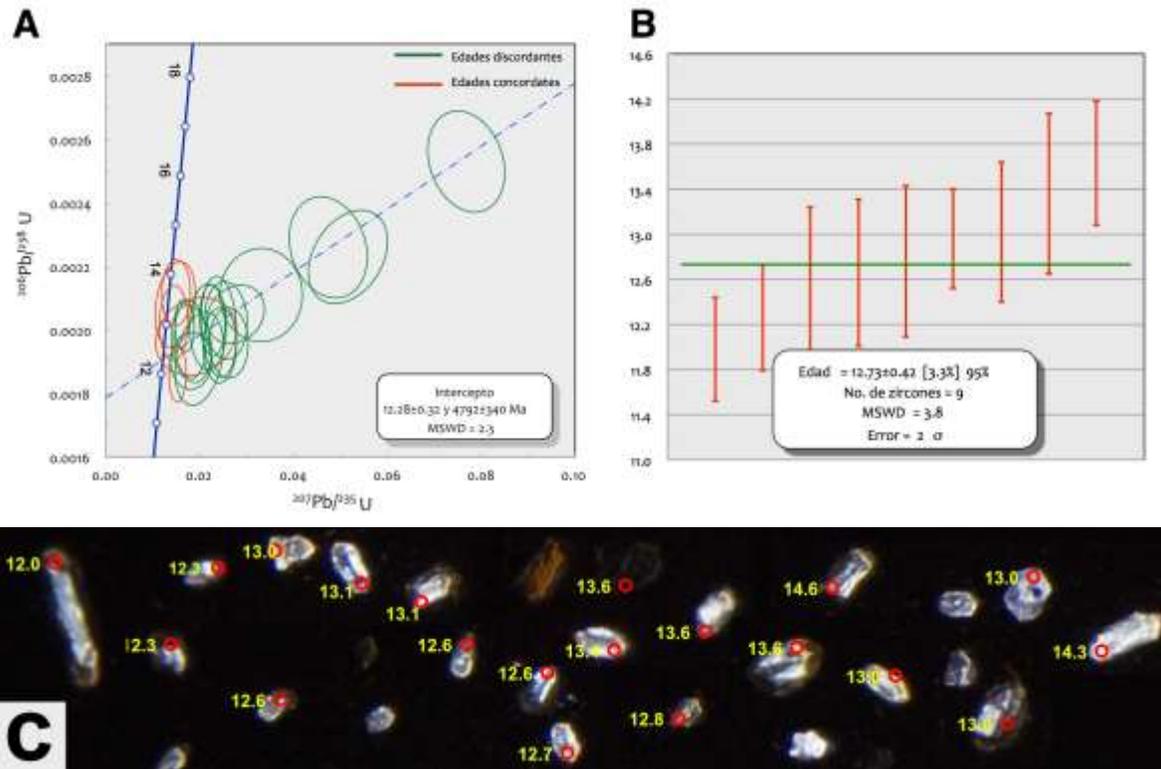


FIGURA 3. 9 RESULTADOS OBTENIDOS PARA LA MUESTRA DOM-65. (A) GRÁFICO DE CONCORDIA TIPO WETHERILL MOSTRANDO UNA GRAN CANTIDAD DE ZIRCONES DISCORDANTES. (B) DIAGRAMA DE EDAD MEDIA PONDERADA. (C) IMAGEN DE CATODOLUMINISCENCIA MOSTRANDO ALGUNO DE LOS PUNTOS ANALIZADOS Y LA EDAD RESULTANTE.

b). Tanto la edad de concordia como la edad media ponderada son semejantes dentro del error, sin embargo, tomando en cuenta que esta última edad comprende los valores más concordantes (<25% de concordancia), se decidió tomarse como representativa de esta unidad.

### 3.3.1 Resultados U/Th

Tres lavas de composiciones dacíticas-riolíticas se fecharon por el método de U-Th. En la Tabla 3.3 se enlistan las muestras analizadas, así como su ubicación y la edad obtenida. Los detalles de los experimentos se muestran en el Anexo 2. La localización de cada muestra se aprecia en el Mapa 1, Capítulo 4.

Muestra	Tipo de roca	Edad y error (ka)	Ubicación		
			Longitud	Latitud (m)	Altitud (m)
<b>Dom 87</b>	Dacita-riolita	254 ±30	-70.529223	-36.701427	2523
<b>Dom 88</b>	Dacita-riolita	322 ±30	-70.539652	-36.667661	2084
<b>Dom 108a</b>	Dacita-riolita	354 ±78	-70.448572	-36.659527	1963

TABLA 3. 3 MUESTRAS ANALIZADAS POR MÉTODO U-TH. SE INDICA EL TIPO DE ROCA ANALIZADA, LA EDAD OBTENIDA Y LA UBICACIÓN DEL MUESTREO.

#### 3.3.1.1 Cerro Covunco

La muestra Dom-87 fue colectada sobre la ladera del Cerro Covunco y corresponde a una lava rica en cuarzo y feldespato que presenta un alto grado de devitrificación.

Las imágenes de catodoluminiscencia muestran cristales de zircones subhedrales, euhedrales y algunos de ellos fragmentados. En algunos cristales se observa un incipiente zoneamiento con bordes de baja catodoluminiscencia, reflejando mayor concentración de U (Figura 3. 10a).

De esta muestra se analizaron 27 puntos que dieron como resultado una edad de isocrona  $^{230}\text{Th}/\text{U} = 254_{-30}^{+35}$  ka con un valor relativamente bajo de MSWD= 1.07 (Figura 3.10b). Las elipses, que representan cada zircon analizado, se sitúan sobre la misma pendiente de la isocrona significando edades de cristalización cogenéticas asociadas a un mismo evento eruptivo.

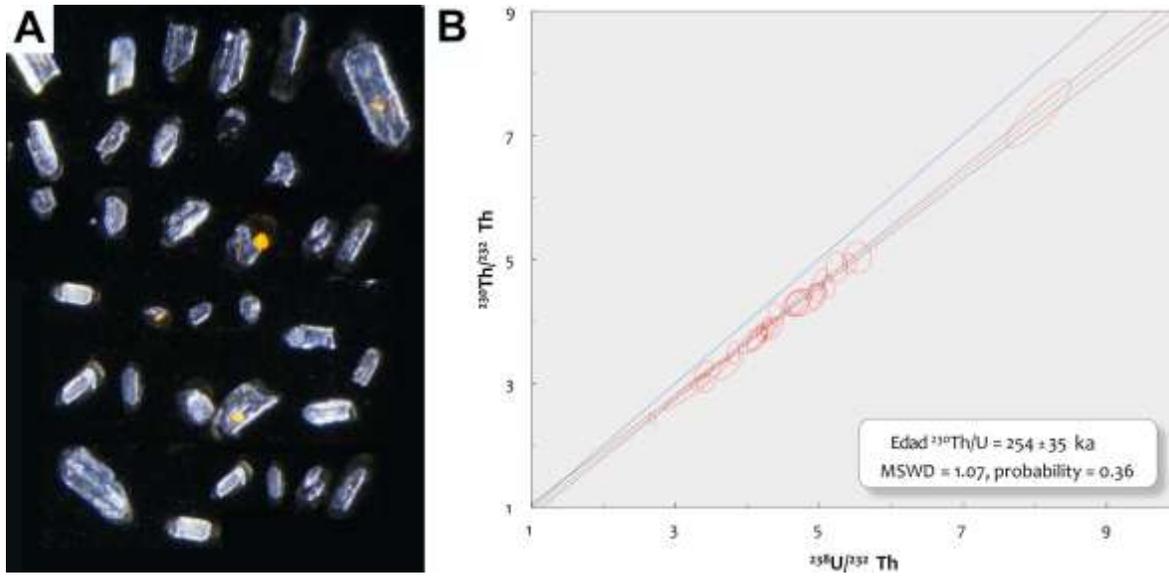


FIGURA 3. 10 RESULTADOS OBTENIDOS PARA LA MUESTRA DOM-87 DEL CERRO COVUNCO. (A) CATODOLUMINISCENCIA DE LOS ZIRCONES EN DONDE SE OBSERVAN FORMAS BIPIRAMIDALES PRISMÁTICAS, TÍPICAS DE ZIRCONES VOLCÁNICOS. B) ISOCRONA  $^{230}\text{Th}/\text{U}$ .

### 3.3.1.2 Cerro Domo

La muestra Dom-88 fue colectada sobre una colada de lava proveniente del Cerro Domo, corresponde a una lava riolítica porfídica rica en cuarzo y feldespato.

Las imágenes de catodoluminiscencia muestran cristales de zircones subhedrales, euhedrales y algunos de ellos fragmentados. En algunos cristales se observa un incipiente zoneamiento con bordes de baja catodoluminiscencia, reflejando mayor concentración de U (Figura 3. 11 a).

De esta muestra se analizaron 23 puntos que dieron como resultado una edad de isocrona  $^{230}\text{Th}/\text{U} = 322^{+35}_{-30}$  ka con un valor relativamente bajo de MSWD= 0.71. De acuerdo al diagrama de isocrona obtenido (Figura 3.11 b) los zircones son cogenéticos asociados a un mismo evento eruptivo, además la pendiente es estadísticamente similar a la equilínea (recta en azul) lo que indica que se encontraron muy cerca del equilibrio secular y por tanto del límite del método.

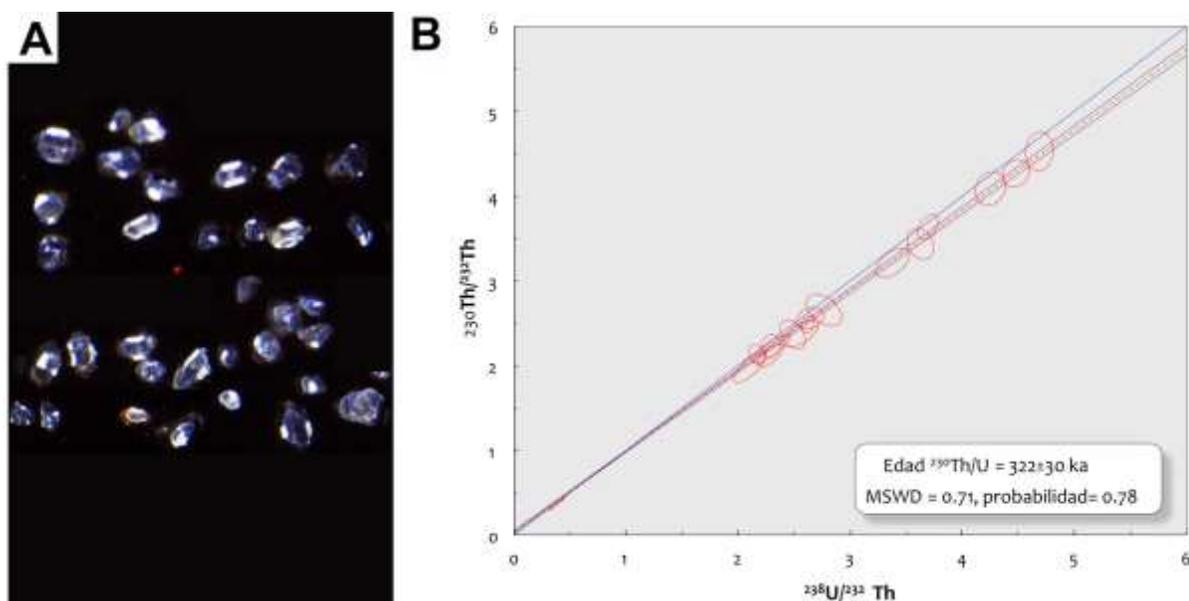


FIGURA 3. 11 RESULTADOS OBTENIDOS PARA LA MUESTRA DOM-88 DEL CERRO DOMO. (A) CATODOLUMINISCENCIA DE LOS ZIRCONES EN DONDE SE OBSERVAN FORMAS BIPIRAMIDALES PRISMÁTICAS, TÍPICAS DE ZIRCONES VOLCÁNICOS Y SEMEJANTES A LOS DE LA MUESTRA DEL CERRO COVUNCO. B) ISOCRONA  $^{230}\text{Th}/\text{U}$ .

### 3.3.1.3 Cerro Domuyo

La muestra Dom-108 fue colectada de una colada de lava del Cerro Domuyo, corresponde a una lava riolítica rica en cuarzo y feldespato.

Las imágenes de catodoluminiscencia muestran cristales de zircones con geometrías euhedrales y algunos de ellos fragmentados. En la mayoría de los zircones la mayor concentración de U se encuentra hacia el centro de estos, esto es reflejado en la baja catodoluminiscencia de los cristales.

De esta muestra se analizaron 32 puntos que dieron como resultado una edad de isocrona  $^{230}\text{Th}/\text{U} = 354^{+78}_{-43}$  ka con un valor de MSWD = 1.14.

La isocrona definió una edad que sobrepasa el límite del método U-Th por lo que sólo puede considerarse como una edad mínima que indica que todos los zircones analizados cristalizaron en un mismo evento eruptivo más antiguo que 350 ka.

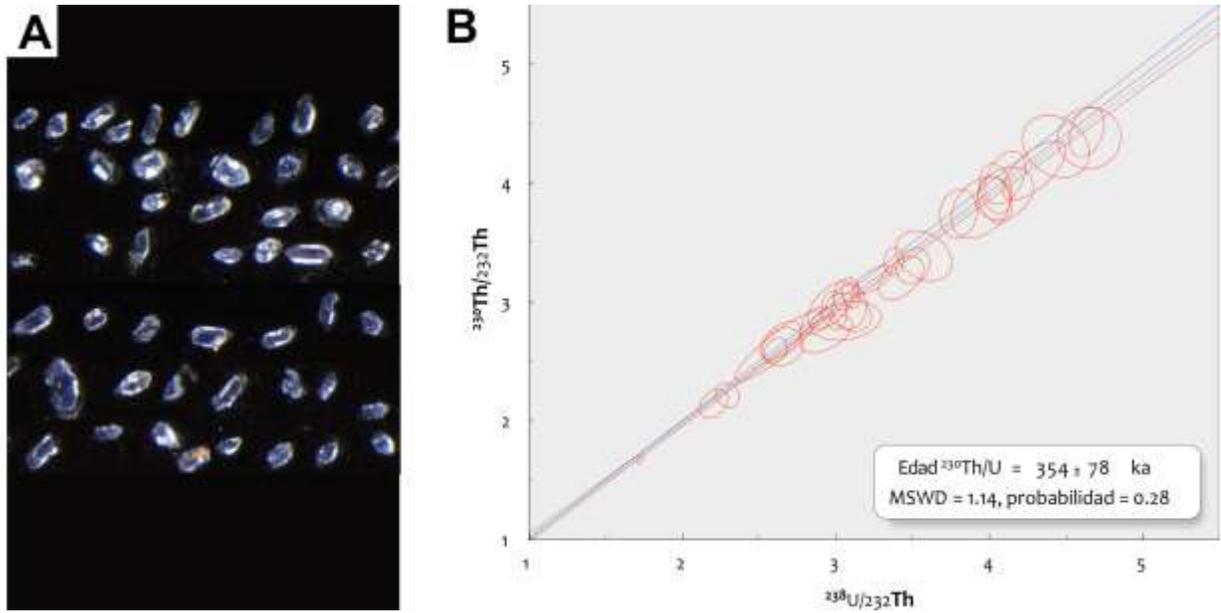


FIGURA 3. 12 RESULTADOS OBTENIDOS PARA LA MUESTRA DOM-108 DEL CERRO DOMUYO. (A) CATODOLUMINISCENCIA DE LOS ZIRCONES EN DONDE SE OBSERVAN FORMAS BIPIRAMIDALES PRISMÁTICAS, TÍPICAS DE ZIRCONES VOLCÁNICOS. B) ISOCRONA  $^{230}\text{Th}/\text{U}$ .

## **4.- ESTRATIGRAFÍA Y CARTOGRAFÍA GEOLÓGICA**

Un punto importante del presente estudio fue la elaboración de un mapa geológico a escala 1: 100 000 de la región comprendida entre el Cerro Domuyo y la Sierra de las Flores (Mapa 1). Dentro de esta misma cartografía el sector central (indicado en el Mapa 1 como concesión geotérmica) fue cartografiado a una escala 1: 50,000 con base en el reconocimiento en campo de las unidades litoestratigráficas, las relaciones geométricas y los rasgos de deformación que las caracterizaron. Para efectos de mapeo se utilizó una base topográfica generada a partir de datos raster de elevación SRTM con 30 m de resolución además de el uso de la aplicación digital Clino Field Move que utiliza la base de datos satelital de OpenStreetMap. En áreas en donde existía información litológica reportada se corroboró y/o reinterpreto de acuerdo a nuestras observaciones.

La ampliación a una escala regional (1:100 000) se logró mediante la integración de la cartografía en campo, los datos disponibles en literatura, el análisis y la interpretación de imágenes satelitales mediante Google Earth Pro, el procesamiento de imágenes multispectrales ASTER (VNIR-SWIR) de media resolución (15-30 metros). Y la integración de los datos geocronológicos obtenidos en el presente trabajo.

Como se presenta en los siguientes apartados, en la región de estudio no hay evidencia de que las estructuras de fallamiento afecten a las unidades más jóvenes, sin embargo, mediante la interpretación y análisis de toda la información disponible y aquella obtenida en este estudio se realizó una relación coherente para determinar las posibles estructuras geológicas que controlan la relación espacial entre las unidades de la región. La recolección de datos estructurales a la mesoescala junto con nuestra interpretación permitió el levantamiento de secciones geológicas a los largo de transectos estratégicos, orientados perpendicularmente para exhibir la geometría de las estructuras propuestas. Los espesores de las unidades se definieron con base a los estimados directamente en campo.

En esta sección se describen las unidades estratigráficas identificadas en la región en estudio en orden estratigráfico, desde la más antigua hasta la más reciente. Se describen sus características macro y microscópicas basadas tanto en observaciones de campo como en el análisis petrográfico de lámina delgada, respectivamente, así como en la información reportada previamente en la literatura. En el Anexo 3 se presenta el estudio petrográfico detallado de cada unidad.

## 4.1 Grupo Choiyoi

Las rocas más antiguas en la región del Domuyo están representadas por una secuencia volcano-sedimentaria que forma parte del basamento de la cuenca Neuquina. Estas rocas han sido agrupadas en el llamado Grupo Choiyoi (Groeber, 1946) y afloran principalmente en la zona sur de la región de estudio donde son cortadas por el arroyo Atreuco. El arroyo, con dirección casi E-O, expone la parte terminal de la Cordillera del Viento, un conjunto de anticlinales de dirección N-S que involucra rocas carboníferas a triásicas superiores (Groeber, 1947; Zappettini et al., 1987, 2012; Llambías et al., 2007) formada por conglomerados, areniscas y flujos de lava andesíticos interdigitados con ignimbritas y riolitas (Leanza et al., 2005; Llambías et al., 2007).



**FIGURA 4. 1 UNIDADES SEDIMENTARIAS DEL GRUPO CHOIYOI EN EL ÁREA DE DOMUYO. A) UNIDAD ARENISCA SOBRE LA MARGEN DEL ARROYO MANCHANA-COVUNCO, SE OBSERVA INCLINACIÓN DE LAS CAPAS DE ESTRATIFICACIÓN CON BUZAMIENTO HACIA EL ESTE. B, C) ZONA DE FRACTURAMIENTO HIDRAÚLICO Y DEPOSITACIÓN DE CARBONATOS (C) Y SÍLICE AMORFO (B), ESTAS VETILLAS DE ALTERACIÓN SIGUEN LA MISMA DIRECCIÓN DE BUZAMIENTO QUE LA UNIDAD ARENISCA. D) CONGLOMERADO POLIMÍCTICO INTERDIGITADOS CON LA ARENISCA.**

En la región de estudio los afloramientos del Gpo. Choyoi están representados por una secuencia sedimentaria continental de areniscas de grano muy fino, pervasivamente alteradas, con aspecto silicificado y color verdoso, probable indicativo de zonas de cloritización. La muestra Dom-72 es representativa de esta unidad y de acuerdo al análisis petrográfico realizado se infiere que la zona de afloramiento debió de haber sido una zona de ascenso de fluidos hidrotermales que alteraron y reemplazaron a los minerales originales de la roca por minerales arcillosos (sericita).

Esta unidad también aflora a lo largo del Arroyo Manchana-Covunco, en la zona de la manifestación termal El Humazo. En este sitio la roca aflorante (muestra Dom-102) es también una arenisca con características similar a los afloramientos correspondientes al sur de la región (Dom-72) pero con estratos inclinados y buzamiento al Este. Petrográficamente, se observa un mayor grado de alteración de granos de feldespatos a sericita.

Se pueden apreciar zonas en donde fluido hidrotermal circuló con mayor concentración pudiéndose distinguir bandas de granos con menor grado de alteración de caminos completamente sericitizados o bien canales de cristales más finos y mayormente alterados contrastando con granos de mayor tamaño y menor alteración (Fig. 4.2)

A nivel afloramiento se observan zonas de ascenso de fluidos termales evidenciadas por vetillas formadas de la precipitación de carbonatos y sílice amorfo que siguen la misma dirección de buzamiento que los estratos. Además se observa una zona de interdigitación con conglomerados polimícticos de fragmentos líticos granosoportados que consisten principalmente de clastos de areniscas, cuarzo de origen hidrotermal y lavas silíceas (Fig. 4.2 a, b, c).

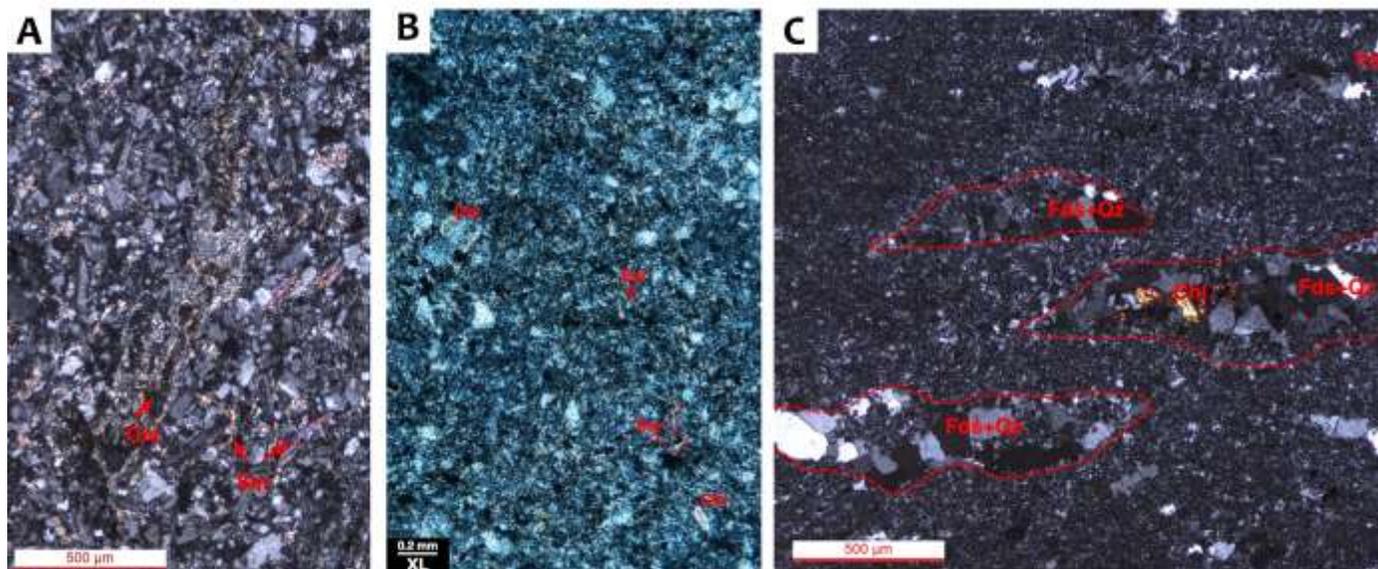
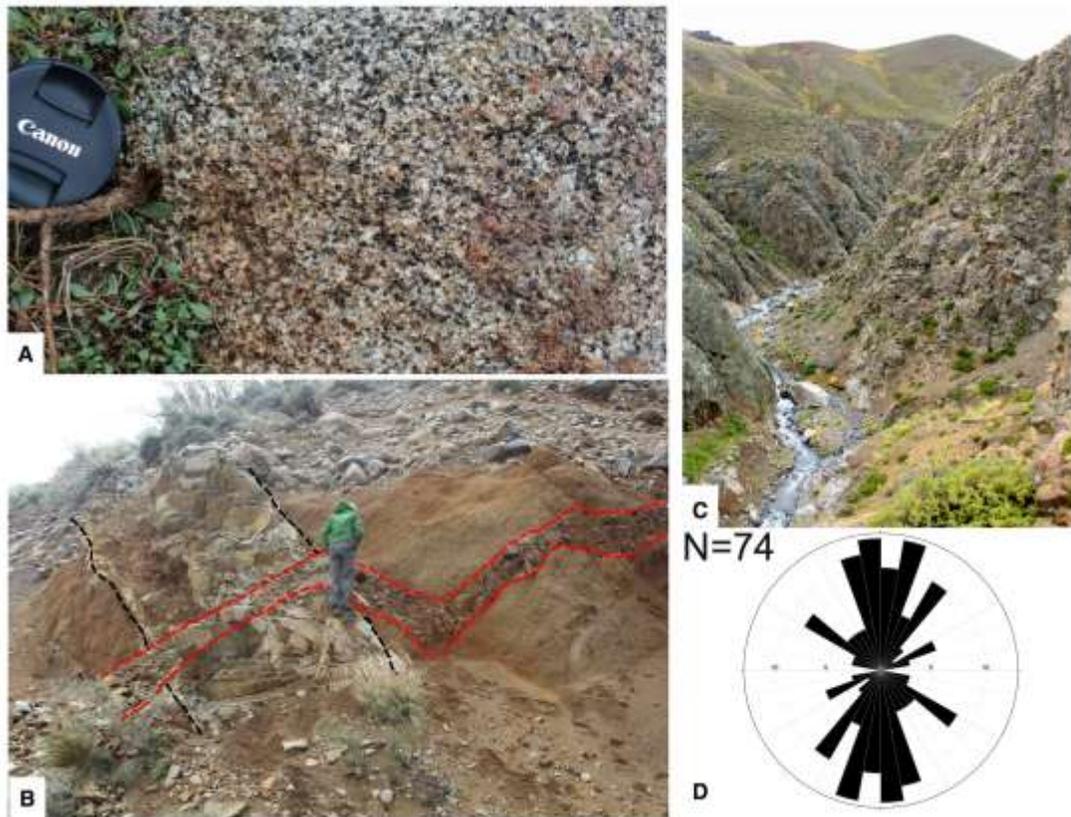


FIGURA 4. 2 FOTOMICROGRAFÍAS DE ROCAS DEL GRUPO CHOYOI. A) ARENISCA COLECTADA EN EL SECTOR NORTE DE LA CORDILLERA DEL VIENTO (DOM-72, MAPA 1) ALTERADA A SERICITA. B) ARENISCA CHOYOI AFLORANTE EN EL LA ZONA DE EL HUMAZO (DOM-102, MAPA 1). C) IGNIIBRITA CON FIAMMES REECRISTALIZADOS RESULTADO DE LA ALTA DEVITRIFICACIÓN. CHL: CLORITA, SER: SERICITA, FDS: FELDESPATO-K, QZ: CUARZO. XL: NICOLES CRUZADOS.



**FIGURA 4.3 GRANITO VARVARCO. A) TEXTURA GENERAL DEL GRANITO VARVARCO, RICO EN MICAS ALTERADAS, CUARZO Y PLAGIOCLASA. B) GRANITO EN LA MARGEN DEL RÍO COVUNCO, SE ENCUENTRA ALTERADO E INTRUSIONADO POR DOS DIQUES DISTINTOS CON DIFERENTE GRADOS DE ALTERACIÓN. C) MISMO CUERPO INTRUSIVO EN EL CAÑÓN DEL RÍO VARVARCO. D) REPRESENTACIÓN DE LOS DATOS ESTRUCTURALES DE 74 PLANOS DE FRACTURAMIENTO MEDIDOS EN LOS INTRUSIVOS AFLORANTES, SE OBSERVA LA TENDENCIA PRINCIPAL EN DIRECCIÓN N-S.**

En cambio, a medio km al sur del río Atreuco (Dom-61), se reconocieron ignimbritas fuertemente soldadas con matriz altamente alterada por feldespatización e incipiente sericitización. La feldespatización va acompañada del intercrecimiento de microcristales de cuarzo con feldespato potásico; lo anterior es resultado de la alta devitrificación de los componentes vítreos (vidrio y ceniza) que en un inicio formaron la matriz del depósito. En general un alto grado de devitrificación afecta a toda el depósito. Esta unidad se considera parte del Grupo Choiyoi, que de acuerdo a la descripción de Llambías et al. (2007) incluye a ignimbritas que se alternan con mantos de basaltos y andesitas dentro del grupo. Sin embargo, debido a que el área de afloramiento es muy restringida no se pudo observar dicha alternancia (Fig. 4.2 c).

Las secuencias del Grupo Choiyoi son intrusionadas por cuerpos graníticos pervasivamente alterados, ricos en micas reemplazadas por clorita. Es característica común que todos los afloramientos de los cuerpos graníticos se encuentran fracturados con una orientación

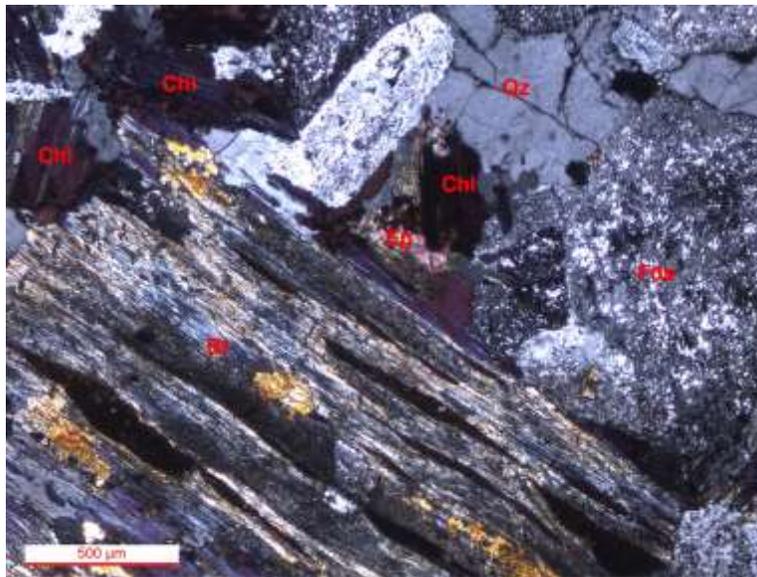


FIGURA 4. 4 GRANITO VARVARCO. SE OBSERVA LA PRESENCIA DE BIOTITA CLORITIZADA, FELDESPATO SERICITIZADO Y REEMPLAZAMIENTO DE EPIDOTA EN PLAGIOCLASA. CHL: CHLORITA, EP: EPIDOTA, FDS: FELDESPATO K, BT: BIOTITA, QZ: CUARZO.

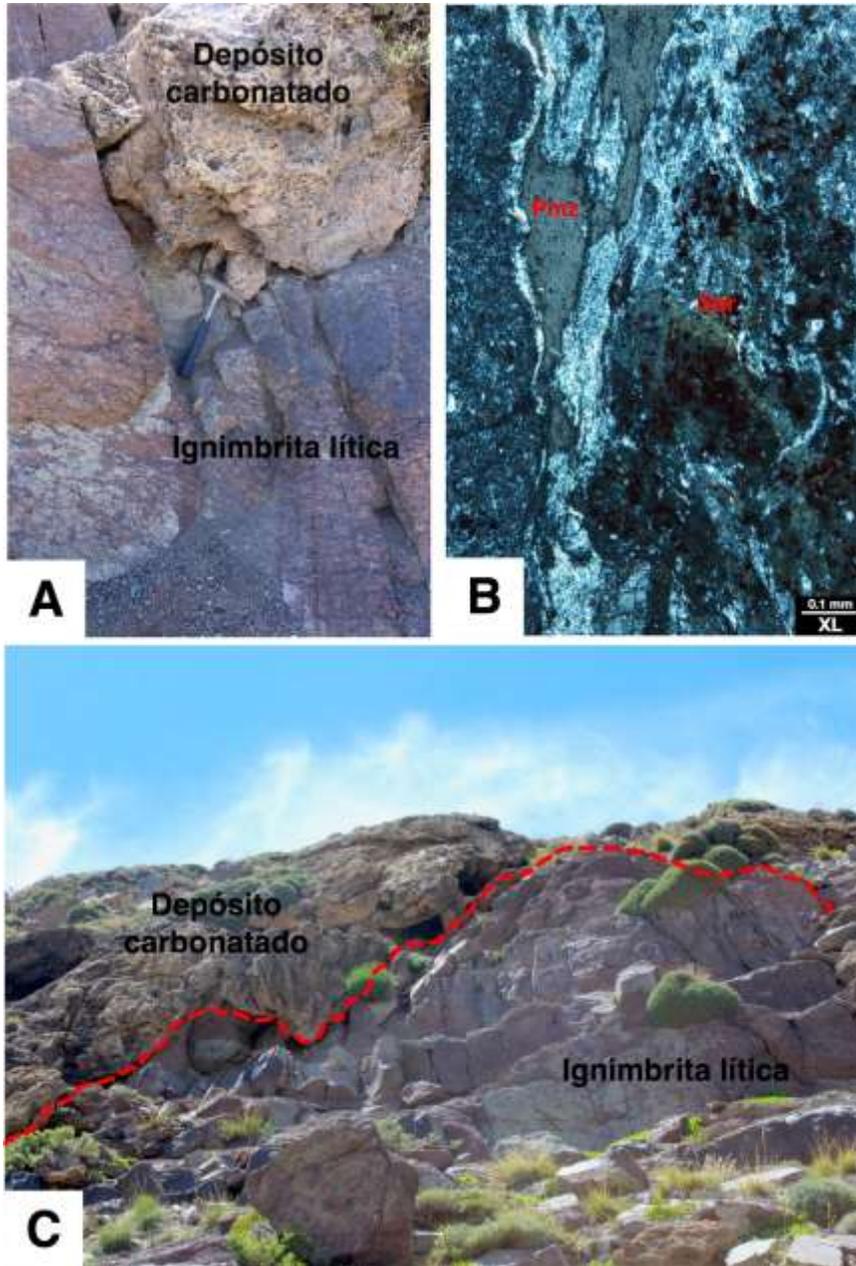
principal N-S a NNE-SSO (Fig. 4.3) que corresponde a la dirección dominante de plegamiento en la Sierra del Viento. Sagripanti et al. (2015) consideran que estos intrusivos forman parte del complejo volcánico Huingánco, correspondiente a una unidad del Gpo. Choyoi, mientras que Pesce (1981) les asigna el nombre de Plutonitas Varvarco (Fig. 4.3). Spagnuolo et al. (2012a) mencionan una edad del Cretácico tardío para el cuerpo plutónico de Varvarco, sin embargo no reportan los detalles del fechamiento ni la referencia. En este trabajo se fechó una muestra de un cuerpo granítico intrusionando a areniscas del grupo Choyoi (DOM-71) al sur del río Atreuco, obteniendo una edad U-Pb en circón de  $288.9 \pm 1.6$  Ma, valor similar, aunque mas preciso, a una de las edades K/Ar reportadas en literatura:  $260 \pm 10$  Ma (Llambías, 1986);  $287 \pm 9$  Ma (Suárez y de La Cruz 1997) y  $259 \pm 18$  Ma (JICA 1992).

Petrográficamente, el granito Varvarco es una roca de textura granofírica con alto contenido en cuarzo y feldespato alterados pervasivamente a sericita. Los componentes micáceos (biotita) son reemplazados por clorita que a su vez comparte bordes con epidota. Por su parte piroxenos y anfíboles son alterados a illita y biotita, respectivamente (Fig. 4.4, Anexo 3).

## 4.2 Volcanismo Jurásico

En el área del Rincón de la Papas aflora un depósito ignimbrítico muy alterado (Dom 111) (Fig. 1.5 a, b) cubierto por un depósito carbonatado (travertino) poco denso, poroso y de estructura oquerosa con zonas rojizas que exhiben mayores concentraciones de óxidos (Fig. 4.5 a,c). De acuerdo a las observaciones petrográficas, el alto grado de alteración de la ignimbrita se refleja

en el reemplazamiento total de la matriz originalmente vítrea por sericita, carbonatos y cuarzo además de la total alteración de fragmentos pumicíticos por filosilicatos (Fig. 4.5b).



La edad obtenida para este depósito (Dom-111) por el método de U-Pb fue de  $186.7 \pm 1.2$  Ma, correspondiente con la sección inferior del Jurásico andino (Pliensbachiano) que cubre a las unidades del Grupo Choiyoi. De acuerdo con Groeber (1946) tobas de esta edad, conocidas como Fm. Primavera, forma la base del Grupo Cuyo, una sucesión de origen marino que se extiende hasta el Jurásico Medio.

**FIGURA 4. 5 UNIDAD INFERIOR DEL JURÁSICO ANDINO. A) IGNIMBRITA LÍTICA PLIENSBACHIANA CUBIERTA POR TRAVERTINO. B) FOTOMICROGRAFÍA QUE MUESTRA LA MATRIZ ORIGINALMENTE VÍTREA, RECRISTALIZADA Y ALTERADA POR SERICITA. C) IGNIMBRITA CUBIERTA POR TRAVERTINO, EN LA REGIÓN DEL RINCÓN DE LAS PAPÁS, VISTA A NIVEL AFLORAMIENTO. PMZ: PÓMEZ, SER: SERICITA. XL: NICOLÉS CRUZADOS.**

Estas unidades volcánicas han sido reportadas en Auracañá, Chile (Suárez y Emparán, 1997) y a 50 km al sur de la región de estudio en el sector sur de la Cordillera del Viento ( $S37^{\circ}17'20''-070^{\circ}36'12''$ ) (Rovere, 2008) presentando rasgos típicos de erupciones marinas además de encontrarse en contacto con rocas carbonatadas clásticas.

## 4.3 Unidades sedimentarias de la Cuenca Neuquina

Al sur del Cerro Domuyo afloran unidades sedimentarias que corresponden a las formaciones de la Cuenca Jurásico-Cretácica conocida como Cuenca Neuquina.

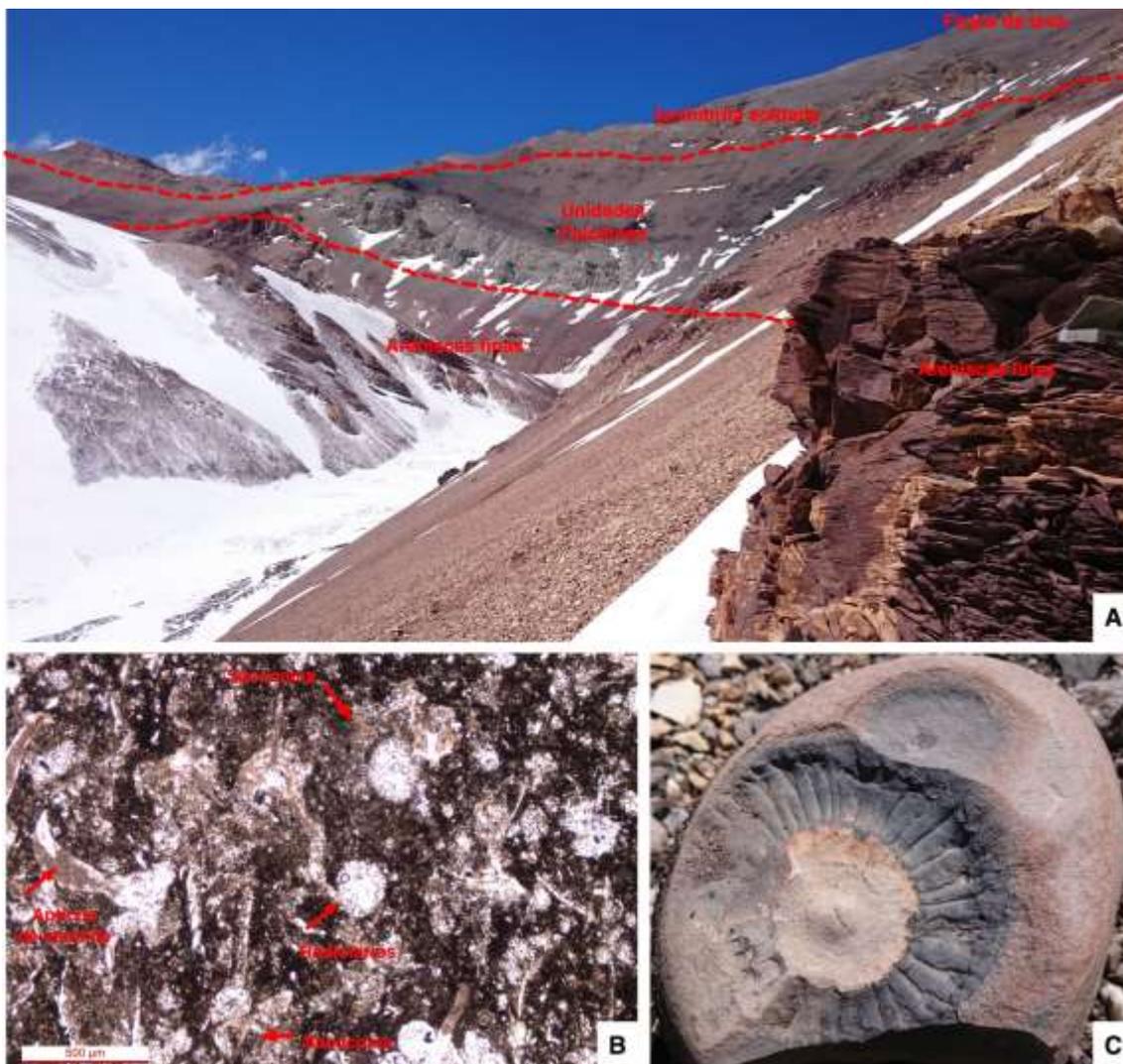
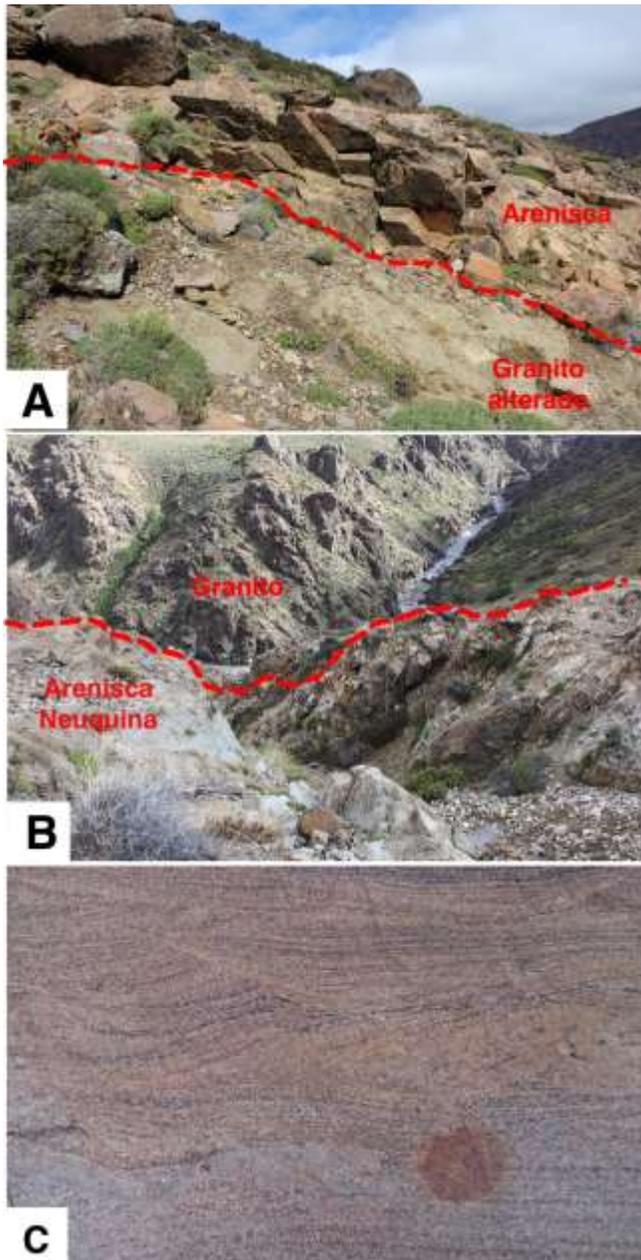


FIGURA 4. 6 UNIDADES NEUQUINAS EN EL FLANCO SUR DEL CERRO DOMUYO. A) SE OBSERVAN LOS DEPÓSITOS TERRÍGENOS Y MARINOS CARACTERÍSTICOS DE LA CUENCA NEUQUINA. B) FOTOMICROGRAFÍA DE CALIZA TIPO FLOATSTONE (DOM102B) EN DONDE SE APRECIA ALTO CONTENIDO EN BIOCLASTOS.C) CALIZA CON FÓSIL (DOM 102B).

La primera unidad identificada se compone de areniscas de grano medio y fino que forman capas de aproximadamente 5 metros con un característico tono rojizo. Esta primera unidad ha sido reconocida por Groeber (1946) como la Formación Tordillo (Fig. 4.6a). Posteriormente se identifica un horizonte de areniscas de grano muy fino presentando un color verde grisáceo y formando capas de aproximadamente 15 m de espesor, que de acuerdo a las características petrográficas observadas por Kietzmann et al. (2011) se correlaciona con la formación Lindero de Piedra (Legarreta et al., 1981). Las unidades Neuquinas que se encuentran aflorando a lo largo del Río Manchana-Covunco corresponden con areniscas de grano muy fino que en contacto con la unidad del granito Varvarco presentan un alto grado de silicificación por alteración más reciente (Fig. 4.7), pudiendo ser equivalentes por su aspecto petrográfico con las identificadas en el Cerro Domuyo.



Sobreyaciendo concordantemente se encuentra un horizonte de calizas laminadas con tonalidades negruzcas de aproximadamente 60 cm de espesor. Este intervalo es atribuido por Kietzmann et al. (2011) a la Fm. Vaca Muerta, comprendida entre el Tithoniano inferior y el Berrisianiano superior.

La muestra Dom 102b es representativa de esta unidad, caracterizada por su alto contenido en bioclastos, altamente silicificadas y laminadas. Es una caliza tipo *floatstone* con matriz rica en micrita y alto contenido de materia orgánica. Kietzmann et al. (2011) asocian las facies de este horizonte con un ambiente de cuenca y rampa externa dominada por depósitos con alto contenido en lodo micrítico y elementos microbianos (Fig 4.7 b, c).

**FIGURA 4. 7 ARENISCA NEUQUINA AFLORANDO A LO LARGO DE LA MARGEN DEL ARROYO MANCHANA-COVUNCO. A) B) LAS ARENISCAS SE ENCUENTRAN ALTAMENTE ALTERADAS RESULTADO DEL ASCENSO DE FLUIDOS HIDROTÉRMICOS A LO LARGO DE LA ZONA DE CONTACTO ENTRE EL GRANITO VARVARCO Y LA ARENISCA. C) ESTRATIFICACIÓN CRUZADA, LAMINACIÓN Y TEXTURA DE GRANO FINO CARACTERÍSTICA DE ESTA UNIDAD.**

## 4.4 Formación Charilehué

El límite superior de las unidades de la Cuenca Neuquina es discordante con rocas volcanoclásticas y piroclásticas terciarias. Uliana et al. (1973) asignaron el nombre de Formación Charilehué para una secuencia de más de 1500 m de lavas e ignimbritas expuestas a lo largo del Río homónimo al este del Cerro Domuyo, mientras que Pesce (1981) utiliza el término de Fm. Cajón Negro para estas rocas. Las edades radiométricas disponibles para estas unidades varían entre 18 y 14 Ma (Pesce 1981, Nullo et al., 2002, Spagnuolo et al., 2010). Sin embargo en la Cuenca Cura Mallin, ubicada al suroeste del Cerro Domuyo, secuencias de rocas similares arrojaron edades entre 24.6 y 9 Ma (Burns et al., 2006). En este trabajo se agrupan en esta unidad todas las rocas volcánicas de edad Mioceno, claramente distinguibles por el

subsecuente volcanismo Pliocénico por su grado de erosión y débil deformación.

Los mayores espesores de la Fm. Charilehue se pueden observar en el sector septentrional del área de estudio, desde el límite norte hasta el cañón del Arroyo Manchana-Covunco, en las cercanías de las zonas termales de Las Olletas y El Humazo.

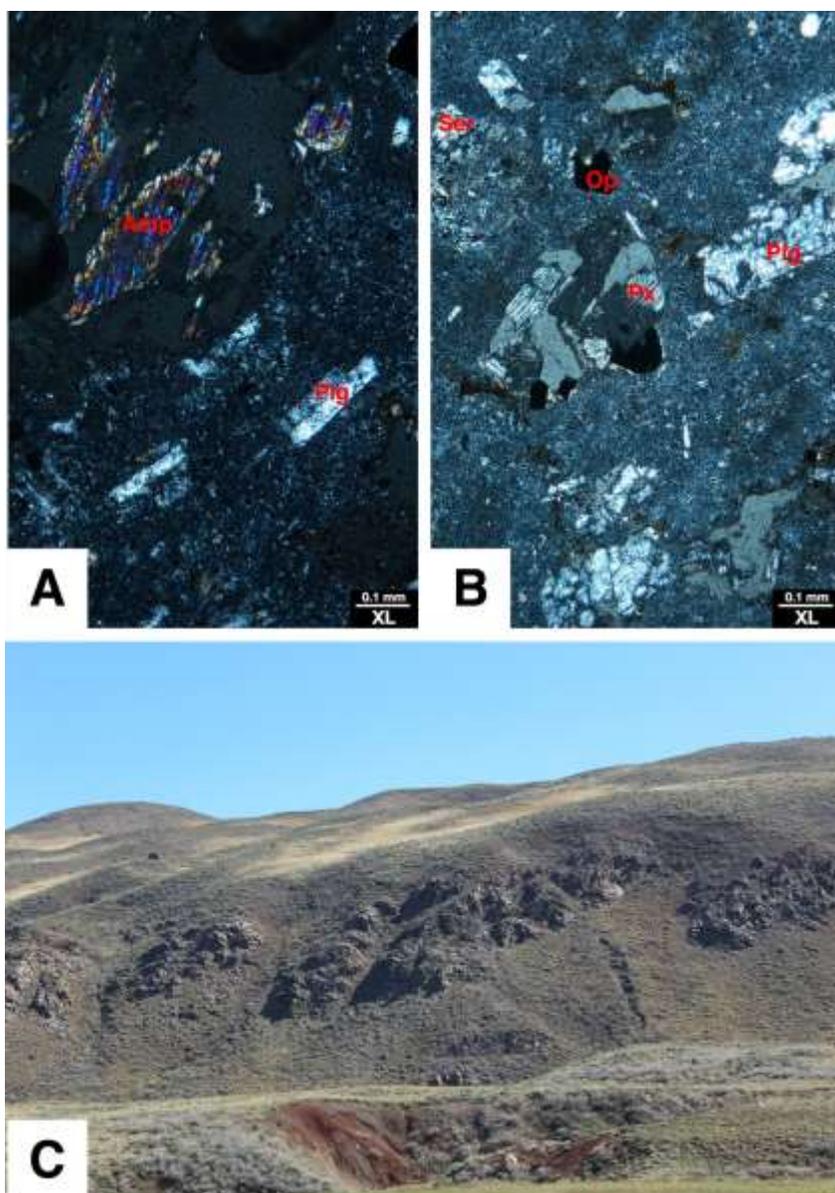


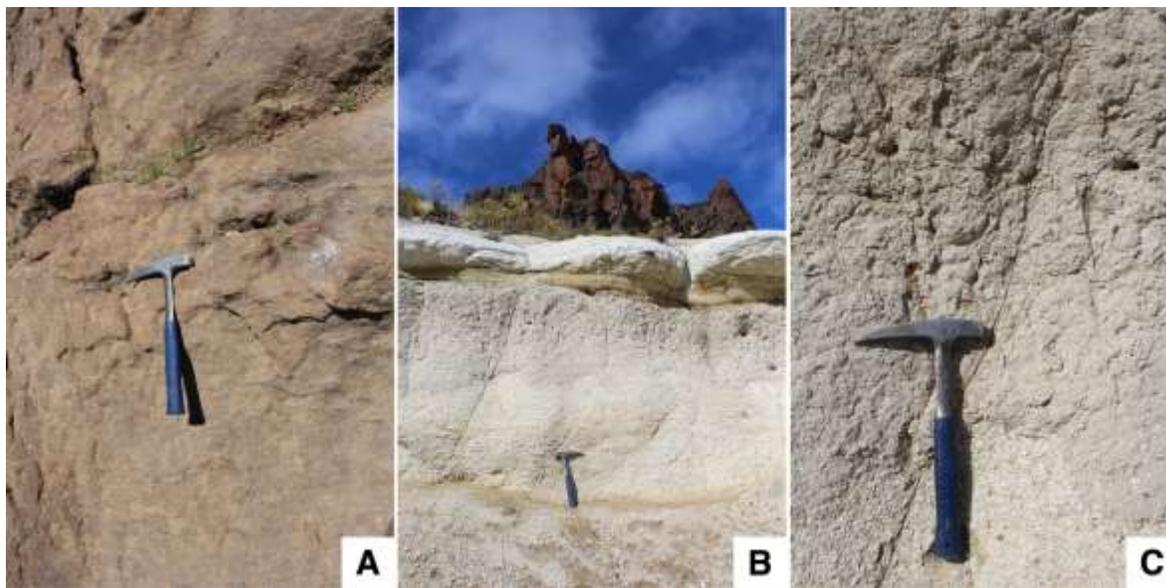
FIGURA 4. 8 LAVAS DE LA FORMACIÓN CHARILEHUÉ (DOM-96). A) B) FOTOMICROGRAFÍAS DE LAVAS RIOLÍTICAS. C) ZONA DE ALTERACIÓN HIDROTHERMAL EN LAVAS DE LA FORMACIÓN CHARILEHUÉ. AMP: ANFÍBOL, PLG: PLAGIOCLASA, SER: SERICITA, OP: ÓPACOS, PX: PIROXENO, PLG: PLAGIOCLASA. XL: NICOLÉS CRUZADOS.

En esta zona se encuentran lavas riolíticas porfídicas masivas, con fenocristales predominantes de feldespatos y plagioclasas y un porcentaje reducido de piroxenos (Fig 4.8 a, b).

Aproximadamente 2 km al NO de Rincón de las Papas (Mapa 1), se encuentra una zona de alteración hidrotermal que afecta a estas unidades (Fig 4.8 c).

Esta unidad se pudo observar también en la margen izquierda del Río Varvarco donde se encuentra sobreyaciendo a la secuencias sedimentaria de la Cuenca Neuquina (Fig 4.9). En esta área restringida lavas riolíticas están cubiertas por un depósito de flujo piroclástico cuya base está formada por pómez y ceniza en proporciones similares y donde se observa una evidente disminución de fragmentos pumicíticos (20%) hacia la parte superior. Una capa de aproximadamente 10-12 cm exhibe características de depósitos de caída, con estratificación completamente paralela y tamaños de grano de ceniza y lapilli, esta capa es bien clasificada con fragmentos de cuarzo, pómez y líticos de lavas dacíticas-riolíticas de menos de 3 mm. Este delgado horizonte se interpreta como una breve etapa de volcanismo explosivo.

La cima de esta secuencia presenta una mayor consolidación, en general este depósito presenta características de un flujo de ceniza y pómez muy masivo, bien clasificado, con aspecto granosoportado y canales erosivos, el espesor estimado va de 5 a 8 m. De esta secuencia se obtuvo una edad U-Pb (de  $12.28 \pm 0.32$  Ma Dom 65) que cae en el rango de edades reportadas para esta Formación más al sur a lo largo del mismo Río Varvarco (Burns et al., 2007).



**FIGURA 4. 9 FORMACIÓN CHARILEHUÉ . A) LAVA RIOLÍTICA A LA MARGEN DEL ARROYO AILINCO. B,C) DEPÓSITO PIROCLÁSTICO RICO EN PÓMEZ Y CENIZA EN LA MARGEN DEL RÍO VARVARCO, REPRESENTATIVO DE LA MUESTRA DOM 65 Y FECHADO EN  $12.28 \pm 0.32$  MA.**

## 4.5 Volcanismo Pliocénico

Sobreyaciendo discordantemente a las unidades de la Fm. Charilehué se encuentran de manera discontinua otros productos volcánicos con composición bimodal con edad del Plioceno inferior. En la margen occidental del área de estudio estos productos corresponden a flujos basálticos y basáltico-andesíticos que provienen del centro volcánico poligenético de la Sierra de las Flores, fechado en 4 Ma (Miranda et al., 2007) y que a su vez cubre la secuencia lávica de la Fm. Quebrada Honda, ubicada al occidente del primer centro eruptivo (Brousse y Pesce, 1982).

Adicionalmente se distingue una serie de depósitos ignimbríticos y lavas riolíticas bien expuestas en el cauce del Arroyo Covunco, donde se observa una espesa (8 m) colada de riolita fluidal cubierta por una unidad ignimbrítica basal de aproximadamente 15 m rica en ceniza y pómez, fuertemente soldada con fiammes de color blanquecino (Fig. 4.10 a, Dom-37). La roca presenta algunas zonas de alta devitrificación con presencia de esferulitas recristalizadas, alteración de feldespatos (20%) y alto contenido en cuarzo (15%), algunos fragmentos juveniles han modificado sus rasgos texturales originales a consecuencia del fuerte soldamiento, intensa compactación, deformación y en algunos casos desvitrificación (Fig 4.10b, c).

Sobreyaciendo concordantemente se encuentra una secuencia ignimbrítica de aproximadamente 7 m, moderadamente soldada y de menor densidad que el flujo subyacente. Se caracteriza por su alto contenido en fiammes color negro con tamaños de hasta 25 cm y, a diferencia de la unidad anterior, exhibe líticos de lava dacítico-riolítica en baja proporción (15%) con respecto a los componentes juveniles que forman la roca, (Dom-66) (Fig 4.10 d). El grado de desvitrificación de esta secuencia es moderado generando arreglos equigranulares de feldespato y cuarzo que ocupan la geometría original de las vesículas de vidrio. A la base del Cerro Covunco se encontró una unidad muy similar en cuanto a su composición y textura, pero con un grado de soldamiento menor. Sin embargo, el grado de desvitrificación de la roca es similar. Esta unidad tiene mayor abundancia de líticos de lavas, que varían en composiciones de basáltico-andesítico a dacítico-riolítico (Dom-49) (Fig 4.10 e, f).

En cañón del Río Atreuco en proximidad del camino a Aguas Calientes esta unidad se observa formando espectaculares columnas de enfriamiento (Fig 4.11). Presenta un fuerte grado de desvitrificación, soldamiento y compactación, lo que le confiere una alta cristalinidad. La roca es rica en fenocristales de plagioclasas (40%), feldespatos (30%) y piroxenos (5%) (muestra Dom-67) (Fig 4.11 b, c).

Las unidades anteriores se correlacionan temporalmente con una serie de edificios monogenéticos de composiciones dacíticas y riolíticas a las que Pesce (1983) agrupa como Fm. Manchana-Covunco obteniendo edades K-Ar de  $3.22 \pm 0.42$ ,  $3.08 \pm 0.41$  y  $2.92 \pm 0.37$  Ma. Estas se encuentran situadas en la margen izquierda del Río Varvarco y se extienden algunos km hacia el SO de la región de estudio.

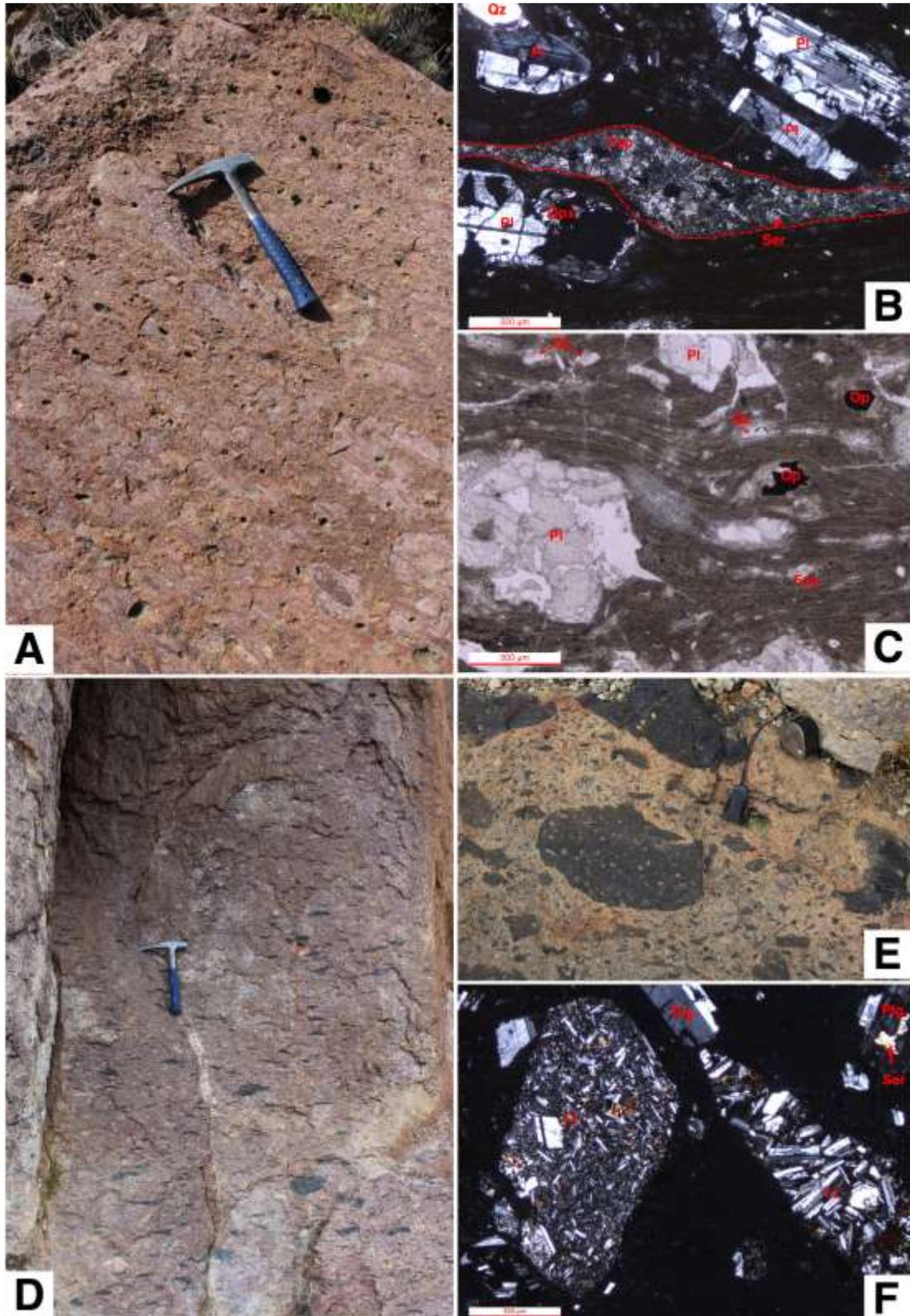
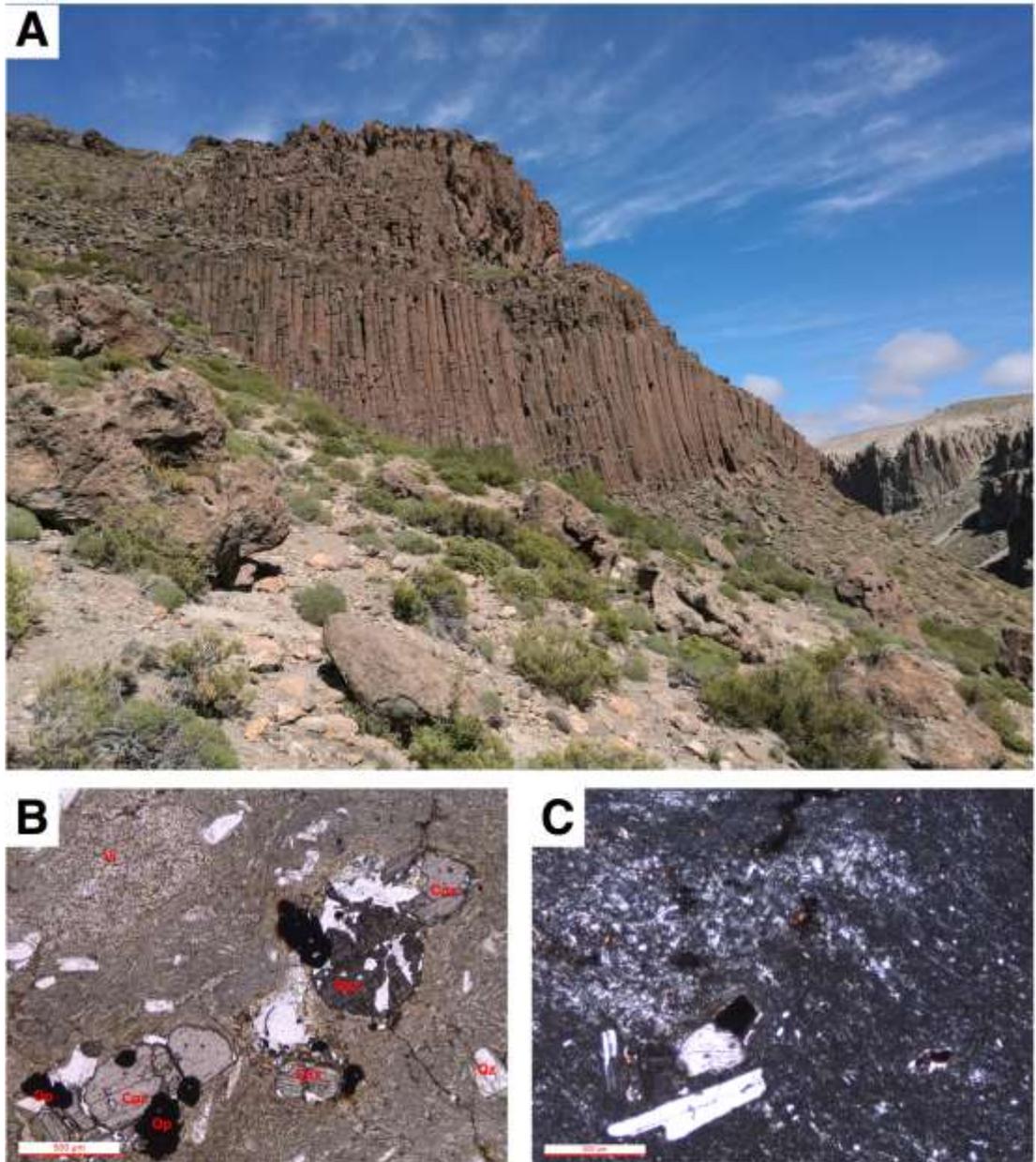


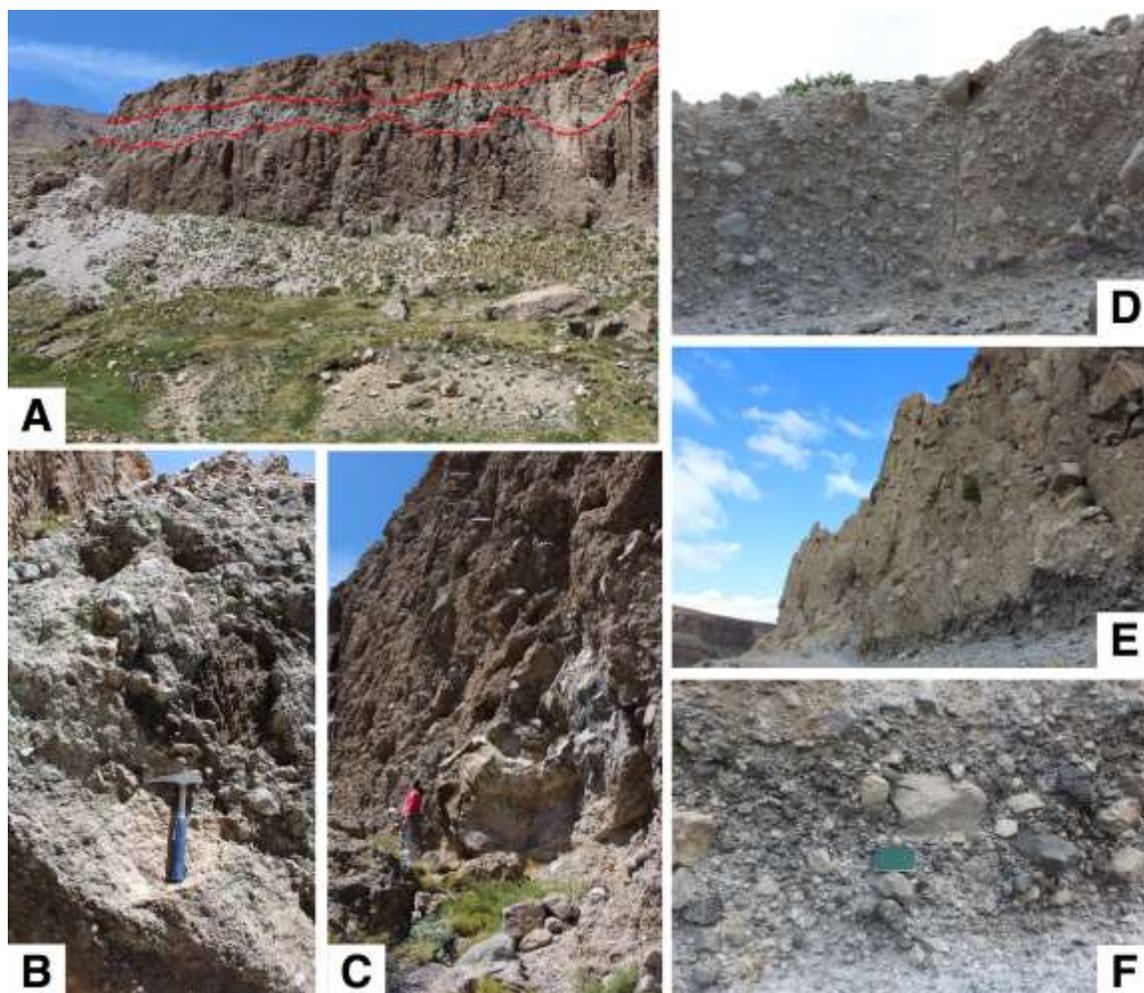
FIGURA 4. 10 SERIE DE IGNIIBRITAS PLIOCÉNICAS. A) IGNIIBRITA BASAL RICA EN FIAMMES DE COLOR BLANCO. B) IGNIIBRITA SOBROYACIENDO A LA UNIDAD BASAL, QUE SE CARACTERIZA POR LA PRESENCIA DE FIAMMES NEGROS. C) MISMA IGNIIBRITA QUE EN B) LOCALIZADA A LA BASE DEL C. COVUNCO. D) POSICIÓN ESTRATIGRÁFICA DE LOS DOS DEPÓSITOS IDENTIFICADOS EN LA MARGEN DEL RÍO ATREUCO. QZ: CUARZO, PL: PLAGIOCLASA, FSP: FELDESPATO, OPX: ORTOPIROXENO, SER: SERICITA, OP: ÓPACOS, LI: LÍTICOS.



**FIGURA 4. 11** A) IGNIMBRITA COLUMNAR EN EL CAUCE DEL RÍO ATREUCO. B) FOTOMICROGRAFÍA QUE MUESTRA LA MINERALOGÍA DE LA IGNIMBRITA ATREUCO Y LA ALTA CRISTALINIDAD QUE CARACTERIZA A ESTA UNIDAD. C) MATRIZ DEVITRIFICADA. CPX: CLINOPIROXENO, OPX: ORTOPIROXENO, QZ: CUARZO, OP: ÓPACOS, VI: VIDRIO VOLCÁNICO.

## 4.6 Depósito de flujos piroclásticos Domuyo

Una parte considerable del área de estudio se encuentra cubierta por unidades asociadas con la actividad volcánica del Cerro Domuyo. Las observaciones geológicas realizadas desde las faldas meridionales del Cerro Domuyo, permitieron concluir que se trata de un complejo dómico de gran tamaño que tuvo una fase explosiva importante durante su desarrollo. En particular se identificó una extensa secuencia (ca. 100 km<sup>2</sup>) de depósitos de flujos y oleada piroclástica que rellenaron una depresión de dirección E-O al occidente del Cerro Domuyo así como parte del valle del Rio Varvarco.

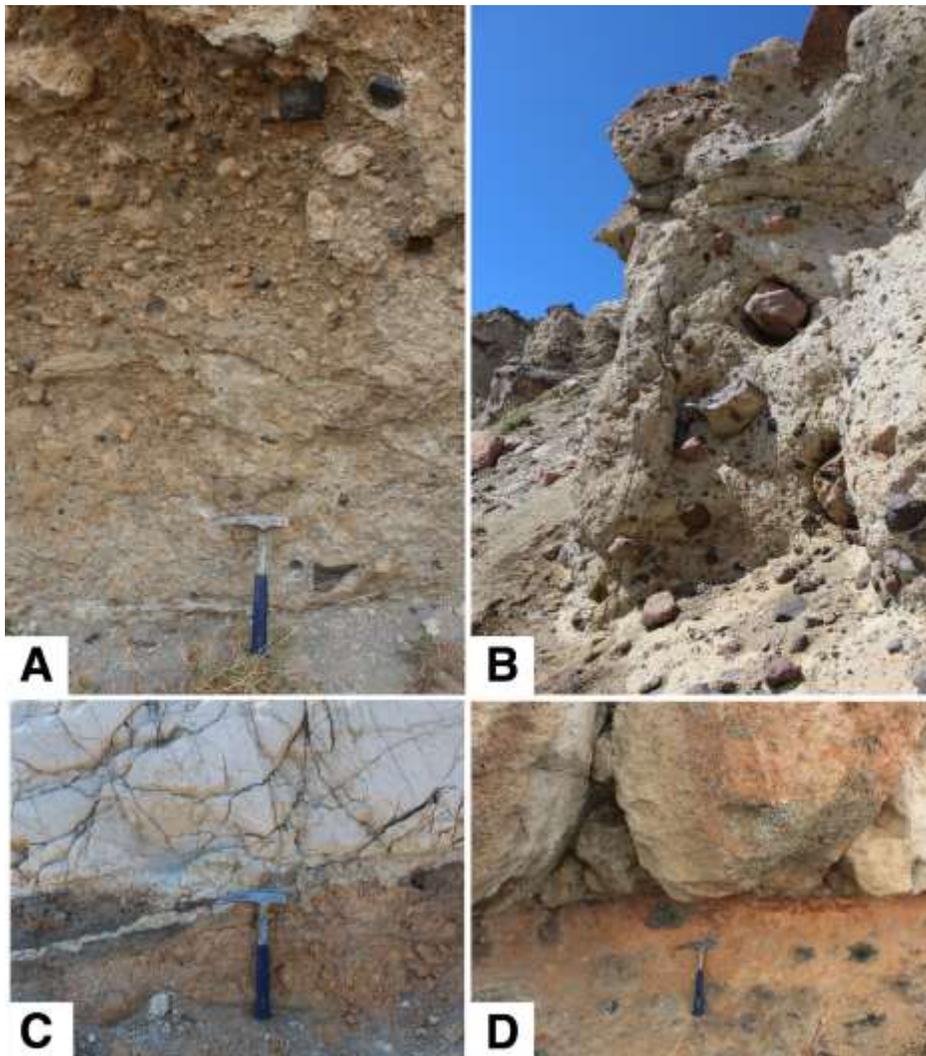


**FIGURA 4. 12** FLUJO DE BLOQUES Y CENIZA DEL C. DOMUYO. A) LOS TACHOS; SE OBSERVA UNA SECUENCIA DE TRES DEPÓSITOS CON DISTINTAS CARACTERÍSTICAS TEXTURALES. B) ASPECTO GENERAL DEL DEPÓSITO DE BLOQUES Y CENIZA. C) TAMAÑO DE LOS BLOQUES QUE CONFORMAN EL DEPÓSITO. D Y E) MISMO FLUJO RELLENANDO EL VALLE DEL RÍO COVUNCO, SE OBSERVA UNA DISMINUCIÓN EN EL TAMAÑO DE LOS COMPONENTES A DIFERENCIA DEL FLUJO EN LOS TACHOS. F) BASE DEL FLUJO PIROCLÁSTICO RICO EN FRAGMENTOS DE VITRÓFIDOS.

La distribución espacial de esta unidad, su posición estratigráfica, así como la composición de los bloques contenidos en algunos de los depósitos, indica claramente que su fuente es el Cerro Domuyo. Esta secuencia de depósitos piroclásticos está probablemente asociada al colapso del flanco oeste del complejo domico del Domuyo. La secuencia de depósitos piroclásticos está bien expuesta en los diferentes arroyos de dirección E-O que la cortan.

En el arroyo Covunco, en el área de los Tachos, el depósito está formado por un flujo piroclástico mal clasificado (*block-and-ash flow*), con zonas de mayor concentración de fragmentos líticos soportados por una matriz de ceniza y lapilli, y con bloques que se acumulan formando horizontes que separan al menos tres unidades deposicionales (Figura 4.12 a, b, c; Figura 4.20).

La parte basal está formada por una capa litificada aproximadamente de 20 m de espesor, tiene un porcentaje muy bajo (<5%) de matriz formada por fragmentos de arena gruesa. El depósito es granosoportados y se aprecian grandes fragmentos monolitológicos angulosos de lavas riolíticas, con tamaño muy variable desde 5 cm hasta 2 m.

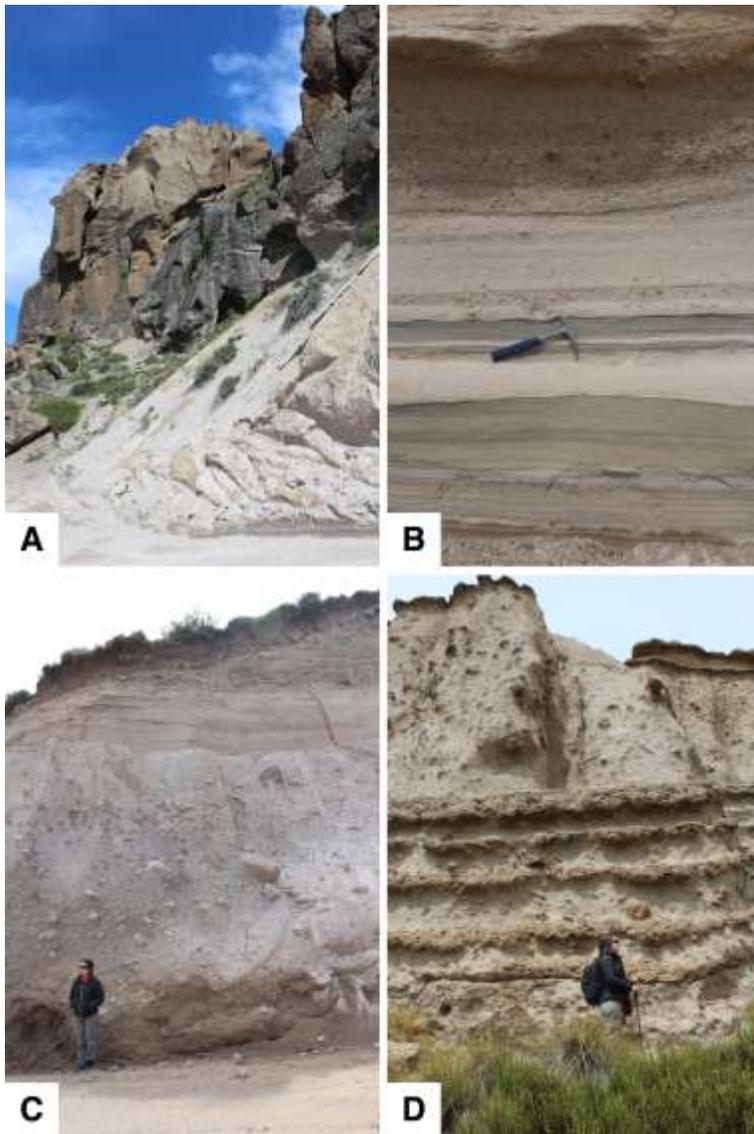


**FIGURA 4. 13**  
**DEPÓSITOS**  
**EPICLÁSTICOS.**

**A)** CARÁCTER HETEROGÉNEO EN EL CONTENIDO LÍTICO, RESULTADO DE RETRABAJAMIENTO. **B)** DEPÓSITO EPICLÁSTICO DE APROXIMADAMENTE 10 M DE ESPESOR A LA BASE DEL CERRO DOMUYO. **C)** DEPÓSITO EPICLÁSTICO ALTERADO **D)** COLORACIÓN ROJIZA CARACTERÍSTICA DE ESTOS DEPÓSITOS AL CONTACTO CON UNA IGIMBRITA QUE LOS SOBREYACE.

Algunos de estos fragmentos presentan una textura perlítica (Fig 4.12 f). Un segundo episodio explosivo se representa con el emplazamiento de una unidad piroclástica de 10 m de espesor, constituida por un depósito con abundante (20%) soportando clastos riolíticos similar que en la capa inferior pero con tamaños menores (<1m). Esta misma secuencia rellena el valle del Río Covunco aguas abajo, observándose una disminución en tamaño de líticos que varía entre 15 y 50 cm y un incremento de porcentual de matriz (30%). Las capas con mala clasificación tienen espesor de 8 a 10 m (Fig 4.12 d, e).

Es común observar una variación en el contenido de líticos, apareciendo fragmentos de vitrófidos en gran abundancia con tamaños de 2 a 5 cm. El contenido de tales fragmentos disminuye hacia las capas suprayacentes. También es característica la presencia de capas con mayor grado de endurecimiento, en donde los componentes son de grano más finos y se observa un porcentaje de matriz (tamaño arena gruesa) mayor (Fig 4.12 e, f; Figura 4.20).

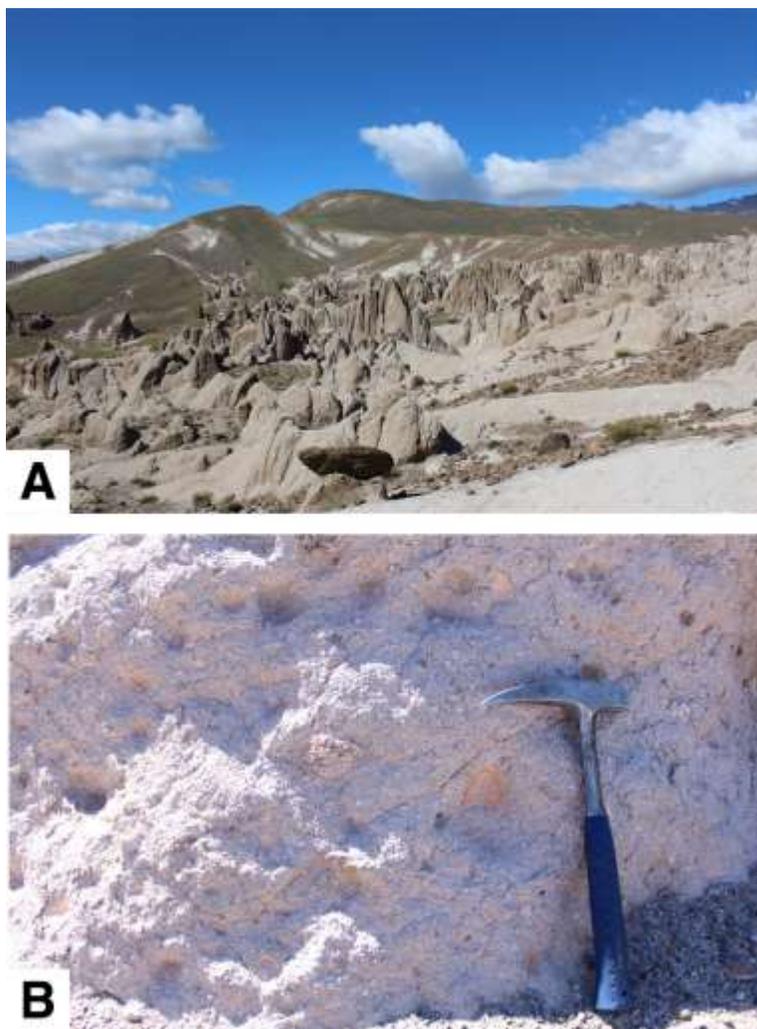


**FIGURA 4. 14 FLUJOS PIROCLÁSTICO DENSOS Y DILUIDOS.**

**A) ESTRUCTURAS CARACTERÍSTICAS DE DEPÓSITO. B) C) SURGES EN ZONA DE INTERMITENCIA ERUPTIVA. D) DEPÓSITO NO SOLDADO RICO EN PÓMEZ**

Sobreyaciendo a los depósitos piroclásticos anteriores, se observa una serie de depósitos de baja densidad de carácter epiclástico. Tienen comúnmente colores parduzcos y están formados por una matriz de arena media a gruesa, rica en pómez y ceniza, que soporta líticos tanto angulosos como redondeados de lavas de diferente textura, producto del re trabajamiento del depósito (Fig 4.13). La proporción de la matriz respecto de los líticos oscila entre el 50 y 60%, respectivamente. Tienen espesores de entre 3 a 10 m. Hacia la base del Cerro Domuyo, estos depósitos contienen fragmentos ignimbríticos correlacionables con las observadas en la Fm. Charilehué, formando una gruesa capa de alrededor de 15 m de espesor (Fig 4.13b). Ratto et al. (2015) asocian este tipo de depósitos como indicadores de un periodo intereruptivo.

Una segunda fase eruptiva es representada por una serie de depósitos piroclásticos con diferente grado de dilución. Son formados por matriz rica en pómez y ceniza con tamaños de arena gruesa a fina. El tamaño de los líticos oscila entre 3 mm a 1 cm y están formados por fragmentos angulosos de dacítas y riolitas. Esta secuencia es claramente expuesta en el Valle del Arroyo Covunco, donde es cubierta por un horizonte de caída piroclástica de 10-15 cm de espesor, bien clasificado y estratificado (Fig. 4.14; Figura 4.20).



**FIGURA 4. 15** FLUJO PIROCLÁSTICO EN EL ÁREA DE LOS BOLILLOS. **A)** GEOFORMAS RESULTADO DE LA EROSIÓN. **B)** ASPECTO TEXTURAL DEL DEPÓSITO.

En esta área se observan horizontes parcialmente endurecidos, de hasta 1 m de espesor constituidos por depósitos masivos con pómez de hasta 10 cm de diámetro y de color blanco a negro, soportadas por una matriz del tamaño de ceniza y con hasta un 15% de fragmentos líticos de composiciones riolíticas – dacíticas (Fig 4.14).

Subiendo en la secuencia se encuentra una capa de alrededor de 2.5 m de espesor constituida por un depósito masivo de ceniza gruesa con fragmentos del tamaño de lapilli de pómez y líticos riolíticos-dacíticos. En esta misma capa se intercala un horizonte de 20 cm de ceniza fina con sólo un 5% de contenido en lapilli (2-3 mm). Hacia la cima del depósito se encuentra una capa de oleadas piroclásticas de 15 cm de espesor con estratificación cruzada y laminación. En general, esta zona atestigua una intermitencia de la actividad eruptiva explosiva, en donde los eventos de flujo y deposición se distinguen claramente (Fig 4.14 b, c).

Los depósitos asociados a esta fase eruptiva se extienden hasta la zona conocida como Los Bolillos, en donde las secuencias son altamente endurecidas y densas, formadas por una matriz fina de ceniza con fragmentos pumicíticos no soldados de hasta 15 cm y fragmento líticos de composiciones dacíticas-riolíticas (Fig 4.16).

La secuencia piroclástica del Domuyo no ha sido fechada. Miranda et al. (2006) reportan una edad K-Ar de  $2.5 \pm 0.5$  Ma en un granofiro procedente del flanco oriental del complejo del Domuyo. Sin embargo, es posible que la parte occidental del complejo tenga una edad inferior. En este trabajo se obtuvo una fecha U-Th para una colada del C. Domuyo con una edad mínima de  $354 +78 -47$  ka.

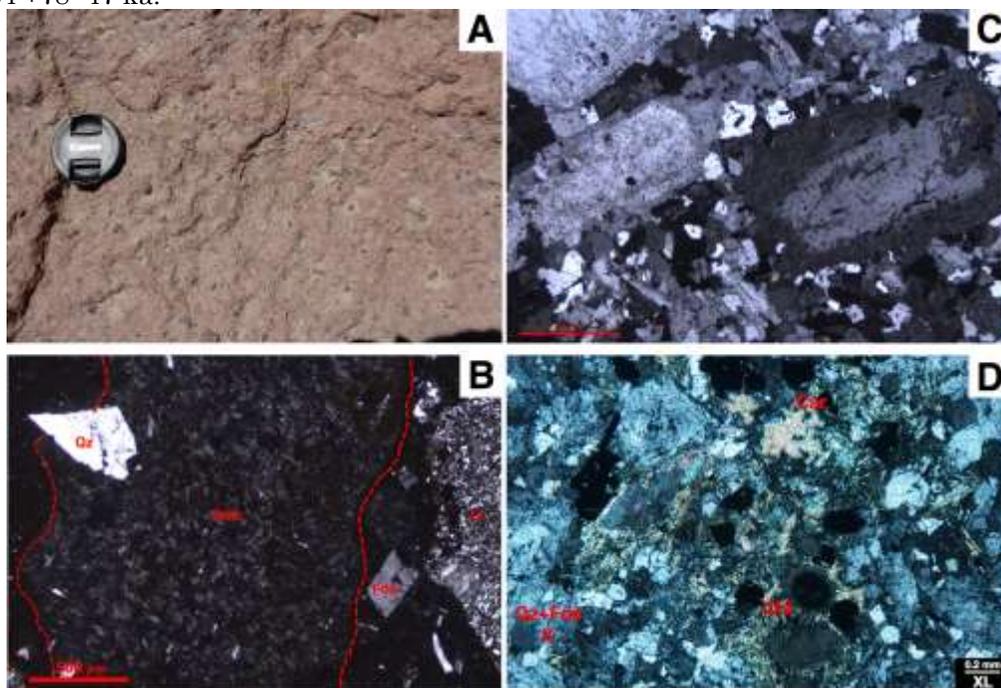


FIGURA 4. 16 FLUJO PIROCLÁSTICO Y LAVAS DEL C. DOMUYO. A) BASE DEL FLUJO PIROCLÁSTICO DOMUYO, MODERADAMENTE SOLDADO Y DENSO, RICO EN PÓMEZ Y DE CARÁCTER MONOLITOLÓGICO. B) FOTOMICROGRAFÍA DEL FLUJO PIROCLÁSTICO EN A (DOM-69) RICO EN PÓMEZ Y LÍTICOS DE COMPOSICIONES RIOLÍTICAS. C) D) LÁMINA DELGADA DE LAVAS DEL CERRO DOMUYO, CON FENOCRIETALES DE PLAGIOCLASA Y FELDESPATO, LA MATRIZ SE ENCUENTRA ALTERADA A CARBONATOS Y CLORITA.

## 4.7 Domos y lavas riolíticas del Cuaternario

Los productos volcánicos más recientes corresponden a domos y lavas riolíticas. Los edificios volcánicos situados en la región de estudio, así como sus productos lávicos son: Cerro Domo (Fig. 4.17), Cerro Covunco (Fig. 4.18), Cerro la Guitarra y Cerros de las Pampas.

Macroscópicamente esta unidad consta de lavas riolíticas y dacíticas con textura porfirítica y fenocristales de plagioclasas, cuarzo y, en menor porcentaje, de piroxenos y micas, soportados en una matriz afanítica muy vítrea. A escala de afloramiento se pueden observar pliegues de flujo y estructuras tipo cebolla, resultado de la alta viscosidad de la lava. Es característica la presencia de obsidiana y en algunas zonas se observan texturas vitrofíricas bandeadas (Fig 4.17, 4.18).

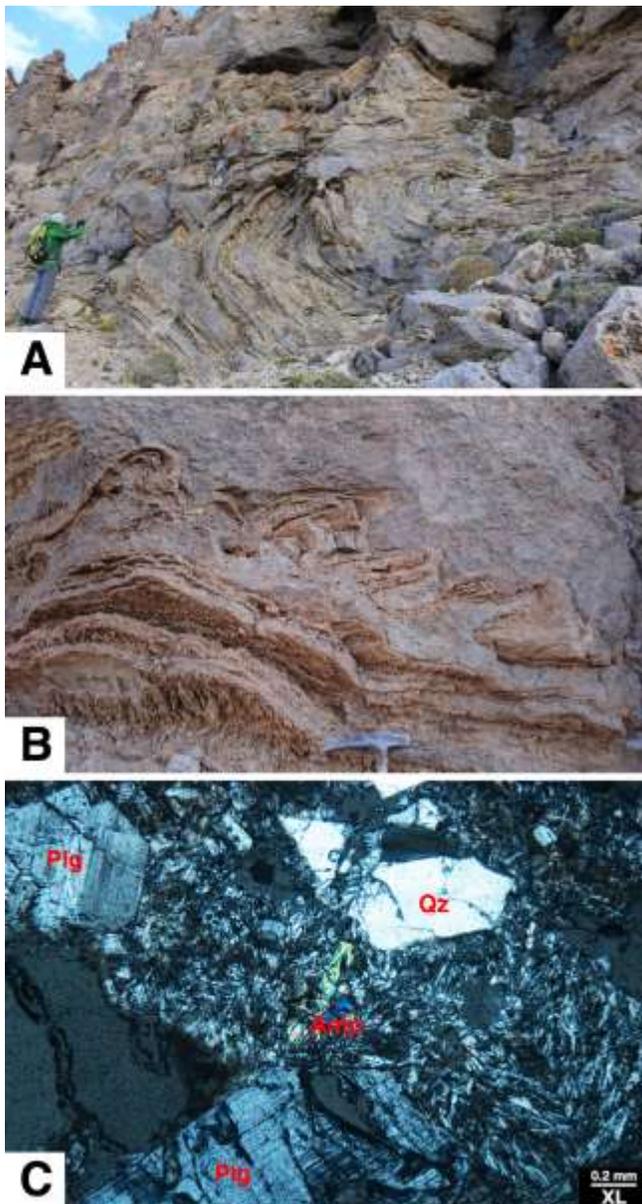


FIGURA 4. 17 LAVAS RIOLÍTICAS DEL CERRO DOMO. A) FRENTE DE LAVA VISCOSO, PROVENIENTE DEL CERRO DOMO. B) PLIEGUE PYGMÁTICO. C) FOTOMICROGRAFÍA DE LA MUESTRA DOM-88 CON TEXTURA PORFIRÍTICA Y FENOCRIALES DE CUARZO (QZ), PLAGIOCLASA (PLG) Y ANFÍBOL (AMP).

El fechamiento isotópico de una colada de la base del Cerro Domo, arrojó una edad de  $0.72 \pm 0.10$  Ma (Brousse y Pesce 1982). Otros fechamientos de este domo por trazas de fisión en circón brindan edades de entre  $0.11 \pm 0.02$  y  $0.29 \pm 0.07$  Ma (JICA 1983). En el presente trabajo se obtuvo una edad por el método U-Th en circón de  $0.32 \pm 0.03$  Ma para una muestra del Cerro Domo (Dom-88) que se considera mas precisa de las anteriores debido a la técnica empleada. Petrográficamente, las lavas del Cerro Domo presentan una textura porfirítica con una matriz (50%) altamente devitrificada resultando en arreglos fibrosos de feldespato y cuarzo, los fenocristales soportados por la matriz pertenecen a feldespatos (15%), plagioclasas (25%), cuarzo (10%) y en menor medida anfíboles (<5%) (Fig. 4.17c).

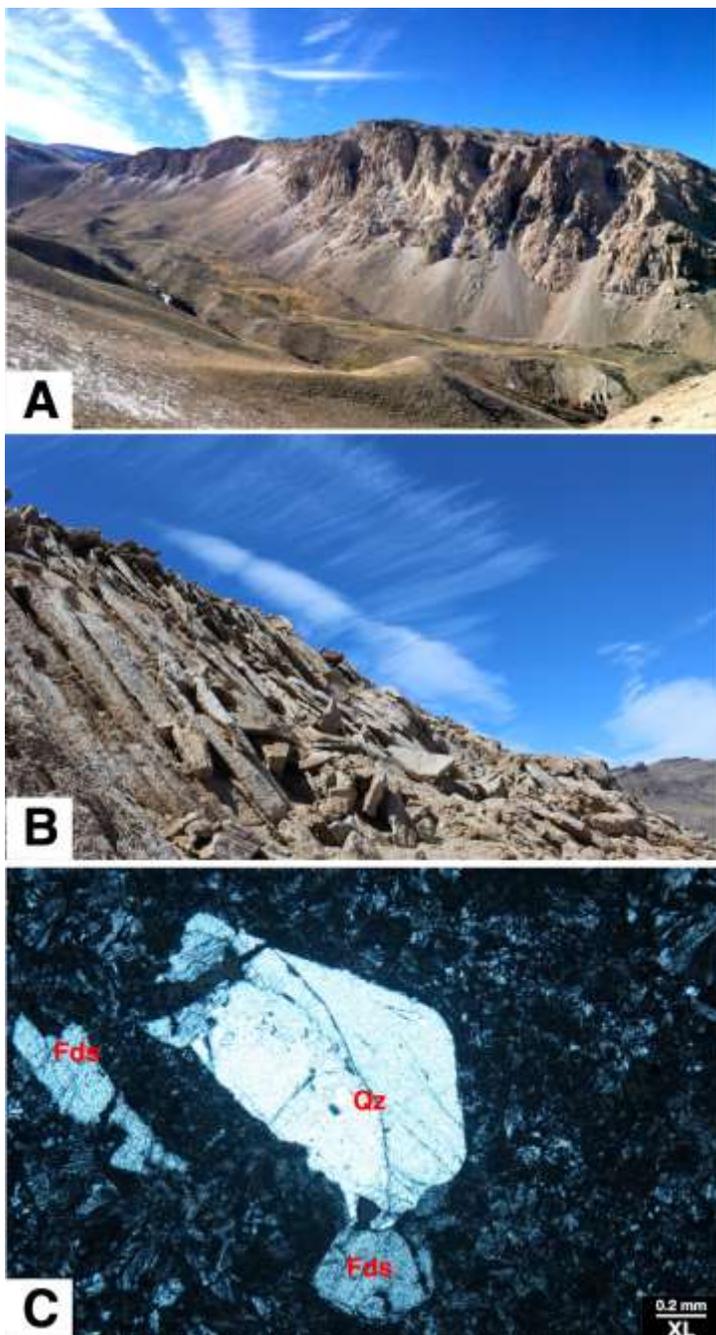


FIGURA 4. 18 DOMOS Y LAVAS RIOLÍTICAS POSTERIORES AL EMPLAZAMIENTO DEL CERRO DOMUYO. A) CERRO COVUNCO. B) RAMPA DE LAVA RIOLÍTICA DEL C. COVUNCO. C) FOTOMICROGRAFÍA DE LA MUESTRA DOM-87 DEL CERRO COVUNCO, SE OBSERVA MATRIZ DEVITRIFICADA SOPORTANDO FENOCRISTALES DE CUARZO (QZ) Y FELDESPATO (FDS).

JICA (1983) también reporta una edad de trazas de fisión de  $0.55 \pm 0.10$  Ma para el cerro Covunco, sin embargo de acuerdo a nuestra cartografía la muestra corresponde más bien al Cerro de Las Pampas. Para estos domos se reportan edades K-Ar de 0.317 a 0.273 Ma en roca total (JICA 1983). Para el cerro Covunco, se reportan edades de 0.41 a 0.24 Ma (K-Ar) y 0.227 Ma en roca total. La muestra Dom-87, tomada en el flanco Oeste del Cerro Covunco arrojó una edad de U-Th en circón de  $0.25 \pm 0.03$  Ma. Las observaciones petrográficas para esta muestra son similares a las lavas del Cerro Domo, Microscópicamente se observa el alto grado de desvitrificación presente en la matriz originalmente rica en vidrio volcánico con una característica textura esferulítica con arreglos axiolíticos de cuarzo y feldespato. Los fenocristales constan de plagioclasa (30%), feldespato (40%), cuarzo (20%) y anfíboles (<2%) (Fig. 4.18 c).

## 4.8 Volcanismo monogenético máfico del Cuaternario

Adicionalmente al volcanismo silíceo del flanco oeste del Cerro Domuyo se encuentra también un volcanismo máfico emplazado a través de conos monogenéticos. Este volcanismo es particularmente abundante al sur del Cerro Domuyo donde forma coladas de basaltos olivínicos reportados en la margen oriental del Arroyo Curi Leuvú (Folguera et al., 2008). Dentro del área de estudio este volcanismo sólo está representado por una colada basáltica que cubre al deposito de flujo piroclástico Domuyo y las coladas de la Sierra de Las Flores en la margen occidental del Rio Varvarco. Esta colada fue emitida por un cono de escorias que se observa justo al occidente del límite del área de estudio (Fig. 4.19).



**FIGURA 4. 19** CONO DE ESCORIAS DE LA MARGEN OCCIDENTAL DEL RIO VARVARCO QUE CUBRE EL DEPOSITO DE FLUJO PIROCLÁSTICO DE DOMUYO. SE APRECIAN LOS DIQUES DE ALIMENTACIÓN DE DIRECCIÓN N 80 E. EN PRIMER PLANO LA PARTE SUPERIOR DEL DEPOSITO DE FLUJO PIROCLASTICO DEL DOMUYO CON LAS TÍPICAS FORMAS DE EROSIÓN (“LOS BOLILLOS”).

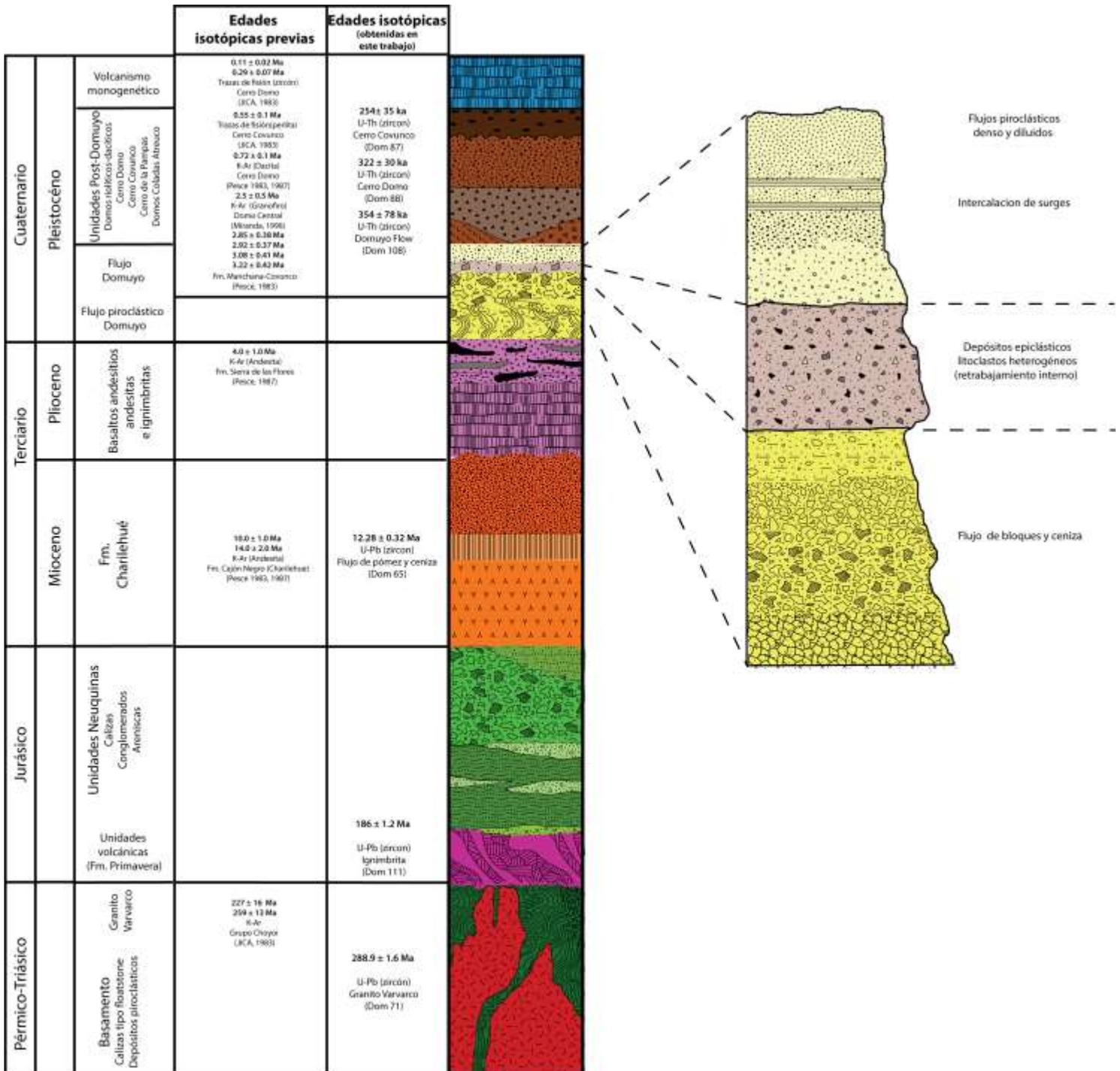
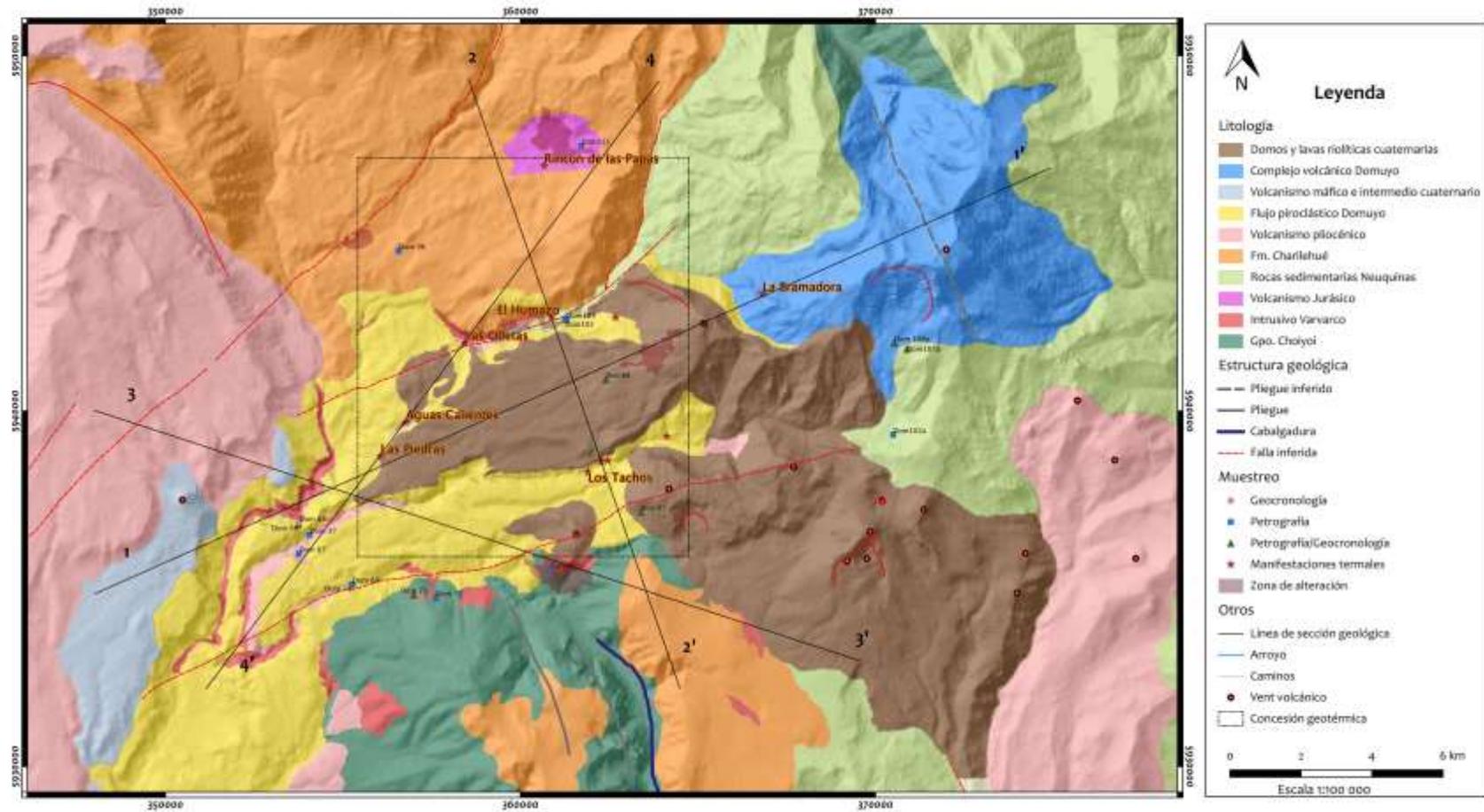


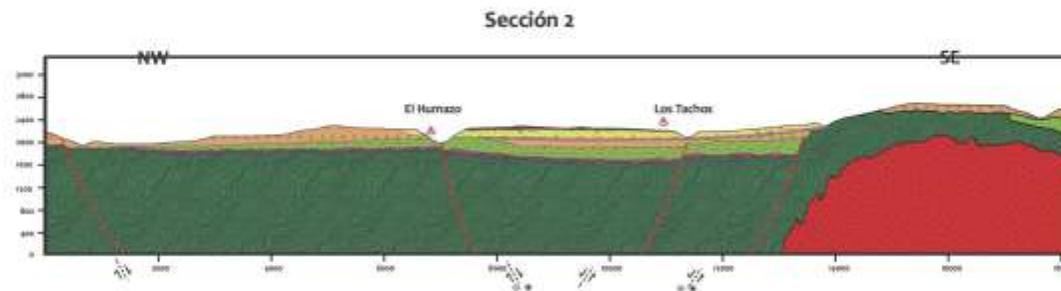
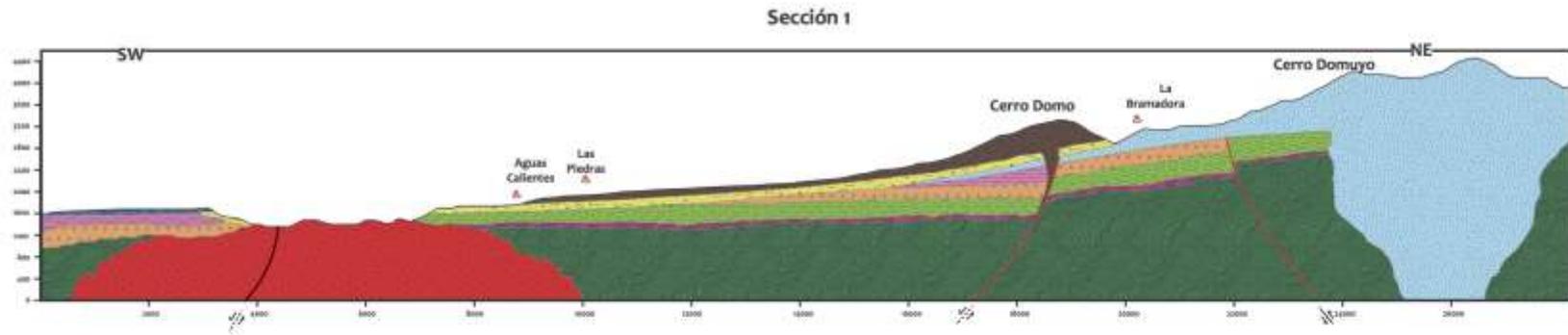
FIGURA 4. 20 COLUMNA ESTRATIGRÁFICA DE LA REGIÓN GEOTÉRMICA DOMUYO. SE DETALLA LA SECUENCIA QUE CARACTERIZA AL FLUJO PIROCLÁSTICO DEL DOMUYO.

Área Geotérmica "El Domuyo"



MAPA 1. MAPA GEOLÓGICO DEL ÁREA GEOTÉRMICA DOMUYO.

## Estudio geológico de la zona geotérmica del Volcán Domuyo, Argentina



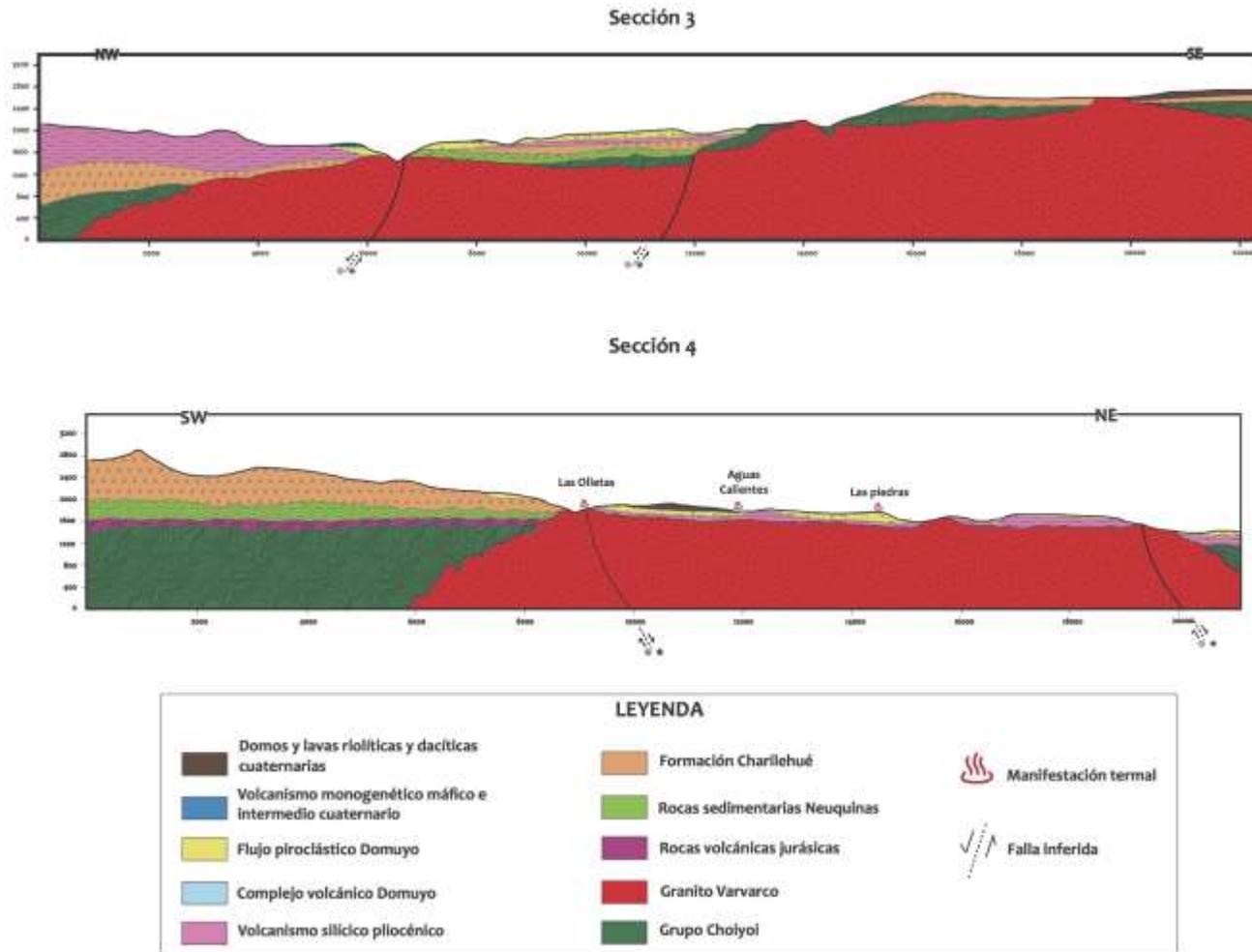


FIGURA 4. 21 SECCIONES GEOLÓGICAS DE LA REGIÓN DE ESTUDIO. LAS SECCIONES SE REALIZARON A UNA PROPORCION 1:1 BASADAS EN EL MAPA GEOLÓGICO EN ESCALA 1:100 000

## 5.- TECTÓNICA

### 5.1 Conceptos generales: Energía geotérmica y reservorios

Las zonas geotérmicas generalmente se desarrollan en áreas tectónicamente activas y jóvenes principalmente relacionadas a complejos volcánicos. Si el agua meteórica se infiltra y circula profundamente, la forma dominante de transferencia de calor es la convección. Esta característica generalmente está asociada a zona geotérmicas de alta entalpía, viables para la producción de energía eléctrica y su explotación comercial (Moeck, 2014). Típicamente, estos ambientes se desarrollan en los límites de placas. Las características tectónicas favorables (Fig. 5.1) incluyen: a) arcos magmáticos sobre zonas de subducción en límites convergentes (e.g. México, Japón e Indonesia); 2) límites divergentes en zonas oceánicas (p.ej. Islandia y Dorsal Mesoatlántica), 3) zonas locales de extensión en sistemas de fallas laterales asociados a límites de placas transformantes (p.ej. Falla de San Andrés) e 4) islas oceánicas intraplaca (e.g. Hawaii).

Los sistemas geotérmicos convencionales constan de una fuente de calor, una capa sello y un acuífero. La fuente de calor puede estar asociada a:

- 1) La presencia de una cámara magmática reciente que se encuentra en enfriamiento a profundidad .
- 2) Anomalías térmicas regionales causadas por el ascenso de la astenósfera a niveles someros o bien, denudación tectónica de corteza caliente media o inferior (Frisch y Loeschke, 2003) y en donde fallas mayores en la litosfera actúan como conductos de fluidos (Moeck, 2014).
- 3) Un cuerpo plutónico (<3 Ma) emplazado en la corteza, con temperaturas entre 600 y 850°C en una región dominada por tectónica extensional (Sigurdsson et al., 1999; Stober y Bucher, 2013).

*Estudio geológico de la zona geotérmica del Volcán Domuyo, Argentina*

1	Tipo Campo volcánico	Tipo plutónico	Tipo Dominio Extensional
2	Java-Kamojang	Larderello	Bradys (Basin and Range)
3	Arcos magmáticos Dorsales oceánicas Hot spots	Orógenos jóvenes Fases post orogénicas	Complejos de núcleo metamórficos Extensión back-arc Cuencas Pull-apart Rifts intracontinentales
4	Cámaras magmáticas, intrusiones	Intrusiones jóvenes + extensión	Adelgazamiento cortical >> Elevado flujo de calor
5	Magmatismo activo (volcanismo)	Plutonismo reciente	Dominio extensional activo
6			

FIGURA 5. 1 CLASIFICACIÓN DE LOS SISTEMAS GEOTÉRMICOS BASADOS EN EL CONTROL GEOLÓGICO DE LA ACTIVIDAD ÍGNEA: MAGMATISMO, PLUTONISMO RECIENTE Y EXTENSIÓN CORTICAL. 1) TIPO DE PLAY GEOTÉRMICO, 2) LOCALIDAD TIPO, 3) AMBIENTE TECTÓNICO, 4) CARACTERÍSTICA GEOLÓGICA DOMINANTE EN EL POTENCIAL DEL RESERVORIO GEOTÉRMICO, 5) TIPO DE TRANSFERENCIA DE CALOR Y 6) CONTROL GEOLÓGICO (MOECK, 2014).

Los fluidos comúnmente provienen de la infiltración de agua meteórica desde altas elevaciones y que posteriormente son parcialmente mezclados con fluidos magmáticos (Deon et al., 2012) en el acuífero del sistema hidrotermal cuya permeabilidad, primaria o secundaria, permite el flujo del agua. La capa sello está formada por cualquier formación de roca con permeabilidad menor a la del acuífero que confina a los fluidos del yacimiento (Stober y Bucher, 2013) (Fig. 5.2)

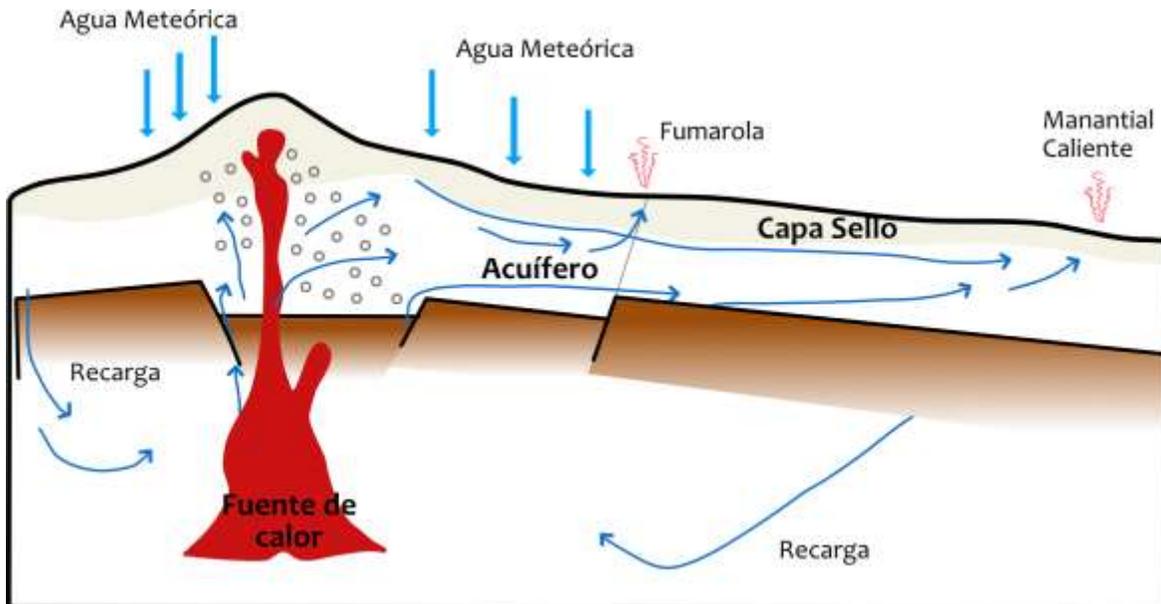


FIGURA 5. 2 RESERVORIO GEOTÉRMICO TÍPICO DE AMBIENTE VOLCÁNICO ASOCIADO A MAGMATISMO DE ARCO EN ZONAS DE SUBDUCCIÓN (MODIFICADO DE WILLIAMS ET AL. 2002).

## 5.2 Tectónica regional

Para entender el contexto geológico del área geotérmica de Domuyo se ampliaron las observaciones a escala regional, se complementaron con la información disponible en la literatura así como con la interpretación de imágenes de satélite y de Google Earth Pro. Con esta información se elaboró el mapa geológico regional que se muestra en la Figura 5.3 y que se describe a continuación.

Con el objetivo de entender y visualizar las estructuras geológicas características de la región de estudio, se elaboró un modelo 3D con el Software Leapfrog Geo 4.1 el cual permitió tener diferentes vistas sobre la región. Debido a que en el área de estudio no existen datos de subsuelo, el modelo se creó integrando secciones geológicas con dirección E-O además de las

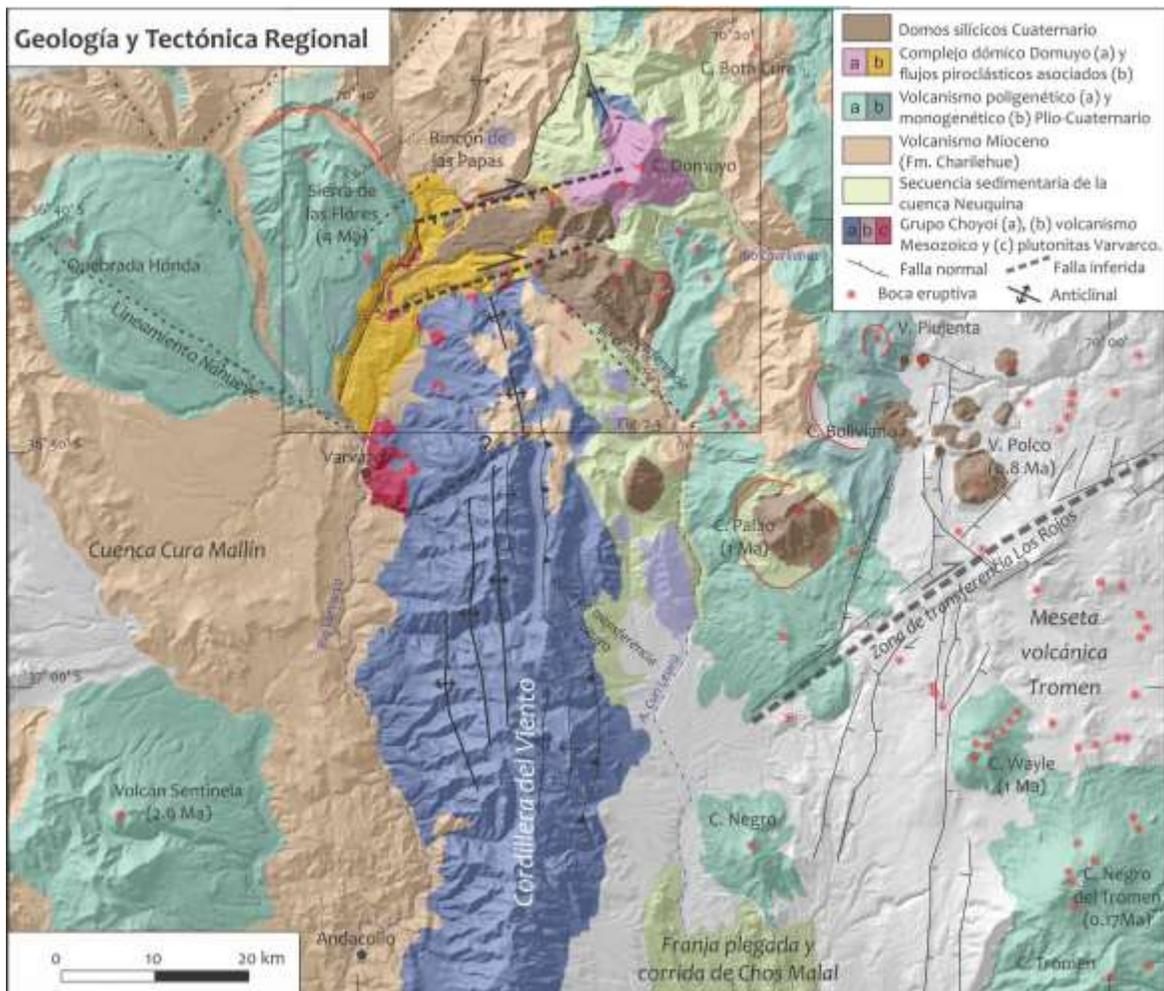


FIGURA 5.3 MAPA GEOLÓGICO REGIONAL DE LA PARTE NORTE DE LOS ANDES PATAGÓNICOS MOSTRANDO LAS PRINCIPALES ESTRUCTURAS TECTÓNICAS Y EL VOLCANISMO CENOZOICO. EL MAPA ESTÁ BASADO EN INFORMACIÓN GEOLÓGICA Y GEOCRONOLÓGICA DE LITERATURA (BURNS ET AL., 2006; MIRANDA ET AL., 2006; FOLGUERA ET AL., 2008; SAGRIPANTI ET AL., 2015) Y NUESTRA INTERPRETACIÓN DE IMÁGENES SATELITALES Y DE GOOGLE EARTH.

mostradas en el Capítulo 4 (Fig. 4.22). El control de los espesores de las unidades fue soportado por los perfiles de resistividad resultados de los estudios geofísicos realizados por otro grupo de trabajo de este proyecto y que se presentarán en el siguiente capítulo.

El área geotérmica de Domuyo se ubica en la terminación norte de la Cordillera del Viento, que representa el mayor levantamiento del basamento andino de estas latitudes. La Cordillera del Viento es una estructura de dirección N-S formada por una serie de anticlinales subyacidos por una falla de corrimiento de bajo ángulo con vergencia al este (Sagripanti et al. 2014). Se interpreta como el producto de la inversión de una cuenca Triásica durante dos fases tectónicas. El primer evento de deformación fue el más intenso y probablemente ocurrió a finales del Cretácico de acuerdo a edades de trazas de fisión y K-Ar (Burns, 2002; Kay et al., 2006). Una segunda fase de deformación se infiere ocurrió en el Mioceno tardío con base a estudios termocronológicos (Burns, 2002). Sagripanti (2015) reporta que hacia el flanco occidental del plateau volcánico del Tromen, las estructuras contraccionales afectan a las rocas más jóvenes (2-1 Ma), sin embargo, de acuerdo a una restauración palinspástica para la región al noreste del Cerro Domuyo, el acortamiento durante el Mioceno Tardío fue mucho menor comparado con el episodio de deformación más antiguo (Spagnuolo et al., 2012). En la región de Domuyo la única evidencia observable de esta deformación es la inclinación suave de la secuencia de la Formación Charilehue a los dos lados del domo (Fig. 5.4).

Al oeste de la Cordillera del Viento se encuentra la cuenca Cura Mallín (Fig. 5.3), una depresión tectónica de edad Oligo-Mioceno cuyo relleno está constituido por una espesa secuencia (~1,500 m en promedio) de depósito fluvio-lacustres cubiertas por ignimbritas y lavas del Mioceno medio y superior que pueden corresponder a la Fm. Charilehué. Estas rocas son cubiertas en discordancia por los edificios volcánicos poligenéticos del Plioceno (Burns et al., 2006).

Durante el Mioceno Medio se registra la fase de acortamiento postdeposicional responsable de la inversión de la cuenca Cura Mallín así como de la formación de pliegues y cabalgaduras con dirección N-S (Niemeyer y Muñoz, 1983; Muñoz y Niemeyer, 1984; Burns, 2006). Esta fase de deformación involucra a las rocas del Mioceno medio pero no las del Plioceno (Miranda et al.,



FIGURA 5. 4 PANORÁMICA MIRANDO AL NORTE HACIA LAS SIERRAS QUE LIMITAN LA DEPRESIÓN DE AGUAS CALIENTES. SE PUEDE OBSERVAR EL PLEGAMIENTO SUAVE DE LA SECUENCIAS VOLCÁNICA MIOCENO MEDIO DE LA FORMACIÓN CHARILEHUE QUE CONTRASTA CON LAS COLADAS HORIZONTALES DE LA SIERRA DE LAS FLORES. EN PRIMER PLANO EL DEPOSITO DE FLUJO PIROCLÁSTICO DEL DOMUYO Y EL CAÑÓN DEL ARROYO COVUNCO. VER UBICACIÓN DE LA FOTOGRAFÍA EN LA FIGURA 5.3.

2006). En el área de estudio provoca el basculamiento suave hacia el ONO de las rocas de la Formación Charilehué en el área del Rincón de las Papas, mientras que las lavas de la Sierra de las Flores (4 Ma) son horizontales, lo que indica que la fase de plegamiento suave está limitada al Mioceno tardío (Fig. 5.4).

Un grupo de lineamientos con dirección NO a NNO adyacentes a la margen de la cuenca han sido interpretados como fallas de basamento. Estas estructuras cortan oblicuamente al actual arco volcánico (Ramos, 1978; Ramos y Folguera, 1999). Una de ellas, el lineamiento Nahueve, separa los dominios estructurales entre la Cuenca Neuquina y Cura Mallín pero las rocas a lo largo de la traza de esta estructura no se reportan deformadas (Zöllner y Amos, 1973, Burns, 2006). En el área de estudio, se observa esta característica sobre las rocas de la Formación Charilehué en el sector norte, así como en el Cerro Quebrada Honda (Fig. 5.3).

Radic (2010) considera a la Cuenca Cura Mallín como un sistema de rift formado por tres subcuencas diacrónicas. Entre estas la subcuenca Chillán corresponde al sector norte que colinda con la región del Domuyo y cuyas fallas de borde no han sido reconocidas en campo. Sin embargo una aproximación al límite estructural del depocentro, basado en el límite de los afloramientos y espesores estimados se propone una falla normal que guía el curso del Río Varvarco y que es sepultada con vergencia al oeste hundiendo las unidades del basamento y probablemente coincidente con el límite oriental de la Cuenca Cura Mallín (Sección 1,3; Mapa 1; Fig. 5.3 y 5.5).

La distribución de las facies sedimentarias y su relación con las estructuras geológicas en la cuenca indican que los límites deben ser fallas extensionales, con una ligera deformación lateral derecha (Burns et al., 2006). De acuerdo a las secciones 1-4 se sugiere que el área de estudio

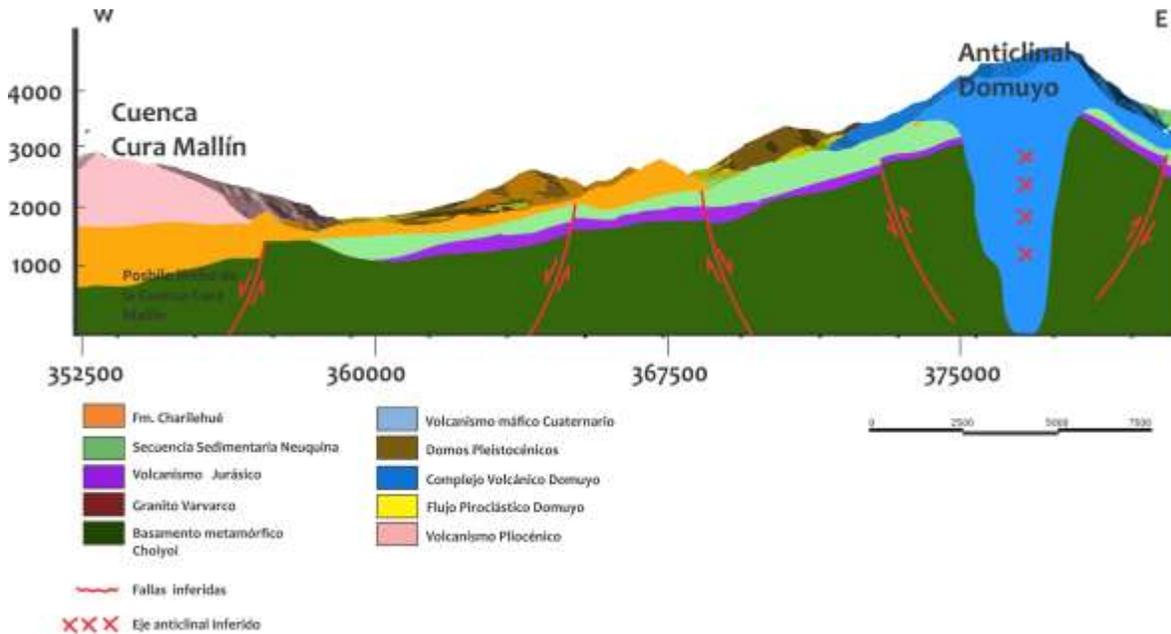


FIGURA 5. 5 SECCIÓN OBTENIDA A PARTIR MODELADO 3D DE LA REGIÓN DE ESTUDIO. MUESTRA LAS ESTRUCTURAS INFERIDAS INDICANDO EN EL SECTOR OCCIDENTAL EL POSIBLE LÍMITE DE LA CUENCA CURA MALLÍN. HACIA EL SECTOR CENTRAL SE OBSERVAN LAS FALLAS NORMALES PROPUESTAS CON COMPONENTES LATERALES.

está afectada por estructuras que siguen la misma cinemática sugerida por Burns et al. (2006) (ver siguiente Capítulo) afectando a las rocas del basamento y a las de la Formación Charilehué.

Al este de la Cordillera del Viento, Folguera et al. (2008) documentan una fase extensional que genera el hundimiento de la Faja Plegada y Corrida de Chos Malal y la formación de cuencas parcialmente cubiertas por el grueso paquete de unidades volcánicas que forman la Meseta Volcánica Tromén (Fig. 5.3). El fallamiento extensional dominante tiene dirección N-S y se desarrolló principalmente entre 1.7 y 0.4 Ma con reactivaciones posteriores y de menor intensidad. Los mismos autores proponen que estas fallas constituyen el extremo sur de un graben N-S de dimensión regional nombrado Fosa Las Loicas, resultado de la propagación del retroarco cuando la placa en subducción aumentó su ángulo de inclinación después de un largo estadio de subducción sub-horizontal. De acuerdo a lo anterior, la región del Domuyo se localizaría al interior de un graben N-S en donde la falla occidental mayor guiaría el curso del río Varvarco. Sin embargo, de acuerdo a las observaciones en campo este fallamiento no afecta el área de estudio. Como se observa en la sección geológica 3 y 1, y en la Figura 5.6 la falla propuesta no desplaza a las unidades más jóvenes (rocas del plioceno y flujo piroclástico del C. Domuyo) de un lado al otro del Río Varvarco.

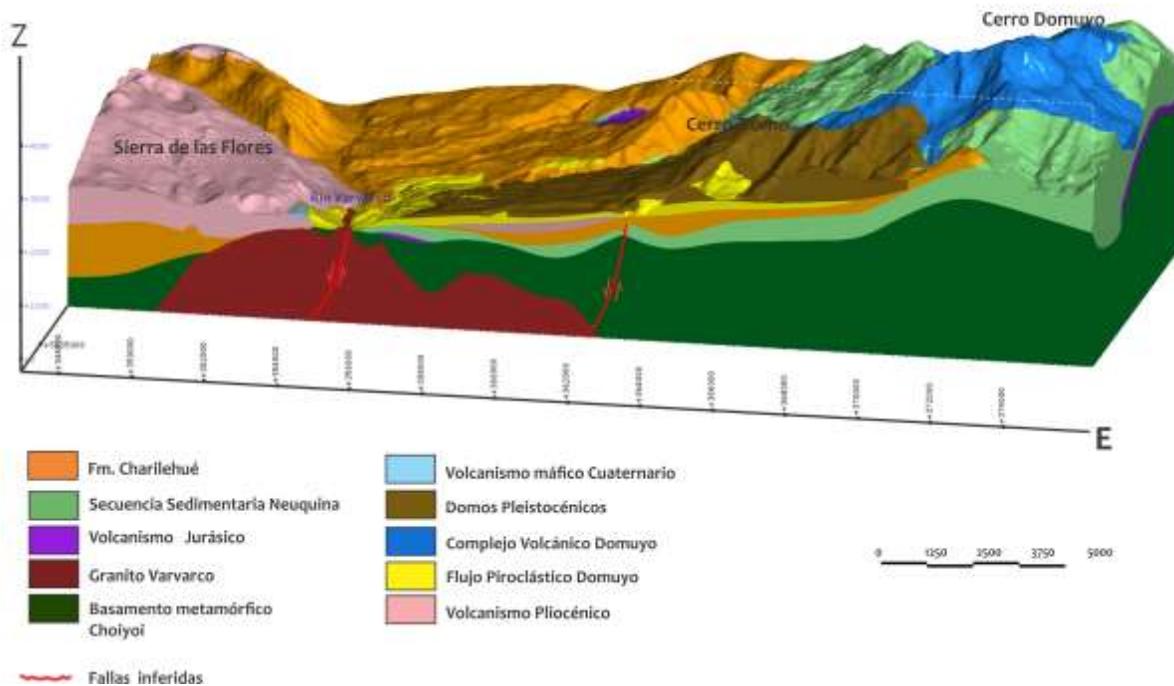


FIGURA 5. 6 CORTE MERIDIONAL EN EL MODELO 3D DE LA REGIÓN DE ESTUDIO. HACIA EL OCCIDENTE, EN CERCANIAS DEL PROBABLE INICIO DE LA CUENCA CURA MALLÍN SE OBSERVA LA FALLA QUE GUIA AL RIO VARVARCO Y QUE AFECTA A UNIDADES PRE-MESOZOICAS.

Por otra parte, los mismos autores proponen que la franja de fallas normales N-S es interceptada en su sector sur (37° S) por una zona de transferencia llamada Los Rojos de dirección ENE-OSO que tiene una cinemática lateral derecha con una componente extensional

(Fig. 5.3). El vulcanismo joven y activo de la Meseta volcánica Tromen es considerado como una consecuencia directa de los procesos extensionales que aún persisten debido al colapso parcial del Cinturón de Pliegues y Cabalgaduras de Chos Malal. El fallamiento extensional N-S no parece haber afectado el área del Domuyo, pero si se infiere la existencia de una estructura cinemáticamente similar a la zona de transferencia de Los Rojos de la cual se hablará en la siguiente sección (Fig. 5.8).

El magmatismo Plio-Cuaternario de la región puede subdividirse en tres dominios: 1) al oeste de la Cordillera del Viento la cuenca Cura Mallín está dominada por volcanes poligenéticos de composición principalmente andesítica (Volcán Centinela, Quebrada Honda y Sierra de las Flores)(Miranda et al., 2006); 2) al sureste de la Cordillera del Viento se encuentra la Meseta Volcánica de Tromen que se caracteriza por volcanes poligenéticos (Cerro Tromén, Volcán Tiluhe, Cerro Wayle, Cerro Negro) y una gran cantidad de conos monogenéticos de composición basáltica; 3) el área al noreste de la Cordillera del Viento el vulcanismo se vuelve bimodal, coexistiendo vulcanismo basáltico con domos de composición riolítica y dacítica (Cerros Palao, Polco, Domuyo, Domo, Covunco y Bota Cura). La ocurrencia de vulcanismo bimodal sugiere que en esta zona se dan las condiciones para que el ascenso de magmas máficos pueda generar la fusión de la corteza, que produce el voluminoso vulcanismo silícico de la región del Domuyo.

## 5.3 Tectónica local

En la región de estudio local trabajos anteriores habían propuesto la existencia de fallas normales de dirección ~E-O a lo largo de dos de los principales arroyos: la Falla Manchana-Covunco al norte y Falla Covunco al sur (Fig. 2.11). Estas dos estructuras formarían un graben de la misma dirección ubicado al oeste del Cerro Domuyo en donde se localizan la mayoría de las manifestaciones termales (Pesce, 1983, 2013). El trabajo de campo permitió determinar que si bien deben existir fallas con una orientación similar a las que propuso Pesca (1983) estas no afectan a las unidades posteriores a la Formación Charilehue. De hecho, la cima del depósito piroclástico del Domuyo no se ve desplazada de un lado al otro de los Arroyos Covunco y Manchana-Covunco y en general su superficie plana no presenta ningún escarpe de falla (Secciones geológicas 1-4, Fig. 5.7). Sin embargo, dicho depósito relleno una depresión que inferimos ser de naturaleza tectónica. En correspondencia del Arroyo Atreuco el anticlinal de la Sierra del Viento se ve truncado y las rocas Permo-Triásica del Grupo Choyoi y las plutonitas Varvarco, que alcanzan alturas de hasta 2,800 m en la Sierra, no afloran en el Arroyo Covunco, ubicado 2 km más al norte, cuyo lecho tiene elevaciones de ca. 1750 a 1900 m. En correspondencia con el Arroyo Manchana-Covunco vuelven a aflorar las rocas del Grupo Choyoi, las plutonitas Varvarco y las secuencias sedimentarias de la Cuenca Neuquina a una altura de hasta 2200 m. Estas últimas tienen inclinación pronunciada hacia el NE, E y ESE y, al norte del arroyo están sobreyacidas en discordancia por la secuencia volcánica de la Formación Charilehué que tiene un plegamiento suave con eje aproximadamente N-S (Fig. 5.3).

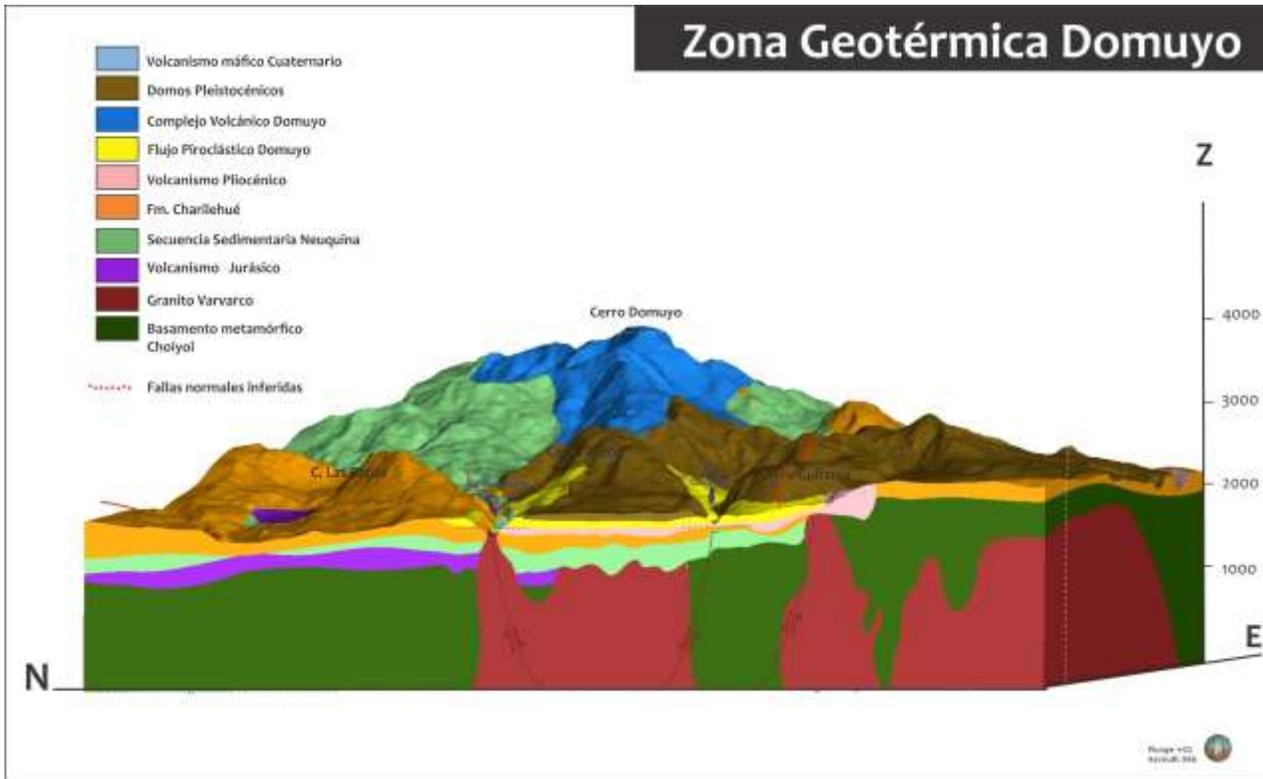


FIGURA 5. 7 GRABEN PROSOPUESTO PARA LA REGIÓN DE ESTUDIO EN DONDE LAS FALLAS DE BORDE, COINCIDENTES CON EL CURSO DEL ARROYO MANCHANA-COVUNCO Y COVUNCO, NO AFECTAN LAS ROCAS PLIOCÉNICAS Y SUS RESPECTIVAS SOBREYACIENTES.

Es improbable que las rocas Permo-Triásicas y Jurásicas hayan sido removidas por la erosión de un drenaje ortogonal al eje del anticlinal de la Sierra del Viento, por lo que se infiere la presencia de estructuras dirección ENE-OSO con componente normal importante, sepultadas por debajo del depósito de flujo piroclástico Domuyo (Mapa 1; Secciones geológicas 1-4, Fig. 5.7). La estructura meridional debe ubicarse un poco más al norte del Arroyo Atrouco, posiblemente por debajo del alineamiento de los domos Guitarra y Covunco mientras que la estructura septentrional se ubicaría un poco al sur del Arroyo Manchana Covunco (Mapa 1; Sección geológica 2 y 3, Fig. 5.7), definiendo un graben similar al propuesto por Pesce (2013). Sin embargo el curso de ambos arroyos está controlado por el contacto entre el depósito de flujo piroclástico Domuyo y las rocas más antiguas adyacentes, y no por la traza de la falla. Es posible que existan otras fallas con la misma cinemática sepultadas bajo el depósito de flujo, así como se propone en las secciones geológicas y que correspondería con un análogo de las estructuras extensionales en el depocentro Cura Mallín.

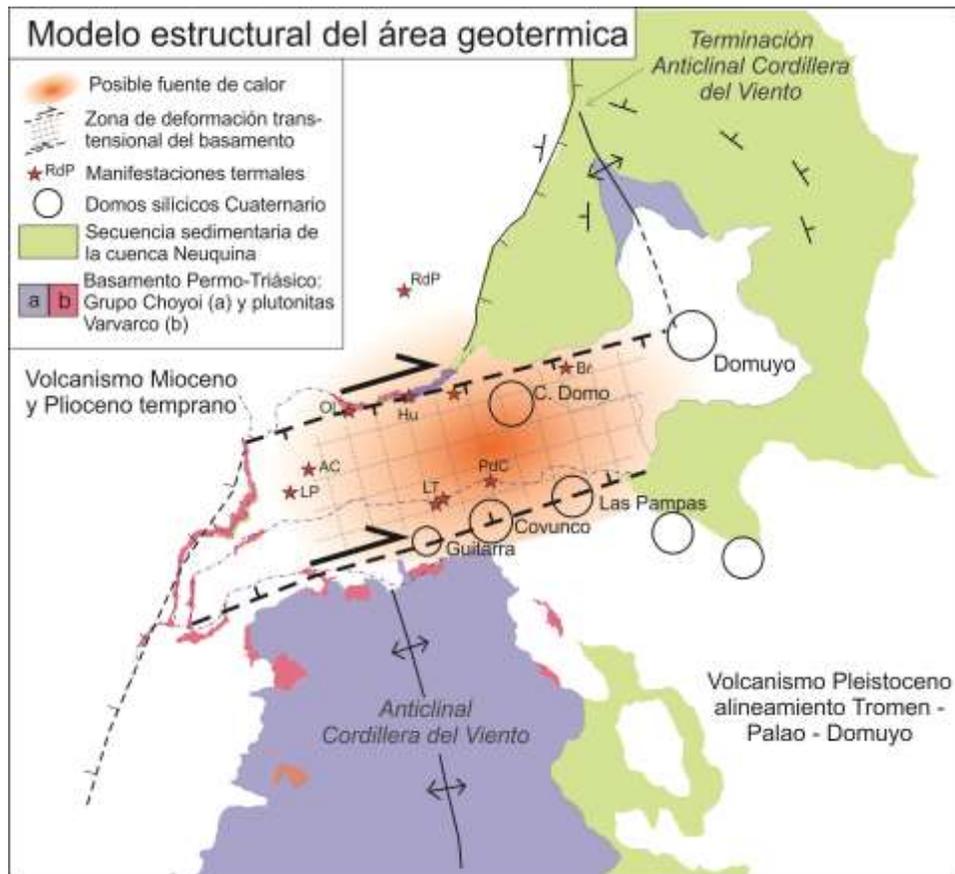


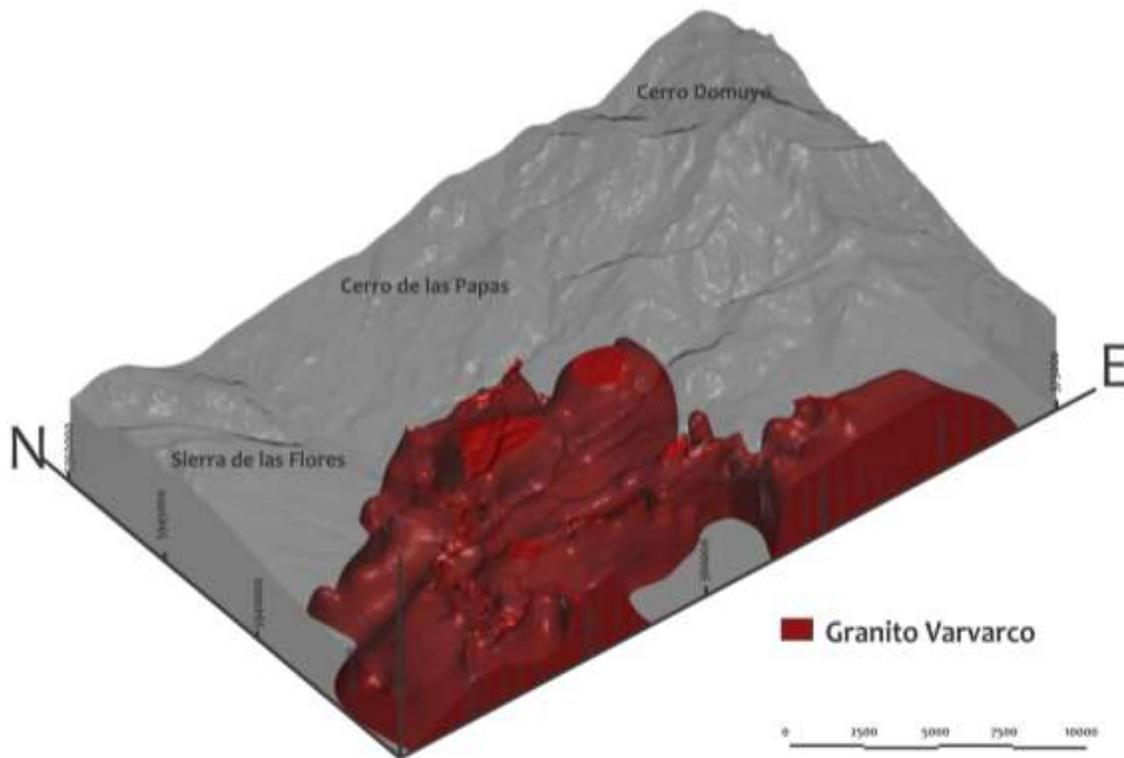
FIGURA 5. 8 MARCO TECTÓNICO DEL ÁREA GEOTÉRMICA DE DOMUYO. LAS MANIFESTACIONES TERMALES ASÍ COMO LOS DOMOS SILÍCICOS MÁS JÓVENES ESTÁN EMPLAZADOS EN UNA ZONA DE TRANSFERENCIA CARACTERIZADA POR TRANSTENSIÓN DERECHA QUE DESPLAZA LA TERMINACIÓN DEL ANTICLINAL DE LA CORDILLERA DEL VIENTO.

Por otro lado, observando la geología regional se puede hipotizar que las estructuras inferidas en el apartado anterior tengan una historia de deformación más compleja. Al noreste del área de estudio las rocas del Grupo Choyoi y de la cuenca Neuquina afloran extensamente al norte del Cerro Domuyo, donde forman un anticlinal con un eje en la misma dirección de la Sierra del Viento (NNO). La similitud en la dirección del eje sugiere que el anticlinal al norte del Domuyo podría ser la terminación norte del anticlinal de la Cordillera del Viento, pero desplazado hacia el ENE (Fig. 5.3 y 5.5). Con base en esta observación se propone que por debajo del depósito de flujo Domuyo pueda existir una zona de cizalla con componente lateral derecha que acomodó el desplazamiento del pliegue hacia el ENE. Cabe mencionar que la Zona de Transferencia de Los Rojos, reconocida por Folguera et al. (2008) al SE del Domuyo (Fig. 5.3) tiene una orientación y una cinemática similar, aunque se caracteriza por una reactivación durante el Cuaternario. En cambio, la edad de la deformación lateral derecha y extensional de Domuyo no es conocida, pero debe ser anterior a la Fm. Charilehue. Es posible que la zona de cizalla se haya formado durante la fase principal de plegamiento y levantamiento de la Cordillera del Viento en tiempo pre-Oligoceno como una estructura de transferencia, con una posible reactivación

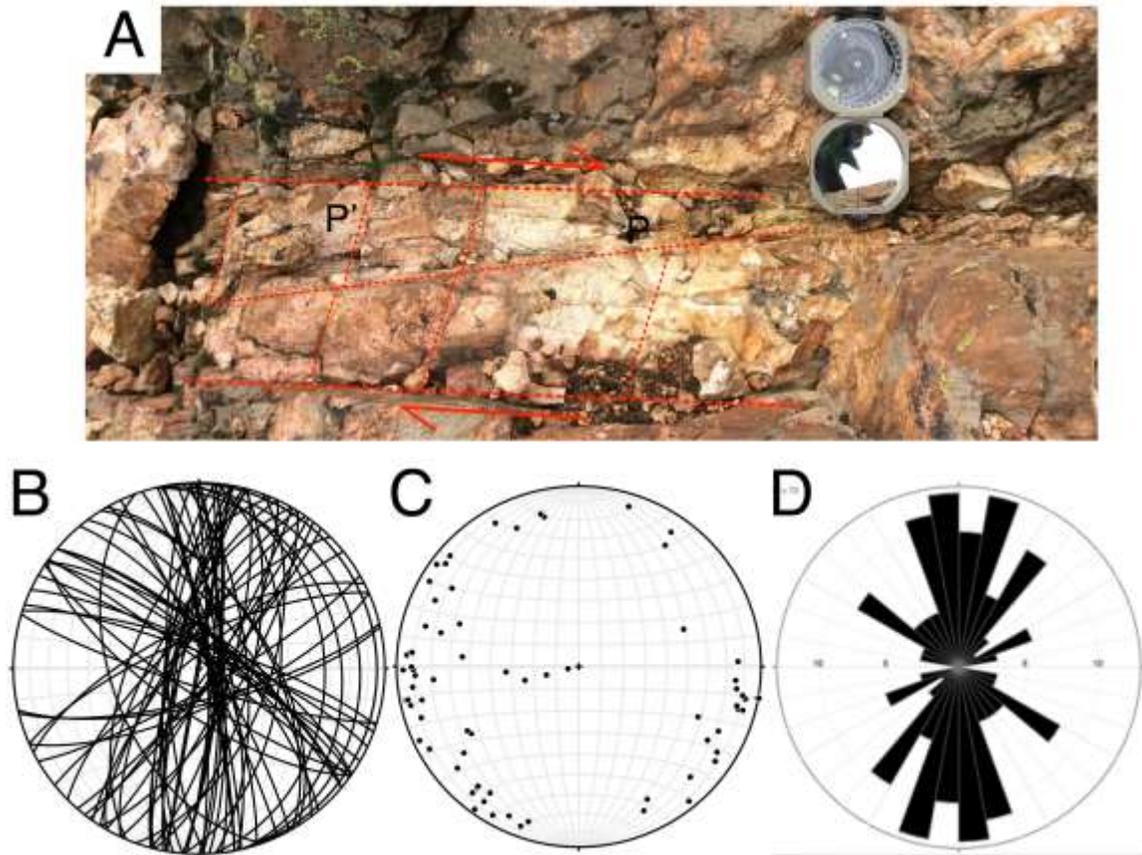
durante la fase de plegamiento suave del Mioceno tardío. También es posible que la intrusión del domo del Domuyo haya contribuido a enfatizar esta estructura, que en la actualidad tiene una elevación superior a la de la Cordillera del Viento.

Es interesante notar la abundancia de afloramientos de las plutonitas Varvarco en la zona de transferencia, lo que sugiere que esta pudo haber sido una franja de intrusión del Pérmico posteriormente reactivada durante el acortamiento del Cretácico Tardío y que la zona meridional corresponde con un alto del basamento en donde los cuerpos intrusivos son someros (Sección 3, 4, Fig. 5.9).

Debido a que es la unidad del basamento que más aflora en el área se ha medido sistemáticamente el fracturamiento del granito Pérmico. En la figura 5.10 se puede observar que el patrón dominante tiene una dirección N-S a NNE, con picos secundarios en dirección NO y ENE que concuerdan con las fases tectónicas que ha padecido esta unidad. El acortamiento en dirección E-O puede haber generado planos N-S, la cizalla en dirección ENE-OSO los planos tipo R1 en dirección NO, mientras que la extensión podría ser representada por los planos ENE.



**FIGURA 5. 9** MODELO 3D DE LA FORMA Y DISTRIBUCIÓN POSIBLE PARA LA INTRUSIÓN PÉRMICA QUE DIÓ ORIGEN AL GRANITO VARVARCO. SE APRECIA QUE EN LA ZONA MERIDIONAL EL CUERPO GRANÍTICO ES MÁS SOMERO.



**FIGURA 5. 10** A) EL FRACTURAMIENTO EN EL GRANITO GENERA ESTRUCTURAS TIPO RIEDEL RESULTADO DE LA DEFORMACIÓN POR UNA CIZALLA DERECHA. B) PROYECCIÓN CICLOGRÁFICA, C) POLOS (HEMISFERIO INFERIOR), Y D) ROSETA DE LAS FRACTURAS MEDIDAS EN EL GRANITO PÉRMICO DE LAS PLUTONITAS VARVARCO AFLORANTES EN EL ÁREA DE ESTUDIO.

## 6.- MODELO CONCEPTUAL GEOTÉRMICO

El área geotérmica de Domuyo se conoce desde varias décadas por sus espectaculares manifestaciones termales con alta temperatura y abundante caudal. Estudios geoquímicos recientes estiman que el fluido geotérmico puede tener una temperatura de 220 °C que, tomando en cuenta una entalpía de 944 J g<sup>-1</sup> indicaría un flujo de energía térmica de 1.1±0.2 GW (Chiodini et al., 2015), sólo inferior a Yellowstone (~ 5.5 GW) (Fournier, 1989) en una comparación a nivel mundial.

A continuación, se analizan los elementos del sistema geotérmico de Domuyo a partir de la información geológica y geocronológica obtenida en este estudio. Con el objetivo de realizar un análisis integral y completo que permita constreñir de mejor manera el modelo conceptual del sistema geotérmico, se presentan y analizan los resultados de estudios electromagnéticos y gravimétricos, destacando que la adquisición y procesamiento de estos datos fue realizada por el grupo de trabajo de geofísica que colaboró dentro del mismo proyecto.

### 6.1 Métodos de exploración geofísica en exploración geotérmica

El *método magnetotélúrico* ha sido ampliamente aplicado en exploración geotérmica por su capacidad para detectar a que profundidades las rocas llegan a ser conductivas eléctricamente a consecuencia de la excitación termal. En áreas en donde no hay anomalías en el flujo de calor, las rocas comienzan a aumentar sus valores conductivos entre 50 y 500 km, sin embargo en zonas geotérmicas —en donde el flujo de calor es anómalo, este rango disminuye considerablemente a 10 km o menos.

La temperatura no es el único factor que afecta la conductividad de las rocas, la saturación del agua y el aumento en la cantidad de sólidos disueltos son factores que controlan en gran escala la conductividad de las rocas. Estas variables están estrechamente relacionadas y asociadas con los yacimientos geotérmicos donde no es inusual que los valores de esta propiedad eléctrica tengan variaciones en ordenes de magnitud. En un sistema geotérmico típico es común que en profundidad bajas conductividades (altas resistividades) correspondan con rocas cristalinas que forman el basamento mientras que en niveles más someros en donde las rocas son saturadas en fluidos geotermiales, la conductividad aumente (Manzella, 1999).

El *método gravimétrico* es utilizado para diferenciar formaciones geológicas con diferentes densidades. La densidad de las rocas depende principalmente de su composición y de la

porosidad de estas, aunque la saturación parcial con fluidos también influye. Los resultados gravimétricos se presentan comúnmente en mapas basados en la anomalía de Bouguer, que considera los valores de gravedad reducidos por Bouguer (-valor de gravedad corregida por las masas presentes entre el punto de observación y el geoide) menos la gravedad por corrección al aire libre (valor de la gravedad corregido por la altura del valor medido de  $g$  respecto del geoide). La aplicación de este método en exploración geotérmica incluye el mapeo de las profundidades del basamento, intrusiones magmáticas asociadas a la fuente de calor, fallas o sistemas de diques y zonas de anomalías termales (Georgsson, 2009).

## 6.2 Fuente de calor

Para tener una idea del posible volumen de la cámara magmática en enfriamiento que se supone constituye la fuente de calor del área de Domuyo se estimó el volumen de los domos silícicos más recientes (Cerro Covunco, Las Pampas, Cerro Domo y Cerro La Guitarra), mediante la extensión Terrain and TIN Surface del Software ArcGis 10.3.1, asumiendo una superficie basal regular obtenida por la interpolación de la elevación de los puntos de la base de cada uno de los domos. Los valores obtenidos se listan en la tabla siguiente:

Estructura	V (km <sup>3</sup> )
Cerro Covunco	3.74
Las Pampas	1.09
Cerro Domo	8.11
Cerro Guitarra	0.02

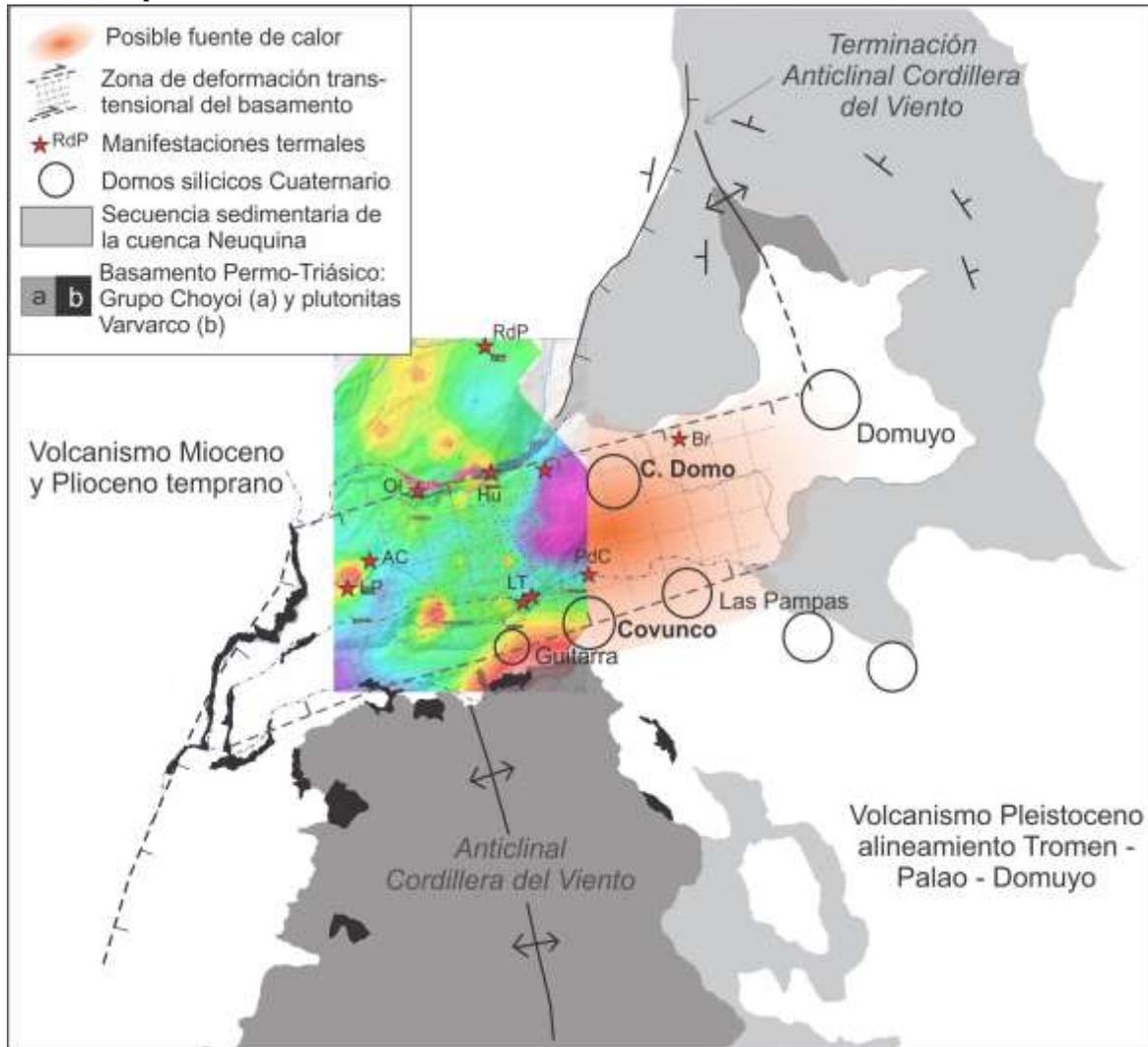
TABLA 6. 1 CÁLCULO DE VOLÚMENES DE LOS DOMOS SILÍCICOS DEL ÁREA DE ESTUDIO

De acuerdo a lo reportado en la sección de estratigrafía el Cerro Domo y el Cerro Covunco son los edificios más recientes del área, con edades U-Th en zircón comprendidas entre 0.25 y 0.35 Ma. Estas edades no son muy jóvenes para el volcanismo asociado a un área geotérmica del tamaño del Domuyo (p. ej. 31-26 ka: Los Azufres, México (Arce et al., 2012); 30-20 ka: La Primavera, México (Mahood, 1980); 164-70 ka: Los Humeros, México (Carrasco-Núñez et al., 2018); 55-27 ka: Domo San Pedro, Mexico (Frey et al., 2004); 60-13 ka: Wairakei-Tauhara, Nueva Zelanda (Rosenberg, 2017)).

Una primera posibilidad es que el volcanismo silícico representado por estos domos no corresponde a la última intrusión de magma en la corteza superior, es decir puede que el magma se haya acumulado en tiempos más recientes sin que haya tenido la posibilidad de llegar a la superficie. Esta hipótesis sería compatible con el hecho que se trata de lavas muy viscosas y que en el área no se ha observado ninguna estructura extensional cuaternaria, que pueden facilitar el ascenso de estos magmas.

Otra posibilidad es que la última intrusión en la cámara fuera efectivamente hace 0.25 Ma pero que esta tenga un volumen muy grande por lo que el tiempo de enfriamiento es más largo. El

volumen de los domos más recientes (que no incluye a todos los que se encuentran al SO del Domuyo) suma casi 13 km<sup>3</sup>, un valor de por sí ya notable. Si además tomamos en cuenta la dificultad de estos magmas de ascender a la superficie se podría especular que el volumen de la cámara fuera mucho mayor, quizás hasta 5 veces este volumen, considerando que para los sistemas magmáticos continentales la relación volumétrica intrusión:extrusión (I:E) es de 5:1 (White et al., 2006). La elevación de la superficie basal de estos domos permite estimar alturas de hasta 1 km desde la zona de emplazamiento, estos valores son significativamente mayores a las alturas promedios típicas de domos silíceos, este hecho se atribuye a una intrusión de importante volumen en profundidad. Por lo tanto es posible que exista una cámara en enfriamiento de muchas decenas de km<sup>3</sup> que, aunque no tan reciente, sigue generando un flujo de calor importante.



**FIGURA 6. 1 UBICACIÓN PROPUESTA PARA LA FUENTE DE CALOR DEL SISTEMA GEOTÉRMICO DOMUYO. SE MUESTRA LA INTEGRACIÓN DE LOS ESTUDIOS GRAVIMÉTRICOS. LA UBICACIÓN DE LA FUENTE DE CALOR SE PROPONE ALGUNOS KILOMETROS AL ESTE DE LA ZONA CUBIERTA POR LA GEOFÍSICA, ENTRE EL CERRO DOMO Y EL CERRO COVUNCO. EL DETALLE DE LOS ESTUDIOS DE GRAVIMETRÍA SE MUESTRA EN LA FIGURA 6.2.**

En la figura 6.1 se ilustra la posible ubicación de la cámara magmática en una posición intermedia con respecto al Cerro Domo y el Cerro Covunco. La localización propuesta para la cámara magmática, fuente de calor del reservorio geotérmico, se basa en que los dos edificios dómicos de mayor volumen (Tabla 6.1) son el Cerro Domo y el Cerro Covunco y que además los resultados de los mapas de anomalía residual de gravedad muestran valores anómalamente más negativos ubicados en el área entre El Humazo y Los Tachos (Fig. 6.1 y 6.2) y que disminuyen hacia el este de la región de estudio indicando la existencia de un cuerpo a alta temperatura y baja densidad (Figura 6.1 y 6.2).

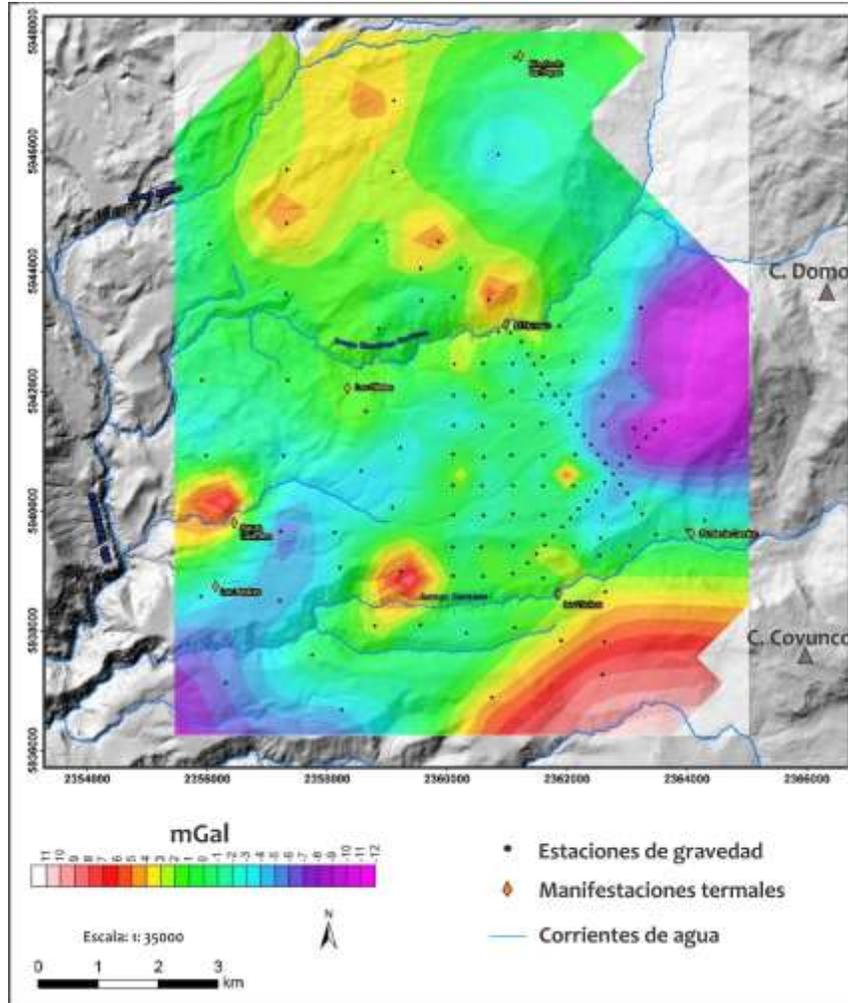


FIGURA 6. 2 MAPA DEL RESIDUAL GRAVIMÉTRICO. RESULTADO DE LA REDUCCIÓN DE LA ANOMALÍA COMPLETA DE BOUGUER.

En las zonas geotérmicas volcánicas, el fluido lateral de agua caliente ocurre aproximadamente algunos 10 kilómetros del centro de la fuente de calor, e.g El Tatio, Chile y Ahuachapan, El Salvador (Healy y Hochstein, 1973; Healy, 1975) y las manifestaciones termales consecuentemente tienen mayores componentes de fluidos magmáticos, siendo típicamente de

composiciones cloruradas (Henley y Ellis, 1983). Considerando la ubicación propuesta para la fuente de calor del reservorio geotérmico, las manifestaciones termales más cercanas a esta serían el Humazo, Los Tachos y las Olletas cuyas concentraciones en cloruros son del orden de 2300 mg/l a 3800 mg/l de acuerdo a los análisis geoquímicos (realizados por otro grupo de trabajo dentro del mismo proyecto). Tomando esto en cuenta la zona principal de ascenso del fluido geotérmico se ubicaría alrededor del Humazo.

## 6.3 Reservoirio y sello

Las rocas del grupo Choiyoi, del vulcanismo Jurásico y las de la Cuenca Neuquina tienen una permeabilidad primaria variable y una permeabilidad secundaria producida por fallamiento y fracturamiento inducidos por las fases de deformación descritas en el capítulo 2 y 5. Esta característica también se ve reflejada en los modelos de resistividad, resultado de la inversión 2D de datos MT. De acuerdo a estos perfiles, valores de altos resistivos (240-1000 Ohm\*m) se correlacionan con las rocas del basamento (Gpo. Choiyoi y Volcanismo Jurásico), que tienden a ser moderadamente conductivos (200-80 Ohm\*m) hacia su cima, en donde el fracturamiento y la deformación debe de ser mayor.

El granito tiende a ser más homogéneo y no tiene una permeabilidad primaria, pero, como muestran los datos estructurales de la Figura 5.8, tiene abundantes planos de fracturamiento producto de la deformación tectónica a la que fue sometido. Es indudable que las rocas de mayor resistividad corresponden a las plutonitas Varvarco (600-1000 Ohm\*m), sin embargo como se observa en el perfil 1, 3, 5 MT (Fig. 6.3), la resistividad eléctrica disminuye drásticamente (~2 órdenes de magnitud ohm\*m) en zonas en donde inclusive hay intrusiones graníticas. Esta variación se explica como resultado de una zona de alto fracturamiento y fallamiento que favorece la alta circulación de fluidos hidrotermales.

Con base en los elementos geológicos de este trabajo en apoyo con resultados geofísicos, el reservorio geotérmico estaría localizado en las rocas polideformadas del Grupo Choiyoi, del vulcanismo Jurásico, las plutonitas Varvarco y, en parte, la secuencia sedimentaria de la Cuenca Neuquina (Fig. 6.5), las bajas resistividades (10-60 ohm\*m) que presentan las rocas del reservorio se deben principalmente a la presencia de fluidos salinos en el sistema roca, en la Figura 6.4 se presenta el mapa de resistividades a 1450 msnm que exhibe valores bajos de anomalías resistivas (verde) dando una aproximación de la profundidad del yacimiento. También se observa que las zonas de descargas de fluidos hidrotermales corresponden con las zonas de mayor conductividad (amarillo) como previamente se había mostrado en las secciones longitudinales de la Figura 6.3.

Las unidades del basamento (Gpo. Choiyoi, Granito Varvarco, Volcanismo Jurásico y Cuenca Neuquina) son sobreyacidas por un espesor desconocido de la Formación Charilehué, que tiene una deformación suave, y por un paquete de rocas volcánicas no deformadas (lavas Pliocénicas,

depósito de flujo piroclástico Domuyo y coladas riolíticas del Cerro Domo) (Mapa 1, Fig. 4.21). Los perfiles MT realizados casi en direcciones E-O exhiben valores de bajos resistivos (10-20 ohm\*m) (Fig. 6.3 y Perfiles MT Anexo 4) que pueden relacionarse con la Fm. Charilehué y con las unidades sobreyacentes pliocénicas. Ambas corresponden con las zonas de alteración hidrotermal. En particular el depósito de flujo piroclástico Domuyo representa una capa impermeable que puede constituir un sello ideal para los fluidos geotérmicos (Fig. 6.5). De

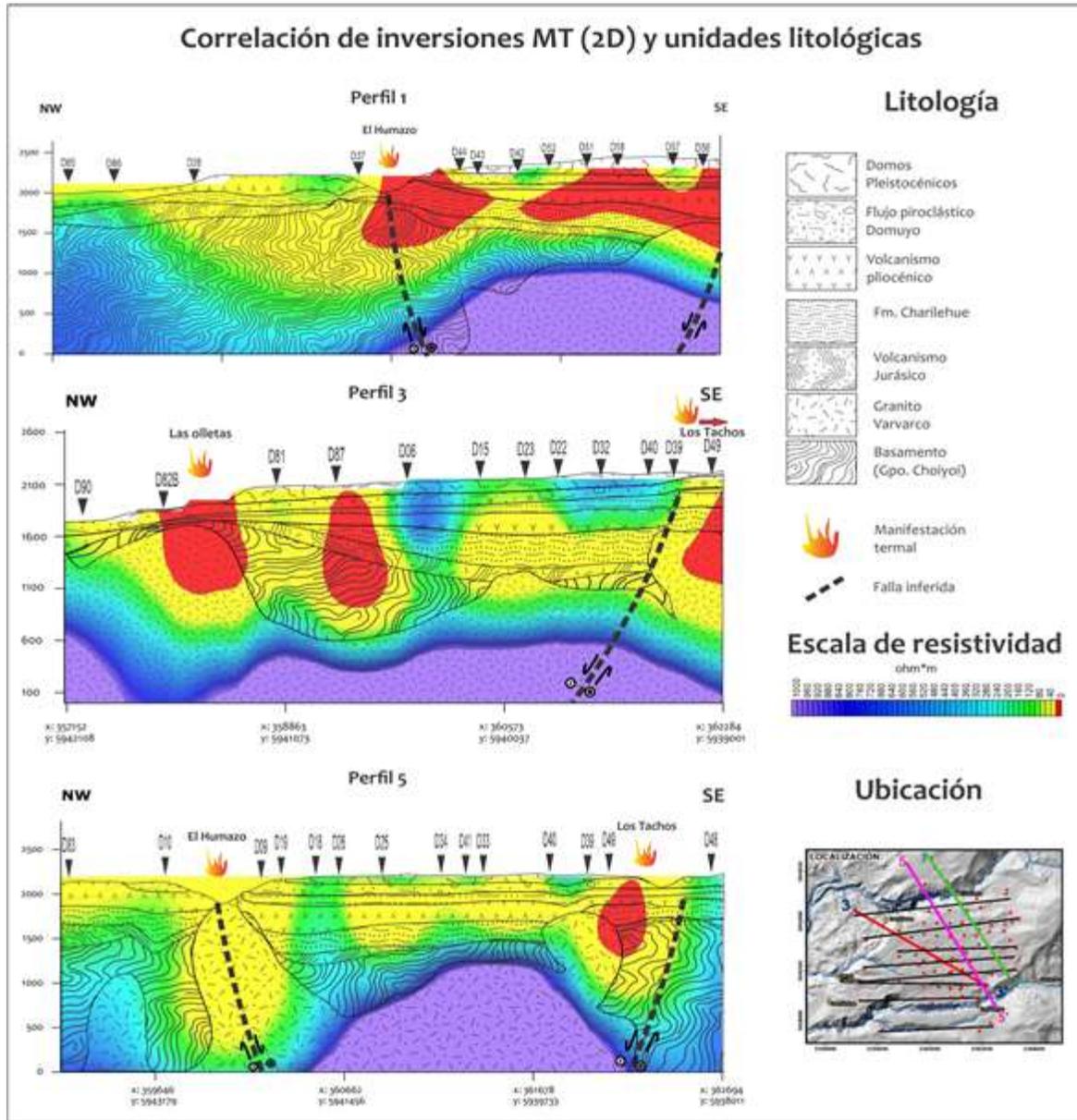


FIGURA 6. 3 CORRELACIÓN ENTRE LAS UNIDADES LITOLÓGICAS Y LOS PERFILES DE INVERSIÓN 2D DE DATOS DE RESISTIVIDAD. LA INTEGRACIÓN DE LOS DATOS GEOLÓGICOS Y GEOFÍSICOS SE LOGRÓ MEDIANTE EL MODELADO 3D EN LEAPFROG 4.2 EN DONDE SE INTEGRARON LOS PERFILES MT(2D) AL MODELO GEOLÓGICO PARA VISUALIZAR EL CORTE LONGITUDINAL EN LA SECCIÓN DE INTERÉS. SE APRECIA QUE LOS VALORES DE RESISTIVIDAD CAMBIAN DRÁSTICAMENTE PRINCIPALMENTE EN ZONAS ASOCIADAS CON ESTRUCTURAS DE FALLAMIENTO Y/O EN LAS CIMA DE LAS ROCAS PRE-MESOZOICAS EN DONDE PRESUNTAMENTE EXISTE ALTO FRACTURAMIENTO Y DEFORMACIÓN PERMITIENDO LA SATURACIÓN DE FLUIDOS SALINOS CONDUCTORES ELÉCTRICAMENTE. LA RESOLUCIÓN HACIA LA SUPERFICIE DEL PERFIL MT NO HA SIDO PROCESADA CON EL EFECTO TOPOGRÁFICO.

hecho, si se excluyen los manantiales de Rincón de las Papas y la Bramadora, las demás manifestaciones termales se ubican en proximidad del contacto entre el depósito de flujo Domuyo y las rocas subyacentes. Así mismo, la mayoría de los valores de bajos resistivos (10-20 Ohm\*m) coinciden con las zonas cercanas a las manifestaciones termales reportadas en superficie (Fig. 6.3 y Perfiles MT en Anexo 4) pudiendo constreñir los límites laterales del yacimiento geotérmico (Fig. 6.5).

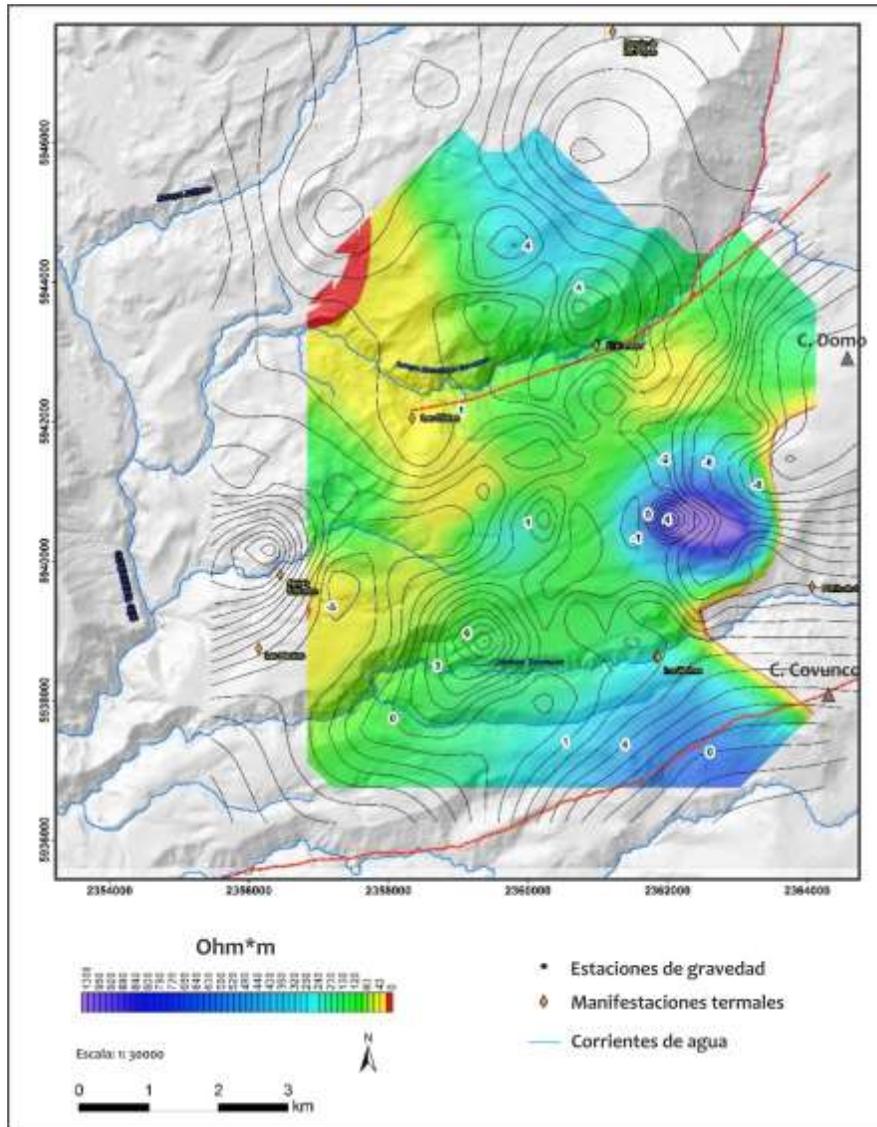


FIGURA 6. 4 MAPA DE RESISTIVIDAD A 1400 MSNM Y RESIDUAL GRAVIMÉTRICO.

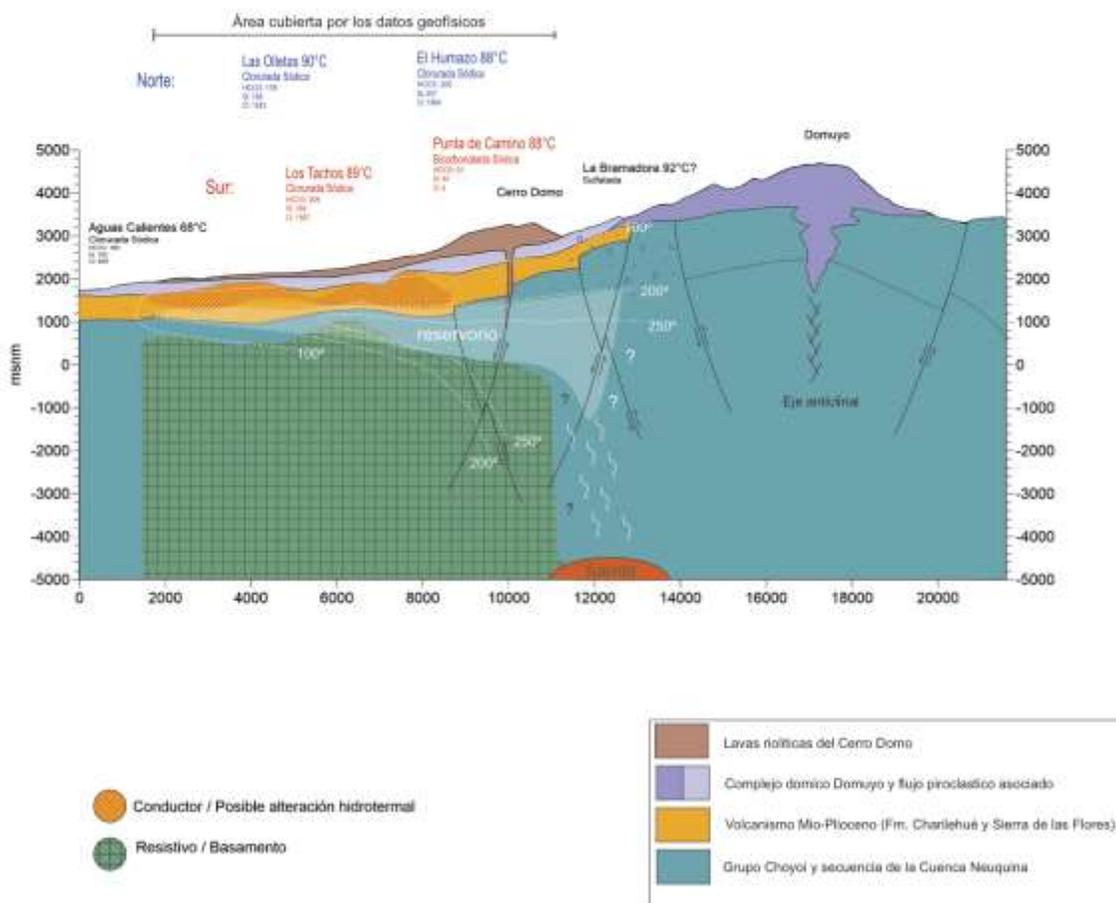


FIGURA 6. 5 MODELO CONCEPTUAL DEL YACIMIENTO GEOTÉRMICO DOMUYO. LA LOCALIZACIÓN DE LA TRAZA SE REALIZÓ SOBRE LA SECCIÓN 1 PRESENTADA EN EL CAPÍTULO 4 DESDE LA MANIFESTACIÓN DE AGUAS CALIENTES HASTA EL CERRO DOMUYO.

## 7.- CONCLUSIONES

Del estudio detallado en campo, el análisis petrográfico y geocronológico se concluyen los siguiente puntos:

- El volcán Domuyo no es un estratovolcán como era considerado por autores previos sino un complejo dómico (Complejo Volcánico Domuyo, CVD) formado por distintos domos silícicos.
- Dentro del ciclo volcánico que dio origen al CVD, un estadio explosivo inicial ocasionó que el domo central colapsara dando origen un voluminoso flujo de bloques y cenizas y flujos piroclásticos asociados que rellenaron un paleovalle al suroeste de la ladera del CVD hasta aproximadamente 30 km desde la fuente de erupción. A este evento siguió una etapa efusiva que formó los domos del Cerro Covunco, Cerro Domo y Cerro las Pampas.
- El CVD sobreyace a secuencias volcánicas conformada por coladas basálticas y andesíticas e por ignimbritas del Plioceno (Fm. Sierra de las Flores) y del Mioceno medio - tardío (Fm. Charilehué). Estas unidades a su vez cubren a las unidades mesozoicas sedimentarias de la Cuenca Neuquina y a las sucesiones volcánicas y metamórficas del Jurásico y Paleozoico, respectivamente, que en conjunto forman el basamento de la región.
- A diferencia de estudios previos, en el presente trabajo se constriñen las unidades aflorantes de la región de estudio de acuerdo a una clasificación litoestratigráfica, esto permitió conocer que unidades pertenecían a cada una de las estructuras tectónicas de la región: Cordillera del Viento, Cuenca Cura Mallín, Cuenca Neuquina y CVD.
- Las sucesiones pre-Cenozoicas se encuentran afectadas por fallas inversas y estructuras de plegamiento con dirección N-S, que se infieren posteriormente desplazadas por fallas normales ENE-OSO con una componente lateral derecha. En este trabajo se proponen dos estructuras principales mayores, la falla septentrional se propone ligeramente al sur del Arroyo Manchana Covunco mientras que la segunda estructura, en el sector meridional, se infiere poco más al norte del Arroyo Atreuco en posible coincidencia con el alineamiento de los Domos Covunco y Guitarra. Contrario a lo propuesto por Pesce (1981), estas fallas no afloran en los arroyos mencionados ya que el curso de estos tiene un control meramente topográfico, además de que estas estructuras no afectan las unidades del CVD.

- El control estructural inferido para la región de estudio es típico de centros volcánicos jóvenes en zonas de fallas de transferencia en donde la formación de depresiones tectónicas (grábenes o semigrábenes) hundeen a las unidades más antiguas (unidades Pre-Miocénicas) permitiendo el emplazamiento de nuevas unidades (rocas volcánicas pliocénicas y cuaternarias).
- A escala regional se propone que el área de estudio está subyacida por una zona de cizalla transtensional lateral derecha responsable del desplazamiento hacia el ENE de las rocas del basamento que forman la terminación norte del anticlinal de la Cordillera del Viento.
- Las inferencias sobre las estructuras tectónicas propuestas, si bien se basan en el análisis de la información previa en conjunto con las observaciones de este trabajo, requieren de un estudio tectónico-estructural más detallado que además sea soportado por métodos geofísicos de exploración.

De la integración de los estudios magnetotelúricos y gravimétricos al estudio geológico se logró constreñir de mejor manera el modelo conceptual geotérmico, estableciendo los siguientes puntos:

- La fuente de calor se asocia a la presencia de la cámara magmática que forma al CVD. Se propone que corresponde con 1) una última intrusión de magma de gran volumen que da origen a los domos silíceos más jóvenes del área (Cerro Domo y Covunco) o 2) una intrusión más joven de menor volumen que no tiene manifestación volcánica superficial.
- La ubicación de la Fuente de calor, de acuerdo a los datos de anomalías de densidad, debe localizarse entre el Cerro Domo y el Cerro Covunco.
- Se infiere que el yacimiento geotérmico se sitúa aproximadamente a 2 km en profundidad alojado en la cima del basamento Permotriásico y unidades Neuquinas y, en parte, las secuencias volcánicas Miocénicas. La capa sello que confina al reservorio está formada por el flujo piroclástico del Cerro Domuyo así como por lavas riolíticas del CVD.
- La circulación de fluidos hidrotermales está controlada tanto por la permeabilidad primaria de las unidades de reservorio, como por la permeabilidad secundaria resultado del alto fracturamiento y fallamiento consecuencia de las fases tectónicas que afectaron a las unidades pre-Plioceno.
- La localización de las manifestaciones termales no está controlada por fallamiento como lo habían propuesto autores anteriores. Más bien, los fluidos termales emergen lateralmente a través de los contactos entre el basamento y la capa sello.

- El presente trabajo se propone como un estudio de prefactibilidad que sugiere que las perforaciones iniciales con fines geotérmicos no deben necesariamente ubicarse en proximidad de las manifestaciones termales pero si en la mitad oriental del área de estudio, para acercarse a la fuente de calor. La perforación puede realizarse a partir de la superficie superior del depósito de flujo Domuyo, guiándose por las zonas de mayor permeabilidad identificadas por los resultados de los estudios geofísicos.

# ANEXO 1

## Análisis U-Pb

Los análisis fueron realizados en el Laboratorio de Estudios Isotópicos (LEI) del Centro de Geociencias (CGEO), UNAM Mediante la técnica LA-ICP-MS (laser ablation inductively couple plasma mass spectrometry), se utilizó el sistema de ablación láser Resolution M050, láser excímero (ArF) operado a 193 nm. Las concentraciones fueron calculadas empleando el zircón estándar como en Paton et al., 2010. Las incertidumbres son reportadas a nivel 2-sigma.

Muestra	Concentración			Relaciones isotópicas									Edades aparentes						Discordancia %				
	U (ppm) <sup>1</sup>	Th (ppm) <sup>1</sup>	Th/U	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	±2s abs	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U	±2s abs	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	±2s abs	<sup>208</sup> Pb/ <sup>232</sup> Th	±2s abs	Rho	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	±2s	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U	±2s	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	±2s		Edad (Ma)	±2s		
<b>Dom-71</b>																							
Zircon 01	401	175	0.44	0.0531	0.0021	0.3320	0.0140	0.0458	0.0009	0.0147	0.0006	-0.12	288.9	5.3	292.0	10.0	320.0	87.0	288.9	5.3	1.06		
Zircon 02	728	254	0.35	0.0515	0.0020	0.3370	0.0130	0.0472	0.0009	0.0152	0.0006	0.22	297.0	5.4	296.0	10.0	251.0	87.0	297.0	5.4	-0.34		
Zircon 03	1875	465	0.25	0.0528	0.0019	0.3300	0.0140	0.0455	0.0011	0.0146	0.0006	0.25	286.7	6.5	290.0	10.0	323.0	79.0	286.7	6.5	1.14		
Zircon 04	368	150	0.41	0.0519	0.0022	0.3280	0.0140	0.0459	0.0010	0.0151	0.0006	0.04	289.3	6.0	289.0	11.0	267.0	95.0	289.3	6.0	-0.10		
Zircon 05	670	319	0.48	0.0778	0.0044	0.5050	0.0340	0.0469	0.0012	0.0204	0.0014	0.03	295.7	7.5	414.0	22.0	1120.0	110.0	295.7	7.5	28.57		
Zircon 06	426	183	0.43	0.0510	0.0022	0.3220	0.0130	0.0457	0.0009	0.0142	0.0006	-0.16	288.1	5.8	284.0	10.0	240.0	94.0	288.1	5.8	-1.44		
Zircon 07	504	244	0.48	0.0537	0.0022	0.3350	0.0150	0.0459	0.0009	0.0143	0.0006	0.24	289.1	5.6	293.0	11.0	339.0	96.0	289.1	5.6	1.33		
Zircon 08	1081	641	0.59	0.0528	0.0019	0.3440	0.0130	0.0473	0.0010	0.0150	0.0006	0.21	297.6	6.0	300.0	10.0	313.0	88.0	297.6	6.0	0.80		
Zircon 09	342	256	0.75	0.0527	0.0025	0.3200	0.0150	0.0450	0.0009	0.0143	0.0006	-0.27	283.4	5.8	284.0	12.0	310.0	100.0	283.4	5.8	0.21		
Zircon 10	392	205	0.52	0.0529	0.0022	0.3350	0.0150	0.0457	0.0010	0.0154	0.0006	-0.07	288.2	6.0	293.0	11.0	320.0	94.0	288.2	6.0	1.64		
Zircon 11	688	451	0.66	0.0538	0.0020	0.3350	0.0140	0.0458	0.0009	0.0143	0.0006	0.25	288.5	5.4	294.0	10.0	352.0	84.0	288.5	5.4	1.87		
Zircon 12	228	123	0.54	0.0537	0.0028	0.3370	0.0170	0.0462	0.0009	0.0144	0.0007	-0.13	291.0	5.6	294.0	13.0	350.0	120.0	291.0	5.6	1.02		
Zircon 13	256	131	0.51	0.0522	0.0023	0.3340	0.0170	0.0463	0.0010	0.0152	0.0006	0.38	291.9	5.8	292.0	13.0	332.0	90.0	291.9	5.8	0.03		
Zircon 14	430	191	0.44	0.0535	0.0024	0.3450	0.0150	0.0468	0.0010	0.0148	0.0006	-0.05	294.8	5.8	300.0	12.0	340.0	100.0	294.8	5.8	1.73		
Zircon 15	667	312	0.47	0.0529	0.0019	0.3350	0.0130	0.0458	0.0008	0.0151	0.0006	-0.10	288.5	5.2	293.1	9.9	313.0	86.0	288.5	5.2	1.57		
Zircon 16	253	184	0.73	0.0524	0.0033	0.3300	0.0210	0.0456	0.0010	0.0146	0.0007	-0.06	287.1	6.4	291.0	16.0	330.0	130.0	287.1	6.4	1.34		
Zircon 17	426	204	0.48	0.0520	0.0022	0.3420	0.0140	0.0474	0.0010	0.0145	0.0006	0.13	298.7	5.8	298.0	11.0	273.0	93.0	298.7	5.8	-0.23		
Zircon 18	432	256	0.59	0.0520	0.0021	0.3290	0.0150	0.0456	0.0009	0.0139	0.0005	0.28	287.4	5.5	289.0	11.0	272.0	90.0	287.4	5.5	0.55		
Zircon 19	966	433	0.45	0.0526	0.0019	0.3380	0.0140	0.0462	0.0012	0.0144	0.0006	0.00	291.3	7.3	295.0	11.0	303.0	83.0	291.3	7.3	1.25		
Zircon 20	254	148	0.58	0.0539	0.0030	0.3350	0.0190	0.0455	0.0010	0.0151	0.0006	-0.03	286.9	6.0	292.0	15.0	330.0	120.0	286.9	6.0	1.75		
Zircon 21	279	113	0.41	0.0730	0.0030	0.4610	0.0210	0.0451	0.0009	0.0207	0.0009	0.07	284.1	5.6	384.0	14.0	1023.0	91.0	284.1	5.6	26.02		
Zircon 22	221	149	0.67	0.0535	0.0032	0.3360	0.0200	0.0450	0.0011	0.0138	0.0007	-0.10	283.6	6.5	296.0	15.0	360.0	130.0	283.6	6.5	4.19		
Zircon 23	324	201	0.62	0.0540	0.0023	0.3660	0.0160	0.0496	0.0011	0.0148	0.0007	-0.04	312.0	6.8	317.0	12.0	372.0	93.0	312.0	6.8	1.58		
Zircon 24	594	357	0.60	0.0515	0.0020	0.3230	0.0140	0.0452	0.0008	0.0142	0.0005	0.13	285.0	5.1	284.0	10.0	250.0	89.0	285.0	5.1	-0.35		
Zircon 25	374	170	0.45	0.0531	0.0025	0.3390	0.0160	0.0458	0.0009	0.0145	0.0006	-0.08	288.4	5.4	296.0	12.0	300.0	110.0	288.4	5.4	2.57		
Zircon 26	105	43	0.41	0.0539	0.0034	0.3510	0.0210	0.0460	0.0012	0.0146	0.0010	0.07	290.0	7.2	304.0	16.0	360.0	130.0	290.0	7.2	4.61		
Zircon 27	452	189	0.42	0.0530	0.0024	0.3280	0.0150	0.0450	0.0009	0.0144	0.0006	0.29	283.7	5.5	288.0	12.0	321.0	99.0	283.7	5.5	1.49		
Zircon 28	24	12	0.50	0.1040	0.0200	0.7400	0.2000	0.0536	0.0033	0.0324	0.0098	0.23	337.0	20.0	558.0	84.0	1640.0	210.0	337.0	20.0	39.61		
<b>Dom-65</b>																							
Zircon 1																				12.0	0.5	22.21	
Zircon 2																					12.3	0.5	33.01
Zircon 3	429	317	0.74	0.0740	0.0150	0.0199	0.0042	0.0019	0.0001	0.0007	0.0001	0.28	12.3	0.8	20.0	4.1	990.0	290.0	12.3	0.8	38.65		
Zircon 4	316	140	0.44	0.0970	0.0110	0.0243	0.0029	0.0020	0.0001	0.0010	0.0001	0.03	12.6	0.6	24.3	2.9	1450.0	210.0	12.6	0.6	48.22		
Zircon 5	286	139	0.49	0.0720	0.0140	0.0182	0.0035	0.0020	0.0001	0.0010	0.0001	-0.18	12.6	0.6	18.2	3.5	660.0	360.0	12.6	0.6	30.72		
Zircon 6	447	351	0.79	0.0990	0.0130	0.0262	0.0034	0.0020	0.0001	0.0009	0.0001	-0.02	12.6	0.6	26.2	3.3	1520.0	220.0	12.6	0.6	51.87		
Zircon 7	532	292	0.55	0.0676	0.0094	0.0180	0.0028	0.0020	0.0001	0.0009	0.0001	-0.07	12.7	0.7	18.1	2.8	800.0	240.0	12.7	0.7	30.06		
Zircon 8	533	347	0.65	0.0690	0.0200	0.0192	0.0070	0.0020	0.0001	0.0008	0.0003	0.17	12.8	0.7	19.3	6.8	870.0	290.0	12.8	0.7	34.89		
Zircon 9	908	801	0.88	0.0613	0.0066	0.0168	0.0017	0.0020	0.0001	0.0008	0.0001	-0.06	13.0	0.4	16.9	1.7	600.0	210.0	13.0	0.4	23.31		
Zircon 10	233	123	0.53	0.0810	0.0120	0.0218	0.0032	0.0020	0.0001	0.0010	0.0002	0.00	13.0	0.7	21.8	3.2	1120.0	280.0	13.0	0.7	40.55		
Zircon 11	253	154	0.61	0.0870	0.0110	0.0241	0.0031	0.0020	0.0001	0.0009	0.0001	-0.13	13.0	0.8	24.1	3.0	1160.0	250.0	13.0	0.8	46.18		
Zircon 12	535	323	0.60	0.0583	0.0099	0.0145	0.0025	0.0020	0.0001	0.0007	0.0001	0.03	13.0	0.6	14.6	2.5	350.0	290.0	13.0	0.6	10.82		
Zircon 13	468	306	0.65	0.0950	0.0160	0.0256	0.0037	0.0020	0.0001	0.0011	0.0001	-0.06	13.1	0.7	25.7	3.7	1490.0	270.0	13.1	0.7	49.18		

## Estudio geológico de la zona geotérmica del Volcán Domuyo, Argentina

Zircon 14	736	544	0.74	0.0740	0.0085	0.0227	0.0022	0.0020	0.0001	0.0009	0.0001	-0.08	13.1	0.6	22.7	2.2	1120.0	220.0	13.1	0.6	42.42
Zircon 15	458	381	0.83	0.1030	0.0170	0.0277	0.0050	0.0020	0.0001	0.0010	0.0001	0.19	13.2	0.5	27.7	4.9	1680.0	240.0	13.2	0.5	52.38
Zircon 16	316	149	0.47	0.0570	0.0130	0.0148	0.0035	0.0021	0.0001	0.0008	0.0001	0.24	13.4	0.7	14.9	3.5	270.0	310.0	13.4	0.7	10.34
Zircon 17	226	122	0.54	0.1140	0.0300	0.0331	0.0072	0.0021	0.0001	0.0015	0.0002	0.00	13.6	0.8	33.0	6.9	1900.0	280.0	13.6	0.8	58.82
Zircon 18	771	518	0.67	0.0518	0.0094	0.0150	0.0025	0.0021	0.0001	0.0008	0.0001	0.02	13.6	0.6	15.1	2.5	240.0	280.0	13.6	0.6	9.74
Zircon 19	488	271	0.56	0.1730	0.0210	0.0516	0.0069	0.0022	0.0001	0.0018	0.0002	0.33	14.3	0.8	51.0	6.5	2550.0	160.0	14.3	0.8	71.99
Zircon 20	162	78	0.48	0.1540	0.0290	0.0474	0.0068	0.0023	0.0001	0.0018	0.0003	-0.19	14.6	0.9	48.1	6.5	2320.0	290.0	14.6	0.9	69.71
Zircon 21	260	270	1.04	0.2180	0.0210	0.0768	0.0067	0.0025	0.0001	0.0018	0.0002	-0.22	16.3	0.8	75.0	6.3	2980.0	160.0	2980.0	160	78.28
Zircon 22	430	424	0.99	0.2460	0.0310	0.2900	0.0300	0.0387	0.0033	0.0296	0.0073	0.63	245.0	20.0	840.0	110.0	3150.0	340.0	3150.0	140	70.82
Zircon 23	482	307	0.64	0.2820	0.0170	0.1110	0.0062	0.0029	0.0001	0.0024	0.0002	-0.09	18.4	0.8	107.6	5.7	3352.0	95.0	3352.0	95.0	82.87
Zircon 24	8	31	3.88	0.8300	0.0530	14.370	0.7100	0.1248	0.0059	0.0780	0.0041	0.06	757.0	34.0	2772.0	45.0	5030.0	120.0	5030.0	120	72.69
<b>DOM-111</b>																					
Zircon_01	1107	338	0.31	0.0505	0.0016	0.2013	0.0047	0.0290	0.0003	0.0091	0.0003	-0.06	184.5	1.8	186.1	4.0	208.0	72.0	184.5	1.8	0.86
Zircon_02	244	127	0.52	0.0600	0.0150	0.2420	0.0830	0.0291	0.0011	0.0101	0.0026	-0.28	184.8	6.6	224.0	57.0	640.0	310.0	184.8	6.6	17.50
Zircon_03	309	205	0.66	0.0500	0.0024	0.2680	0.0120	0.0390	0.0010	0.0114	0.0005	-0.10	246.4	6.2	240.8	9.7	200.0	100.0	246.4	6.2	-2.33
Zircon_04	135	81	0.60	0.0480	0.0036	0.1990	0.0140	0.0288	0.0006	0.0093	0.0005	-0.01	183.3	3.8	183.0	11.0	140.0	160.0	183.3	3.8	-0.16
Zircon_05	1455	471	0.32	0.0529	0.0017	0.2050	0.0062	0.0278	0.0004	0.0093	0.0003	0.37	177.0	2.2	189.1	5.2	313.0	73.0	177.0	2.2	6.40
Zircon_06	133	118	0.89	0.0949	0.0062	0.4540	0.0250	0.0332	0.0008	0.0142	0.0006	0.04	210.7	4.7	382.0	18.0	1560.0	120.0	210.7	4.7	44.84
Zircon_07	158	88	0.56	0.0547	0.0051	0.2340	0.0230	0.0307	0.0007	0.0107	0.0007	0.34	195.1	4.4	213.0	18.0	410.0	170.0	195.1	4.4	8.40
Zircon_08	347	216	0.62	0.0518	0.0022	0.2106	0.0084	0.0293	0.0005	0.0096	0.0004	-0.05	186.1	3.0	193.7	7.1	249.0	99.0	186.1	3.0	3.92
Zircon_09	181	92	0.51	0.0526	0.0033	0.2150	0.0130	0.0292	0.0006	0.0101	0.0005	0.24	185.5	3.9	197.0	11.0	310.0	130.0	185.5	3.9	5.84
Zircon_10	254	165	0.65	0.0492	0.0033	0.2020	0.0120	0.0291	0.0005	0.0092	0.0004	0.17	185.0	3.3	189.6	9.9	200.0	140.0	185.0	3.3	2.43
Zircon_11	234	125	0.53	0.0510	0.0029	0.2020	0.0110	0.0288	0.0006	0.0094	0.0004	-0.08	183.0	3.6	186.3	9.3	220.0	120.0	183.0	3.6	1.77
Zircon_12	329	220	0.67	0.0504	0.0025	0.2050	0.0091	0.0294	0.0005	0.0094	0.0004	0.10	186.8	3.0	189.0	7.7	190.0	110.0	186.8	3.0	1.16
Zircon_13	220	135	0.61	0.0519	0.0030	0.2120	0.0100	0.0299	0.0005	0.0095	0.0005	-0.22	190.0	3.2	194.9	8.4	270.0	130.0	190.0	3.2	2.51
Zircon_14	215	121	0.56	0.0478	0.0034	0.1980	0.0120	0.0300	0.0006	0.0097	0.0004	-0.13	190.6	3.9	183.0	10.0	60.0	150.0	190.6	3.9	-4.15
Zircon_15	129	56	0.43	0.0581	0.0053	0.2370	0.0190	0.0300	0.0006	0.0106	0.0008	0.02	190.5	4.0	220.0	15.0	510.0	160.0	190.5	4.0	13.41
Zircon_16	121	66	0.55	0.0505	0.0046	0.2080	0.0190	0.0303	0.0007	0.0102	0.0005	0.01	192.2	4.1	191.0	16.0	160.0	180.0	192.2	4.1	-0.63
Zircon_17	289	180	0.62	0.0519	0.0031	0.2080	0.0100	0.0295	0.0005	0.0092	0.0004	0.12	187.5	3.0	194.4	8.5	250.0	120.0	187.5	3.0	3.55
Zircon_18	413	264	0.64	0.0521	0.0026	0.2180	0.0100	0.0304	0.0004	0.0094	0.0004	0.08	193.2	2.8	200.0	8.7	270.0	120.0	193.2	2.8	3.40
Zircon_19	335	246	0.73	0.0501	0.0021	0.2075	0.0065	0.0299	0.0005	0.0096	0.0003	-0.19	189.9	2.9	191.2	5.5	180.0	92.0	189.9	2.9	0.68
Zircon_20	254	211	0.83	0.0710	0.0071	0.2900	0.0280	0.0292	0.0005	0.0114	0.0009	0.24	185.4	3.1	256.0	21.0	880.0	190.0	185.4	3.1	27.58
Zircon_21	192	125	0.65	0.0521	0.0033	0.2070	0.0110	0.0290	0.0006	0.0087	0.0005	-0.04	184.3	3.7	193.6	9.4	280.0	140.0	184.3	3.7	4.80
Zircon_22	248	178	0.72	0.0503	0.0031	0.2070	0.0110	0.0292	0.0005	0.0089	0.0004	-0.48	185.4	3.1	191.8	8.9	230.0	130.0	185.4	3.1	3.34
Zircon_23	257	144	0.56	0.0546	0.0028	0.2150	0.0100	0.0289	0.0005	0.0097	0.0004	0.26	183.9	3.0	196.7	8.6	350.0	110.0	183.9	3.0	6.51
Zircon_24	176	97	0.55	0.0577	0.0040	0.2330	0.0150	0.0297	0.0007	0.0101	0.0005	-0.07	188.4	4.1	215.0	12.0	500.0	150.0	188.4	4.1	12.37
Zircon_25	223	141	0.63	0.0541	0.0032	0.2220	0.0120	0.0298	0.0006	0.0090	0.0006	-0.24	189.4	3.9	203.3	9.8	330.0	120.0	189.4	3.9	6.84
Zircon_26	153	85	0.56	0.0510	0.0130	0.1990	0.0750	0.0290	0.0010	0.0102	0.0022	0.06	184.5	6.0	183.0	51.0	160.0	350.0	184.5	6.0	-0.82
Zircon_27	400	417	1.04	0.0487	0.0025	0.1980	0.0089	0.0293	0.0004	0.0096	0.0003	0.03	185.9	2.5	183.1	7.6	150.0	110.0	185.9	2.5	-1.53
Zircon_28	270	163	0.60	0.0521	0.0029	0.2110	0.0100	0.0293	0.0006	0.0094	0.0004	0.02	186.3	3.5	193.8	8.5	310.0	120.0	186.3	3.5	3.87
Zircon_29	291	189	0.65	0.0638	0.0085	0.2510	0.0450	0.0290	0.0008	0.0097	0.0013	0.12	184.2	5.2	227.0	32.0	700.0	190.0	184.2	5.2	18.85
Zircon_30	269	199	0.74	0.0503	0.0022	0.2033	0.0085	0.0290	0.0005	0.0091	0.0004	0.17	184.5	3.2	187.7	7.1	190.0	95.0	184.5	3.2	1.70

## ANEXO 2

### Análisis U-Th

		$^{230}\text{Th}/^{238}\text{U}$	+/-	$^{238}\text{U}/^{232}\text{Th}$	+/-	$^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$	+/-	rho
Dom87_0	Dom87	0.933	0.028	3.28	0.38	3.02	0.34	0.96
Dom87_1	_1	0.895	0.033	4.945	0.095	4.42	0.17	0.27
Dom87_2	_2	0.918	0.032	4.286	0.091	3.93	0.14	0.40
Dom87_3	_4	0.936	0.044	5.22	0.12	4.88	0.2	0.00
Dom87_4	_5	0.908	0.034	4.12	0.13	3.75	0.19	0.71
Dom87_5	_6	0.926	0.041	3.789	0.071	3.52	0.15	0.04
Dom87_6	_7	0.921	0.029	5.393	0.078	4.95	0.13	-0.12
Dom87_7	_8	0.916	0.037	4.68	0.12	4.31	0.16	-0.01
Dom87_8	_9	0.933	0.038	2.654	0.042	2.477	0.081	-0.29
Dom87_9	_10	0.919	0.028	8.02	0.37	7.32	0.44	0.85
Dom87_10	_11	0.911	0.029	4.935	0.069	4.48	0.12	-0.08
Dom87_11	_12	0.899	0.034	5.107	0.065	4.58	0.15	-0.21
Dom87_12	_13	0.918	0.032	4.183	0.058	3.84	0.12	-0.11
Dom87_13	_14	0.886	0.029	3.74	0.15	3.31	0.17	0.77
Dom87_14	_15	0.92	0.03	4.06	0.16	3.73	0.17	0.69
Dom87_15	_16	0.909	0.035	4.82	0.21	4.36	0.21	0.65
Dom87_16	_17	0.926	0.021	3.33	0.11	3.073	0.098	0.76
Dom87_17	_18	0.903	0.045	5.52	0.15	5.04	0.2	-0.07
Dom87_18	_19	0.932	0.031	4.66	0.13	4.33	0.16	0.50
Dom87_19	_20	0.919	0.033	4.11	0.11	3.76	0.15	0.45
Dom87_20	_21	0.933	0.037	4.67	0.16	4.33	0.17	0.39
Dom87_21	_22	0.919	0.03	4.251	0.067	3.92	0.12	0.09
Dom87_22	_23	0.967	0.034	3.38	0.11	3.25	0.12	0.58
Dom87_23	_24	0.889	0.035	3.405	0.095	3.03	0.11	0.29
Dom87_24	_25	0.931	0.028	4.97	0.1	4.64	0.19	0.70
Dom87_25	_26	0.904	0.031	4.33	0.12	3.9	0.15	0.51
Dom87_26	Dom87_1	0.947	0.043	4.374	0.08	4.14	0.15	-0.27

Slope =  $0.903 \pm 0.030$  (2s)  
 Inter =  $0.063 \pm 0.12$   
 Xbar = 4.02692, Ybar = 3.69733  
 MSWD = 1.07, Probability = 0.36

(solutions constrained to positive, finite ages)  
 $^{230}\text{Th}/\text{U}$  Age =  $254 +36 -29$  ka (Monte Carlo, dce)  
 MSWD = 1.07, probability = 0.36 on 27 points  
 $^{230}\text{Th}/^{238}\text{U} = 0.903 \pm 0.030$

*Estudio geológico de la zona geotérmica del Volcán Domuyo, Argentina*

		$^{230}\text{Th}/^{238}\text{U}$	+/-	$^{238}\text{U}/^{232}\text{Th}$	+/-	$^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$	+/-	rho
Dom88_0	Dom88	0.947	0.029	2.618	0.043	2.496	0.081	0.20
Dom88_2	_2	0.969	0.081	2.76	0.13	2.67	0.15	-0.44
Dom88_4	_5	0.973	0.029	2.29	0.14	2.22	0.14	0.88
Dom88_6	_7	0.961	0.043	4.25	0.11	4.09	0.16	0.15
Dom88_7	_8	0.978	0.048	2.64	0.1	2.57	0.1	0.26
Dom88_9	_10	0.976	0.03	3.691	0.075	3.64	0.12	0.47
Dom88_10	_11	1	0.061	2.156	0.058	2.144	0.092	-0.27
Dom88_12	_13	0.977	0.077	2.483	0.093	2.38	0.14	-0.43
Dom88_13	_14	0.956	0.036	3.37	0.12	3.21	0.14	0.52
Dom88_11	_12	0.964	0.044	4.683	0.098	4.52	0.19	0.07
Dom88_15	_16	0.953	0.044	2.1	0.12	2	0.15	0.78
Dom88_16	_17	0.962	0.05	3.623	0.099	3.44	0.15	-0.24
Dom88_18	_19	0.933	0.033	2.279	0.094	2.14	0.11	0.70
Dom88_19	_20	0.932	0.042	2.55	0.13	2.39	0.13	0.62
Dom88_20	_21	0.969	0.051	2.287	0.066	2.25	0.11	0.05
Dom88_21	_22	0.965	0.035	4.474	0.098	4.26	0.13	0.15
Dom88_22	Dom88_1	1.078	0.029	0.371	0.056	0.394	0.057	0.98
Dom88_22	#iREF!	1.002	0.028	11	2.3	10.9	2.3	0.99
Dom88_8	_9	0.995	0.03	4.51	0.29	4.49	0.32	0.90
Dom88_14	_15	0.989	0.04	3.93	0.43	3.84	0.44	0.92
Dom88_1	_1	0.965	0.058	6.25	0.4	5.96	0.45	0.63
Dom88_5	_6	0.996	0.038	5.24	0.11	5.19	0.16	0.03
Dom88_17	_18	0.987	0.027	5.66	0.14	5.59	0.2	0.71

(solutions constrained to positive, finite ages)  
 $^{230}\text{Th}/\text{U}$  Age = 322 +30 -23 ka (Monte Carlo, dce)  
 MSWD = 0.71, probability = 0.78 on 17 points  
 $^{230}\text{Th}/^{238}\text{U} = 0.947 \pm 0.012$   
 $^{234}\text{U}/^{238}\text{U} = 1 \pm 0$

*Estudio geológico de la zona geotérmica del Volcán Domuyo, Argentina*

		$^{230}\text{Th}/^{238}\text{U}$	+/-	$^{238}\text{U}/^{232}\text{Th}$	+/-	$^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$	+/-	rho
Dom108_0	Dom108	0.987	0.025	3.24	0.1	3.193	0.099	0.66
Dom108_1	_1	0.936	0.048	2.93	0.14	2.74	0.13	0.48
Dom108_2	_2	0.987	0.015	1.716	0.014	1.69	0.024	0.39
Dom108_3	_4	0.99	0.034	3.372	0.054	3.34	0.094	0.03
Dom108_4	_5	0.983	0.051	2.65	0.11	2.63	0.13	0.19
Dom108_5	_6	0.969	0.064	3.08	0.12	2.92	0.13	-0.25
Dom108_6	_7	0.98	0.05	4.039	0.087	3.95	0.17	-0.21
Dom108_7	_8	0.955	0.034	4.632	0.091	4.42	0.17	0.33
Dom108_8	_9	0.919	0.064	3.06	0.19	2.84	0.13	0.25
Dom108_9	_10	0.951	0.034	3.42	0.12	3.2	0.15	0.47
Dom108_10	_11	0.983	0.049	2.289	0.064	2.228	0.085	-0.17
Dom108_11	_12	0.955	0.048	4.1	0.15	3.91	0.18	0.25
Dom108_12	_13	0.997	0.034	2.603	0.061	2.604	0.083	0.32
Dom108_13	_14	1.001	0.039	3.06	0.068	3.07	0.11	0.26
Dom108_14	_15	0.988	0.042	4.1	0.11	4.04	0.18	0.40
Dom108_15	_16	1.013	0.047	2.96	0.12	2.98	0.16	0.54
Dom108_16	_17	0.983	0.048	3.797	0.097	3.74	0.17	0.09
Dom108_17	_18	0.971	0.057	3.083	0.09	2.97	0.15	0.03
Dom108_18	_19	0.987	0.034	2.87	0.08	2.846	0.092	0.41
Dom108_19	_20	0.957	0.049	3.94	0.16	3.79	0.21	0.34
Dom108_20	_21	0.951	0.051	4.034	0.089	3.86	0.16	-0.25
Dom108_21	_22	0.996	0.033	3.096	0.048	3.061	0.093	-0.19
Dom108_22	_23	1.001	0.05	2.2	0.078	2.16	0.1	0.36
Dom108_23	_24	1.032	0.048	2.63	0.11	2.69	0.13	0.55
Dom108_24	_25	0.991	0.05	2.985	0.068	2.94	0.13	-0.10
Dom108_25	_26	0.971	0.065	3.57	0.15	3.39	0.17	-0.27
Dom108_26	_27	0.943	0.052	4.65	0.17	4.37	0.21	0.027864
Dom108_27	_28	1.01	0.031	2.62	0.23	2.64	0.24	0.90014
Dom108_28	_29	0.959	0.031	4.29	0.17	4.1	0.2	0.66866
Dom108_29	_30	0.946	0.037	3.498	0.09	3.31	0.12	0.17
Dom108_30	Dom108_1	0.982	0.07	4.43	0.18	4.3	0.21	-0.22661

Slope =  $0.959 \pm 0.020$  (2s)  
 Inter =  $0.052 \pm 0.050$   
 Xbar = 2.35145, Ybar = 2.30794  
 MSWD = 1.14, Probability = 0.28

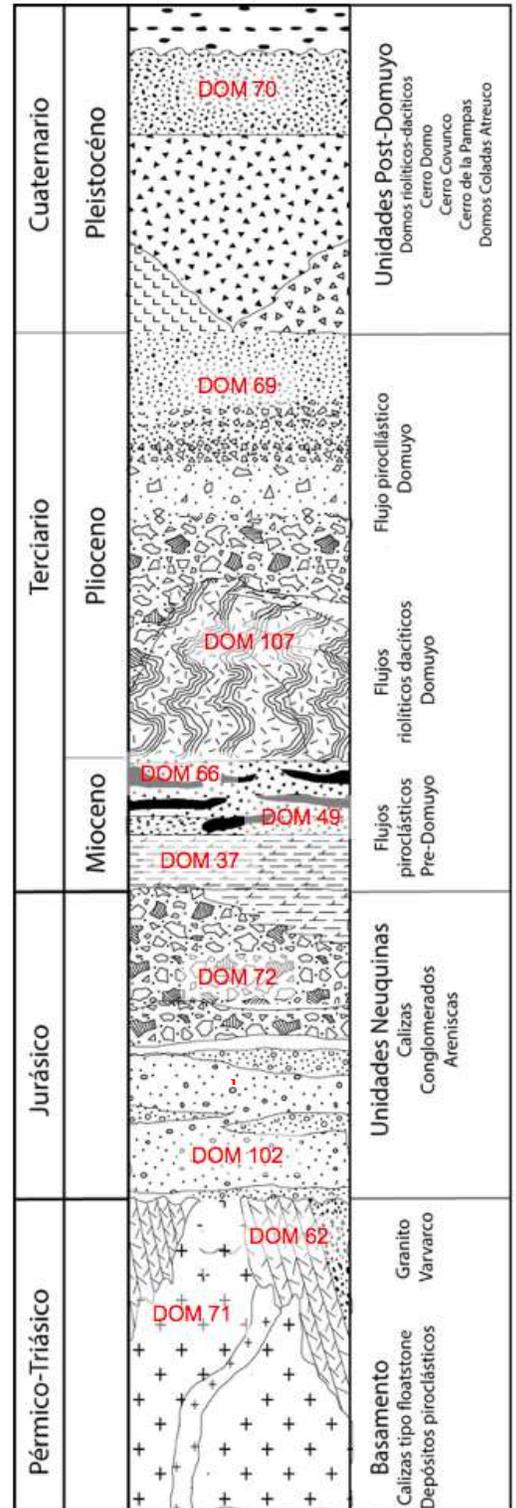
(solutions constrained to positive, finite ages)  
 $^{230}\text{Th}/\text{U}$  Age =  $354 +78 -47$  ka (Monte Carlo, dce)  
 MSWD = 1.14, probability = 0.28 on 31 points  
 $^{230}\text{Th}/^{238}\text{U}$  =  $0.959 \pm 0.020$   
 $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$  =  $1 \pm 0$

## ANEXO 3

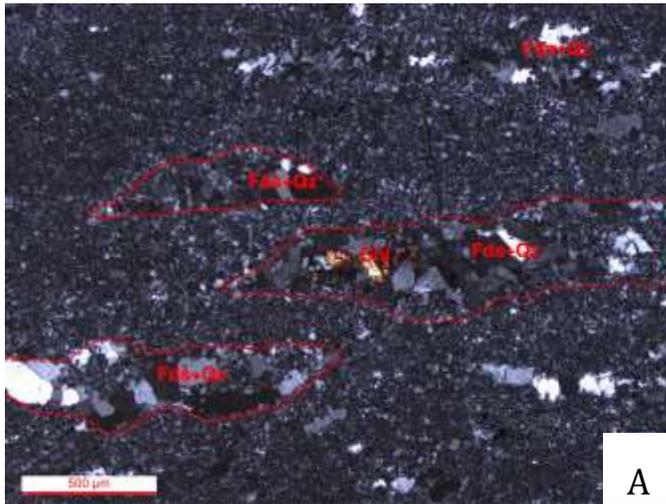
### Analisis petrográficos en lámina delgada

Se realizó un estudio petrográfico de 19 unidades representativas de la estratigrafía del área del proyecto geotérmico Domuyo.

Las muestras estudiadas incluyen las siguientes unidades (que se ubican también en la columna estratigráfica de la derecha): 1) rocas piroclásticas del Grupo Choiyoi (basamento); 2) granito Varvarco; 3) volcanismo Jurásico 4) areniscas y calizas del paquete sedimentario marino del Grupo Neuquén; 5) lava de la Formación Charilehué 6) tres ignimbritas de probable edad Mioceno medio-superior anteriores al ciclo del Domuyo; 7) lavas y flujo piroclástico asociado a la actividad del Cerro Domuyo; 8) domos riolíticos posteriores a la actividad del Cerro Domuyo.



## 1.-Unidades de basamento



### a) Ignimbrita Choiyoi (Dom 61)

Ignimbrita con un fuerte grado de soldamiento y compactación. La roca presenta un alto grado de devitrificación.

Los fragmentos originalmente pumicíticos presentan un total reemplazamiento por agregados axiolíticos de cristales fibrosos de feldespato potásico con estructuras en abanico. Hacia el centro de las estructuras fibrosas se aprecian arreglos casi equigranulares entre cuarzo y feldespato potásico (Fig 1a).

Por otra parte, los fragmentos de pómez también se encuentran reemplazados por clorita que forma estructuras radiales con textura esferulítica (Fig 1b).

La matriz de esta roca se encuentra alterada por feldespatización e incipiente sericitización. La feldespatización va acompañada del intercrecimiento de microcristales de cuarzo con feldespato potásico; lo anterior es resultado de la alta devitrificación de los componentes vítreos (vidrio y ceniza) que en un inicio formaron la matriz del depósito (Fig 1c).

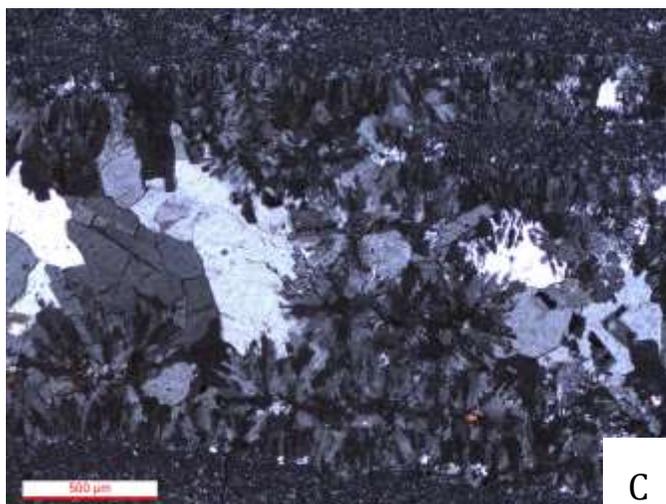


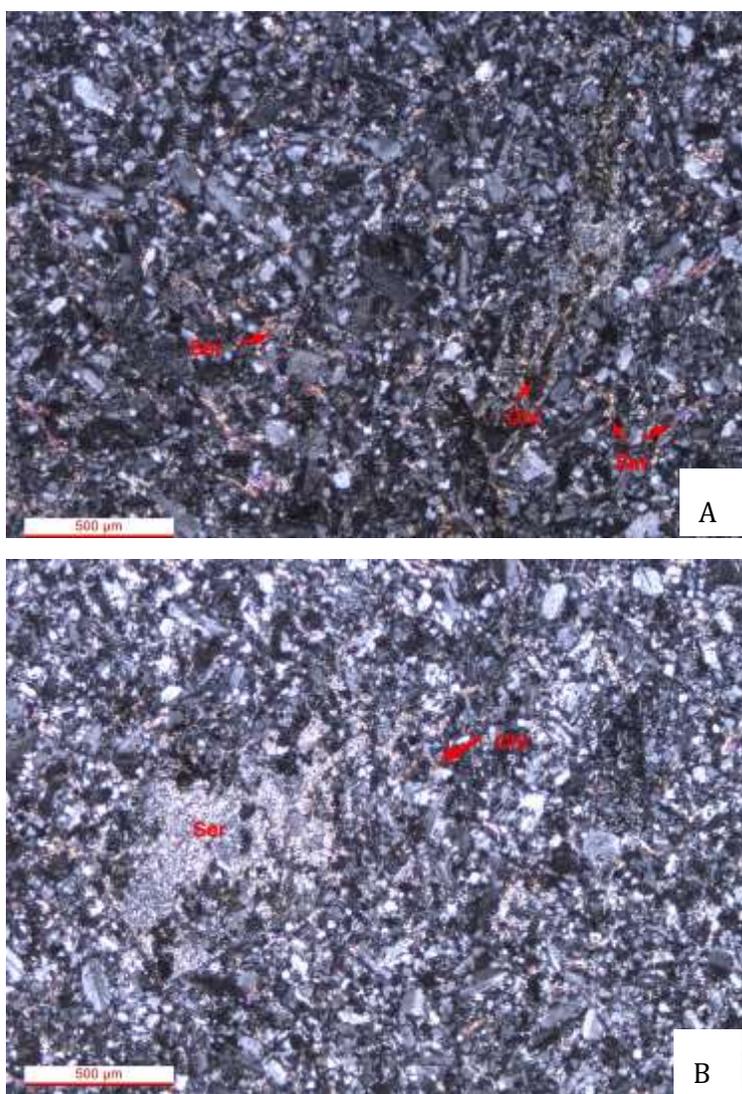
FIGURA 1 A) FIAMMES REECRISTALIZADOS RESULTADO DE ALTA DEVITRIFICACIÓN. B) REEMPLAZAMIENTOS EN FIAMME POR CRISTALES RADIALES DE CLORITA, FELDESPATO K Y CUARZO. C) DEVITRIFICACIÓN. FDS: FELDESPATO, QZ: CUARZO, CHL: CLORITA.

## b) Arenisca del grupo Choiyoi (Dom 72, Dom 102a)

Dom-72

Arenisca de grano fino a muy fino, con textura granosoportada principalmente formada por cristales de plagioclasas feldespatos y en menor proporción por cuarzo con contactos cóncavos-convexos.

Posee un 5 % de matriz rica en sericita resultado de alteración de feldespatos. Se puede apreciar una tendencia semiorientada de las zonas sericitizadas probablemente indicando la dirección del fluido hidrotermal que alteró la roca. También se aprecia algunas zonas alteradas a clorita (Fig 2).



**FIGURA 2. ARENISCA DE GRANO FINO. A) MOSAICO GRANOSOPORTADO DE FELDESPATO, PLAGIOCLASA Y CUARZO CON TENDENCIA DIRECCIONAL EN EL REEMPLAZAMIENTO DE FELDESPATO POR SERICITA. B) ALTERACIÓN A CLORITA Y SERICITA. FDS: FELDESPATO, QZ: CUARZO, CHL: CLORITA, SER: SERICITA.**

### Dom-102a

La muestra de arenisca tomada en el Río Varvarco muestra un mayor grado de alteración con respecto a la arenisca representativa Dom-72, esta característica dificulta la observación de la textura original de la roca, sin embargo es apreciable la variación granulométrica de tamaños finos y muy finos.

Se observa un mayor grado de alteración de granos de feldespatos por sericita (50%). En similitud con la muestra anterior, se pueden apreciar zonas en donde fluido hidrotermal circuló con mayor concentración pudiendo distinguir bandas de cristales con menor grado de alteración de caminos completamente sericitizados o bien, canales de cristales más finos y mayormente alterados contrastando con granos de mayor tamaño y menor alteración (Figura 3).

Esta muestra exhibe una mayor cantidad de minerales opacos (10%) dentro de los que se puede identificar la presencia de pirita cúbica (1%) (Figura 3B).

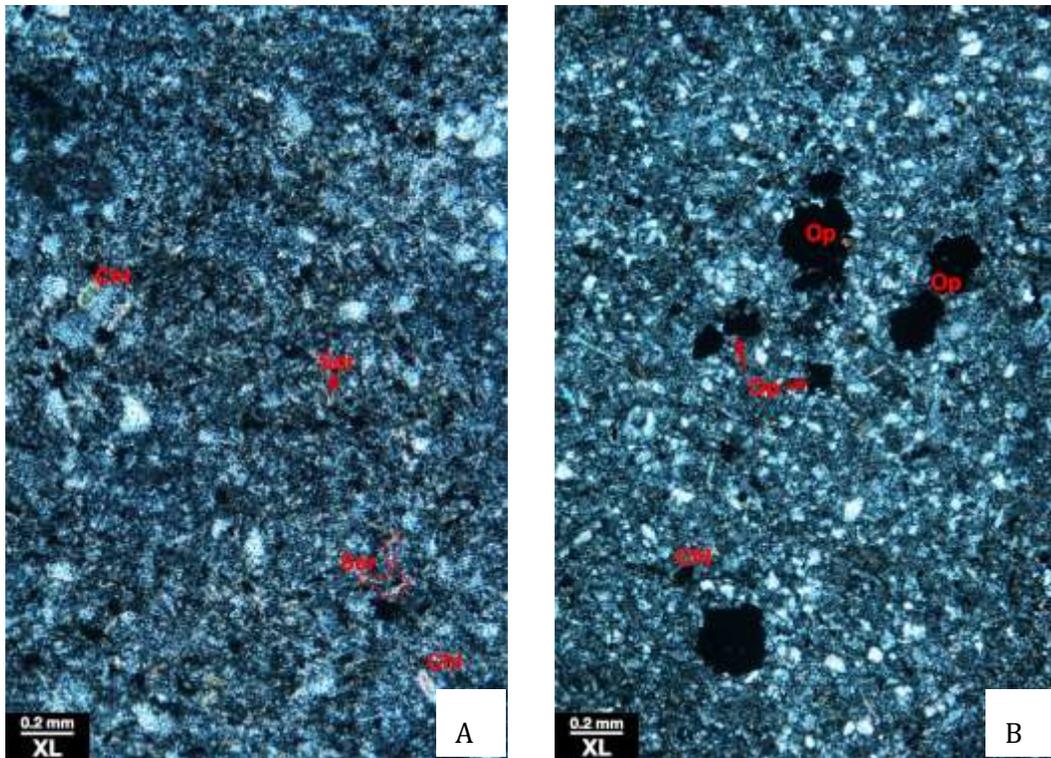
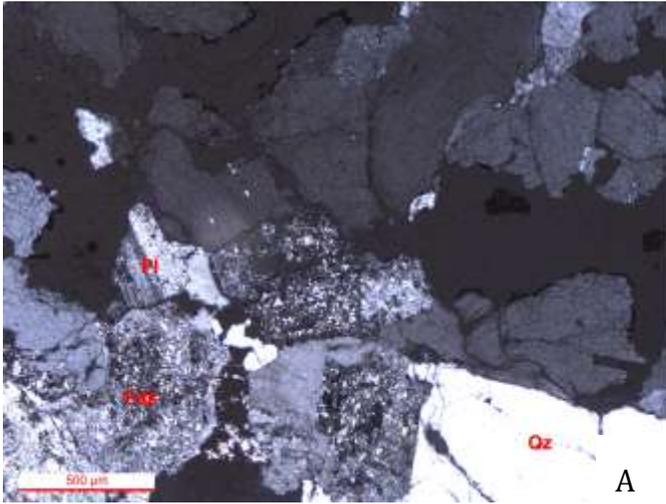


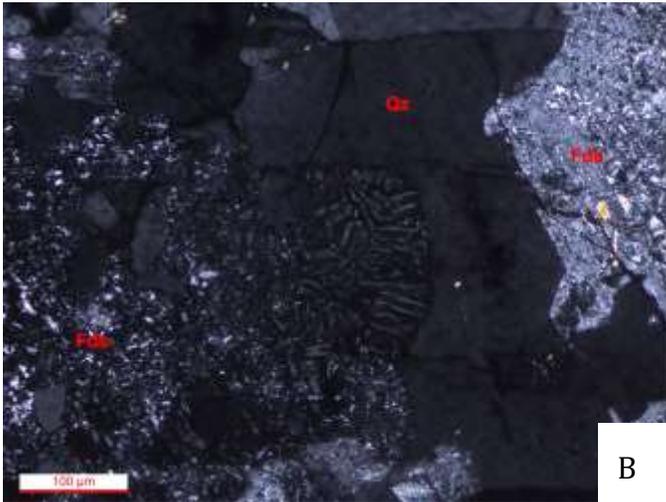
FIGURA 3 ARENISCA DEL GRUPO CHOIYOI. A) ALTERACIÓN POR SERICITA Y CLORITA, SE APRECIAN ZONAS CON DISTINTO GRADO DE ALTERACIÓN. B) ALTO CONTENIDO EN MINERALES ÓPACOS.

### c) Plutonita Varvarco (Dom-71)



Roca granítica con textura granofírica; los cristales se encuentran soportados grano a grano formando un mosaico equigranular (Fig 4a).

Se presentan interdigitaciones entre cristales de cuarzo y feldespato (60%), en algunas zonas se aprecia un intercrecimiento mirmekítico entre ambos minerales (Fig 4b). En algunas zonas, los cristales de feldespato se encuentran pervasivamente alterados a sericita.



La roca es rica en cristales de biotita (20%) que en su mayoría son reemplazados por clorita (5%). Se aprecian cristales subedrales (prismáticos) y anedrales de epidota (5%) reemplazando y compartiendo bordes con clorita, junto con esta asociación se tiene la presencia de anfíboles tipo actinolita (2%) (Fig 4c).

Un segundo grupo de anfíbol con geometrías anedrales y subedrales está representado por hornblenda con una abundancia de 2%, algunos se encuentran de manera esquelética o casi completamente destruidos; en otros casos se presentan alterados y reemplazados por clorita y anhidrita.

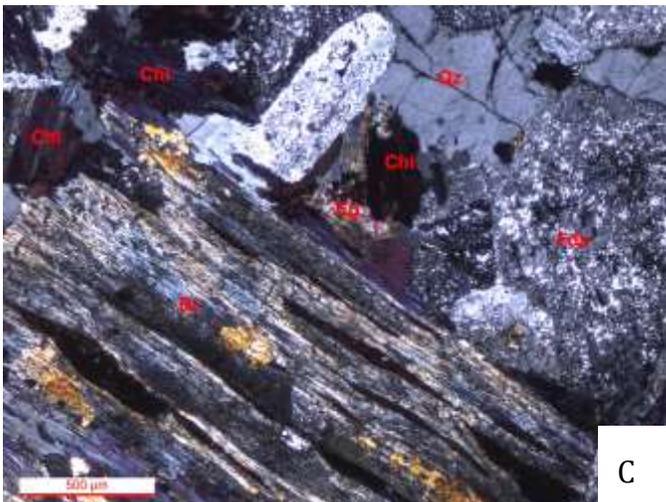
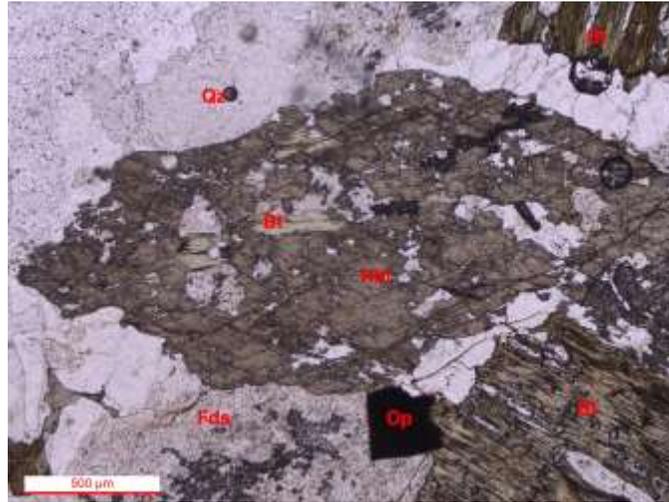


FIGURA 4. A) TEXTURA GRANOFÍRICA. B) TEXTURA MIRMEKÍTICA ENTRE FELDESPATO K Y CUARZO. C) BIOTITA CLORITIZADA, FELDESPATO SERICITIZADO Y REEMPLAZAMIENTO DE EPIDOTA EN PLAGIOCLASA. PL: PLAGIOCLASA, QZ: CUARZO, FDS: FELDESPATO, CHL: CLORITA, EP: EPIDOTA.

Los cristales de piroxenos (5%) son alterados por illita. Se observa la presencia de cristales de apatito y zircones (<1%). La roca también posee menos del 1% de minerales opacos no identificados y de óxidos de Fe (Fig 5).



**FIGURA 5. ANFÍBOL ALTERADO Y REEMPLAZADO PARCIALMENTE POR BIOTITA. TAMBIÉN SE APRECIAN CRISTALES DE BIOTITA CLORITIZADA. HBL: HORNBLENDA, QZ: CUARZO, BT: BIOTITA, FDS: FELDESPATO, OP: OPACO.**

## 2.-Caliza de la Cuenca Neuquina (Dom-102b)

Caliza formada por una matriz rica en lodo calcáreo (micrita) con alto contenido en materia orgánica, lo que origina un color oscuro (Fig. 5a).

Es rica en bioclastos formados por fragmentos esqueléticos de radiolarios, sacocomas, moluscos, apticus de amonite, ostrácodos, espículas (Fig. 5a, b, c)

Se aprecia un alto grado de silicificación y una aparente laminación.

La muestra es rica en pirita framboidal y cúbica lo que indica algún estadio anóxico durante la deposición (Fig 5b).

Esta roca puede clasificarse como un Floatstone de equinodermos, clasificación que hace hincapié a su ambiente deposicional, alto contenido en lodo micrítico y a componentes con tamaños mayores a 2 mm.

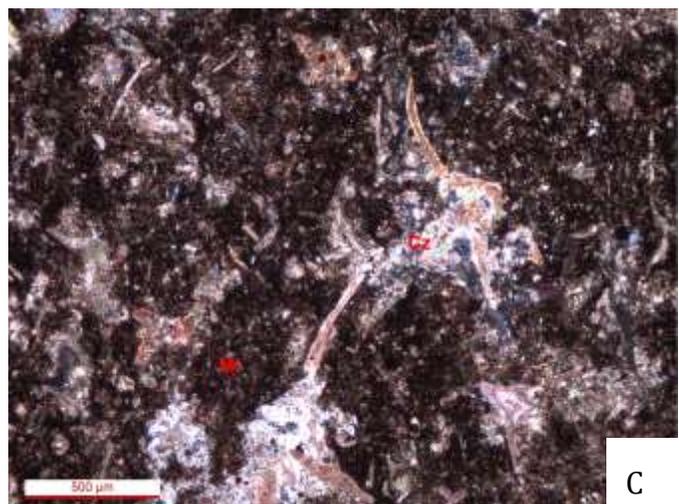
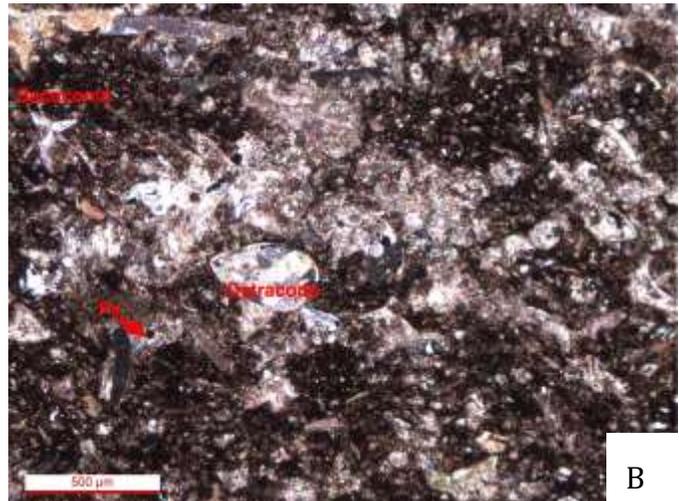
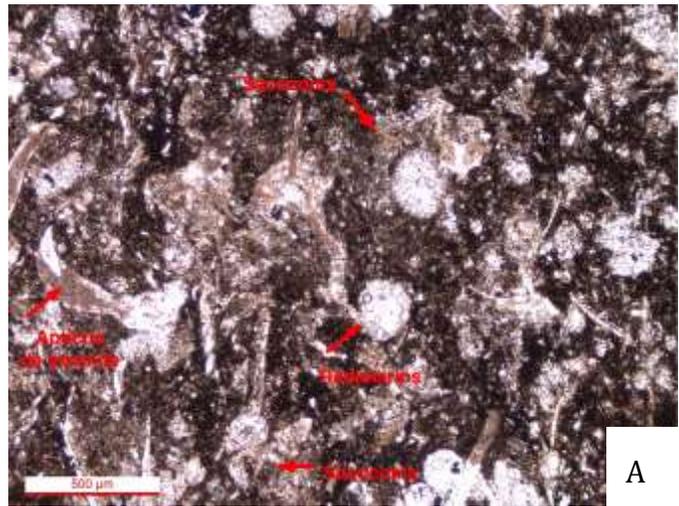


FIGURA 5. FLOATSTONE NEUQUINO. A,B,C) FÓSILES REEMPLAZADOS POR CARBONATO DE CALCIO INMERSOS EN UNA MATRIZ RICA EN LODO CALCÁREO RICO EN MATERIA ORGÁNICA. PY: PIRITA, CZ: CALIZA, MI: MICRITA.

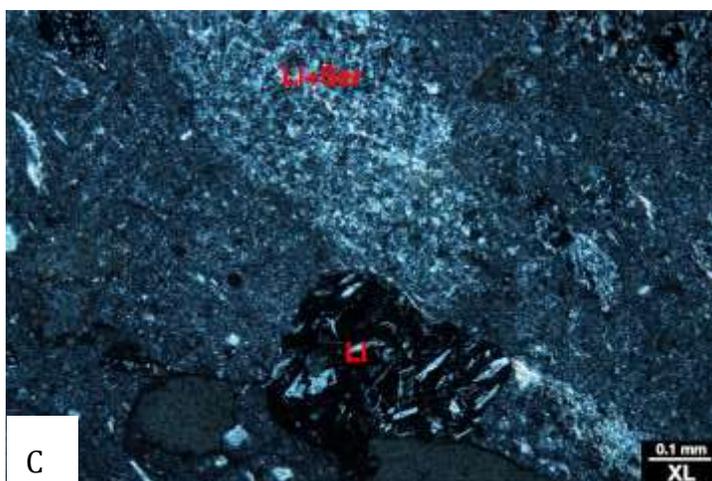
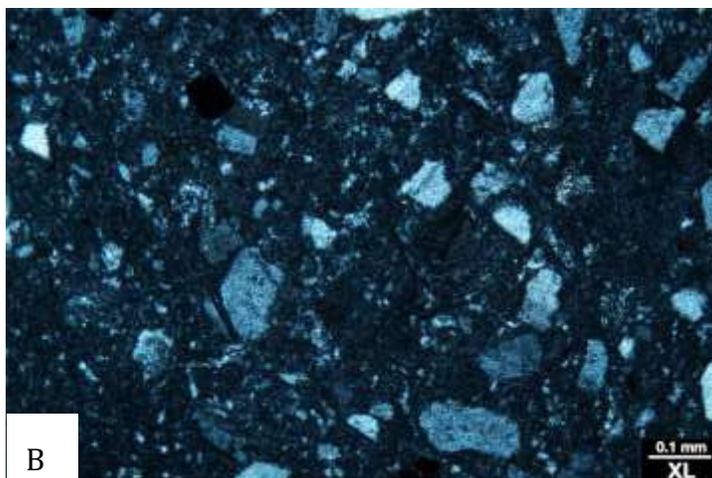
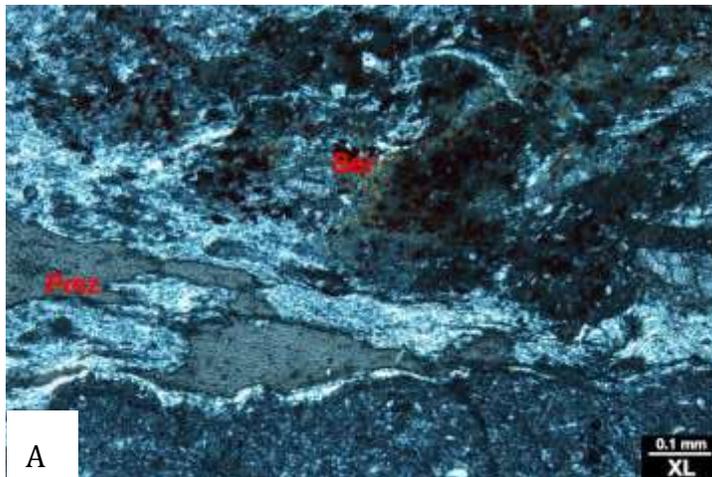
### 3.-Unidades volcánicas Jurásicas (Fm. Primavera Dom-111)

Ignimbrita no soldada. La matriz vítrea de esta roca fue totalmente suplantada por un agregado microcristalino de sericita, carbonatos y cuarzo .

La roca presenta fragmentos pumicíticos alterados a filosilicatos, que generan una textura aparentemente eutaxítica, semejante a un fiamme en ignimbritas soldadas (Fig. 6 A). Algunas pómez se encuentran parcialmente reemplazadas por óxidos mientras que otras por cuarzo, más resistente a la compactación, estos fragmentos presentan escaso a nulo aplanamiento.

Se aprecian formas esféricas que corresponden con esferulitas recristalizadas a agregados equigranulares de cristales anédricos de cuarzo. Hay zonas de fracturamiento perlítico, resaltado por la presencia de filosilicatos. Además se observa que esta ignimbrita es rica en fragmentos líticos (Fig.7).

FIGURA 6 IGNIMBRITA LÍTICA. A) FIAMMES ALTERADOS POR FILOSILICATOS. B) CRISTALES DE CUARZO EN ZONA DE ALTA FRAGMENTACIÓN DE LA ROCA. C) LÍTICOS CARACTERÍSTICOS EN LA IGNIMBRITA. XL: NICOLES CRUZADOS.



Se observan sectores con un intenso grado de fragmentación de cristales de feldespato y plagioclasas (Fig. 6B). Mientras que otros sectores se encuentran dominados por fragmentos líticos (70%) de composiciones lávicas con aspectos riolíticos (¿?).

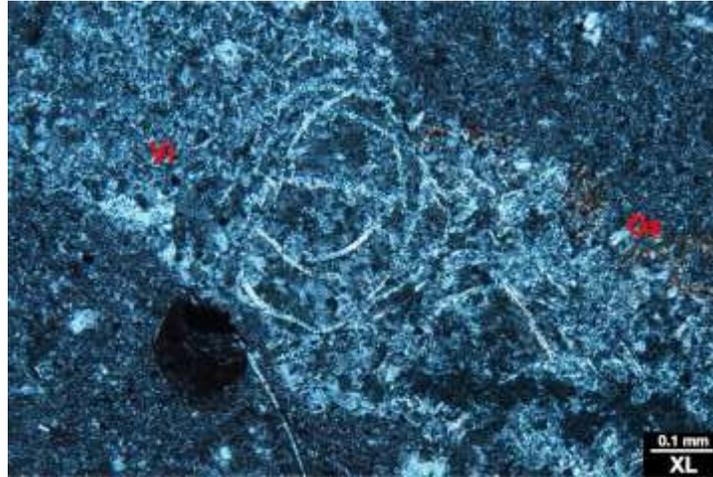


FIGURA 7 ZONA DE FRACTURAMIENTO PERLÍTICO. VI: VIDRIO VOLCÁNICO, Ox: ÓXIDOS. XL: NICOLÉS CRUZADOS.

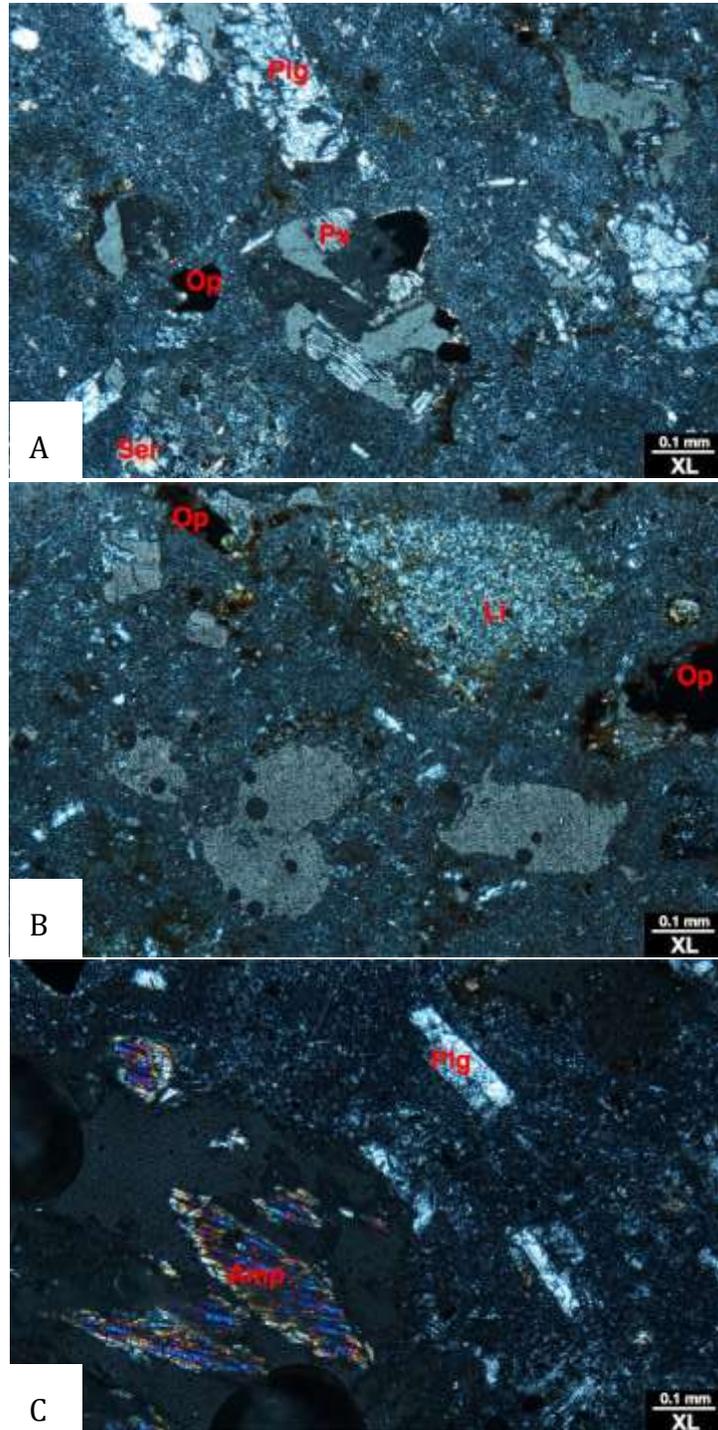
## 4.-Formación Charilehué (Dom-96)

Lava con matriz microcristalina, rica en vidrio volcánico. Exhibe un carácter porfídico en donde los fenocristales se encuentran altamente fracturados presentando formas anédrias y en menor cantidad subédricas (Fig. 8A).

Los cristales consisten de plagioclasa tipo oligoclasa-andesina y feldespato tipo sanidinido (60%), además ortopiroxenos esqueletales (20%), clinopiroxeno anédrico y subédrico con bordes microcristalinos de alteración además de presentarse intersticialmente (10%), cristales de anfíbol relictos (8%) y minerales opacos (pirita, hematita y otros sin identificar)(2%) (Fig. 8 b,c).

Presenta vesículas redondeadas y algunas elongadas sin relleno mineral. Además se aprecian algunos enclaves líticos formados por microlitos de plagioclasas y minerales opacos. En general, estos fragmentos líticos se encuentran pervasivamente sericitizados.

FIGURA 8 LAVA DE LA FORMACIÓN CHARILEHUÉ. A) TEXTURA GENERAL DE LA ROCA, TIPO PORFÍDICA. B) ENCLAVE LÍTICO ALTERADO A SERICITA. C) RELICTO DE FENOCRISTAL DE ANFÍBOL. PLG: PLAGIOCLASA, PX: PIROXENO, OP: OPACO, SER: SERICITA, AMP: ANFÍBOL. XL: NICOLÉS CRUZADOS.



## 5.-Volcanismo pliocénico

### a) Dom-37

Ignimbrita fuertemente soldada rica en fragmentos pumicíticos totalmente colapsados y dispuestos de manera continua. En algunas zonas las pómez forman geometrías lenticulares que define la textura eutaxítica de la roca (Fig 9a).

Algunos de los fragmentos juveniles han modificado sus rasgos texturales originales a consecuencia del fuerte soldamiento, intensa compactación, deformación y en algunos casos desvitrificación. Como resultado se pueden observar agregados de cuarzo y feldespato con arreglos fibrosos y radiales. Los fiammes también presentan incipiente alteración sericítica (Fig 9b, c).

Se observan geometrías circulares que corresponden a esferulitas recrystalizadas a agregados de feldespato y cuarzo anédrico y microcristalino. Se puede apreciar que éstas han deformado a los fragmentos pumicíticos lo que resulta una evidencia de que las esferulitas crecieron por encima de la temperatura de transición del vidrio y que el vidrio del fiamme se comportó como un fundido viscoso (Fig 10).

Se observa que la matriz soporta fenocristales de ortopiroxenos subédricos (15%), plagioclasas subédricas de tipo bitownita (45%), cristales anédricos de

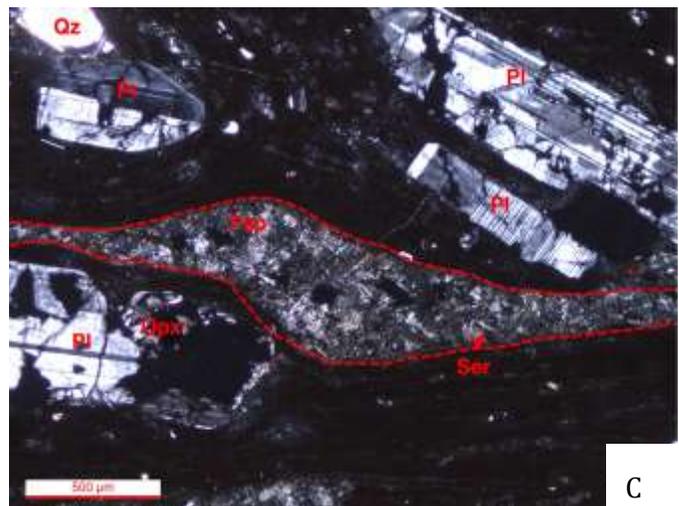
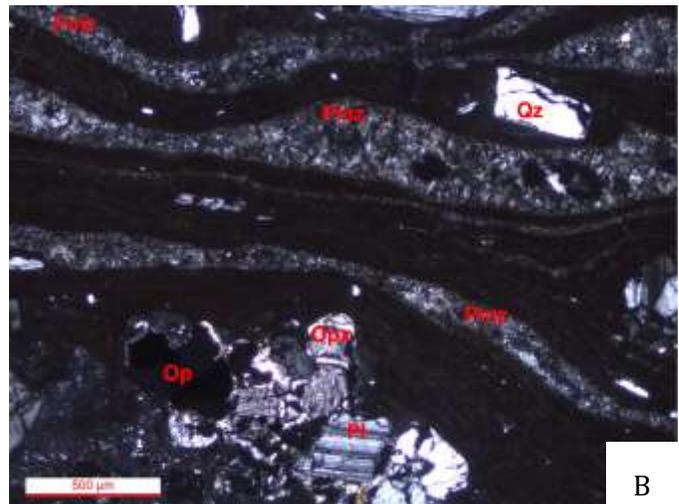
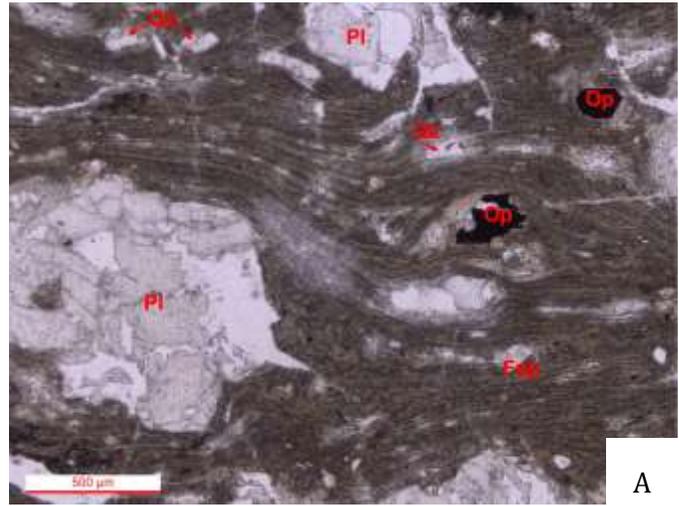
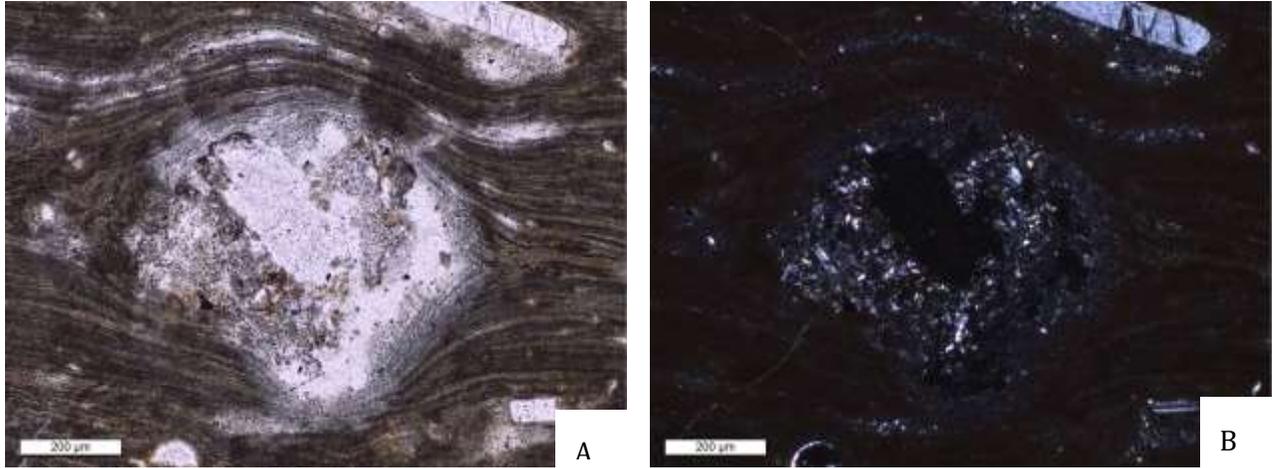


FIGURA 9. . IGIMBRITA SOLDADA. A) TEXTURA EUTAXÍTICA. B) FENOCRISTALES DE PLAGIOCLASA Y ORTOPIROXENOS Y OPACOS SOPORTADOS POR LA MATRIZ. .C) FIAMME DEVITRIFICADO. QZ: CUARZO, FSP: FELDESPATO, PL: PLAGIOCLASA, OPX: ORTOPIROXENO, OP: OPACO.

cuarzo (15%), fragmentos líticos volcánicos con alteraciones a arcillas (15%) y minerales opacos no identificados (10%) (Fig 9 b, c).



**FIGURA 10.** ESFERULITA DEVITRIFICADA, EN A) SE MUESTRA FOTOMICROGRAFÍA EN LUZ PARALELA, EN B) LA ESFERULITA BAJO NICOLES CRUZADOS EN DONDE SE APRECIAN AGREGADOS DE FELDESPATO Y CUARZO.

b) Dom-66

Ignimbrita moderadamente soldada. La roca presenta distintos grados de fragmentación, en donde el grado mayor exhibe fenocristales anédricos, mientras en el caso contrario se tienen fenocristales euédricos de plagioclasas y feldespatos tabulares bien conservados.

La roca presenta un grado de devitrificación moderado dando como resultado arreglos equigranulares de feldespato y cuarzo que ocuparan la geometría original de las vesículas de vidrio.

El grado de soldamiento y aplastamiento es alto lo que genera la textura eutaxítica característica de la roca en donde se reconocen los las pómez colapsadas (fiammes) con formas lenticulares discontinuas (Fig 11A).

Algunos fragmentos de pómez se encuentran reemplazados por cuarzo. Otros más se encuentran parcialmente devitrificados dando lugar a la formación de arreglos radiales de feldespatos. Por otra parte, aparecen estilolitos en fiammes parcialmente rellenos por óxidos (Fig. 11A, C).

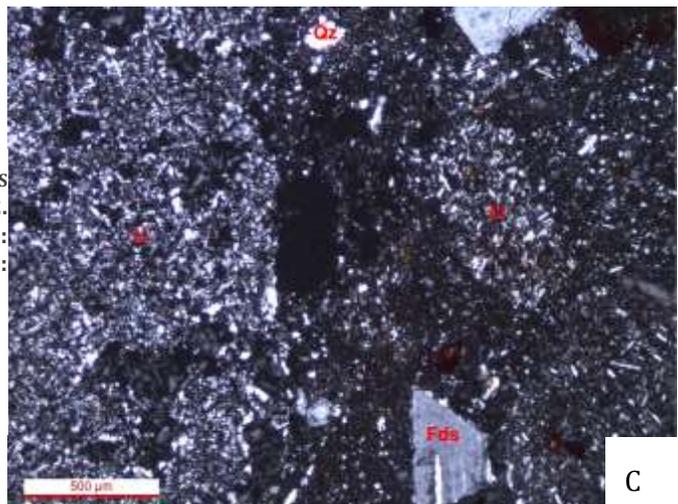
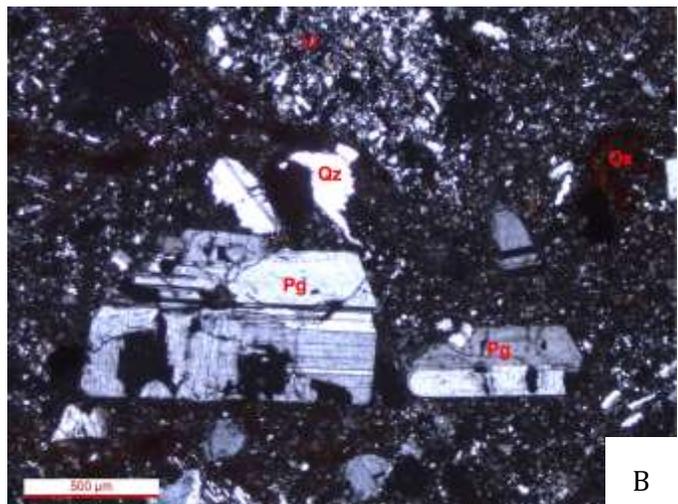
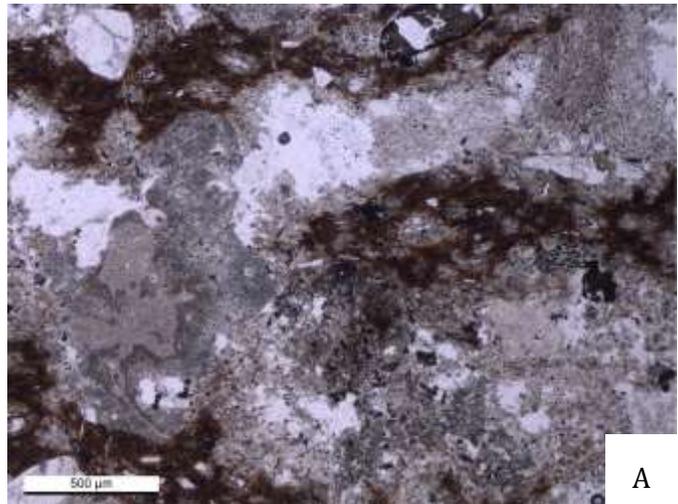


FIGURA 11 A) FIAMMES. B) FENOCRISTALS Y LÍTICOS SOPORTADO POR LA MATRIZ RICA EN CENIZA Y PÓMEZ. C) LÍTICOS DACÍTICOS-RIOLÍTICOS. LI: LÍTICO, QZ: CUARZO, OX: ÓXIDO, PG: PLAGIOCLASA, FDS: FELDESPATO.

Los cristaloclastos soportados por la matriz se encuentran representados por anfíboles tipo hornblenda subedral y en zonas apareciendo como relictos (2%), feldespatos potásico subedral (15%), plagioclasas tipo bitownita subedral con un típico zoneamiento concéntrico en la mayoría de los cristales (10%), cuarzo anedral (5%) y fenocristales de clinopiroxeno alterándose en los bordes a hematita-jarosita (? ) (15%); en otros casos la alteración afecta todo el cristal (Fig 11b).

La roca esta incluye fragmentos líticos de lava dacítico-riolítica. La proporción de componentes líticos es muy baja respecto a los componentes juveniles que forman la roca. (Fig 11c).

c) Dom-49

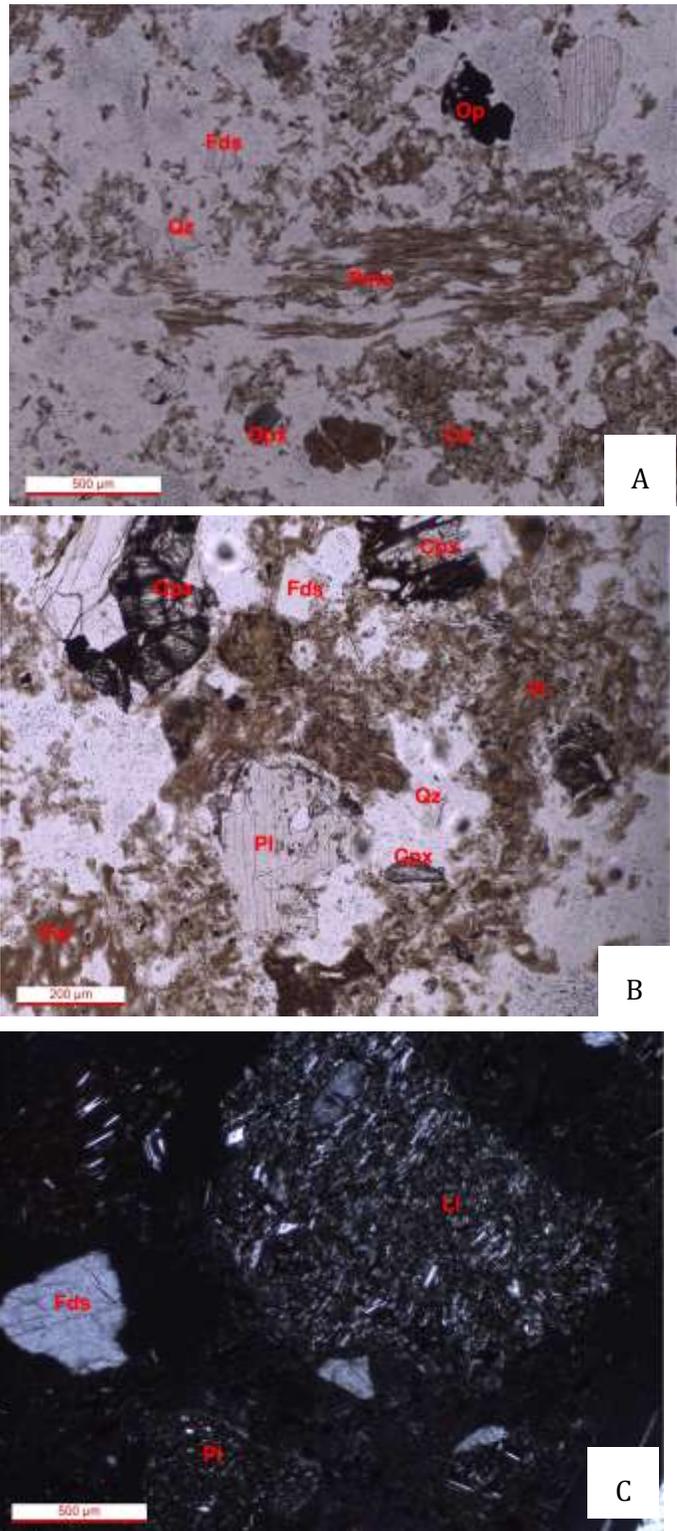
Ignimbrita soldada rica en fragmentos pumicíticos, algunos no colapsados y con texturas vesiculares con alteración a palagonita. Algunas pómez se encuentran reemplazados por agregados cristalinos de feldespato y cuarzo formando arreglos semiradiales. El grado de devitrificación de los fragmentos de pómez es moderado y se observan algunas trizas de vidrio (Fig 12 a,b).

Los fragmentos de cristales que poseen una morfología tabular como los de las plagioclasas adoptan una disposición imbricada producto del elevado cizallamiento en la región basal del flujo (Fig 12c).

La matriz soporta líticos con características lávicas, formados por una matriz compuesta por microlitos de plagioclasas y vidrio volcánico, fenocristales de plagioclasas tipo bitownita (An70) con geometrías anédricas, ortopiroxenos anédricos y microfenocristales de clinopiroxeno intersticial. Estos líticos pueden considerarse de composiciones basáltico-andesíticas (Fig 12c).

Otro tipo de líticos están formado por lavas de composiciones más silíceas, formadas por fenocristales de plagioclasas de tipo labradorita (An50) (Fig 13).

FIGURA 12 FRAGMENTO DE PÓMEZ SOLDADO MODERADAMENTE. B) CRISTALOCLASTOS SOPORTADOS POR MATRIZ DE CENIZA Y PÓMEZ. C) LÍTICO BASÁLTICO-ANDESÍTICOS. Fds: FELDESPATO, OP: OPACOS, OPX: ORTOPIROXENO, QZ: CUARZO, CE: CENIZA VOLCÁNICA, CPX: CLINOPIROXENO, PL: PLAGIOCLASA, VI: VIDRIO VOLCÁNICO.



Los fenocristales soportados por la matriz se encuentran representados por plagioclasas subédricas (55%), cristales anédricos y redondeados de cuarzo (15%) clinopiroxenos y ortopiroxenos anédricos y subédricos (20%) y minerales opácos (10%) no identificados. Se observa un alto grado de fracturamiento de los cristales, lo que hace que la mayoría de los cristaloclastos adopten geometría anédricas.

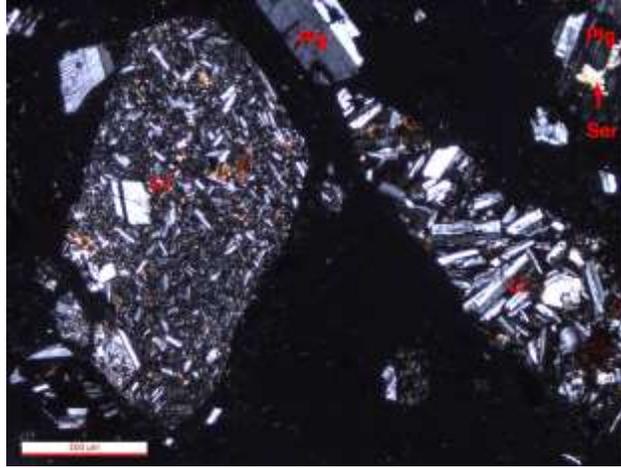


FIGURA 13 LÍTICOS SILÍCICOS. LI: LÍTICOS, PLG: PLAGIOCLASA,  
SER: SERICITA.

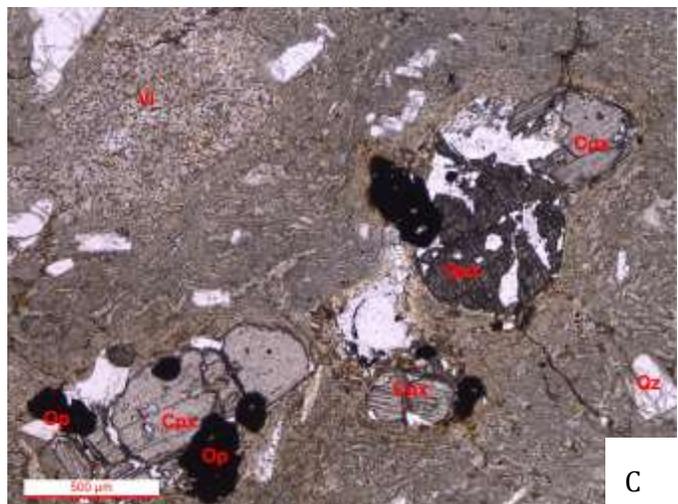
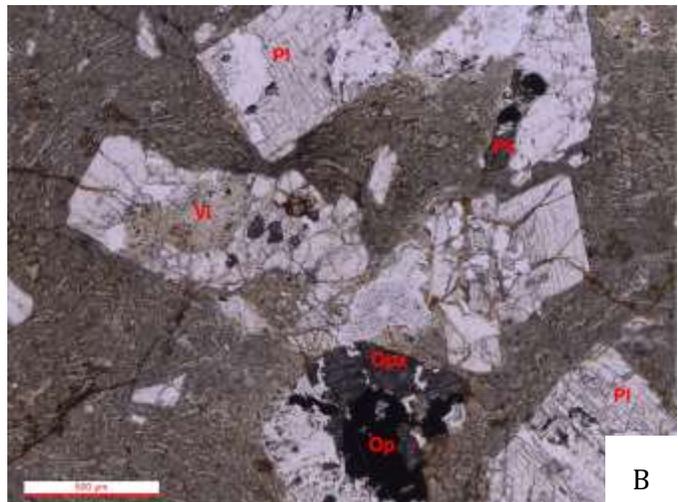
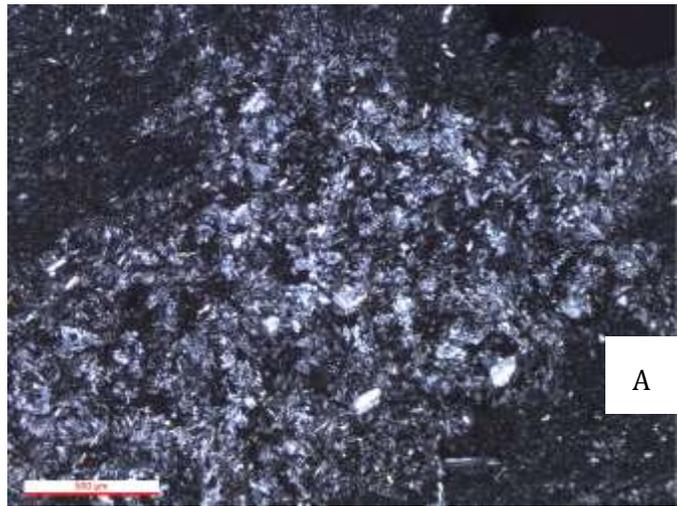
**d) Ignimbrita columnar Atreuco (Dom 67)**

Roca con textura porfídica y eutaxítica compuesta por una matriz rica en ceniza y pómez. En algunas zonas los rasgos texturales de los fragmentos púmiceos han sido modificados por el efecto del soldamiento y la intensa compactación dando lugar a la desvitrificación y formación de un de agregados equigranulares de cuarzo y feldspato potásico que a su vez muestra incipiente alteración a arcillas (Fig 14).

La alta desvitrificación de la roca genera zonas con texturas esferulíticas formadas por cristales fibrosos de cuarzo y feldespato potásico. Las evidencias texturales de la roca presentan un fuerte grado de compactación, soldamiento y desvitrificación generando la cristalinidad de la ignimbrita.

Los fenocristales soportados por la matriz corresponden a plagioclasa tipo labradorita (40%), feldespato potásico (30%) alterado a sericita, cristales subédricos de ortopiroxenos, algunos con geometrías anédricas y de manera relícta (5%), minerales ópacos con bordes alterados por óxidos (10%), microfenocristales subédricos de clinopiroxenos (2%).

**FIGURA 14.** A) EVIDENCIA DE SOLDAMIENTO, DESVITRIFICACIÓN Y COMPACTACIÓN DE LOS FRAGMENTOS PUMICÍTICOS. B) Y C) FENOCRISTALES INMERSOS EN MATRIZ VÍTREA CON EVIDENCIA DE ALTA COMPACTACIÓN Y SOLDAMIENTO. PL: PLAGIOCLASA, OPX: ORTOPIROXENO, CPX: CLINOPIROXENO, OP: OPÁCOS, VI: VIDRIO VOLCÁNICO



## 6.- Unidades del Cerro Domuy

### a) Flujo piroclástico Domuyo (Dom-69)

Ignimbrita soldada rica en pómez. Se caracteriza por tener una textura eutaxítica. Los fragmentos pumicíticos se encuentran alterados a cuarzo y sericita. Con nicoles cruzados se observan texturas equigranulares microcristalinas mientras que a luz paralela es posible observar la forma tubular de las vesículas (Fig 15 a, b).

Se observan texturas de desvitrificación de tipo esferulítico abierto (separados por vidrio volcánico fundido) que dan lugar a la formación de cristales fibrosos de feldespato potásico que irradian a partir de un punto central (Fig 15 a).

Los fenocristales que son soportados por la matriz de la ignimbrita se encuentran representados por feldespatos potásico subedral (50%), plagioclasas subedrales y anedrales de tipo andesina (40%), y cristales subedrales y relictos de ortopiroxenos (10%).

La matriz soporta una gran cantidad de líticos de lava monolitológica formada por microlitos de plagioclasas tipo andesina (70%) en una matriz rica en vidrio volcánico con fenocristales de piroxenos y cuarzo (Fig 15c).

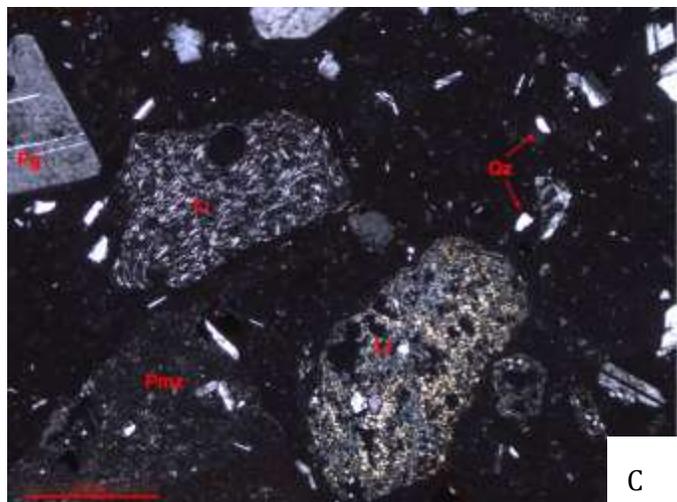
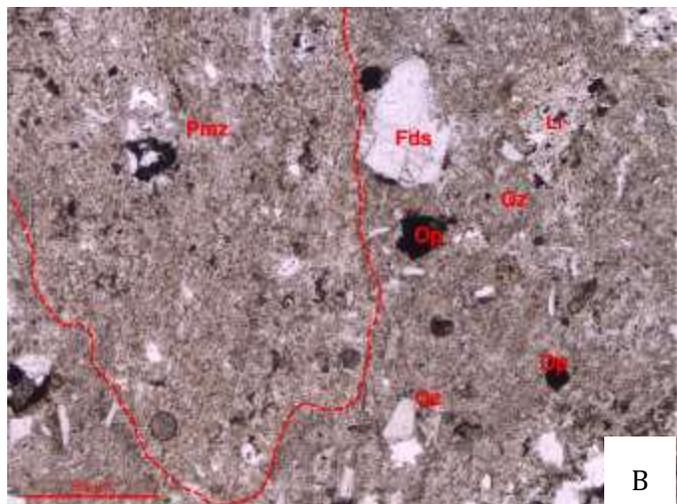
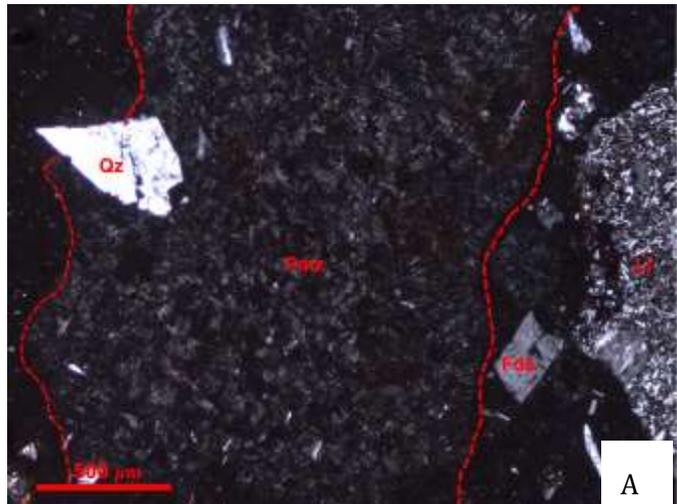
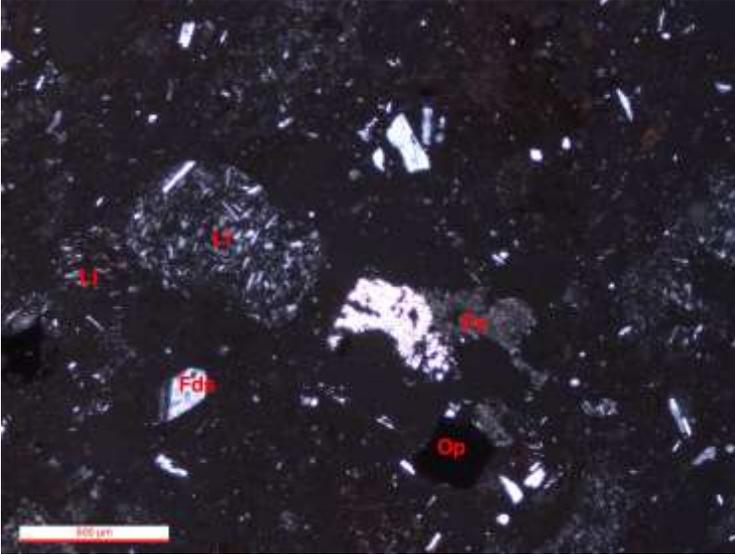


FIGURA 15. FRAGMENTOS DE PÓMEZ, EL CAMPO VISUAL DE LA FOTOMICROGRAFÍA NO ABARCA TODO EL TAMAÑO DEL FRAGMENTO PUMICÍTICO. B) FORMA TUBULAR DE LA VESÍCULA QUE CONTIENE AL FRAGMENTO DE PÓMEZ. C) LÍTICOS SOPORTADOS POR LA MATRIZ. PMZ: PÓMEZ, QZ: CUARZO, LI: LÍTICO, FDS: FELDESPATO, OP: ÓPACO, PG: PLAGIOCLASA, PX: PIROXENO.



La mineralogía sugiere que la composición de estas lavas es andesítico-dacítica. Algunos de estos líticos no se encuentran alterados, mientras que otros se encuentran incipiente y pervasivamente sericitizados. Otros mas sólo se encuentran afectados por bordes de oxidación (Fig 15c y Fig 16).

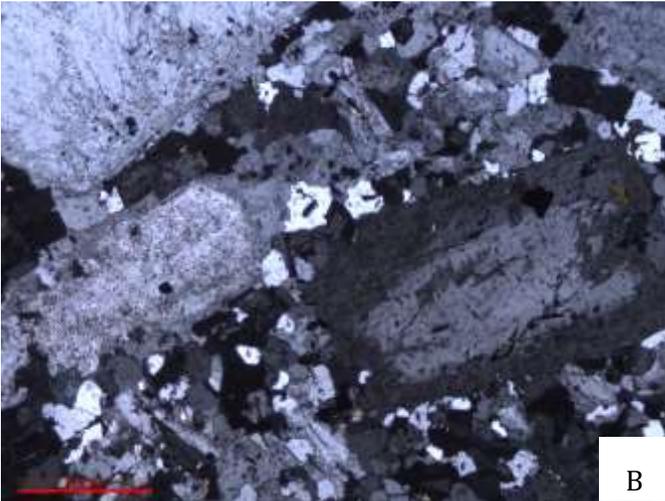
**FIGURA 16** COMPONENTES INMERSOS EN MATRIZ DE CENIZA Y PÓMEZ. LI: LÍTICO, PX: PIROXENO, OP: OPACO, FDS: FELDESPATO.

b) Flujo de lava Domuyo (Dom-107a)



A

Lava con textura porfírica, formada por una matriz con texturas criptocristalinas y microcristalinas. Consiste de agregados de cristales que forman un mosaico equigranular de cuarzo, feldespato y plagioclasa. El tamaño de los tres componentes así como sus formas no varían mucho, siendo en su mayoría anédricos. La proporción modal de estos tres componente en conjunto representa un 85% del total de la matriz.

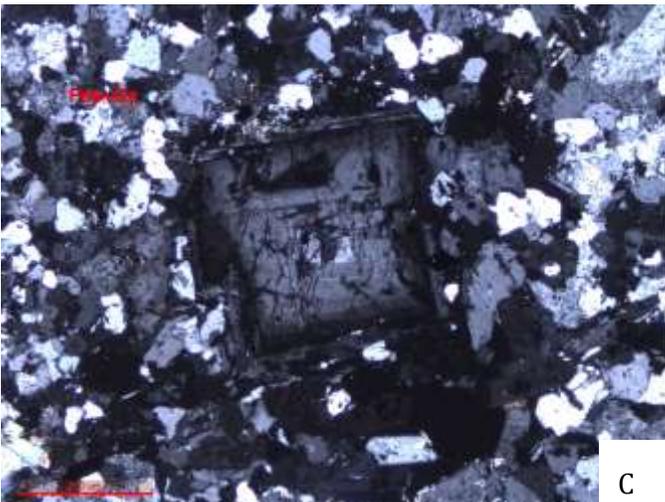


B

Pueden identificarse distintos grupos de cristales de plagioclasas y feldespatos con características texturales distintas:

-Cristales subedrales de plagioclasas tipo andesina (An30-35) con bordes completamente corroídos. Se aprecian núcleos en equilibrio y posteriormente un crecimiento del borde con texturas en tamiz (Fig 17a).

-Cristales de plagioclasas con texturas en parches hacia el centro-núcleo, posteriormente un crecimiento de un borde que exhibe reabsorción.



C

-Cristales de plagioclasas sólo con texturas de tamiz (Fig 17b).

FIGURA 17 A) PLAGIOCLASA CON NÚCLEO EN EQUILIBRIO Y BORDE EN TAMIZ. B) PLAGIOCLASAS CON TEXTURAS EN TAMIZ, NÚCLÉOS CON TEXTURAS EN PARCHES Y BORDES DE DESEQUILIBRIO. C) ZONEAMIENTO OSCILATORIO. CHL: CLORITA, FDS: FELDESPATO, QZ: CUARZO.

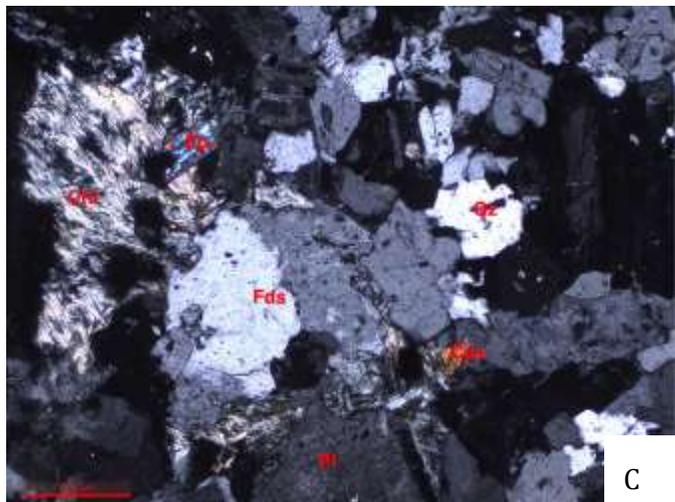
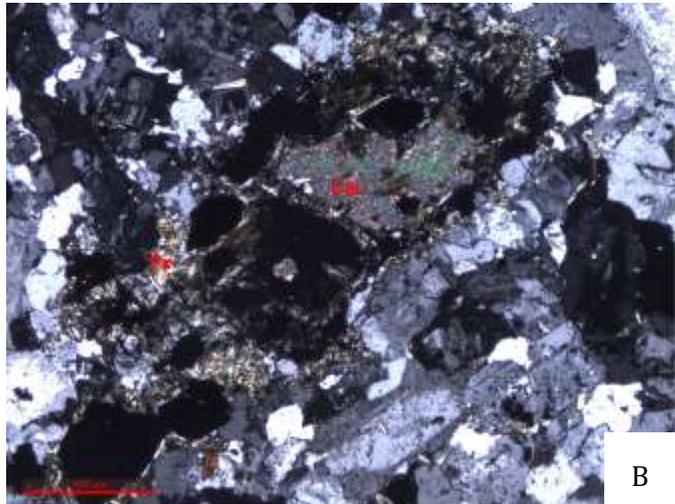
-Un grupo de plagioclasas presentan zonación oscilatoria y concéntrica que al igual que los grupos identificados anteriormente, presentan texturas en tamiz (Fig 17c).

-Plagioclasas con núcleos en tamiz y un posterior crecimiento de un borde y un posterior borde reabsorbido (Fig 18a).

-Existe un grupo de cristales de plagioclasas que sobresale en tamaño respecto de los demás, estos cristales se encuentran con geometrías con tendencias más euédricas, tienen bordes rectos y sólo exhiben bordes muy delgados corroídos. Esos fenocristales pueden representar xenocristales.

Otros elementos minerales que forma la matriz están representados por cristales anédricos de biotita (10%) que en algunas zonas se encuentra cloritizada.

Se observa epidota (3%) como resultados de alteración en plagioclasa, carbonatos alterando a piroxenos (<1%), biotita cloritizada, pirita y minerales opacos no identificados (<1%) (Fig 18b,c).



**FIGURA 18.** A) PLAGIOCLASA TOTALMENTE CORROÍDA, EXHIBE UN BORDE DE POSTERIOR EQUILIBRIO. B) CALCITA REEMPLAZANDO A PIROXENO, SE OBSERVAN RELICTOS DEL CRISTAL REEMPLAZADO. C) REEMPLAZAMIENTO DE CLORITA EN BIOTITA Y EPIDOTA ALTERANDO A PLAGIOCLASA. CAL: CALCITA, PX: PIROXENO, EP: EPIDOTA, CHL: CLORITA, CPX: CLINOPIROXENO, FDS: FELDESPATO, QZ: CUARZO.

c) Dom-107b

Lava con textura porfírica, formada por una matriz con texturas criptocristalinas y microcristalinas. Consiste de agregados de cristales que forman un mosaico equigranular de cuarzo, feldespato y plagioclasa, los tamaños entre los tres componentes así como sus formas no varían mucho, siendo en su mayoría anédricos, la proporción modal de estos tres componentes en conjunto respresenta un 70% del total de la matriz.

Pueden identificarse distintos grupos de cristales de plagioclasas y feldespatos con características texturales distintas:

-Cristales de feldespato potásico con texturas de tamiz, bordes de reequilibrio (Fig. 19a).

-Cristales de plagioclasas con texturas en parches situadas hacia el núcleo del cristal y posteriormente un crecimiento de un borde que exhibe reabsorción (Fig. 19b).

Otros elementos minerales que forma la matriz están consisten de cristales anédricos de biotita (10%) cloritizada incipientemente en algunas zonas. También se tiene la presencia de carbonatos alterando a plagioclasas (<1%), pirita y minerales opacos no identificados (<1%) (Fig. 19c).

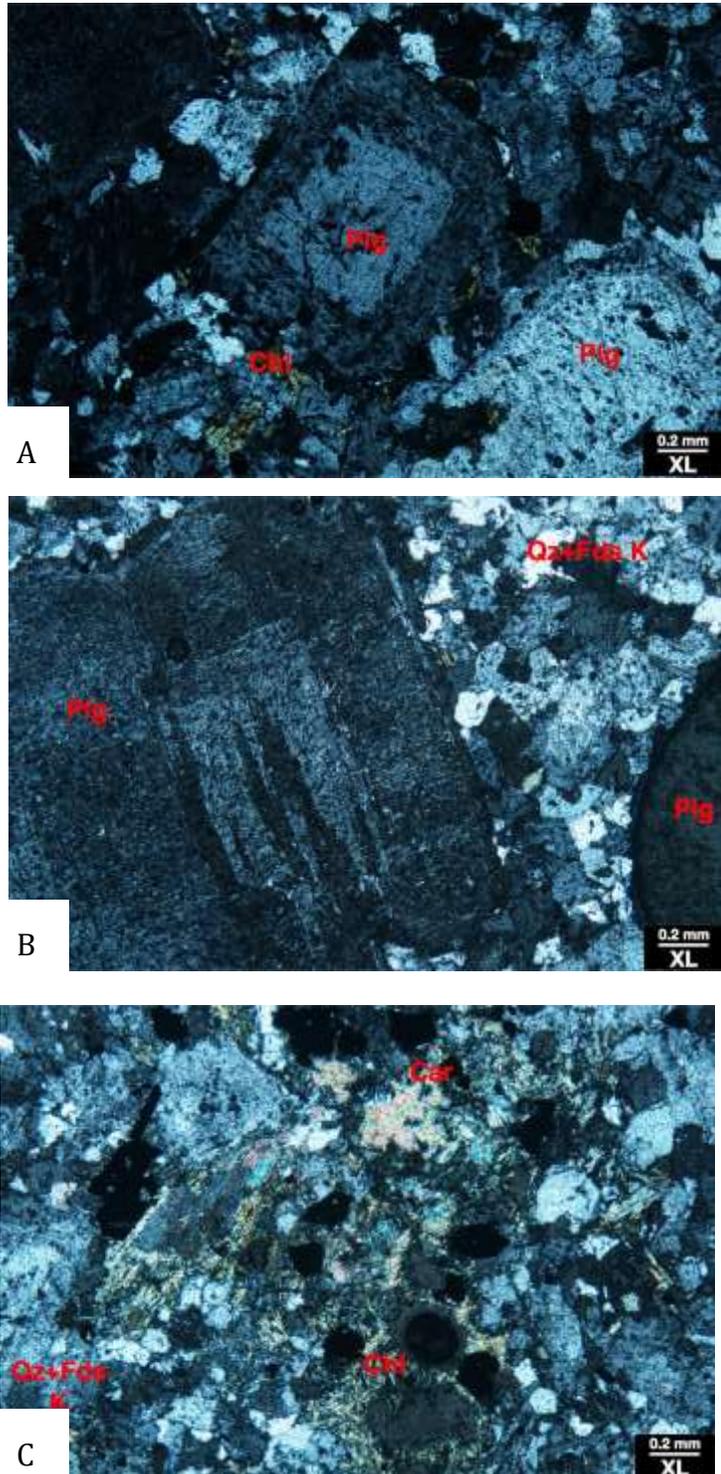


FIGURA 19 COLADA DEL CERRO DOMUYO. A) FENOCRIALES DE PLAGIOLASAS CON BORDES CORROÍDOS Y TEXTURAS DE TAMIZ. B) FENOCRIALES DE PLAGIOLASA CON TEXTURA DE PARCHES EMBEBIDO EN UNA MOSAICO DE CUARZO Y FELDESPATO. C) ALTERACIÓN POR CARBONATOS Y CLORITA.

## 7.- Domos riolíticos del Pleistoceno

### a) Domo colada Atreuco (Dom-70)

Roca hipocristalina formada por una matriz afanítica rica en vidrio volcánico. En algunas zonas de la matriz se aprecian bandas formadas por microlitos de plagioclasas con arreglos traquíticos que indican la dirección de flujo de la lava.

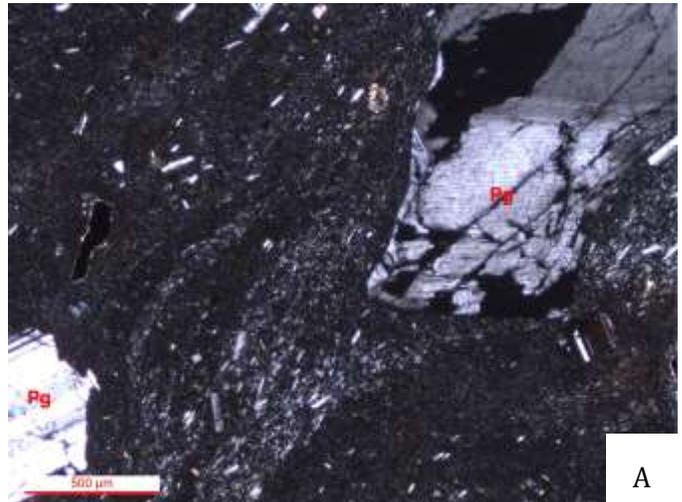
Se observan clastos vítreos estirados formando fiamme originados como resultado del soldamiento y deformación por cizalla de la lava en su estado dúctil (Fig 20a).

Se identificaron distintos grupos de fenocristales de plagioclasas inmersos en la matriz.

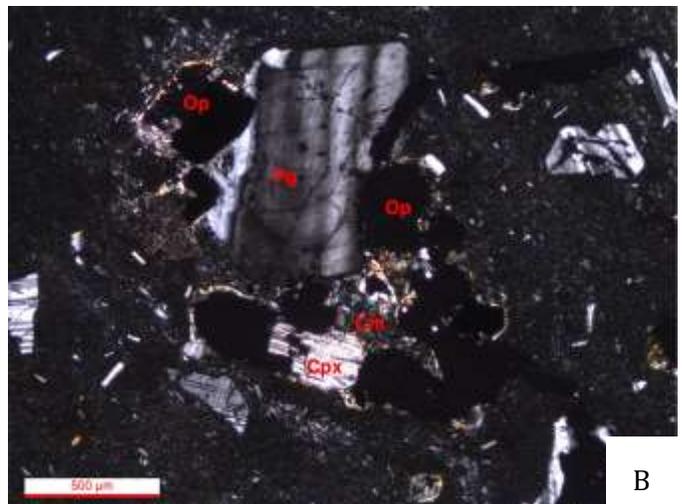
-Fenocristales de plagioclasas tipo andesina y oligoclacasa tabulares con tamaños de 0.01-0.2 mm. Algunos presentan geometría subédrica y euédrica.

-Plagioclasas tipo labradorita con tamaños de 1 a 1.2 mm, zoneamiento oscilatorio y texturas en parches. Algunos de estos cristales también exhiben núcleos con bordes engolfados y texturas de reabsorción mientras que al borde de los cristales se aprecia rectos y sólo con zoneamiento oscilatorio (Fig 20b).

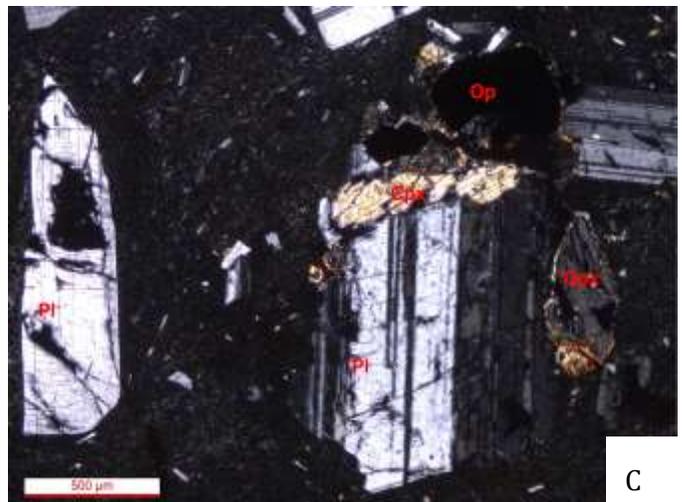
**FIGURA 20. A) CLASTO VÍTREO RECRISTALIZADO Y EN FORMA DE FIAMME. B) FENOCRISTALES CARACTERÍSTICOS DE LA LAVA. C) PLAGIOCLASAS TABULARES SIN EVIDENCIA DE DESEQUILIBRIO POR PROCESOS MAGMÁTICOS. PG: PLAGIOCLASAS, OP: OPÁCOS, CPX: CLINOPIROXENO, CHL: CLORITA, OPX: ORTOPIROXENO.**



A



B



C

b) Cerro Covunco (Dom-87)

Roca hipocristalina formada por una matriz originalmente vítrea que exhibe un alto estado de devitrificación. Se puede distinguir una textura esferulítica en donde cristales de feldespato y cuarzo se disponen de manera radial generando un aspecto axiolítico. En algunas zonas las esferulitas son de tipo plumoso, en donde los cristales de feldespato se disponen de manera radial desde un punto (Fig. 21A).

La matriz también consiste en pequeños agregados de cristales que forman mosaicos equigranulares de cuarzo, feldespato y plagioclasa. Los fenocristales soportados por la matriz consisten de anfíbol (1%) con bordes microcristalinos de alteración a magnetita y clinopiroxeno (opacita).

Fenocristales de plagioclasas (30%) y feldespatos (40%), de los cuales se puede observar:

- Un grupo de cristales con bordes de recrecimiento intercalados con bordes de reequilibrio.
- Plagioclasas con zonamiento oscilatorio y concéntrico.
- Cristales con bordes redondeados y zonas de engolfamientos.

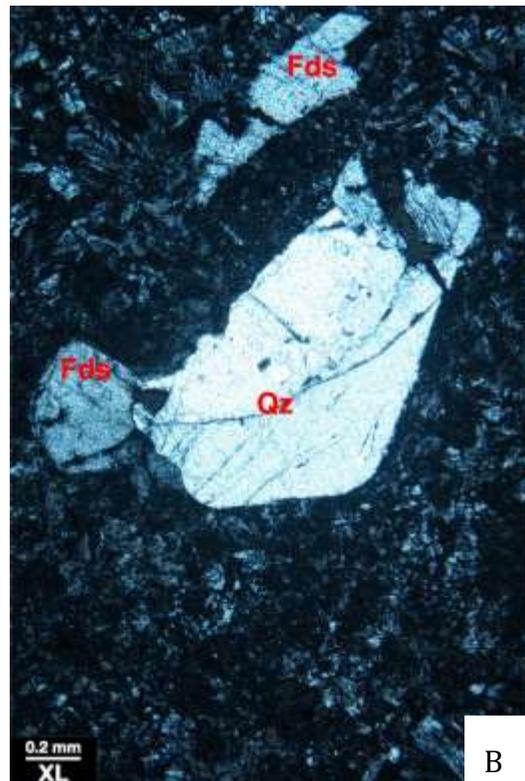
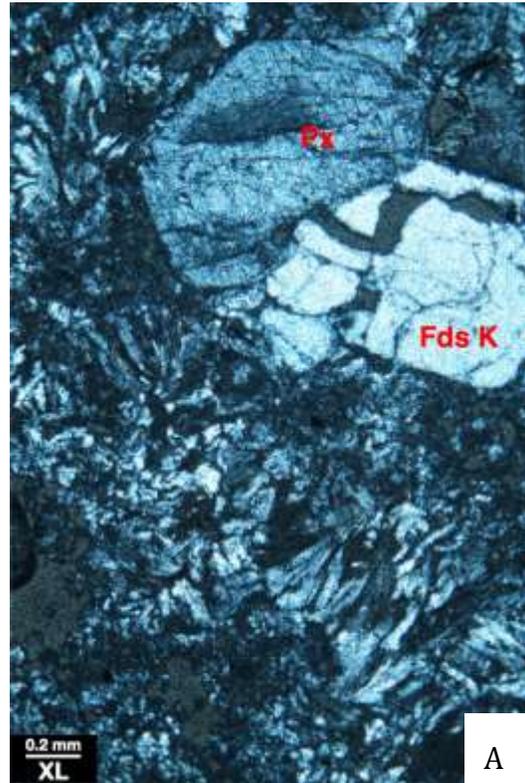


FIGURA 21. LAVA RIOLÍTICA DEL CERRO COVUNCO. A) TEXTURA EN ARREGLOS AXIOLÍTICOS RESULTADO DEL ALTO GRADO DEVITRIFICADO DE LA ROCA. B) FENOCRISTALES D CUARZO Y FELDESPATO .

c) Cerro Domo (Dom-88)

Lava con textura porfírica, formada por una matriz completamente devitrificada rica en arreglos fibrosos y radiales de feldespato y cuarzo que forman esferulitas de tipo axiolítico y en abanico.

Los fenocristales soportados por la matriz son de geometrías anedrales, subedrales y eudrales, representados por plagioclasas y feldespatos sin evidencias textural de algún proceso magmático.

Un segundo grupo de fenocristales (5%), está formado por anfíboles alterados en los bordes y fracturas por opacita, algunos cristales también exhiben reemplazamiento por clorita.

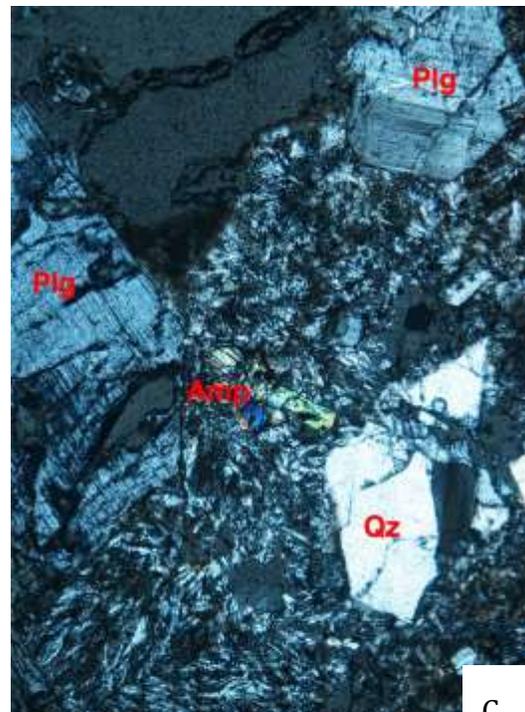
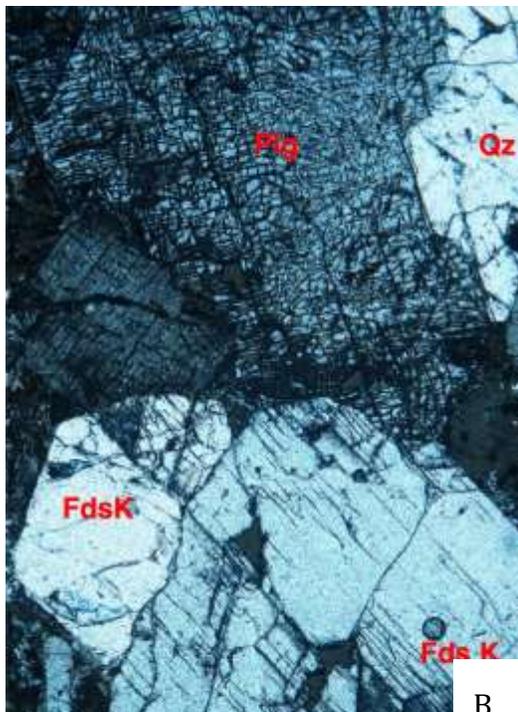


FIGURA 22. LAVA RIOLÍTICA DEL CERRO DOMO. A) MATRIZ VÍTREA CON TEXTURA DE ABANICO. B) FENOCRIALES DE PLAGIOCLASA, FELDESPATO Y QUARZO SIN EVIDENCIAS DE PROCESOS MAGMÁTICOS. C) FENOCRIAL DE ANFÍBOL

## ANEXO 4

### 6.4 Perfiles de resistividad (MT 2D) y correlación con las unidades litológicas

Los perfiles de resistividad y la correlación con las unidades geológicas se obtuvieron mediante el software de modelación Leapfrog Geo 4.2. indicando la traza de interés del perfil MT.

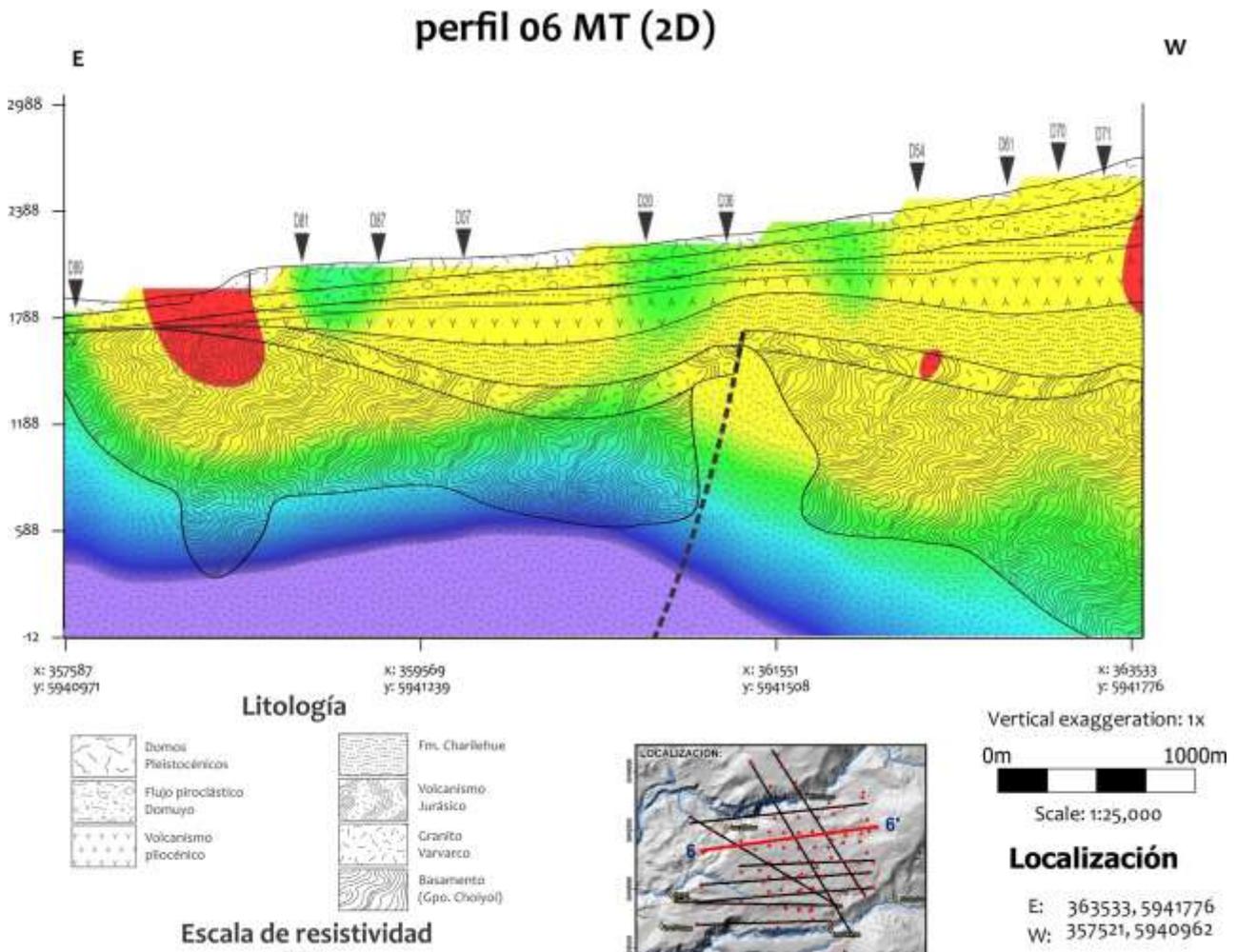


FIGURA 23 PERFIL RESITIVO 2D. SE OBSERVA QUE AL CUERPO GRANÍTICO LE CORRESPONDEN VALORES ALTOS RESISTIVOS QUE DISMINUYEN DRÁSTICAMENTE EN LA ZONA DE LA FALLA NORMAL LA CUAL FAVORECE EL AUMENTO DE LA PERMEABILIDAD DE LA ROCA Y LA SATURACIÓN DE FLUIDOS.

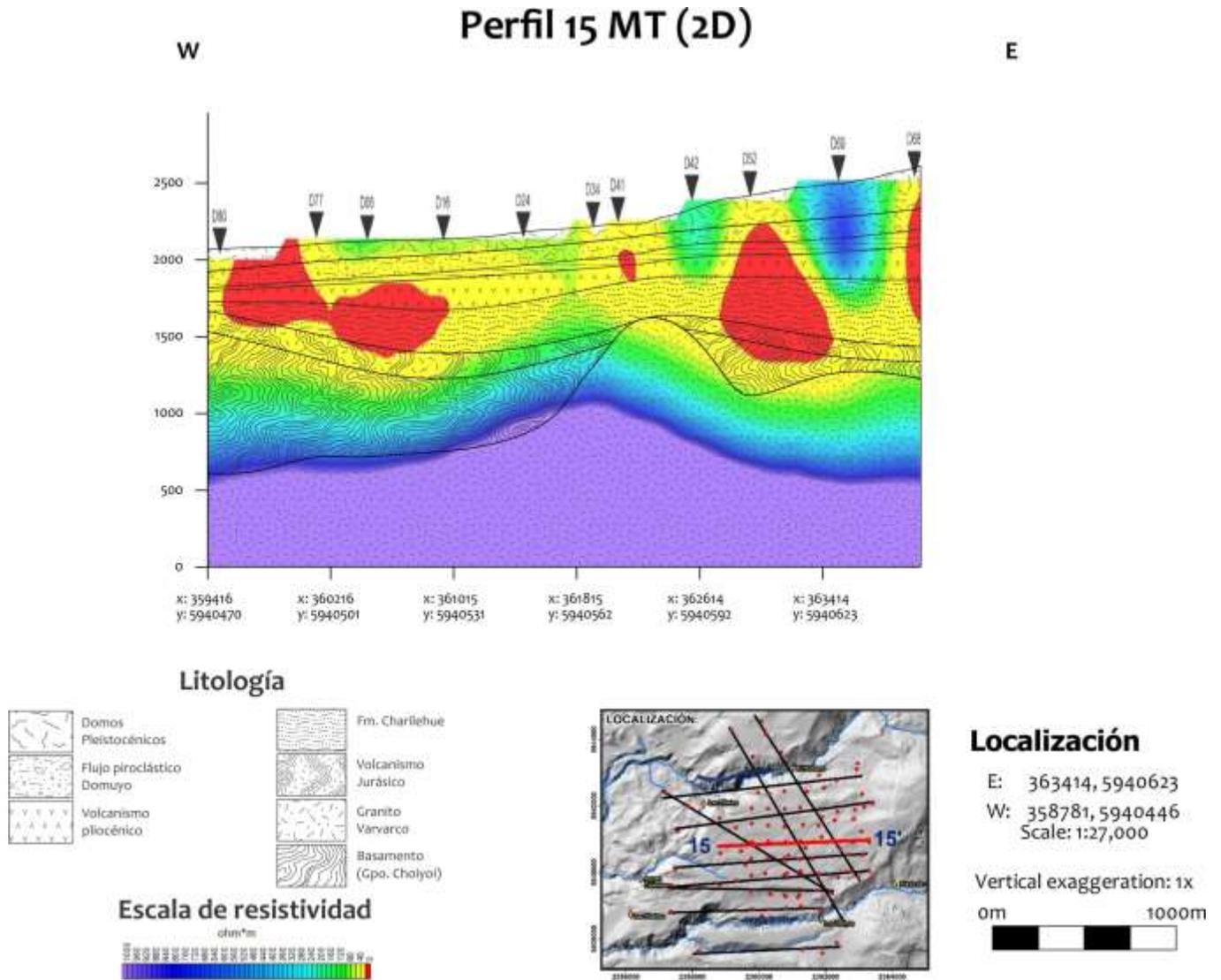


FIGURA 24 PERFIL RESISTIVO 2D Y CORRELACIÓN LITOLÓGICA. EL ALTO RESISTIVO COINCIDE CON EL CUERPO GRANÍTICO. HACIA LA SUPERFICIE LAS ZONAS MÁS CONDUCTORAS (ROJO) PUEDEN ASOCIARSE A ZONAS DE GRAN ALTERACIÓN MINERAL, SIN EMBARGO LA INTERPRETACIÓN ES AMBIGUA DEBIDO A LA BAJA RESOLUCIÓN RESISTIVA.

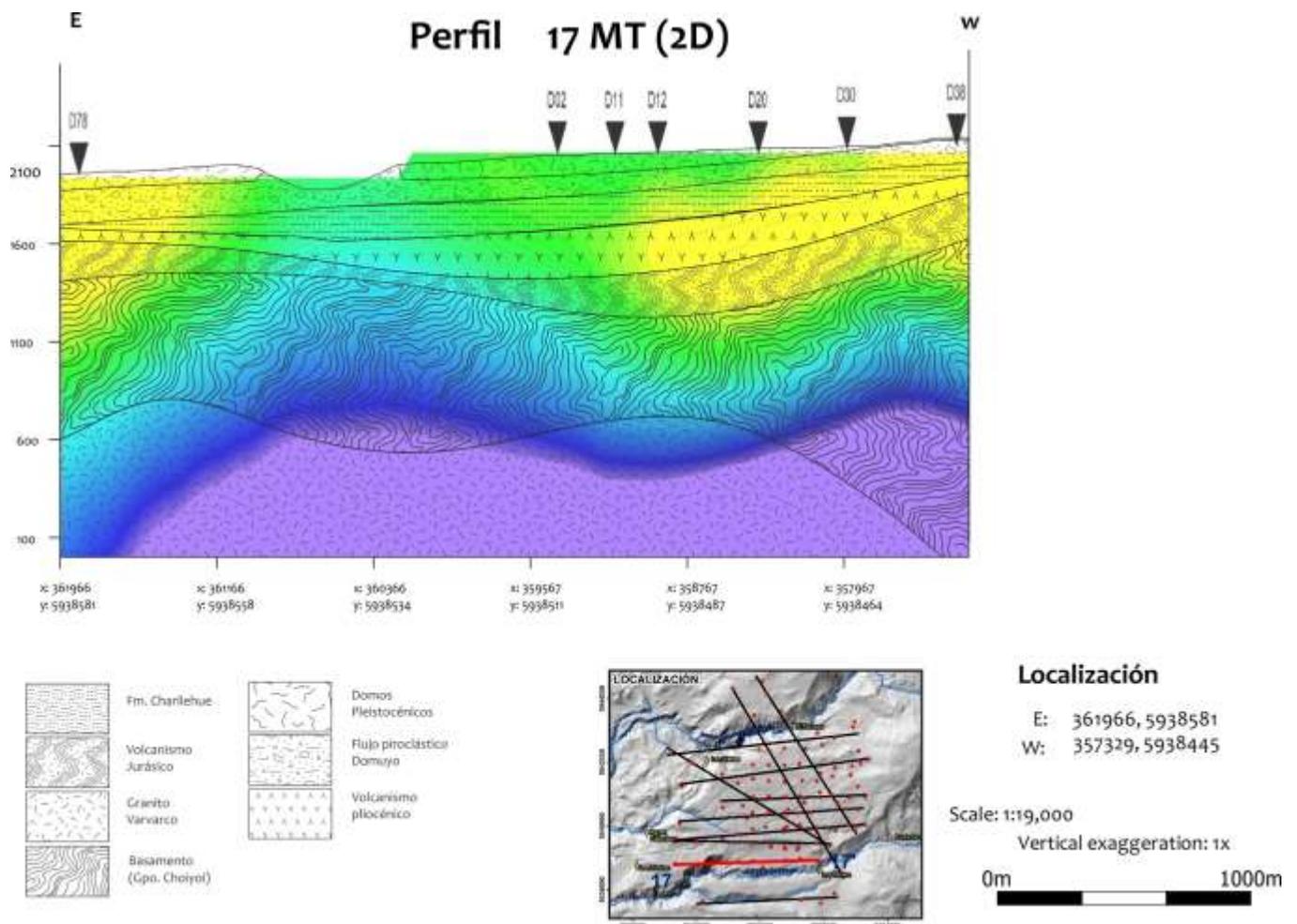


FIGURA 25 PERFIL RESISTIVO Y CORRELACIÓN LITOLÓGICA.

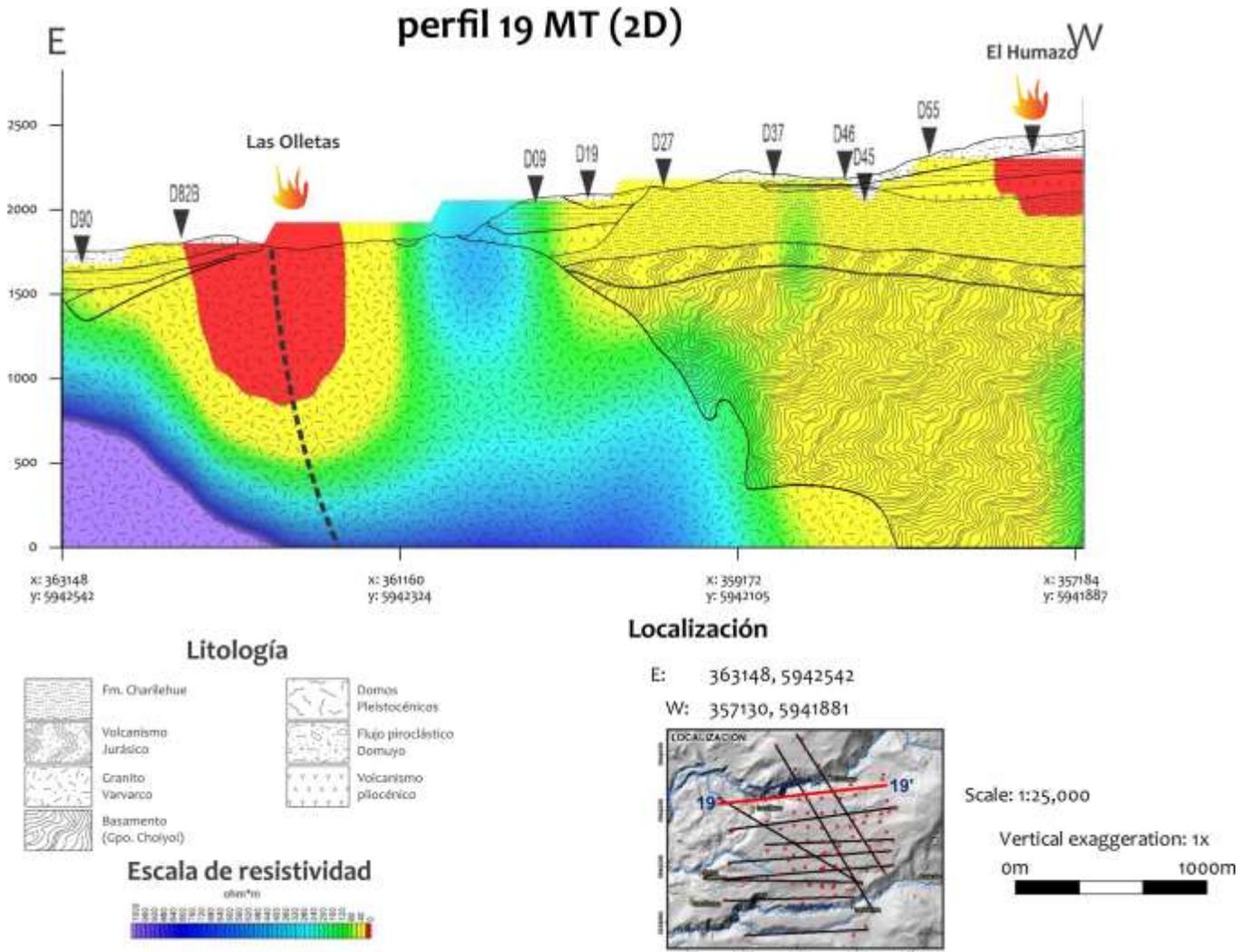


FIGURA 26 PERFIL RESISTIVO Y CORRELACIÓN LITOLÓGICA. SE OBSERVAN ANOMALIAS RESISTIVAS BAJAS EN LAS ZONAS DE MANIFESTACIONES TERMALES “EL HUMAZO” Y “LAS OLLETAS” REGIÓN DE LAS OLLETAS Y EL HUMAZO EN DONDE LA DESCARGA DE FLUIDOS EN CAMPO ES EVIDENTE.

## 8.- REFERENCIAS

- Allegre, C. J., y Condomines, M., 1976. Fine chronology of volcanic processes using  $^{238}\text{U}$ - $^{230}\text{Th}$  systematics. *Earth and Planetary Science Letters*, 28(3), 395-406.
- Allegre, C. L. 1968.  $^{230}\text{Th}$  dating of volcanic rocks: a comment. *Earth and Planetary Science Letters*, 5, 209-210.
- Angermann, D., Klotz, J., Reigber, C., 1999. Space-geodetic estimation of the Nazca-South America Euler vector. *Earth and Planetary Science Letters* 171 (3), 329-334.
- Arce, J. L., Macías, J. L., Rangel, E., Layer, P., Garduño-Monroy, V. H., Saucedo, R., ... y Pérez-Esquivias, H. (2012). Late Pleistocene rhyolitic explosive volcanism at Los Azufres volcanic field, central Mexico. *Field Guides*, 25, 45-82.
- Backé, G., Hervouet, Y., Dhont, D., 2006. Cenozoic extension vs compression in the central Neuquén Basin (37° - 36° S, Argentina). *Backbone of the Americas Patagonia to Alaska*. Geological Society of America, Abstract with programs, Special meeting: 111.
- Bernal, J.-P., Eggins, S.M., and McCulloch, M.T., 2005, Accurate in situ  $^{238}\text{U}$  $^{234}\text{U}$ - $^{232}\text{Th}$ - $^{230}\text{Th}$  analysis of silicate glasses and iron oxides by laser ablation MC-ICP-MS: *Journal of Analytical Atomic Spectrometry*, v. 20, p. 1240-1249.
- Bischoff, J.L., Fitzpatrick, J.A., 1991, U-series dating of impure carbonates: An isochron technique using total-sample dissolution: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 55, 543-554.
- Bourdon, B., Turner, S., Henderson, G. M., y Lundstrom, C. C., 2003. Introduction to U-series geochemistry. *Reviews in mineralogy and geochemistry*, 52(1), 1-21.
- Brousse, R., y Pesce, A.H., 1982. Cerro Domo: Un volcán Cuartario con posibilidades geotérmicas. Provincia del Neuquén, in *Proceedings, 5th Congreso Latinoamericano de Geología: Buenos Aires*. Servicio Geológico Nacional, Subsecretaría de Minería, v. 4, p. 197-208.
- Burd, A.I., Booker, J.R., Mackie, R., Favetto, A., Pomposiello, M.C., 2014. Three-dimensional electrical conductivity in the mantle beneath the Payún Matrú Volcanic Field in the Andean back-arc of Argentina near 36,5° S: Decapitation of a mantle plume by resurgent upper mantle shear during slab steepening. *Geophysical Journal International*, 198 (2): 812-827.

- Burns, W.M., 2002. Tectonics of the Southern Andes from stratigraphic, thermo-chronologic, and geochemical perspectives [Ph.D. dissertation]: Ithaca, Cornell University, 218 p.
- Burns, W.M., Jordan, T.E., Copeland, P., and Kelley, S.A., 2006. The case for extensional tectonics in the Oligocene-Miocene Southern Andes as recorded in the Cura Mallín basin (36°–38°S), *en* Kay, S.M., y Ramos, V.A., eds., Evolution of an Andean margin: A tectonic and magmatic view from the Andes to the Neuquén Basin (35°–39°S lat): Geological Society of America Special Paper 407, p. 163–184, doi: 10.1130/2006.2407(08).
- Carrasco-Núñez, G., Bernal, J. P., Dávila, P., Jicha, B., Giordano, G., y Hernández, 2018. J. Reappraisal of Los Humeros volcanic complex by new U/Th zircon and <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar dating: Implications for greater geothermal potential. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*.
- Cobbold, P., Rossello, E., 2003. Aptian to Recent compressional deformation in the foothills of the Neuquén basin Argentina. *Marine and Petroleum Geology*, 20 (5): 429-443.
- Copenhagen, Denmark: EarthDoc EAGE Publications; 2012. June 4–7.
- Charrier, R., Pinto, L., Rodríguez, M.P., 2007. Tectonostratigraphic evolution of the Andean Orogen in Chile. *En*: Moreno, T., Gibbons, W. (Eds.), *Geología de Chile*. The Geological Society: 21–114.
- Cheng, H., Edwards, R.L., Hoff, J., Gallup, C.D., Richards, D.A., y Asmerom, Y., 2000. The half-lives of uranium-234 and thorium-230: *Chemical Geology*, v. 169, p. 17-33.
- Chiodini, G., Liccioli, C., Vaselli, O., Calabrese, S., Tassi, F., Caliro, S., D'Alessandro, W. 2014. The Domuyo volcanic system: An enormous geothermal resource in Argentine Patagonia. *Journal of volcanology and geothermal research*, 274, 71-77.
- DeCelles, P.G., Ducea, M.N., Kapp, P., Zandt, G., 2009. Cyclicity in Cordilleran orogenic systems.
- Deffeyes, K. S., 2004. *Hubbert's peak: The impending world oil shortage*. Princeton, NJ: Princeton University Press.
- Deon F, Moeck I, Jaya M, Wiegand B, Scheytt T, Putriatni DJ., 2012. Preliminary assessment of the geothermal system in the Tiris volcanic area, East Java, Indonesia. *In*: Proceedings of the 74th EAGE conference and exhibition.

- Dickin, A. P., 2005. Radiogenic isotope geology. Cambridge University Press. Inglaterra, 491p.
- Dickson, M. H y M. Fanelli, 2004. ¿Qué es la energía geotérmica?, Instituto di Geoscienze e Georisorse, CNR, Pisa, Italia, International Geothermal Association.
- Digregorio, J.H., Uliana, M.A., 1980. Cuenca Neuquina. En: Turner J.C.M. (Ed.), II Simposio de Geología Regional Argentina, Academia Nacional de Ciencias, 2: 985-1032. Córdoba.
- Doe, B.R., 1970. Lead Isotopes. Springer-Verlag. Nueva York.
- Duque-Trujillo, J., 2010. Geocronología (U/Pb y 40Ar/39Ar) y geoquímica de los intrusivos paleógenos de la Sierra Nevada de Santa Marta y sus relaciones con la tectónica del Caribe y el arco magmático circun-Caribeño. Tesis de Maestría. UNAM. 197 p.
- Escosteguy, L., Franchi, M. y Cegarra, M., 2008. Edad de la Formación Chapelco y su relación estratigráfica con las unidades geológicas de la cuenca del río Collón Curá, Provincia del Neuquén. 17° Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 832-833.
- Faure, G., Mensing, T. M., 2005. Isotopes: principles and applications, John Wiley & Sons Inc, E.U.A, 896p.
- Ferrari L., 2016. El potencial de las energías renovables: Geotermia. Revista de Periodismo Científico, edición online marzo 2016.
- Folguera, A., Bottesi, G., Ramos, V. y Zapata, T., 2008a. Crustal collapse at the retroarc zone (2-0 Ma): Tromen volcanic plateau, Southern Central Andes (36°40'-37°30'S). En: Sempere, T., Folguera, A. y Gerbault, M. (Eds.): New insights into Andean evolution: An introduction to contributions from the 6th ISAG symposium. Tectonophysics 459: 140-160. doi:10.1016/j.tecto.2007.12.013.
- Folguera, A., Ramos, V., González Díaz, E. y Hermanns, R., 2006a. Miocene to Quaternary deformation of the Guañacos fold and thrust belt in the Neuquén Andes between 37° and 37° 30' S. En: Kay, S.M. y Ramos, V.A. (Eds.): Evolution of an Andean margin: A tectonic and magmatic view from the Andes to the Neuquén Basin (35°-39° S latitude). Geological Society of America, Special Paper 407: 247-266.
- Folguera, A., Ramos, V., Hermanns, R. y Naranjo, J., 2004. Neotectonics in the foothills of the Southernmost Central Andes (37°-38° S). Evidence of the strike-slip displacement along the Antañir- Copahue fault zone. Tectonics 23 (TC 5008): 23 p.

- Folguera, A., Spagnuolo M., Rojas-Vera, E., Litva, V., Orts, D., y Ramos, V., 2011. Magmatismo Neógeno y cuaternario, Congreso Geológico Argentino, 275-286.
- Folguera, A., Zapata, T. y Ramos V.A., 2006b. Late Cenozoic Extension and the evolution of the Neuquén Andes. En: Kay, S.M. y Ramos, V.A. (Eds.): Evolution of an Andean margin: A tectonic and magmatic view from the Andes to the Neuquén Basin (35°–39° S latitude). Geological Society of America, Special Paper 407: 267-285.
- Fridleifsson, I. B., Bertani, R., Huenges, E., Lund, J. W., Ragnarsson, A., y Rybach, L., 2008. The possible role and contribution of geothermal energy to the mitigation of climate change. In *IPCC scoping meeting on renewable energy sources, proceedings, Luebeck, Germany* (Vol. 20, No. 25, p. 59-80). Citeseer.
- Frisch W, Loeschke J, editors. Plattentektonik. Darmstadt: Wissenschaftliche Buchgesellschaft; 2003 p. 190.
- Galland, O., Hallot, E., Cobbold, R., Ruffet, G. y Brémond d’Ars, J., 2007. Volcanism in a compressional Andean setting: A structural and geochronological study of Tromen volcano (Neuquén province, Argentina. *Tectonics* 26 (TC4010): doi: 10.1029/ 2006TC002011.
- Gansser, A. 1973. Facts and theories on the Andes. *Journal Geological Society of London*, 129: 93- 131.
- Georgsson, L. S., 2013. Geophysical methods used in geothermal exploration.
- González Díaz, E., Ostera, H., Riggi, J. y Fauqué, L., 1990. Una propuesta temporal acerca del miembro Limay Chico (ex Ríonegreense) de la Formación Collón Cura y adyacencias (SE del Neuquén) 11o Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 243-246, San Juan.
- González Díaz, E., Ostera, H., Riggi, J. y Fauqué, L., 1990. Una propuesta temporal acerca del miembro Limay Chico (ex Ríonegreense) de la Formación Collón Cura y adyacencias (SE del Neuquén) 11o Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 243-246, San Juan.
- Goodstein, D. L., 2005. Out of gas: The end of the age of oil. New York: W.W. Norton.
- Groeber, P., 1929. Líneas fundamentales de la geología del Neuquén, sur de Mendoza y regiones adyacentes. Dirección General de Minas, Geología e Hidrología, Publicación 58: 110 pp, Buenos Aires.
- 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.

- Healy, J. y Hochstein, M.P., 1973. Horizontal flows in geothermal system. J. Hydrolo. (N.Z.), 12, 71-82.
- Healy, J., 1975. Geothermal field in zones of recent volcanism. 2nd U.N. Symp. Devel. Use Geotherm. Resour., San Francisco, 415-422.
- Henley, R. W., y Ellis, A. J., 1983. Geothermal systems ancient and modern: a geochemical review. Earth-science reviews, 19(1), 1-50.
- Hirano, N., E. Takahashi, J. Yamamoto, N. Abe, S. Ingle, I. Kaneoka, T. Hirata, J. Kimura, T. Ishii, Y. Ogawa, S. Machida, K. Suyeshiro, 2006. Volcanism in response to plate flexure. Science, vol. 313: 1426-1428.
- Holmberg, H., 1963. Hoja Geológica 33b, El Huecú, Neuquén. Escala 1:200.000.
- Holmes, A., 1947, An estimate of the age of the Earth: Geological Magazine, 84, 123-126.
- International Energy Agency (IEA), 2018, Renewables 2017 Edition, disponible en <<http://www.iea.org/bookshop/761-Market Report Series: Renewables 2017>>.
- Jaffey, A.H., Flynn, K.F., Glendenin, L.E., Bentley, W.C., and M., E.A., 1971. Precision measurement of half-lives and specific activities of <sup>235</sup>U and <sup>238</sup>U: Physical Review C, v. 4, p. 1889-1906.
- JICA (Japan International Cooperation Agency), 1983. Interim report on the northern Neuquén geothermal development project: Tokyo, Japan International Cooperation Agency Open-File Report.
- JICA, Japan International Cooperation Agency. 1992. Report on the northern Neuquén geothermal development project. International cooperation Agency. Ente Provincial de Energía de la Provincia de Neuquén. Project. Final Report: 89 p.
- Jurio, R.L., 1978, Algunos aspectos geotérmicos de las manifestaciones hidrotermales del Cerro Domuyo. Provincia del Neuquén. Argentina: Revista Minería, v. 179, p. 45-52.
- Kay y Copeland, 2006. Early to middle Miocene backarc magmas of the Neuquén Basin: geochemical consequences of slab shallowing and the westward *drift* of South America. Geol. Soc. of Am. Special Paper 407, p. 185-213.
- Kay, S.M., Mancilla, O., Copeland, P. 2006 a. Evolution of the late Miocene Chachahuén volcanic complex at 37°S over a transient shallow subduction zone under the Neuquén Andes. En: Kay, S.M., Ramos, V.A. (Eds.), Evolution of an Andean

- Margin: A Tectonic and Magmatic View from the Andes to the Neuquén Basin (35°–39°S Lat). Geological Society of America, Special Paper, 407: 215–246.
- Keidel, J., 1925. Sobre la estructura tectónica de las capas petrolíferas en el oriente del territorio del Neuquén. Dirección General de Minas, Geología e Hidrogeología, Publicación 8: 1-67. Buenos Aires.
- Kendrick, E., Bevis, M., Smalley Jr., R., Brooks, B., Barriga Vargas, R., Lauria, E., Souto Fortes, L.P., 2003. The Nazca–South America Euler vector and its rate of change. *Journal of South American Earth Sciences* 16, 125–131.
- Kendrick, E., Bevis, M., Smalley Jr., R., Brooks, B., Barriga Vargas, R., Lauria, E., Souto Fortes, L.P., 2003. The Nazca–South America Euler vector and its rate of change. *Journal of South American Earth Sciences* 16, 125–131.
- Koornneef, J. M., Stracke, A., Bourdon, B., y Grönvold, K., 2012. The influence of source heterogeneity on the U–Th–Pa–Ra disequilibria in post-glacial tholeiites from Iceland. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 87, 243-266.
- Kozlowski, E., Cruz, C.E., Sylwan, C., 1996. Geología estructural de la zona de Chos Malal. Cuenca Neuquina, Argentina. XIII Congreso Geológico Argentino y III Congreso de Exploración de Hidrocarburos, 13 (1): 15–26. Buenos Aires
- Linares, E., Ostera, H.A. y Mas, L., 1999. Cronología Potasio-Argón del complejo efusivo Copahue - Caviahue, Provincia de Neuquén. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 54(3): 240-247.
- Ludwig, K.R., 2003. Mathematical statistical treatment of data and errors for <sup>230</sup>Th/ U geochronology. *Rev. Mineral. Geochem.* 52 (1), 631e656.
- Ludwig, K.R., 2004, Isoplot/Ex, ver. 3, A geochronological toolkit for Microsoft Excel: Berkeley, Geochronology Center, Publication n. 4.
- Ludwig, K.R., 2012. Users Manual for Isoplot/Ex. Ver 3.75. Berkeley Geochronology Center, Berkeley, CA (Special publication No. 1a).
- Luo, S., Ku, T.L., 1991. U-series isochron dating: A generalized method employing total-sample dissolution: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 55, 555-564.
- Llambías, E. J., Bertotto, G. W., Risso, C., y Hernando, I. R., 2010. El volcanismo cuaternario en el retroarco de Payenia: una revisión. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 67(2):278–300.
- Llambías, E. J., Leanza, H. A., y Galland, O., 2011. Agrupamiento volcánico Tromen-Tilhue. In H. Leanza, C. Arregui, O. Carbone, J. Danieli, y J. Vallés (Eds.), *Geología y*

- Recursos Naturales de la Provincia del Neuquén, XVIII Congreso Geológico Argentino, Relatorio: Neuquén, Argentina, Asociación Geológica Argentina, 627-636.
- Llambías, E.J., 1986. Intrusivos pérmicos del sur de la Cordillera del Viento, provincia del Neuquén. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 41(1-2): 22-32.
- Llambías, E.J., Danderfer, J.C., Palacios, M., and Brogioni, N., 1978b. Las rocas ígneas Cenozoicas del Volcán Domuyo y áreas adyacentes, Provincia del Neuquén, in *Proceedings, 7th Congreso Geológico Argentino: Neuquén, Asociación Geológica Argentina*, 2, 569-584.
- Llambías, E.J., Leanza, H.A., Carbone, O., 2007. Evolución tectonomagmática 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. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 62 (2): 217 -235.
- Llambías, E.J., Palacios, M., Danderfer, J., 1982. Las erupciones Holocenas del Volcán Tromen (Provincia de Neuquén) y su significado en el perfil transversal E - O a la latitud 37° S. *V Congreso Latinoamericano de Geología*, 5: 537-545. Buenos Aires.
- Llambías, E.J., Palacios, M., Danderfer, J.C., and Brogioni, N., 1978a. Petrología de las rocas ígneas Cenozoicas del Volcán Domuyo y áreas adyacentes, Provincia del Neuquén, en *Proceedings, 7th Congreso Geológico Argentino: Neuquén, Asociación Geológica Argentina*, 2, 553-568.
- Mahood, G. A., 1980. Geological evolution of a pleistocene rhyolitic center—Sierra La Primavera, Jalisco, México. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 8(2), 199-230.
- Manzella, A., 1999. Geophysical methods in geothermal exploration. Unpublished Lecture notes of International Institute for Geothermal Research, Pisa, Italy.
- Marques, F.O., Cobbold, P.R., 2002. Topography as a major factor in the development of arcuate thrust belts: insights from sandbox experiments. *Tectonophysics*, 348: 247-268.
- Mas, G. R., Bengochea, L., y Mas, L. C., 2000. Hydrothermal alteration at El Humazo Geothermal area, Domuyo Volcano, Argentina. In *Proceedings of the World Geothermal Congress, Kyushu-Tohoku, Japan*, 1413-1418.
- Mas, G., Bengochea, L., Mas, L. C., López, N., y Juan, S., 2009. Hydrothermal Explosion Due To Seal Effect In El Humazo Geothermal Manifestation, Domuyo Vn., Neuquén, Argentina.

- Mas, L. C., 2010. History and Present Situation of the Neuquén Geothermal Project. Proceedings of the World Geothermal Congress 2010, (April), 25–29. Retrieved from <http://www.geothermal-energy.org/pdf/IGAstandard/WGC/2010/0604.pdf>
- Melnick, D., Folguera, A. y Ramos, V., 2006. Structural control on arc volcanism: The Caviahue-Copahue complex, Central to Patagonian Andes transition (38oS). *Journal of South American Earth Sciences* 22: 66-88.
- Messenger, G., Nivière, B., Martinod, J., Lacan, P., Xavier, J.-P., 2010. Geomorphic evidence for Plio- Quaternary compression in the Andean foothills of the southern Neuquén Basin, Argentina. *Tectonics*, 29. doi:10.1029/2009TC002609
- Miranda, F., Folguera, A., Leal, P. R., Naranjo, J. A., y Pesce, A., 2006. Upper Pliocene to Lower Pleistocene volcanic complexes and Upper Neogene deformation in the south-central Andes (36°30'–38°S). In *Special Paper 407: Evolution of an Andean Margin: A Tectonic and Magmatic View from the Andes to the Neuquén Basin (35°-39°S lat)* (Vol. 407, p. 287–298). Geological Society of America. [http://doi.org/10.1130/2006.2407\(13\)](http://doi.org/10.1130/2006.2407(13))
- Miranda, F.J., 1996. Caracterización petrográfica y geoquímica del Cerro Domuyo, Pcia. de Neuquén, Argentina [Tesis de Licenciatura]: Buenos Aires, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires, 118 p.
- Moeck, I. S., 2014. Catalog of geothermal play types based on geologic controls. *Renewable and Sustainable Energy Reviews*, 37, 867–882. <http://doi.org/10.1016/j.rser.2014.05.032>
- Mpodozis, C. y Ramos, V., 1989. The Andes of Chile and Argentina. En Ericksen, G.E., Cañas Pinochet, M.T. y Reiemund, J.A. (eds.) *Geology of the Andes and its relation to hydrocarbon and mineral resources*. Circum-Pacific Council for Energy and Mineral Resources, Earth Sciences Series, 11: 59-90, Houston.
- Müller, R.D., Sdrolías, M., Gaina, C., Roest, W.R., 2008. Age, spreading rates, and spreading asymmetry of the world's ocean crust. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 9, Q04006, doi: 10.1029/2007GC001743. *Nature Geosciences*, 2: 1–7.
- Muñoz Bravo, J., Stern, C., Bermúdez, A., Delpino, D., Dobbs, M.F. y Frey, F.A., 1989. El volcanismo plio-cuaternario a través de los 38° y 39°S de los Andes. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 44 (1-4): 270-286.
- Muñoz, J. y Stern, C., 1985. El complejo volcánico Pino Hachado en el sector nor-occidental de la Patagonia (38°-39° S.): volcanis- mo plio-cuaternario trasarco en Sudamérica. 4° Congreso Geológico Chileno, Actas 3: 381-412. Antofagasta.

- Muñoz, J., and Niemeyer, H., 1984. Petrología de la formación Trapa-Trapa y consideraciones acerca del volcanismo Mioceno entre los 36° y 39° lat. S (Cordillera Principal): *Revista Geológica de Chile*, v. 23, p. 53–67.
- Niemeyer, R.H., and Muñoz, B.J., 1983. Hoja Laguna de la Laja, Región del Bio Bio: Carta Geológica de Chile: Santiago, Chile, Servicio Nacional de Geología y Minería, scale 1:250,000.
- Nullo, F., Stephens, G., Otamendi, J. y Baldauf, P. 2002. El volcanismo del Terciario superior del sur de Mendoza. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 57 (2): 119-132.
- Oncken, O., Hindle, D., Kley, J., Elger, K., Victor, P., Schemmann, K., 2006. Deformation of the Central Andean upper plate system—Facts, fiction, and constraints for plateau models. En: Oncken, O., Chong, G., Franz, G., Giese, P., Götze, H.-J., Ramos, V.A., Strecker, M.R., Wigger, P. (Eds.). *The Andes*. Springer Berlin Heidelberg, 1: 3-27.
- Orts, D.L., Folguera, A., Giménez, M., Ramos, V.A., 2011. Variable structural controls through time in the Southern Central Andes (~36°S). *Andean Geology*, 39 (2): 220-241.
- Paez, G.N., 2014. Evolución y dinámica eruptiva del Complejo Volcánico Domuyo, Provincia de Neuquén, Argentina; Conference paper: XIX Congreso Geológico Argentino, Córdoba.
- Palacios, M., y Llambías, E.J., 1978. Las fuentes termales del volcán Domuyo, Provincia de Neuquén, in *Proceedings, 7th Congreso Geológico Argentino: Neuquén, Asociación Geológica Argentina*, v. 2, p. 145–159.
- Panarello, H., Sierra, J., D'Amore, F., and Pedro, G., 1990. Isotopic and geo-chemical study of the Domuyo geothermal field, Neuquén Argentina, in *Proceedings, Geothermal Investigations with Isotopes and Geochemical Techniques in Latin America: San José, Costa Rica, Final Research coordination meeting, 12–16 November 1990: OIEA (Organización Internacional de Energía Atómica)*, v. 1992, p. 31–56.
- Panarello, H., Sierra, J., D'Amore, F., and Pedro, G., 1990. Isotopic and geo-chemical study of the Domuyo geothermal field, Neuquén Argentina, in *Proceedings, Geothermal Investigations with Isotopes and Geochemical Techniques in Latin America: San José, Costa Rica, Final Research coordination meeting, 12–16 November 1990: OIEA (Organización Internacional de Energía Atómica)*, v. 1992, p. 31–56.

- Pardo-Casas, F., Molnar, P., 1987. Relative motion of the Nazca (Farallon) and South American plates since Late Cretaceous time. *Tectonics*, 6: 233–248.
- Paton, C., Woodhead, J. D., Hellstrom, J. C., Hergt, J. M., Greig, A., Maas, R. 2010, Improved laser ablation U-Pb zircon geochronology through robust downhole fractionation correction: *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 11. doi:10.1029/2009GC002618
- Pesce A., 2013. The Domuyo Geothermal Area, Neuquén, Argentina, GRC Transaction, Vol.37 2013.
- Pesce, A., 1981. Estratigrafía de las nacientes del Río Neuquén y Nahuever Provincia del Neuquén, in *Proceedings, 8th Congreso Geológico Argentino: San Luis, Asociación Geológica Argentina*, v. 3, p. 439–455.
- Pesce, A.H., 1983. Evaluación geotérmica del área del cerro Domuyo (Neuquén): SEGEMAR (Servicio Geológico Minero Argentino) Argentina Open-File Report, Serie Contribuciones Técnicas, Geotermia, v. 1, 46 p.
- Pesce, A.H., 1987. Evaluación geotérmica del área Cerro Domuyo, Provincia del Neuquén, República Argentina: *Revista Brasileira de Geofísica*, v. 5, p. 283–299.
- Potter, E.-K., Stirling, C.H., Wiechert, U.H., Halliday, A.N., Spotl, C., 2005. Uraniumseries dating of corals in situ using laser-ablation MC-ICPMS. *Int. J. Mass Spectrom.* 240 (1), 27e35.
- Rabassa, J., Evenson, E., Schlieder, G., Clinch, J.M., Stephens, G. y Zeitler, P., 1987. Edad Pre-Pleistoceno superior de la glaciación El Cóndor, Valle del Río Malleo, Neuquén. 10° Congreso Geológico Argentino, Actas 4: 217-219. Tucumán.
- Radic, J.P., 2010. Las cuencas cenozoicas y su control en el volcanismo de los Complejo Nevados de Chillán y Copahue – Callaqui (Andrés del Sur, 36o – 39o S). *Andean Geology*, 37 (1): 220-246.
- Ramos, V. A. y Folguera, A., 2005. Tectonic evolution of the Andes of Neuquén: constraints derived from the magmatic arc and foreland deformation. En *The Neuquén Basin, Argentina: A Case Study in Sequence Stratigraphy and Basin Dynamics*. Geological Society, Special Publications 252: 15-35, London
- Ramos, V., Barbuieri, M., 1989. El volcanismo Cenozoico de Huantraico: edad y relaciones isotópicas iniciales, provincia de Neuquén. *Asociación Geológica Argentina, Revista* 43 (2):210-223.
- Ramos, V.A. 1999 b. Plate tectonic setting of the Andean Cordillera. *Episodes*, 22: 183–190.

- Ramos, V.A., Dallmeyer, D., Vujovich, G., 1998. Time constraints on the early Paleozoic docking of the Precordillera, central Argentina. En: Pankhurst, R.J., Rapela, C.W. (Eds.), *The Proto-Andean Margin of Gondwana*. Geological Society of London. Special Publication, 142: 143-158.
- Ramos, V.A., Mosquera, A., Folguera, A., García Morabito, E., 2011 b. Evolución tectónica de los Andes y del Engolfamiento Neuquino adyacente. En: Leanza, H.A., Arregui, C., Carbone, O., Danielli, J.C., Vallés, J.M. (Eds.). *Geología y Recursos Naturales de la provincia del Neuquén*, Relatorio: 335-348.
- Rocher, S., y Vallecillo, G., 2015. El Grupo Choiyoi (Pérmico temprano-medio) en la Cordillera Frontal de Calingasta, San Juan, Argentina: volcanismo de arco asociado a extensión. *Revista Mexicana De Ciencias Geológicas*.
- Rosenberg, M., 2017. Volcanic and tectonic perspectives on the age and evolution of the Wairakei-Tauhara geothermal system. Tesis de doctorado. Universidad de Wellington, 319 p.
- Rovere E., 1993. K-Ar ages of Magmatic rocks and Geochemical Variations of Volcanics from South Andes (37° to 37° 15' S.L. - 71° W.L.). The Volcanological Society of Japan, Abstracts Volume II:107. Japan.
- Rovere, E., 1998. Volcanismo Jurásico, Paleógeno y Neógeno en el Noroeste del Neuquén, Argentina. 10° Congreso Latinoamericano de Geología y 6° Congreso Nacional de Geología Económica, Actas 1: 144-149, Buenos Aires.
- Rovere, E., 2008. Evolución magmatotectónica cenozoica del noroeste de Neuquén (37° 00' - 38° 00' S., Argentina). Tesis doctoral. Universidad de Buenos Aires. 1-305.
- Sagripanti, L., Folguera, A., Giménez, M., Vera, E. R., Fabiano, J. J., Molnar, N., 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(2), 349.
- 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, Tesis doctoral, Universidad de Buenos Aires,
- Sánchez, N. P., Turienzo, M. M., Dimieri, L. V., Araujo, V. S., y Lebinson, F., 2013. 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. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 71(2), 233-246.
- Santoyo G. E., Guevara G. M., 2015. Escenario future de explotación de la energía geotérmica: hacia un desarrollo sustentable. En: Estrada G. C. 2015, La

- transición energética y el desarrollo de energías alternas, Universidad Nacional Autónoma de México, CDMX, 269 p.
- Siebert, L., Simkin, T., 2002. Volcanoes of the world: an illustrated catalog of Holocene volcanoes and their eruptions. Smithsonian Institution Global Volcanism Program Digital Information Series.
- Sigurdsson H., Houghton B., McNutt S.R., Rymer H., Stix J., 1999. Encyclopedia of Volcanoes. Academic Press, 1243-1259 p.
- Silver, P.G., Russo, R.M., Lithgow-Bertelloni, C., 1998. Coupling of South American and African plate motion and plate deformation. *Science* 279, 60-63.
- Silvestro, J., Atencio, M. 2009. La cuenca cenozoica del Río Grande y Palauco: edad, evolución y control estructural, Faja plegada de Malargüe (36°S). *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 65 (1): 154-169.
- Smil, V., 2010. Energy Transitions: History, Requirements, Prospects, ABC-CLIO.
- Solari, L. A., Gómez-Tuena, A., Bernal, J. P., Pérez-Arvizu, O., Tanner, M., 2009. Solari, L. A., Gómez-Tuena, A., Bernal, J. P., Pérez-Arvizu, O., y Tanner, M. (2009). U-Pb Zircon Geochronology with an Integrated LA-ICP-MS Microanalytical Workstation: Achievements in Precision and Accuracy. *Geostandards and Geoanalytical Research*, 34, 5-18.
- Somoza, R., Ghidella, M.E., 2012. Late Cretaceous to recent plate motions in western South America revisited. *Earth and Planetary Science Letters*, 331: 152-163.
- Somoza, R., Zaffarana, C.B., 2008. Mid-Cretaceous polar standstill of South America, motion of the Atlantic hotspots and the birth of the Andean cordillera. *Earth and Planetary Science Letters*, 271(1): 267-277. Stanford, CA: Stanford University; January 31-February 2, 2011. SGP-TR-191.
- Spagnuolo M. G. y Folguera A., 2008. Arc migration due to variations in the Wadatti-Benioff zone: A new perspective. Symposium: STT-01 General contributions to tectonics and structural geology. 33o International Geological Congress, Archivos electrónicos. En CD-Rom.
- Spagnuolo, M.G., Litvak, V.D., Folguera, A., Bottesi, G., Ramos, V.A., 2012. Neogene magmatic expansion and mountain building processes in the southern Central Andes, 36o-37°S, Argentina. *Journal of Geodynamics*, 53: 81-94.
- Stern, C., 1989. Pliocene to present migration of the volcanic front, Andean Southern Volcanic Front. *Revista Geológica de Chile* 16(2): 145-162.

- Stern, C.R., 2004. Active Andean volcanism: its geologic and tectonic setting. *Revista geológica de Chile* 31 (2), 161–206.
- Stern, C.R., Moreno, H., López-Escobar, L., Clavero, J.E., Lara, L.E., Naranjo, J.A., Parada, M.A., Skewes, M.A., 2007. Chilean volcanoes. In: Moreno, T., Gibbons, W. (Eds.), *The Geology of Chile*. Geological Society of London, London, p. 147–178.
- Stober I., Bucher K., 2013. Cap: History of geothermal Energy Use; Geothermal Energy Resources; Applications of Geothermal Energy; Potential Perspectives of Geothermal Utilization. *Geothermal Energy: From theoretical models to exploration and development*. Springer-Heidelberg. 279 p.
- Strazzere, L, Gregori, D., 2011, Estratigrafía y evolución del Grupo Choiyoi entre Rincón de los Vallecitos (Cordillera Frontal) y Pampa de Canota (Precordillera Mendocina) provincia de Mendoza (resumen), *en 18° Congreso Geológico Argentino*, Neuquén: Neuquén, Argentina, Asociación Geológica Argentina, Actas, p. 1514.
- Suárez, M., De la Cruz, R., 1997. Volcanismo pliniano del Lías durante los inicios de la cuenca de Neuquén, Cordillera del Viento, Neuquén, Argentina. VIII Congreso Geológico Chileno, Actas 1: 266-270. Antofagasta.
- Suárez, M., De la Cruz, R., Fanning, M., Etchart, H., 2008: Carboniferous, Permian and Toarcian magmatism in Cordillera del Viento, Neuquén, Argentina: first U-Pb shrimp dates and tectonic implications. XVII Congreso Geológico Argentino, Actas, 2: 906-907. San Salvador de Jujuy.
- Suárez, M., y Emparan, C., 1995, The stratigraphy, geochronology and paleo-physiography of a Miocene fresh-water interarc basin, southern Chile: *Journal of South American Earth Sciences*, v. 8, no. 1, p. 17–31, doi: 10.1016/0895-9811(94)00038-4.
- Suárez, M.; Emparan, C. 1997. Hoja Curacautín. Regiones de la Araucanía y del Bío Bío. *Servicio Nacional de Geología y Minería de Chile, Carta Geológica de Chile* , No. 71, p. 105.
- Tiwari, G. N., y Ghosal, M. K., 2005. Renewable energy resources: Basic principles and applications. *International Journal of Industrial Engineering Computations*, 3, 649–662.
- Toscano, M., Pérez-López, R., Sáez, R., 2012. Concentración de minerales pesados mediante técnicas de batea y su interpretación: Enseñanza de las Ciencias de la Tierra, 20, 164.

- Tunik, M., Folguera, A., Naipauer, M., Pimente, M., Ramos, V.A., 2010. Early uplift and orogenic deformation in the Neuquén basin: constraints on the Andean uplift from U-Pb and Hf isotopic data of detrital zircons. *Tectonophysics*, 489: 258-273.
- Uliana, M., Dellape, D., and Pando, G., 1973. Estratigrafía, estructura y posibilidades petroleras del extremo noroeste de la Provincia de Neuquén: Buenos Aires, Yacimientos Petrolíferos Fiscales Open-File Report.
- Valencio, D., Linares, E. y Creer, K., 1979. Paleomagnetism and K-Ar ages of Cenozoic basalts from Argentina. *Journal of Geophysics of the Royal Astronomical Society* 19: 147-164.
- Vergani, G.D., Tankard, A.J., Belotti, H.J., Welsink, J., 1995. Tectonic Evolution and Paleogeography of the Neuquén Basin, Argentina, En: Tankard, J., Suarez, R., Welsink, H.J. (Eds.). *Petroleum Basins of South America. Memoirs of the American Association of Petroleum Geologists*, 62: 383– 402.
- Vergara, M. y Muñoz, J., 1982. La Formación Cola de Zorro en la Alta cordillera Andina Chilena (36°-39°S), sus características petrográficas y petrológicas: Una revisión. *Revista Geológica de Chile* 17: 31-46.
- Völker, D., Kutterolf, S., y Wehrmann, H., 2011. Comparative mass balance of volcanic edifices at the southern volcanic zone of the Andes between 33 S and 46 S. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 205(3), 114-129.
- Weides S, Moeck I, Majorowicz J, Grobe M, Palomi D., 2012. Geothermal exploration of Paleozoic formations in Central Alberta. *Can J Earth Sci*; 50(5):519–34.
- Wetherill, G., 1956. Discordant uranium-lead ages: *Transactions-American Geophysical Union*, 37, 320-326.
- White, S. M., Crisp, J. A., y Spera, F. J., 2006. Long-term volumetric eruption rates and magma budgets. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 7(3).
- Williams CF, Reed MJ, Anderson AF., 2002. Updating the classification of geothermal resources. In: *Proceedings 36th workshop on geothermal reservoir engineering*.
- Yrigoyen. M. R., 1972. Cordillera Principal. En: A. F., Leanza (Ed.). *Geología Regional Argentina. Academia Nacional de Ciencias*. 345-364. Córdoba.
- Zamora Valcarce, G., Zapata, T.R., Del Pino, D., Ansa, A., 2006. Structural evolution and magmatic characteristics of the Agrio fold-and-thrust belt. En S.M. Kay., V.A. Ramos (Eds.). *Evolution of an Andean margin: A tectonic and magmatic view*

- from the Andes to the Neuquén basin (35o-39oS lat). Geological Society of America, Special Paper, 407: 125-145.
- Zapata, T.R., Brissón, I., Dzelalija, F., 1999. The role of basement in the Andean fold and thrust belt of the Neuquén Basin. En McClay, K. (Ed.), VI Conference. Thrust Tectonics: 122-124. London.
- Zapata, T.R., Córscico, S., Dzelalija, F., Zamora Valcarce, G., 2002. La faja plegada y corrida del Agrio: Análisis estructural y su relación con los estratos terciarios de la cuenaca neuquina, Argentina. *Actas V Congreso de exploración y desarrollo de Hidrocarburos*, Mar del Plata, (CD).
- Zappettini, E.O., Chernicof, C.J., Santos, J.O.S., Dalponte, M., Belousova, E., McNaughton, N., 2012. Retrowedge-related Carboniferous units and coeval magmatism in the northwestern Neuquén province, Argentina. *International Journal of Earth Science*, 101: 2083-2104.
- Zavala, C., Martínez Lampe, J. M., Fernández, M., Di Meglio, M., y Arcuri, M., 2008. El diacronismo entre las Formaciones Tordillo y Quebrada del Sapo (Kimeridgiano) en el sector sur de la cuenca neuquina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 63(4), 754-765.
- Zöllner, W., Amos, A. J., 1973. Hoja de la Carta Geológica de la República Argentina. E: 1:100.000, 32b (Chos Malal) provincia del Neuquén. Servicio Nacional Geológico Minero, Boletín 143: 91p.