

Universidad Nacional de Río Negro

Sede Alto Valle – Valle Medio

Trabajo Final de Grado de la Licenciatura en Geología

HISTORIA DE EXHUMACIÓN DE LA GRANODIORITA
HUINGANCÓ, CORDILLERA DEL VIENTO, PROVINCIA DE
NEUQUÉN

Autora: Camila Delfina Aguilar Caceres

Director: Darío Orts

Co-Directora: Claudia Zaffarana

- 2022 -

ÍNDICE

1.0	RESUMEN.....	4
2.0	ABSTRACT	4
3.0	INTRODUCCIÓN.....	6
	3.1. ÁREA DE ESTUDIO	6
	3.2. OBJETIVO GENERAL.....	7
	3.3. OBJETIVOS ESPECÍFICOS	7
4.0	MARCO GEOLÓGICO	7
	4.1. BASAMENTO PALEOZOICO.....	10
	4.1.1. Grupo Andacollo.....	10
	4.1.2. Complejo Plutónico Huingancó.....	10
	4.2. UNIDADES DEL CICLO PRECUYANO	12
	4.3. GRUPO CUYO.....	12
	4.4. GRUPO LOTENA.....	13
	4.5. GRUPO MENDOZA	13
	4.6. GRUPO BAJADA DEL AGRIO.....	13
	4.7. MAGMATISMO PALEÓGENO	13
	4.8. UNIDADES OLIGOCENO-MIOCENAS.....	14
	4.9. MAGMATISMO PLIOCENO	14
	4.10. DEPÓSITOS CUATERNARIOS	14
5.0	METODOLOGÍA	14
	5.1. PETROGRAFÍA Y MICROSONDA ELECTRÓNICA.....	16
	5.2. SECCIÓN ESTRUCTURAL BALANCEADA	16
	5.2.1. Modelado cinemático de estructuras.....	16
	5.2.1.1. <i>Pliegue por flexión de falla</i>	16
	5.2.1.2. <i>Flujo paralelo a la falla</i>	17
	5.2.2. Balanceo y restitución en Software Andino 3D.....	18
	5.3. TERMOCRONOLOGÍA DE BAJA TEMPERATURA.....	19
	5.3.1. Método de trazas de fisión en apatitas.....	20
	5.3.2. Modelado térmico inverso.....	22
6.0	RESULTADOS.....	23
	6.1. PETROGRAFÍA Y QUÍMICA MINERAL DE LA GRANODIORITA HUINGANCÓ	23

6.1.1. Petrografía.....	23
6.1.2. Química mineral.....	23
6.1.3. Cálculos de temperatura y presión.....	24
6.2. MODELO CINEMÁTICO ESTRUCTURAL.....	25
6.3. SECCIÓN BALANCEADA A-B.....	26
6.4. TERMOCRONOLOGÍA DE BAJA TEMPERATURA.....	28
6.4.1. Trazas de fisión en apatitas (AFT).....	28
6.4.2. Modelado termal inverso.....	30
7.0 DISCUSIÓN.....	32
8.0 CONCLUSIONES.....	35
9.0 AGRADECIMIENTOS.....	36
10.0 REFERENCIAS.....	37
11.0 ANEXO.....	44

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 1: Resumen de las temperaturas y presiones obtenidas para la Granodiorita Huingancó, muestra CPH6.	24
Tabla 2: Edades centrales calculadas utilizando un ζ de calibración= 314.94 ± 16.74 . n: número de granos medidos; ps: densidad de trazas de fisión espontáneas ($\times 105 \text{ tr/cm}^2$) medidas en cristales de apatitas; Ns: número total de trazas de fisión espontáneas; pi y pd: densidad de trazas de fisión inducidas en las muestras y en los vidrios dosimétricos respectivamente ($\times 105 \text{ tr/cm}^2$) en el detector externo ($g=0.5$); Ni y Nd: número total de trazas de fisión inducidas en la muestra y dosímetro; $P(\chi)^2$: probabilidad de obtener un valor χ^2 para n grados de libertad (donde n=número de cristales -1).	28
Tabla 3: Cuantificación de parámetros cinéticos: Promedios de Longitudes confinadas de trazas de fisión en apatita y DPar. n TC: número de trazas confinadas medidas; Promedio TC: Promedio de trazas confinadas medidas; TC std: desviación standard de las trazas confinadas por muestra; TC skew: curtosis de la distribución relativa al valor promedio (medida de la asimetría de la distribución); Promedio Tc-Lc: promedio de largo de trazas confinadas corregidas por eje-c; n Dpar: número de dimensiones de etch pit medidas; Promedio Dpar: promedio de DPar por muestra; Dpar std: desviación estándar de Dpar por muestra; Dpar skew: curtosis de la distribución relativa al valor promedio por muestra.	28

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1: Ubicación de la Cordillera del Viento, dentro de la Precordillera Neuquina, en el sector interno de la Faja Plegada y Corrida Chos Malal (FPC Chos Malal) y al este de la Fosa de Loncopué. En el recuadro naranja, se muestra la ubicación del área de estudio y el mapa geológico presentado en la Figura 3.	6
Figura 2: Cuadro estratigráfico con las principales unidades que componen el área de estudio. Modificado de Galetto <i>et al.</i> (2021).	8
Figura 3: Mapa geológico del área de estudio, basado en Llambías <i>et al.</i> , 2007; Giacosa, 2011; Zappettini <i>et al.</i> , 2018; Turienzo <i>et al.</i> , 2018 y Pernich, 2021 donde se observa la ubicación de la sección estructural A-B y de las muestras de trazas de fisión en apatitas (AFT, <i>apatite fission track</i>) CPH16, CPH18, CPH22, CPH23, CPH25 y la muestra CPH6 (descripción petrográfica y microsonda).	9

Figura 4: Afloramientos de la zona de estudio. a) Vista panorámica desde el mirador Andacollo del flanco occidental de la Cordillera del Viento, principales unidades y relaciones de contacto con la Granodiorita Huingancó. Línea punteada roja: Discordancia Huárpica; Línea punteada blanca: contactos intrusivos. b) Vista panorámica del arroyo Huaraco, donde se observa el contacto intrusivo entre la facies granodiorita y la Formación Huaraco. Aguas arriba se observa la Formación Cordillera del Viento por sobre la discordancia Huárpica. c) Contacto intrusivo de la facies monzogranito con la Formación Huaraco visto desde el sendero Cañada Molina. d) Afloramiento de la Granodiorita Huingancó con enclaves microgranulares máficos en el arroyo Huaraco. 11

Figura 5: Imágenes ASTER y Sentinel-2 utilizadas para mapear y resaltar la geología del área. a) Imagen ASTER, combinación de bandas RGB 431. b) Composición RGB 7414. c) Imagen Sentinel-2, combinación de bandas RGB (B11/B12), (B4/B2), (B8A/B11). d) Composición RGB (B11/B12), (B11/B2), (B11/B8A*B4/B8A). 15

Figura 6: Modelo geométrico del pliegue por flexión de falla basado en Suppe (1983). 17

Figura 7: Método del flujo paralelo a la falla (*Fault Parallel Flow*). 18

Figura 8: Mecanismo de restitución por deslizamiento flexural (*flexural slip unfold*). 19

Figura 9: Relaciones entre la distribución del largo de las trazas y la historia termal en un enfriamiento rápido (rojo), enfriamiento progresivo (verde) o en diferentes casos de recalentamiento (azul) (Modificado de Genge, 2021). 21

Figura 10: Petrografía de la Granodiorita Huingancó, muestra CPH6. A) Cristales de anfíbol (Amp) en nicoles paralelos. (B) Plagioclasas (Pl) zonadas con alteración a sericita (Ser) y cristales de biotita (Bt) alterada a clorita, vistos con nicoles cruzados. 23

Figura 11: Modelo cinemático estructural del anticlinal de la Cordillera del Viento, mediante el mecanismo de flexión de falla y su inserción como una cuña intercutánea y el desarrollo de la falla de techo pasivo “El Alamito”. 25

Figura 12: Falla El Alamito, vista desde el software Google Earth, con un esquema indicando la relación rampa-plano de los estratos correspondientes a la Formación Tordillo. 26

Figura 13: a) Sección estructural de la Cordillera del Viento (ver Figura 3 para su ubicación). b) Reconstrucción palinspástica de la sección A-B, FA1 y FA2: Falla Andacollo 1 y 2; CCV: Corrimiento Cordillera del Viento; CCVI: Corrimiento Cordillera del Viento Inferior; EA: El Alamito. 27

Figura 14: Datos de trazas de fisión en apatitas de las muestras A) CPH16, B) CPH18, C) CPH22, D) CPH23 y E) CPH25. En la esquina superior izquierda de cada recuadro se observa la distribución radial de edades por grano, resaltándose la edad central de cada muestra, debajo se encuentra un gráfico indicando la relación entre densidad de trazas espontáneas (RhoS) y densidad de trazas inducidas (RhoI), y a la derecha se muestran los histogramas de frecuencia de edades. 29

Figura 15: Resultados obtenidos a partir del Software Hefty, mostrando el modelo de historia termal de cada muestra perteneciente a la Granodiorita Huingancó: CPH16, CPH18, CPH22, CPH23 y CPH25. 30

Figura 16: Izquierda: esquema de evolución termal del conjunto de muestras de la Granodiorita Huingancó. Derecha: a) emplazamiento de la Granodiorita Huingancó en un estadio post-orogénico; b) rápida denudación y labrado de la Discordancia Huárpica; c) soterramiento y acumulación del relleno de la Cuenca Neuquina hasta el Cretácico Temprano alto; d) fase de deformación contraccional cretácica-paleocena; e) extrusión de volcanismo andesítico Paleoceno-Eoceno previo a la fase de quiescencia tectónica de la FPC de Chos Malal; f) fase neógena de deformación contraccional. 33

1.0 RESUMEN

El presente trabajo se enfoca en abordar la historia de exhumación de las granodioritas pérmicas pertenecientes al Complejo Plutónico Huingancó en el sector sur de la Cordillera del Viento ($37^{\circ}6'6,8'' - 37^{\circ}18'30''$ S / $70^{\circ}47'40'' - 70^{\circ}21'0,2''$ O), dentro de la Faja Plegada y Corrida Chos Malal. Para esto se realizaron estudios de química mineral sobre las granodioritas a través de datos de microsonda electrónica para inferir en qué condiciones de presión y temperatura se emplazaron, resultando en $700 - 900^{\circ}\text{C}$ y en presiones que rondan entre 1 y 2,4 kbar, utilizando un gradiente geostático de 3,7 km/kbar, se traduce en profundidades someras que rondan entre 4 y 9 km. Luego, en el flanco oeste del anticlinal de la Cordillera del Viento, sobre el arroyo Huaraco, se tomaron cinco muestras de la Granodiorita Huingancó para realizar análisis de trazas de fisión en apatitas (AFT, *apatite fission track*), proporcionando nuevas edades de enfriamiento para la zona de estudio que rondan entre los 50 y 80 Ma. Los datos de trazas de fisión permitieron generar un modelado termal inverso que permite evidenciar dos importantes eventos de exhumación durante el ciclo Andino, el primero durante el Cretácico Tardío-Paleoceno y el segundo a partir del Mioceno, con un episodio intermedio de enfriamiento paulatino o estabilidad durante el Eoceno y Oligoceno. Estos dos importantes eventos de enfriamiento están asociados a los principales pulsos de construcción de la Cordillera del Viento. Para caracterizar su evolución tectónica en este trabajo se propone un modelo cinemático estructural mediante la confección de una sección estructural balanceada y su reconstrucción en un estado no deformado pre-cretácico. El modelo resultante permite reconocer las estructuras y mecanismos que dieron lugar al levantamiento de la Cordillera del Viento, y su vinculación con los principales eventos de exhumación que se ven reflejados en el modelado termal inverso. La estructura principal de la Cordillera del Viento se corresponde con un pliegue de flexión de falla que involucra al basamento en la deformación y su inserción como una cuña intercutánea dio lugar a las estructuras de piel fina del sector interno de la Faja Plegada y Corrida Chos Malal.

2.0 ABSTRACT

This degree thesis aims to decipher the exhumation history of Permian granodiorites corresponding to the Huingancó Plutonic Complex in the southern sector of the Cordillera del Viento ($37^{\circ}6'6.8'' - 37^{\circ}18'30''$ S / $70^{\circ}47'40'' - 70^{\circ}21'0.2''$ W), within the Chos Malal fold-thrust belt. In this regard, mineral chemistry studies were carried out on the granodiorites from electronic microprobe data to infer the P-T conditions of emplacement, resulting in $700 - 900^{\circ}\text{C}$ and pressures ranging between 1 and 2.4 kbar. Using a geostatic gradient of 3.7 km/kbar, these values give an estimate of emplacement depths between 4 and 9 km. Then, on the western flank of the Cordillera del Viento anticline, along the Huaraco creek, five samples of the Huingancó Granodiorite were taken to perform apatite fission track (AFT) analysis. This analysis provided new ages of cooling for the study area that are between 50 and 80 Ma. Also, the inverse thermal modeling developed using the fission track data allowed the observation of two significant exhumation events during the Andean cycle. The first during the Late Cretaceous-Paleocene and the second at Miocene times, with an interval of gradual cooling or stability during Eocene-Oligocene times. These two important cooling events are associated with the main construction pulses of the Cordillera del Viento. Finally, to characterize its tectonic evolution a structural kinematic model is proposed based on a balanced structural section and its reconstruction to its non-deformed



pre-Cretaceous state. The resulting model allows us to identify the structures and mechanisms of uplift rising the Cordillera del Viento, and their association with the main exhumation events depicted in the inverse thermal modeling. The main structure of the Cordillera del Viento corresponds to a fault bending fold that involves the basement in the deformation. Subsequently, its insertion as an intercutaneous wedge is related with development of the thin-skinned structures at the internal sector of the Chos Malal fold and thrust belt.

3.0 INTRODUCCIÓN

3.1. Área de estudio

La Cordillera del Viento es una morfoestructura con alturas entre 2.800 y 2.950 m s.n.m., desarrollada durante la orogenia Andina (p.ej., Giacosa *et al.*, (2014); Sagripanti *et al.* (2014); Turienzo *et al.* (2014)), que forma parte de la Precordillera Norte Neuquina (Ramos *et al.*, 2011) (**Figura 1**). Dicha morfoestructura está separada de la Cordillera Principal por la Fosa de Loncopué, que tiene un ancho de 40 km (Giacosa *et al.*, 2014) y hacia el norte abarca el Cerro Domuyo (4.707 m), que es el más alto del Neuquén y de la Patagonia (**Figura 1**). En la zona de estudio, las rocas más antiguas pertenecen al Grupo Andacollo de edad Carbonífera deformadas en el Pérmico durante la fase orogénica San Rafael. Estas son intruidas por plutones de granodiorita y monzongranito junto con diques y domos de riolita (Llambías *et al.*, 2007), que forman parte del Complejo Huingancó (Sato *et al.*, 2008) (**Figura 2**).



Figura 1: Ubicación de la Cordillera del Viento, dentro de la Precordillera Neuquina, en el sector interno de la Faja Plegada y Corrida Chos Malal (FPC Chos Malal) y al este de la Fosa de Loncopué. En el recuadro naranja, se muestra la ubicación del área de estudio y el mapa geológico presentado en la **Figura 3**.

En el sector de los Andes Centrales del sur que abarca la Cordillera del Viento se destacan dos eventos importantes de deformación contraccional durante el ciclo Andino: una primera fase de levantamiento y exhumación acaecida entre el Cretácico Tardío y el Paleógeno, evidenciada a partir edades de enfriamiento comprendidas entre los ~70 y 55 Ma (Jordan *et al.*, 2001, Rojas Vera *et al.*, 2015, Sánchez *et al.*, 2018). Por otra parte, se documenta en la zona una fase de exhumación neógena entre ~ 15 y 7

Ma, la cual también está relacionada a deformación contraccional, evidenciada por dataciones de diferentes autores (Spagnuolo *et al.*, 2012; Gürer *et al.*, 2016) y edades de enfriamiento (Rojas Vera *et al.*, 2015; Sánchez *et al.*, 2018).

3.2. Objetivo general

Dado que se desconoce la trayectoria de exhumación de los cuerpos ígneos pérmicos, aflorantes en el sur de la Cordillera del Viento; en el presente trabajo se plantea caracterizar la historia de enfriamiento del Complejo Plutónico Huingancó, particularmente de la Granodiorita Huingancó (Llambías *et al.*, 2007; Sato *et al.*, 2008; Llambías y Sato, 2011), en el contexto de deformación de la Faja Plegada y Corrida (FPC) de Chos Malal. Se aportarán los primeros datos termocronológicos y termobarométricos sobre esta unidad, dado que carece de restricciones cuantitativas que expliquen su historia termal.

3.3. Objetivos específicos

Esta caracterización se pretende realizar a partir del análisis de datos de trazas de fisión en apatitas (realizados en el Laboratorio LA.TE. ANDES S.A.) de muestras recolectadas en la Granodiorita Huingancó, a lo largo del arroyo Huaraco. Su combinación con el mapeo geológico de superficie, estimaciones de profundidad de emplazamiento (por medio de química mineral) y el modelado cinemático de estructuras; permite su integración en un modelo geológico, estructural y evolutivo. Resultando así, en la caracterización de la Granodiorita, desde su emplazamiento hasta su exposición en superficie. A su vez, permite caracterizar la morfología de la Cordillera del Viento desde etapas pre-deformacionales hasta la actualidad, en este sector y parte de la faja de deformación aledaña.

4.0 MARCO GEOLÓGICO

El área de estudio se encuentra al norte de la provincia de Neuquén, entre 37°6'6,8" – 37°18'30" S y 70°47'40" – 70°21'0,2" O, en la Cordillera del Viento. Ésta es una estructura anticlinal de primer orden, desarrollada durante la orogenia Andina, que está asociada a deformación de piel gruesa. La Cordillera del Viento tiene una longitud de unos 85 km y en su zona más ancha tiene aproximadamente 25 km y conforma el límite oeste de la Faja Plegada y Corrida de Chos Malal (**Figura 1**), la que a su vez es la continuación norte de la Faja Plegada y Corrida del Agrio (Giacosa, 2011).

En su geología se reconoce una importante participación en la deformación de rocas paleozoicas ubicadas mayormente en su sector oeste y de rocas mesozoicas que constituyen tanto el basamento como el relleno de la Cuenca Neuquina, en su faldeo oriental (Giacosa, 2011) (**Figura 3**).

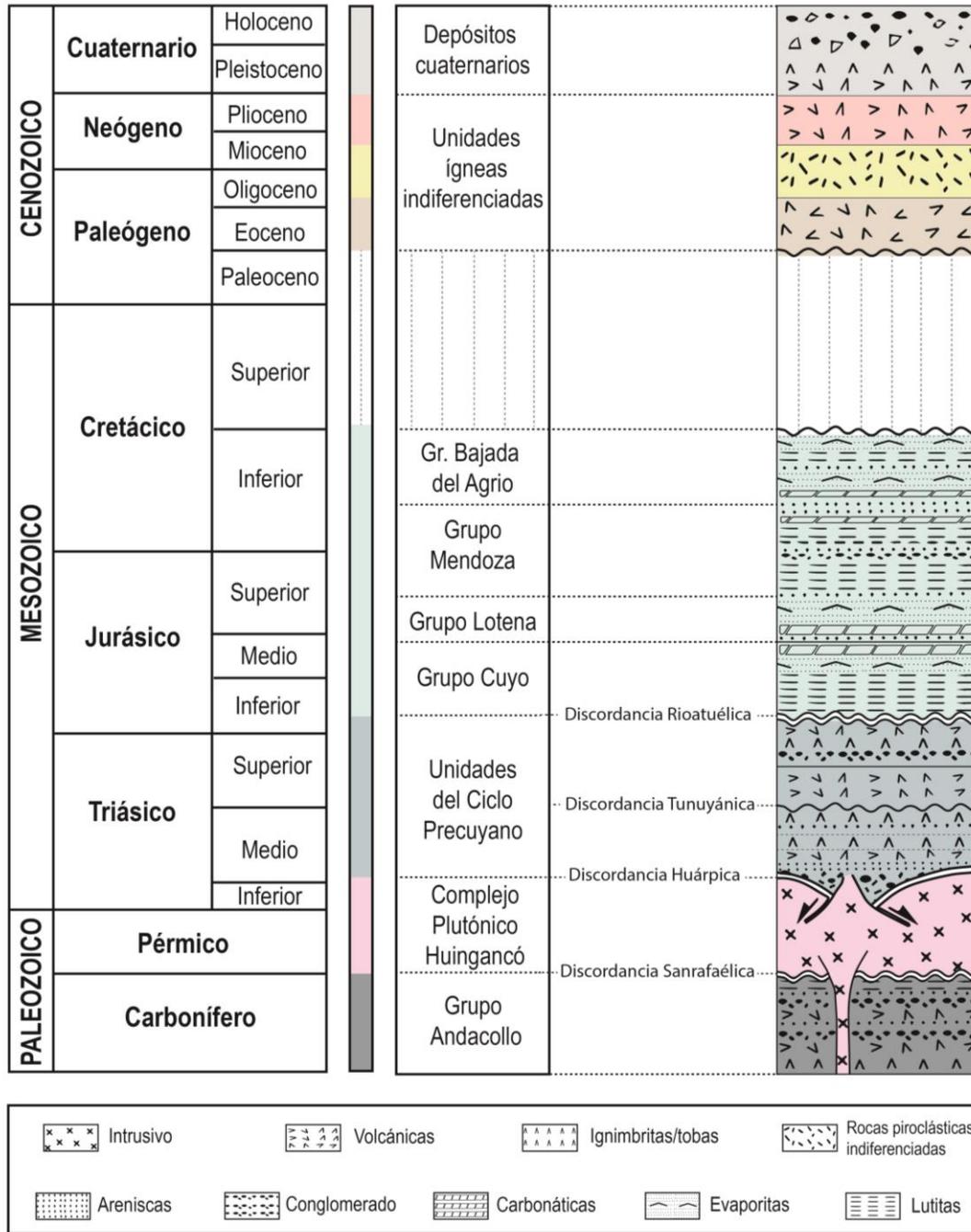


Figura 2: Cuadro estratigráfico con las principales unidades que componen el área de estudio. Modificado de Galetto *et al.* (2021).

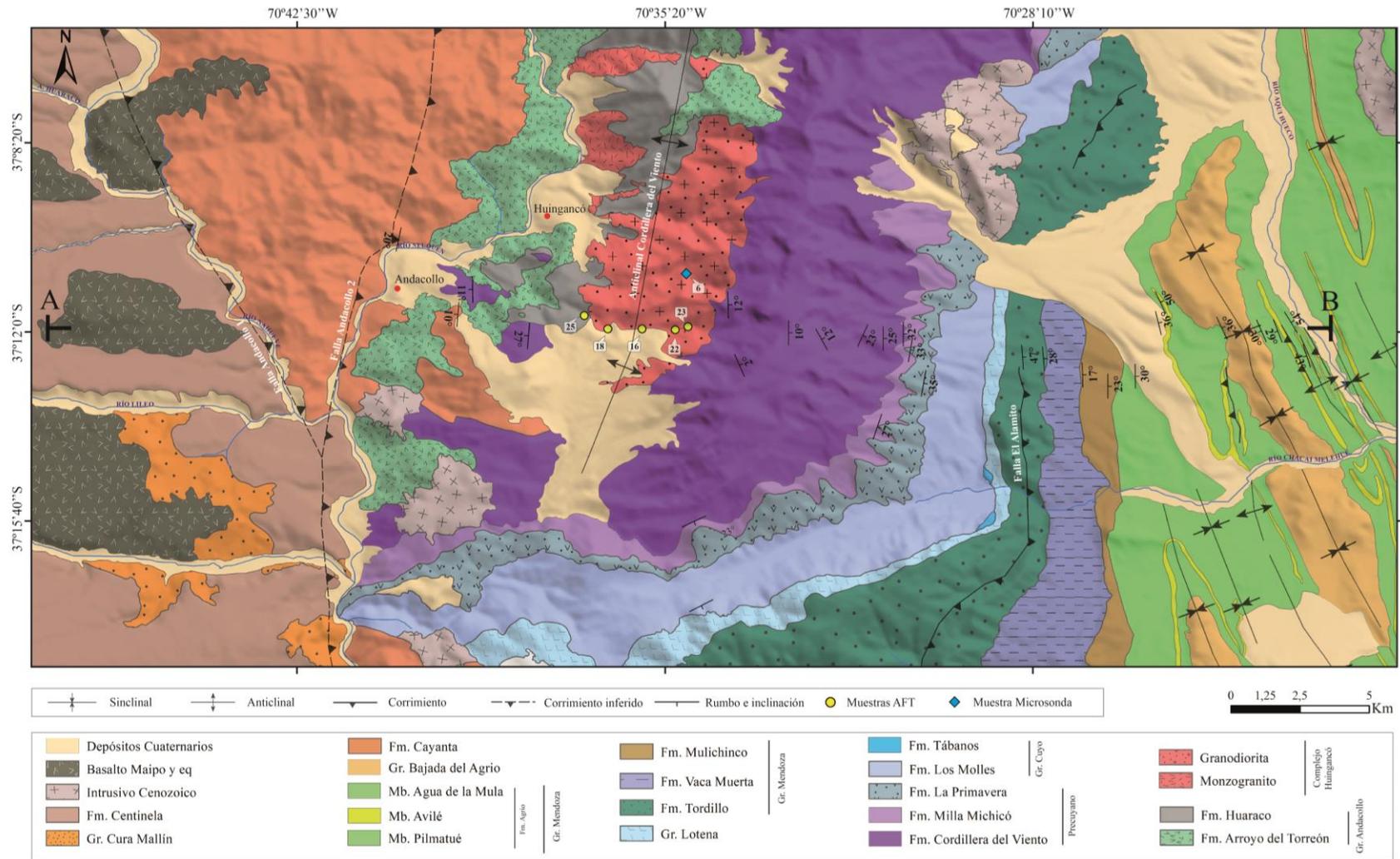


Figura 3: Mapa geológico del área de estudio, basado en Llambías *et al.*, 2007; Giacosa, 2011; Zappettini *et al.*, 2018; Turienzo *et al.*, 2018 y Pernich, 2021 donde se observa la ubicación de la sección estructural A-B y de las muestras de trazas de fisión en apatitas (AFT, *apatite fission track*) CPH16, CPH18, CPH22, CPH23, CPH25 y la muestra CPH6 (descripción petrográfica y microsonda).

4.1. Basamento Paleozoico

4.1.1. *Grupo Andacollo*

Las rocas más antiguas aflorantes en la región sur de la Cordillera del Viento pertenecen al Carbonífero (Zöllner y Amos, 1973), fueron deformadas durante la orogenia San Rafael en el Pérmico Temprano (Giacosa *et al.*, 2014), y se presentan como grandes afloramientos en el núcleo del anticlinal de la Cordillera del Viento (Giacosa *et al.*, 2014) (**Figura 3**). Estas rocas pertenecen al Grupo Andacollo, conformado por las formaciones Arroyo del Torreón y Huaraco (**Figura 2** y **Figura 4**). La Formación Arroyo del Torreón tiene un espesor de 1500 a 1800 metros (Zöllner y Amos, 1973), y se destaca principalmente por tobas, ignimbritas y flujos lávicos y domos de riolita-dacita, intercalados con conglomerados, areniscas y lutitas negras, que son más abundantes hacia la parte superior y son muy similares a las de la Formación Huaraco suprayacente (Giacosa *et al.*, 2014). A la Formación Arroyo del Torreón se le asigna una edad carbonífera temprana según las dataciones realizadas por Suárez *et al.* (2008) en circones de los domos riolíticos fechadas en $327,9 \pm 2,0$ Ma (U-Pb SHRIMP). Por otra parte, riolitas interdigitadas ubicadas en la parte superior de la formación fueron datadas por Hervé *et al.*, (2013) con una edad de 326 ± 3 Ma (U-Pb SHRIMP). Seguida a la formación descripta y sobre una discordancia angular, se encuentra la Formación Huaraco (**Figura 2**) con un espesor de 700 metros (Zöllner y Amos, 1973). Esta se compone en su mayoría de lutitas y limolitas de color verde oscuro a negro (Zöllner y Amos, 1973), con intercalaciones de bancos de areniscas con fósiles marinos y restos de plantas, los cuales permitieron adjudicar esta unidad al Carbonífero superior (Llambías *et al.*, 2007).

4.1.2. *Complejo Plutónico Huigancó*

El Complejo Plutónico Huigancó (enmendado de Sato *et al.*, 2008) está integrado por al menos 3 facies: 1) facies granodiorita con edades reportadas entre 289 ± 1 Ma (U-Pb convencional en circones, Sato *et al.*, 2008) y $282,5 \pm 2,0$ Ma (U-Pb SHRIMP, Hervé *et al.*, 2013), que intruye al Grupo Andacollo; 2) una facies monzogranito que intruyen a las sedimentitas del Grupo Andacollo, con una edad de 259 ± 9 Ma (U-Pb convencional en circones, Sato *et al.*, 2008); 3) domos subvolcánicos riolíticos pequeños que intruyen a las rocas del Grupo Andacollo, pero sin evidencias de relación con las facies monzogranito y/o granodiorita. Dataciones K-Ar arrojan edades de 260 ± 10 Ma para esta facies (Llambías, 1986). Por último, una sucesión de ignimbritas y tobas grises verdosas a violáceas previamente asignadas a la Formación La Premio se apoyan en discordancia sobre las sedimentitas del Grupo Andacollo. Recientemente, se realizaron estudios geocronológicos en esta unidad, sobre rocas volcánicas que arrojaron edades de $196,29 \pm 1,15$ Ma y $190,60 \pm 0,27$ Ma (U-Pb LA-ICP-MS en circones, Pons *et al.*, 2022). Esto indica que son equivalentes a la Formación Cordillera del Viento y no formarían parte del Complejo Plutónico Huigancó (Pons *et al.*, 2022), restringiendo para su definición solo a las facies intrusivas (**Figura 2** y **Figura 3**). Por esto último, en este trabajo se enmienda el nombre original de la unidad litoestratigráfica (Complejo Plutónico-Volcánico Huigancó) denominada por Sato *et al.*, (2008).

La facies granodiorita es la de mayor expresión areal y en este trabajo se utiliza la denominación Granodiorita Huigancó (*sensu* Llambías y Sato, 2011) para referirse a la misma (**Figura 4**). Las edades

permiten adjudicar el Complejo Plutónico Huigancó al Pérmico, y en base a correlaciones regionales con el Grupo Choiyoi de áreas cercanas; la edad del complejo puede extenderse al Triásico Inferior (Giacosa *et al.*, 2014). Toda esta unidad está cubierta por la Formación Cordillera del Viento que se encuentra separada por una extensa superficie de erosión conocida como Discordancia Huárpica (Llambías *et al.*, 2007) (**Figura 2** y **Figura 4**).

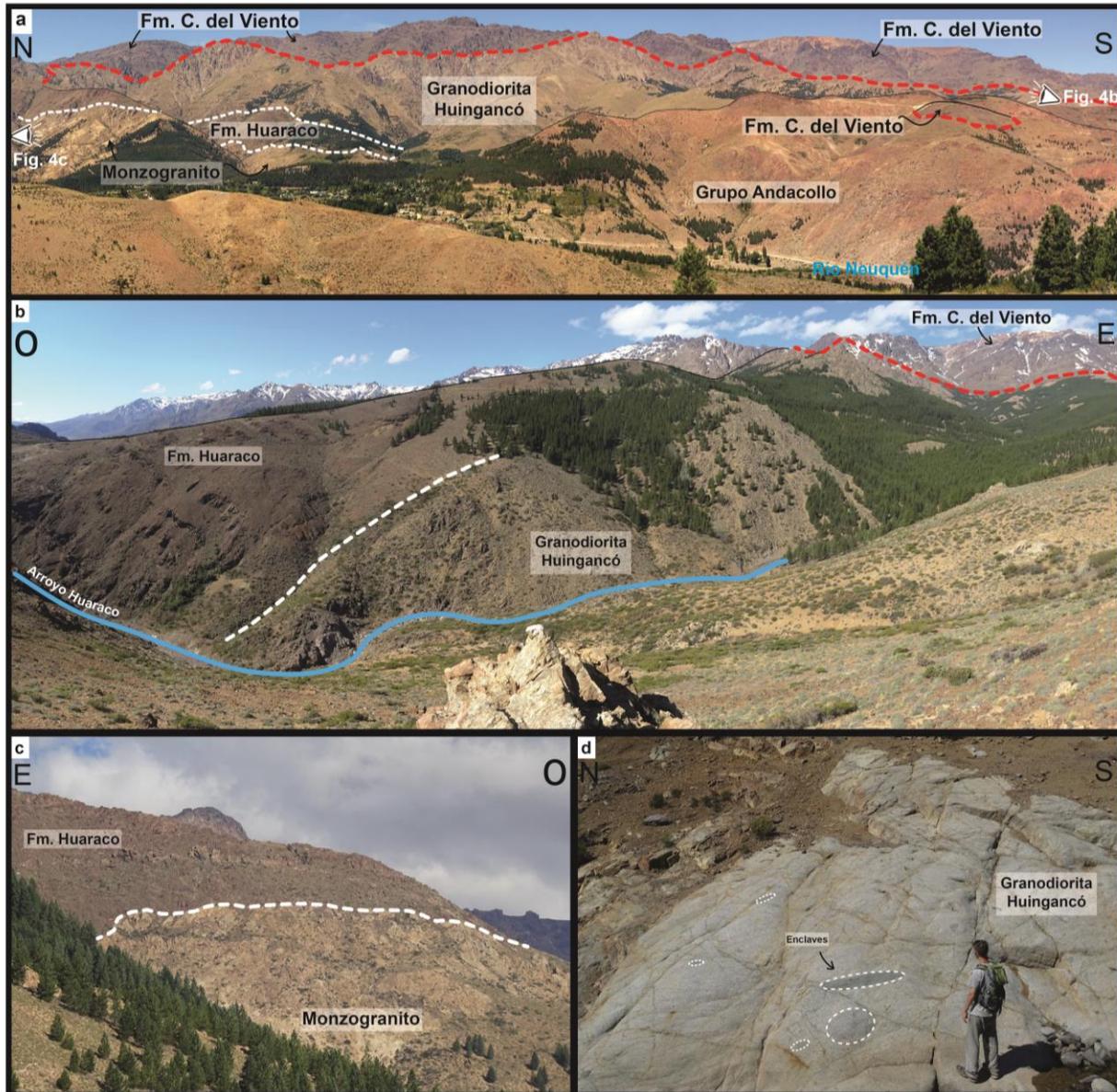


Figura 4: Afloramientos de la zona de estudio. **a)** Vista panorámica desde el mirador Andacollo del flanco occidental de la Cordillera del Viento, principales unidades y relaciones de contacto con la Granodiorita Huigancó. Línea punteada roja: Discordancia Huárpica; Línea punteada blanca: contactos intrusivos. **b)** Vista panorámica del arroyo Huaraco, donde se observa el contacto intrusivo entre la facies granodiorita y la Formación Huaraco. Aguas arriba se observa la Formación Cordillera del Viento por sobre la discordancia Huárpica. **c)** Contacto intrusivo de la facies monzogranito con la Formación Huaraco visto desde el sendero Cañada Molina. **d)** Afloramiento de la Granodiorita Huigancó con enclaves microgranulares máficos en el arroyo Huaraco.

4.2. Unidades del Ciclo Precuyano

Producto de la tectónica extensional que trascurría durante el Triásico Medio – Jurásico Inferior se formaron hemigrábenes que controlaron la acumulación de secuencias de sinrift compuestas principalmente por rocas volcánicas andesíticas a riolíticas agrupadas dentro del Ciclo Precuyano. El mismo fue definido por Gulisano (1981) para describir estas unidades que conforman parte del relleno inicial de la Cuenca Neuquina. La unidad basal es la Formación Cordillera del Viento (**Figura 2 y Figura 4**) y está constituida en su mayor parte por mantos andesíticos a basálticos, escasos filones capa/lacolitos e ignimbritas riolíticas, también se pueden encontrar conglomerados y areniscas arcósicas. Una de las características más relevantes de esta unidad es el carácter bimodal, evidenciado por la alternancia de mantos basáltico-andesíticos con ignimbritas riolíticas (Leanza *et al.*, 2005; Llambías *et al.*, 2007). La Formación Cordillera del Viento tiene al menos 2.000 m de espesor (Sagripanti *et al.*, 2014) y su edad fue asignada al Triásico Medio a Superior por Groeber (1946). Por encima de esta unidad, de forma discordante y contorneando el flanco oriental de la Cordillera del Viento se encuentra la Formación Milla Michicó (**Figura 2 y Figura 3**), la cual está constituida principalmente por lavas basálticas a basalto-andesíticas; entre los mantos de lavas se intercalan escasas y delgadas lentes brechosas con clastos y matriz ígnea de igual composición (Llambías *et al.*, 2007). A esta unidad se le asigna una edad Triásico Superior (Leanza *et al.*, 2005). La Formación Milla Michicó se encuentra cubierta en discordancia por la Formación La Primavera, la cual representa la primera transgresión marina de procedencia pacífica en el Jurásico Inferior, y es la última unidad que forma parte del Ciclo Precuyano (**Figura 2**). Esta unidad se caracteriza por una sucesión volcanoclástica con niveles de fósiles marinos que denotan la presencia de aguas someras. Está conformada principalmente por depósitos de conglomerados y bancos blanquecinos de hasta 2 m de espesor, tobáceos, ricos en restos de bivalvos (p.ej. Sánchez, 2015); también se pueden encontrar niveles de arena gruesa y brechas con clastos de pizarras. Es común que en la parte superior predominen dacitas y riolitas relacionadas con un volcanismo explosivo (Llambías *et al.*, 2007). Sobre la base de los invertebrados marinos, Gulisano y Gutiérrez Pleimling (1995) asignaron esta unidad al Jurásico Inferior. El techo del Ciclo Precuyano está representado por la Discordancia Rioatuélica (**Figura 2**).

4.3. Grupo Cuyo

Sobreyaciendo a las rocas del Ciclo Precuyano, el Grupo Cuyo comprende el primer ciclo sedimentario marino que se depositó en la Cuenca Neuquina (Arregui *et al.*, 2011) (**Figura 2**). Su depositación evidencia un largo período de subsidencia y expansión de la cuenca, donde a través de sucesivas oscilaciones del nivel del mar se acumula un espeso intervalo de unidades de ambientes marino profundo hasta continentales. En la región de estudio la unidad basal del Grupo Cuyo es Formación Los Molles, está compuesta por más de 800 m de lutitas negras en las que se intercalan en forma subordinada niveles conglomerádicos, calizas y nódulos calcáreos (Leanza *et al.*, 2005), junto con intercalaciones de lahares andesíticos (Llambías *et al.*, 2007). La edad de la unidad se extiende desde el Toarciano al Calloviano inferior, basada en el contenido de amonites (Leanza *et al.*, 2005). La unidad con la que culmina el Grupo Cuyo, en la zona de estudio, es la Formación Tábanos, y está conformada por yeso macizo blanco poco estratificado de 25 a 30 m de espesor con intercalaciones de bancos de caliza masiva y brechas intraformacionales (Arregui *et al.*, 2011). La Formación Tábanos se apoya

sobre la Formación los Molles y es cubierta discordantemente por la Formación Lotena, por lo que su edad queda acotada al Caloviano medio (Sánchez, 2015). El tope del Grupo Cuyo está definido por una discordancia de carácter tectónico (Discordancia Intracalloviana) que separan este intervalo del Grupo Lotena (Arregui *et al.*, 2011).

4.4. Grupo Lotena

Esta unidad está integrada por las formaciones Lotena, La Manga y Auquilco definidas por Weaver (1931), Stipanovic (1966) y Schiller (1912), respectivamente (**Figura 2**). Este grupo tiene un espesor de 180 m aproximadamente (Turienzo *et al.*, 2020). Dichas formaciones están constituidas por rocas silicoclásticas de variada granulometría, hasta carbonáticas y evaporíticas (Sánchez, 2015) y son unidades que corresponden al Loteniano- Chacayano dentro del ciclo “Jurásico” definido por Groeber *et al.* (1953). En particular el nivel de yeso correspondiente a la Formación Auquilco se destaca por ser un nivel de despegue de primer orden de la faja plegada y corrida a estas latitudes.

4.5. Grupo Mendoza

Este grupo está integrado por bancos rojos continentales definidos por Stipanovic, (1966) como la Formación Tordillo, que está cubierta por las unidades definidas por Weaver (1931) como la Formación Vaca Muerta compuesta por lutitas negras. Luego, una repentina caída relativa del nivel del mar permitió la acumulación de la Formación Mulichinco compuesta principalmente por conglomerados, areniscas, pelitas e intercalaciones de calizas y bancos con fósiles marinos, mientras que una nueva inundación marina, durante el Cretácico Temprano, condujo a la depositación de una espesa sucesión de lutitas negras con calizas y areniscas intercaladas que constituyen la Formación Agrio (Turienzo *et al.*, 2018) (**Figura 2**). La unidad descrita tiene un espesor de aproximadamente 1300 m.

4.6. Grupo Bajada del Agrio

Grupo del Cretácico Inferior, de 800 m de espesor aproximadamente, está integrado por la Formación Huitrín la cual revela un evento regresivo notable y consiste en areniscas, calizas y evaporitas depositadas en un mar poco profundo e hipersalino (Leanza, 2003). Hacia el techo del grupo se encuentra la Formación Rayoso compuesta por areniscas de grano fino, lutitas rojizas y evaporitas, acumuladas en un ambiente continental que marca la desconexión de la Cuenca Neuquina con el Océano proto-Pacífico (Turienzo *et al.*, 2018). Estas unidades también actúan como un nivel de despegue regional (**Figura 2**).

4.7. Magmatismo Paleógeno

La Cuenca Neuquina atraviesa una nueva etapa de modificaciones, donde los estratos sufren deformaciones extensionales y contraccionales desde el Paleoceno al Holoceno, y son afectados por eventos magmáticos periódicos a lo largo de la cuenca (Kay *et al.*, 2006). La Formación Cayanta (Rapela y Llambías, 1985) forma parte de estos eventos magmáticos, y está constituida principalmente por rocas volcánicas andesíticas (Turienzo *et al.*, 2018) y se les asigna una edad de 56 a 50 Ma (Jordan *et al.*, 2001; Kay *et al.*, 2006). Dicha Formación cubre en discordancia al basamento de la Cordillera del Viento en su sector oeste (**Figura 2** y **Figura 3**).

4.8. Unidades oligoceno-miocenas

El magmatismo de arco y retroarco del Oligoceno tardío al Mioceno en la Cuenca Neuquina comenzó después de un hiato magmático regional, donde las rocas de esta edad de origen volcánico corresponden a la Formación Cura Mallín (Kay *et al.*, 2006) (**Figura 3**) o Grupo Cura Mallín (Pedroza *et al.*, 2017). Esta unidad está representada por sucesiones de depósitos piroclásticos silíceos retrabajados e interdigitados con depósitos sedimentarios lacustres que localmente alcanzan espesores de ~3 km (Kay *et al.*, 2006). Según las dataciones obtenidas por Jordan *et al.* (2001) esta unidad en las cercanías de la localidad de Andacollo tiene una edad comprendida entre ~25 a 20 Ma y está cubierta por lavas y brechas volcánicas de la Formación Trapa Trapa (Niemeyer y Muñoz, 1983) cuya base presenta una edad de $16,2 \pm 0,2$ Ma.

4.9. Magmatismo Plioceno

Estas rocas se encuentran en el sector occidental de la Cordillera del Viento, como parte de la Formación Centinela (**Figura 3**), la cual se compone principalmente por rocas basálticas a dacíticas, cuyas edades K/Ar oscilan entre $3,2 \pm 0,2$ y $2,6 \pm 0,1$ Ma (Rovere, 1998; Kay *et al.*, 2006).

4.10. Depósitos cuaternarios

En el área de estudio se encuentran principalmente coladas de basaltos y tobas andesíticas pertenecientes a la unidad Basalto Maipo y equivalentes o Basalto IV como lo menciona Groeber (1929). Por otro lado, Rovere *et al.* (2004) describen depósitos glaciales, de edad pleistocena, constituidos por conglomerados y bloques (**Figura 2** y **Figura 3**).

5.0 METODOLOGÍA

En primer lugar, se realizó una recopilación bibliográfica de la información geológica preexistente, de donde se obtuvieron mapas geológicos de trabajos específicos de diferentes autores (p. ej. Llambías *et al.*, 2007, Giacosa, 2011, Zappettini *et al.*, 2018; Turienzo *et al.*, 2018) y mapas geológicos de la provincia de Neuquén 1:500.000 (Leanza *et al.*, 2011) y 1:250.000 (Rovere *et al.*, 2004) confeccionados por el Servicio Geológico y Minero Argentino (SEGEMAR). Por otro lado, se obtuvieron imágenes satelitales SRTM (modelos de elevación digital) y ASTER descargadas de la página web de la USGS (Servicio Geológico de Estados Unidos), las cuales fueron procesadas en el software ENVI 4.7 para obtener como resultado imágenes con combinaciones de banda RGB 431 y 7414 (**Figura 5 a y b**), también se procesaron imágenes Sentinel-2 con combinaciones de banda RGB (B11/B12), (B4/B2), (B8A/B11) y (B11/B12), (B11/B2), (B11/B8A*B4/B8A) (**Figura 5 c y d**). Las combinaciones de banda de las imágenes satelitales se utilizaron para lograr una mayor distinción entre las unidades geológicas. Por ejemplo, la combinación de bandas RGB 7414 sirvió para diferir entre unidades con diferentes contenidos en sílice, siendo las tonalidades amarillas indicadoras de afloramientos con mayor contenido, y las azules de menor contenido en sílice.

A partir del procesamiento de imágenes satelitales y de la información recopilada, se confeccionó un mapa geológico (**Figura 3**) de la zona sur de Cordillera del Viento a través del *software* ArcGIS 10 desktop.

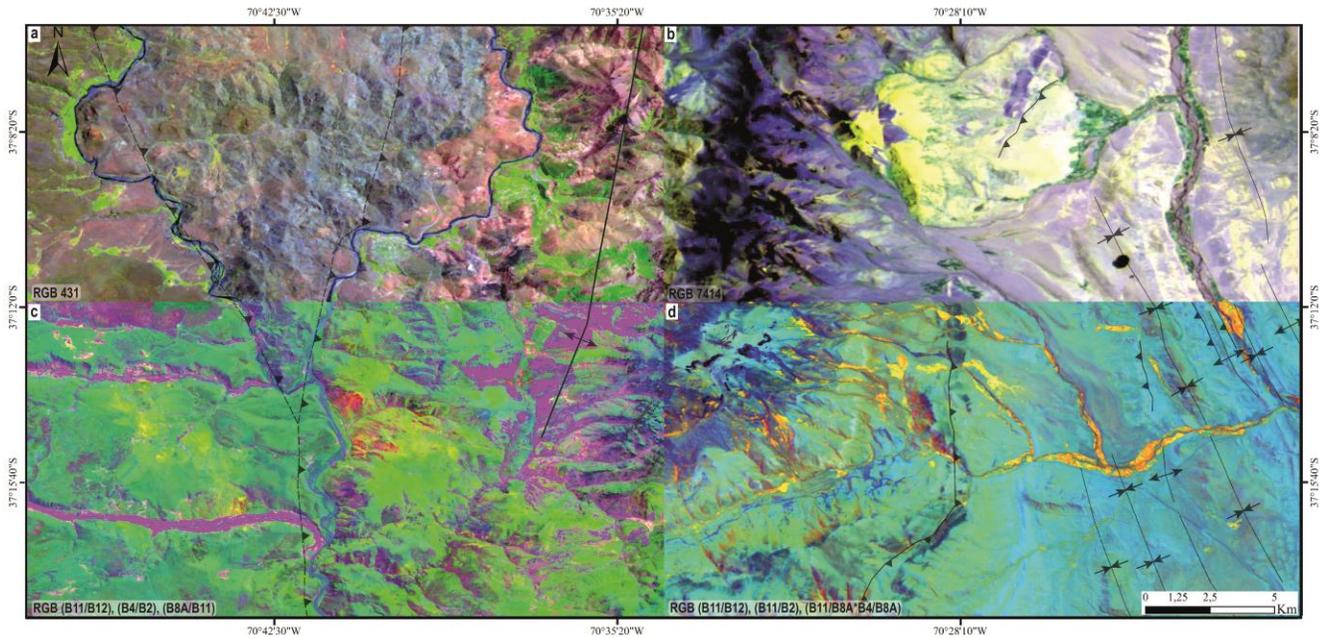


Figura 5: Imágenes ASTER y Sentinel-2 utilizadas para mapear y resaltar la geología del área. a) Imagen ASTER, combinación de bandas RGB 431. b) Composición RGB 7414. c) Imagen Sentinel-2, combinación de bandas RGB (B11/B12), (B4/B2), (B8A/B11). d) Composición RGB (B11/B12), (B11/B2), (B11/B8A*B4/B8A).

Por otra parte, se estimaron la profundidad y temperatura de emplazamiento de la Granodiorita Huingancó a partir de estudios de química mineral, obtenidos mediante microsonda electrónica. Las presiones de cristalización, que se correlacionan con la profundidad de emplazamiento, y las temperaturas, se estiman en base a las composiciones de equilibrio de anfíbol y plagioclasa y en base al contenido de aluminio del anfíbol.

Para el modelado cinemático estructural se utilizó el *software* Andino 3D a través de las diferentes herramientas que éste ofrece, las cuales se especifican en el **apartado 5.2.2**. Se confeccionó la sección estructural balanceada (ver **apartado 5.2**) del sector sur de la Cordillera del Viento para luego restituirlo al estado no deformado, integrando los datos correspondientes a edades de enfriamiento (por exhumación) por medio de trazas de fisión en apatitas de la Granodiorita Huingancó, analizándolas en función de su ubicación espacial con respecto a la geometría pre-deformación contraccional. Los datos de trazas de fisión en apatitas se obtuvieron en el Laboratorio LA.TE. ANDES S.A. a partir de cinco análisis de muestras, que fueron procesados en el *software* Hefty dando como resultado la historia de exhumación de la Granodiorita Huingancó, que permitió identificar los principales pulsos compresivos en la zona de estudio (ver **apartado 6.4**).

Cabe destacar, que los datos de campo y las muestras de los afloramientos de la Granodiorita Huigancó fueron proporcionadas por los directores del presente trabajo y el grupo de investigación, en campañas realizadas en el área de estudio.

5.1. Petrografía y microsonda electrónica

Se describió petrográficamente y se analizó mediante microsonda electrónica la muestra CPH6 (37°10'53.3" S / 70°34'56.4" O, ver ubicación en la **Figura 3**) perteneciente a la granodiorita del Complejo Plutónico Huigancó. Este análisis de química mineral se realizó por colaboración científico-técnica recíproca de la Universidad de Oviedo (España). El equipo y las condiciones analíticas utilizadas son las siguientes: microsonda electrónica Cameca SX-100 con una intensidad de voltaje de 15 kv, corriente de 15 nA y tiempo de adquisición de 10 s por elemento. Para la calibración se utilizó una combinación de silicatos y óxidos. Estos estudios son de utilidad para conocer la composición química de los minerales y con ellos poder establecer las condiciones (presión y temperatura) de cristalización/emplazamiento de los cuerpos plutónicos. Para obtener estos datos de presión y temperatura de la muestra CPH6, se utilizaron planillas Excel para los cálculos basados en los geotermómetros y geobarómetros de Hammarstrom y Zen, (1986); Hollister et al. (1987); Johnson y Rutherford, (1989); Schmidt, (1992); Holland y Blundy, (1994); Anderson y Schmidt, (1995); Ridolfi et al. (2010) y Putirka, (2016). Los resultados se presentan en el **apartado 6.1**.

5.2. Sección estructural balanceada

Una sección balanceada permite estudiar la estructura de un área en dos dimensiones en su estado deformado, es decir, como se encuentra la estructura en la actualidad, constituyendo una representación en profundidad de las estructuras que pueden ser observadas directamente en el campo y/o subsuelo (p. ej., Sánchez, 2015), entendiendo dicha representación como una sección admisible. Pero la sección también debe ser viable, es decir que se pueda restituir al estado no deformado respetando ciertas condiciones geométricas: la conservación de longitud de estratos y de preservación de área en ambos estados, y si se cumplen estos criterios se puede considerar a la sección como balanceada. Entonces, una sección estructural balanceada es tanto viable como admisible (Woodward *et al.*, 1989).

5.2.1. **Modelado cinemático de estructuras**

En este apartado se describen los modelos de pliegues asociados a fallas utilizados en la elaboración de la sección estructural balanceada.

5.2.1.1. Plieque por flexión de falla

Este modelo geométrico desarrollado por Suppe (1983), se basa en la formación de un pliegue a partir del cambio de ángulo en una falla, es decir, dos bloques permanecen en estrecho contacto a lo largo de la superficie de una falla durante el deslizamiento, hasta que hay un cambio en el ángulo de la misma y en consecuencia las rocas se deforman generando un pliegue en el bloque colgante. En dicho modelo se asume que los bancos cambian su inclinación cuando atraviesan una superficie axial, la cual debe

ser bisectriz del ángulo entre bancos para conservar el espesor de las capas y el área de una sección, lo que implica conservación de la longitud de las líneas de los estratos y deformación por deslizamiento paralelo a las capas (Suppe, 1983), es decir, los pliegues deberán ser paralelos. Durante la evolución de un pliegue por flexión de falla, parte del acortamiento se consume en la formación del pliegue en altura, y otra parte se transfiere hacia delante, es decir, crece la longitud de onda de la estructura (**Figura 6**).

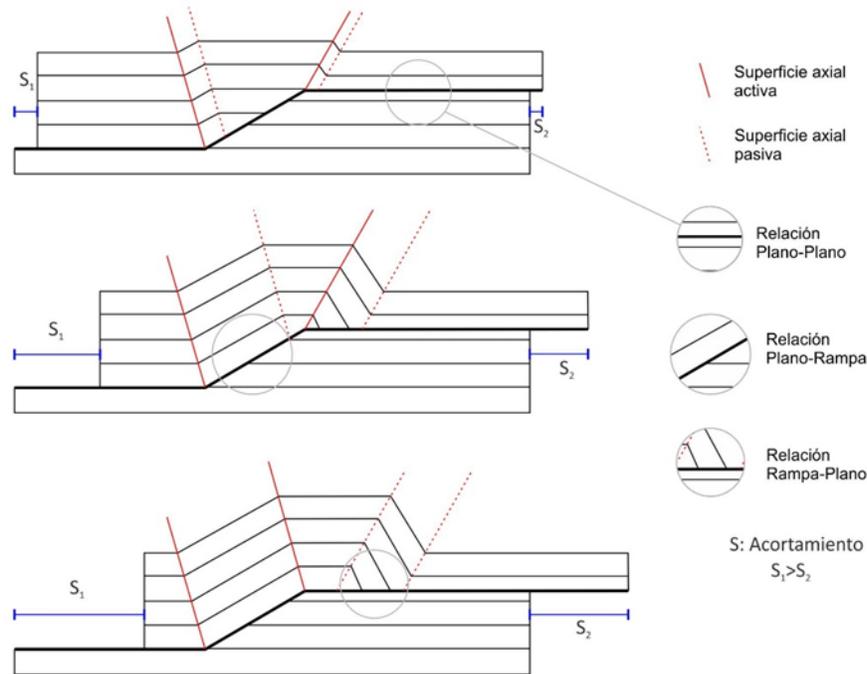


Figura 6: Modelo geométrico del pliegue por flexión de falla basado en Suppe (1983).

Dentro del modelo se encuentran elementos geométricos que se definen según la relación entre la falla y los estratos, en caso de que la falla corte de forma oblicua a la estratificación se la denomina rampa, y plano, en caso de que el corte sea paralelo; a partir de estos elementos se pueden encontrar posibles relaciones entre el bloque colgante y el bloque basal (**Figura 6**). Según con qué ángulo de corte se desprege la rampa del plano basal se van a definir los ángulos dorsal y frontal de un pliegue por flexión de falla, el flanco dorsal es paralelo a la rampa de la falla, y ésta no puede superar los 30° de inclinación ya que no habría solución para las ecuaciones trigonométricas propuestas por Suppe (1983), por lo tanto, se dejarían de cumplir las condiciones necesarias para llevar a cabo el modelo.

5.2.1.2. Flujo paralelo a la falla

El algoritmo de flujo paralelo a la falla (*Fault Parallel Flow*, Egan *et al.*, 1997) asume un flujo de las partículas del bloque colgante paralelo a la superficie de la falla (**Figura 7**). Este método conserva el área y la longitud de líneas del bloque colgante, pero no conserva espesores a menos que se le aplique una cizalla angular. En este modelo, el plano de falla es dividido en dominios discretos de inclinación,

separados por bisectrices y las líneas de flujo son construidas conectando puntos sobre los bisectores a igual distancia del plano de falla (**Figura 7**). Este algoritmo es similar al modelo flexión de falla (Suppe, 1983) explicado en el apartado anterior que también implica deslizamiento flexural como mecanismo de deformación, pero en este caso, no está restringido a fallas con ángulos menores a 30° , si no que se puede utilizar para fallas con geometrías más complejas. Esta herramienta es útil para modelar fajas plegadas y corridas de piel fina y gruesa, y también se puede utilizar para modelar estructuras extensionales.

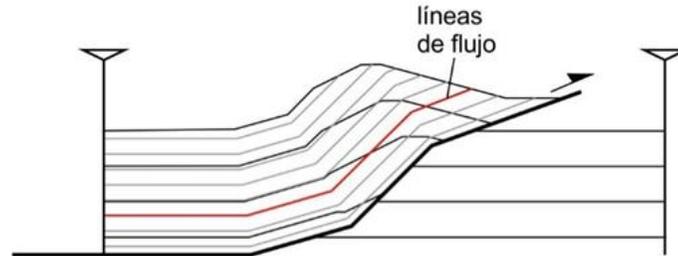


Figura 7: Método del flujo paralelo a la falla (*Fault Parallel Flow*).

5.2.2. **Balanceo y restitución en Software Andino 3D**

El software de modelado estructural, Andino 3D, desarrollado por LA.TE. ANDES S.A., se utilizó para generar un modelo adecuado que explique la estructura ándica de la Cordillera del Viento, en este caso, el pliegue por flexión de falla descrito anteriormente como la estructura de primer orden de la sección y su inserción en la FPC de Chos Malal. Para ello, Andino 3D permite descargar automáticamente información de la zona de interés, como imágenes satelitales y modelos de elevación digital (DEM - *Digital Elevation Model*); también admite importar imágenes en formato .TIFF o .jpg y georreferenciar en el mismo programa. A la información proporcionada por el software, se le agregó el mapa geológico de la Cordillera del Viento (**Figura 3**) e imágenes satelitales procesadas (**Figura 5**), para poder proyectar los datos con la mayor precisión posible en la construcción de la sección y, lograr un esquema lo más real posible, teniendo en cuenta la información preexistente. La base de datos se completó con la toma de datos de rumbo e inclinación (*dips*) a partir de la herramienta de la regla de la V en afloramientos. También se generó una lista estratigráfica de las unidades geológicas con sus espesores, basados en Turienzo *et al.* (2020), y corroborados mediante la herramienta de medición de espesores en superficie en Andino3D, para poder confeccionar una sección estructural (ver **apartado 6.3**). A partir de esto se modelaron cinemáticamente las estructuras para llegar a un modelo admisible (ver **apartado 6.2**). Luego se procedió a restituir la sección a su estado no deformado aplicando el mecanismo de restitución por deslizamiento flexural (*flexural slip unfold*). Andino 3D permite realizarlo a través de una *pinline* y llevando los estratos delimitados por fallas, a un nivel regional a partir de un estrato guía, lo que permite conservar el volumen y longitud de las capas (**Figura 8**). El software permite restituir la deformación de los estratos aplicando un deslizamiento progresivo, hasta llegar a la geometría inicial de la estructura (**Figura 8**). A partir de esto se logró restituir todos los bloques limitados por fallas integrándolos en una reconstrucción palinspástica balanceada.

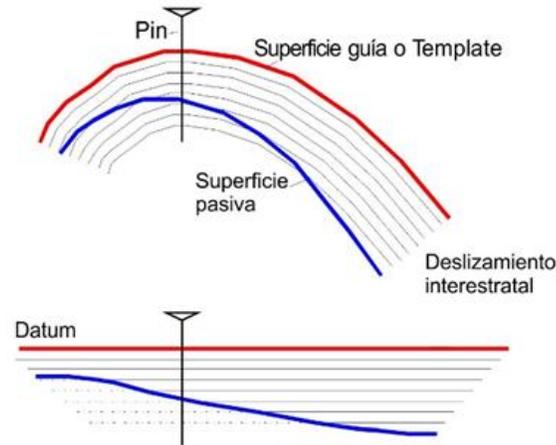


Figura 8: Mecanismo de restitución por deslizamiento flexural (*flexural slip unfold*).

5.3. Termocronología de baja temperatura

Los métodos de termocronología se basan en la desintegración radiactiva de isótopos en un cristal y la acumulación de sus productos que corresponden a isótopos hijos o daños en la red cristalina. Específicamente la termocronología de baja temperatura se refiere a los termocronómetros con las temperaturas de cierre más bajas (generalmente comprendidas entre aproximadamente 30 °C y 550 °C) como las trazas de fisión en apatita (*AFT, Apatite Fission Track*) y la de apatita (U-Th-Sm)/He (*AHe*) (Genge, 2021). La temperatura de cierre de un termocronómetro ocurre a través de un rango de temperaturas donde la retención de productos del decaimiento aumenta progresivamente y registran consecuentemente la historia tiempo-temperatura de la muestra (Genge, 2021). El aumento o disminución de la temperatura va a depender de los eventos geológicos que atraviesen las rocas, como la exhumación o el soterramiento, atravesando diferentes rangos de isothermas, hasta llegar a cierta temperatura donde la información isotópica de productos radiogénicos se preserve.

Cabe destacar que el método utilizado en el presente trabajo fue el de trazas de fisión en apatitas. Dicho mineral es utilizado como herramienta termocronológica debido a su capacidad para sustituir Ca y halógenos con elementos de tierras raras como U y Th. La apatita ($\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3(\text{OH}, \text{F}, \text{Cl})$) se encuentra entre los minerales de fosfato más abundantes, se forma a altas temperaturas entre 600 y 800 °C, y es una fase accesoria común en rocas ígneas félsicas y máficas, en rocas metamórficas de todos los grados y en sedimentos clásticos derivados de ellas. Es un mineral muy persistente durante la diagénesis y el metamorfismo, pero es inestable durante la meteorización intensa (Genge, 2021). Entonces, se destaca que a través del método de trazas de fisión no se obtienen edades de formación de la apatita, pero sí edades de enfriamiento, es decir, el momento en que el mineral atraviesa las isothermas en un rango variable entre 250 y 60°C aproximadamente.

5.3.1. **Método de trazas de fisión en apatitas**

El método de trazas de fisión en apatitas (AFT, *Apatite Fission Track*) está basado en el principio físico del decaimiento radiactivo espontáneo del átomo de ^{238}U . En este proceso se liberan dos isótopos hijos, que se alejan uno del otro en direcciones opuestas a 180° , generando un efecto lineal o traza (Wagner y Van den haute, 1992) en la red cristalina de la apatita. Varios parámetros ambientales podrían afectar la estabilidad a largo plazo de las trazas de fisión, siendo la temperatura el factor dominante (Green *et al.*, 1986). Las temperaturas de cierre en las cuales se retienen efectivamente las trazas en las apatitas están en el rango de 75 a 125 °C para tasas de enfriamiento de entre 1 y 100 °C/Ma (Green *et al.*, 1986), donde las trazas pueden llegar a tener una longitud de hasta 16 μm . Dicho cierre no es instantáneo y existe un rango de temperatura de transición, la zona de reseteo parcial o “*partial annealing zone*” (PAZ), con temperaturas entre 60 y 110° C, en la que los productos secundarios se pierden y se retienen parcialmente (Galetto *et al.*, 2021). También puede ocurrir el proceso de reseteo total o “*total annealing*” provocado por el aumento de temperatura, donde las trazas se acortan o incluso desaparecen, ya que los átomos desplazados retoman su posición original en la red cristalina. Un parámetro cinético importante es la distribución de longitudes confinadas en una muestra, esto surge a partir de las modificaciones que van sufriendo las trazas en sus longitudes a medida que atraviesan diferentes temperaturas, lo cual permite generar una trayectoria detallada de tiempo-temperatura (Ketcham *et al.*, 1999) (**Figura 9**). La longitud de trazas también depende de otro parámetro cinético que es el DPar, con el cual se obtiene una aproximación cualitativa de la composición química de la apatita respecto al contenido de cloro y flúor; entonces, mayores tamaños de DPar corresponden a un mayor contenido de cloro lo cual conduce a temperaturas de cierre más altas (Ketcham *et al.*, 1999), por lo que, las trazas serán más resistentes al borrado térmico. Las propiedades de cierre de las trazas de fisión varían según su orientación dentro del cristal, por lo tanto, las longitudes confinadas se corrigen utilizando el ángulo horizontal de la traza con respecto al eje c cristalográfico (Ketcham *et al.*, 2007).

Entonces, las trazas de fisión se forman continuamente a lo largo del tiempo, por lo tanto, la distribución de la longitud de las trazas contiene todos los detalles de la variación de temperatura con el tiempo por debajo de 125° C (Green *et al.*, 1986). Las trazas formadas a temperaturas más altas que la PAZ serán rápidamente reseteadas y no se preservarán salvo que experimenten un rápido enfriamiento (**Figura 9**). Al contrario, si las muestras residen en la PAZ por un tiempo significativo, las trazas de fisión serán más cortas producto del progresivo reseteo parcial. Las muestras pueden residir en la PAZ durante un largo período de enfriamiento o después del soterramiento. En el último caso, las trazas más antiguas serán más cortas que las formadas más recientemente resultando en una distribución bimodal de las longitudes de las trazas (**Figura 9**).

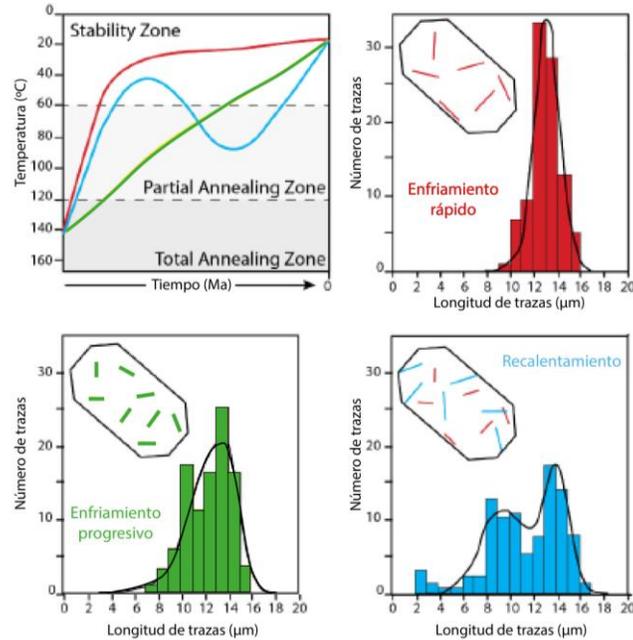


Figura 9: Relaciones entre la distribución del largo de las trazas y la historia termal en un enfriamiento rápido (rojo), enfriamiento progresivo (verde) o en diferentes casos de recalentamiento (azul) (Modificado de Genge, 2021).

El número de trazas de fisión que ocurren dentro de un mineral depende de la magnitud del intervalo de tiempo y del contenido de uranio del grano, bajo determinadas condiciones de tiempo y temperatura, lo que se obtiene finalmente es la edad en que las apatitas se enfriaron por debajo de la temperatura de cierre, y permanecieron en un determinado rango de temperatura. La interpretación de un conjunto de datos de trazas de fisión en apatitas requiere de un análisis integrado de las edades de trazas de fisión, la distribución de la longitud de las trazas, y de las características cinéticas de los granos de apatitas, siempre y cuando esta información pueda ser obtenida (p.ej., Sánchez, 2015).

En el presente trabajo las edades de enfriamiento de trazas de fisión se obtuvieron de cinco muestras (CPH16, CPH18, CPH22, CPH23 y CPH25), analizadas en el laboratorio LA.TE. ANDES S.A. Dichas muestras pertenecen a la Granodiorita Huigancó las cuales forman parte del Complejo Plutónico Huigancó, ubicadas en el flanco oeste de la Cordillera del Viento a lo largo del arroyo Huigancó.

La trituración y molienda, tamizado y separación de apatitas y los análisis por U-Pb se realizaron en los laboratorios de LA.TE. ANDES S.A., con los equipos y siguiendo las condiciones analíticas usadas en este organismo (<https://www.lateandes.com/>).

Para revelar y visualizar las trazas de fisión espontáneas (N_s) sobre las apatitas, es necesario que las superficies pulidas sean expuestas a ácido nítrico durante 20 segundos a 20° C (Grist y Ravenhurst, 1992a, b). Para poder determinar la edad de trazas de fisión es necesario conocer la cantidad de ^{235}U en la muestra, ya que la cantidad de ^{238}U no se puede determinar directamente, para esto se utiliza la siguiente relación $^{238}\text{U} / ^{235}\text{U}$, que es conocida y constante en la naturaleza. Las muestras se preparan siguiendo el método del Detector Externo propuesto por Hurford y Green (1983) y Wagner *et al.* (1992).

Para ello es necesario una lámina fina de muscovita libre de U que se coloca en contacto con cada una de las muestras, las cuales son sometidas a irradiación con neutrones térmicos que provocan la fisión inducida de ^{235}U , generando trazas inducidas en la apatita y en la mica. A partir de la medición de estas trazas puede conocerse indirectamente el contenido de ^{238}U .

Se procede a separar las muestras de las micas para poder someter a estas últimas a un ataque químico con ácido fluorhídrico (HF) al 48% durante 25 minutos a 20 °C, con el fin de revelar las trazas de fisión inducidas (Ni). Luego, se toman las muestras y las micas para realizar el conteo de densidad de trazas espontáneas e inducidas y parámetros cinéticos (densidad de trazas confinadas y DPar). Finalmente, para obtener las edades de enfriamiento de las trazas de fisión se compara la densidad de trazas espontáneas e inducidas en la muestra y mica a través de la siguiente ecuación:

$$Edad = \frac{1}{\lambda_D} \ln[1 + \lambda_D \zeta \rho_{RATIO} \rho_D g]$$

Donde,

λ_D = constante de decaimiento del ^{238}U , 1.55125

g = Factor geométrico, 0.5

ζ = zeta de calibración

ρ_{RATIO} = relación ρ_s/ρ_i

ρ_s = densidad de trazas espontáneas

ρ_i = densidad de trazas inducidas

ρ_D = flujo de neutrones durante la irradiación

El procesamiento de datos se realizó en gabinete mediante el programa TrackKey© (Dunkl, 2002) para el cálculo de edades y su error (1σ) asociado, y la interpretación de los mismos a través del software HeFTy® (V.1.9.3; Ketcham, 2017).

5.3.2. **Modelado térmico inverso**

Integrando los datos obtenidos en laboratorio, como las edades de enfriamiento, distribución de longitudes de las trazas y valores de Dpar; se generó un modelado térmico inverso que permitió obtener trayectorias de tiempo-temperatura óptimas para muestras individuales. En el presente trabajo, a partir de los datos crudos suministrados por LA.TE ANDES S.A. se realizaron simulaciones de historia térmica a través del *software* HeFTy® (V.1.9.3; Ketcham, 2017). Hefty simula trayectorias aleatorias de tiempo y temperatura que satisfacen los datos de entrada ingresados para cada muestra (Genge, 2021). Para el modelado es importante considerar datos geológicos relevantes que permitan restringir zonas por donde deben pasar obligatoriamente las diferentes trayectorias tiempo-temperatura calculadas. Para cada modelo, se probaron 10.000 trayectorias (*paths*) al azar utilizando el modelo inverso Monte Carlo. Cada trayectoria se evaluó con las estadísticas de “bondad de ajuste” incorporadas en Hefty, con valores de mérito de 0,5 y 0,05 para ajustes buenos y aceptables, respectivamente (Ketcham, 2005).

6.0 RESULTADOS

6.1. Petrografía y química mineral de la Granodiorita Huingancó

6.1.1. Petrografía

Se eligió la muestra CPH6 como representativa de las granodioritas del Complejo Plutónico Huingancó para su análisis mineralógico, textural y composicional. Desde el punto de vista petrográfico, se trata de una roca con una textura granosa media a fina, compuesta por minerales máficos (anfíbol y biotita, 41%), cuarzo (33%), plagioclasa (20%), microclino (5%) y epidoto (1%) (**Figura 10**). También se encuentra clorita como alteración de los anfíboles y las biotitas, presentándose como agregados o *clots*. En el caso de los anfíboles se puede distinguir dos tipos de anfíboles: verde oscuros y verde claros (**Figura 10 A**). Por otro lado, se observan las plagioclasas zonadas (**Figura 10 B**), con alteración a sericita y con sineusis, y también cuarzo con extinción tipo tablero de ajedrez. A partir de estas características se clasificó a la muestra CPH6 como una granodiorita.

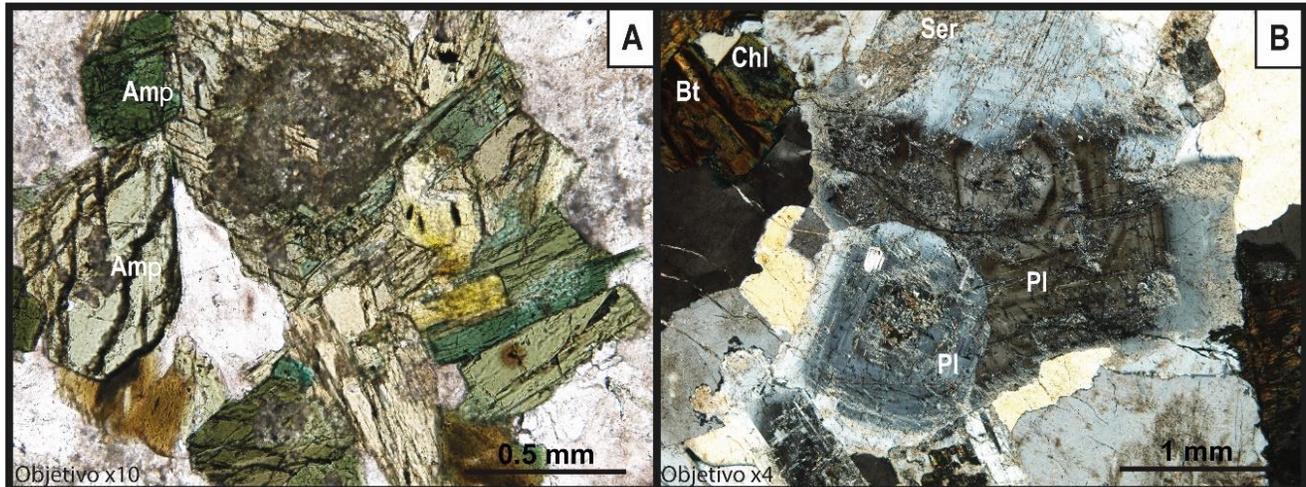


Figura 10: Petrografía de la Granodiorita Huingancó, muestra CPH6. A) Cristales de anfíbol (Amp) en nicoles paralelos. (B) Plagioclasas (Pl) zonadas con alteración a sericita (Ser) y cristales de biotita (Bt) alterada a clorita, vistos con nicoles cruzados.

6.1.2. Química mineral

A partir de los análisis de microsonda electrónica se obtuvo la composición de anfíboles y plagioclasas que integran la granodiorita de la muestra CPH6 (**Anexo Tabla 1** y **Tabla 2**). Esto permitió clasificar dichos minerales para los cálculos posteriores de presión y temperatura. Los anfíboles verde claro tienen muy bajo contenido en Fe, Ti, Al y Na, pero mayor contenido de Mg en comparación con los verde oscuro. Ambos tipos de anfíboles se clasifican como anfíboles cálcicos sobre la base del número de átomos de $(Ca + Na)_B$ y Na_B , cumpliendo la siguiente condición: $(Ca + Na)_B \geq 1,34$ y $Na_B < 0,67$ (Leake, 1978). A su vez, estos anfíboles se sub-clasifican según el número de átomos de Si y la relación $Mg/(Mg + Fe^{+2})$ (Leake, 1978), y oscila entre actinolita (7,89 a.p.f.u. (*atoms per formula unit*) de Si y $Mg/(Mg + Fe^{+2}) = 0,67$) y magnesio-hornblenda (6,89 a.p.f.u. de Si y $Mg/(Mg + Fe^{+2}) = 0,6$) (**Anexo Figura 1**). Este último es el grupo utilizado para los cálculos de presión y temperatura. Por otra parte,

las plagioclasas varían entre An_{17} y An_{67} , en su mayoría andesina-labradoritas. Sus bordes oscilan entre labradorita (An_{67}) y oligoclasa (An_{17}) y en los núcleos de las plagioclasas predomina la composición andesina (An_{47}). Para los cálculos se utiliza oligoclasa y andesina (**Anexo Figura 2**).

6.1.3. Cálculos de temperatura y presión

A continuación se presenta una tabla de síntesis de los resultados termobarométricos (**Tabla 1**), incluyendo métodos que utilizan composiciones individuales de anfíbol como los termómetros de Ridolfi *et al.* (2010); Putirka (2016) y barómetros de Ridolfi *et al.* (2010); Hammarstrom y Zen (1986); Hollister *et al.* (1987); Johnson y Rutherford (1989) y Schmidt (1992); también los que se basan en el equilibrio anfíbol-plagioclasa como el termómetro de Holland y Blundy (1994) y el barómetro de Anderson y Smith (1995). Además, se incluye el método de Putirka (2016) que arroja datos de temperatura a partir de la composición del fundido. Los resultados de anfíboles individuales y de las plagioclasas se observan en **Anexo Tabla 1** y **Tabla 2** respectivamente.

Muestra	CPH6			
Tipo de roca	Granodiorita Huingancó			
Calibración				Incertidumbre
Geotermómetros (°C)	Holland y Blundy (1994)	Amp - PI (Expresión B)	724,4	± 40°C
	Ridolfi <i>et al.</i> (2010)	Anfíbol - (Ec. 1)	755	± 22°C
	Putirka (2016)	Anfíbol - (Ec. 5)	720	± 30°C
		Líquido - (Ec. 3)	968,5	± 33°C
Geobarómetros (Kbar)	Hammarstrom y Zen (1986)	Anfíbol	1,8	± 3 kbar
	Hollister <i>et al.</i> (1987)	Anfíbol	1,7	± 1 kbar
	Johnson y Rutherford (1989)	Anfíbol	1,3	± 0.5 kbar
	Schmidt (1992)	Anfíbol	2,4	± 0.6 kbar
	Anderson y Smith (1995)	Amp - PI	1,8	± 0.6 kbar
	Ridolfi <i>et al.</i> (2010)	Anfíbol - (Ec. 4)	1	

*Amp= anfíbol
*PI=plagioclasa

Tabla 1: Resumen de las temperaturas y presiones obtenidas para la Granodiorita Huingancó, muestra CPH6.

A través de la composición de anfíboles, utilizando los termómetros de Ridolfi *et al.* (2010; ecuación 1) y Putirka (2016; ecuación 5) se obtuvieron temperaturas de 755 y 720 °C respectivamente, mientras que el método de Putirka (2016; ecuación 3) arrojó una temperatura de 968,5 °C utilizando la composición líquida estimada a través de la composición de roca total de la muestra CPH6, perteneciente a la Granodiorita Huingancó (ver datos geoquímicos en Pernich, 2021). El método de Holland y Blundy (1994; expresión B) dio como resultado 724,4 °C (**Tabla 1**), mediante combinaciones de anfíbol-plagioclasas, utilizando para los cálculos magnesio-hornblenda y plagioclasas con contenido de Anortita entre An_{10} y An_{50} , es decir, oligoclasa-andesina.

Para las presiones de cristalización se utilizó el método de Ridolfi *et al.* (2010, ecuación 4) dando resultados de 1 kbar aproximadamente. Los métodos de Hammarstrom y Zen (1986); Hollister *et al.* (1987); Johnson y Rutherford (1989) y Schmidt (1992) son barómetros calibrados para el contenido total de Aluminio en anfíboles y para temperaturas menores a 750°C (Erdmann *et al.*, 2014), a partir de estas calibraciones se obtuvo un rango de presiones entre 1,3 y 2,4 Kbar. El método de Anderson y Smith (1995) arrojó un resultado de 1,8 Kbar, utilizando combinaciones anfíbol-plagioclasa (**Tabla 1**).

6.2. Modelo cinemático estructural

Para preparar la sección estructural admisible de la Cordillera del Viento se consideraron varias restricciones geológicas como: i) actitudes de las capas; ii) la presencia de la falla de techo pasivo “El Alamito” (**Figura 12**), en la cual se puede observar una relación de rampa-plano en los estratos repetidos de la Formación Tordillo; iii) el espesor de la cobertura sedimentaria (para el estado pre-deformación contraccional cretácica); y iv) exhumación del núcleo de la estructura y exposición de las rocas del basamento y la Granodiorita Huingancó en superficie en el estadio final (t4, **Figura 11**). Para llegar al modelo cinemático propuesto para la estructura principal de la Cordillera del Viento (**Figura 11**) se fue variando la geometría y profundidad de despegue de la falla hasta satisfacer todas las restricciones mencionadas anteriormente.

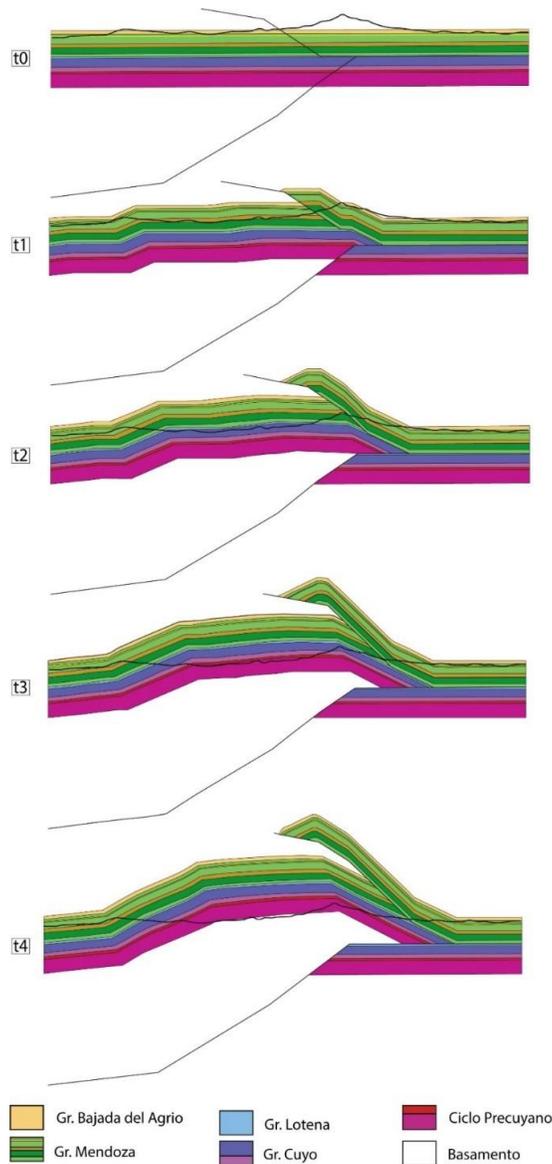


Figura 11: Modelo cinemático estructural del anticlinal de la Cordillera del Viento, mediante el mecanismo de flexión de falla y su inserción como una cuña intercutánea y el desarrollo de la falla de techo pasivo “El Alamito”.

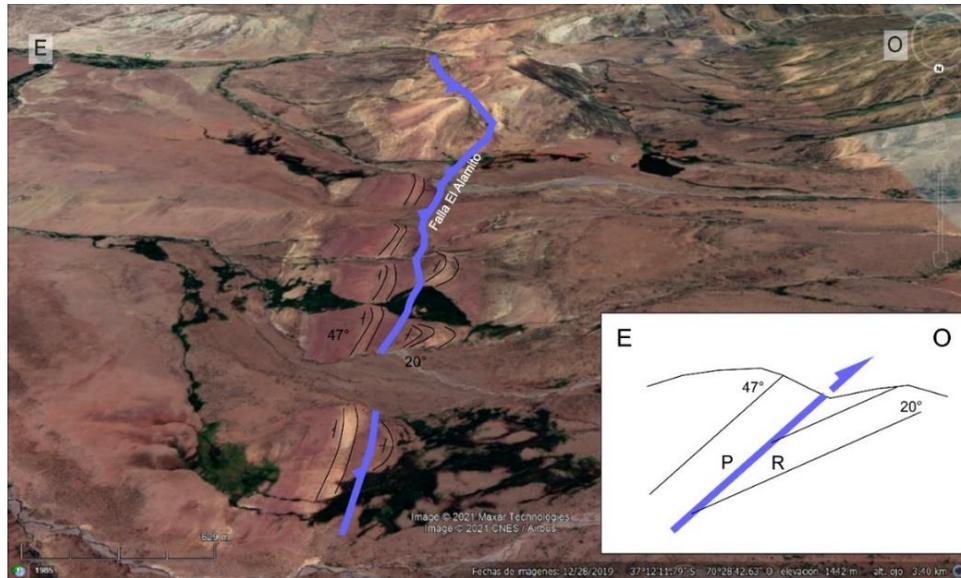


Figura 12: Falla El Alamito, vista desde el software Google Earth, con un esquema indicando la relación rampa-plano de los estratos correspondientes a la Formación Tordillo.

6.3. Sección balanceada A-B

A partir de los datos estructurales de superficie y los resultados de estructuras admisibles modeladas cinemáticamente se construyó una sección estructural A-B (**Figura 13**), restituyendo y balanceando cada bloque limitado por fallas. La sección balanceada A-B (**Figura 13 a**) tiene una longitud de 37 km y de oeste a este se encuentra conformada por las Fallas Andacollo 1 y 2 (FA1 y FA2; **Figura 13**), que son fallas de alto ángulo, asociadas a reactivación o inversión tectónica de estructuras extensionales previas. Estas estructuras están ubicadas en el flanco occidental de la principal estructura, el anticlinal de la Cordillera del Viento y limitan hacia el oeste a los depósitos cenozoicos. El anticlinal de la Cordillera del Viento tiene una longitud de onda de 25 km aproximadamente, con vergencia hacia el este y se interpreta que es un pliegue generado por el mecanismo de flexión de falla, asociado al Corrimiento Cordillera del Viento (CCV; **Figura 13**), el cual, a su vez, expone en superficie las rocas paleozoicas del basamento y rocas triásicas que forman parte del núcleo del anticlinal. A continuación, se encuentra la falla de techo pasivo denominada “El Alamito” (EA; **Figura 13**) con una inclinación de 47° al este, atravesando los estratos repetidos de la Formación Tordillo, y dejando expuesto el nivel de despegue ubicado en las evaporitas del Grupo Lotena. Hacia el este, se encuentran las estructuras de piel fina que forman parte de la FPC de Chos Malal; en este caso se interpreta que las mismas se formaron a partir del Corrimiento Cordillera del Viento Inferior (CCVI; **Figura 13**), el cual deforma la cobertura sedimentaria y genera pliegues menores de una corta longitud de onda, de 1 a 2 km aproximadamente.

La reconstrucción palinspástica de la sección representa el estado no deformado pre-cretácico (**Figura 13 b**) y tiene una longitud inicial (l_0) de 51 km. Considerando la longitud final (l_f) de la sección estructural A-B se obtuvo un acortamiento tectónico de 14 km (27%).

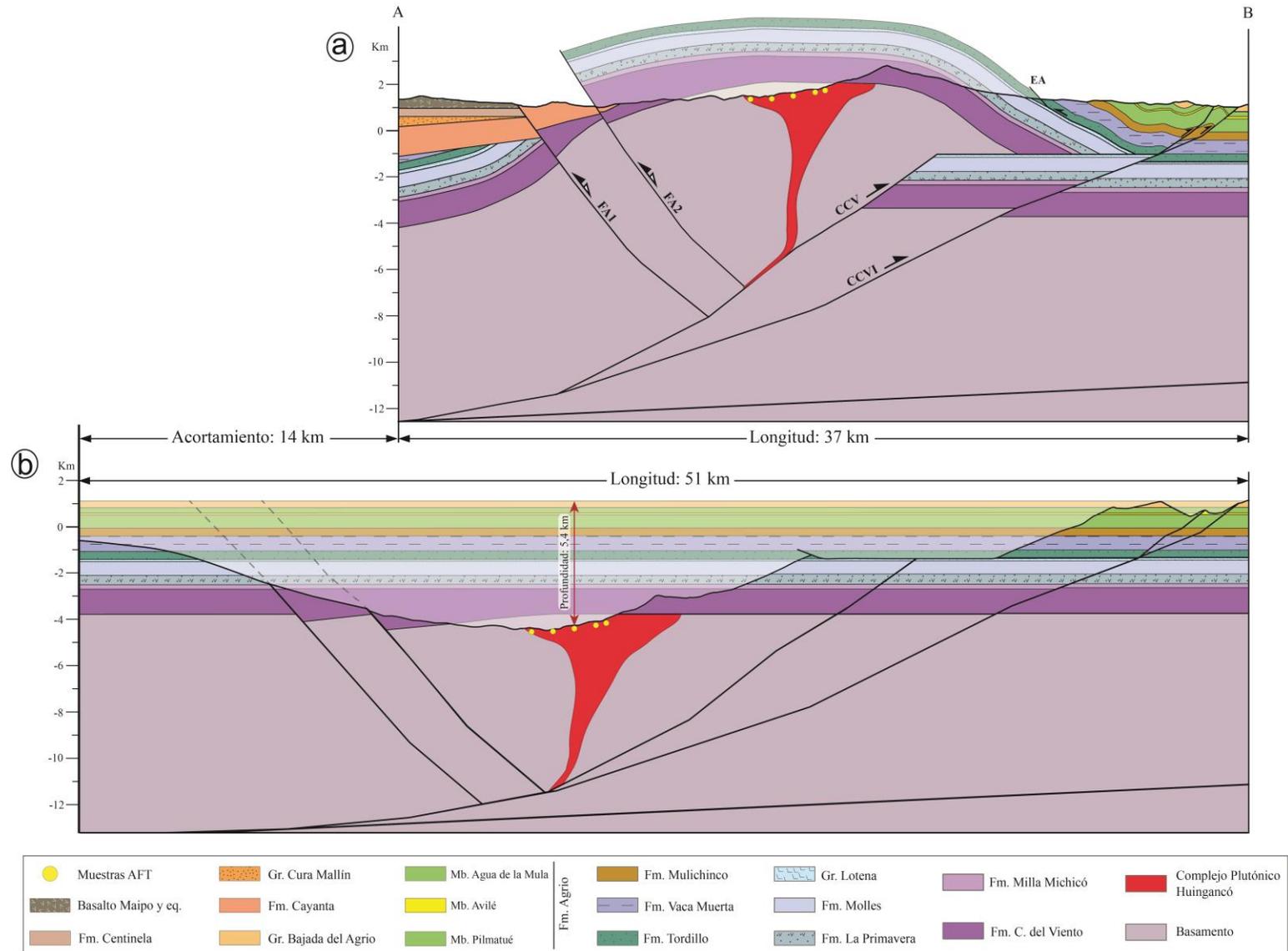


Figura 13: a) Sección estructural de la Cordillera del Viento (ver **Figura 3** para su ubicación). b) Reconstrucción palinspástica de la sección A-B, FA1 y FA2: Falla Andacollo 1 y 2; CCV: Corrimiento Cordillera del Viento; CCVI: Corrimiento Cordillera del Viento Inferior; EA: El Alamito.

6.4. Termocronología de baja temperatura

6.4.1. Trazas de fisión en apatitas (AFT)

La presentación de datos de edades y longitudes de trazas de fisión está sintetizada en las **Tabla 2** y **Tabla 3**. Se puede observar que las cinco muestras pertenecientes a la granodiorita pérmica pasan la prueba de chi-cuadrado $P(X^2)$, con valores mayores al 5%, lo cual es coherente con lo observado en los gráficos radiales que muestran una baja dispersión de datos (**Figura 14**), indicando una única población de edades de enfriamiento para cada muestra.

Muestra	Litología	Edad Estratigráfica	Latitud	Longitud	Elevación (m s.n.m)	n	U (ppm)	Dosímetro		Espontáneas		Inducidas		$P(X)^2$	Dispersión de edad	Edad central en Ma $\pm 1s$
								pd	Nd	p_s	N_s	pi	Ni			
CPH16	Granodiorita	283 Ma	37°11'57.2"	70°35'46.6"	1585	34	27,44	6,0275	5000	8,18	618	10,59	800	8,1	0,17	74,8 \pm 6,2
CPH18	Granodiorita	283 Ma	37°11'57.2"	70°36'26.7"	1460	34	77,63	6,094		24,3	3517	32,71	4731	9,94	0,07	71,0 \pm 4,2
CPH22	Granodiorita	283 Ma	37°11'58.3"	70°35'7.9"	1713	16	22,86	4,062		6,37	313	6,657	327	81,4	0,00	64,5 \pm 6,5
CPH23	Granodiorita	283 Ma	37°11'54.7"	70°34'53"	1785	35	17,65	4,053		4,87	895	4,572	840	16,5	0,16	71,9 \pm 6,1
CPH25	Granodiorita	283 Ma	37°11'41.9"	70°36'53.9"	1386	35	48,05	4,043		9,96	1238	12,42	1544	30,8	0,08	53,9 \pm 4,0

Tabla 2: Edades centrales calculadas utilizando un ζ de calibración= 314.94 \pm 16.74. **n:** número de granos medidos; **ps:** densidad de trazas de fisión espontáneas ($\times 105$ tr/cm²) medidas en cristales de apatitas; **Ns:** número total de trazas de fisión espontáneas; **pi** y **pd:** densidad de trazas de fisión inducidas en las muestras y en los vidrios dosimétricos respectivamente ($\times 105$ tr/cm²) en el detector externo ($g=0.5$); **Ni** y **Nd:** número total de trazas de fisión inducidas en la muestra y dosímetro; **P(x)²:** probabilidad de obtener un valor χ^2 para n grados de libertad (donde n=número de cristales -1).

Las muestras CPH16, CPH18 y CPH23 presentan edades de enfriamiento pertenecientes al Cretácico Tardío. A partir de la muestra CPH16 se midieron 34 granos, los cuales arrojaron una edad de enfriamiento de 74,8 \pm 6,2 Ma, y el valor de $P(X^2)$ para esta muestra es de 8,1% (**Figura 14 A**). Para la muestra CPH18 se obtuvo una edad de enfriamiento de 71,0 \pm 4,2, a partir de la medición de 34 granos de apatita, la prueba de chi-cuadrado $P(X^2)$, da un valor de 9,94% (**Figura 14 B**). En el caso de la muestra CPH23, los resultados se obtuvieron de la medición de 35 granos, dando como resultado una edad central de 71,9 \pm 6,1 Ma; la prueba $P(X^2)$ da un valor de 16,51% $>$ 5% (**Figura 14 D**).

Muestra	n TC	Promedio de TC (μ m)	TC std (μ m)	TC skew	Promedio TC-Lc (μ m)	TC - Lc std (μ m)	TC - Lc skew	n Dpar	Promedio Dpar (μ m)	Dpar std (μ m)	Dpar skew
CPH16	21	12,8	1,65	-0,1	14,3	0,99	-0,57	142	2,19	0,25	0,64
CPH18	126	13,3	1,3	-0,62	14,6	0,8	-0,7	2261	1,97	0,35	2,89
CPH22	42	12,77	2,29	1,23	14,05	1,41	-0,08	98	1,62	0,27	0,42
CPH23	66	12,72	2,32	0,98	14,21	1,49	6,00	199	1,75	0,28	0,48
CPH25	118	12,91	1,91	5,41	14,18	1,1	1,28	199	1,90	0,26	0,01

Tabla 3: Cuantificación de parámetros cinéticos: Promedios de Longitudes confinadas de trazas de fisión en apatita y DPar. **n TC:** número de trazas confinadas medidas; **Promedio TC:** Promedio de trazas confinadas medidas; **TC std:** desviación standard de las trazas confinadas por muestra; **TC skew:** curtosis de la distribución relativa al valor promedio (medida de la asimetría de la distribución); **Promedio TC-Lc:** promedio de largo de trazas confinadas corregidas por eje-c; **n Dpar:** número de dimensiones de etch pit medidas; **Promedio Dpar:** promedio de DPar por muestra; **Dpar std:** desviación estándar de Dpar por muestra; **Dpar skew:** curtosis de la distribución relativa al valor promedio por muestra.

Por otro lado, la muestra CPH22, a partir de la medición de 16 granos de apatitas, arrojó una edad central de enfriamiento de $64,5 \pm 6,5$ Ma, que corresponde a una edad cercana al límite Cretácico Tardío-Paleógeno (**Figura 14 C**). La prueba de chi-cuadrado $P(X^2)$, da un valor de 81,35%. Finalmente, de la muestra CPH25 se obtuvo la edad más joven de la serie, de $53,9 \pm 4,0$ Ma, que corresponde al Ypresiano (Eoceno inferior), a partir de la medición de 35 granos, con un valor de $P(X^2)$ de 30,84% (**Figura 14 E**).

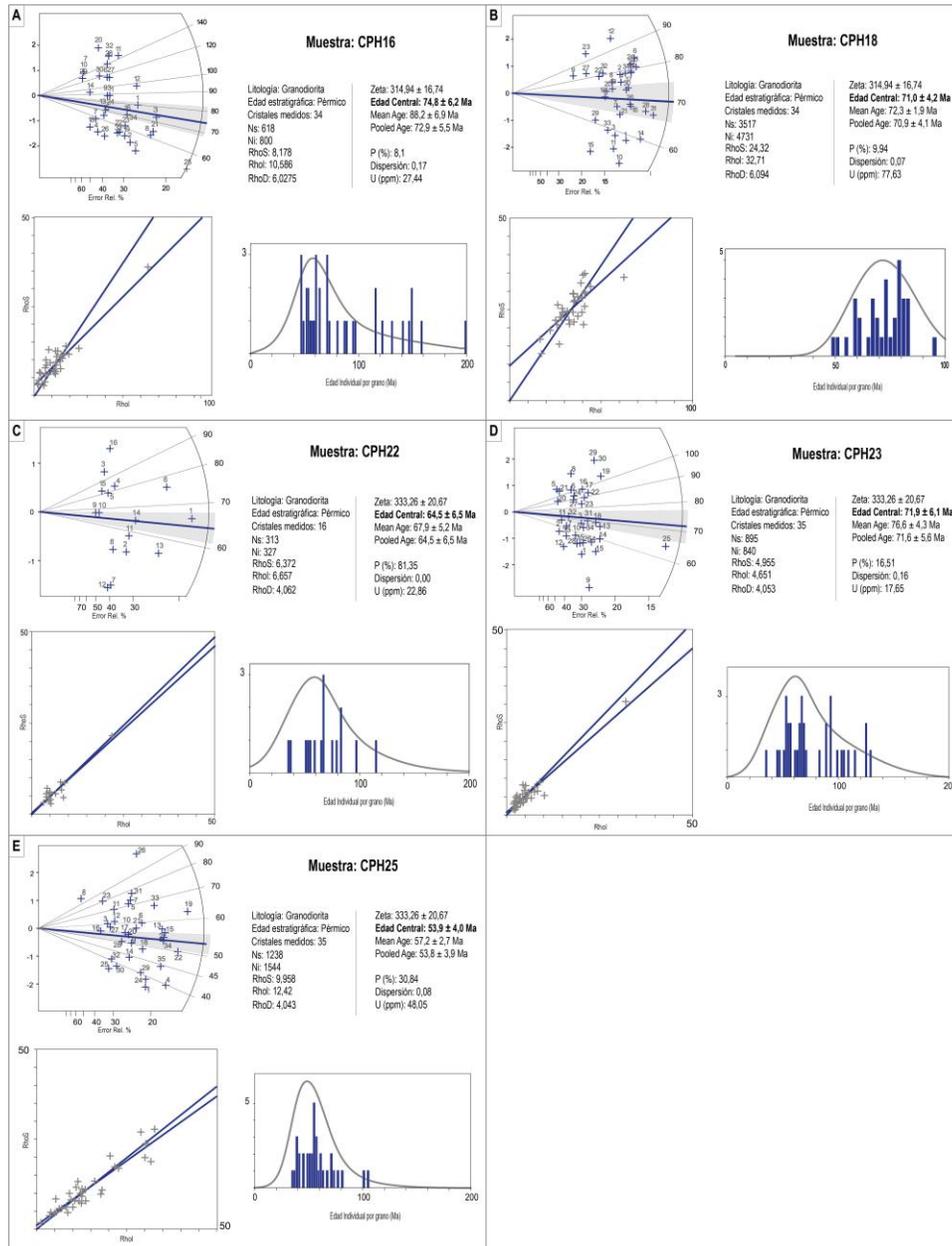


Figura 14: Datos de trazas de fisión en apatitas de las muestras **A)** CPH16, **B)** CPH18, **C)** CPH22, **D)** CPH23 y **E)** CPH25. En la esquina superior izquierda de cada recuadro se observa la distribución radial de edades por grano, resaltándose la edad central de cada muestra, debajo se encuentra un gráfico indicando la relación entre densidad de trazas espontáneas (RhoS) y densidad de trazas inducidas (Rhol), y a la derecha se muestran los histogramas de frecuencia de edades.

6.4.2. Modelado termal inverso

Se realizó un modelado termal inverso, a través del software Hefty, para las cinco muestras estudiadas por AFT (Figura 15).

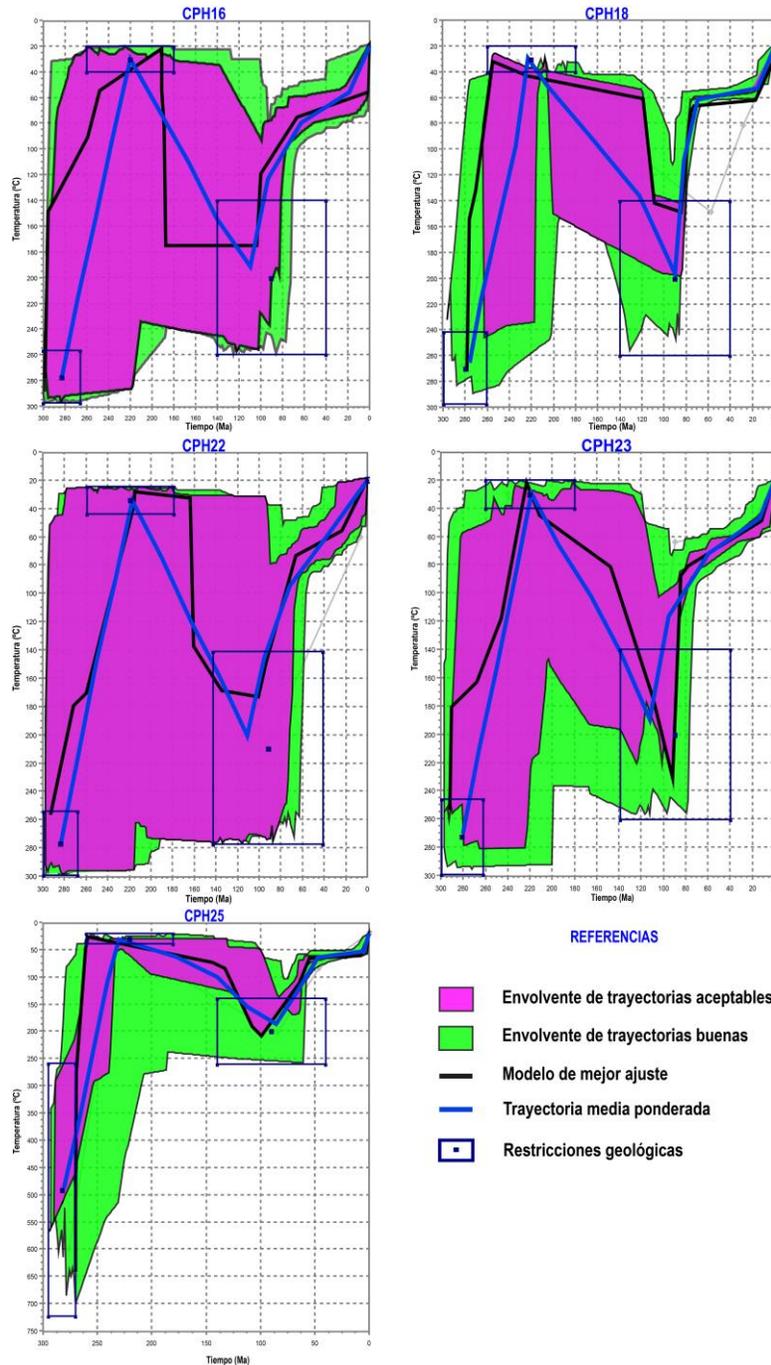


Figura 15: Resultados obtenidos a partir del Software Hefty, mostrando el modelo de historia termal de cada muestra perteneciente a la Granodiorita Huingancó: CPH16, CPH18, CPH22, CPH23 y CPH25.

Para el modelado termal inverso de las cinco muestras se introdujeron las siguientes restricciones geológicas (recuadros negros en **Figura 15**) para que las trayectorias se adapten a los datos geológicos conocidos: i) Edades de cristalización de la Granodiorita Huingancó de 289 ± 1 Ma (U-Pb convencional en circones, Sato *et al.*, 2008) y $282,5 \pm 2,0$ Ma (U-Pb SHRIMP, Hervé *et al.*, 2013) y su posterior pasaje obligado por temperaturas entre 240 y 300°C; ii) La denudación asociada a la Discordancia Huárpica elaborada durante el Triásico Temprano a Medio, (Llambías *et al.*, 2007) alcanzando temperaturas entre 20 y 40°C; iii) El soterramiento de las muestras hasta profundidades de ~5,4 km (ver **Figura 13**), luego de la acumulación de las sucesiones volcano-sedimentarias de la Cuenca Neuquina hasta el Cretácico Inferior alto, alcanzando temperaturas que rondan los 140 y 260°C. Estas últimas temperaturas considerando valores de gradientes paleogeotérmicos entre 30°C/km (Folguera *et al.*, 2015) y 51°C/Km (Galetto *et al.*, 2021) como rangos característicos para esta región del retroarco. Cabe destacar, que en el modelado de la muestra CPH25 (**Figura 15**) se expande el rango de temperaturas del gráfico para considerar a modo de ejemplo la restricción geológica de los resultados obtenidos mediante microsonda electrónica, presentados en el **apartado 6.1.3**, con temperaturas máximas que rondan entre 700 y 900°C, datos que representan las temperaturas de cristalización del magma. Las trazas de fisión en apatitas no se conservan en temperaturas tan elevadas, por este motivo no fue necesario utilizar este dato para las demás muestras. Por otra parte, los recuadros de las restricciones geológicas (ver **Figura 15**) exceden los límites de las edades y temperaturas mencionadas para darle mayor libertad a las posibles trayectorias de enfriamiento buenas y aceptables (envolventes rosadas y verdes en la **Figura 15**).

Luego de la etapa de cristalización de la granodiorita, la misma se vió afectada por la Discordancia Huárpica, momento en que hubo una intensa denudación responsable de labrar la superficie erosiva y de exhumar las cúpulas de los plutones (Llambías *et al.*, 2007), hasta una temperatura de 15 a 20°C según el modelo de mejor ajuste de cada muestra (ver **Figura 15**). Luego, comienza una etapa de soterramiento y un progresivo aumento en la temperatura, producto de la carga litostática por la acumulación de la columna sedimentaria de la Cuenca Neuquina desde el Triásico Superior hasta el Cretácico Inferior alto (**Figura 15**). En la muestra CPH16, el modelado de historia térmica muestra un importante evento de exhumación desde los 100 Ma hasta los 70 Ma aproximadamente, en temperaturas que rondan los 180 y 75°C, luego se observa un enfriamiento paulatino hasta llegar a un segundo evento de exhumación menor a los 20 Ma y con temperaturas menores a los 60°C (ver **Figura 15**). En la muestra CPH18, también se destacan dos etapas de exhumación, la primera se encuentra en temperaturas entre 150 y 70°C durante un rápido enfriamiento a los 80 Ma aproximadamente, luego de un período de estabilidad entre los 75 y 20 Ma con una temperatura de 60°C, ocurre un segundo evento de enfriamiento, a partir de los ~20 Ma, evidenciado por el modelo del mejor ajuste y la trayectoria media ponderada (ver **Figura 15**). En la muestra CPH22, el primer evento de enfriamiento ocurre entre los 100 y 70 Ma y entre los 200 y 75°C, el segundo comienza a partir de los 25 Ma en temperaturas menores a los 60°C. La muestra CPH23, al igual que la CPH18, presenta un rápido enfriamiento en el primer evento, pero a los 90 Ma aproximadamente, con temperaturas que van desde los 240°C hasta 85°C, el segundo evento de exhumación ocurre después de los 20 Ma, con temperaturas que rondan los 50°C. Finalmente, en la muestra CPH25, según el modelo de mejor ajuste, la primera

etapa de enfriamiento transcurre entre los 100 y 60 Ma y los 200 y 60°C, y la siguiente etapa alrededor de los 10 Ma con temperaturas menores a 50°C, entre las dos etapas se observa un período de estabilidad que se mantiene en 60°C, entre los 60 y 10 Ma (**Figura 15**).

En todas las muestras se destacan dos eventos importantes de exhumación durante el ciclo andino: el primero durante el Cretácico Tardío-Paleoceno y el segundo a partir del Mioceno, con un período de estabilidad o enfriamiento progresivo intermedio, durante el Paleoceno-Oligoceno.

7.0 DISCUSIÓN

La Granodiorita Huingancó tiene una edad de cristalización magmática que ronda los 280 – 290 Ma (Suárez y De la Cruz, 1997; Sato *et al.*, 2008; Hervé *et al.*, 2013). Su emplazamiento habría ocurrido posteriormente a la fase de deformación Sanrafaélica del ciclo Gondwánico evidenciado en su relación de intrusión con las rocas deformadas del Grupo Andacollo (**Figura 16 a**). De acuerdo a los resultados obtenidos en el **apartado 6.1.3**, se estima que se trata de plutones relativamente someros, con profundidades de emplazamiento que se encuentran en un rango de 4 y 9 km; utilizando un gradiente geostático de 3,7 km/kbar y realizando la correlación directa entre presión y profundidad, asumiendo a P^0 como carga litostática únicamente. Esto coincide con la propuesta de Llambías *et al.* (2007) quienes sugirieron que las rocas ígneas del Complejo Plutónico Huingancó provenían de cámaras magmáticas instaladas en niveles someros de la corteza superior. En cuanto a las condiciones de temperatura en la cámara magmática, a través de los cálculos termobarométricos, se estima que las granodioritas se formaron entre los 700 y 900°C (ver **apartado 6.1.3**).

Las temperaturas y presiones que se calculan en este trabajo corresponden a la etapa magmática, es decir, a las condiciones de cristalización del anfíbol y de la plagioclasa en la cámara magmática. Quizás, entre el momento de cristalización del anfíbol y el emplazamiento final el magma todavía estaba en proceso de ascenso. Sin embargo, probablemente, dado el alto grado de cristalinidad que presentaba el *mush* magmático (mezcla de magma y cristales) al momento de formación de los cristales subhedrales de anfíbol, el nivel de emplazamiento final no se encontraba muy lejos. No son temperaturas y presiones de recristalización en estado sólido ni tampoco estarían vinculadas con la etapa de exhumación del plutón. Sin embargo, las incluimos en este trabajo porque completan el cuadro general de condiciones de presión y temperatura a las que estuvieron expuestas las granodioritas de la Cordillera del Viento. Se trata de plutones someros que cristalizaron en la etapa tardía a post-orogénica de la orogenia Gondwánica (Llambías *et al.*, 2007).

Para los cálculos termobarométricos que existen en la bibliografía, los anfíboles secundarios como la tremolita-actinolita no son composiciones válidas, sino que solamente se utilizan los anfíboles primarios que están dentro del rango composicional de las hornblendas. Es por eso que en este trabajo se hicieron cálculos termobarométricos con ese tipo de anfíbol (magnesio-hornblendas).

A partir de la integración de los datos geológicos y termocronológicos presentados en este estudio, junto con los proporcionados por autores previos (p. ej., Sánchez *et al.*, 2015), se interpreta que la Granodiorita Huingancó, en la cordillera del Viento, atravesó al menos tres importantes eventos de exhumación. Luego del emplazamiento de la Granodiorita Huingancó en un contexto post-orogénico, la región sufrió una importante denudación asociada al colapso del orógeno Gondwánico y la transición hacia un estadio de rifting que daría inicio a la depositación del relleno de la Cuenca Neuquina (Llambías *et al.*, 2007) (**Figura 16 b y c**). Esta denudación dio origen a la Discordancia Huárpica y llegó a erosionar las cúpulas de los plutones (**Figura 16 b**). Posterior a este proceso de exhumación de la Granodiorita Huingancó, se produce la acumulación de depósitos de sinrift y postrift de la Cuenca Neuquina desde el Triásico Tardío hasta el Cretácico Temprano alto, alcanzando un soterramiento de alrededor de 5,4 km (**Figura 16 c**).

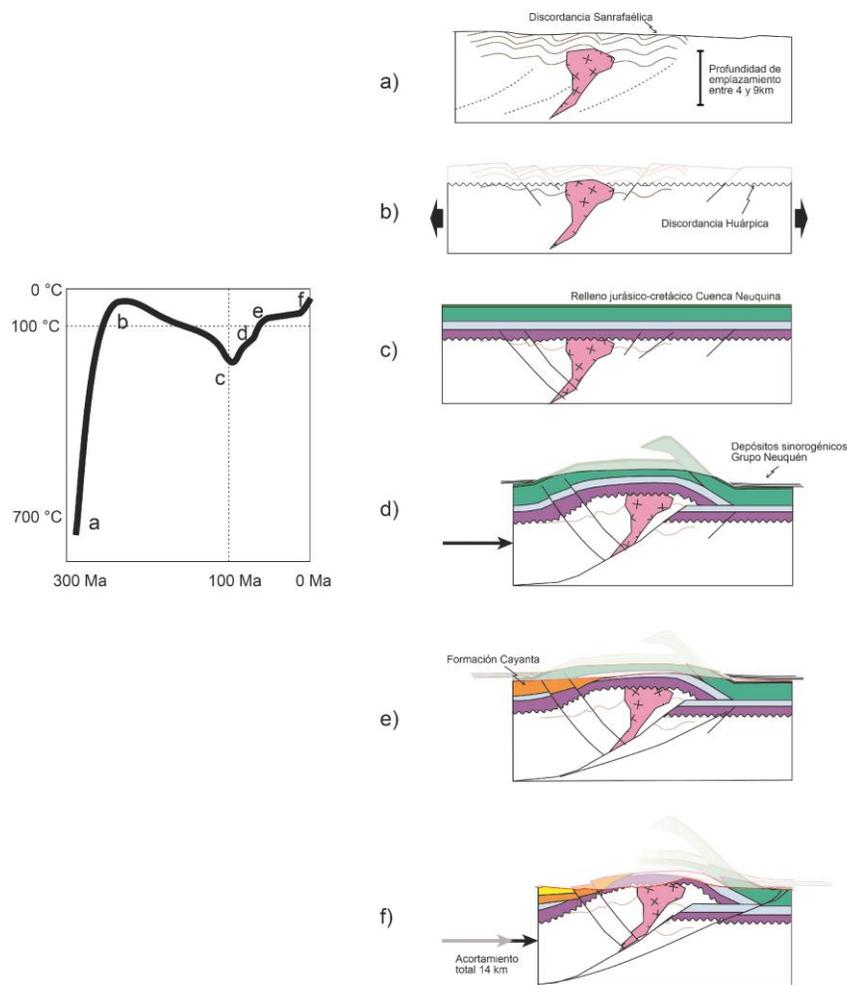


Figura 16: Izquierda: esquema de evolución termal del conjunto de muestras de la Granodiorita Huingancó. Derecha: a) emplazamiento de la Granodiorita Huingancó en un estadio post-orogénico; b) rápida denudación y labrado de la Discordancia Huárpica; c) soterramiento y acumulación del relleno de la Cuenca Neuquina hasta el Cretácico Temprano alto; d) fase de deformación contraccional cretácica-paleocena; e) extrusión de volcanismo andesítico Paleoceno-Eoceno previo a la fase de quiescencia tectónica de la FPC de Chos Malal; f) fase neógena de deformación contraccional.

En todas las curvas del modelado termal inverso (**Figura 15**) se observa que a partir del Cretácico Tardío comienza un nuevo pulso de exhumación posterior al soterramiento por acumulación sedimentaria (**Figura 16 d**). Tunik *et al.* (2010) propone a partir de estudios tectonoestratigráficos realizados en depósitos del Cretácico Superior en la Cuenca Neuquina, que la etapa de deformación contraccional comienza desde los 100 Ma aproximadamente, relacionados con el comienzo del levantamiento andino y el desarrollo de una cuenca de antepaís. Sánchez *et al.* (2018) obtuvieron edades de enfriamiento (U–Th)/He en circón que van desde 70 hasta 60 Ma aproximadamente y edades de trazas de fisión en apatita (AFT) entre $51,7 \pm 3,2$ y $56,5 \pm 10,7$ Ma en muestras en sucesiones del Triásico Superior-Jurásico Inferior al sur de la Cordillera del Viento; estos datos evidencian una etapa temprana de deformación (Sánchez *et al.*, 2020). Esto coincide con los datos obtenidos de trazas de fisión en apatitas, presentados en el **apartado 6.4.1**, con edades de enfriamiento que rondan entre los $74,8 \pm 6,2$ y $53,9 \text{ Ma} \pm 4$. La muestra CPH25 presenta la edad más joven del conjunto (~ 54 Ma) (ver ubicación en la **Figura 3**), además, es la de menor altura (1386 m) y la más alejada del eje del anticlinal de la Cordillera del Viento, por lo que es de esperar que haya atravesado la isoterma de cierre posteriormente a aquellas muestras ubicadas aguas arriba del arroyo Huaraco. Por otra parte, su ubicación es más cercana a las estructuras (retrocorrimientos) del flanco occidental, por lo que su exhumación pudo estar condicionada por una mayor tasa de erosión que la de las muestras hacia el este.

La exhumación cretácica es coincidente con el emplazamiento y rápida exhumación de cuerpos intrusivos en los sectores ubicados en el centro y norte de la Cordillera del Viento como los intrusivos de las tonalitas de Varvarco y Butalón (Assis *et al.*, 2022). La Tonalita Varvarco reporta edades U-Pb SHRIMP en circones de $67,8 \pm 0,8$ Ma (Assis *et al.*, 2022) y $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$ de $69,09 \pm 0,13$ Ma (Kay *et al.*, 2006). Posteriormente la actividad magmática continuó durante el Paleoceno-Eoceno dando lugar a la extrusión de las volcanitas de la Formación Cayanta de edades comprendidas entre 56 y 50 Ma (Jordan *et al.*, 2001) depositadas en discordancia angular sobre las unidades pre-cretácicas en el flanco occidental de la Cordillera del Viento. La edad de efusión de estas lavas es coincidente con el pulso de exhumación Cretácico Tardío-Paleoceno. Esto significa que el levantamiento de la Cordillera del Viento estuvo relacionado a abundante magmatismo emitido desde el área fuente (**Figura 16 e**).

El modelado termal inverso representado en la **Figura 15**, además de identificar este evento de exhumación ocurrido durante el Cretácico-Paleógeno, permite observar de igual modo un último evento de deformación (**Figura 16 f**) que transcurre a partir de los 20 Ma aproximadamente evidenciado mediante una abrupta disminución de la temperatura. Diferentes autores (p. ej. Folguera *et al.*, 2007; Zamora Valcarce *et al.*, 2009; Spagnuolo *et al.*, 2012; Gürer *et al.*, 2015 y Sánchez *et al.*, 2018) han documentado este pulso de deformación contraccional durante el Neógeno en la Faja Plegada y Corrida Chos Malal. Sánchez *et al.* (2018) obtuvieron edades de enfriamiento a través de trazas de fisión en apatitas que rondan entre los 14 y 10 Ma evidenciando una importante contracción y levantamiento para esta época. En el frente de deformación de la Faja Plegada y Corrida de Chos Malal en los anticlinales de Pampa Tril y Las Yeseras también obtuvieron edades de AFT entre 9 y 7 Ma, en muestras de la Formación Tordillo y Mulichinco (Jurásico Superior – Cretácico). El análisis integral de todos los datos de trazas de fisión en

apatitas indica que las edades son más jóvenes hacia el este, y que por lo tanto el avance del frente orogénico es en este sentido durante el Mioceno Tardío.

Estos eventos de exhumación están asociados al levantamiento del anticlinal de la Cordillera del Viento. Autores como Zapata *et al.* (1999) y Rojas Vera *et al.* (2015) postularon que el principal mecanismo de levantamiento se produce a través de estructuras mesozoicas de inversión tectónica que controlaban los depocentros de la Cuenca Neuquina. Por otra parte, Kozlowski *et al.* (1996) proponen que las estructuras de primer orden de la Faja Plegada y Corrida Chos Malal se han generado principalmente por el mecanismo de flexión de falla asociado a un corrimiento basal con geometría de rampa-plano y con un nivel de despegue que se encuentra a 12 km de profundidad en el basamento Paleozoico. Autores como Turienzo *et al.* (2014, 2018) o Sánchez *et al.* (2014), coinciden en que participan ambos procesos, pero que el mecanismo responsable de generar la mayor parte del acortamiento es el propuesto por Kozlowski *et al.* (1996). Finalmente, en el presente trabajo a partir del modelado cinemático de estructuras se determinó que este estilo de deformación es el que mejor ajusta a las relaciones estratigráficas y estructurales en superficie.

8.0 CONCLUSIONES

A partir del análisis de datos de química mineral obtenido por medio de microsonda electrónica en las granodioritas pérmicas del Complejo Plutónico Huingancó, se infiere que su nivel de emplazamiento fue somero, entre los 4 y 9 km de profundidad, en temperaturas que rondan los 700 y 900 °C.

El estudio de las relaciones estratigráficas y estructurales, datos analíticos de trazas de fisión en apatitas junto con el modelado termal inverso aplicado en cinco muestras de la granodiorita, revela una historia térmica que involucra al menos tres etapas de exhumación. La primera etapa de exhumación se corresponde con el colapso del orógeno Gondwánico y la transición al estadio de sinrift de la Cuenca Neuquina que dio origen a la Discordancia Huárpica característica de esta zona y que erosionó las cúpulas de las granodioritas. De estas relaciones se infiere un enfriamiento rápido desde temperaturas de 900 – 700° C hasta llegar a exponerse en superficie. La segunda etapa exhumación ocurre durante el Cretácico Tardío-Paleoceno (100 – 54 Ma), sustentada en datos de edades AFT de enfriamiento y la discordancia existente en el contacto con las rocas volcánicas de la Formación Cayanta. Del modelado termal se desprende que para este período las granodioritas alcanzaron temperaturas máximas de 240°C hasta 60°C, destacándose dos episodios de velocidades de enfriamiento muy rápidas (80-90 Ma) en las muestras CPH18 y CPH23. La tercera etapa de exhumación se visualiza en el modelado termal inverso, ocurre durante el Mioceno (>20 Ma), desde temperaturas cercanas a ~55°C. Entre las dos últimas etapas se detecta un episodio de estabilidad o de enfriamiento paulatino, durante el Paleoceno-Mioceno, manteniéndose en temperaturas que rondan los 60°C aproximadamente.

Las etapas de enfriamiento acaecidas durante el Cretácico-Paleógeno y Neógeno reflejarían episodios de exhumación impulsados por esfuerzos compresivos. En este contexto, al primer evento de exhumación andino (Cretácico Tardío-Paleoceno) se lo asocia con el pulso principal

de crecimiento de la estructura de primer orden de la Cordillera del Viento. Esta estructura está caracterizada por un pliegue de flexión de falla que involucra al basamento en la deformación. Su levantamiento se produjo a través del Corrimiento Cordillera del Viento (CCV) proveniente desde el basamento, iniciándose a unos 12 km de profundidad y luego insertándose en las evaporitas del Grupo Lotena como una cuña acomodada mediante la falla de techo pasivo El Alamito, en el flanco oriental. También, este pulso de deformación involucra la inversión de fallas normales preexistentes en la estructuración del flanco occidental del anticlinal de la Cordillera del Viento (Fallas Andacollo 1 y 2). Finalmente, al último evento de exhumación se lo asocia con el Corrimiento Cordillera del Viento Inferior (CCVI), el cual se propaga hacia el este hasta deformar la cobertura sedimentaria, dando lugar a los pliegues y corrimientos que forman parte de las estructuras de piel fina de la Faja Plegada y Corrida Chos Malal.

Mediante la restauración palinpástica de la sección A-B, se infiere que desde el estado no deformado pre-cretácico hasta la sección que representa el estado actual del anticlinal de la Cordillera del Viento, hubo un acortamiento tectónico de 14 km (27%) para este sector.

9.0 AGRADECIMIENTOS

Quiero agradecerles mucho a mi Director el Dr. Darío Orts y mi Co-Directora la Dra. Claudia Zaffarana por acompañarme y guiarme a lo largo de mi Trabajo Final de Grado.

A los jurados, los Dres. Raúl Giacosa, Pablo González y Rodrigo Suárez por sus observaciones que ayudaron a mejorar la forma y comprensión de este trabajo.

Al proyecto de la Universidad Nacional de Río Negro (UNRN) PI-40-A798 que solventó este TFG.

A LA.TE. ANDES por suministrar los datos de trazas de fisión en apatitas y la licencia académica del software Andino3D.

A la Dra. Gloria Gallastegui Suárez del Instituto Geológico y Minero Español (IGME) por proporcionar los datos de microsonda electrónica que obtuvo en la Universidad de Oviedo.

Al Lic. Sebastián Pernich por su ayuda en la interpretación de los datos de microsonda y el contexto de la zona de estudio.

Al Consejo Interuniversitario Nacional (CIN) por otorgarme un año de las Becas de Estímulo a las Vocaciones Científicas EVC-CIN, a partir de la cual surgió este TFG.

A todos mis compañeros y profesores que me acompañaron, enseñaron y alentaron durante toda la carrera.

A la Universidad Nacional de Río Negro que me permitió estudiar la Licenciatura en Geología.

A mi familia, mi novio y mis amigos por brindarme todo su apoyo y amor incondicional.

10.0 REFERENCIAS

- Arregui, C., Carbone, O. y Sattler, F. (2011). El Grupo Lotena (Jurásico Medio Tardío) en la Cuenca Neuquina. Relatorio del XVIII Congreso Geológico Argentino: Geología y Recursos Naturales de la Provincia del Neuquén, 91-98. Neuquén
- Assis, O. S., Zaffarana, C. B., Orts, D., Puigdomenech, C., González, V. R., Gallastegui, G., Hauser, N., Kiseeva, E., Molina, J., y Pernich, S. (2022). Emplacement conditions and exhumation of the Varvarco Tonalite and associated plutons from the Cordillera del Viento, Southern Central Andes. *Geological Magazine*, 159(5), 645-672.
- Anderson, J.L. y Smith, D.R., (1995). The effects of temperature and fO₂ on the Al-in-hornblende barometer. *American Mineralogist* 80, 549-559.
- Dunkl, I. (2002). Trackkey: a Windows program for calculation and graphical presentation of fission track data: *Computers and Geosciences*, 28, 3-12.
- Egan, S. S., Buddin, T. S., Kane, S. J. y Williams, G. D. (1997). Three-dimensional modelling and visualisation in structural geology: new techniques for the restoration and balancing of volumes. In *Proceedings of the 1996 Geoscience Information Group Conference on Geological Visualisation. Electronic Geology Special Volume*, 1, 67-82.
- Erdmann, S., Martel, C., Pichavant, M. y Kushnir, A. (2014). Amphibole as an archivist of magmatic crystallization conditions: problems, potential, and implications for inferring magma storage prior to the paroxysmal 2010 eruption of Mount Merapi, Indonesia. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 167(6), 1-23.
- Folguera, A., Bottesi, G., Duddy, I., Martín-González, F., Orts, D., Sagripanti, L., Rojas Vera, E. y Ramos, V. A. (2015). Exhumation of the Neuquén Basin in the southern Central Andes (Malargüe fold and thrust belt) from field data and low-temperature thermochronology. *Journal of South American Earth Sciences*, 64, 381-398.
- Folguera, A., Ramos, V. A., Zapata, T. y Spagnuolo, M. G. (2007). Andean evolution at the Guañacos and Chos Malal fold and thrust belts (36°30'–37° S). *Journal of Geodynamics*, 44(3-5), 129-148.
- Galetto, A., Georgieva, V., García, V. H., Zattin, M., Sobel, E. R. y Glodny, J. (2021). Cretaceous and Eocene rapid cooling phases in the Southern Andes (36°–37°S): Insights from low-temperature thermochronology, U-Pb geochronology, and inverse thermal modeling from Domuyo area, Argentina. *Tectonics*, 40.
- Genge, M. (2021). Tectonic evolution of the north-central Patagonia: a thermochronological approach (Doctoral dissertation, Université de Lille; Università degli studi (Padoue, Italie)).

- Giacosa, R. (2011). Geología estructural de los sistemas vetiformes del cerro Las Minas, Distrito Minero Andacollo, Cordillera del Viento, Provincia del Neuquén. Serie Contribuciones Técnicas Recursos Minerales N° 33 *SEGEMAR*.
- Giacosa, R., Allard, J., Foix, N. y Heredia, N. (2014). Stratigraphy, structure and geodynamic evolution of the Paleozoic rocks in the Cordillera del Viento (37° S latitude, Andes of Neuquén, Argentina). Servicio Publicaciones, *Journal of Iberian Geology*, 40(2), 331–348.
- Green, P. E., Duddy, I. R., Gleadow, A.J.W., Tingate, P. R. y Laslett, G. M., (1986). Thermal annealing of fission tracks in apatite 1. A qualitative description. *Chem. Geol. (hot. Geosci. Sect.)*, 59:236-253.
- Grist, A.M. y Ravenhurst, C.E., (1992 a), Mineral separation techniques used at Dalhousie University, in Zentilli, M. y Reynolds, P.H., eds., Short course on low temperature thermochronology, Mineralogical Association of Canada Short Course Handbook 20, p. 203-209, Appendix 2.
- Grist, A.M. y Ravenhurst, C.E., (1992 b), A step-by-step laboratory guide to fission-track thermochronology at Dalhousie University, in Zentilli, M., and Reynolds, P.H., eds., Short course on low temperature thermochronology Mineralogical Association of Canada Short Course Handbook 20, p. 190-201, Appendix 1.
- Groeber, P. (1929). Líneas fundamentales de la geología del Neuquén, sur de Mendoza y regiones adyacentes. Dirección Nacional de Geología y Minería., Publicación 158: 1-110. Buenos Aires.
- Groeber, P. (1946). Observaciones Geológicas a lo largo del Meridiano 70. *Revista de la Sociedad Geológica Argentina*. Tomo 1, N°3:177-208. Buenos Aires.
- Groeber, P., Stipanovic, P. N. y Mingramm, A. (1953). Jurásico. En: Groeber, P.: Mesozoico. Geografía de la República Argentina. Sociedad Argentina de Estudios Geográficos (GAEA), 2 (1):143-347. Buenos Aires
- Gulisano, C.A. 1981. El ciclo cuyano en el norte de Neuquén y sur de Mendoza. 8° Congreso Geológico Argentino 3: 573-592. San Luis.
- Gulisano, C.A. y Gutiérrez Pleimling, A. (1995). Field guide: The Jurassic of the Neuquén Basin. a) Neuquén province. *Asociación Geológica Argentina, Serie E 2*: 1-111, Buenos Aires.
- Gürer, D., Galland, O., Corfu, F., Leanza H. y Sassier, S. 2016. Structure and evolution of volcanic plumbing systems in fold-and-thrust belts: A case study of the Cerro Negro de Tricao Malal, Neuquén Province, Argentina. *GSA Bulletin* 128: 315-331.
- Hammarstrom, J. M. y Zen, E. A. (1986). Aluminum in hornblende: an empirical igneous geobarometer. *American Mineralogist*, 71(11-12), 1297-1313.

- Hervé F., Fanning, C. M., Calderón, M. y Mpodozis, C. (2013). Early Permian to Late Triassic batholiths of the Chilean Frontal Cordillera (28° - 31°S): SHRIMP U-Pb zircon ages and Lu-Hf and O isotope systematics. *Lithos* 184 – 187, p. 436 – 446.
- Hollister, L. S., Grissom, G. C., Peters, E. K., Stowell, H. H. y Sisson, V. B. (1987). Confirmation of the empirical correlation of Al in hornblende with pressure of solidification of calc-alkaline plutons. *American Mineralogist*, 72(3-4), 231-239
- Hurford, A.J. y Green, P.F. (1983). The zeta age calibration of fission-track dating: *Chemical Geology (Isotope Geoscience Section)*, 1, p. 285-317.
- Johnson, M. C. y Rutherford, M. J. (1989). Experimental calibration of the aluminum-in-hornblende geobarometer with application to Long Valley caldera (California) volcanic rocks. *Geology*, 17(9), 837-841.
- Jordan, T. E., Burns, W. M., Veiga, R., Pángaro, F., Copeland, P., Kelley, S. y Mpodozis, C. (2001). Extension and basin formation in the southern Andes caused by increased convergence rate: A mid-Cenozoic trigger for the Andes. *Tectonics*, 20(3), 308-324
- Kay S. M., Burns M. y Copeland P. (2006). Upper Cretaceous to Holocene magmatism and evidence for transient Miocene shallowing of the Andean subduction zone under the northern Neuquén Basin. In *Evolution of an Andean Margin: A tectonic and Magmatic View From the Andes to the Neuquen Basin (35–398S)*, Kay SM, Ramos VA (eds). Geological Society of America, GSA, Boulder: Special Paper407: 19–60.
- Ketcham, R. A., Donelick, R. A. y Carlson, W. D. (1999). Variability of apatite fission-track annealing kinetics: III. Extrapolation to geological time scales. *American Mineralogist*, 84(9), 1235-1255.
- Ketcham, R. (2005). Forward and inverse modeling of low temperature thermochronometry data. *Rev. Mineral. Geochem.* 58, 275-314.
- Ketcham, R. A., Carter, A., Donelick, R. A., Barbarand, J. y Hurford, A. J. (2007). Improved measurement of fission-track annealing in apatite using c-axis projection. *American Mineralogist*, 92, 789-798.
- Kozlowski, E.E., Cruz, C., y Sylwan, C.A. (1996). Geología estructural de la zona de Chos Malal. Cuenca Neuquina, Argentina. 13º Congreso Geológico Argentino y 3º Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 1: 15- 26, Buenos Aires.
- Leanza, H.A. (2003). Las sedimentitas huitrinianas y rayosianas (Cretácico inferior) en el ámbito central y meridional de la Cuenca Neuquina, Argentina. Servicio Geológico Minero Argentino, Serie Contribuciones Técnicas, Geología 2: 1-31.

- Leanza, H. A., Llambías, E. J. y Carbone, O. (2005). Unidades estratigráficas limitadas por discordancias en los depocentros de la cordillera del Viento y la sierra de Chacaico durante los inicios de la Cuenca Neuquina. In Congreso de exploración de hidrocarburos, Nº 6. Trabajos técnicos. Reservorios y desarrollo de reservas. Resúmenes de trabajos: 53. Edición en CD-ROM. Mar del Plata.
- Leanza, H. A., Zanettini, J. C. M. y Rodríguez, M. F. (2011). Mapa geológico de la Provincia del Neuquén. Servicio Geológico Minero Argentino. Instituto de Geología y Recursos Minerales.
- Leake, B.A. (1978). Nomenclature of amphiboles. *American Mineral*. 63, 1023-1052.
- Llambías, E. J. (1986). Intrusivos pérmicos del sur de la Cordillera del Viento, provincia de Neuquén. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 41(1-2); 22-32.
- Llambías, E. J., Leanza, H. A. y Carbone, O. (2007). Evolución Tectono-magmática durante el pérmico al Jurásico temprano en la Cordillera del Viento (37°05'S - 37°15'S): Nuevas evidencias geológicas y geoquímicas Del Inicio de la Cuenca Neuquina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 62(2), 217–235.
- Llambías, E. J. y Sato, A. M. (2011). Ciclo Gondwánico: la provincia magmática Choiyoi en Neuquén. *In Relatorio XVIII Congreso Geológico Argentino*, 53-62.
- Niemeyer, H. y Muñoz, J. (1983). Hoja Laguna de La Laja, Región del Bío Bío. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Nº. 57, 52 p. Santiago.
- Pedroza, V., Le Roux, J. P., Gutiérrez, N. M. y Vicencio, V. E. (2017). Stratigraphy, sedimentology, and geothermal reservoir potential of the volcanoclastic Cura-Mallín succession at Lonquimay, Chile. *Journal of South American Earth Sciences*, 77, 1-20.
- Pernich, S. (2021). Fábrica magnética y petrología del complejo volcánico-plutónico Huingancó, pérmico de la Cordillera del Viento, Andes neuquinos. Trabajo Final de Grado en Geología, Universidad Nacional de Río Negro, Argentina.
- Pons, J., Zattin, M., Giacosa, R., González, S. y Greco, G. (2022). Zircon and apatite fission track analyses: new insight about the exhumation of Cordillera del Viento, Neuquén Basin, Argentina. Simposio X, Geocronología y Termocronología. XXI Congreso Geológico Argentino. Puerto Madryn, Chubut.
- Ramos, V. A., Mosquera, A., Folguera, A. y García Morabito, E. (2011). Evolución Tectónica De Los Andes Y Del Engolfamiento Neuquino Adyacente. *In: Geología y Recursos Naturales de la Provincia de Neuquén. Relatorio del VXIII Congreso Geológico Argentino*, 335–348. Buenos Aires.

- Rapela, C. y Llambías, E. (1985). La secuencia andesítica terciaria de Andacollo, Neuquén, Argentina. *Relatorio IV Congreso Geológico Chileno*, 4, 458-488. Antofagasta.
- Rojas Vera, E., Mescua, J., Folguera, A., Becker, T. P., Sagripanti, L., Fennell, L., Orts, D. y Ramos, V. A. (2015). Evolution of the Chos Malal and Agrio fold and thrust belts, Andes of Neuquén: Insights from structural analysis and apatite fission track dating. *Journal of South American Earth Sciences*, 64, 418-433.
- Rovere, E.I. (1998). Volcanismo Jurásico, Paleógeno y Neógeno en el noroeste del Neuquén, Argentina. *In: X Congreso Latinoamericano de Geología*, Actas, 1, 144-149.
- Rovere, E., Caselli, A. T., Hugo, C., Leanza, H., Folguera, A., Escosteguy, L., Geuna, S., González, R., Colombino, J. E. y Danieli, J. (2004). Hoja Geológica Andacollo (3772-IV), Provincia de Neuquén. Instituto de Geología y Recursos Minerales. Servicio Geológico Minero Argentino, Boletín 298, 104 p. Buenos Aires.
- Sagripanti, L., Folguera, A., Giménez, M., Rojas Vera, E. A., Fabiano, J. J., Molnar, N., Fennell, L. y Ramos, V. A. (2014). Geometry of Middle to Late Triassic extensional deformation pattern in the Cordillera del Viento (Southern Central Andes): A combined field and geophysical study. *Journal of Iberian Geology*, 40(2), 349-366.
- Sánchez, N. P., Turienzo, M. M., Dimieri, L. V., Araujo, V. S. y Lebinson, F. (2014). Evolución de las estructuras andinas en la faja corrida y plegada de Chos Malal: interacción entre el basamento y la cubierta sedimentaria de la Cuenca Neuquina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 71(2), 233-246.
- Sánchez, N. P. (2015). Evolución tectónica de las estructuras andinas en la región del río Neuquén (~37° 20' LS): faja corrida y plegada de Chos Malal, provincia de Neuquén. Tesis doctoral, Universidad Nacional del Sur (Inédita), 215 p., Bahía Blanca.
- Sánchez, N. P., Coutand, I., Turienzo, M., Lebinson, F., Araujo, V. y Dimieri, L. (2018). Tectonic Evolution of the Chos Malal Fold-and-Thrust Belt (Neuquén Basin, Argentina) From (U-Th)/He and Fission Track Thermochronometry. *Tectonics*, 37(7), 1907-1929.
- Sánchez, N., Turienzo, M., Coutand, I., Lebinson, F., Araujo, V. y Dimieri, L. (2020). Structural and thermochronological constraints on the exhumation of the Chos Malal fold and thrust belt (~ 37 S). *In: Kietzmann, D., Folguera, A. (eds) Opening and Closure of the Neuquén Basin in the Southern Andes. Springer Earth System Sciences. Springer*, 323-340.
- Sato, A. M., Llambías, E. J., Basei, M. A. S. y Leanza, H. A. (2008). The Permian Choiyoi Cycle in cordillera del Viento (Principal Cordillera, Argentina): over 25 Ma of magmatic activity. *VI South American Symposium on Isotope Geology*, (April 2016), 3-6.
- Schiller, W. (1912). La alta cordillera de San Juan y Mendoza y parte. *Anales Ministerio de Agricultura. Sección Geología y Mineralogía*, 7 (5):1-68. Buenos Aires.

- Schmidt, M. W. (1992). Amphibole composition in tonalite as a function of pressure: an experimental calibration of the Al-in-hornblende barometer. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 110 (2-3), 304-10.
- Spagnuolo, M. G., Litvak, V. D., Folguera, A., Bottesi, G. y Ramos, V. A. (2012). Neogene magmatic expansion and mountain building processes in the southern Central Andes, 36–37 S, Argentina. *Journal of Geodynamics*, 53, 81-94.
- Stipanovic, P. N. (1966). El Jurásico en Vega de la Veranada (Neuquén), el Oxfordense y el diastrofismo divesiano (Agassiz-Yaila) en Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 20(4), 403-478.
- Suárez, M. (2007). Geología del área Andacollo -parte sur-, Cordillera del Viento, Neuquén, Argentina. MAGSA, inédito 50 p. Andacollo.
- Suárez, M. y De La Cruz, R. (1997). Volcanismo pliniano del Lias durante los inicios de la cuenca de Neuquén, Cordillera del Viento, Neuquén, Argentina. 7º Congreso Geológico Chileno, Actas I: 266-270
- Suárez, M., Fanning, M., Etchart, H. y De La Cruz, R. (2008). Carboniferous, Permian and Toarcian magmatism in Cordillera del Viento, Neuquén, Argentina: U-Pb SHRIMP dates and tectonic implications. XVII Congreso Geológico Argentino, Jujuy.
- Suppe, J. (1983). Geometry and kinematics of fault-bend folding. *American Journal of Science*. 283, 684-721.
- Tunik, M., Folguera, A., Naipauer, M., Pimentel, M. y 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(1-4), 258-273.
- Turienzo, M., Sánchez, N., Dimieri, L., Lebinson, F. y Araujo, V. (2014). Tectonic repetitions of the Early Cretaceous Agrio Formation in the Chos Malal fold-and-thrust belt, Neuquén basin, Argentina: geometry, kinematics and structural implications for Andean building. *Journal of South American Earth Sciences*, 53, 1-19.
- Turienzo, M., Sánchez, N., Lebinson F. y Dimieri L. (2018). The structure of the Southern Central Andes (Chos Malal fold and thrust belt). *In*: Folguera, A., Contreras Reyes, E., Heredia, N., Encinas, A., Iannelli, S., Oliveros, V., Dávila, F., Collo, G., Giambiagi, L., Maksymowicz, A., Iglesia Llanos, M.P., Turienzo, M., Naipauer, M., Orts, D., Litvak, V., Álvarez, O., Arriagada, C. (eds) *The Evolution of the Chilean Argentinean Andes*. Springer Earth System Sciences: 411-441, Cham.
- Turienzo, M., Sánchez, N., Lebinson, F., Peralta, F., Araujo, V., Irastorza, A. y Dimieri, L. (2020). Basement-cover interaction in the mountain front of the Northern Neuquén fold and thrust belt (37 10'–37 40'S), Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, 100, 102560.

- Wagner, G.A. y Van den haute, P. (1992). Fission Track-Dating. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, 285 pp.
- Weaver, C. (1931). Paleontology of the Jurassic and Cretaceous of west central Argentina. Memoir University Washington, 1:1-469. Seattle.
- Woodward, N. B., Boyer, S. E. y Suppe, J. (1989). Balanced geological cross-sections. American Geophysical Union, Short Courses in Geology, 6, 132.
- Zamora Valcarce, G., Zapata, T., Ramos, V. A., Rodríguez, F. y Bernardo, L. M. (2009). Evolución tectónica del frente andino en Neuquén. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 65(1), 192-203.
- Zappettini, E. O., Lagorio, S. L., Dalponte, M., Orestes, J. y Belousova, E. (2018). Evidencias de magmatismo precuyano (Pliensbachiano - Toarciano) en el norte de la Cordillera del Viento, provincia del Neuquén: caracterización geoquímica, isotópica e implicancias tectónicas. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 75(4), 533–558.
- Zöllner, W. y Amos, A. J. (1973). Descripción Geológica de la Hoja 32b, Chos Malal Provincia del Neuquén Carta Económica de la República Argentina Escala 1:200.000. Boletín N°143. Ministerio de Economía Secretaría de Estado de Recursos Naturales y Ambiente Humano. Subsecretaria de Minería Servicio Nacional Minero Geológico, República Argentina.

11.0 ANEXO

Tabla 1: Composición de anfíboles (Amp) analizados por microsonda electrónica en la Granodiorita Huingancó, muestra CPH6. En verde se resaltan los datos útiles para los cálculos de presión y temperatura.

Mineral	Amp	Amp	Amp	Amp	Amp	Amp	Amp	Amp	Amp	Amp	Amp	Amp	Amp	Amp	Amp	Amp	Amp	Amp	Amp	Amp	Amp	Amp	Amp	
Análisis	6/1 .	7/1 .	18/1 .	19/1 .	20/1 .	24/1 .	25/1 .	26/1 .	27/1 .	34/1 .	35/1 .	36/1 .	37/1 .	38/1 .	39/1 .	40/1 .	41/1 .	43/1 .	44/1 .	79/1 .	80/1 .	83/1 .	84/1 .	85/1 .
K ₂ O	0,04	0,42	0,12	0,58	0,59	0,64	0,69	0,64	0,65	0,14	0,14	0,08	0,62	0,57	0,14	0,68	0,72	0,65	0,48	0,18	0,21	0,59	0,74	0,61
CaO	8,93	11,06	11,81	11,00	10,43	10,75	10,61	10,70	10,68	10,50	10,64	10,72	10,75	10,70	11,24	10,70	10,67	10,78	10,78	11,60	11,25	10,64	10,80	10,77
TiO ₂	0,09	0,57	0,10	0,71	0,71	0,74	0,74	0,70	0,76	0,24	0,14	0,09	0,63	0,79	0,22	0,74	0,84	0,86	0,61	0,12	0,13	0,66	0,76	0,68
FeO	18,39	16,68	15,06	17,03	17,96	17,14	16,84	16,56	17,38	13,82	13,97	13,94	18,03	17,01	14,88	17,66	17,46	17,72	16,85	16,57	16,56	18,61	17,73	17,41
MnO	0,28	0,53	0,39	0,50	0,49	0,44	0,40	0,48	0,39	0,57	0,55	0,57	0,55	0,46	0,54	0,50	0,50	0,53	0,52	0,48	0,46	0,56	0,49	0,43
Na ₂ O	0,15	0,90	0,45	1,05	1,03	1,18	1,11	1,18	1,17	0,47	0,50	0,35	1,08	1,21	0,46	0,97	1,14	1,35	1,02	0,54	0,54	1,14	1,05	1,15
SiO ₂	47,12	48,84	51,70	47,07	45,82	47,41	46,85	47,09	46,83	53,16	53,07	53,35	46,65	46,68	51,83	47,15	46,21	46,59	48,33	50,37	49,93	46,47	46,09	46,60
Al ₂ O ₃	5,04	4,72	2,81	6,34	6,34	6,54	6,48	6,37	6,46	1,77	2,05	1,40	6,16	6,01	2,56	6,46	6,67	6,89	5,47	3,20	3,65	6,41	6,87	6,19
MgO	13,81	12,10	12,92	10,68	10,39	11,23	11,56	11,53	11,16	14,67	14,26	14,83	11,39	11,52	13,87	10,81	11,19	10,76	11,32	13,06	12,53	10,87	10,96	11,48
P ₂ O ₅	0,05	0,05	0,09	0,09	0,11	0,12	0,06	0,09	0,13	0,11	0,13	0,07	0,10	0,10	0,11	0,17	0,10	0,05	0,04	0,08	0,11	0,10	0,06	0,08
Cl	0,00	0,10	0,02	0,11	0,14	0,16	0,14	0,15	0,14	0,03	0,02	0,03	0,14	0,14	0,05	0,14	0,18	0,17	0,08	0,03	0,03	0,14	0,17	0,16
F	0,05	0,44	0,00	0,21	0,10	0,18	0,05	0,00	0,36	0,35	0,00	0,03	0,33	0,10	0,13	0,03	0,13	0,23	0,08	0,31	0,23	0,05	0,28	0,10
Cr ₂ O ₃	0,08	0,04	0,03	0,10	0,02	0,00	0,00	0,00	0,02	0,03	0,06	0,01	0,00	0,04	0,01	0,03	0,04	0,00	0,01	0,00	0,00	0,03	0,03	0,00
TOTAL	94,04	96,44	95,50	95,45	94,12	96,52	95,54	95,49	96,15	95,84	95,53	95,45	96,43	95,32	96,03	96,03	95,85	96,59	95,60	96,54	95,62	96,28	96,02	95,65
Geotermómetros (°C)																								
Ridolfi et al. (2010)	-	-	-	-	-	752	-	-	-	-	-	-	753	-	-	746	766	766	-	-	-	754	769	-
Putirka (2016)	Amp-only (Ec. 5)	-	-	-	715	711	723	727	724	-	-	-	716	727	-	710	732	735	-	-	-	716	728	723
	Liquid-only (Ec. 3)	-	-	-	969	969	969	969	969	-	-	-	969	969	-	969	969	969	-	-	-	969	969	969
Geobarómetros (Kbar)																								
Hammarstrom and Zen (1986)	-	-	-	1,8	1,8	1,9	1,8	1,7	1,8	-	-	-	1,5	1,5	-	1,8	2	2,2	-	-	-	1,8	2,2	1,6
Hollister et al. (1987)	-	-	-	1,6	1,7	1,7	1,7	1,6	1,7	-	-	-	1,4	1,3	-	1,7	1,9	2,1	-	-	-	1,6	2,1	1,4
Johnson and Rutherford (1989)	-	-	-	1,3	1,4	1,4	1,4	1,3	1,4	-	-	-	1,1	1,1	-	1,4	1,5	1,7	-	-	-	1,3	1,7	1,2
Schmidt (1992)	-	-	-	2,4	2,4	2,5	2,4	2,4	2,4	-	-	-	2,2	2,1	-	2,4	2,6	2,8	-	-	-	2,4	2,8	2,2
Ridolfi et al. (2010)	-	-	-	-	-	1	-	-	-	-	-	-	0,9	-	-	1	1	1,1	-	-	-	0,9	1,1	-

Figura 1: Clasificación de anfíboles cálcicos, basado en Leake (1978). Los círculos azules representan la totalidad de análisis obtenidos de la microsonda (**Anexo Tabla 1**). El recuadro verde contiene los datos utilizados para los cálculos.

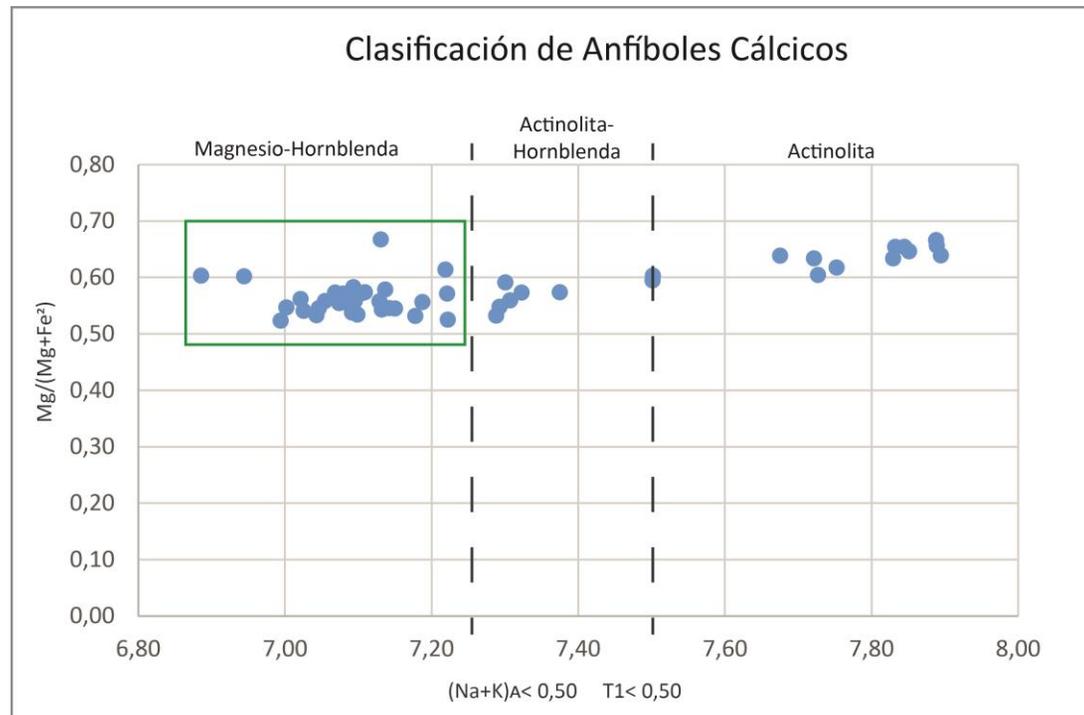


Tabla 2: Composición de plagioclasas (PI) analizadas por microsonda electrónica en la Granodiorita Huingancó, muestra CPH6. En celeste se resaltan los datos útiles para los cálculos de presión y temperatura.

Mineral	PI	PI	PI	PI	PI	PI	PI	PI	PI	PI	PI	PI	PI	PI	PI	PI	PI	PI	PI	PI	PI	PI
Textura	Borde		Borde		Borde		Borde		Núcleo	Núcleo	Borde											
Análisis	9 / 1 .	10 / 1 .	11 / 1 .	12 / 1 .	13 / 1 .	14 / 1 .	15 / 1 .	21 / 1 .	22 / 1 .	23 / 1 .	30 / 1 .	31 / 1 .	45 / 1 .	46 / 1 .	47 / 1 .	48 / 1 .	49 / 1 .	50 / 1 .	51 / 1 .	52 / 1 .	53 / 1 .	54 / 1 .
Na ₂ O	5,88	5,23	5,86	5,70	7,62	7,71	5,69	8,88	6,33	6,29	8,47	8,65	8,39	8,93	7,41	5,34	5,56	6,02	5,44	5,69	5,72	4,90
K ₂ O	0,27	0,26	0,23	0,21	0,38	0,26	0,28	0,27	0,23	0,19	0,40	0,29	0,51	0,28	0,47	0,24	0,30	0,33	0,23	0,24	0,20	0,20
CaO	9,58	10,60	9,79	9,68	6,66	6,78	9,78	4,83	8,59	9,00	5,33	4,83	4,64	4,59	6,59	9,93	10,04	9,46	10,16	9,92	10,12	11,23
TiO ₂	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,04	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,03	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,02
FeO	0,22	0,28	0,25	0,21	0,19	0,12	0,24	0,09	0,18	0,15	0,16	0,10	0,11	0,14	0,15	0,23	0,23	0,25	0,29	0,23	0,25	0,36
MnO	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,01	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,01	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02
Cr ₂ O ₃	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,02	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
SiO ₂	54,88	54,39	55,35	55,71	59,54	59,80	55,64	61,96	56,87	56,31	60,73	61,48	62,17	61,78	59,48	55,18	55,38	56,56	55,04	55,81	55,16	53,96
Al ₂ O ₃	28,99	29,21	28,69	28,51	25,81	25,99	28,53	23,91	27,70	28,06	24,74	24,70	24,56	24,41	25,82	28,60	28,52	27,73	28,66	28,64	28,50	29,95
MgO	0,01	0,02	0,08	0,03	0,00	0,02	0,03	0,01	0,00	0,03	0,03	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,02
P2O5	0,12	0,11	0,06	0,14	0,05	0,12	0,15	0,07	0,11	0,13	0,04	0,04	0,02	0,09	0,04	0,13	0,12	0,12	0,20	0,12	0,14	0,12
Cl	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,02	0,01	0,00
F	0,23	0,00	0,00	0,00	0,20	0,00	0,12	0,23	0,12	0,14	0,09	0,14	0,00	0,06	0,06	0,06	0,09	0,00	0,00	0,00	0,29	0,00
TOTAL	100,19	100,13	100,32	100,17	100,45	100,80	100,50	100,27	100,17	100,33	100,01	100,26	100,39	100,31	100,03	99,74	100,27	100,48	100,06	100,67	100,40	100,79
x AN	46,65	52,02	47,33	47,81	31,85	32,21	47,93	22,73	42,29	43,67	25,22	23,18	22,71	21,75	32,05	49,94	49,07	45,62	50,12	48,38	48,84	55,21

Tabla 2 (continuación)

Mineral	PI	PI																				
	Textura		Núcleo		Núcleo		Borde		Núcleo													
Análisis	55 / 1 .	58 / 1 .	59 / 1 .	60 / 1 .	61 / 1 .	62 / 1 .	63 / 1 .	64 / 1 .	67 / 1 .	68 / 1 .	69 / 1 .	70 / 1 .	71 / 1 .	72 / 1 .	73 / 1 .	74 / 1 .	76 / 1 .	77 / 1 .	92 / 1 .	93 / 1 .	107 / 1 .	108 / 1 .
Na ₂ O	5,78	5,88	5,77	5,11	5,87	4,99	6,38	6,63	9,43	5,52	5,88	5,27	5,47	5,89	5,80	5,47	5,69	7,51	6,25	8,93	7,30	5,23
K ₂ O	0,23	0,23	0,30	0,24	0,27	0,21	0,26	0,29	0,41	0,21	0,27	0,23	0,24	0,21	0,25	0,21	0,30	0,35	0,23	0,35	0,38	0,22
CaO	9,56	9,30	9,60	10,84	9,57	11,18	8,84	8,16	3,44	10,11	9,64	10,19	9,86	9,78	9,74	10,13	9,63	6,85	8,67	4,23	7,02	11,01
TiO ₂	0,01	0,00	0,00	0,02	0,03	0,03	0,02	0,01	0,01	0,04	0,02	0,01	0,02	0,02	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00
FeO	0,30	0,23	0,28	0,29	0,29	0,32	0,20	0,13	0,03	0,19	0,25	0,21	0,22	0,21	0,19	0,17	0,25	0,13	0,16	0,15	0,15	0,30
MnO	0,00	0,00	0,01	0,03	0,01	0,03	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,02	0,02	0,01	0,00	0,02
Cr ₂ O ₃	0,05	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,03	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,02	0,01	0,00	0,01	0,01	0,04
SiO ₂	55,52	56,57	55,97	54,29	55,80	53,70	56,55	57,91	63,98	54,63	55,45	55,06	55,53	55,61	55,52	55,45	55,67	59,16	56,10	62,59	59,21	53,27
Al ₂ O ₃	28,38	27,90	28,24	29,43	28,37	29,36	27,75	27,11	23,10	28,98	28,12	28,96	28,67	28,45	28,73	28,75	28,34	25,99	27,80	24,00	26,03	29,62
MgO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,04	0,00	0,02	0,03	0,00	0,03	0,03	0,01	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,03	0,03	0,00
P ₂ O ₅	0,11	0,11	0,13	0,09	0,12	0,14	0,11	0,09	0,05	0,12	0,13	0,12	0,11	0,13	0,11	0,09	0,09	0,02	0,09	0,03	0,06	0,12
Cl	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,02	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00
F	0,03	0,00	0,00	0,03	0,00	0,18	0,29	0,00	0,17	0,15	0,09	0,38	0,06	0,03	0,17	0,00	0,00	0,00	0,06	0,11	0,00	0,12
TOTAL	99,98	100,22	100,31	100,38	100,33	100,18	100,47	100,35	100,66	100,00	99,85	100,47	100,21	100,36	100,52	100,28	100,01	100,07	99,39	100,45	100,19	99,94
x AN	47,10	46,01	47,04	53,21	46,67	54,64	42,69	39,81	16,37	49,69	46,76	50,95	49,21	47,30	47,46	49,94	47,50	32,83	42,84	20,32	33,95	53,09

Figura 2: Clasificación de feldespatos. Los diamantes rojos representan todos los análisis de las plagioclasas obtenidos con la microsonda (**Anexo Tabla 2**). En el recuadro negro se resaltan los datos útiles para los cálculos (oligoclasas y andesinas).

