



**UNIVERSIDAD DE CONCEPCIÓN
FACULTAD DE CIENCIAS QUÍMICAS
GEOLOGÍA**

**TERMOCRONOLOGÍA (U-Th/He) DE LA
VERTIENTE OCCIDENTAL DE LA
CORDILLERA PRINCIPAL A LOS 36°S Y SU
RELACIÓN CON LA EVOLUCIÓN
TECTÓNICA CENOZOICA**

Memoria para optar al Título de Geóloga

Camila Angélica Rivera Ormeño

Profesor Guía: Dr. Mauricio Esteban Espinoza Vargas
Profesores Comisión: Dr. Andrés Humberto Tassara Oddo
Dr. Alfonso Encinas Martin

Concepción, 2024

AGRADECIMIENTOS

En primer lugar, deseo expresar mis agradecimientos al Dr. Mauricio Espinoza Vargas y su Proyecto Fondecyt Postdoctorado 3200348: “*Long-term structural evolution of the western andean slope and its control on the west-vergent seismogenic front (Chile, ~36° S)*”, que permitieron la realización de este trabajo. Agradezco profundamente su apoyo, disposición y confianza durante todo el proceso de esta memoria. Su estímulo para participar en el Congreso Geológico Chileno y su excepcional mentoría han sido muy importantes para mi desarrollo académico y personal.

Valoro sinceramente la disposición de la Dra. Julie Fosdick para abordar mis inquietudes respecto al tratamiento de los datos termocronológicos, los cuales desempeñaron un papel fundamental en el desarrollo de este trabajo.

Deseo expresar mi profundo agradecimiento a mi familia, a Cristian, Carolina y Francisco, por su inquebrantable apoyo y paciencia a lo largo de todo el proceso. Su constante motivación y presencia han sido elementos fundamentales que me han impulsado a trabajar incansablemente.

En última instancia, agradezco especialmente a Josefa e Isabela, quienes han sido pilares fundamentales desde el primer día de clases de la carrera. Además, quiero reconocer a las chicas que se han sumado a lo largo de estos años: Vale, Nati, Cata y Ro. Su compañía ha contribuido significativamente a hacer más llevaderos estos últimos años de estudio.

TABLA DE CONTENIDO

RESUMEN

1. INTRODUCCIÓN.....	1
1.1. Planteamiento del Problema	1
1.2. Objetivos	2
1.2.1. Objetivo General	2
1.2.2. Objetivos Específicos.....	2
1.3. Ubicación y accesos.....	3
1.4. Trabajos anteriores.....	4
2. MARCO GEOLÓGICO.....	5
2.1. Marco geotectónico.....	5
2.2. Unidades Morfoestructurales	7
2.3. Marco Geológico Regional	8
2.3.1. Generalidades	8
2.3.2. Rocas Estratificadas	10
2.3.2.1. Formación Las Chilcas (Aptiano – Albiano).....	10
2.3.2.2. Formación Abanico (Eoceno superior – Oligoceno superior)	10
2.3.2.3. Formación Colbún (Oligoceno superior – Mioceno inferior)	11
2.3.2.4. Formación Curamallín (Mioceno inferior – Mioceno medio).....	12
2.3.2.5. Formación Trapa-Trapa (Mioceno superior)	13
2.3.2.6. Formación Cola de Zorro (Plioceno superior – Pleistoceno inferior)	13
2.3.2.7. Formación Rodados Multicolores (Plioceno – Pleistoceno)	14
2.3.3. Rocas Intrusivas	14
2.3.3.1. Batolito del Melado	14
2.3.4. Depósitos Cuaternarios (Pleistoceno – Holoceno).....	16

3. MARCO TEÓRICO	17
3.1. Termocronología (U-Th)/He.....	17
3.2. Factores que influyen las dataciones (U-Th)/He.....	19
3.2.1. Tamaño de los granos.....	19
3.2.2. Daño por radiación	20
3.2.3. Eyección de partículas alfa.....	20
3.2.4. Otros factores	21
3.3. Aplicación de termocronómetros.....	21
4. METODOLOGÍA	25
4.1. Modelamiento de datos termocronológicos	25
5. RESULTADOS	28
5.1. Análisis de edades AHe, ZHe y U-Pb.....	28
5.1.1. Apatitos y circones ígneos.....	28
5.1.1.1. Apatitos del Complejo Intrusivo Brahma	29
5.1.1.2. Apatitos del Complejo Intrusivo Melado.....	30
5.1.1.3. Apatitos y circones del Complejo Intrusivo Ancoa	30
5.1.1.2. Apatitos y circones de Formación Las Chilcas.....	32
5.1.2. Circones detríticos.....	32
5.1.2.1. Circones detríticos de Formación Colbún	32
5.2. Modelamiento inverso	35
5.2.1. Modelamiento inverso rocas ígneas	35
5.2.1.1. Complejo Intrusivo Brahma	35
5.2.1.2. Complejo Intrusivo Melado.....	36
5.2.1.3. Complejo Intrusivo Ancoa.....	38
5.2.1.4. Formación Las Chilcas	45

5.2.2. Modelamiento inverso rocas detríticas.....	47
5.2.2.1. Formación Colbún.....	47
6. DISCUSIÓN.....	52
6.2. Análisis cualitativo de las historias térmicas	52
6.2.1. Dominio estructural occidental	52
6.2.2. Dominio estructural central.....	54
6.3. Historias térmicas y su relación con procesos geológicos	56
6.3. Eventos termales y su implicancia tectónica	58
6.3.1. Evento de calentamiento Eoceno superior - Mioceno inferior.....	58
6.3.2. Evento de enfriamiento en el Mioceno inferior	60
6.3.3. Evento de enfriamiento en el Mioceno medio - superior	63
6.3.4. Evento de enfriamiento en el Mioceno superior	64
6.3.5. Síntesis	66
7. CONCLUSIONES.....	67
8. REFERENCIAS	69

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1.1: Mapa de ubicación y accesos del área de estudio.....	3
Figura 2.1: Mapa geológico regional del área de estudio..	9
Figura 3.1: Posibles aplicaciones de los métodos geocronológicos y termocronológicos.....	17
Figura 3.2: A) Trayectorias tiempo-temperatura para un grano de apatito con un radio esférico equivalente (Rs) de 60 μm , eU de 60 ppm y edad de enfriamiento de ~ 40 Ma, asociadas a diferentes entornos geológicos. B) Tendencias de edad de He predichas para distintas concentraciones de eU. C) Tendencias de edad de He predichas para distintos tamaños de grano.....	19
Figura 3.3: Distribución de helio en un cristal influenciada por la combinación de la eyección alfa y la pérdida difusiva parcial de helio, así como únicamente por la eyección alfa.....	21
Figura 3.4: Sección transversal esquemática simplificada de una falla inversa y la distribución esperada de edades He como resultado de la exhumación del bloque colgante con erosión continua	22
Figura 3.5: Tres historias térmicas potenciales para una muestra detrítica	23
Figura 3.6: Paisaje de una cuenca rellenada con detritos de un volcán y cuatro fuentes de enfriamiento lento, cada uno con posibles edades similares de U/Pb o He, pero combinaciones distintas.....	24
Figura 5.1: Edades termocronológicas corregidas (U-Th)/He de apatitos ígneos con sus respectivos errores (2σ), en función del radio esférico equivalente Rs en μm (A) y de la concentración de uranio efectivo (eU) en ppm (B)	29
Figura 5.2: Edades termocronológicas corregidas (U-Th)/He de circones ígneos con sus respectivos errores (2σ), en función del radio esférico equivalente Rs en μm (A) y de la concentración de uranio efectivo eU en ppm (B).	29
Figura 5.3: Resultados de dataciones U-Pb y (U-Th)/He de circones detríticos seleccionados desde el miembro superior de la Formación Colbún del Mioceno inferior.	33
Figura 5.4: Edades termocronológicas corregidas (U-Th)/He de circones detríticos con sus respectivos errores (2σ), seleccionados desde la muestra MA2101, en función de la concentración de uranio efectivo (eU) en ppm y del el radio esférico equivalente (Rs) en μm	34
Figura 5.5: Modelo termal inverso de las dataciones (U-Th)/He obtenidas para las muestras del Complejo Intrusivo Brahma, mediante el software HeFTy.	36

Figura 5.6: Ubicación de las muestras correspondientes a los complejos intrusivos Brahma y Melado y de las dataciones radiométricas incorporadas en el modelamiento.	37
Figura 5.7: Modelo termal inverso para muestra MA-2120 a partir de un grano de apatito y un acercamiento para apreciar el intervalo de sensibilidad térmica del termocronómetro. A) Solo con restricción de edad U-Pb. B) Incluye dataciones Ar-Ar de Nelson et al. (1999).	38
Figura 5.8: Ubicación de las muestras correspondientes al Complejo Intrusivo Ancoa y de la datación radiométrica incorporada en el modelamiento.	39
Figura 5.9: Ejemplo de modelo termal inverso de las dataciones (U-Th)/He obtenidas para la muestra MA-2105 y un acercamiento hacia el intervalo de sensibilidad térmica de los termocronómetros.	40
Figura 5.10: Ejemplos de modelos termales inversos de las dataciones (U-Th)/He obtenidas para la muestra MAE-032. A) El modelo considera una restricción de temperatura superficial entre los 26 y 20 Ma y un acercamiento hacia el intervalo de sensibilidad térmica de los termocronómetros. B) Acercamiento hacia el intervalo de sensibilidad térmica de los termocronómetros de un modelo termal inverso que considera una temperatura superficial entre los 26 y 35 Ma.	42
Figura 5.11: Modelado termal inverso de las dataciones (U-Th)/He obtenidas para la muestra MAE-032 y un acercamiento hacia el intervalo de sensibilidad térmica de los termocronómetros, considerando solo la restricción termo-temporal de la datación U-Pb.	43
Figura 5.12: Ejemplo de modelo termal inverso de las dataciones (U-Th)/He obtenidas para la muestra MAE-032. El modelo considera una restricción de temperatura superficial entre los 35 y 22 Ma y un acercamiento hacia el intervalo de sensibilidad térmica de los termocronómetros. ...	44
Figura 5.13: Ejemplos de modelos termales inversos para la muestra MAE-019 que considera una restricción con un amplio rango termal entre los 25 y 35 Ma (A), y considerando solo la restricción termo-temporal de la datación U-Pb (B). Las figuras corresponden a un acercamiento hacia el intervalo de sensibilidad térmica de los termocronómetros.	44
Figura 5.14: Ubicación de las muestras correspondientes a la Formación Las Chilcas y Formación Colbún, junto a las dataciones radiométricas incorporada en el modelamiento.	45
Figura 5.15: Ejemplo de modelo termal inverso de las dataciones (U-Th)/He obtenidas para la muestra MA-2104.	46
Figura 5.16: Ejemplos de modelos termales inversos para un circón detrítico del Cretácico Superior (Zrn10).	48

Figura 5.17: Ejemplos de modelos termales inversos para circones detríticos del Cretácico Inferior.	49
Figura 5.18: Ejemplos de modelos termales inversos para circones detríticos del Eoceno-Oligoceno.....	50
Figura 5.19: Ejemplo de modelo termal inverso para circones detríticos del Mioceno inferior.	51
Figura 6.1: Envoltente de las trayectorias térmicas obtenidas a partir del “enfoque de familias de trayectorias” para las muestras presentes en el dominio estructural occidental.	53
Figura 6.2: Envoltente de las trayectorias térmicas obtenidas a partir del “enfoque de familias de trayectorias” para las muestras presentes en el dominio estructural central.....	55
Figura 6.3: Diferentes escenarios reflejados en el enfriamiento registrado por termocronómetros de baja temperatura.....	56
Figura 6.4: Esquema de la arquitectura de la cuenca de Abanico y Colbún con las fallas principales que habrían participado en la extensión. Se incluye el movimiento tectónico de tres muestras a través de la zona de retención parcial del circón (zPRZ)	60
Figura 6.5: Esquema de la arquitectura de la inversión cuenca de Abanico y Colbún con las fallas principales que habrían participado en la compresión. Se incluye el movimiento tectónico de tres muestras a través de la zona de retención parcial del circón (zPRZ).	61
Figura 6.6: Bloque que ilustra la incisión en un valle, evidenciando gradientes espaciales pronunciados en las edades termocronológicas y tasas de exhumación.....	65
Figura 6.7: Envoltente de las trayectorias térmicas interpretadas, y su relación temporal con los escenarios tectónicos interpretados.	66

ÍNDICE DE ANEXOS

1.	Datos termocronológicos (U-Th)/He	75
2.	Datos (U-Th)/He y U-Pb	77
3.	Errores de la alícuotas utilizados en algunos de los modelamientos inversos realizados para la muestra MAPD-653 (C.I. Brahma)	78
4.	Errores de la alícuotas utilizados en algunos de los modelamientos inversos realizados para la muestra MAPD-630 (C.I. Brahma)	78
5.	Errores de la alícuotas utilizados en algunos de los modelamientos inversos realizados para la muestra MA-2120 (C.I. Melado)	79
6.	Errores de la alícuotas utilizados en distintos modelamientos inversos de la muestra MA-2105 (C.I. Ancoa)	80
7.	Errores de la alícuotas utilizados en distintos modelamientos inversos de la muestra MA-032 (C.I. Ancoa)	83
8.	Errores de la alícuotas utilizados en distintos modelamientos inversos de la muestra MAE-019 (C.I. Ancoa)	85
9.	Errores de la alícuotas utilizados en distintos modelamientos inversos de la muestra MAE-019 (C.I. Ancoa)	87

RESUMEN

Gran parte de los depósitos cenozoicos volcánicos y volcanosedimentarios en la Cordillera Principal de la Región de Maule se depositaron durante la evolución de la Cuenca de Abanico. El presente trabajo tiene como objetivo dilucidar la temporalidad de la deformación, tanto extensional como compresional en la vertiente occidental de los Andes a los 36°S mediante el análisis de la historia de enfriamiento y exhumación de las láminas estructurales involucradas en la deformación.

Se emplea el modelamiento inverso de datos termocronológicos (U-Th)/He de apatitos y circones magmáticos presentes en plutones cretácicos y miocenos, así como en la unidad estratificada del Cretácico Las Chilcas, y de circones detríticos de la Formación Colbún del Mioceno en el área de estudio. El software HeFTy (Ketcham, 2005) se utiliza para calcular trayectorias tiempo-temperatura que satisfacen las dataciones mediante simulaciones Monte Carlo, ajustadas a restricciones basadas en premisas geológicas.

El análisis revela un evento de calentamiento previo a los ~20-18 Ma, provocando el reinicio de las muestras en distintos grados. Esto es coherente con una configuración inicial de depocentros extensionales de la Cuenca de Abanico y la existencia de tres dominios estructurales en el área de estudio. Tres estructuras principales orientadas NNE-SSW se activarían asincrónicamente, comenzando con las Fallas Mesamávida y Las Zorras, permitiendo la depositación de la Formación Abanico en el dominio estructural central. Luego, la Falla Ancoa posibilita los depósitos de la Formación Colbún en el dominio occidental. Los modelos inversos revelan dos eventos principales de enfriamiento vinculados a eventos compresivos e inversión tectónica. El primero, entre ~19 y 17 Ma, correspondería al evento principal de deformación y alzamiento observado en la vertiente occidental de la Cordillera Principal a los 36°S. El segundo, entre ~14 y 10-9 Ma, de menor magnitud, coincide con el emplazamiento del Complejo Intrusivo Brahma y la depositación de la Formación Trapa-Trapa. La consistencia de la evidencia termocronológica con trabajos anteriores a otras latitudes sugiere un diacronismo latitudinal en el inicio de la tectónica compresiva y procesos de inversión de cuencas en el margen andino.

La doble datación (U-Th)/He y U-Pb revela al menos tres fuentes de sedimentos para la Formación Colbún, vinculadas a la erosión de intrusivos cretácicos, la unidad Abanico, y la facies volcánica de la Formación Colbún.

1. INTRODUCCIÓN

1.1. Planteamiento del Problema

El estilo estructural de los Andes Centrales del Sur (18°-40°S) se ha planteado como un reflejo de la subducción, que ha permanecido desde el Jurásico temprano y ha provocado cambios importantes en el régimen de esfuerzos en el margen andino (Charrier *et al.*, 2002). El levantamiento orogénico en esta zona ocurre esencialmente por el acortamiento cortical dado el fallamiento y plegamiento asociado a la inversión tectónica de cuencas (Jordan *et al.*, 2001).

Tradicionalmente se ha propuesto la existencia de un periodo de deformación extensional localizado en el sector occidental de la Cordillera Principal de Chile Central durante el Eoceno tardío y Mioceno temprano, evidenciado por el desarrollo de la cuenca de Abanico (Charrier *et al.*, 2005). Esta cuenca de intra-arco se desarrolló sobre un basamento Mesozoico deformado y erosionado entre los 29° y 36°S, y concentra los depósitos volcánicos y rocas plutónicas del Cenozoico. Su existencia se prolongó hasta principios del Mioceno, aunque la edad exacta del periodo extensional registraría un diacronismo latitudinalmente (Charrier *et al.* 2002), tras lo cual habría comenzado la contracción y la inversión tectónica, marcando el inicio de la orogenia moderna de Chile Central según algunos autores (Jordan *et al.*, 2001; Charrier *et al.*, 2005). Por otro lado, investigaciones recientes evidencian la existencia de una segmentación a escala regional a lo largo de la cuenca, lo que implicaría diferencias en las historias de deformación durante la inversión tectónica (Piquer *et al.*, 2017). Lo anterior nos lleva a la siguiente interrogante, ¿Cuál es la temporalidad de la deformación, tanto extensional como compresional en la vertiente occidental de los Andes a los 36°S?

Hasta el momento, no existen investigaciones publicadas que aborden específicamente la temporalidad de los procesos de generación de cuenca y deformación neógena de la vertiente occidental de los Andes en la Región del Maule, a los 36°S. El presente trabajo intentará responder a esta interrogante mediante el análisis de la historia de enfriamiento y exhumación de las láminas estructurales que participan de la deformación. Estas se obtendrán a partir de resultados de termocronología de baja temperatura (U-Th)/He en circones y apatitos presentes en plutones cretácicos (85-90 Ma) y miocenos (18-10 Ma), y en las unidades detríticas del Cretácico (Formación Las Chilcas) y del Mioceno (Formación Colbún) que afloran en el área de interés. Al

someter los resultados a un modelamiento inverso utilizando el *software* HeFTy (Ketcham, 2005), se obtienen trayectorias de temperatura y tiempo, las cuales brindan la oportunidad de evaluar el momento, la magnitud y la duración de los eventos térmicos, que pueden ser asociados a ciertos procesos geológicos de la corteza superior (Spikings *et al.*, 2008; Flowers *et al.*, 2023b).

Los nuevos resultados termocronológicos serán integrados con la información geocronológica, termocronológica, geológica disponible para la zona, así como el registro estructural de la región, a partir de lo cual podría lograrse una comprensión de los procesos de construcción orogénica y el arreglo estructural a gran escala de la vertiente occidental de los Andes a esta latitud.

1.2. Objetivos

1.2.1. Objetivo General

Analizar la historia evolutiva de la Cordillera Principal de la Región del Maule (36°S), los procesos de generación de cuenca y construcción orogénica a partir del registro termocronológico de rocas ígneas y detríticas del Cretácico medio al Mioceno inferior.

1.2.2. Objetivos Específicos

- Identificar los rasgos estructurales principales de la región de estudio, y la configuración espacial y temporal de las unidades geológicas involucradas en la deformación cenozoica.
- Modelar datos termocronológicos de las unidades ígneas y detríticas del Cretácico al Mioceno inferior.
- Interpretar la historia termal de las rocas, integrando la información geocronológica, termocronológica y geológica disponible para la zona.
- Determinar un modelo conceptual de evolución geológica del margen occidental de la Cordillera de los Andes a los 36°S.

1.3. Ubicación y accesos

El área de estudio se encuentra en el borde occidental de la Cordillera Principal de la Región del Maule, y abarca parte del territorio comunal de Linares, Colbún y San Clemente. Se encuentra comprendida entre los 35°37' - 36°4'S de latitud y 71°33' - 70°50' W de longitud. El acceso hacia el norte del área es por la ruta 115-CH desde San Clemente, la cual finaliza en el Paso Fronterizo Pehuenche. Hacia el sector sur, el acceso es desde de Linares por la ruta L-39 hasta el Embalse Ancoa o por la ruta L-429 junto al río Ancoa.

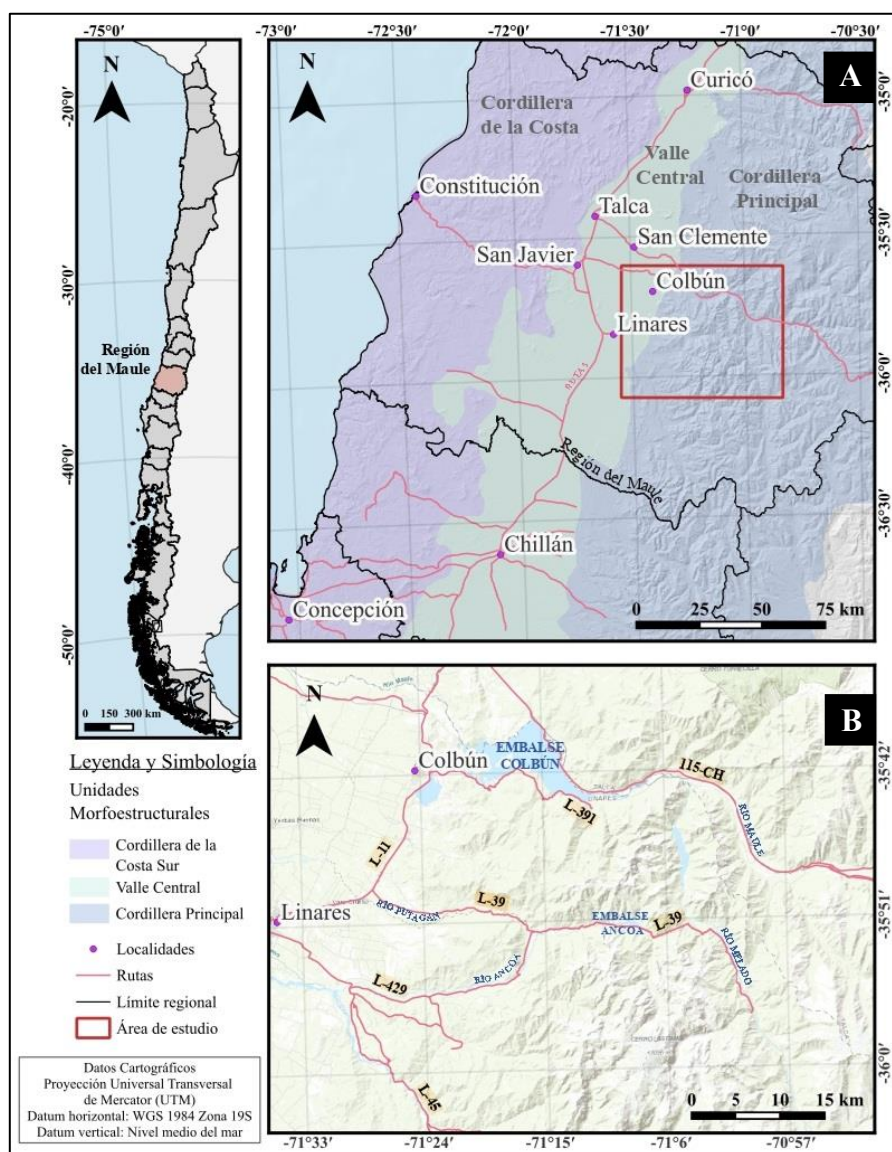


Figura 1.1: Mapa de ubicación y accesos del área de estudio. A) Unidades Morfoestructurales en la Región del Maule basado en Tassara y Yáñez (2003). B) Principales rutas dentro del área de estudio.

1.4. Trabajos anteriores

El primer estudio geológico a nivel regional que incluye esta área de estudio fue llevado a cabo por González & Vergara en 1962, investigadores del Instituto de Geología de la Universidad de Chile. Estudiaron la Cordillera Andina entre las latitudes 35° y 38°S abarcando un área de 19000 km², entregando como resultado un mapa geológico 1:500000. En base al estudio estratigráfico y petrográfico agruparon las unidades litoestratigráficas en diez formaciones que incluyen rocas volcánicas y sedimentarias mesozoicas y cenozoicas desde el Jurásico.

Drake en 1976, reporta nuevas edades K-Ar de rocas ígneas de los andes de Chile Central entre los 35°30' y 36°S a partir de las cuales interpreta la cronología tectónica y del magmatismo cenozoico para la región. Restringe las edades de unidades definidas por González & Vergara (1962) y define la Formación Campanario en la zona. Además, la cartografía realizada incluye el sector oriental del área de este trabajo.

Vergara *et al.* (1999) realizan una caracterización geoquímica, geocronológica y petrográfica de la Formación Colbún, a partir de la cual se dividió la formación en dos miembros. Además, permitió determinar la fuente y los procesos involucrados en la génesis y evolución del magmatismo entre el Eoceno Superior y el Mioceno medio. Se determina que la unidad se formó en un ambiente geotectónico de intra-arco, postorogénico y extensional.

Spikings *et al.* (2008) publican nuevos datos geocronológicos y termocronológicos a partir de los métodos ⁴⁰Ar/³⁹Ar, trazas de fisión y (U-Th)/He en apatitos y circones de plutones miocenos a lo largo de la vertiente occidental de Cordillera Principal, entre los 35° y 38°S, incluyendo el Batolito del Melado. A partir del modelado de las historias de enfriamiento de estos cuerpos intrusivos, propone una evolución tectónica para estas latitudes.

Nuevas dataciones radiométrica son publicadas por Cabezas *et al.* (2018) de unidades miocenas y el Batolito del Melado para el valle superior del río Maule a los ~35°50'S en el XV Congreso Geológico Chileno.

Un estudio petrográfico, geoquímico y geocronológico fue realizado en el prospecto Brahma por Díaz *et al.* (2020), a partir de la cual pudo establecer una cronología y evolución de la mineralización y la roca intrusiva en que esta se emplaza. Además, se obtuvieron nuevas dataciones radiométrica para el Batolito del Melado.

2. MARCO GEOLÓGICO

2.1. Marco geotectónico

Los Andes chilenos corresponden a una franja elongada casi norte-sur, desarrollada paralela al margen occidental de Sudamérica con una extensión superior a los 4000 km. La paleogeografía, el magmatismo y la tectónica del orógeno andino están estrechamente relacionados con la evolución de un margen activo. Este proceso está controlado por la subducción de la placa oceánica de Nazca bajo el continente Sudamericano, y los eventos más significativos en la placa superior pueden ser atribuidos a las variaciones en la dirección y velocidad de la convergencia (Mpodozis & Ramos, 1989; Somoza & Ghidella, 2005; Charrier *et al.*, 2007).

Desde el Proterozoico tardío hasta el Paleozoico tardío, el margen continental evolucionó por la acreción de terrenos. Posterior al periodo post-Triásico, se habría dado un cese temporal en la subducción, seguido por la subducción de las placas de Farallón y Aluk bajo la placa Sudamericana, marcando el inicio del ciclo tectónico Andino en el Jurásico temprano (Charrier *et al.*, 2007). Sin embargo, investigaciones recientes (Oliveros *et al.*, 2020) revelaron una subducción continua desde el Carbonífero superior hasta el Jurásico Superior.

En la primera etapa del ciclo Andino, que abarcó desde el Jurásico Inferior tardío hasta el Cretácico Inferior en la región de Chile Central y centro-sur (30°-39°S), predominaron las condiciones extensionales a lo largo del margen occidental de Gondwana. Esto se tradujo en la formación de un arco magmático que se alineó con la actual Cordillera de la Costa, al mismo tiempo que se desarrolló una amplia cuenca tras-arco hacia el este, conocida como la Cuenca Neuquén (Mpodozis & Ramos, 1989; Charrier *et al.*, 2007). La transición del Cretácico Inferior al Cretácico Superior marcó un cambio hacia condiciones tectónicas predominantemente compresivas en el margen, una fase que se ha denominado la Fase Tectónica Peruana (Charrier *et al.*, 2007). Durante el Cretácico tardío-Paleógeno, entre los 34°45' y 35°30'S, existiría evidencia de un periodo de deformación contraccional comprendiendo el primer periodo de estructuración de la faja plegada y corrida de Malargüe, generando la compartimentalización del sistema de antepaís y el desarrollo de depocentros aislados donde fueron acumulados los depósitos del Cretácico Tardío (Tapia, 2015). La inversión de la cuenca de tras-arco dio lugar a una discordancia regional de gran importancia (Mpodozis & Ramos, 1989; Charrier *et al.*, 2007; Tapia, 2015; Boyce *et al.*, 2020).

El periodo comprendido entre el Paleoceno inferior y el Eoceno inferior-medio, se caracteriza por un aumento progresivo de la velocidad de convergencia llegando a los 2,2 cm/año a los 37°S entre los 56 y 47 Ma, y una rotación horaria de la dirección de convergencia (Somoza & Ghidella, 2005).

Entre el Eoceno medio hasta el Oligoceno (47-28 Ma) la subducción estaba dominada por la placa de Farallón bajo el continente, etapa caracterizada por una velocidad media de convergencia relativamente estable (Somoza & Ghidella, 2005). Las condiciones extensivas predominantes permitieron la formación de la Cuenca de Abanico, cuenca de intrarco de gran extensión en Chile Central, entre los 29° y 39°S (Charrier *et al.*, 2007). Durante este período, se inició la sedimentación de potentes depósitos volcánicos y sedimentarios (Charrier *et al.* 2002), representadas principalmente por la Formación Abanico entre los 33° y ~35°S, y Colbún a los 36°S (Vergara *et al.*, 1999; Charrier *et al.*, 2002). La firma geoquímica del volcanismo en esta etapa revela un adelgazamiento cortical (Vergara *et al.*, 1999; Charrier *et al.*, 2002; Chap, 2019).

En el Oligoceno medio ocurre la fragmentación de la placa de Farallón, a partir de la cual se originan las placas de Nazca y Cocos. De esta manera, a partir de los ~26 Ma, en el Oligoceno tardío, comienza la subducción de la placa de Nazca en la mayor parte de la trinchera con una convergencia ligeramente oblicua en el margen andino (Somoza & Ghidella, 2005). El inicio de esta etapa se caracteriza por el desarrollo de un *rollback* de la placa subductante (Jordan *et al.*, 2001) debido a un incremento en la velocidad de convergencia (Somoza & Ghidella, 2005; Quiero *et al.*, 2022). Las condiciones extensionales prevalecieron hasta el inicio del Mioceno temprano (Vergara *et al.*, 1999; Somoza & Ghidella, 2005).

Las tasas máximas de convergencia durante el Mioceno temprano coinciden con el inicio de la inversión de las cuencas extensionales del Oligo-Mioceno y a la deformación de los depósitos a los ~33°-35°S (Jordan *et al.* 2001; Charrier *et al.*, 2002, 2005). Durante el Mioceno temprano y medio se deposita la Formación Farellones con tendencias geoquímicas calcoalcalinas y firmas isotópicas corticales (Charrier *et al.*, 2002). La unidad se observa sobreyaciendo en discordancia a la Formación Abanico (Charrier *et al.*, 2002; Farías *et al.*, 2010). Sin embargo, en torno a los 36°S, se mantendría un régimen extensional hasta el Mioceno medio, evidenciado por la firma isotópicas primitiva de la Formación Colbún (Vergara *et al.*, 1999; Jordan *et al.* 2001; Chap, 2019).

Las altas tasas de convergencia prevalecieron hasta los 16 Ma, luego se produjo una rápida desaceleración durante el Mioceno medio coincidiendo con una migración del arco volcánico y el

frente de deformación hacia el este (Quiero *et al.*, 2022). Posteriormente, a principios del Mioceno tardío, entre los ~11 y 9 Ma se produjo una brusca aceleración en la convergencia, alcanzando una velocidad de 14 cm/año. En las zonas de los Andes Centrales, se documentaron tasas de acortamiento significativas en el orógeno, llegando a 20 mm/año a los 30°S (Quiero *et al.*, 2022).

Los últimos 10 Ma han estado caracterizados por una disminución de la velocidad de convergencia hasta llegar a los 7,7 cm/año (37°S) (Somoza & Ghidella, 2005).

2.2. Unidades Morfoestructurales

A las latitudes del área de estudio, el territorio chileno se encuentra segmentado en 3 unidades morfoestructurales, de oeste a este: Cordillera de la Costa, Depresión Central y Cordillera Principal (Figura 1.1 B).

El flanco occidental de la Cordillera de la Costa corresponde a basamento metamórfico e intrusivo del Paleozoico al Jurásico cubiertos por depósitos marinos del Cretácico tardío al Reciente con terrazas marinas posiblemente del Pleistoceno. El flanco oriental está dominado por rocas estratificadas del Jurásico tardío al Cretácico tardío intruidas por granitos cretácicos. Siguiendo hacia el este, se encuentra la Depresión Central, correspondiente a una cuenca rellana de depósitos fluviales, aluviales e ignimbríticos del Cuaternario (Farías *et al.*, 2008).

A los 36°S, el límite entre la Depresión Central y la Cordillera Principal tendría un origen tectónico, correspondiendo a la Falla Mesamávida (Sepúlveda, 2019). La Cordillera Principal es la unidad principal del orógeno andino entre los 33,5° y 39°S, con una elevación que fluctúa entre los 4000 y 1500 m que alberga el arco volcánico actual. La vertiente occidental está mayormente compuesta por rocas de cuencas volcano-tectónicas de edad oligo-miocena. Estas rocas habrían experimentado inversión tectónica mientras se depositaban las formaciones volcánicas del Mioceno inferior al Plioceno (Jordan *et al.*, 2001; Tassara & Yáñez, 2003). Por otro lado, en la vertiente oriental predominan los afloramientos cenozoicos algunas exposiciones de secuencias mesozoicas que muestran una fuerte deformación, son parte de la Faja Corrida y Plegada de Malargüe (Farías *et al.*, 2008; Astaburuaga, 2014), la cual se extiende entre los 34° y 36°S y donde predominan las estructuras con vergencia hacia el este (Giambiagi *et al.*, 2009).

En base a trabajos recientes en el área de estudio (Sepúlveda, 2019; Espinoza *et al.*, 2022; Vargas, 2023), situada en la Cordillera Principal, se pueden definir tres dominios estructurales separados

por tres estructuras principales orientadas NNE-SSW (Espinoza *et al.*, 2022). La estructura más occidental corresponde a la Falla Mesamávida, falla inversa de vergencia occidental que ha demostrado actividad en el Holoceno y formaría parte del *Western Andean Front* (Sepúlveda, 2019). Hacia el este, se encuentra la Falla Ancoa (FA), falla inversa de vergencia occidental con importancia cortical (Espinoza *et al.*, 2022). El límite oriental del bloque central corresponde a la Falla Las Zorras (FLZ) ubicada en la quebrada homónima, presenta cinemática inversa con vergencia oriental y pone en contacto a la Formación Abanico con rocas de la Formación Curamallín (Vargas, 2023). Esta estructura estaría controlada por un *detachment* regional ubicado a ~6,2 km de profundidad y permitiría el emplazamiento del Complejo Intrusivo Melado de ~18 Ma (Vargas, 2023). El bloque estructural ubicado entre la FLZ y FA actuaría como un *pop-up* que explicaría el afloramiento de rocas de edad mesozoica en el área (Vargas, 2023).

2.3. Marco Geológico Regional

2.3.1. Generalidades

La geología de la vertiente occidental de la Cordillera Principal de los Andes en la región del Maule se caracteriza principalmente por la presencia de afloramientos rocosos del Cenozoico y Mesozoico, los cuales se distribuyen en cinturones casi norte-sur.

En la zona de estudio, prevalecen los afloramientos correspondientes al cinturón cenozoico, el cual está compuesto en su mayoría por las rocas de cuencas volcano-tectónicas oligo-miocenas, que habrían sido invertidas simultáneamente con la deposición de las rocas volcánicas y volcanosedimentaria del arco Mioceno Inferior-Plioceno (Charrier *et al.*, 2002). Estas unidades, de origen volcánico, junto con las unidades plutónicas cenozoicas, están asociadas a una intensa actividad eruptiva y a procesos de erosión y sedimentación que ocurrieron de manera simultánea con la actividad ígnea (Vergara *et al.*, 1999; Spikings *et al.*, 2008; Cabezas *et al.*, 2018).

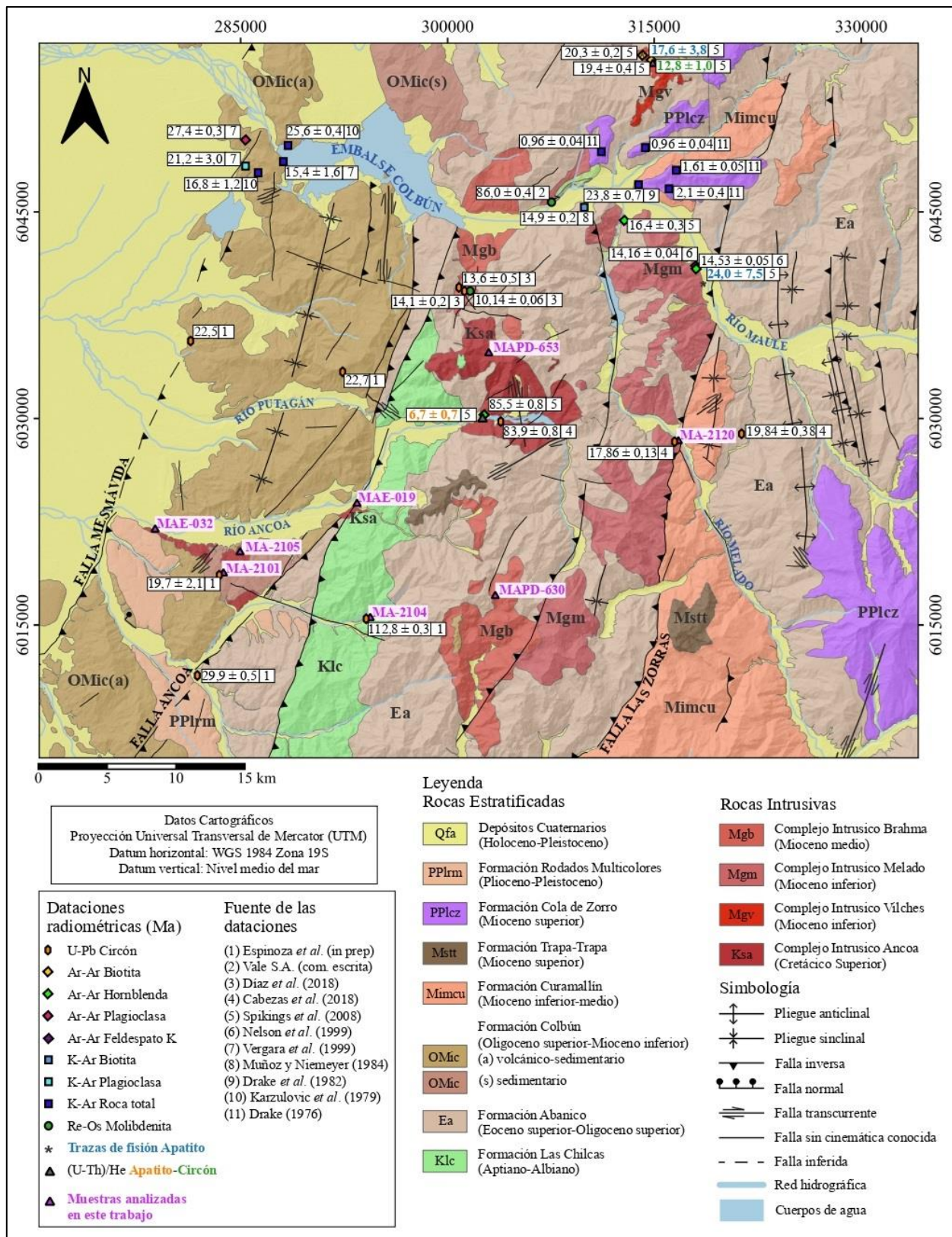


Figura 2.1: Mapa geológico regional del área de estudio. Modificado de Contreras *et al.* (in prep), Astaburuaga (2014), Sielfeld *et al.* (2019) y Duhalde & Rehnfeldt (1981).

2.3.2. Rocas Estratificadas

2.3.2.1. Formación Las Chilcas (Aptiano – Albiano)

Definida por Thomas (1958) en la Cordillera de la Costa de la región de Valparaíso, corresponde a una unidad volcano-sedimentaria de origen continental del Cretácico Superior temprano, incluyendo una amplia variedad litológica, como lavas basálticas y andesíticas, brechas, tobas, areniscas tobáceas, lutitas rojas y conglomerados. Se han asignado numerosos afloramientos a esta unidad presentes desde la Cordillera de la Costa a la Cordillera Principal de Chile Central a partir de los 32°S (Sellés & Gana, 2001; Boyce *et al.*, 2020).

Sellés & Gana (2001) reconocen un predominio de facies volcánicas hacia el sur de la localidad tipo. En base a esto, Contreras & Schilling (2021) asignan secuencias principalmente volcánicas compuestas por ignimbritas, tobas y lavas a esta unidad en el área de la carta San Fernando-Curicó (~34°30'-35°S) donde se estima un espesor mínimo de 1500 m. Además, en este trabajo se obtuvieron 6 dataciones radiométricas mediante los métodos K-Ar, Ar-Ar y U-Pb permitiendo establecer un rango de edad de depositación entre *ca.* 110-116 Ma. En la misma línea y considerando nuevas dataciones radiométricas, Contreras *et al.* (*in prep*) reconocen esta unidad en la zona central del área de este estudio como una franja orientada norte-sur compuesta de litologías volcanoclásticas con intercalaciones sedimentarias de edad Aptiano-Albiano.

Entre las latitudes ~ 33°-34°S se ha observado que la formación subyace en discordancia por erosión a la Formación Abanico del Eoceno-Mioceno Inferior (Sellés & Gana, 2001), y se dispone discordantemente sobreyaciendo a la Formación Lo Prado (Contreras & Schilling, 2021).

2.3.2.2. Formación Abanico (Eoceno superior – Oligoceno superior)

Definida por Aguirre (1960) como una secuencia de vulcanitas y sedimentitas clásticas a los ~33-34°S y considerada el equivalente al sur de la Formación Coya-Machalí descrita por Klohn (1960). González & Vergara (1962) asignan las vulcanitas, piroclásticos y lavas de carácter porfirítico, con intercalaciones clásticas a esta unidad en el valle del río Maule, con un espesor cercano a los 1900 m. Dataciones radiométricas, como las realizadas por Muñoz *et al.* (2006) en el valle del río Volcán (~33°S) restringen la edad de depositación entre $34,3 \pm 0,4$ y $21,4 \pm 1,0$ Ma (Ar-Ar), sumado al

hallazgo de mamíferos fósiles (Wyss *et al.*, 1990), se le ha asignado a la formación una edad Eoceno superior-Mioceno inferior

En el área de estudio, la unidad es reconocida por Contreras *et al.* (*in prep*) como una sucesión piroclástica compuesta de tobas de lapilli líticas y vítreas, con un espesor máximo observado cercano a los 800 m. Nuevas dataciones radiométricas U-Pb estiman una edad de depositación entre *ca.* 35 y 25 Ma. El contacto con la unidad suprayacente Colbún se infiere como pseudoconcordante a disconforme hacia el sur del lago Colbún, debido a la pobre exposición de las capas en el sector. Por otra parte, hacia el sur del río Ancoa, este contacto se interpreta como de origen estructural a través de la Falla Ancoa. La formación se dispone sobre las unidades cretácicas presentes en el área sin observarse claramente la superficie de contacto (Contreras *et al.*, *in prep*).

2.3.2.3. Formación Colbún (Oligoceno superior – Mioceno inferior)

Definida por Karzulovic *et al.* (1979) como una unidad volcánica y volcanoclástica que se distribuye en una franja NNE, ubicada en el extremo occidental de la Cordillera de los Andes entre el río Maule y río Putagán en el área de Colbún, región del Maule. Posteriormente, Vergara *et al.* (1999) la subdivide en dos miembros en contacto en discordancia por erosión. El miembro inferior de edad Eoceno Superior-Oligoceno Superior (edades Ar-Ar y K-Ar entre 35,3 a 27,4 Ma) está caracterizado por dos litofacies, un nivel inferior de rocas volcánicas silíceas seguidas de un nivel básico, y una litofacies superior compuesta principalmente por rocas volcanoclásticas. El miembro superior correspondiente al Mioceno Inferior-Medio (20,3 a 15,4 Ma en base a edades Ar-Ar) está compuesto de flujos basálticos y flujos piroclásticos ignimbríticos. A partir de las similitudes petrográficas y temporales puede correlacionarse con la Formación Abanico (Vergara *et al.*, 1999; Charrier *et al.*, 2007). Las rocas volcánicas de esta unidad poseen afinidades toleíticas, lo cual sería indicativo de poco espesor cortical y no evidencia grandes variaciones a través del tiempo (Vergara *et al.*, 1999; Chap, 2019).

Para el área de la carta San Clemente-Melado, Contreras *et al.* (*in prep*) restringe la edad de la unidad entre 26 y 20 Ma en base a nuevas dataciones U-Pb en circones, y asigna al miembro inferior definido por Vergara *et al.* (1999) a la Formación Abanico. Además, proponen una nueva subdivisión en dos miembros informales. El Miembro Inferior aflora en una franja irregular nor-noreste en la parte central del área de estudio, correspondiente facies volcanoclásticas que incluyen

tobas de ceniza y lapilli con intercalaciones sedimentarias, con un rango de depositación entre 26 y 22 Ma. En el miembro superior se reconocieron dos litofacies, uno formado por rocas volcánicas efusivas y piroclásticas y otro compuesto principalmente por brechas sedimentarias con una edad de depositación entre los 23 y 20 Ma (Contreras *et al.*, *in prep*).

En el área de estudio se infiere que sobreyace a la Formación Abanico, aunque el contacto no ha sido observado (Contreras *et al.*, *in prep*).

2.3.2.4. Formación Curamallín (Mioceno inferior – Mioceno medio)

González & Vergara (1962) define esta unidad en la cabecera del río Queuco, en la Cordillera Principal de la Región del Biobío, como una sucesión de sedimentitas clásticas continentales e intercalaciones de volcanitas de queratófidos y porfiritas cuarcíferas con una potencia mayor a 1300 m. Se distribuye en una franja norte-sur entre los $\sim 36^{\circ}$ y 39° S y sería correlacionable a la Formación Abanico (Flynn *et al.*, 2008). La unidad está dividida en un miembro inferior denominado Río Queuco de origen volcánico y en el miembro superior Malla-Malla de origen sedimentario (Muñoz & Niemeyer, 1984a).

Drake (1976) realizó dataciones radiométricas (K-Ar en plagioclasa y roca total) en las cercanías de la Laguna del Laja ($\sim 37^{\circ}$ S) obteniendo edades entre 18,4 y 13,7 Ma. En el mismo sector, Herriot (2006) obtuvo edades similares a través del método Ar-Ar en plagioclasa, comprendidas entre 19,8 y 14,5 Ma.

En el área de este estudio, Contreras *et al.* (*in prep*) reconoce esta unidad como una franja norte-sur en la zona oriental, intruída por el Complejo Intrusivo Melado y sobreyaciendo en discordancia a la Formación Abanico. En la quebrada Las Zorras se encuentra en contacto por falla (Falla Las Zorras) con la Formación Abanico. Sin embargo, su principal desarrollo se encuentra a este del área (Vargas, 2023; Contreras *et al.*, *in prep*). A partir de las dataciones U-Pb en circón reportadas por Cabezas *et al.* (2018) de $18,07 \pm 0,27$ Ma, $14,12 \pm 0,17$ Ma y $13,84 \pm 0,26$ Ma en la confluencia de los ríos Maule y Los Cipreses, y de nuevas dataciones radiométricas obtenidas por Contreras *et al.* (*in prep*), se interpreta un rango de edad de depositación para la unidad entre *ca.* 19-14 Ma.

2.3.2.5. Formación Trapa-Trapa (Mioceno superior)

Definida por Niemeyer y Muñoz (1983) al este de Curacautín en la Región de La Araucanía como una sucesión volcánica y volcanoclástica de origen continental que aflora entre los 36° y 39°S en la Cordillera Principal. Muñoz & Niemeyer (1984b) asignan a esta unidad los afloramientos ubicados hacia el extremo suroriental del área de estudio en los afluentes del río Melado. Estas rocas fueron datadas mediante el método K-Ar en $15,0 \pm 1,6$ Ma y $18,6 \pm 1,0$ Ma en el estero Las Catalinas, y en $11,8 \pm 2,1$ Ma en el estero Farías. Herriot (2006) obtiene edades similares a las presentes en el estero Las Catalinas en la Laguna del Laja, pero las asigna a la Formación Curamallín. Para la Formación Trapa-Trapa presenta tres nuevas dataciones Ar-Ar (en plagioclasa) de $10,1 \pm 0,2$ Ma; $9,1 \pm 0,1$ Ma y $8,9 \pm 0,1$ Ma.

En el área de trabajo, la unidad aflora en la zona central como tobas de lapilli y aglomerados piroclásticos, las cuales se encuentran sobreyaciendo en aparente discordancia angular a las formaciones Abanico y Curamallín, y su techo corresponde al actual nivel de erosión. Se obtuvo una nueva datación U-Pb en circón de una toba de *ca.* 10 Ma (Contreras *et al.*, *in prep.*).

2.3.2.6. Formación Cola de Zorro (Plioceno superior – Pleistoceno inferior)

Definida por González & Vergara (1962) como un conjunto de rocas volcánicas y volcanoclásticas de composición andesítica-basálticas de gran extensión areal y disposición horizontal a subhorizontal. Se distribuye en la cordillera de Chile Central entre los 36°-39° y se le asigna una edad plio-pleistocena, en base a dataciones radiométricas (González & Vergara, 1962; Vergara & Muñoz, 1982).

La unidad aflora en el área nororiental del área de estudio donde se reconocen litologías tales como brechas piroclásticas con intercalaciones de conglomerados, brechas conglomerádicas y extensas coladas lavas basalto-andesíticas (Contreras *et al.*, *in prep.*).

Se dispone en discordancia de erosión sobre depósitos de la Formación Colbún y sobre intrusivos del Cretácico y del Mioceno (Vergara & Muñoz, 1982; Contreras *et al.*, *in prep.*).

2.3.2.7. Formación Rodados Multicolores (Plioceno – Pleistoceno)

Definida por Hauser (1986) como una sucesión de conglomerados oligomícticos formados principalmente por andesitas y basaltos que aflora desde la Cordillera Principal hasta la Cordillera de la Costa entre el río Maule (~36°S) y la Isla de Chiloé (~42°S). Además, presenta areniscas, limolitas y en menor medida tobas. Se interpreta un ambiente fluvial con intercalaciones locales de depósitos laháricos y se incluyen depósitos de piedemonte (Hauser, 1986; Encinas *et al.*, 2021). Se le asigna una edad Plioceno-Pleistoceno, por lo que su depositación sería contemporánea al momento en que el alzamiento de los Andes alcanza su culminación (Hauser, 1986).

Esta unidad aflora en el extremo suroccidental del área de estudio e incluye depósitos fluviales con aporte aluvial, depósitos aluviales con aporte fluvial y depósitos piroclásticos de tefra de ceniza (Contreras *et al.*, *in prep*).

Se apoya en paraconcordancia sobre la Formación Cola de Zorro, en discordancia erosiva sobre rocas de las formaciones Curamallín y Colbún e intrusivos miocenos y cretácicos. Su techo corresponde a la actual superficie de erosión (Contreras *et al.*, *in prep*).

2.3.3. Rocas Intrusivas

2.3.3.1. Batolito del Melado

González & Vergara (1962) reunieron la franja norte-sur de afloramientos de rocas intrusivas del área más occidental de la Cordillera Principal entre los ~35° y 36°S bajo la denominación “Batolito del Melado”. El macizo principal está situado al este del curso inferior del río Melado, en la parte oriental del área de esta memoria, alcanzando una superficie superior a los 100 km². Se encuentra intruyendo las secuencias volcanosedimentarias asignadas a la Formación Abanico por González & Vergara (1962) y se obtuvo una edad Ar-Ar de 62 Ma (Drake, 1976).

Cabezas *et al.* (2018) obtuvo nuevas edades U-Pb en circones de $83,9 \pm 0,58$ y $17,86 \pm 0,13$ en el río Maule, concordantes a las edades expuestas por Spikings *et al.* (2008), por lo que determinó que el batolito está constituido por dos unidades litológicas, una de edad Cretácico temprano y otra del Mioceno temprano.

En base a nuevas dataciones, Contreras *et al.* (*in prep*) proponen una nueva clasificación para los cuerpos plutónicos: Complejo Intrusivo Ancoa, Complejo Intrusivo Vilches, Complejo Intrusivo Melado y Complejo Intrusivo Brahma.

Complejo Intrusivo Ancoa (Cretácico Superior; ca. 90 - 80 Ma)

Este complejo intrusivo agrupa los plutones pre-cenozoicos en el área de la carta San Clemente-Melado, ubicados en la zona suroccidental, con una exposición cercana a los 40 km². Contreras *et al.* (*in prep*) reconoce cuatro litofacies distintivas y hace una subdivisión en base a estas; granitos, tonalitas, dacitas y, por último, granodioritas que se encuentran intruyendo a la Formación Las Chilcas. Las edades U-Pb obtenidas en circones permiten definir un período de actividad magmática de cerca de 10 Ma, desde los 90 a 80 Ma aproximadamente (Contreras *et al.*, *in prep*) concordante con las dataciones obtenidas anteriormente por Spikings *et al.* (2008) de $85,5 \pm 0,8$ Ma (Ar-Ar en hornblenda) y por Cabezas *et al.* (2018) de $83,9 \pm 0,58$ Ma.

Complejo Intrusivo Vilches (Mioceno inferior temprano; ca. 20 - 18 Ma)

Contreras *et al.* (*in prep*) restringen el plutonismo del Complejo Intrusivo Vilches entre los 20 y 18 Ma a partir de nuevas edades Ar-Ar y U-Pb en circones. Los afloramientos están ubicados en torno al río Vilches, en el sector noroeste del área de estudio. Las principales composiciones presentes son dacitas, granodioritas y dioritas cuarcíferas. Se encuentran intruyendo a la Formación Colbún y en inconformidad bajo las secuencias volcánicas de la Formación Cola de Zorro (Contreras *et al.*, *in prep*).

En este complejo se encuentran las rocas datadas por Spikings *et al.* (2008) en 19,4 y 20,3 Ma (Ar-Ar) en el río Vilches, donde también obtuvo edades termocronológicas (U-Th)/He de $12,8 \pm 0,1$ Ma (edad ponderada de dos circones) y $17,6 \pm 3,8$ Ma a través del método trazas de fisión, las cuales representan una aproximación de la edad de exhumación de los plutones.

Complejo Intrusivo Melado (Mioceno inferior tardío; ca. 18 - 16 Ma)

El macizo principal del Batolito del Melado es parte este complejo plutónico que aflora en las inmediaciones del río Melado. Se compone principalmente de granodioritas y tonalitas. Su edad se estima entre ca. 18 y 16 Ma (Contreras *et al.*, *in prep*), que incorpora las edades miocenas identificadas por Cabezas *et al.* (2018) de $17,86 \pm 0,13$ Ma (U-Pb en circón) en las cercanías del

río Melado y por Spikings *et al.* (2008) de $16,4 \pm 0,3$ Ma (K-Ar en biotita), obtenidas en torno al río Maule. Además, este último obtuvo una edad termocronológica de trazas de fisión de $24,0 \pm 7,5$ Ma. Por su parte, Nelson *et al.* (1999) obtuvieron dos dataciones Ar-Ar de $14,16 \pm 0,04$ Ma (feldespato potásico) y $14,53 \pm 0,05$ Ma (hornblenda) cercanos a la quebrada La Pastora, en torno al río Maule.

En el extremo sur oriental del área, esta unidad intruye rocas de la Formación Curamallín y Formación Abanico, y en el Parque Natural Tricahue se encuentra cubierta por la Formación Cola de Zorro (Contreras *et al.*, *in prep*).

Complejo Intrusivo Brahma (Mioceno medio; ca. 15 – 9 Ma)

En este complejo intrusivo se pueden reconocer tres principales litofacias: granodioritas, dacitas porfíricas y gabros, las cuales intruyen a rocas de la Formación Colbún y de la Formación Trapa-Trapa en el área de estudio (Contreras *et al.*, *in prep*; Díaz *et al.*, 2020). Estas rocas intrusivas albergan un depósito tipo pórfido Cu-Mo neógeno denominado como prospecto Brahma, con presencia de brechas hidrotermales y mineralización de Cu, Mo, Zn y Pb alojada en las litologías intrusivas porfídicas y equigranulares (Díaz *et al.*, 2020).

Se han publicado edades U-Pb en circones para este complejo de $14,6 \pm 0,4$ Ma; $14,1 \pm 0,2$ Ma; $13,8 \pm 0,4$ Ma; $13,8 \pm 0,4$ y $9,3 \pm 0,2$ Ma (Díaz *et al.*, 2020).

2.3.4. Depósitos Cuaternarios (Pleistoceno – Holoceno)

Existen diversos depósitos relacionados con los procesos modeladores del paisaje cordillerano, entre los cuales se encuentran extensos abanicos fluvio-aluviales depositados sobre las superficies erosionadas de las unidades geológicas meso-cenozoicas y los sedimentos del Plioceno-Pleistoceno. Además, se encuentran depósitos volcánicos que cubren extensas áreas y sepultan, en partes, los rasgos producidos por las glaciaciones pleistocénicas. Existen otros tipos de depósitos relacionados la actividad humana y están los sedimentos emplazados en torno a los cauces actuales de los ríos (Contreras *et al.*, *in prep*).

3. MARCO TEÓRICO

3.1. Termocronología (U-Th)/He

Los métodos termocronológicos son utilizados para reconstruir la historia térmica de una roca o mineral, lo que difiere de la geocronología cuyo enfoque es la edad de cristalización (Farley, 2002; Harrison & Zeitler, 2005). La termocronología se sustenta en la relación entre la retención de productos de desintegración nuclear en un mineral, como isótopos hijos o daño por radiación acumulado, y su liberación o borrado en función del tiempo y temperatura. Algunos ejemplos son los métodos (U-Th)/He y trazas de fisión (Harrison & Zeitler, 2005). El método (U-Th)/He puede limitar historiales térmicos entre los $>300^{\circ}\text{C}$ y $\sim 20^{\circ}\text{C}$ dependiendo del sistema mineral. El apatito y circón son los termocronómetros más utilizados debido a que son minerales accesorios comunes que contienen U-Th en muchos tipos de rocas (Flowers *et al.*, 2023b).

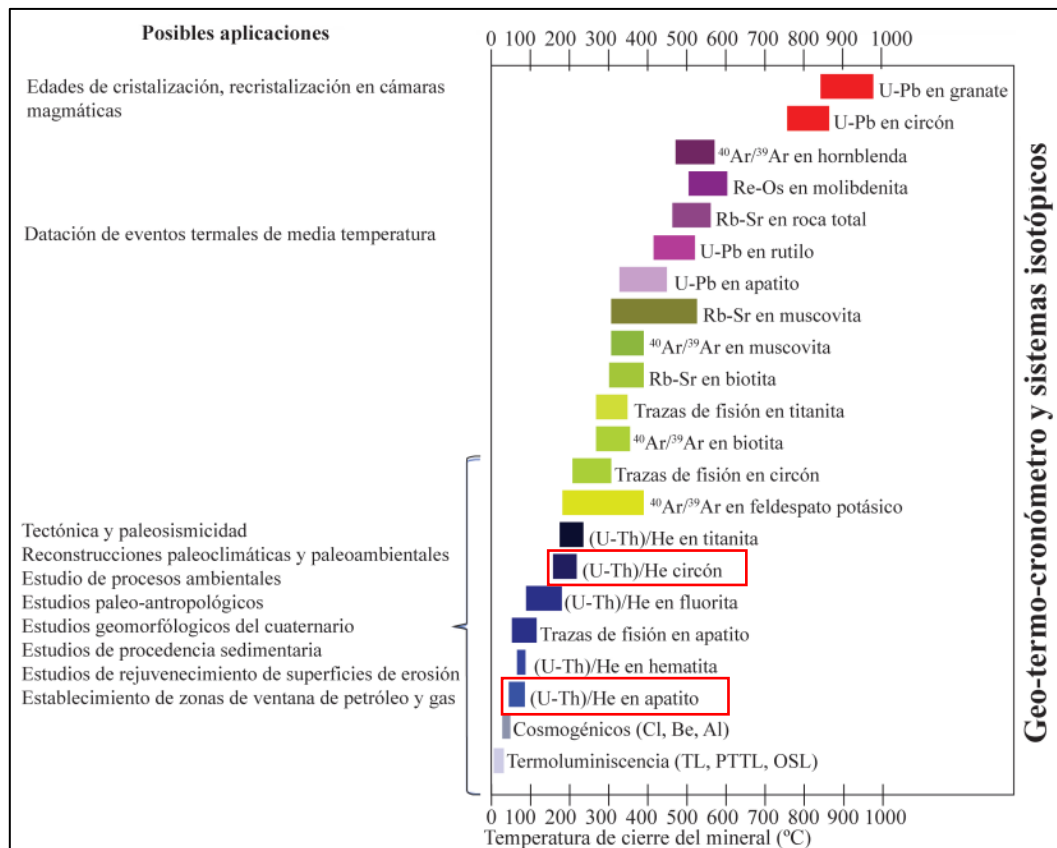


Figura 3.1: Posibles aplicaciones de los métodos geocronológicos y termocronológicos. Los termocronómetros utilizados en este trabajo se encuentran marcados en rojo. Tomado de Bermúdez & Flores-Ferrín (2019).

El método (U-Th)/He se basa de la acumulación de ^4He como resultado de la desintegración alfa (emisión de partículas α o núcleo de ^4He) en las series de desintegración de los isótopos radiactivos ^{238}U , ^{235}U , ^{232}Th , y de la desintegración α del ^{147}Sm (Farley, 2002). La aplicación de este método se hace a partir de la suposición de que la concentración total del ^4He presente en el cristal es resultado de este proceso, como se expresa en la siguiente ecuación:

$$^4\text{He} = 8 \ ^{238}\text{U}(e^{\lambda_{238}t} - 1) + 7 \frac{^{238}\text{U}}{137,88}(e^{\lambda_{235}t} - 1) + 6 \ ^{232}\text{Th}(e^{\lambda_{232}t} - 1) + \ ^{147}\text{Sm}(e^{\lambda_{147}t} - 1)$$

donde, los coeficientes que preceden a las abundancias de U y Th representan la cantidad de partículas α emitidas dentro de cada serie de desintegración, λ corresponde a la constante de desintegración para cada isótopo radiactivo y t es el tiempo de acumulación o edad para el sistema (U-Th-Sm)/He (Farley, 2002; Dunai, 2005). En muchos casos, la producción de ^4He a partir del ^{147}Sm tiende a ser insignificante, por lo que este término es omitido en el análisis (Harrison & Zeitler, 2005).

El ^4He tiende a difundirse a través y fuera del cristal a una velocidad que está influenciada por la temperatura y la capacidad de difusión del propio mineral. A medida que el termocronómetro se somete a una disminución de la temperatura, alcanzará un intervalo en el cual el ^4He será retenido parcialmente denominado “Zona de Retención Parcial” o PRZ por sus siglas en inglés (Harrison & Zeitler, 2005). Para los apatitos, la PRZ generalmente se encuentra comprendida entre los $\sim 40^\circ\text{C}$ y 80°C (Stockli *et al.*, 2000) y en circones entre los $\sim 130\text{-}140^\circ\text{C}$ y 200°C (Wolfe & Stockli, 2010; Cai *et al.*, 2020), aunque puede variar según las características composicionales y morfológicas de cada grano cristalino (Farley, 2002; Flowers *et al.*, 2023b). A temperaturas menores a la PRZ, el ^4He no es difundido. La temperatura de cierre del sistema en el apatito es de $\sim 60^\circ\text{C}$ (Farley, 2000) y en el circón es $\sim 180^\circ\text{C}$ (Wolf & Stockli, 2010).

Para calcular las dataciones termocronológicas, es necesario disponer de las concentraciones de ^4He y de los radionucleidos. La cantidad de ^4He se obtiene al desgasificar el cristal mediante calentamiento y la medición del gas resultante a través de un espectrómetro de masas cuadrupolo. Posteriormente, las concentraciones de ^{238}U y ^{232}Th se determinan utilizando un espectrómetro de masas con inducción de plasma acoplado, conocido como ICP-MS (Lossada, 2018).

Cabe destacar que la fecha termocronológica comúnmente no representa ni la edad de formación de una roca ni el momento de un evento de enfriamiento específico en trayectorias termales complejas (Ketcham, 2005; Malusà & Fitzgerald, 2020; Flowers *et al.*, 2023b). En este sentido, distintas trayectorias de tiempo y temperatura pueden resultar en la misma "fecha" (Figura 3.2 A).

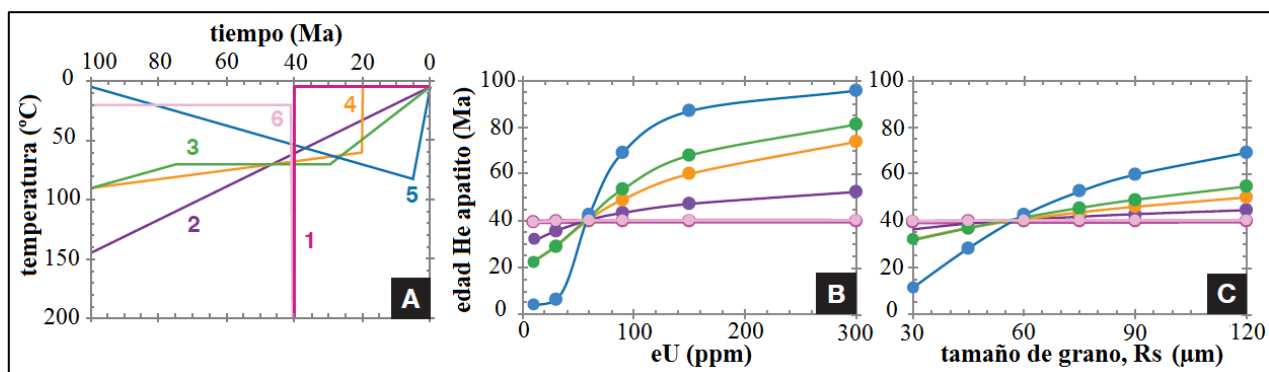


Figura 3.2: A) Trayectorias tiempo-temperatura para un grano de apatito con un radio esférico equivalente (R_s) de 60 μm , eU de 60 ppm y edad de enfriamiento de ~ 40 Ma, asociadas a diferentes entornos geológicos. Enfriamiento volcánico (1), erosión de cratones (2), ruptura de cratones (3), erosión de fajas corridas y plegadas (4), enterramiento y exhumación encuenas (5), calentamiento por intrusión ígnea cercana a la superficie (6). B) Tendencias de edad de He predichas para distintas concentraciones de eU para las seis trayectorias. C) Tendencias de edad de He predichas para distintos tamaños de grano. Modificado de Murray *et al.* (2022).

3.2. Factores que influyen las dataciones (U-Th)/He

3.2.1. Tamaño de los granos

Para lograr una interpretación precisa de las fechas de helio obtenidas, es fundamental llevar a cabo una caracterización detallada de la cinética de difusión del He. Inicialmente, se propuso que el tamaño del cristal era el factor predominante que influía en la difusión. Conforme el tamaño de grano disminuye, se observa una disminución en la edad termocronológica debido al efecto de la eyección alfa y a un aumento en la difusión (Farley, 2000). Es importante señalar que una disminución en el tamaño de grano conlleva una disminución en el factor de corrección F_T , lo que, a su vez, reduce la precisión de la corrección (Flowers *et al.*, 2023b). Esta pérdida en la precisión también se ve reflejado para concentraciones bajas de uranio efectivo (eU).

Trabajos posteriores (Shuster *et al.*, 2006; Flowers *et al.*, 2009) atenúan en cierta medida la relevancia del tamaño de los granos durante el proceso de difusión.

3.2.2. Daño por radiación

Posteriormente, nuevos trabajos revelaron que la acumulación de daño por radiación, es decir, el daño causado en la red cristalina debido a la desintegración alfa generaba "trampas" para el helio en los apatitos (Shuster *et al.*, 2006; Flowers *et al.*, 2009). Esto dificulta su difusión y se reconoce como factor principal de control en la retención del ^4He y el aumento de la temperatura de cierre del sistema (el daño puede revertirse a temperaturas elevadas). Además, se ha demostrado que la concentración de uranio efectivo ($eU = [U] + 0.238[\text{Th}] + 0.0083[^{147}\text{Sm}]$) constituye una aproximación fundamental en la estimación del grado de daño. En los apatitos, esto se refleja en una correlación positiva entre las fechas (U-Th)/He y la concentración de eU (Figura 3.2 B) (Shuster *et al.*, 2006; Flowers *et al.*, 2009). Sin embargo, en el caso de los circones, establecer relaciones se torna más complejo debido a su mayor concentración de isótopos radiactivos, pudiéndose observar correlaciones positivas como negativas (Guenther *et al.*, 2013; Fosdick *et al.*, 2015).

3.2.3. Eyección de partículas alfa

Otro proceso interno del cristal que ejerce una influencia significativa en la fecha calculada es la pérdida de helio debido a la eyección alfa. Las partículas alfa liberadas durante los procesos de desintegración radiactiva son eyectadas a una distancia promedio de aproximadamente 20 μm . La probabilidad de expulsar una partícula α fuera del grano depende de la posición del radionúclido, resultando en una disminución gradual en el contenido de He hacia los bordes (Farley *et al.*, 1996; Glotzbach *et al.*, 2019). Para evitar edades anormalmente bajas, Farley *et al.* (1996) propone aplicar un factor de corrección de eyección alfa (F_T) dependiente de la geometría del cristal a la fecha de He medida, para lo cual se requiere un control preciso del tamaño y la forma de los granos.

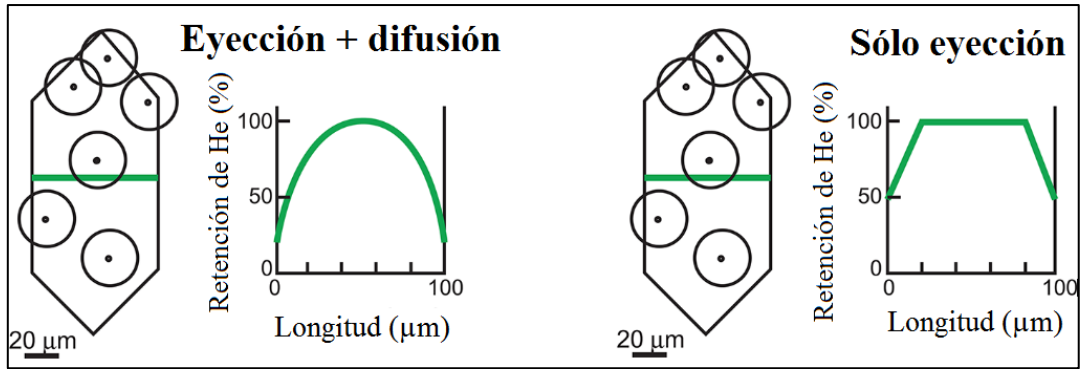


Figura 3.3: Distribución de helio en un cristal influenciada por la combinación de la eyección alfa y la pérdida difusiva parcial de helio, así como únicamente por la eyección alfa. Los círculos representan la distancia media de eyección que cada partícula alfa. Modificado de Flowers *et al.* (2023b).

3.2.4. Otros factores

La interpretación de la fecha debe llevarse a cabo con precaución, ya que se basa en la suposición de una distribución homogénea de los isótopos padre. Para abordar efectos como la zonación (Hourigan *et al.*, 2005) o la posible implantación de He desde fuentes externas, como la presencia de pátinas o "bad neighbors" (Gautheron *et al.*, 2012), pueden requerirse métodos analíticos más detallados. Con el fin de minimizar posibles fuentes de error composicionales, es crucial evitar la selección de granos que presenten zonación, pátinas o inclusiones, ya que estas podrían contener cantidades significativas de U-Th (Hourigan *et al.*, 2005; Murray *et al.*, 2014), y cristales fragmentados (Brown *et al.*, 2013). En el caso específico de circones detríticos, es esencial tener en cuenta que podrían mostrar desgaste debido al transporte, resultando en la pérdida de parte de sus márgenes. Este desgaste, a su vez, podría tener un impacto considerable en la dispersión y precisión de las fechas obtenidas. Dada la dificultad de cuantificar este efecto, se recomienda optar por circones transparentes y sin bordes redondeados durante la selección (Flowers *et al.*, 2023a).

3.3. Aplicación de termocronómetros

El historial térmico de una muestra puede utilizarse para determinar el desplazamiento de fallas, el momento de la deformación y las configuraciones tectónicas virtuales sobre la topografía actual (Malusà & Fitzgerald, 2019).

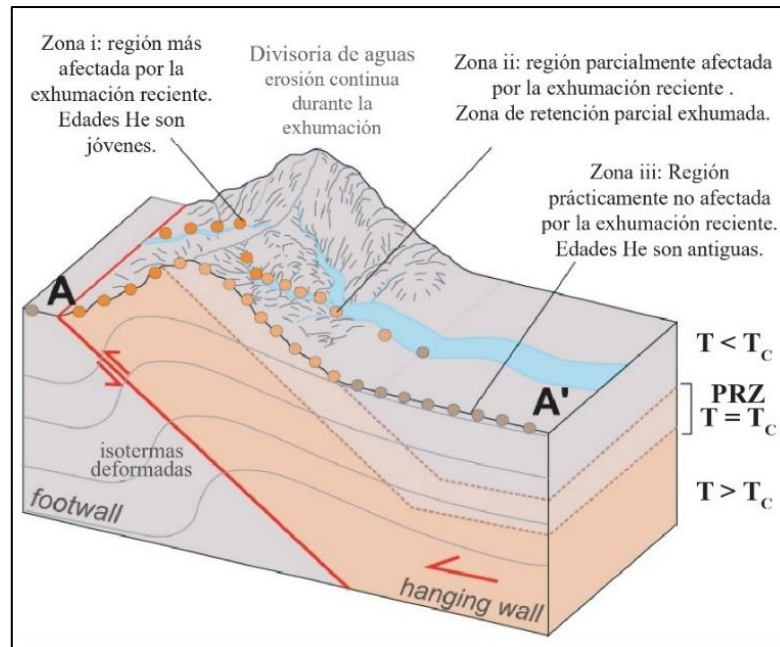


Figura 3.4: Sección transversal esquemática simplificada de una falla inversa y la distribución esperada de edades He como resultado de la exhumación del bloque colgante con erosión continua. T_c es la temperatura de cierre del mineral, y PRZ es la zona de retención parcial. Modificado de Warren-Smith *et al.* (2016).

Para el estudio del lecho rocoso a nivel regional, el enfoque predominante es de métodos múltiples. Este enfoque implica analizar diferentes sistemas termocronológicos en minerales obtenidos de la misma muestra. Normalmente, los distintos minerales con temperaturas de cierre (T_c) progresivamente más bajas proporcionan edades termocronológicas progresivamente más jóvenes (Malusà & Fitzgerald, 2019).

En cuanto a las rocas sedimentarias, estas pueden proporcionar datos sobre la procedencia y la exhumación de las fuentes de sedimentos. En las últimas décadas, este enfoque ha cobrado importancia en el estudio de diversos sistemas, que van desde extensas cadenas montañosas y sus cuencas asociadas, como los Alpes europeos y los Himalayas (Malusà & Fitzgerald, 2020), hasta el orógeno andino (Fosdick *et al.*, 2015). El termocronómetro más utilizado es el circón debido a su mayor resistencia a la abrasión (Flowers *et al.*, 2023a).

Durante el análisis, si las muestras han estado por encima de la zona de retención parcial (PRZ) de un sistema termocronológico específico desde que se depositaron, la secuencia estratigráfica debería reflejar en orden inverso la estructura de edades termocronológicas observada en el área de origen y, por tanto, estas edades serán más antiguas que la edad de depositación (Figura 3.5 A y B).

Por otra parte, si los sedimentos son calentados en una cuenca, comparten una fase termal común posterior a la depositación, superpuesta a las historias térmicas individuales previas, siempre que las fechas de He no estén completamente reiniciadas (calentamiento a temperaturas superiores a la PRZ), y se presentarán fechas (U-Th)/He más antiguas y más jóvenes que la edad de depositación (Figura 3.5 A y D). Para una muestra completamente reiniciada, las fechas (U-Th)/He son más jóvenes que la edad de depositación y representan solo la exhumación de los depósitos (Figura 3.5 A y C) (Reiners *et al.*, 2005; Fosdick *et al.*, 2015; Malusà & Fitzgerald, 2019).

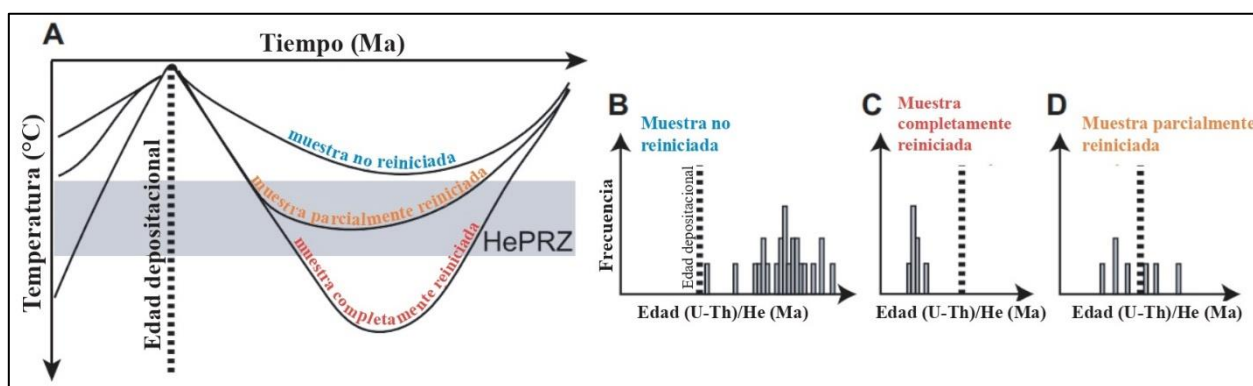


Figura 3.5: Tres historias térmicas potenciales para una muestra detrítica. Modificado de Flowers *et al.* (2023a).

Es importante señalar que las dataciones termocronológicas pueden encontrarse alteradas debido al desgaste experimentado por los granos durante su transporte. La magnitud de este sesgo se vuelve insignificante únicamente si la muestra ha experimentado un reinicio termal durante su periodo de entierro y si la selección de los granos ha sido precisa (Flowers *et al.*, 2023a; Malusà & Fitzgerald, 2020). Además, este sesgo tiende a ser mínimo en casos donde la cuenca es de tamaño reducido y la distancia de transporte es corta (Flowers *et al.*, 2023a).

Por lo mencionado anteriormente, cobra gran importancia la doble datación, geocronométrica y termocronométrica en el material detrítico. La medición de edades U/Pb y (U-Th)/He en cristales de circón proporcionan tanto las edades de formación como las de enfriamiento de granos detríticos individuales (Reiners *et al.*, 2005). Estas edades suelen corresponder a las edades de cristalización y exhumación o erupción, y su combinación puede utilizarse para resolver de manera más confiable la posible procedencia sedimentaria (Figura 3.6), establecer edades máximas de depositación y limitar las historias térmicas de las fuentes (Fosdick *et al.*, 2015; Reiners *et al.*, 2005).

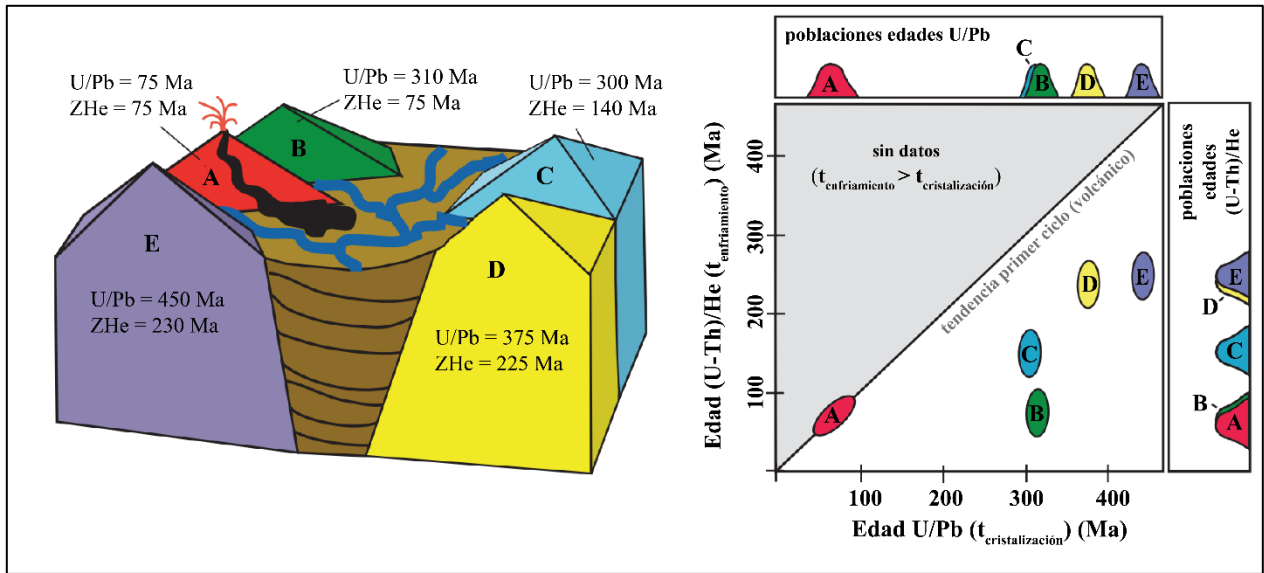


Figura 3.6: Paisaje de una cuenca rellena con detritos de un volcán y cuatro fuentes de enfriamiento lento, cada uno con posibles edades similares de U/Pb o He, pero combinaciones distintas. Modificado de Reiners *et al.* (2005).

Por otra parte, si se dispone de la edad de depositación, se puede calcular el intervalo temporal transcurrido entre el depósito y la edad termocronológica, conocido como tiempo de retraso o *lag-time* (Garver *et al.*, 1999). El modelo conceptual clásico parte de ciertas suposiciones que no concuerdan plenamente con la complejidad termocronológica observada en cuencas sedimentarias. Por ejemplo, asume un tiempo de transporte nulo, no considera las posibles modificaciones en la señal termocronológica y/o morfológica original de los cristales durante el transporte, y no contempla el efecto de un reinicio térmico post-depositacional. Un análisis minucioso de los procesos mencionados mejora la interpretación de la termocronología detrítica, y se realiza recolectando múltiples muestras en una secuencia estratigráfica (Malusà & Fitzgerald, 2020).

4. METODOLOGÍA

En el desarrollo de este trabajo, se pueden identificar dos etapas principales. La primera etapa consiste en el modelamiento inverso de los datos termocronológicos, la cual fue precedida de una recopilación de datos termocronológicos existentes, información sobre la geología regional y dataciones U-Pb y Ar-Ar previamente publicadas.

La segunda etapa implica la creación de un modelo evolutivo coherente con la evolución a gran escala del orógeno andino. Este objetivo se alcanza a través de la realización del modelamiento inverso en HeFTy, seguido por la integración de los resultados y la interpretación de los procesos geológicos que respaldan las historias de enfriamiento obtenidas, considerando la cartografía propuesta para la zona y la información estructural disponible.

4.1. Modelamiento de datos termocronológicos

Inicialmente se lleva a cabo un análisis de las relaciones entre la concentración de uranio efectivo (eU) y la datación, así como entre el radio esférico equivalente (Rs) y la datación para comprender el impacto del daño por radiación y el tamaño de los granos en las dataciones obtenidas. Luego, se realiza la selección de los granos que exhiben relaciones más coherentes para el modelamiento.

El modelamiento de datos termocronológicos se realiza a partir del *software* HeFTy (Ketcham, 2005), el cual permite la aplicación de modelado tipo *forward* y tipo inverso a datos termocronológicos. Este *software* posibilita la integración de múltiples termocronómetros simultáneamente permitiendo interpretar de manera integral la historia termal de unidades geológicas.

El modelado *forward* permite predecir edades de enfriamiento para los sistemas termocronológicos dada una trayectoria tiempo-temperatura (trayectoria t-T) específica determinada por el usuario. El modelamiento inverso consiste en calcular las trayectorias t-T a través del método Monte Carlo a partir de mediciones que describen la condición actual de un sistema termocronológico y de condiciones iniciales supuestas. Para cada muestra, se llevó a cabo este procedimiento mediante la integración de datos termocronológicos de granos de apatito y circón de origen magmático (7 muestras), así como de circones detríticos (1 muestra), procedentes de unidades geológicas del Cretácico medio al Mioceno inferior. Estos granos fueron seleccionados por el Dr. Mauricio Espinoza Vargas, profesor guía en esta memoria de título, quien también recolectó las muestras

MA2120, MA2101, MA2104 y MA2105 durante trabajos de campo realizados en la zona de estudio. Las muestras MAE-032, MAE-019, MAPD-653 y MAPD-630 fueron recolectadas y facilitadas por el Servicio Nacional de Geología y Minería (SERNAGEOMIN).

Los parámetros de entrada en el *software* para cada grano mineral corresponden a la fecha termocronológica (U-Th)/He calculada y error analítico asociado, las concentraciones de U, Th y Sm en ppm (este último solo en el caso de los apatitos) asumiendo una distribución composicional homogénea. El *software* solo permite incorporar siete granos por modelo. Para el modelado se considera el grano como una esfera, por lo tanto, se ingresa el radio de una esfera (R_s) con la misma relación superficie/volumen que el cristal. Estos datos de He fueron medidos y calculados en la University of Connecticut por las doctoras Megan Mueller y Julie Fosdick (ver Anexo 1 y 2).

Para calibrar las propiedades cinéticas de los apatitos, se optó por utilizar el modelo de Acumulación de Daño por Radiación y Borrado (RDAAM, por sus siglas en inglés) (Flowers *et al.*, 2009). En cuanto a los circones, se utilizó el modelo de Guenther *et al.* (2013) que también enfatiza en el efecto del daño por radiación en la cinética de difusión. Ketcham *et al.* (2011) proporciona el método para llevar a cabo la corrección alfa en las edades de enfriamiento medidas, además de suministrar las distancias de eyección de las partículas α .

Las historias térmicas calculadas deben cumplir con restricciones basadas en premisas geológicas, lo que queda representado como cuadros de tiempo-temperatura por las cuales las trayectorias t-T aleatorias pueden explorar. Estas incluyen el uso de dataciones U-Pb y Ar-Ar, tanto inéditas como previamente publicadas (Espinoza *et al.*, *in prep*; Contreras *et al.*, *in prep*; Spikings *et al.*, 2008), para limitar la edad de formación de plutones y de depositación. Además, se realizó una interpretación de la cartografía geológica y la propuesta de evolución tectónica para la región.

Como resultado del modelamiento inverso se obtienen trayectorias t-T (tiempo-temperatura) “buenas” y “aceptables” en base a una prueba estadística de bondad de ajuste (GOF, por sus siglas en inglés), donde se comparan las trayectorias aleatorias con el conjunto de datos de entrada. Las trayectorias son consideradas “aceptables” si tienen un $GOF > 0,05$ y “buenas” con un $GOF \geq 0,5$ (Murray *et al.*, 2022; Ketcham, 2005). Además, el programa calcula el factor de corrección de eyección alfa (F_T) y la edad termocronológica corregida para cada grano.

Dada la diferencia en las características cinéticas de difusión del He en los minerales de circón y apatito, así como las disparidades en composición y tamaño de los granos, la inclusión de múltiples sistemas termocronológicos en HeFTy presenta desafíos significativos en términos de modelado. Para abordar esto, se realizaron pruebas iniciales con diversos grupos de granos, con distintos errores analíticos que variaron desde una desviación estándar (1σ) hasta un 20% de la fecha termocronológica medida (J. Fosdick, comunicación personal). Para todas las muestras se impuso una restricción de temperatura actual (final) de 20°C, además, en algunos casos se incorporaron cuadros con restricciones de tiempo y temperatura amplias para explorar un espacio de soluciones más amplio (restricciones de exploración).

5. RESULTADOS

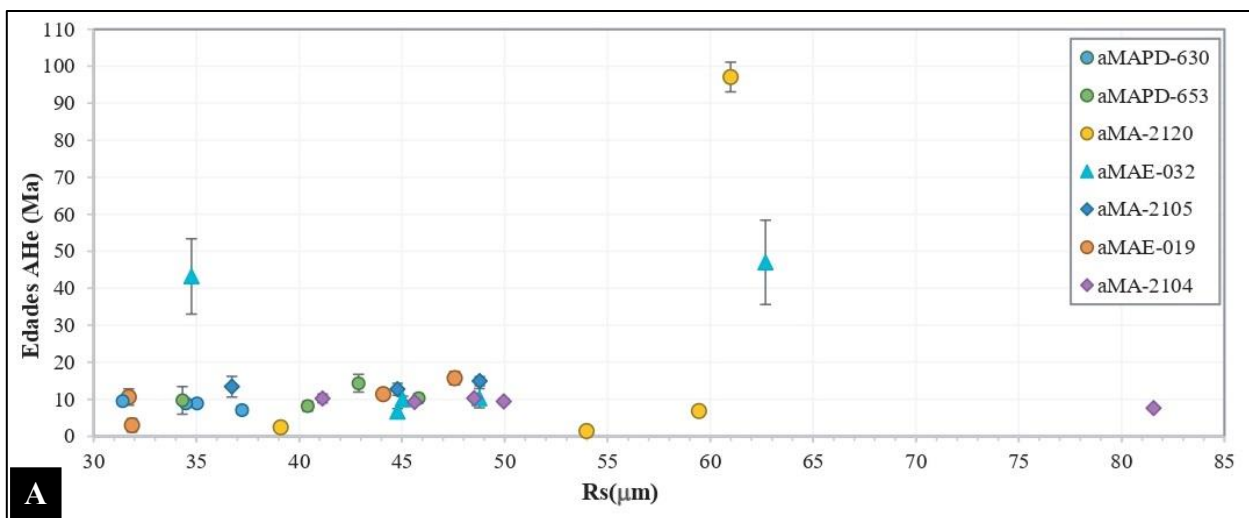
5.1. Análisis de edades AHe, ZHe y U-Pb

5.1.1. Apatitos y circones ígneos

Las edades termocronológicas obtenidas exhiben una significativa variabilidad dentro de cada muestra. Bajo la hipótesis de que todos los cristales de una misma muestra han experimentado la misma historia térmica, esta variabilidad se atribuye principalmente a diferencias en las características morfológicas y composicionales.

Con el fin de evaluar el posible el impacto del tamaño de los cristales de apatito (Figura 5.1 A) y circón (Figura 5.2 A) en las dataciones obtenidas, se elaboró un gráfico que representa la relación entre la edad de Helio corregida (AHe), derivada de la aplicación del factor de corrección de eyección alfa (F_T) mediante el *software* HeFTy, en función del tamaño de los cristales. Los gráficos presentados en la Figura 5.1 B y 5.2 B representan la edad de Helio corregida en función del contenido de uranio efectivo (eU).

Los datos termocronológicos, así como las concentraciones de uranio efectivo y de tamaño para cada grano, se encuentran detallados en los Anexos 1 y 2.



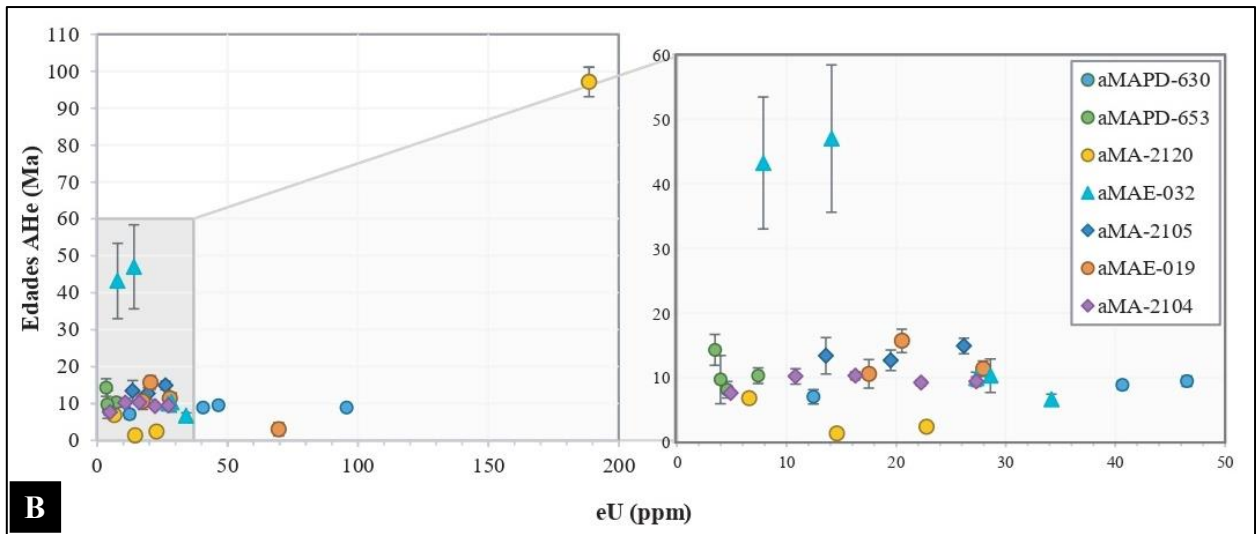


Figura 5.1: Edades termocronológicas corregidas (U-Th)/He de apatitos ígneos con sus respectivos errores (2σ), en función del radio esférico equivalente R_s en μm (A) y de la concentración de uranio efectivo (eU) en ppm (B). El gráfico Edades AHe – eU (B) presenta una ampliación.

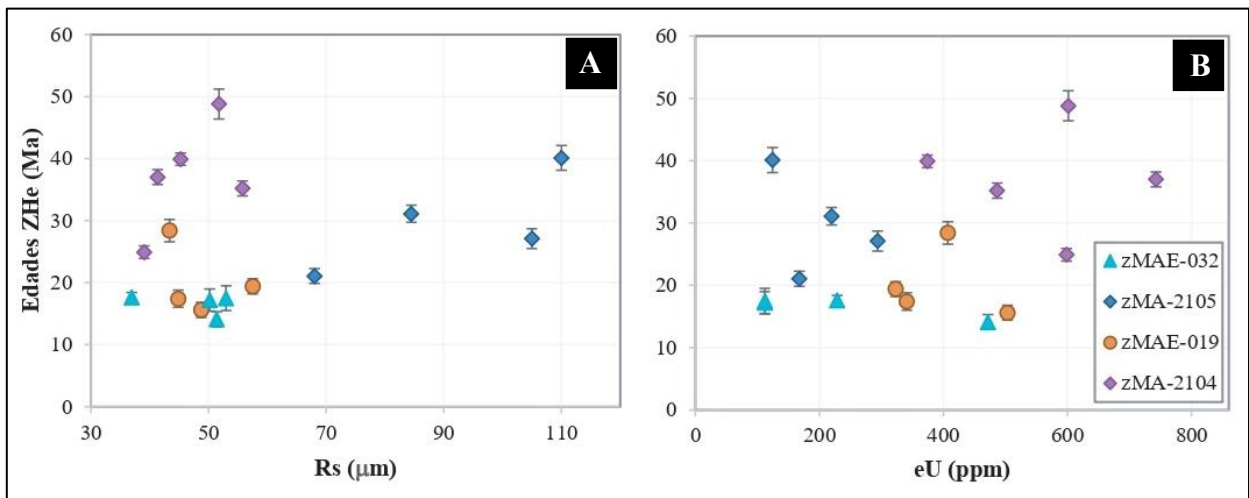


Figura 5.2: Edades termocronológicas corregidas (U-Th)/He de circones ígneos con sus respectivos errores (2σ), en función del radio esférico equivalente R_s en μm (A) y de la concentración de uranio efectivo eU en ppm (B).

5.1.1.1. Apatitos del Complejo Intrusivo Brahma

En la muestra MAPD-630, las edades termocronológicas corregidas presentan una notoria similitud entre sí, con las alícuotas 2, 3 y 4 mostrando edades en el rango de 8,5 a 8,9 Ma a pesar de las disparidades en los radios esféricos equivalentes (R_s) y en las concentraciones de eU. Esta relativa uniformidad sugiere un proceso de enfriamiento rápido a través de la zona de retención parcial del

apatito (aPRZ). La edad media ponderada se calculó utilizando el inverso de la varianza (Flowers *et al.*, 2023a) y corresponde a $8,83 \pm 0,66$ Ma.

Los granos de apatito analizados en la muestra MAPD-653 exhiben edades termocronológicas corregidas que varían entre los 8,13 a 14,3 Ma. Estos granos muestran concentraciones de uranio efectivo (eU) reducidas (< 8 ppm), lo que se traduce en errores más significativos, superando 1 Ma para las alícuotas 2 y 4 (1,2 y 1,87 Ma, respectivamente). No se observa una correlación positiva entre las edades termocronológicas y los radios esféricos equivalentes (Rs), ni con las concentraciones de eU (Figura 5.1). Este comportamiento podría interpretarse como un enfriamiento rápido a través de la aPRZ o podría ser resultado de la baja concentración de He ($< 0,1$ nc), afectando la precisión de las edades obtenidas. Fue necesario incrementar el error en las dataciones para lograr la convergencia en historias buenas durante el modelamiento inverso. La edad media ponderada para esta muestra es de $9,87 \pm 2,15$ Ma.

5.1.1.2. Apatitos del Complejo Intrusivo Melado

En el caso de la muestra MA-2120, la alícuota 4 presenta una edad termocronológica corregida extremadamente antigua ($97,1 \pm 2$ Ma), superior a la datación U-Pb de la muestra, lo que puede deberse a su alto contenido de eU de 188,61 ppm. En el otro extremo, las alícuotas 2 y 3 presentan edades corregidas jóvenes (2,4 y 1,4 Ma respectivamente) asociadas a su baja concentración de He ($< 0,01$ nc), las cuales, al intentar modelarlas en HeFTy no convergieron en trayectorias t-T buenas, aun cuando el error se aumentó en 20%. Por las razones mencionadas anteriormente, estos tres granos se excluyeron del modelamiento inverso de la muestra.

5.1.1.3. Apatitos y circones del Complejo Intrusivo Ancoa

Para muestra MAE-032 se analizaron cinco cristales de apatito y cuatro de circones. Los granos de apatito 1 y 2 presentan edades considerablemente mayores, $43,2 \pm 5,1$ y $47 \pm 5,7$ Ma respectivamente (error de 1σ), concentraciones de eU menores en comparación a los demás cristales y la edad no se encuentra correlacionada con su radio (Rs). Además, estas dataciones son mayores a las edades termocronológicas de los circones de la misma muestra, lo que carece de coherencia termocronológica. Los tres granos restantes presentan edades corregidas entre 9,8 y 6,4 Ma que muestran una correlación positiva con el radio esférico equivalente (Rs), y exceptuando la alícuota 5, una correlación positiva con eU. De esta manera, los granos 3 y 4 son los únicos que

presentan datos termocronológicos coherentes con la composición y geometría del cristal. La edad media ponderada de los granos de apatito es de $9,97 \pm 0,13$ Ma.

En cuanto a los datos de circón, las edades de He corregidas son bastante similares entre sí (~17 Ma), a excepción de la alícuota 4 con 14,1 Ma, a pesar de ser la que presenta la mayor concentración de eU (~472 ppm), para lograr converger el modelamiento en trayectorias t-T buenas, fue a este grano al que tuvo que incrementarse en mayor proporción el error analítico. Además, no presentan una correlación positiva apreciable con el radio (Rs) y el eU. Esto podría ser resultado de un enfriamiento rápido a través la zona de retención parcial del circón (zPRZ). La edad media ponderada es de $16,68 \pm 1,71$ Ma.

En la muestra MA-2105 se tienen dataciones termocronológicas de tres apatitos, de los cuales dos muestran una correlación positiva tanto con el radio (Rs) como con el eU, sin embargo, en el caso del grano 2, no se evidenció esta tendencia, lo que derivó en la necesidad de incrementar su margen de error para lograr la convergencia del modelo inverso en historias buenas. Las edades corregidas de los granos de apatitos se encuentran comprendidas entre los 12,7 y 14,9 Ma y tienen una media ponderada de $14,03 \pm 1,25$ Ma.

Las edades corregidas de los cuatro circones analizados fluctúan entre los 27,1 y 40,1 Ma, y al igual que la muestra anterior, no se aprecia claramente una correlación con el radio (Rs) y el eU. Cabe destacar que una mayor dispersión de las edades termocronológicas suelen asociarse a tiempos de residencia prolongados en la zona de retención parcial (PRZ) o a un reinicio termal parcial del respectivo termocronómetro (Murray *et al.*, 2022; Flowers *et al.*, 2023b). Esto se ve reflejado en el alto error asociado a la edad media ponderada, que corresponde a $27,69 \pm 7,37$ Ma.

La muestra MAE-019 posee dataciones de cuatro granos de apatito y cuatro de circón. Los granos de apatito 1, 2 y 4 presentan edades corregidas entre 15,7 y 10,6 Ma y una correlación positiva con el radio (Rs) y la concentración de eU, aunque esto último no fue observado en el grano 2, por lo que fue necesario aumentar el error asociado a la datación para el modelamiento. El cristal 3 presenta una edad corregida de $2,99 \pm 0,9$ Ma (error de 1σ), mucho menor a los demás apatitos, sin poseer una diferencia significativa en el radio (Rs) y con eU notoriamente superior (69,6 ppm), lo que podría atribuirse a su baja concentración de He (<0,1 nc). Tomando en consideración que el error analítico corresponde al 30% de la edad, se decide excluir este cristal del modelado termal. La edad media ponderada los apatitos para esta muestra es de $12,36 \pm 2,42$ Ma.

Las edades termocronológicas de los granos de circón 2,3 y 4 están comprendidas entre los 19,4 y 15,6 Ma, y no muestran una correlación coherente con el eU ni el radio (Rs). El cristal 3 presenta la menor datación y la mayor concentración de eU, lo que requirió aumentar su error asociado durante el modelamiento inverso. Por otro lado, el cristal 1 posee el menor radio (43,7 μm) y la mayor fecha termocronológica (28,4 \pm 0,9 Ma) sin una diferencia notoria en el eU. La inclusión de este grano el modelamiento térmico dificulta la obtención de historias térmicas buenas, por lo que también se excluyó para la determinación de la edad media ponderada, que es de 17,47 \pm 1,99 Ma.

5.1.1.2. Apatitos y circones de Formación Las Chilcas

Para la muestra MA-2104, correspondiente a la Formación Las Chilcas, se cuenta con cinco granos de apatito, de los cuales cuatro presentan dataciones termocronológicas corregidas entre 9,2 y 10,3 Ma, estas edades no presentan una relación clara con la composición del cristal (eU) ni su tamaño (Rs), por lo que la similitud entre las edades podría deberse a un paso rápido por la aPRZ. Sin embargo, el grano 1 presenta una edad corregida menor, de 7,63 \pm 0,17 Ma, lo que puede deberse a su baja concentración de eU (menor a 5 ppm) lo que podría representar una menor precisión de la corrección dado que también presenta un radio equivalente de al menos 30 μm mayor a los demás granos. Debido a esto, el error asociado debió ser aumentado para lograr converger el modelo inverso en trayectorias t-T buenas. La edad media ponderada obtenida es de 8,73 \pm 1,16 Ma.

La muestra también cuenta con información de cinco granos de circón entre 24,9 y 48,8 Ma, estas no presentan una relación apreciable con sus respectivas composiciones y radios equivalentes (Rs). La importante dispersión podría estar asociado a una residencia prolongada de la muestra en la zona de retención parcial del circón (zPRZ) o un reinicio termal parcial del termocronómetro. La media ponderada de los granos de circón es de 34,64 \pm 7,53 Ma.

5.1.2. Circones detríticos

5.1.2.1. Circones detríticos de Formación Colbún

Para abordar el modelamiento de los datos termocronológicos de los circones detríticos, deben considerarse las distintas fuentes posibles de estos circones (Fosdick *et al.*, 2015). Se graficó la edad U-Pb (Anexo 2) de cada grano en relación con su edad termocronológica.

En la Figura 5.3 se observa que existe un grano más joven que la edad de depositación (Zrn25). Esta discrepancia podría estar vinculada al redondeamiento del cristal y a la existencia de pequeñas inclusiones que han influido en la datación. Por consiguiente, se tomó la decisión de excluirlo del análisis, dado que además presenta una discordancia en la edad U-Pb de -12,4.

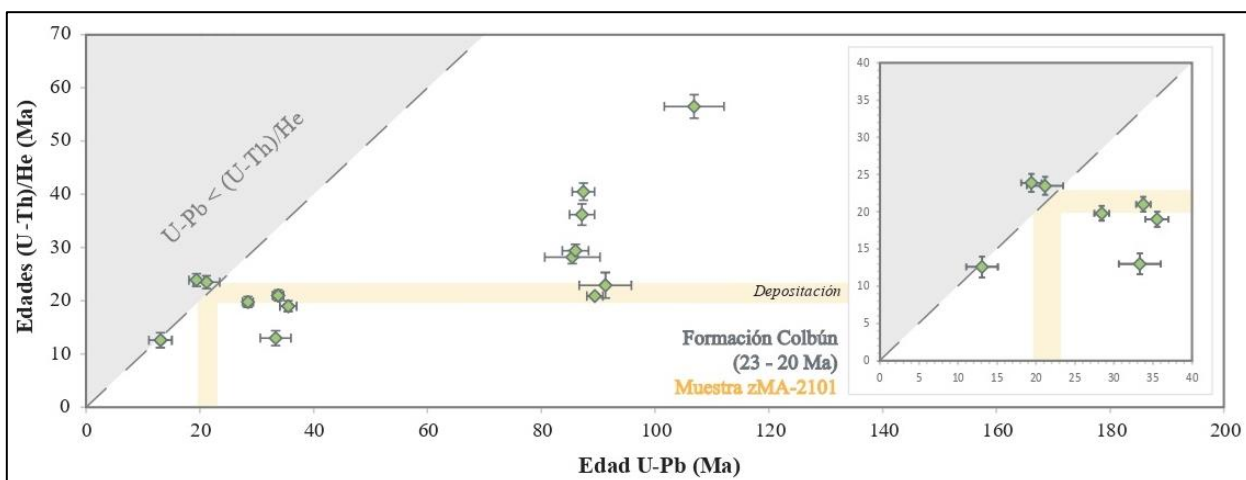


Figura 5.3: Resultados de dataciones U-Pb y (U-Th)/He de circones detríticos seleccionados desde el miembro superior de la Formación Colbún del Mioceno inferior. Las barras amarillas representan limitaciones temporales del depósito en base a dataciones radiométricas (Contreras *et al.*, *in prep*). La línea discontinua delimita el campo en el cual las dataciones U-Pb y (U-Th)/He concuerdan, y define la región, representada en gris, donde no deberían encontrarse datos.

Además, a partir de la Figura 5.3 se pueden diferenciar al menos 4 fuentes de sedimentos en base a las dataciones U-Pb, una del Cretácico Superior y del Cretácico Inferior, otra del Eoceno-Oligoceno y finalmente dos muestras que presentan una edad miocena, contemporánea con la depositación.

Se interpreta un posible origen volcánico relacionado a la Formación Colbún para los granos de edad miocena debido a que poseen dataciones similares U-Pb y (U-Th)/He (Reiners *et al.*, 2005). Sin embargo, estos datos se encuentran fuera del área de los datos posibles (Figura 5.3), ya que su edad (U-Th)/He es mayor a la U-Pb, lo cual carece de coherencia debido a las diferencias en las temperaturas de cierre (T_c) de los sistemas. Por esta razón, estos granos deben analizarse con precaución. Los otros tres grupos de edades (U-Pb) presentes son coherentes con las edades de las unidades cercanas a la ubicación en la que se extrajo la muestra. De esta manera, el circón de 106,9 Ma podría asociarse a la Formación Las Chilcas y el resto de los circones cretácicos concuerdan con las dataciones realizadas para el Complejo Intrusivo Ancoa. Por último, los circones eocenos

son concordantes con la edad de depositación de la Formación Abanico. Tras esta primera separación, se corrobora que también tengan datos termocronológicos coherentes con sus radios esféricos R_s y la concentración de eU (Figura 5.4).

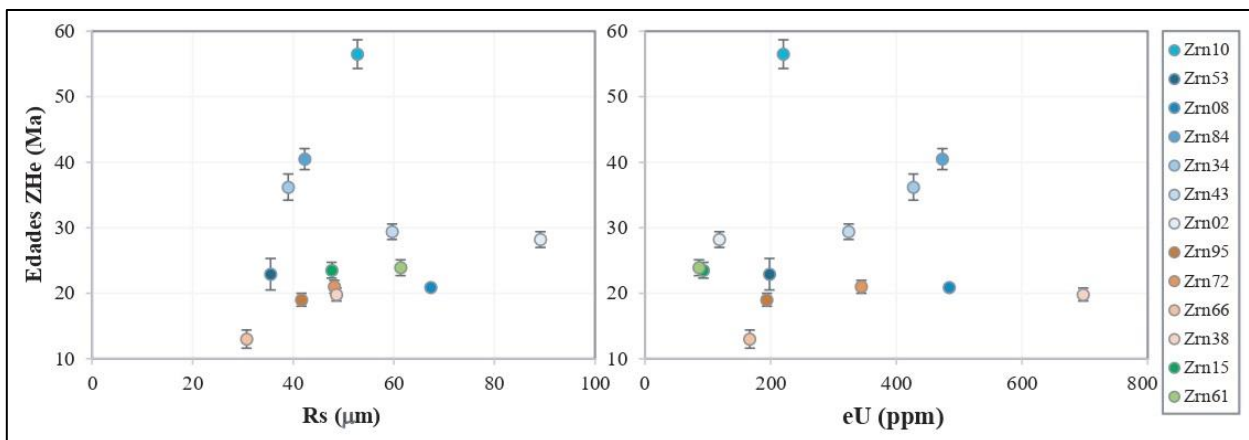


Figura 5.4: Edades termocronológicas corregidas (U-Th)/He de circones detríticos con sus respectivos errores (2σ), seleccionados desde la muestra MA2101, en función de la concentración de uranio efectivo (eU) en ppm y del el radio esférico equivalente (R_s) en μm . Los granos de circón se encuentran ordenados descendientemente según su edad U-Pb, en tonalidades azules los de edad cretácica, en naranja los eocenos-oligocenos y los miocenos en verde.

Como puede observarse en la Figura 5.4, casi la totalidad de las edades termocronológicas son mayores o similares a la edad de depositación de la Formación Colbún. Esto sugiere que la muestra no experimentó un reinicio térmico o, que podría haber experimentado un reinicio térmico limitado. En consecuencia, las dataciones termocronológicas de estos circones podrían entenderse principalmente como una manifestación de sus historias térmicas anteriores a su depositación. Existe una excepción a esta tendencia, observada en el grano Zrn66, con una datación ZHe de ~ 13 Ma. Sin embargo, este grano también presenta el menor radio equivalente (R_s) entre los circones analizados, lo cual podría explicar la discrepancia en su datación. Adicionalmente, exhibe una discordancia U-Pb significativamente alta (37,5), por lo cual se optó por excluir este grano del análisis.

Para el modelamiento inverso se agruparon ciertos circones, un ejemplo corresponde al par de circones eocenos Zrn72 y Zrn95, los cuales presentan edades U-Pb comprendidas entre 33,8 y 35,5 Ma y edades termocronológicas similares (21 y 19 Ma respectivamente), y adicionalmente, muestran una correlación positiva entre estas y el R_s y eU (Figura 5.4).

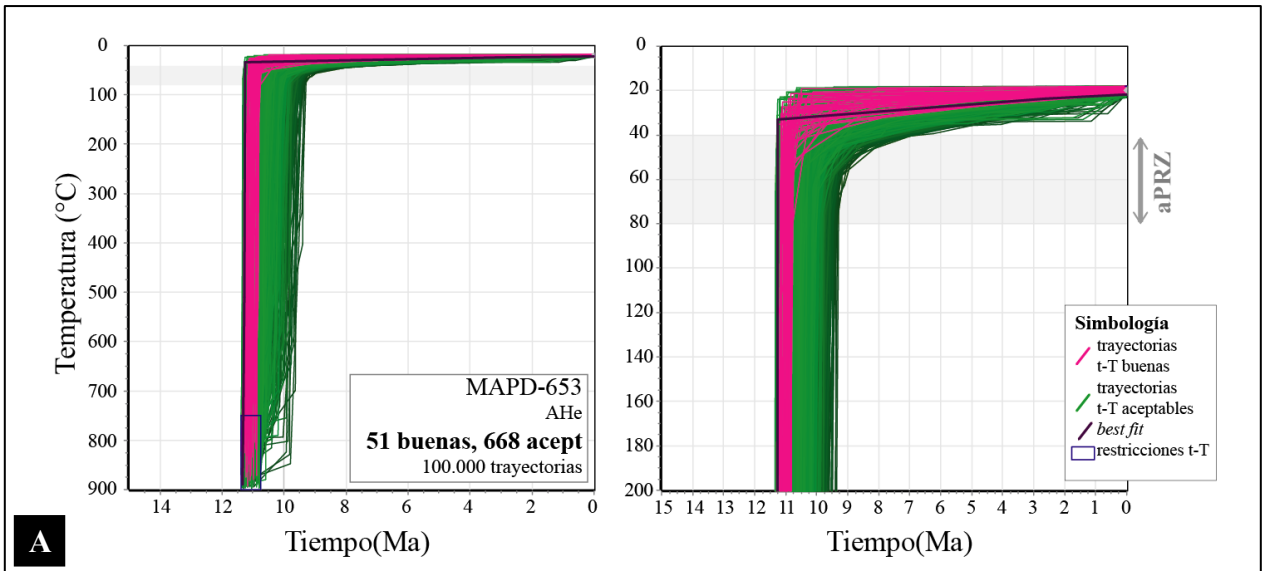
5.2. Modelamiento inverso

5.2.1. Modelamiento inverso rocas ígneas

5.2.1.1. Complejo Intrusivo Brahma

Las muestras más jóvenes forman parte del Complejo Intrusivo Brahma, y corresponden a las muestras MAPD-653 y MAPD-630. La primera de ellas se recolectó en la región central del área de estudio, ubicada al norte del Embalse Ancoa, mientras que la segunda fue obtenida al sur, al noroeste del Cerro El Toro (ubicación en Figura 5.6). Para ambos casos solo se poseían datos provenientes de granos de apatito.

La única restricción geológica aplicable al modelado de estas muestras proviene de las dataciones U-Pb en circones, que arrojaron edades de cristalización de *ca.* 11 Ma para MAPD-653 y *ca.* 14 Ma para MAPD-630 (Contreras *et al.*, *in prep*). Estas restricciones tienen un rango de temperatura entre ~ 900 y 750°C , temperatura de cierre del sistema U-Pb.



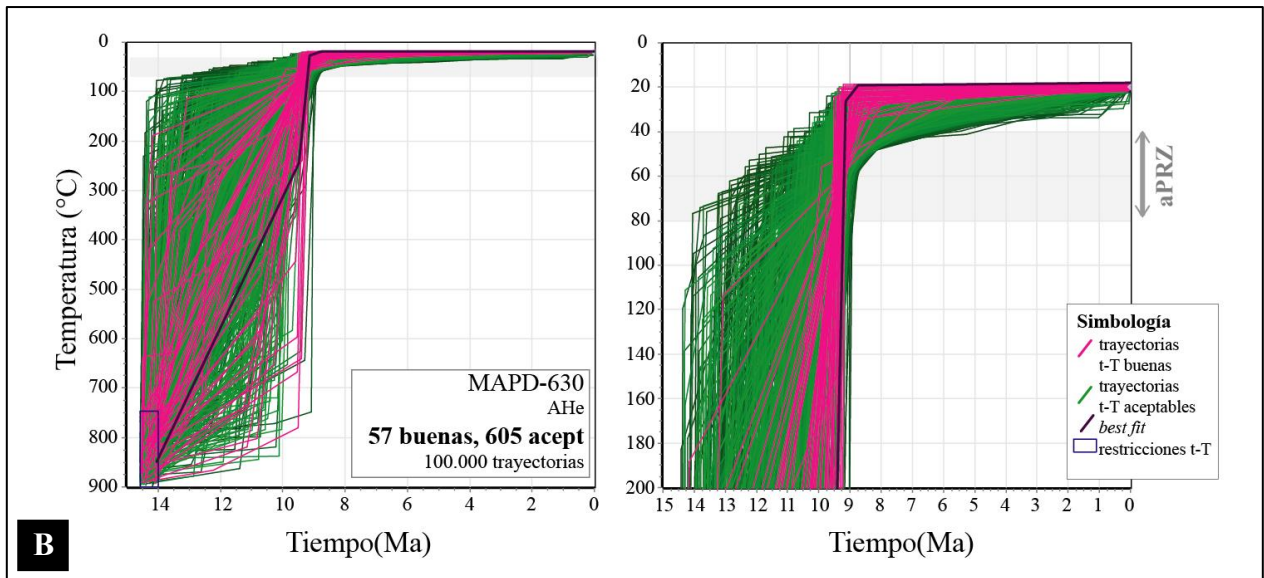


Figura 5.5: Modelo termal inverso de las dataciones (U-Th)/He obtenidas para las muestras del Complejo Intrusivo Brahma, mediante el software HeFTy y un acercamiento para apreciar el intervalo de sensibilidad térmica de los termocronómetros. En gris se muestra la zona de retención parcial del apatito (aPRZ).

Las historias térmicas obtenidas a partir del modelado inverso en HeFTy para ambas muestras (Figura 5.5) evidencian un enfriamiento rápido a través de la zona de retención parcial del apatito (aPRZ). La muestra MAPD-653 (Figura 5.5 A) habría alcanzado temperaturas menores a los 80°C inmediatamente posterior a su formación, cercano a los 11 Ma. Por su parte, la mayoría trayectorias t-T buenas obtenidas para MAPD-630 (Figura 5.5 B), sugieren que la muestra alcanzó temperaturas menores a los 80°C entre los ~10 y 9 Ma.

5.2.1.2. Complejo Intrusivo Melado

En representación del Complejo Intrusivo El Melado se tiene a la muestra MA-2120, esta se ubica en el sector central del área de estudio, en la ribera occidental del río Melado (ubicación en Figura 5.6). Para esta muestra solo se dispuso de datos termocronológicos de un grano de apatito para el proceso de modelado, como se detalla en la sección 5.1. La edad de cristalización para esta muestra es de *ca.* 18 Ma a partir de una datación U-Pb en circón (Cabezas *et al.*, 2018), lo que actuó como restricción inicial en el modelo.

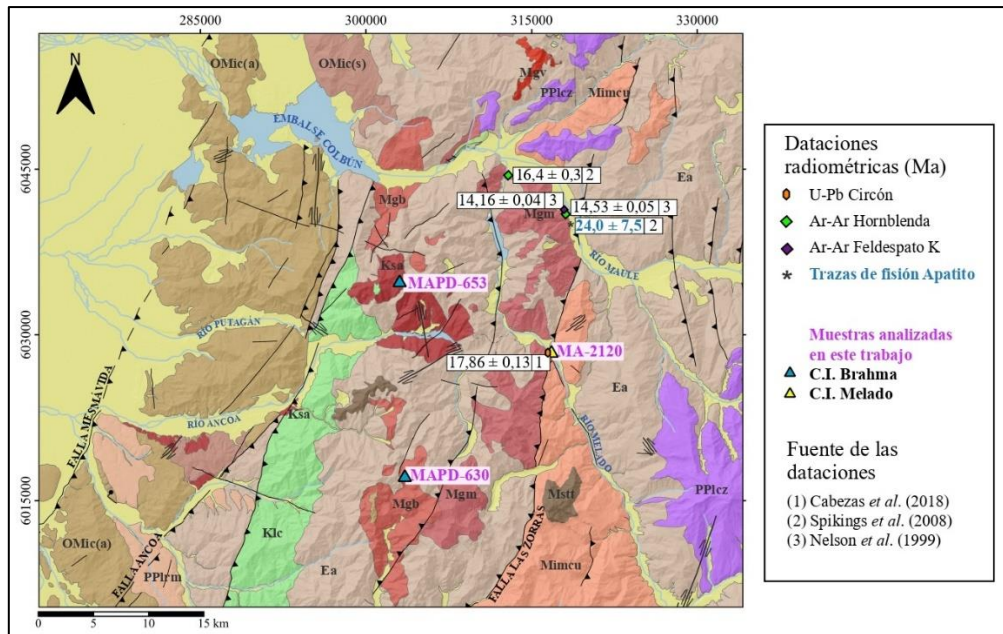


Figura 5.6: Ubicación de las muestras correspondientes a los complejos intrusivos Brahma y Melado, y de las dataciones radiométricas incorporadas en el modelamiento.

En el modelo resultante (Figura 5.7 A) se observa que no existe un inicio del enfriamiento a través de la zona de retención parcial del apatito (aPRZ) previo a los 7 Ma.

Adicionalmente, en la confluencia de los ríos Maule y Claro, afloramientos de este complejo intrusivo se encontrarían sobreyacidos en inconformidad por la Formación Cola de Zorro, cuyo período de depositación abarcaría desde los *ca.* 3 a 1 Ma (Contreras *et al.*, *in prep*). Sin embargo, la incorporación de esta restricción que implica una exposición superficial del cuerpo intrusivo durante este período no generó cambios significativos en los resultados obtenidos cuando se excluyó la restricción.

En el mismo bloque estructural, pero aproximadamente 12 km más al norte de la ubicación de la muestra (Figura 5.6), Spikings *et al.* (2008) obtuvieron una datación a partir de trazas de fisión en apatito de $24,0 \pm 7,5$ Ma (edad media ponderada) al sur del Parque Natural Tricahue. Sin embargo, esta edad es mayor a la datación U-Pb en circón obtenida para el C.I. Melado (Contreras *et al.*, *in prep*), por lo que no fue incorporado en el análisis.

En las proximidades de la datación mencionada con anterioridad (Figura 5.6), Nelson *et al.*, (1999) presenta dos edades Ar-Ar de $14,16 \pm 0,04$ Ma (feldespato potásico) y $14,53 \pm 0,05$ Ma (hornblenda). Estas edades fueron incorporadas como restricciones en el modelamiento,

considerando los respectivos rangos de temperatura de cierre de los minerales, entre 175° y 350°C para feldespato potásico (Mortimer *et al.*, 2012; Lovera *et al.*, 2002) y entre 480° y 580°C para la hornblenda (Harrison, 1982). La imposición de estas restricciones no generó cambios significativos en las trayectorias t-T obtenidas en la zona de retención parcial del apatito (aPRZ), debido a las notables diferencias de sensibilidad térmica entre los termocronómetros. A pesar de ello, podrían proporcionar información relevante sobre el comportamiento a temperaturas más elevadas del plutón (Figura 5.7 B). Es importante destacar que Spikings *et al.* (2008) también reporta una datación Ar-Ar en hornblenda, pero de $16,4 \pm 0,3$ Ma (ver ubicación en Figura 5.6).

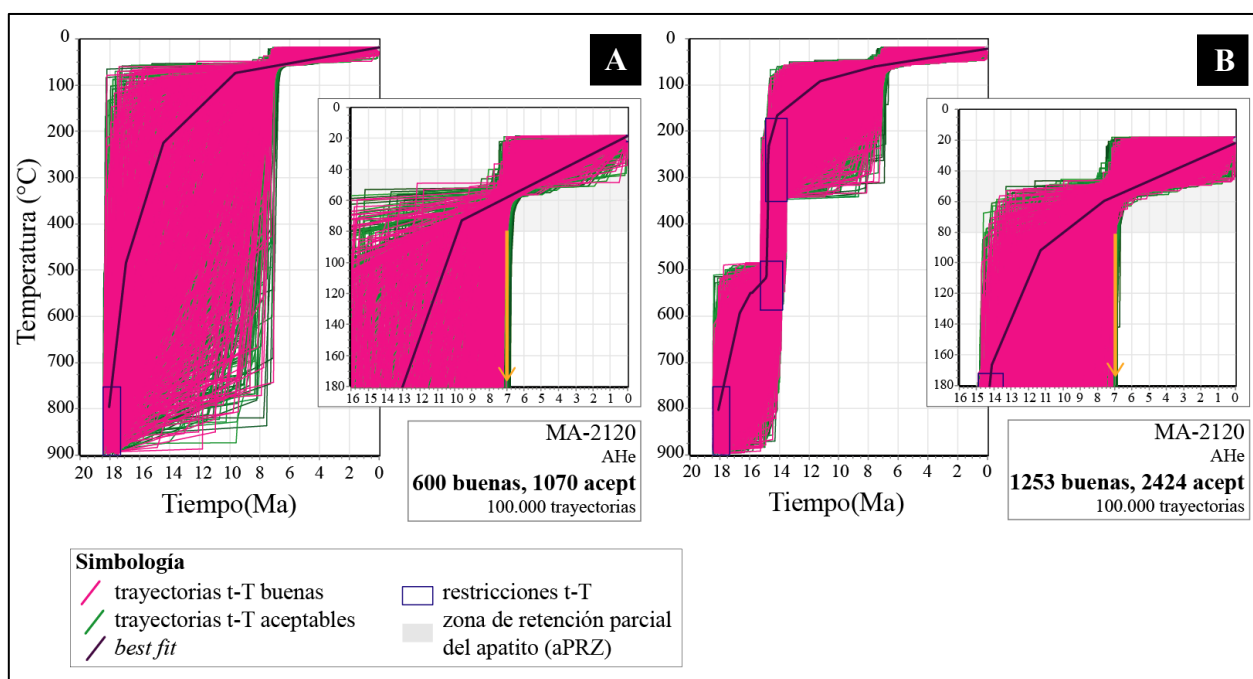


Figura 5.7: Modelo termal inverso para muestra MA-2120 a partir de un grano de apatito y un acercamiento para apreciar el intervalo de sensibilidad térmica del termocronómetro. A) Solo con restricción de edad U-Pb. B) Incluye dataciones Ar-Ar de Nelson *et al.* (1999).

5.2.1.3. Complejo Intrusivo Ancoa

Se tienen tres muestras asignadas al Complejo Intrusivo Ancoa, MA-2105, MAE-019 y MAE-032 en base a sus dataciones U-Pb cretácicas (Contreras *et al.*, *in prep.*).

La muestra MA-2105 fue extraída en el sector del Alto del Rayo, hacia la zona suroccidental del área de estudio, en la ribera sur del río Ancoa (Figura 5.8). Se utilizaron tres granos de apatito y

cuatro de circón para el modelamiento y se aplicó una restricción inicial en un rango de temperatura entre 900 y 750°C, basada en una datación U-Pb en circón de *ca.* 86 Ma (Contreras *et al.*, *in prep*).

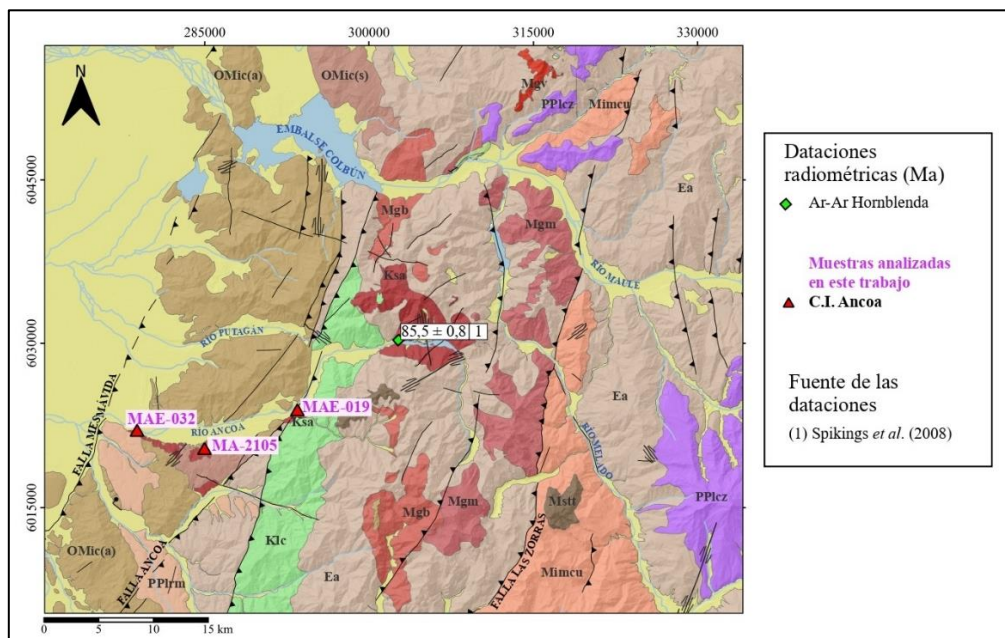


Figura 5.8: Ubicación de las muestras correspondientes al Complejo Intrusivo Ancocha, y de la datación radiométrica incorporada en el modelamiento.

Para esta muestra (también para MAE-019 y MAE-032) se aplicó una restricción que toma en consideración los resultados de datación Ar-Ar realizados por Spikings *et al.* (2008) de $85,5 \pm 0,8$ Ma. Estas dataciones provienen de afloramientos del mencionado complejo ubicados en las proximidades del Embalse Ancocha (ubicación en Figura 5.8). La restricción se ubica entre los 480° y 580°C, temperatura de cierre para el sistema Ar-Ar en hornblenda (Harrison, 1982). La incorporación de esta restricción se basa en la hipótesis de la inexistencia de los dominios estructurales propuestos durante el Cretácico. Como resultado, no se observa una variación significativa con los modelos que no incorporaron esta restricción, pero existe una leve disminución en el número de historias térmicas buenas (Anexo 6).

Se incluyó una tercera restricción que abarca el intervalo de 20 a 23 Ma a temperaturas superficiales (~15-25°C). Esto se respalda en la relación estratigráfica con las litofacies sedimentarias del miembro superior de la Formación Colbún, que se apoya directamente sobre el complejo intrusivo (Contreras *et al.*, *in prep*). Esto sugiere que, durante el período de depositación, estimado entre los

ca. 23 y 20 Ma, el intrusivo estaba expuesto en la superficie. Además, se exploraron varios escenarios en los cuales el cuerpo intrusivo se encuentra exhumado o cercano a la superficie en una etapa previa a la depositación del miembro superior de la Formación Colbún, para testear el desarrollo de alguna fase orogénica entre el Cretácico Superior y Oligoceno.

Los mejores resultados aparecieron con una restricción entre los 26 y 20 Ma a temperaturas superficiales. En la Figura 5.9 se muestra un ejemplo de esto, pero con un grado de libertad termal mayor anterior a los 23 Ma.

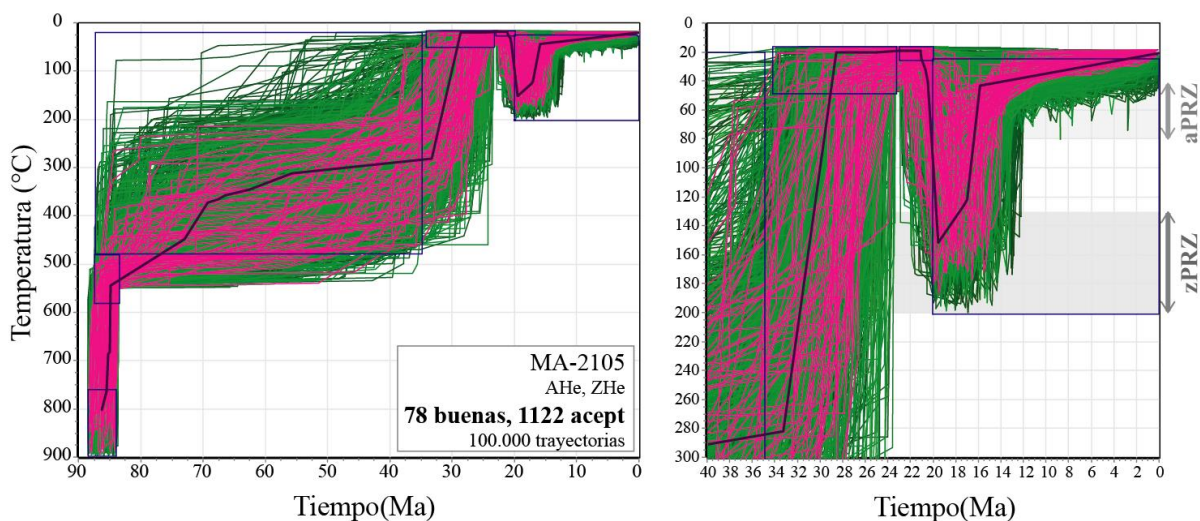


Figura 5.9: Ejemplo de modelo termal inverso de las dataciones (U-Th)/He obtenidas para la muestra MA-2105 y un acercamiento hacia el intervalo de sensibilidad térmica de los termocronómetros. En gris se muestra la zona de retención parcial para el apatito (aPRZ) y circón (zPRZ).

En los múltiples modelos realizados, las trayectorias muestran un enfriamiento más o menos abrupto, alcanzando temperaturas cercanas a los 100 °C (límite inferior de la zPRZ) entre los ~35-30 Ma y ~27 Ma. Los modelos no convergen para enfriamientos anteriores a los ~45-40 Ma. Además, se pudo comprobar que las trayectorias alcanzan menores temperaturas más tardíamente pueden incluir una residencia prolongada en la zona de retención parcial del zircón (zPRZ).

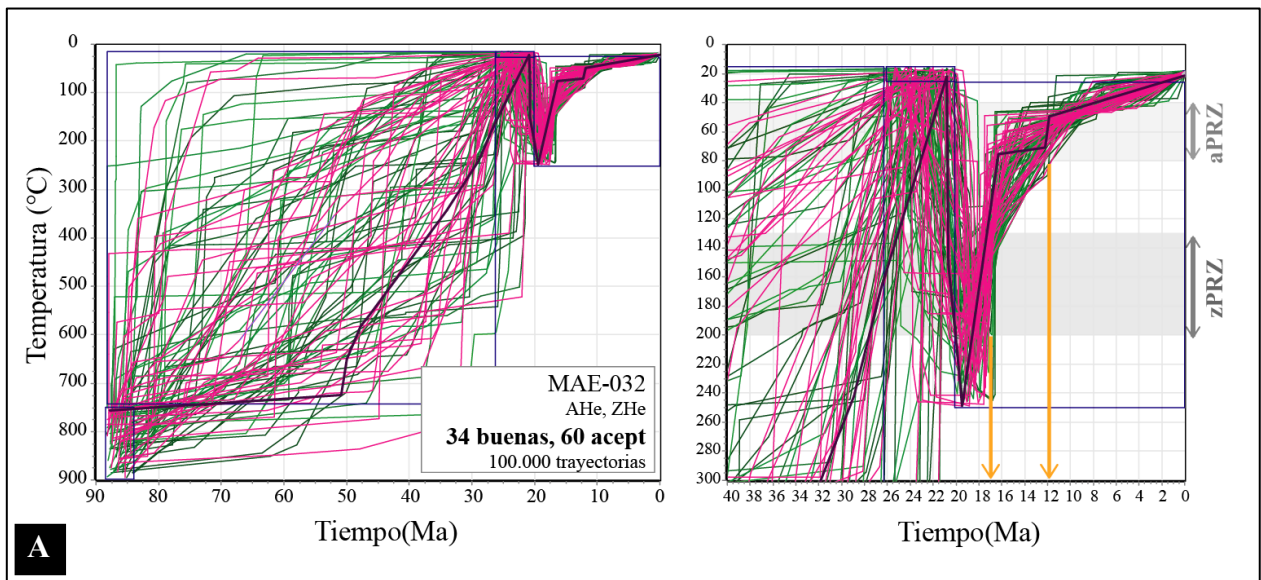
Existe un calentamiento abrupto en torno a los ~20 Ma, hasta alcanzar temperaturas que en general, no sobrepasan los ~160°C. Posteriormente, el comienzo del enfriamiento se concentra entre los 18 y 16 Ma, y en ningún caso es posterior a los 15 Ma.

En la zona de retención parcial del apatito (aPRZ) se presenta una disminución de temperaturas más atenuado, y no registran un enfriamiento, al menos entre los 80° y 60°C (límite superior de la aPRZ) posterior a los 14 Ma.

Siguiendo con la muestra MAE-032, situada a aproximadamente 7 km al oeste de la muestra MA-2105, ambas en la ribera sur del río Ancoa (Figura 5.8). Para esta muestra, se incluyeron en el modelamiento dos cristales de apatito y cuatro circones.

Al igual que el caso anterior, la restricción inicial es *ca.* 86 Ma (Contreras *et al.*, *in prep*), en el rango de temperatura de cierre del sistema U-Pb en circón y la datación Ar-Ar en hornblenda de 85,5 Ma de Spikings *et al.* (2008). La inclusión de esta última disminuye la cantidad de trayectorias t-T buenas obtenidas (Anexo 7).

A partir de la cartografía realizada para la zona (Figura 2.1), se podría inferir un contacto por inconformidad con la facies volcánico-sedimentaria del miembro superior de la Formación Colbún, similar a lo expuesto para MA-2105. En consecuencia, se exploraron diversos periodos de exhumación que fueran coetáneos con la depositación de la Formación Colbún (Figura 5.10 A). También se examinó un rango temporal más amplio (~35-26 Ma), considerando la hipótesis de denudación tectónica asociada a la apertura de la Cuenca de Abanico (Figura 5.10 B).



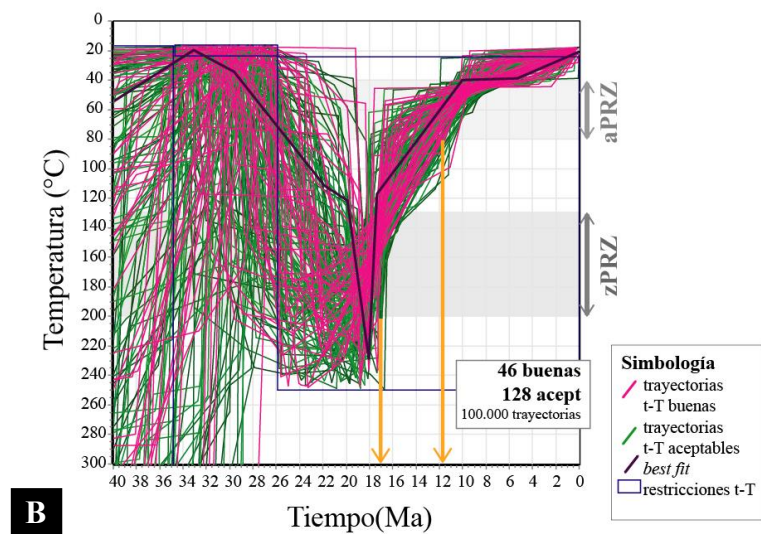


Figura 5.10: Ejemplos de modelos termales inversos de las dataciones (U-Th)/He obtenidas para la muestra MAE-032. A) El modelo considera una restricción de temperatura superficial entre los 26 y 20 Ma y un acercamiento hacia el intervalo de sensibilidad térmica de los termocronómetros. B) Acercamiento hacia el intervalo de sensibilidad térmica de los termocronómetros de un modelo termal inverso que considera una temperatura superficial entre los 26 y 35 Ma.

Cualquiera de las restricciones mencionadas anteriormente, incluyendo aquellas que no tuvieron en cuenta una exposición superficial del intrusivo, muestra una tendencia similar en las trayectorias t-T posterior a los ~18 Ma, con una dispersión significativa antes de los 20 Ma. Esto indica que cualquier escenario modelado antes de esta edad no tendría una influencia sustancial en las trayectorias t-T resultantes. Además, se observa que la mayoría de las trayectorias supera los ~180-200°C, límite térmico superior de la zona de retención parcial en circones (zPRZ). Estas evidencias son coherentes con los efectos de un reinicio térmico en la muestra, lo cual fue corroborado al realizar el modelamiento sin imponer restricciones adicionales a la datación U-Pb (Figura 5.11).

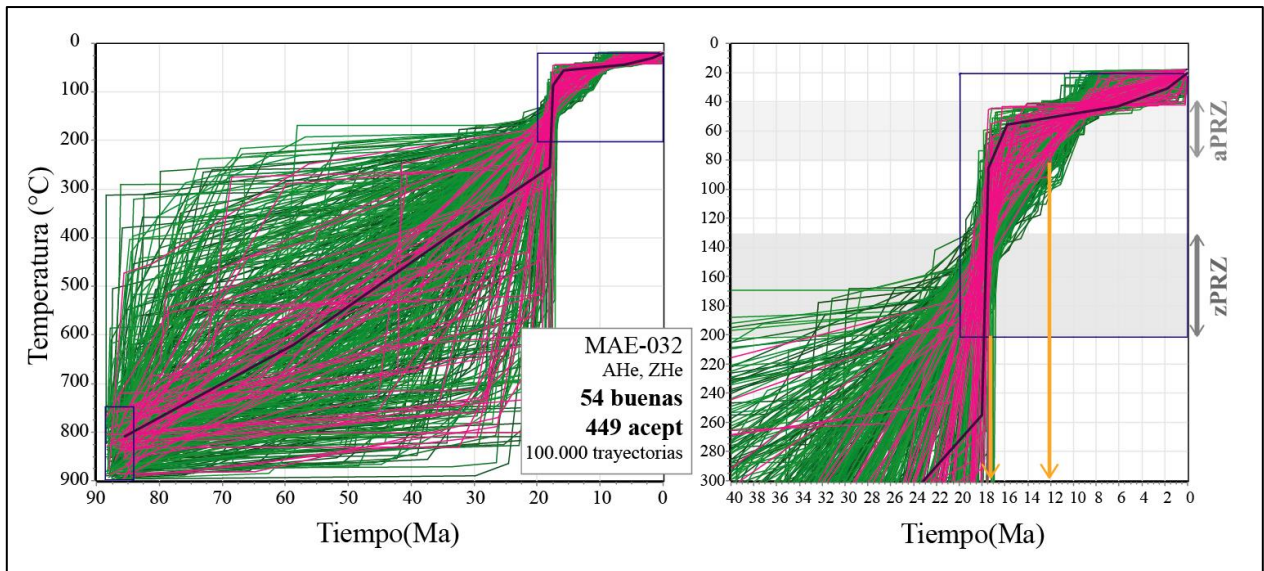


Figura 5.11: Modelado termal inverso de las dataciones (U-Th)/He obtenidas para la muestra MAE-032 y un acercamiento hacia el intervalo de sensibilidad térmica de los termocronómetros, considerando solo la restricción termo-temporal de la datación U-Pb.

Las historias térmicas presentadas en los modelos están limitadas por dos escenarios principales. Por un lado, se observa un enfriamiento constante desde los 180° a 200°C, desde antes de los 20 Ma, hasta alcanzar temperaturas cercanas a la superficie alrededor de los 10-8 Ma. Por otro lado, en el extremo opuesto, se evidencia una disminución abrupta de la temperatura alrededor de los ~18-17 Ma, descendiendo hasta los 60°C, y a partir de este punto, se alcanza una tasa de enfriamiento relativamente constante hasta llegar a los 20°C en la actualidad.

La última muestra perteneciente al Complejo Intrusivo Ancoa es MAE-019, cuya ubicación es la confluencia entre el río Ancoa y el Estero La Sombra, al este del Embalse Ancoa (Figura 5.8). Según Contreras *et al.* (*in prep*), en el área se encuentra intruyendo a la Formación Las Chilcas.

A partir de la cartografía se puede inferir una posible inconformidad con las unidades del Eoceno-Mioceno inferior. Estos escenarios consideran su exposición de las unidades cretácicas durante la depositación de la Formación Abanico y/o los miembros de la Formación Colbún. Por esta razón, se procedió a modelar restricciones a temperaturas superficiales para distintos periodos de tiempo, abarcando desde los ~35 a 20 Ma (Figuras 5.12 y 5.13 A). Dado que no existe certeza sobre las circunstancias antes mencionadas, también se exploraron restricciones térmicas y temporales más amplias (Anexo 8), como se ilustra en la Figura 5.13 B.

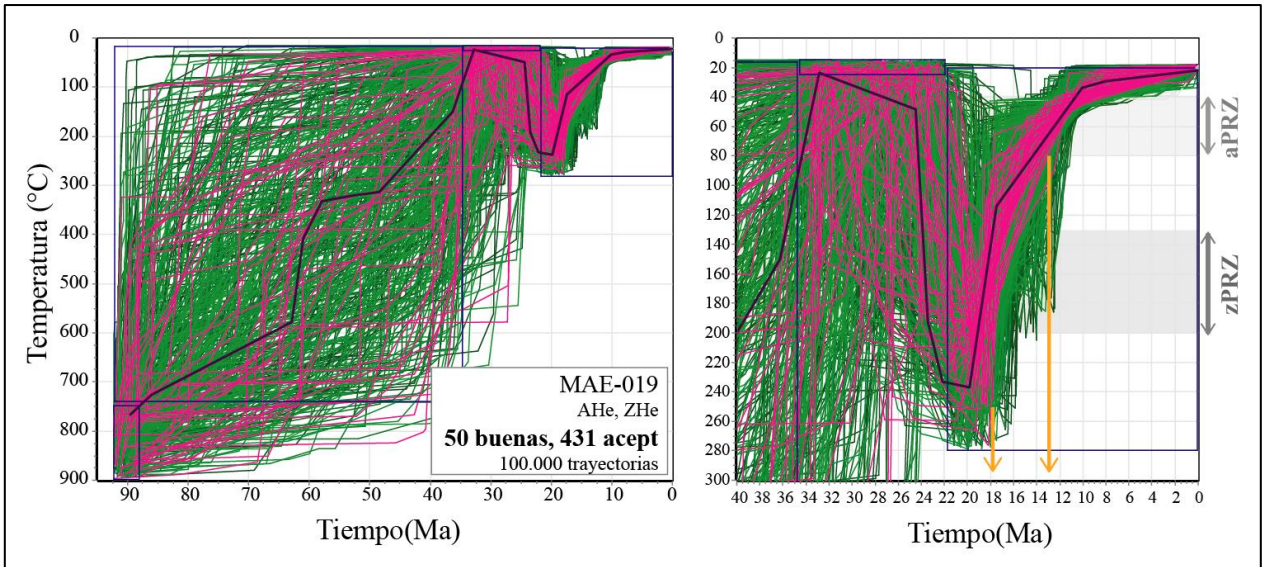


Figura 5.12: Ejemplo de modelo termal inverso de las dataciones (U-Th)/He obtenidas para la muestra MAE-032. El modelo considera una restricción de temperatura superficial entre los 35 y 22 Ma y un acercamiento hacia el intervalo de sensibilidad térmica de los termocronómetros.

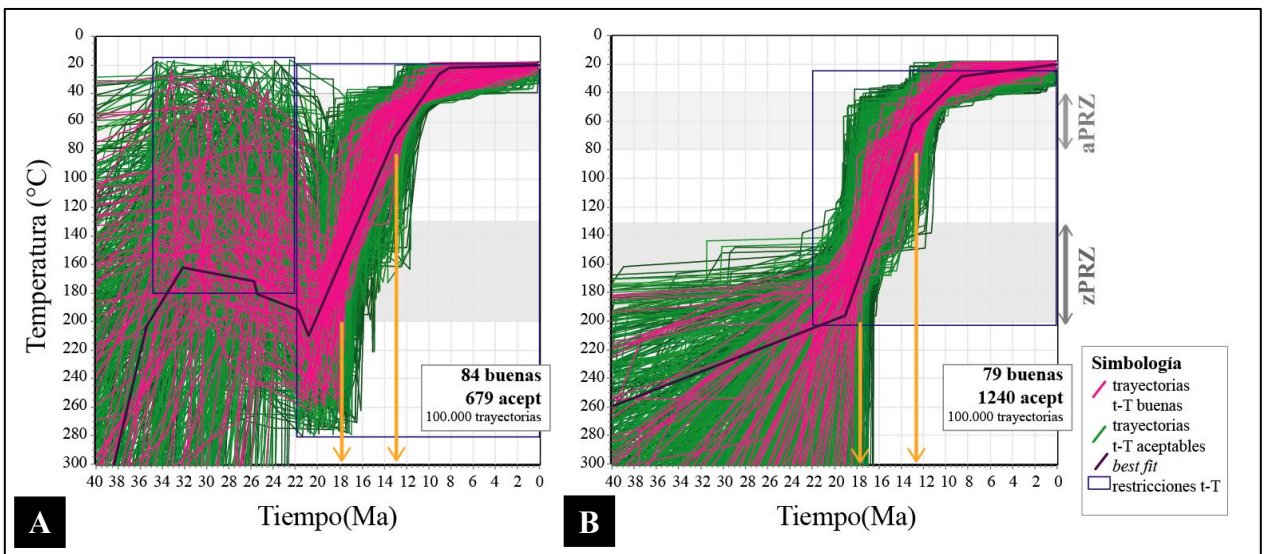


Figura 5.13: Ejemplos de modelos termales inversos para la muestra MAE-019 que considera una restricción con un amplio rango termal entre los 25 y 35 Ma (A), y considerando solo la restricción termo-temporal de la datación U-Pb (B). Las figuras corresponden a un acercamiento hacia el intervalo de sensibilidad térmica de los termocronómetros.

Los resultados fueron similares que los expuestos para la muestra MAE-032, todos los modelos, a pesar de las diferencias en las restricciones impuestas, presentan una tendencia marcada de las trayectorias t-T posterior a los ~20-18 Ma, lo cual es coherente con un reinicio termal de la muestra.

Parte de las trayectorias presentan un enfriamiento monótono desde los 180°-200°C a los ~22-20 Ma, hasta alcanzar temperaturas cercanas a las superficiales desde los ~12 Ma. Por otra parte, las trayectorias que muestran un enfriamiento abrupto desde los ~18 Ma, alcanzan los ~ 60-50°C y luego continúan con una tasa de enfriamiento relativamente constante hasta las temperaturas superficiales actuales.

5.2.1.4. Formación Las Chilcas

La muestra MA-2104 corresponde a una roca volcanoclástica de la unidad cretácica Las Chilcas. La muestra fue recolectada en la zona suroccidental del área de estudio, cercano al estero Vega de Salas (Figura 5.14).

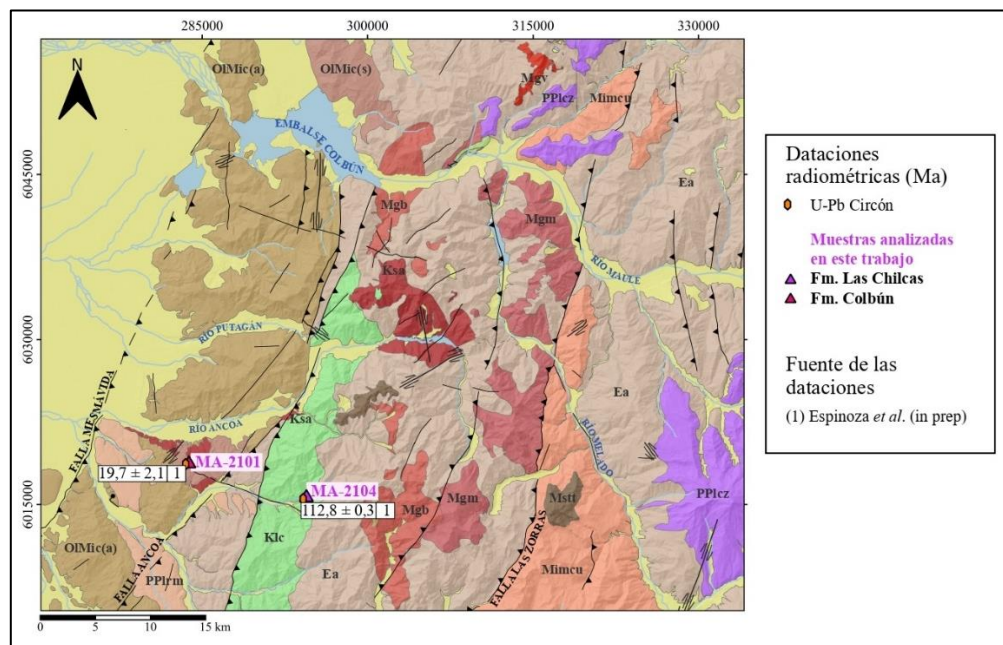


Figura 5.14: Ubicación de las muestras correspondientes a la Formación Las Chilcas y Formación Colbún, junto a las dataciones radiométricas incorporada en el modelamiento.

Para esta muestra se contaba con datos termocronológicos de cinco granos de circones y cinco de apatito, a partir de los cuales se generaron distintas combinaciones (Anexo 9), uno de estos ejemplos se muestra en la Figura 5.15.

La primera restricción corresponde a la datación U-Pb para la muestra que corresponde a $112,8 \pm 0,3$ Ma (Espinoza *et al.*, *in prep*). La edad de depositación de la unidad está estimada entre los 116 y 110 Ma (Contreras & Schilling, 2021), lo que configuró la segunda restricción que se ubica a

temperaturas superficiales (25-15°C). También se reconoce a nivel regional que infrayace en discordancia a la Formación Abanico, lo que implica un segundo periodo de exposición a temperaturas superficiales (Contreras *et al.*, *in prep*; Tapia, 2015; Sellés & Gana, 2001). En algunos de los modelamientos (como el ejemplo de la Figura 5.15) también se contempló la posibilidad de que también se encuentre en contacto con parte de la Formación Colbún, extendiendo el periodo de exposición superficial entre los ~35 a 22 Ma.

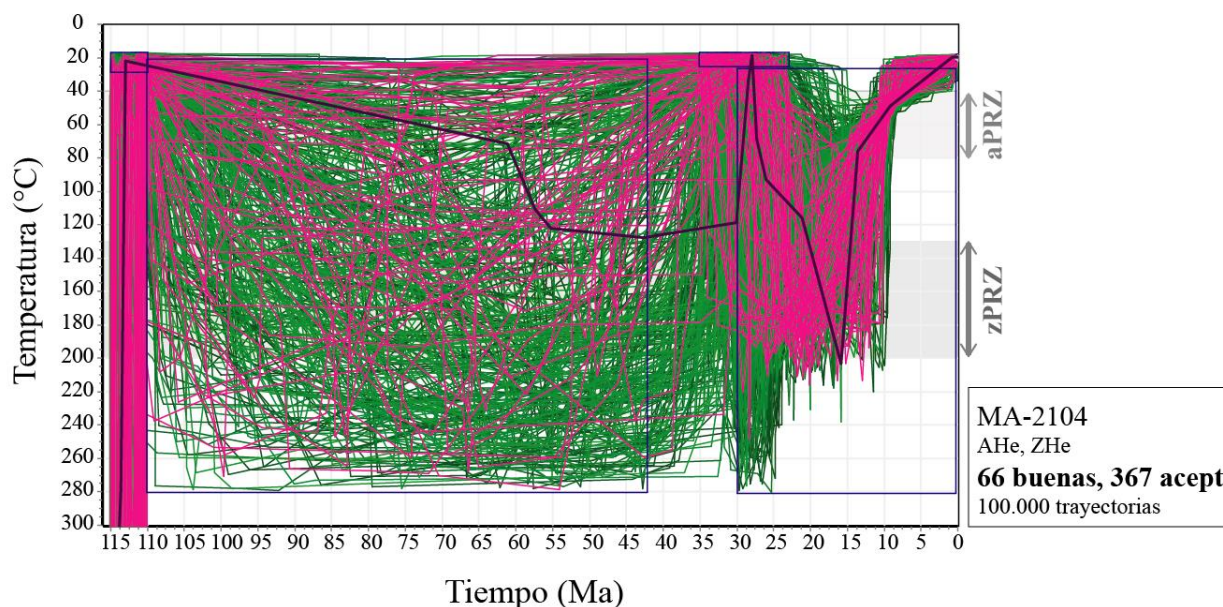


Figura 5.15: Ejemplo de modelo termal inverso de las dataciones (U-Th)/He obtenidas para la muestra MA-2104. La figura corresponde a un acercamiento hacia el intervalo de sensibilidad térmica de los termocronómetros.

En la Figura 5.8 se aprecia una leve preferencia de las trayectorias t-T por aumentar la temperatura a partir de los ~35 y 25 Ma. Adicionalmente, en este ejemplo se incluyó una restricción de exploración posterior a los 30 Ma hacia altas temperaturas para considerar el enterramiento de la unidad tras la depositación de la Formación Abanico. De esta manera, las trayectorias pueden llegar a alcanzar como temperaturas máximas los ~180-200°C entre los 25 y 10 Ma, con mayor ocurrencia entre los 25 y ~18 Ma. Las trayectorias que comienzan a enfriarse entre los ~15 y 10 Ma contemplan una residencia prolongada (en torno a 10 Ma) a altas temperaturas (~180°C).

Algunos de los aspectos de este ejemplo que se mantiene utilizando otras combinaciones de granos es que la temperatura máxima alcanzada, en la mayoría de las trayectorias, no supera los 200°C y existe un enfriamiento relativamente abrupto que no es posterior a 10 Ma. También se modelaron

restricciones a otras temperaturas superficiales (ej. entre 50 y 30 Ma), las cuales en general, inician un calentamiento a más tardar a los 25 Ma.

En el ejemplo presentado también se incluye una restricción de exploración para testear un posible calentamiento previo a los ~35 Ma. Cuando se omite esta restricción, algunas de las trayectorias comienzan a calentarse posterior a los 25 Ma y pueden llegar a alcanzar temperaturas mayores a los 200°C.

5.2.2. Modelamiento inverso rocas detríticas

5.2.2.1. Formación Colbún

La muestra Ma-2101 corresponde a una arenisca media a fina y fue obtenida en la Cuesta del Rayo al sur del río Ancoa (Figura 5.14), donde la facies sedimentaria del miembro superior de la Fm Colbún se apoya directamente sobre las rocas plutónicas cretácicas (*ca.* 87-85 Ma) (Contreras *et al.*, *in prep*).

Se seleccionaron pares de circones para el modelado mediante el análisis de doble datación. Sin embargo, algunos circones se modelaron solos, ya que no convergían en historias buenas cuando se analizaban en conjunto. En todos los modelos, se empleó el error mínimo (1σ) y se aplicó una restricción inicial en el rango de sensibilidad térmica del método de datación U-Pb (~900°-750°C), teniendo en cuenta la edad U-Pb específica de cada grano. Se incluyó una restricción a temperaturas superficiales (25°-15°C) para la edad de máxima estimada para la muestra de la Formación Colbún ($19,7 \pm 2,1$ Ma) (Espinoza *et al.*, *in prep*). Adicionalmente, en lo modelos expuestos en esta sección se incluye una restricción de exploración considerando el enterramiento de la muestra.

Para el caso del grano Zrn10, dado su edad U-Pb, es coherente asociarlo a la Formación Las Chilcas (unidad volcánica en el área de estudio), por lo que se modeló una restricción a temperaturas superficiales considerando un origen volcánico para los granos, la cual considera un enfriamiento rápido del cristal. Como se observa en la Figura 5.16 A, las trayectorias alcanzan como máximo temperaturas cercanas a los 180°C posterior a la depositación. Dado que es solo un grano, la hipótesis anterior no es del todo confiable, por lo que también fue modelado sin la restricción de la depositación para la Formación Las Chilcas (Figura 5.16 B). Para este caso, las trayectorias t-T

alcanzas máximo los $\sim 160^{\circ}\text{C}$, las cuales corresponden a las trayectorias que presentan un enfriamiento más temprano.

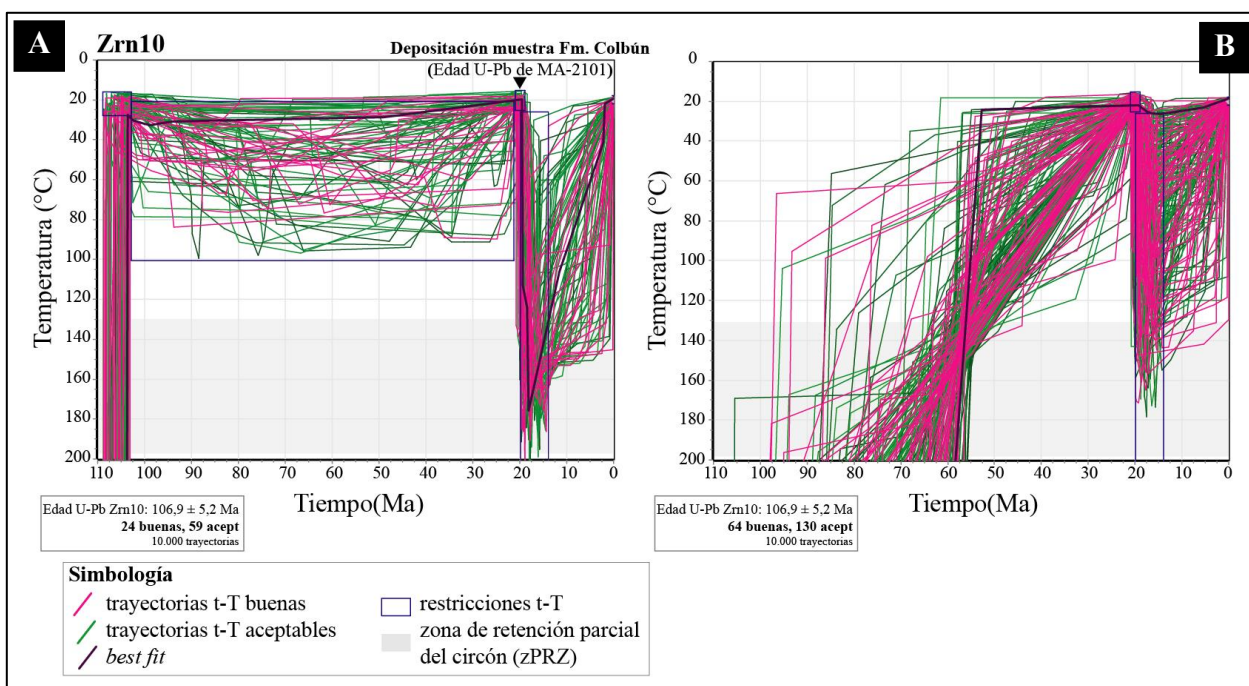


Figura 5.16: Ejemplos de modelos termales inversos para un circon detrítico del Cretácico Superior (Zrn10). Las figuras corresponden a cercamientos hacia el intervalo de sensibilidad térmica del circon.

El resto de los circones cretácicos fueron asociados al Complejo Intrusivo Ancoa. Debido a que no existe certeza de la evolución geológica del área de estudio posterior a su emplazamiento hasta la apertura de la Cuenca de Abanico, no fue posible incluir alguna restricción adicional a las mencionadas inicialmente

Para las parejas de circones modelados (Figura 5.17 A y B), presentan un enfriamiento más alejado de la edad de depositación, y posteriormente un calentamiento que en general no supera los $\sim 160^{\circ}\text{C}$. Por otro lado, los circones modelados en soledad (Figura 5.17 C y D), presentan una edad de enfriamiento muy cercana a la edad de depositación, por lo que posterior a esta, las trayectorias t-T alcanzan temperaturas máximas mayores ($\sim 180^{\circ}\text{C}$). Cabe destacar, que al igual que el caso anterior, son las trayectorias t-T que presentan un enfriamiento más temprano, son las que alcanzan mayores temperaturas posterior a la depositación.

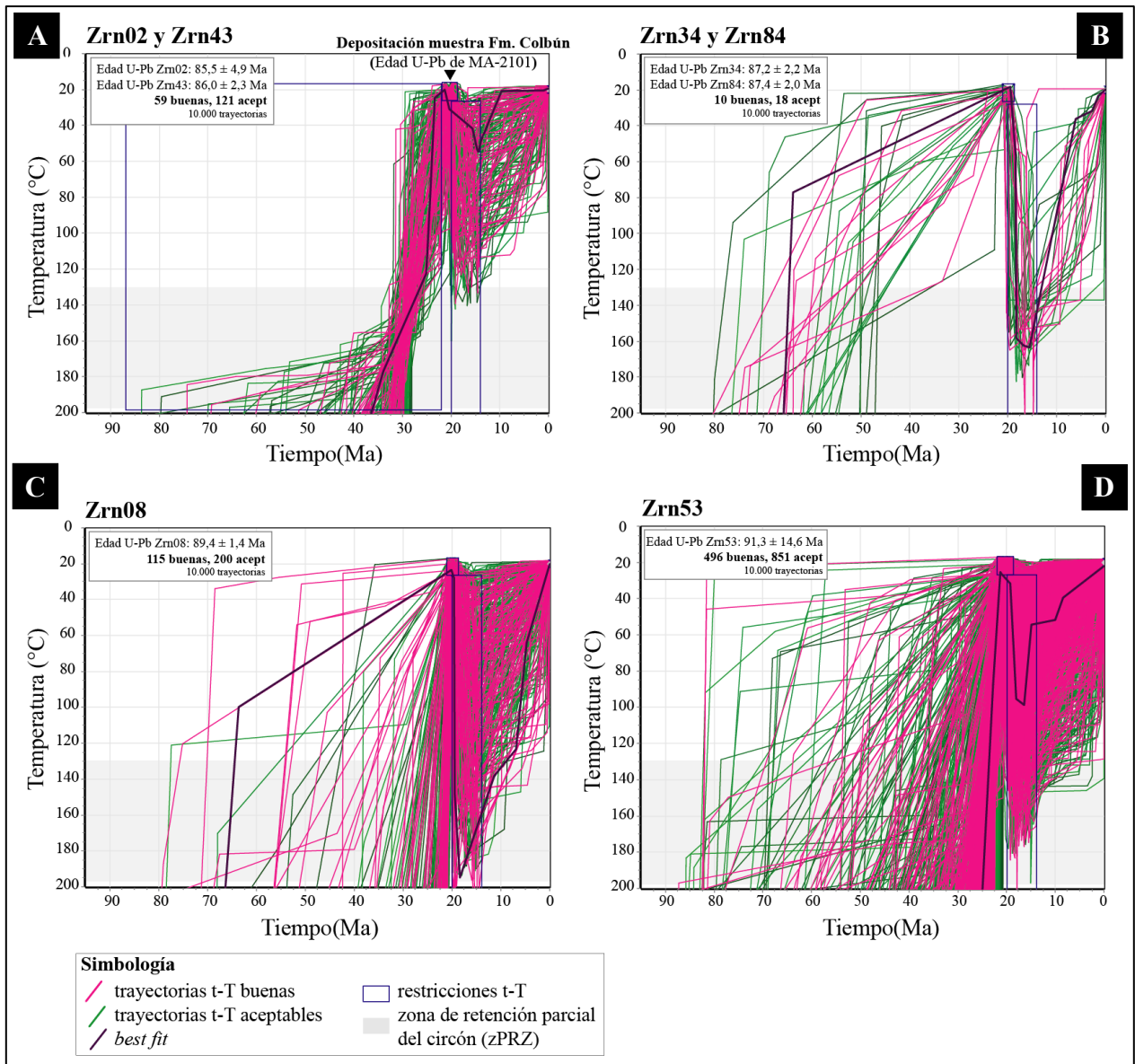


Figura 5.17: Ejemplos de modelos termale inversos para circones detríticos del Cretácico Inferior. Las figuras corresponden a cercamientos hacia el intervalo de sensibilidad térmica del circón.

Los granos de circón de edad eocena-oligocena fueron asociados a la Formación Abanico, por esta razón, se modeló una restricción a temperaturas superficiales cercana a su datación U-Pb considerando un origen volcánico para los cristales. Para este caso (Figura 5.18 A y C), la temperatura máxima alcanzada por las trayectorias es de $\sim 160-180^{\circ}\text{C}$. Al modelar los granos sin considerar un origen volcánico (Figura 5.18 B y D), las temperaturas máximas alcanzadas son en torno a los $\sim 160^{\circ}\text{C}$.

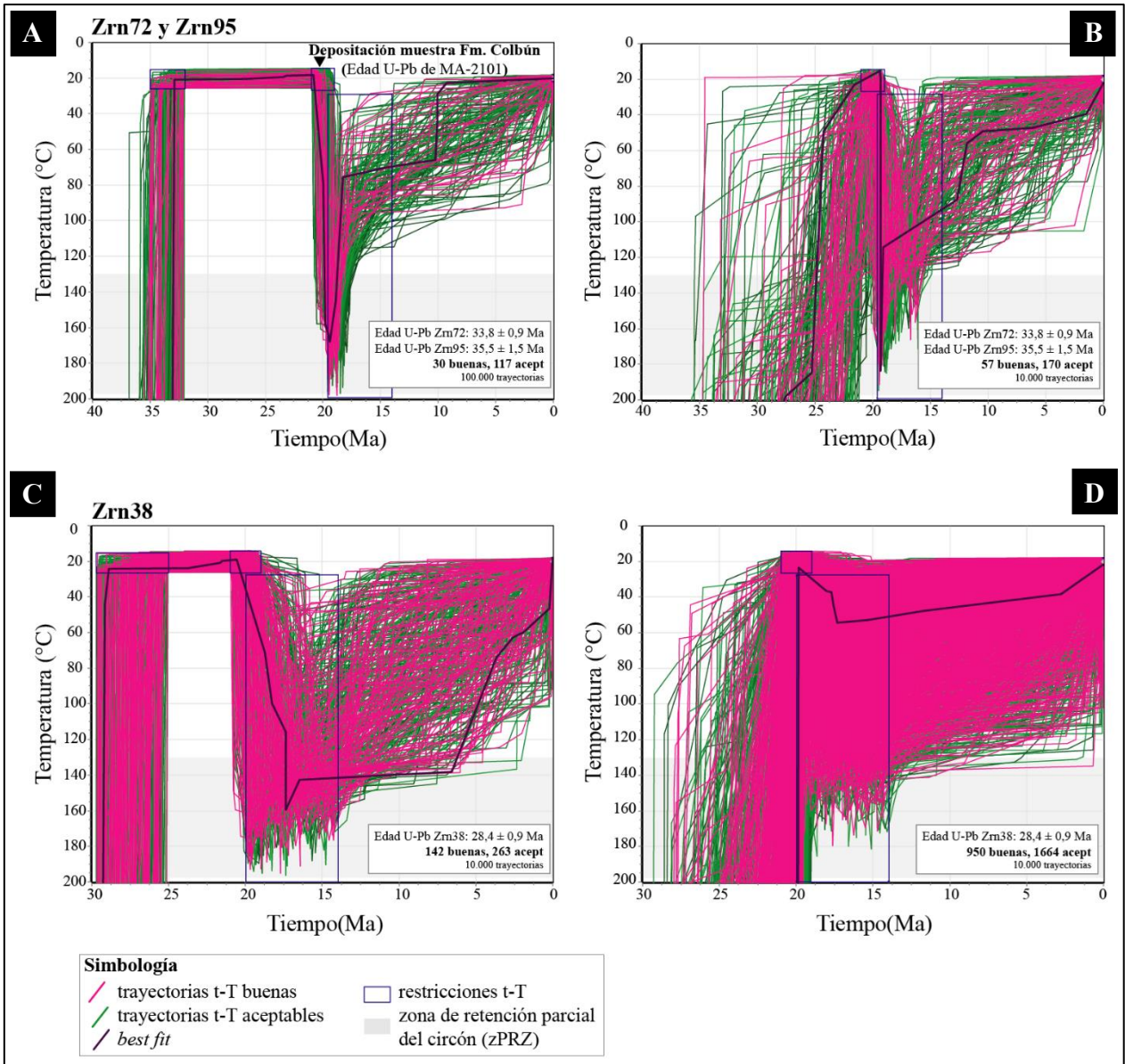


Figura 5.18: Ejemplos de modelos termales inversos para circones detríticos del Eoceno-Oligoceno. Las figuras corresponden a cercamientos hacia el intervalo de sensibilidad térmica del circón.

En el caso de los granos de edad miocena, dado que su edad de cristalización y enfriamiento son similares, podrían ser asociados a un origen volcánico relacionado a la Formación Colbún. El modelo obtenido (Figura 5.19) indica que para explicar la edad termocronológica, el grano no debió sufrir ningún grado de reinicio termal posterior a la deposición de la muestra detrítica.

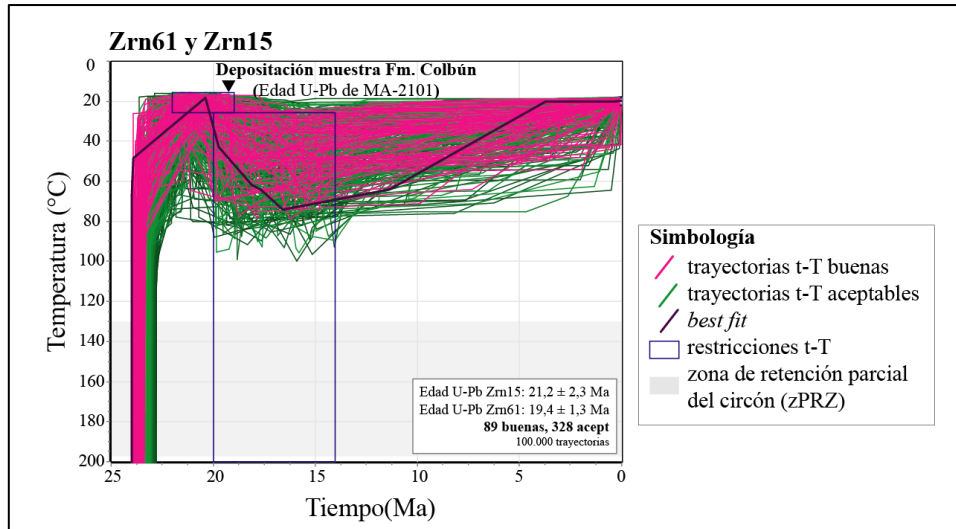


Figura 5.19: Ejemplo de modelo termal inverso para circones detríticos del Mioceno inferior. Las figuras corresponden a acercamientos hacia el intervalo de sensibilidad térmica del circon.

En general, los modelos muestran la posibilidad de un reinicio termal parcial de la muestra detrítica, con temperaturas máximas en torno a los $\sim 180^{\circ}\text{-}160^{\circ}\text{C}$, a excepción de los granos miocenos.

6. DISCUSIÓN

6.2. Análisis cualitativo de las historias térmicas

El modelamiento inverso entrega una gama de trayectorias t-T plausibles que son consistentes con los datos termocronológicos y las observaciones geológicas disponibles. Sin embargo, existen casos en los que existe una diversidad significativa de historias termales resultantes, lo que puede dificultar la interpretación de una historia geológica. Murray *et al.* (2022) propone el “enfoque de familias de trayectorias”, en donde se agrupan las trayectorias según características o comportamientos térmicos, luego estos se evalúan desde una perspectiva basada en procesos geológicos. Para este análisis, las muestras fueron separadas en base a los dominios estructurales propuestos.

6.2.1. Dominio estructural occidental

La muestra ubicada en la parte más occidental del dominio estructural occidental, el cual se encuentra limitado por las fallas Mesamávida y Ancoa, corresponde a MAE-032 (Complejo Intrusivo Ancoa del Cretácico Superior). Para esta muestra se descartaron aquellas las historias térmicas que muestran un enfriamiento monótono desde los 200°C a 20°C (temperaturas superficiales) entre los ~25 y 8 Ma. Anterior a los ~20 Ma se estaría depositando la Formación Colbún en este dominio estructural (Contreras *et al.*, *in prep*) en condiciones extensionales (Chap, 2019, Vergara *et al.*, 1999), por lo que se descartaría un inicio del enfriamiento anterior a los 20 Ma.

Además, se excluyeron las historias térmicas que mostraban un enfriamiento rápido (de hasta 150°C) entre los ~20 y 17 Ma, seguido por un período prolongado de condiciones isotérmicas durante más de 12-15 Ma. Esto sugiere un período de estabilidad térmica que no concuerda con las observaciones geológicas, tales como el emplazamiento del Complejo Intrusivo Brahma, cuya edad de cristalización se estima entre los 15-9 Ma, o la deformación de la Formación Trapa-Trapa, depositada hace aproximadamente 10 Ma (Contreras *et al.*, *in prep*).

La envolvente de las trayectorias consideradas como posibles (en azul en la Figura 6.1) muestran un enfriamiento rápido (de al menos ~100°C) a través de la zPRZ a partir de los 19-17 Ma, pudiendo extenderse hasta los ~16 Ma, seguido de una disminución significativa de la tasa de enfriamiento (entre ~80° y 60°C). A partir de los 12 Ma, se alcanzan tasa de enfriamiento que

pueden superar los 10°C/Ma. Cabe recordar que esta muestra se encontraría reiniciada termalmente de manera total o casi total, por lo que no existe certeza de la historia termal anterior a los ~20 Ma.

Para la muestra MA-2105 (Complejo Intrusivo Ancoa), al este de la muestra anterior, las trayectorias interpretadas como más probables se destacan en color celeste en la Figura 6.1, indicando un calentamiento rápido después de los 23-20 Ma, en concordancia con la deposición de la Formación Colbún, pudiendo alcanzar los ~160°C como máximo. A esto le sigue un enfriamiento rápido alrededor de los 19-17 Ma a través de la zPRZ hasta aproximadamente los ~70-60°C. Luego, se observa un periodo de enfriamiento a través de la aPRZ desde aproximadamente los 70°C iniciado en torno a los ~14-13 Ma.

En relación con los eventos térmicos anteriores al calentamiento, la falta de datos termobarométricos u otros antecedentes geológicos para este plutón dificulta la imposición de restricciones tiempo-temperatura durante el modelado el discernimiento entre las historias térmicas obtenidas, lo que disminuye la certeza sobre el comportamiento térmico para la muestra MA-2105.

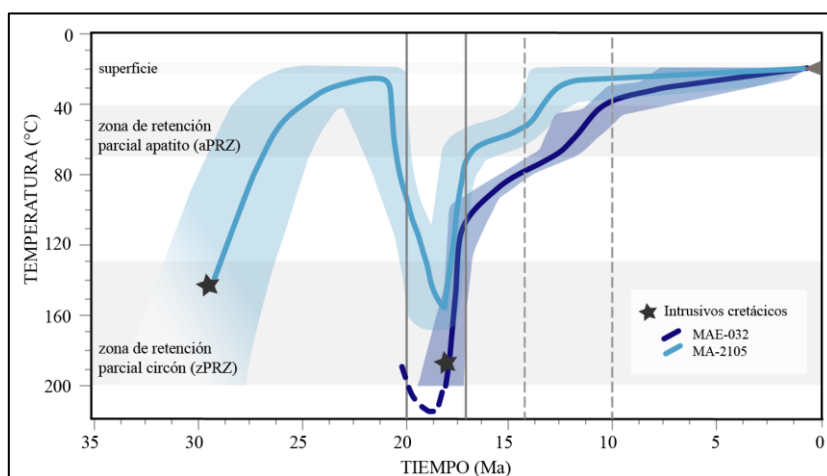


Figura 6.1: Envolvente de las trayectorias térmicas obtenidas a partir del “enfoque de familias de trayectorias” (Murray *et al.*, 2022) para las muestras presentes en el dominio estructural occidental.

A partir de las envolventes presentes en la Figura 6.1, se puede apreciar que la muestra MAE-032 es la que habría alcanzado mayores temperaturas antes de los ~20-18 Ma, y corresponde a la muestra ubicada más cercana a la Falla Mesamávida.

En este bloque estructural se encuentra también la muestra detrítica relacionada con las facies sedimentarias de la Formación Colbún. Es crucial señalar que esta muestra habría experimentado

solo un reinicio térmico parcial después de su deposición, ya que los modelos indican temperaturas que, en general, no superan los ~ 180 - 160 °C. Sin embargo, no es posible determinar con precisión el momento de enfriamiento de la muestra. Es relevante destacar que las variaciones en los modelos podrían estar vinculadas al posible impacto del desgaste por transporte u otras diferencias composicionales y morfológicas de los granos. Para abordar de manera más precisa el posible impacto de las variaciones entre los diferentes tipos de granos mencionados y para cuantificar con mayor detalle el enfriamiento de los sedimentos durante la inversión tectónica de una cuenca, se emplea comúnmente el 'enfoque edad-elevación'. Este enfoque implica la recolección de múltiples muestras a lo largo de una secuencia estratigráfica (Malusà & Fitzgerald, 2020).

6.2.2. Dominio estructural central

Para determinar la envolvente de las trayectorias térmicas en la Figura 6.2 correspondientes a la muestra MAE-019 del C.I. Ancoa (en rojo), ubicada al extremo occidental de este dominio, se procedió inicialmente a descartar ciertas trayectorias utilizando los mismos criterios aplicados en la muestra MAE-032 (como se detalla en la sección anterior).

Entonces, la muestra exhibiría un enfriamiento rápido (de ~ 100 °C) a través de la zPRZ a partir de los ~ 20 - 18 Ma. A temperaturas menores a los ~ 120 °- 100 °C disminuye la tasa de enfriamiento, alcanzando los ~ 80 °C no posterior a los ~ 13 - 12 Ma, para luego alcanzar temperaturas cercanas a los 40 °C no después de los 10 Ma. Al igual que la muestra MAE-032, se encontraría completamente (o casi completamente) reiniciada termalmente.

Para la muestra MA-2104 pertenecientes a la Formación Las Chilcas (en naranja en la Figura 6.2) se consideran como trayectorias t-T posibles las que presentan un enfriamiento a partir de los ~ 20 - 18 Ma, desde los 180 - 190 °C, en coherencia a lo demostrado por la muestra MAE-019, ya que pertenecen al mismo dominio estructural, y se descartan las historias termales que presentan un enfriamiento abrupto en torno a los 10 Ma. Estas historias térmicas presentan un inicio del calentamiento a partir de los 35 Ma, y como máximo a los ~ 25 Ma, coherente con un enterramiento del basamento debido a la depositación de la Formación Abanico, de la cual existe evidencia en este bloque estructural y que habría ocurrido entre los 25 y 35 Ma aproximadamente (Contreras *et al.*, in prep).

En los modelos inversos, al incluir los circones, las trayectorias comienzan a atravesar la zona de retención parcial del apatito (aPRZ) entre los ~15 y 10 Ma. Sin embargo, si se realiza el modelo inverso solo para los circones o se analizan las edades termocronológicas, el enfriamiento a través de la aPRZ se concentra en torno a los 10 Ma.

Para las muestras de los plutones pertenecientes al C.I. Brahma (en naranja claro y amarillo en la Figura 6.2) se consideraron como posibles todas las trayectorias obtenidas en los modelos inversos debido a la escasa dispersión de las trayectorias obtenidas. Estas presentan un enfriamiento desde los 80°C a los 11 Ma y ~10-9 Ma respectivamente.

Se incluyó en la Figura 6.2 el grano de apatito de la muestra MA-2120 (en verde) que muestra un enfriamiento a través de la zona de retención parcial en torno a los 7 Ma ($\pm 0,5$ Ma). No se incluyeron las posibles trayectorias termales a mayores temperaturas debido a la falta de datos y discordancias en las dataciones obtenidas por Nelson *et al.* (1999) y Spikings *et al.* (2008).

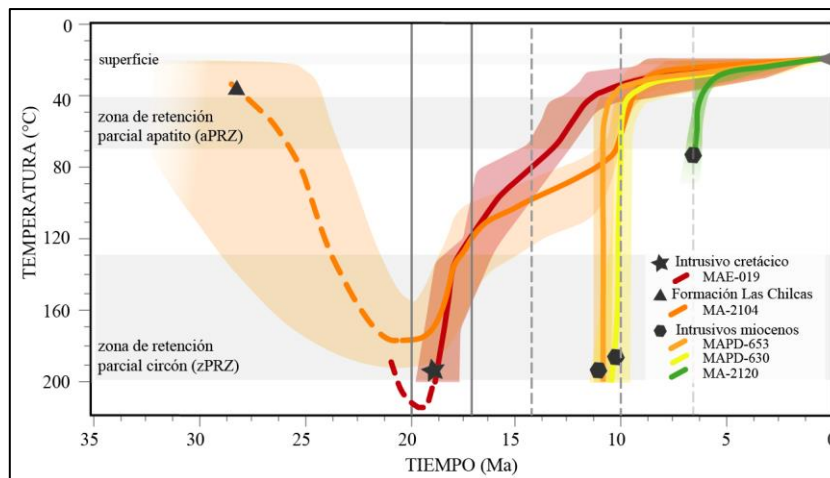


Figura 6.2: Envolvente de las trayectorias térmicas obtenidas a partir del “enfoque de familias de trayectorias” (Murray *et al.*, 2022) para las muestras presentes en el dominio estructural central.

De manera similar a lo obtenido en el dominio occidental, la muestra ubicada más cercana a la Falla Ancoa (MAE-019) es la que alcanza mayores temperaturas anterior a los ~20-18 Ma.

6.3. Historias térmicas y su relación con procesos geológicos

Las variaciones termales de una muestra, que puede apreciarse en las trayectorias t-T obtenidas a partir del modelamiento inverso, pueden tener diversos orígenes (Figura 6.3). Entre ellos, destacan el efecto de intrusiones o actividad volcánica reciente en los afloramientos cercanos, lo cual podría resultar en un reinicio térmico de las muestras debido a la actividad magmática. También podrían ser atribuibles a variaciones en el paleogradiente geotérmico. Además, una muestra puede desplazarse a lo largo de una superficie isotérmica estable debido a movimientos tectónicos (Malusà & Fitzgerald, 2020).

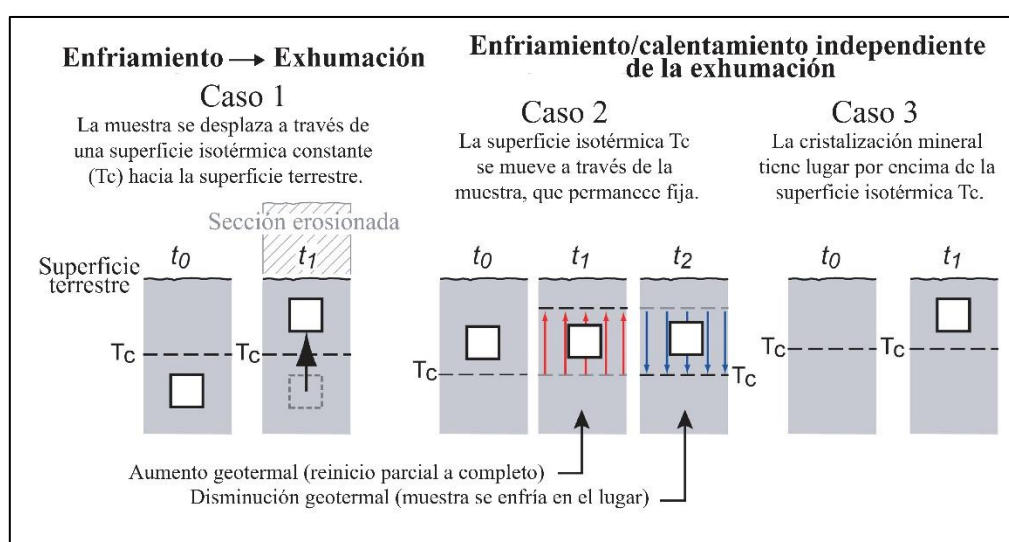


Figura 6.3: Diferentes escenarios reflejados en el enfriamiento registrado por termocronómetros de baja temperatura. T_c corresponde a la temperatura de cierre de un termocronómetro. Modificado de Malusà & Fitzgerald (2020).

Las muestras cretácicas evidencian un intenso calentamiento antes de los ~18-17 Ma. La hipótesis de un calentamiento causado por magmatismo puede descartarse al considerar la proximidad de las fuentes magmáticas contemporáneas con la edad de enfriamiento obtenida (Lossada, 2018). Aunque existe magmatismo en el área de estudio entre *ca.* 20 y 16 Ma, representado por los complejos intrusivos Vilches y Melado (Cabezas *et al.*, 2018; Contreras *et al.*, *in prep*), los afloramientos de estos se encuentran a más de 15 km de distancia de las muestras que muestran reinicio termal (parcial o total) de los granos de circón. Además, es esperable que las muestras más cercanas a los intrusivos alcancen temperaturas más altas; sin embargo, se observa en los modelos inversos que la muestra más alejada (MAE-032) experimenta un reinicio termal total, mientras que

la muestra más cercana (MA-2104) experimenta solo un reinicio parcial. Por lo tanto, se descarta que calentamiento evidenciado por las muestras se debe a las intrusiones del mioceno inferior.

Una forma adicional de descartar la hipótesis de un calentamiento causado por magmatismo en las muestras es evaluar si el espesor de la cubierta sedimentaria que las recubre es suficiente para restablecer los termocronómetros. Para realizar esta evaluación, es necesario considerar el paleogradiante geotérmico.

La firma geoquímica de las rocas ígneas de la Formación Colbún es indicativa de un magmatismo generado en una corteza adelgazada (menor a 30 km) en un ambiente geotectónico de intra-arco y extensional (Vergara *et al.*, 1999). Se sugiere que las condiciones geotectónicas se mantuvieron relativamente constantes durante su depositación debido a la poca variabilidad geoquímica de sus rocas (Vergara *et al.*, 1999; Chap, 2019). Utilizando la clasificación de Kolawole y Evenick (2023), la cuenca en la que se depositó la Formación Colbún podría considerarse como una “cuenca caliente”, clasificación que incluye cuencas de trasarco y antearco que presentan un gradiente geotérmico $>50^{\circ}\text{C}/\text{km}$, lo que puede explicarse por la fuerte participación magmática en la evolución tectónica de las cuencas y a la proximidad a cuerpos magmáticos poco profundos. En el mismo trabajo, análisis de modelos de flujo de calor revelan un aumento no lineal de los gradientes geotérmicos con el espesor de la corteza, observándose un incremento significativo en cortezas menores a 28 km.

En este contexto, para que una muestra alcance temperaturas de 200 a 180°C , es necesario una cubierta sedimentaria de aproximadamente 3200 a 3500 m, considerando un gradiente geotérmico de 50°C , o de alrededor de 3000 a 2700 m para un gradiente geotérmico de $60^{\circ}\text{C}/\text{km}$.

Para la litofacies volcánica y piroclástica de la Formación Colbún, se estima un espesor de ~ 1700 m, mientras que para la facies sedimentaria es de al menos 100 m (Contreras *et al.*, *in prep*). Por lo que para el dominio estructural occidental se estima un espesor mínimo cercano a 2000 m. En el dominio estructural central, Vargas (2023) estima un espesor de ~ 3500 m para la Formación Abanico a partir de una sección balanceada. De esta manera, el intenso calentamiento de los intrusivos cretácicos antes de los $\sim 18-17$ Ma podría relacionarse con la significativa profundidad alcanzada por el basamento durante la depositación de la Formación Colbún y Abanico.

Por otro lado, las muestras del bloque colgante ubicadas en proximidad a las fallas normales, que actualmente se interpretan como las fallas invertidas Mesamávida y Ancoa, experimentan temperaturas más elevadas durante este período. Esto puede vincularse con un mayor enterramiento, en contraste con las muestras más distantes, que alcanzan temperaturas máximas menores. Además, las muestras cercanas a la falla presentan en la actualidad edades termocronológicas más jóvenes, como es esperable para el bloque colgante de una falla inversa (Warren-Smith *et al.*, 2016; Schildgen *et al.*, 2018). Esto refuerza la interpretación de un origen principalmente tectónico para las variaciones térmicas.

6.3. Eventos termales y su implicancia tectónica

6.3.1. Evento de calentamiento Eoceno superior - Mioceno inferior

Como fue mencionado anteriormente, el basamento cretácico evidencia un intenso calentamiento anterior a ~18-17 Ma.

La segmentación estructural en el área parece ser la responsable de las variaciones temporales en las fases de subsidencia de la cuenca, y de una migración de los depocentros desde el dominio central hacia el dominio occidental.

En el dominio central, la muestra MA-2104 correspondiente a la Formación Las Chilas del Aptiano-Albiano, presenta un inicio del enterramiento previo a los 25 Ma, relacionado con la depositación de la Formación Abanico entre *ca.* 35-25 Ma (Contreras *et al.*, *in prep*) tras la activación de la Falla Ancoa. Adicionalmente, en el extremo oriental del dominio, Vargas (2023) propone a la Falla Las Zorras como precursora de un depocentro para la depositación de la unidad (Figura 6.4).

Al mismo tiempo, en el basamento del dominio occidental se registra un enfriamiento, patrón esperado para el bloque yacente de una falla normal, que se estaría levantando y erosionando (Figura 6.4), permitiendo que la muestra MA-2105 alcance menores temperaturas. Posteriormente, el enterramiento del basamento en el dominio occidental habría comenzado entre los ~23-22 Ma, con la activación de la Falla Mesamávida y la depositación de la Formación Colbún (Figura 6.4).

En cuanto a la depositación de la Formación Colbún, Díaz (2020) lleva a cabo un análisis estratigráfico y de facies en el Cordón cerro Las Vizcachas, al sur del Embalse Colbún (~35°50').

Concluye que las rocas de la unidad (asociado al miembro inferior por Contreras *et al.* (*in prep*)) depositadas en esa área entre los 23 y 22 Ma indican que el espacio de acomodación generado durante la sedimentación se relacionó a tasas de subsidencia tectónica relativamente bajas.

Por otro lado, en este trabajo, se analiza una muestra de basamento del Complejo Intrusivo Ancoa (MA-2105) que se encuentra en contacto por inconformidad con la facies sedimentaria de la Formación Colbún que presenta una datación de $19,7 \pm 2,1$ Ma (MA-2101). Los modelos inversos sugieren que esta muestra pudo haber alcanzado elevadas temperaturas ($\sim 160^{\circ}\text{C}$) debido al enterramiento durante la depositación de la Formación Colbún.

Considerando estos antecedentes, se puede inferir que las tasas más significativas de sedimentación y subsidencia tectónica durante la deposición de la Formación Colbún se alcanzaron durante el depósito del miembro superior de la unidad, entre los ~ 22 y 20 Ma.

Cabe destacar que la depositación del miembro superior de la Formación Colbún (*ca.* 23-20 Ma) (Contreras *et al.*, *in prep*), coincide temporalmente con un aumento en la tasa de convergencia y oblicuidad de la placa subductante, tras la fragmentación de la placa de Farallón en torno a los ~ 23 Ma (Fennell *et al.*, 2018; Iannelli *et al.*, 2017).

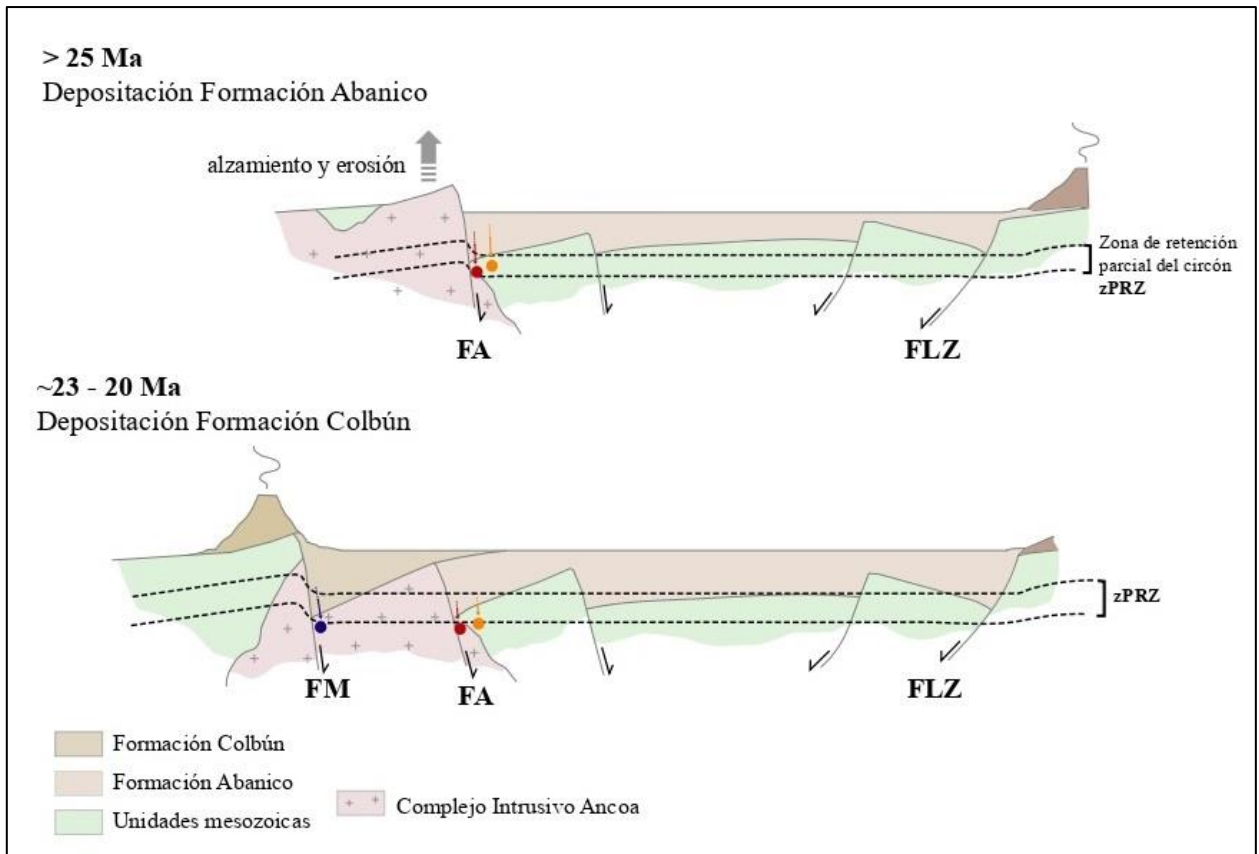


Figura 6.4: Esquema de la arquitectura de la cuenca de Abanico y Colbún con las fallas principales que habrían participado en la extensión. Se incluye el movimiento tectónico de tres muestras a través de la zona de retención parcial del circón (zPRZ) (MAE-032 en azul, MAE-019 en rojo, MA-2104 en naranja). FA: Falla Ancoa, FLZ: Falla Las Zorras, FM: Falla Mesamávida.

6.3.2. Evento de enfriamiento en el Mioceno inferior

Posterior a este evento de calentamiento, en base a los modelos inversos (cambio de pendiente de las trayectorias térmicas) y las edades termocronológicas, pueden diferenciarse dos principales eventos de enfriamiento.

El primer episodio, de mayor magnitud, es registrado en el rango de sensibilidad térmica del circón (zPRZ). Los modelos inversos indican que iniciaría entre los ~20 y 17 Ma desde las mayores temperaturas (200°-180°C, límite inferior de la zona de retención parcial del circón) y se relacionaría directamente a procesos de inversión tectónica, extendiéndose hasta los ~16 Ma. No obstante, existe evidencia de que alrededor de los ~20 Ma continuaba la deposición de la Formación Colbún (Contreras *et al.*, *in prep*). Por lo tanto, se estima con mayor certeza que la

inversión pudo haber comenzado entre los ~19 y 17 Ma. Este enfriamiento sería resultado de la inversión de las fallas Mesamávida y Ancoa, permitiendo que las muestras experimentaran un enfriamiento a tasas mayores a 30°C/Ma. Esto se atribuye a los movimientos verticales de los bloques estructurales y de la erosión durante el alzamiento de dichos bloques.

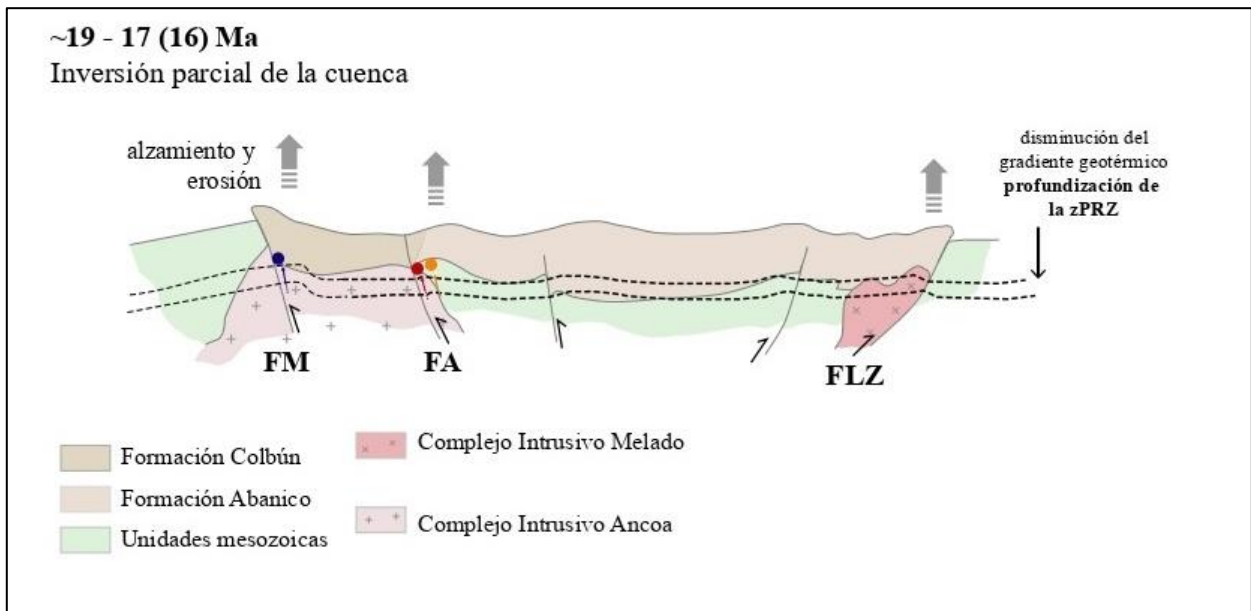


Figura 6.5: Esquema de la arquitectura de la inversión cuenca de Abanico y Colbún con las fallas principales que habrían participado en la compresión. Se incluye el movimiento tectónico de tres muestras a través de la zona de retención parcial del circón (zPRZ) (MAE-032 en azul, MAE-019 en rojo, MA-2104 en naranja). FA: Falla Ancoa, FLZ: Falla Las Zorras, FM: Falla Mesamávida.

Además, se observa una ligera asincronía entre los bloques estructurales. Los modelos inversos del bloque occidental sugieren que el alzamiento habrá comenzado entre los ~19 y 17 Ma, mientras que en el bloque central habría sido anterior a los ~18 Ma. Esto sugiere que la reactivación inversa probablemente ocurrió primero en la Falla Ancoa.

Este evento marcaría el inicio de una fase compresional y de la inversión de la Cuenca de Abanico, representado el evento principal de construcción orogénica a los 36°S. El cambio de régimen tectónico estaría impulsado por una disminución gradual en la tasa de convergencia alrededor de los 19 Ma (Fennell *et al.*, 2018).

En el área de estudio, este episodio se manifestaría a través de la discordancia angular entre las Formación Trapa-Trapa (*ca.* 10 Ma) y las unidades infrayacentes (Contreras *et al.*, *in prep*).

Adicionalmente, Vargas (2023) propone la inversión de la Falla Las Zorras cerca de los ~18 Ma, correspondiente al límite oriental del bloque estructural central del área de estudio. La falla habría servido como plano de debilidad para la intrusión de los magmas del Complejo Intrusivo Melado, datado en *ca.* 18 Ma (Figura 6.5) (Cabezas *et al.*, 2018).

En la misma línea, en el estudio termocronológico de los plutones miocenos entre los 35°-38°S, Spikings *et al.* (2018) identificaron tasas de enfriamiento rápido entre los 18 y 15 Ma. Aunque atribuyen esto a una relajación térmica asociada a la cristalización de los granitoides, se asocia parte del enfriamiento a la exhumación tectónica, coincidiendo temporalmente con el cambio geoquímico de las rocas de la Formación Abanico documentado a los ~34°S por Kay *et al.* (2005), y con el engrosamiento generalizado del margen continental (Charrier *et al.*, 2002).

El engrosamiento cortical en el área de estudio estaría respaldado por la geoquímica del Complejo Intrusivo Brahma, que se habría emplazado a los 14 Ma en una corteza ya engrosada, estimada en 40-45 km de espesor (Martínez, 2019). De esta manera, parte de este enfriamiento también podría atribuirse a una disminución del paleogradiante geotérmico. La variación del gradiente geotérmico durante la inversión tectónica dificulta la determinación de las tasas de exhumación. Para abordar esto, sería necesario emplear el enfoque de la transecta vertical (Malusà & Fitzgerald, 2019), que implica analizar las edades de enfriamiento de un mismo sistema a través de distintas muestras a lo largo de un perfil vertical en el orógeno. De esta manera, se puede obtener la velocidad vertical de las rocas en relación con la isoterma de cierre del sistema termocronológico, lo que permite calcular la tasa de erosión y/o exhumación sin la necesidad de conocer el gradiente geotérmico o realizar el cálculo de este (Lossada, 2018; Malusà & Fitzgerald, 2019).

A nivel regional, Charrier *et al.*, (2002) propone que la inversión tectónica de la Cuenca de Abanico entre los 33° y 35°S habría comenzado antes de los 21 Ma y habría extendido hasta los 16 Ma, basado en el contraste entre las tendencias de diferenciación toleítica y las firmas isotópicas primitivas tipo manto presentes en la Formación Abanico en comparación con las tendencias calcoalcalinas y las firmas isotópicas tipo corteza en la Formación Farellones, que presenta dataciones desde los 25 Ma (~33°S). Por otra parte, según Tapia (2015), la deformación de la vertiente occidental de la Cordillera Principal entre los 34°45' y 35°30'S se concentra entre los 20 y 11 Ma, implicando cerca 18 km de acortamiento de la corteza superior.

Hacia el sur, Kay *et al.*, (2006) sugieren que la actividad volcánica entre los 19 a 16 Ma en el trasarco, en torno a los 37°S, evidencia un cambio a un régimen compresional asociado a una disminución en el ángulo de subducción reflejado por la mayor hidratación de los magmas provenientes del manto. Por otra parte, Herriot (2006) estima que a los ~37,5°S las condiciones extensionales permanecieron hasta al menos los 14 Ma, durante toda la depositación de la Formación Curamallín entre los ~20 y 14 Ma (Jordan *et al.*, 2001; Herriot, 2006).

Tomando en consideración lo anterior, este trabajo refuerza la interpretación de una segmentación tectónica del margen andino y la existencia de un evento de deformación principal mioceno inferior que migra de norte a sur (Herriot, 2006; Charriet *et al.*, 2007; Chap, 2019; Vargas, 2023).

6.3.3. Evento de enfriamiento en el Mioceno medio - superior

El segundo evento estaría registrado en el rango de sensibilidad térmica del apatito (aPRZ) con tasa de enfriamiento cercanas a los 10°C/Ma, en un periodo comprendido entre los ~14 y 10-9 Ma y estaría relacionado a un segundo evento de alzamiento tectónico y deformación para el área. Debido a que este episodio es registrado por la mayoría de las muestras, podría asociarse a una reactivación inversa de las fallas Mesamávida y Ancoa.

El evento es contemporáneo al emplazamiento de los magmas del Complejo Intrusivo Brahma (*ca.* 15-9 Ma). Estos plutones muestran un único evento principal de enfriamiento, y la similitud entre las edades termocronológicas y U-Pb sugiere un emplazamiento sintectónico. Sin embargo, parte de este enfriamiento puede estar relacionado con el alzamiento tectónico. Por otra parte, no se descarta que la intrusión haya tenido efectos térmicos en unidades cercanas. La muestra de la Formación Las Chilcas (MA-2104), ubicada a ~5 km del complejo intrusivo presenta granos de apatito que indican un enfriamiento rápido a los ~10 Ma, similar a las muestras del C. I. Brahma.

La deformación del área de estudio podría asociarse a un evento tectónico a nivel regional. Entre los 14 y 10 Ma, Kay *et al.* (2006) sugieren que el ángulo de subducción de la Placa de Nazca disminuye tras una pausa magmática entre los 16 y 14 Ma, lo cual se ve reflejado en el volcanismo de arco y cerca del trasarco de los ~37°S. En la zona del arco se evidencia por los leves cambios geoquímicos de la Formación Trapa-Trapa, coherentes con un engrosamiento cortical y un evento de inversión tectónica para la región.

Por otra parte, a los 33°40'S, Giambiagi *et al.* (2014) reconocen una fase de deformación compresiva entre los 15 y 11 Ma con alto acortamiento cortical (23 km), que se concentra en la Faja Corrida y Plagada de Aconcagua. Sin embargo, entre los 12 y 11 Ma la deformación se habría concentrado en vertiente chilena de la Cordillera Principal, con la reactivación de la *Western Cordillera ramp* y el movimiento de las fallas preexistentes San Ramón e Infernillo (Giambiagi *et al.*, 2014).

Con los antecedentes presentados, puede reconocerse una leve asincronía de norte a sur en el evento de deformación e inversión tectónica del Mioceno medio-superior. Adicionalmente, se interpreta que durante este periodo la deformación se concentró en el desarrollo de las Fajas corridas y plegadas de los Andes Centrales, lo que podría explicar la menor tasa de enfriamiento presentados en este trabajo para la vertiente occidental de la Cordillera Principal.

A pesar de estos antecedentes, Spikings *et al.* (2008) en su estudio termocronológico, señalan condiciones isotermales entre los 13 y 10 Ma para plutones más antiguos. Sin embargo, ciertos plutones revelan tasas de enfriamiento elevadas en este periodo (incluida una muestra ubicada en el valle del río Achibueno (~36,2°S), pero se atribuyen a la relajación térmica posterior a la intrusión. Adicionalmente, indican que la superficie actual del flanco occidental de la Cordillera Principal se habría mantenido a una profundidad cortical y temperatura constante durante los siguientes 2 Ma (10-8 Ma).

6.3.4. Evento de enfriamiento en el Mioceno superior

Las dataciones termocronológicas de Spikings *et al.* (2008) sugieren que los granitoides del Mioceno temprano tardío en el flanco occidental de la Cordillera Principal experimentaron altas tasas de enfriamiento a partir de aproximadamente ~7,5-7 Ma. Este enfriamiento es más pronunciado al norte de los 36°S (11,5-6,5°C/Ma calculados a los 36,2°S). Dada la coincidencia temporal con la llegada de la dorsal de Juan Fernández, 200 km al norte de su área de estudio, el autor propone una relación entre la exhumación de los granitoides y el desplazamiento vertical ascendente de la placa superior, impulsado por la actividad de la dorsal.

En coherencia con los resultados presentados por Spikings *et al.* (2008), uno de los granos del Complejo Intrusivo Melado analizado en este estudio (grano aMA-2120-1) muestra una edad AHe de $6,8 \pm 0,2$ Ma. Sin embargo, es importante considerar que la muestra (MA-2120) se ubica en la

ribera del río Melado, a una altitud cercana a los 800 m s.n.m., con una diferencia de aproximadamente 2000 m respecto a las zonas más elevadas cartografiadas como el Complejo Intrusivo Melado en el mismo dominio estructural (Contreras *et al.*, *in prep*). Como se ilustra en la Figura 6.6, en un perfil vertical, las muestras a menores altitudes muestran edades termocronológicas más jóvenes, ya que atraviesan la zona de retención parcial del termocronómetro posteriormente y también alcanzan temperaturas superficiales tras una erosión más reciente (en este caso, fluvial). De esta manera, existe la posibilidad de que este plutón también registre el evento de enfriamiento del Mioceno medio-superior, pero que haya sido erosionado o se encuentre en zonas más elevadas, evidenciando un mayor alzamiento para este sector del dominio estructural central.

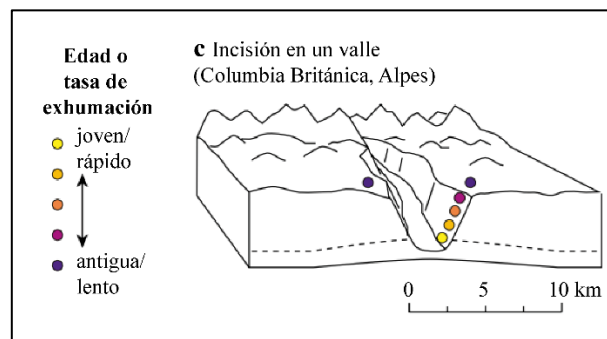


Figura 6.6: Bloque que ilustra la incisión en un valle, evidenciando gradientes espaciales pronunciados en las edades termocronológicas y tasas de exhumación. Se representan de manera cualitativa los patrones esperados de edades termocronológicas y tasas de exhumación mediante círculos coloreados. Modificado de Schildgen *et al.* (2018).

Por otra parte, Contreras *et al.* (*in prep*) plantea que las rocas de la Formación Trapa-Trapa (*ca.* 10 Ma) presentan un leve plegamiento y se encuentran intruidas por el Complejo Intrusivo Brahma (*ca.* 15-9 Ma). La presencia actual de esta unidad intrusiva expuesta en la superficie sugiere un levantamiento y una intensa denudación entre *ca.* 10 y 3 Ma. Este evento de alzamiento estaría vinculado, al menos, a la reactivación inversa de la Falla Las Zorras (Vargas, 2023).

Con estos antecedentes, no se podría descartar la existencia de un tercer evento de alzamiento tectónico cercano a los 7,5-7 Ma en el área de estudio.

6.3.5. Síntesis

En la Figura 6.7 se presentan la envolvente de las trayectorias térmicas interpretadas, y su relación temporal con los escenarios tectónicos interpretados. Adicionalmente, se presenta la equivalencia de la temperatura y la respectiva profundidad asociada a dos gradientes geotérmicos, $60^{\circ}\text{C}/\text{km}$ que puede asociarse al periodo de extensión, mientras que en un contexto de engrosamiento cortical es esperable uno menor a $40^{\circ}\text{C}/\text{km}$.

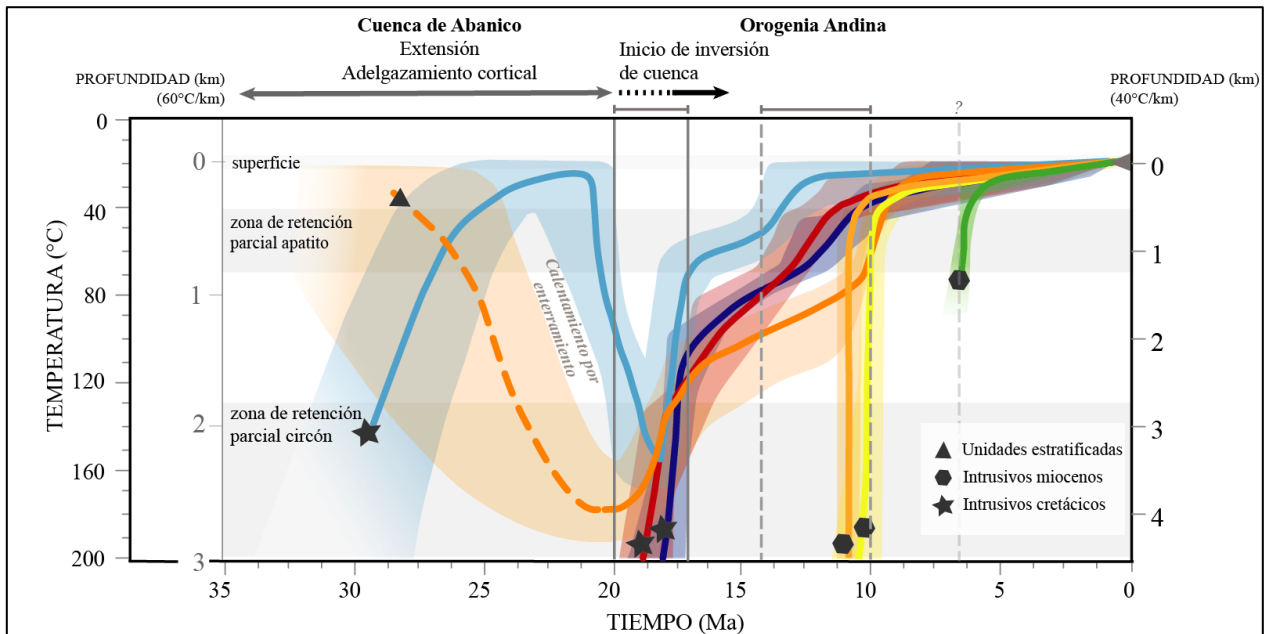


Figura 6.7: Envolvente de las trayectorias térmicas interpretadas, y su relación temporal con los escenarios tectónicos interpretados.

7. CONCLUSIONES

El desarrollo de este trabajo permitió reconocer y caracterizar los principales eventos termales registrados por los granos de apatito y circón presentes en distintas unidades del flanco occidental de la Cordillera Principal en torno a los 36°S.

Se identificó un evento de calentamiento de gran magnitud anterior a los ~19-17 Ma, que desencadenó un reinicio termal en todos los granos de apatito y un reinicio parcial a total en los granos de circón para las muestras cretácicas. Las variaciones en el grado de reinicio termal en los circones están directamente relacionadas con la posición espacial con respecto a las fallas Mesamávida y Ancoa, lo que respalda la existencia de dominios estructurales para el área de estudio y una migración de los depocentros desde el dominio central hacia el dominio occidental. Según los registros estratigráficos y termocronológicos, la activación de la falla Ancoa tuvo lugar antes de los 25 Ma y albergó principalmente los depósitos de la Formación Abanico en el dominio estructural central. En el dominio estructural occidental, la activación de la falla Mesamávida ocurrió alrededor de los ~23-20 Ma, donde se depositaron los depósitos de la Formación Colbún.

Los modelos inversos obtenidos registran dos eventos principales de enfriamiento de diferentes magnitudes.

Los granos de circón revelan un primer episodio de enfriamiento con una tasa de aproximadamente 50°C/Ma, iniciado entre los ~19 y 17 Ma a partir de temperaturas de 200°C o superiores, que correspondería al evento principal de deformación y alzamiento observado en la vertiente occidental de la Cordillera Principal a los 36°S. Estaría vinculado al comienzo de un evento compresivo, que provocó la inversión de la Cuenca de Abanico y Colbún mediante la reactivación inversa de las fallas Mesamávida y Ancoa.

Se observa un segundo episodio de enfriamiento, de menor magnitud, que habría ocurrido entre los ~14 y 10-9 Ma. Este evento estaría asociado al emplazamiento y parte del alzamiento del Complejo Intrusivo Brahma, y coincide temporalmente con la deposición de la Formación Trapa-Trapa. En términos generales, los modelos inversos no son compatibles con un último evento de enfriamiento posterior a los 10 Ma.

En base a los resultados del presente trabajo, la deformación de la vertiente occidental de la Cordillera Principal a los 36° se habría concentrado entre los ~19 y 10-9 Ma.

Adicionalmente, no se descarta la existencia de un tercer evento de enfriamiento, registrado en investigaciones termocronológicas anteriores para el área de estudio, que habría ocurrido en torno a los ~ 7 Ma, el cual podría estar relacionado al alzamiento del Complejo Intrusivo Melado y plegamiento de la Formación Trapa-Trapa.

A partir de la doble datación (U-Th)/He y U-Pb se interpretan al menos tres fuentes de sedimentos para la facies sedimentaria de la Formación Colbún, las cuales estarían relacionadas a la erosión de los intrusivos cretácicos del Complejo Intrusivo Ancoa, de la unidad eocena-miocena inferior Abanico y de la facies volcánica de la Formación Colbún.

8. REFERENCIAS

- Aguirre, L. (1960). *Geología de los Andes de Chile Central, provincia de Aconcagua*. Instituto de Investigaciones Geológicas, Boletín No. 9, 70 pp.
- Astaburuaga, D. (2014). *Evolución estructural del límite mesozoico-cenozoico de la Cordillera principal entre 35° 30'Y 36° S, Región del Maule, Chile*. Tesis de Magíster, Universidad de Chile, Santiago.
- Bermúdez, M. A., & Flores-Ferrín, M. (2019). Aplicaciones de la termocronología por trazas de fisión en Venezuela: Estado actual, perspectivas y visión integradora. *Boletín de Geología*, 41(3), 175-200.
- Bello-González, J. P., Contreras-Reyes, E., & Arriagada, C. (2018). Predicted path for hotspot tracks off South America since Paleocene times: Tectonic implications of ridge-trench collision along the Andean margin. *Gondwana Research*, 64, 216-234.
- Boyce, D., Charrier, R., & Farías, M. (2020). The First Andean Compressive Tectonic Phase: Sedimentologic and Structural Analysis of Mid-Cretaceous Deposits in the Coastal Cordillera, Central Chile (32 50' S). *Tectonics*, 39(2).
- Brown, R. W., Beucher, R., Roper, S., Persano, C., Stuart, F., & Fitzgerald, P. (2013). Natural age dispersion arising from the analysis of broken crystals. Part I: Theoretical basis and implications for the apatite (U–Th)/He thermochronometer. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 122, 478-497.
- Cabezas, L. M., Muñoz, M., & Rojas del Castillo, M. (2018). Nuevos antecedentes estratigráficos y dataciones radiométricas U-Pb en el valle superior del río Maule a los~ 35° 50'S, Chile Central: Implicaciones en la evolución geológica Cenozoica. En *XV Congreso Geológico Chileno, Concepción* (pp. 1099-1102).
- Cai, C. E., Qiu, N., Li, H., Stockli, D. F., Chang, J., & Liu, N. (2020). Study of the closure temperature of (U-Th)/He in detrital zircon obtained from natural evolution samples. *Science China Earth Sciences*, 63, 412-424.
- Chap, P. (2019). *Variaciones composicionales del magmatismo Andino Oligoceno-Mioceno a lo largo del frente cordillerano en Chile Central (33°-36°S) y sus implicancias tectónicas*. Memoria de Título, Carrera de Geología, Universidad Andrés Bello, Santiago.
- Charrier, R., Baeza, O., Elgueta, S., Flynn, J. J., Gans, P., Kay, S. M., Muñoz, N., Wyss, A. R., & Zurita, E. (2002). Evidence for Cenozoic extensional basin development and tectonic inversion south of the flat-slab segment, southern Central Andes, Chile (33–36 SL). *Journal of South American Earth Sciences*, 15(1), 117-139.
- Charrier, R., Bustamante, M., Comte, D., Elgueta, S., Flynn, J. J., Iturra, N., Muñoz, N., Pardo, M., Thiele, R., & Wyss, A. R. (2005). The Abanico extensional basin: Regional extension, chronology of tectonic inversion and relation to shallow seismic activity and Andean uplift. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie-Abhandlungen*, 43-77.
- Charrier, R., Farías, M., & Makshev, V. (2009). Evolución tectónica, paleogeográfica y metalogénica durante el Cenozoico en los Andes de Chile norte y central e implicaciones para las

regiones adyacentes de Bolivia y Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 65(1), 05-35.

Charrier, R., Pinto, L., & Rodríguez, M. P. (2007). Tectonostratigraphic evolution of the Andean Orogen in Chile.

Charrier, R., Wyss, A., Flynn, J. J., Swisher III, C. C., Norell, M. A., Zapatta, F., McKenna, M., & Novacek, M. J. (1996). New evidence for late Mesozoic-early Cenozoic evolution of the Chilean Andes in the upper Tinguiririca valley (35° S), central Chile. *Journal of South American Earth Sciences*, 9(5-6), 393-422.

Contreras, J.P., & Schilling, M. (2021). *Geología del área San Fernando-Curicó, regiones del Libertador General Bernardo O'Higgins y del Maule*. Informe Registrado IR-21-89: 56 p., 1 mapa escala 1:100,000. Santiago: Servicio Nacional de Geología y Minería.

Díaz, J. (2020). *Petrogénesis ignea de la Formación Colbún en la precordillera de Linares (~36°S) durante el Oligo-Mioceno*. Memoria de Título, Carrera de Geología, Universidad Andrés Bello, Santiago.

Díaz, V. (2019). *Prospecto Brahma, pórfido de Cobre-Molibdeno en los Andes de Chile Central (~35°45'S): geología, geocronología e isotopía de Cobre*. Tesis de M.Sc., Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago.

Díaz, V., Muñoz-Gómez, M., Deckart, K., Townley, B., Mathur, R., & Martínez, O. (2020). The Miocene Brahma porphyry Cu-Mo prospect in Central Chilean Andes (35° 45' S): Geology, geochronology (U-Pb, Re-Os) and geochemistry. *Ore Geology Reviews*, 122, 103522.

Donelick, R. A., O'Sullivan, P. B., Ketcham, R. A., Reiners, P. W., & Ehlers, T. A. (2005). Low-temperature thermochronology: techniques, interpretations, and applications. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 58, 49-94.

Drake, R. E. (1976). Chronology of Cenozoic igneous and tectonic events in the central Chilean Andes-Latitudes 35°30' to 36° S. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 1(3), 265-284.

Duhalde, M. A., & Rehnfeld, J. (1981). *Geología del área del río Maule entre los 70° 30'-71° 15' Long. W y estudio geológico-geotécnico del Proyecto Hidroeléctrico Pehuenche de ENDESA*. Memoria de Título. Universidad de Chile, Departamento de Geología, Santiago.

Dunai, T. J. (2005). Forward modeling and interpretation of (U-Th)/He ages. *Reviews in mineralogy and geochemistry*, 58(1), 259-274.

Encinas, A., Sagripanti, L., Rodríguez, M. P., Orts, D., Anavalón, A., Giroux, P., Otero, J., Echaurren, A., Zambrano, P., & Valencia, V. (2021). Tectonosedimentary evolution of the Coastal Cordillera and Central Depression of south-Central Chile (36° 30'-42° S). *Earth-Science Reviews*, 213, 103465.

Espinoza, M., Cortes-Aranda, J., Contreras, J. P., Maksymowicz, A., Vargas, E., Fosdick, J. C., Mueller, M., & Tassara, A. (2022). Anatomy and Structural Evolution of the Western Andean Slope in Central Chile (36° S). En *AGU Fall Meeting Abstracts* (Vol. 2022, p. T52A-02).

- Farías, M., Charrier, R., Carretier, S., Martinod, J., Fock, A., Campbell, D., Cáceres, J., & Comte, D. (2008). Late Miocene high and rapid surface uplift and its erosional response in the Andes of central Chile (33°–35° S). *Tectonics*, 27(1).
- Farías, M., Comte, D., Charrier, R., Martinod, J., David, C., Tassara, A., Tapia, F., & Fock, A. (2010). Crustal-scale structural architecture in central Chile based on seismicity and surface geology: Implications for Andean mountain building. *Tectonics*, 29(3).
- Farley, K. A. (2002). (U-Th)/He dating: Techniques, calibrations, and applications. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 47(1), 819-844.
- Farley, K. A., Wolf, R. A., & Silver, L. T. (1996). The effects of long alpha-stopping distances on (U-Th)/He ages. *Geochimica et cosmochimica acta*, 60(21), 4223-4229.
- Fennell, L. M., Quinteros, J., Iannelli, S. B., Litvak, V. D., & Folguera, A. (2018). The role of the slab pull force in the late Oligocene to early Miocene extension in the Southern Central Andes (27-46 S): Insights from numerical modeling. *Journal of South American Earth Sciences*, 87, 174-187.
- Flowers, R. M., Ketcham, R. A., Shuster, D. L., & Farley, K. A. (2009). Apatite (U-Th)/He thermochronometry using a radiation damage accumulation and annealing model. *Geochimica et Cosmochimica acta*, 73(8), 2347-2365.
- Flowers, R. M., Ketcham, R. A., Enkelmann, E., Gautheron, C., Reiners, P. W., Metcalf, J. R., & Brown, R. W. (2023a). (U-Th)/He chronology: Part 2. Considerations for evaluating, integrating, and interpreting conventional individual aliquot data. *Bulletin*, 135(1-2), 137-161.
- Flowers, R. M., Zeitler, P. K., Danišik, M., Reiners, P. W., Gautheron, C., Ketcham, R. A., Metcalf, J. R., Stockli, D. F., Enkelmann, E., & Brown, R. W. (2023b). (U-Th)/He chronology: Part 1. Data, uncertainty, and reporting. *Bulletin*, 135(1-2), 104-136.
- Flynn, J. J., Charrier, R., Croft, D. A., Gans, P. B., Herriott, T. M., Wertheim, J. A., & Wyss, A. R. (2008). Chronologic implications of new Miocene mammals from the Cura-Mallín and Trapa Trapa formations, Laguna del Laja area, south central Chile. *Journal of South American Earth Sciences*, 26(4), 412-423.
- Fosdick, J. C., Grove, M., Graham, S. A., Hourigan, J. K., Lovera, O., & Romans, B. W. (2015). Detrital thermochronologic record of burial heating and sediment recycling in the Magallanes foreland basin, Patagonian Andes. *Basin Research*, 27(4), 546-572.
- Garver, J. I., Brandon, M. T., Roden-Tice, M., & Kamp, P. J. (1999). Exhumation history of orogenic highlands determined by detrital fission-track thermochronology. *Geological Society, London, Special Publications*, 154(1), 283-304.
- Giambiagi, L., Ghigliione, M., Cristallini, E., & Bottesi, G. (2009). Características estructurales del sector sur de la faja plegada y corrida de Malargüe (35-36 S): distribución del acortamiento e influencia de estructuras previas. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 65(1), 140-153.
- Giambiagi, L., Tassara, A., Mescua, J., Tunik, M., Alvarez, P. P., Godoy, E., Hoke, G., Pinto, L., Spagnotto, S., Porras, H., Tapia, F., Jara, P., Bechis, F., García, V., Suriano, J., Maris, E., & Pagano, S. D. (2014). Evolution of shallow and deep structures along the Maipo–Tunuyán transect (33 40'

- S): from the Pacific coast to the Andean foreland. *Geological Society, London, Special Publications*, 399(1), 63-82.
- Glotzbach, C., Lang, K. A., Avdievitch, N. N., & Ehlers, T. A. (2019). Increasing the accuracy of (U-Th (-Sm))/He dating with 3D grain modelling. *Chemical Geology*, 506, 113-125.
- González, O., & Vergara, M. (1962). *Reconocimiento geológico de la Cordillera de los Andes entre los paralelos 35° y 38° latitud sur*. Universidad de Chile, Instituto Geológico, Publicación N° 24, 119 p.
- Guenther, W. R., Reiners, P. W., Ketcham, R. A., Nasdala, L., & Giester, G. (2013). Helium diffusion in natural zircon: Radiation damage, anisotropy, and the interpretation of zircon (U-Th)/He thermochronology. *American Journal of Science*, 313(3), 145-198.
- Harrison, T. M. (1982). Diffusion of ⁴⁰Ar in hornblende. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 78, 324-331.
- Harrison, T. M., & Zeitler, P. K. (2005). Fundamentals of noble gas thermochronometry. *Reviews in mineralogy and geochemistry*, 58(1), 123-149.
- Hauser, A. (2010). Rodados multicolores: Su distribución y características en el sur de Chile. *Andean Geology*, (27).
- Herriott, T. (2006). *Stratigraphy, structure and 40Ar/39Ar geochronology of the southeastern Laguna del Laja area: Implications for the mid-late Cenozoic evolution of the Andes near 37.5°S, Chile*. M.Sc. Thesis, University of California.
- Iannelli, S. B., Litvak, V. D., Paz, L. F., Folguera, A., Ramos, M. E., & Ramos, V. A. (2017). Evolution of Eocene to Oligocene arc-related volcanism in the North Patagonian Andes (39–41 S), prior to the break-up of the Farallon plate. *Tectonophysics*, 696, 70-87.
- Jordan, T. E., Burns, W. M., Veiga, R., Pángaro, F., Copeland, P., Kelley, S., & 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.
- Karzulovic, J., Hauser, A., & Vergara, M. (1979). Edades K/Ar en rocas volcánicas intrusivas del área de los proyectos hidroeléctricos Colbún-Machicura-Melado, ENDESA. *Congreso Geológico Chileno*, 4, 127-135.
- Kay, S. M., Burns, W. M., Copeland, P., & Mancilla, O. (2006). Upper Cretaceous to Holocene magmatism and evidence for transient Miocene shallowing of the Andean subduction zone under the northern Neuquen Basin. In S. M. Kay & V. A. Ramos (Eds.), *Evolution of an Andean Margin: A Tectonic and Magmatic View from the Andes to the Neuquen Basin (35°–39°S lat)*. Geological Society of America, Special Papers, 407, 19–59.
- Kay, S. M., Godoy, E., & Kurtz, A. (2005). Episodic arc migration, crustal thickening, subduction erosion, and magmatism in the south-central Andes. *Geological Society of America Bulletin*, 117(1-2), 67-88.
- Klohn, C. (1960). *Geología de la Cordillera de los Andes de Chile central*. Instituto de Investigaciones Geológicas. Boletín, No. 8, 95 pp.

- Ketcham, R. A. (2005). Forward and inverse modeling of low-temperature thermochronometry data. *Reviews in mineralogy and geochemistry*, 58(1), 275-314.
- Ketcham, R. A., Gautheron, C., & Tassan-Got, L. (2011). Accounting for long alpha-particle stopping distances in (U–Th–Sm)/He geochronology: Refinement of the baseline case. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 75(24), 7779-7791.
- Kolawole, F., & Evenick, J. C. (2023). Global distribution of geothermal gradients in sedimentary basins. *Geoscience Frontiers*, 14(6), 101685.
- Lossada, A. C. (2018). *Estudio de la exhumación y levantamiento cenozoico de la Cordillera Frontal entre los 30° y 34.8 °S, Andes Centrales Sur*. Doctoral dissertation, Universidad de Buenos Aires.
- Lovera, O. M., Grove, M., & Harrison, T. M. (2002). Systematic analysis of K-feldspar $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ step heating results II: Relevance of laboratory argon diffusion properties to nature. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 66(7), 1237-1255.
- Malusà, M. G., & Fitzgerald, P. G. (2019). Application of thermochronology to geologic problems: bedrock and detrital approaches. *Fission-track thermochronology and its application to geology*, 191-209.
- Malusà, M. G., & Fitzgerald, P. G. (2020). The geologic interpretation of the detrital thermochronology record within a stratigraphic framework, with examples from the European Alps, Taiwan and the Himalayas. *Earth-Science Reviews*, 201, 103074.
- Martínez, O. (2018). *Modelo petrogenético ígneo para el Prospecto Brahma, yacimiento de cobre mioceno a los 35°45' Sur*. Memoria de Título, Universidad de Chile, Departamento de Geología, Santiago.
- Mortimer, N., McLaren, S., & Dunlap, W. J. (2012). Ar-Ar dating of K-feldspar in low grade metamorphic rocks: Example of an exhumed Mesozoic accretionary wedge and forearc, South Island, New Zealand. *Tectonics*, 31(3).
- Mpodozis, C., Ramos, V. A., Ericksen, G. E., Cañas Pinochet, M. T., & Reinemund, J. A. (1989). Geology of the Andes and its relation to hydrocarbon and mineral resources. *Circum-Pacific Council for Energy and Mineral Resources, Earth Science Series*, 11, 59-90.
- Muñoz, M., Fuentes, F., Vergara, M., Aguirr, L., Olov Nyström, J., Féraud, G., & Demant, A. (2006). Abanico East Formation: petrology and geochemistry of volcanic rocks behind the Cenozoic arc front in the Andean Cordillera, central Chile (33 50'S). *Revista geológica de Chile*, 33(1), 109-140.
- Muñoz, J., & Niemeyer, H. (1984a). *Hoja Laguna del Maule: regiones del Maule y del BioBio: carta geológica de Chile 1: 250.000*. Servicio Nacional de Geología y Minería.
- Muñoz, J. & Niemeyer, H. (1984b). Petrología de la Formación Trapa-Trapa y consideraciones acerca del volcanismo Mioceno entre los 36° y 39° Lat. S (Cordillera Principal). *Revista Geológica de Chile*, 23(1), 53-67.
- Murray, K. E., Goddard, A. L. S., Abbey, A. L., & Wildman, M. (2022). Thermal history modeling techniques and interpretation strategies: Applications using HeFTy. *Geosphere*, 18(5), 1622-1642.

- Murray, K. E., Orme, D. A., & Reiners, P. W. (2014). Effects of U–Th-rich grain boundary phases on apatite helium ages. *Chemical Geology*, 390, 135-151.
- Niemeyer, H., & Muñoz, J. (1983). *Hoja Laguna de la Laja, Región del Bio-Bio*. Santiago, Chile: Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta N° 52, 1:250,000, 52 p.
- Oliveros, V., Vásquez, P., Creixell, C., Lucassen, F., Ducea, M. N., Ciocca, I., González, J., Espinoza, M., Salazar, E., Coloma, F., & Kasemann, S. A. (2020). Lithospheric evolution of the Pre-and Early Andean convergent margin, Chile. *Gondwana Research*, 80, 202-227.
- Piquer, J., Hollings, P., Rivera, O., Cooke, D. R., Baker, M., & Testa, F. (2017). Along-strike segmentation of the Abanico Basin, central Chile: New chronological, geochemical and structural constraints. *Lithos*, 268, 174-197.
- Quiero, F., Tassara, A., Iaffaldano, G., & Rabbia, O. (2022). Growth of Neogene Andes linked to changes in plate convergence using high-resolution kinematic models. *Nature communications*, 13(1), 1339.
- Reiners, P. W., Campbell, I. H., Nicolescu, S., Allen, C. M., Hourigan, J. K., Garver, J. I., Mattinson, J. M., & Cowan, D. S. (2005). (U-Th)/(He-Pb) double dating of detrital zircons. *American Journal of Science*, 305(4), 259-311.
- Schildgen, T. F., van Der Beek, P. A., Sinclair, H. D., & Thiede, R. C. (2018). Spatial correlation bias in late-Cenozoic erosion histories derived from thermochronology. *Nature*, 559(7712), 89-93.
- Sellés, D., & Gana, P. (2001). *Geología del área Talagante-San Francisco de Mostazal: Regiones Metropolitana y del Libertador General Bernardo O'Higgins, Escala 1: 100,000*. SERNAGEOMIN, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica, (74)
- Sepúlveda, T. (2019). *Neotectónica y paleosismología de la falla Mesamávida: Evidencia de actividad cuaternaria tardía del cabalgamiento Andino Occidental (WATF) en la Región del Maule, Chile Central (36 S)*. Memoria de título, carrera de Geología, Universidad de Concepción, Concepción.
- Sielfeld, G., Ruz, J., Brogi, A., Cembrano, J., Stanton-Yonge, A., Pérez-Flores, P., & Iturrieta, P. (2019). Oblique-slip tectonics in an active volcanic chain: a case study from the Southern Andes. *Tectonophysics*, 770, 228221.
- Somoza, R., & Ghidella, M. E. (2005). Convergencia en el margen occidental de América del Sur durante el Cenozoico: subducción de las placas de Nazca, Farallón y Aluk. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 60(4), 797-809.
- Spikings, R., Dungan, M., Foeken, J., Carter, A., Page, L., & Stuart, F. (2008). Tectonic response of the central Chilean margin (35°–38° S) to the collision and subduction of heterogeneous oceanic crust: a thermochronological study. *Journal of the Geological Society*, 165(5), 941-953.
- Stockli, D. F., Farley, K. A., & Dumitru, T. A. (2000). Calibration of the apatite (U-Th)/He thermochronometer on an exhumed fault block, White Mountains, California. *Geology*, 28(11), 983-986.
- Shuster, D. L., Flowers, R. M., & Farley, K. A. (2006). The influence of natural radiation damage on helium diffusion kinetics in apatite. *Earth and Planetary Science Letters*, 249(3-4), 148-161.

- Tapia, F., (2015). *Evolución Tectónica y configuración actual de los Andes Centrales del sur (34°45' - 35°30' S)*. Tesis de doctorado, Universidad de Chile, Santiago.
- Tassara, A., & Yáñez, G. (2003). Relación entre el espesor elástico de la litosfera y la segmentación tectónica del margen andino (15-47 S). *Revista geológica de Chile*, 30(2), 159-186.
- Thomas, H. (1958). *Geología de la Cordillera de la Costa entre el valle de La Ligua y la cuesta de Barriga*. Instituto de Investigaciones Geológicas (Chile), Boletín, No. 2, 86 p.
- Vargas, E. (2023). *Análisis estructural de la cordillera principal entre la quebrada del Toro y el Cajón del Melado (Región del Maule, Chile) e implicancias en la arquitectura del orógeno andino*. Memoria de título, carrera de Geología, Universidad de Concepción, Concepción.
- Vergara, M., Morata, D., Hickey-Vargas, R., López-Escobar, L., & Beccar, I. (1999). Cenozoic tholeiitic volcanism in the Colbún area, Linares Precordillera, central Chile (35°35'-36°S). *Revista geológica de Chile*, 26(1), 23-41.
- Vergara, M., & Muñoz, J. (2010). La Formación Cola de Zorro en la alta cordillera Andina Chilena (36°-39° lat. S), sus características petrográficas y petrológicas: una revisión. *Andean Geology*, (17).
- Warren-Smith, E., Lamb, S., Seward, D., Smith, E., Herman, F., & Stern, T. (2016). Thermochronological evidence of a low-angle, mid-crustal detachment plane beneath the central South Island, New Zealand. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 17(10), 4212-4235.
- Wolfe, M. R., & Stockli, D. F. (2010). Zircon (U–Th)/He thermochronometry in the KTB drill hole, Germany, and its implications for bulk He diffusion kinetics in zircon. *Earth and Planetary Science Letters*, 295(1-2), 69-82.
- Wyss, A. R., Norell, M. A., Flynn, J. J., Novacek, M. J., Charrier, R., McKenna, M. C., Swisher, C. C., Frassinetti, D., Salinas, P., & Jin, M. (1990). A new early tertiary mammal fauna from central Chile: Implications for andean stratigraphy and tectonics. *Journal of Vertebrate Paleontology*, 10(4), 518-522.

Anexo 1: Datos termocronológicos (U-Th)/He

Nombre alicuota	U (ppm)	Th (ppm)	Sm (ppm)	Th/U	eU (ppm)	Radio (Rs, μm)	Fecha medida (Ma)	Error analítico $\pm 1\sigma$ (Ma)	Edad corregida (Ma)	Error $\pm 1\sigma$ (Ma)
MAPD-653 – Complejo Intrusivo Brahma										
Altitud: 1847 m s.n.m.										
aMAPD-653-1	4,83	9,86	27,78	2,041	7,41	45,8	7,0	0,43	10,3	0,6
aMAPD-653-2	1,32	8,59	12,65	6,529	3,46	42,9	9,2	0,78	14,3	1,2
aMAPD-653-3	2,16	9,76	11,83	4,510	4,58	40,4	5,1	0,40	8,13	0,64
aMAPD-653-4	1,30	10,55	19,33	8,103	3,97	34,3	5,4	1,04	9,71	1,87
MAPD-630 – Complejo Intrusivo Brahma										
Altitud: 2265 m s.n.m.										
aMAPD-630-1	8,50	15,26	39,06	1,796	12,45	37,2	4,3	0,34	7,04	0,56
aMAPD-630-2	80,42	62,48	51,02	0,777	95,71	35,0	5,3	0,13	8,9	0,22
aMAPD-630-3	31,73	35,84	44,66	1,130	40,63	34,5	5,2	0,19	8,86	0,32
aMAPD-630-4	36,76	39,64	39,64	1,078	46,52	31,4	5,2	0,22	9,47	0,4
MA-2120 – Complejo Intrusivo Melado										
Altitud: 797 m s.n.m.										
aMA-2120-1	3,37	12,48	30,83	3,709	6,59	59,4	5,1	0,15	6,83	0,2
aMA-2120-2	15,51	28,70	51,41	1,850	22,77	39,1	1,5	0,07	2,39	0,11
aMA-2120-3	8,70	23,52	32,58	2,703	14,57	54,0	1,0	0,09	1,38	0,12
aMA-2120-4	177,94	44,15	20,34	0,248	188,61	61,0	74,8	1,52	97,1	2
MA-2105 – Complejo Intrusivo Ancoa										
Altitud: 451 m s.n.m.										
aMA-2105-1	5,97	80,45	128,83	2,952	26,18	48,78	10,8	0,4	14,9	0,6
aMA-2105-2	4,72	58,58	101,78	3,210	19,51	44,79	8,3	0,5	12,7	0,8
aMA-2105-3	4,57	36,10	51,80	3,010	13,59	36,73	7,8	0,8	13,4	1,4
zMA-2105-1	109,05	66,16		0,607	124,59	110,01	35,85	0,88	40,1	1
zMA-2105-2	149,18	79,16		0,531	167,78	68,04	17,76	0,46	21,05	0,6
zMA-2105-3	192,80	115,16		0,597	219,87	84,47	26,81	0,58	31,1	0,7
zMA-2105-4	265,11	122,97		0,464	294,01	104,98	24,16	0,72	27,1	0,8
MAE-032 – Complejo Intrusivo Ancoa										
Altitud: 274 m s.n.m.										
aMAE-032-1	3,29	17,84	40,75	3,842	7,87	34,77	24,6	2,9	43,2	5,1
aMAE-032-2	2,22	46,66	93,82	3,983	14,10	62,68	35,2	4,3	47	5,7
aMAE-032-3	5,44	94,51	80,47	2,436	28,60	48,76	7,0	0,9	10,3	1,3
aMAE-032-4	11,69	62,55	86,89	2,310	27,30	45,04	6,6	0,3	9,93	0,45
aMAE-032-5	14,65	79,33	75,98	1,799	34,16	44,79	4,4	0,4	6,65	0,4
zMAE-032-1	192,14	155,55		0,810	228,69	36,94	11,95	0,24	17,6	0,4
zMAE-032-2	93,45	79,47		0,850	112,13	50,20	13,15	0,65	17,2	0,9
zMAE-032-3	96,48	66,44		0,689	112,09	53,00	13,66	0,80	17,5	1
zMAE-032-4	424,77	200,94		0,473	471,99	51,40	10,92	0,48	14,1	0,6

Continuación Anexo 1

MAE-019 – Complejo Intrusivo Ancoa		Altitud: 435 m s.n.m.									
aMAE-019-1	17,91	36,22	169,47	0,898	27,93	44,09	7,6	0,4	11,4	0,6	
aMAE-019-2	7,84	44,59	248,20	1,524	20,52	47,57	10,7	0,6	15,7	0,9	
aMAE-019-3	2,89	278,91	38,51	4,118	69,59	31,87	1,5	0,5	2,99	0,9	
aMAE-019-4	12,23	19,48	76,68	1,405	17,50	31,71	5,8	0,6	10,6	1,1	
zMAE-019-1	360,94	196,92		0,546	407,22	43,37	20,69	0,63	28,4	0,9	
zMAE-019-2	308,19	140,20		0,455	341,14	44,85	12,87	0,54	17,4	0,7	
zMAE-019-3	453,02	214,48		0,473	503,42	48,77	11,86	0,44	15,6	0,6	
zMAE-019-4	287,88	149,80		0,520	323,08	57,52	15,45	0,48	19,4	0,6	

Anexo 2: Datos (U-Th)/He y U-Pb

Nombre alicuota	U (ppm)	Th (ppm)	Sm (ppm)	Th/U	eU (ppm)	Radio (Rs, μm)	Fecha medida (Ma)	Error analítico $\pm 1\sigma$ (Ma)	Edad corregida (Ma)	Error $\pm 1\sigma$ (Ma)	Datos U-Pb		
											Mejor edad U-Pb (Ma)	Error $\pm 2\sigma$ (Ma)	Discordancia U-Pb
MA-2104 – Formación Las Chilcas													
Altitud: 623 m s.n.m.													
aMA-2104-1	2,15	11,21	8,44	5,218	4,89	81,6	6,2	0,14	7,63	0,17			
aMA-2104-2	7,49	61,25	24,95	8,179	22,27	45,6	6,1	0,14	9,23	0,21			
aMA-2104-3	10,06	71,46	30,11	7,107	27,31	50,0	6,5	0,25	9,4	0,36			
aMA-2104-4	4,48	26,05	16,72	5,810	10,82	41,1	6,4	0,35	10,2	0,6			
aMA-2104-5	7,33	36,85	20,14	5,031	16,26	48,5	7,1	0,21	10,3	0,3			
zMA2104-Zrn38	644,20	419,46		0,651	742,78	41,35	26,41	0,45	37	0,6	120,3	2,6	2,8
zMA2104-Zrn50	402,55	834,20		2,072	598,59	39,07	17,16	0,32	24,9	0,5	122,7	4,7	-5,4
zMA2104-Zrn62	496,06	448,39		0,904	601,43	51,79	37,63	0,93	48,8	1,2	112,3	1,9	9,1
zMA2104-Zrn66	388,47	417,73		1,075	486,64	55,80	27,69	0,50	35,2	0,6	112,8	2,4	-2,0
zMA2104-Zrn93	304,81	295,39		0,969	374,22	45,25	29,46	0,36	39,9	0,5	107,4	2,1	16,1
MA-2101 – Formación Colbún, miembro superior, facies sedimentaria													
Altitud: 550 m s.n.m.													
zMA2101-Zrn02	101,70	71,28		0,701	118,45	89,16	24,49	0,51	28,2	0,6	85,5	4,9	15,1
zMA2101-Zrn08	355,29	547,98		1,542	484,06	67,32	17,17	0,17	20,9	0,2	89,4	1,4	2,8
zMA2101-Zrn10	163,43	240,74		1,473	220,00	52,78	43,61	0,87	56,5	1,1	106,9	5,2	-5,6
zMA2101-Zrn15	80,08	54,48		0,680	92,88	47,65	17,65	0,46	23,5	0,6	21,2	2,3	37,6
zMA2101-Zrn25	54,94	30,84		0,561	62,19	44,12	9,27	0,49	12,6	0,7	13,1	2,0	-12,4
zMA2101-Zrn34	375,88	217,22		0,578	426,93	39,01	25,30	0,67	36,2	1	87,2	2,2	2,4
zMA2101-Zrn38	520,11	753,46		1,449	697,17	48,61	14,90	0,37	19,8	0,5	28,4	0,9	-0,3
zMA2101-Zrn43	280,63	184,51		0,658	323,99	59,65	23,61	0,51	29,4	0,6	86,0	2,3	32,7
zMA2101-Zrn53	172,81	107,39		0,621	198,05	35,50	15,36	0,78	22,9	1,2	91,3	4,6	-6,7
zMA2101-Zrn61	76,85	38,39		0,499	85,87	61,34	19,35	0,49	23,9	0,6	19,4	1,3	12,2
zMA2101-Zrn66	140,20	113,14		0,807	166,79	30,71	8,04	0,43	13	0,7	33,3	2,7	37,5
zMA2101-Zrn72	323,97	85,83		0,265	344,14	48,17	15,98	0,35	21	0,5	33,8	0,9	8,6
zMA2101-Zrn84	409,77	269,59		0,658	473,12	42,27	29,32	0,58	40,5	0,8	87,4	2,0	-0,9
zMA2101-Zrn95	173,66	86,21		0,496	193,92	41,64	13,70	0,34	19	0,5	35,5	1,5	-2,6

Anexo 3: Errores de la alicuotas utilizados en algunos de los modelamientos inversos realizados para la muestra MAPD-653 (C.I. Brahma). Se presenta el número de trayectorias buenas y aceptables obtenidas desde el *software* HeFTy. En todos los casos solo se utilizó la restricción inicial que considera la datación U-Pb (*ca.* 14 Ma).
Se destaca la combinación utilizada en la Figura 5.5.

Error (Ma)				trayectorias aleatorias	Aceptables	Buenas
aMAPD-653-1	aMAPD-653-2	aMAPD-653-3	aMAPD-653-4			
0,43 (1 σ)	0,78 (1 σ)	0,40 (1 σ)	1,04 (1 σ)	10000	0	0
0,43 (1 σ)	-	0,40 (1 σ)	1,04 (1 σ)	10000	0	0
0,43 (1 σ)	-	0,79 (2 σ)	1,04 (1 σ)	10000	66	26
0,43 (1 σ)	0,78 (1 σ)	-	1,04 (1 σ)	10000	0	0
0,43 (1 σ)	1,57 (2 σ)	-	1,04 (1 σ)	10000	47	4
0,43 (1 σ)	0,78 (1 σ)	0,79 (2 σ)	1,04 (1 σ)	10000	0	0
0,43 (1 σ)	1,57 (2 σ)	0,40 (1 σ)	1,04 (1 σ)	10000	115	0
0,43 (1 σ)	1,57 (2 σ)	0,79 (2 σ)	1,04 (1 σ)	10000	66	0
0,43 (1 σ)	1,83 (20%)	0,79 (2 σ)	1,04 (1 σ)	10000	58	0
0,86 (2 σ)	1,83 (20%)	0,79 (2 σ)	1,04 (1 σ)	10000	169	0
0,43 (1 σ)	1,83 (20%)	1,02 (20%)	1,04 (1 σ)	10000	74	8
0,43 (1 σ)	1.83 (20%)	1,02 (20%)	1,04 (1 σ)	100000	668	51

Anexo 4: Errores de la alicuotas utilizados en algunos de los modelamientos inversos realizados para la muestra MAPD-630 (C.I. Brahma). Se presenta el número de trayectorias buenas y aceptables obtenidas desde el *software* HeFTy. En todos los casos solo se utilizó la restricción inicial que considera la datación U-Pb (*ca.* 11 Ma).
Se destaca la combinación utilizada en la Figura 5.5.

Error (Ma)				trayectorias aleatorias	Aceptables	Buenas
aMAPD-630-1	aMAPD-630-2	aMAPD-630-3	aMAPD-630-4			
0,34 (1 σ)	0,13 (1 σ)	0,19 (1 σ)	0,22 (1 σ)	10000	0	0
-	0,13 (1 σ)	0,19 (1 σ)	0,22 (1 σ)	10000	41	0
-	0,13 (1 σ)	0,19 (1 σ)	-	10000	54	26
0,67 (2 σ)	0,13 (1 σ)	0,19 (1 σ)	-	10000	80	3
-	0,13 (1 σ)	0,19 (1 σ)	0,43 (2 σ)	10000	55	10
0,67 (2 σ)	0,13 (1 σ)	0,19 (1 σ)	0,43 (2 σ)	10000	46	0
0,67 (2 σ)	0,13 (1 σ)	0,19 (1 σ)	0,65 (3 σ)	10000	50	4
0,85 (20%)	0,13 (1 σ)	0,19 (1 σ)	0,43 (2 σ)	10000	64	6
0,67 (2 σ)	0,13 (1 σ)	0,19 (1 σ)	0,65 (3 σ)	100000	729	54
0,85 (20%)	0,13 (1 σ)	0,19 (1 σ)	0,43 (2 σ)	100000	605	57

Anexo 5: Errores de la alicuotas utilizados en algunos de los modelamientos inversos realizados para la muestra MA-2120 (C.I. Melado). Se presenta el número de trayectorias buenas y aceptables obtenidas desde el *software* HeFTy. En todos los casos se utilizó una restricción inicial que considera la datación U-Pb (ca. 18 Ma).

Se destaca las combinaciones utilizadas en la Figura 5.7.

Error (Ma)				trayectorias aleatorias	Aceptables	Buenas	Restricciones tiempo- temperatura
aMA-2120-1	aMA-2120-2	aMA-2120-3	aMA-2120-4				
0,15 (1 σ)	0,07 (1 σ)	0,09 (1 σ)	-	10000	0	0	
1,02 (20%)	0,29 (20%)	0,19 (20%)	-	10000	0	0	
-	0,07 (1 σ)	0,09 (1 σ)	-	10000	0	0	
-	0,29 (20%)	0,19 (20%)	-	10000	0	0	
0,15 (1 σ)	-	-	-	10000	107	64	
0,15 (1 σ)	-	-	-	100000	1070	600	
0,15 (1 σ)	-	-	-	100000	2064	1025	(3,5-1 Ma)-(25-15°C)
0,15 (1 σ)	-	-	-	10000	248	127	Ar-Ar FK: 14,2 (\pm 0,5 Ma)- (175-350°C)
0,15 (1 σ)	-	-	-	100000	2424	1253	Ar-Ar Hbl: 14,5 (\pm 0,5 Ma)- (480-580°C)
0,15 (1 σ)	-	-	-	100000	4084	2156	Ar-Ar FK: 14,2 (\pm 0,5 Ma)- (175-350°C) Ar-Ar Hbl: 14,5 (\pm 0,5 Ma)- (480-580°C) *(3,5-1 Ma)-(25-15°C)

Anexo 6: Errores de la alícuotas utilizados en distintos modelamientos inversos de la muestra MA-2105 (C.I. Ancoa).

6.1 Errores de la alícuotas utilizados en algunos de los modelamientos inversos realizados para los apatitos de la muestra MA-2105 (C.I. Ancoa). Se presenta el número de trayectorias buenas y aceptables obtenidas desde el *software* HeFTy. En todos los casos se utilizó una restricción inicial que considera la datación U-Pb (*ca.* 86 Ma).

Ar-Ar en Hbl corresponde a la restricción que contempla la datación de $85,5 \pm 0,8$ Ma (Spikings *et al.*, 2008).

aMA-2105-1	Error (Ma)		trayectorias aleatorias	Aceptables	Buenas	Restricciones tiempo-temperatura
	aMA-2105-2	aMA-2105-3				
0,45 (1 σ)	0,46 (1 σ)	0,76 (1 σ)	10000	420	1	(20-0 Ma)-(200-20 °C)
0,45 (1 σ)	0,92 (2 σ)	0,76 (1 σ)	10000	313	205	
0,45 (1 σ)	0,46 (1 σ)	0,76 (1 σ)	100000	1989	149	Ar-Ar Hbl (35-23 Ma)-(50-15°C) (23-20 Ma)-(25-15°C) (20-0 Ma)-(200-25°C)

6.2 Errores de la alícuotas utilizados en algunos de los modelamientos inversos realizados para los circones de la muestra MA-2105 (C.I. Ancoa). Se presenta el número de trayectorias buenas y aceptables obtenidas desde el *software* HeFTy. En todos los casos se utilizó una restricción inicial que considera la datación U-Pb (*ca.* 86 Ma).

zMA-2105-1	Error (Ma)			trayectorias aleatorias	Aceptables	Buenas	Restricciones tiempo-temperatura
	zMA-2105-2	zMA-2105-3	zMA-2105-4				
0,88 (1 σ)	0,46 (1 σ)	0,58 (1 σ)	0,72 (1 σ)	10000	0	0	(20-0 Ma)-(200-20°C)
7,17 (20%)	3,55 (20%)	5,36 (20%)	4,83 (20%)	10000	1414	0	
-	0,46 (1 σ)	0,58 (1 σ)	0,72 (1 σ)	10000	0	0	
-	0,46 (1 σ)	1,16 (2 σ)	0,72 (1 σ)	10000	0	0	
-	0,46 (1 σ)	1,74 (3 σ)	0,72 (1 σ)	10000	0	0	
-	0,46 (1 σ)	2,68 (10%)	0,72 (1 σ)	10000	34	0	
-	0,46 (1 σ)	4,02 (15%)	0,72 (1 σ)	10000	41	3	
-	0,46 (1 σ)	-	0,72 (1 σ)	10000	37	8	
-	0,92 (2 σ)	-	0,72 (1 σ)	10000	105	27	
-	0,46 (1 σ)	-	1,44 (2 σ)	10000	148	16	

6.3

Errores de la alícuotas utilizados en distintos ejemplos de modelamientos inversos de los apatitos y circones de la muestra MA-2105 (C.I. Ancoa). Se presenta el número de trayectorias buenas y aceptables obtenidas desde el *software* HeFTy. En todos los casos se utilizó una restricción inicial que considera la datación U-Pb (ca. 86 Ma). Ar-Ar en Hbl corresponde a la restricción que contempla la datación de 85.5 ± 0.8 Ma (Spikings *et al.*, 2008). Se destaca la combinación utilizada en la Figura 5.9.

		Error (Ma)							trayectorias		Restricciones tiempo-temperatura		
		aMA-2105-1	aMA-2105-2	aMA-2105-3	zMA-2105-1	zMA-2105-2	zMA-2105-3	zMA-2105-4	aleatorias	Buenas	Aceptables	Buenas	Restricciones tiempo-temperatura
0,45 (1 σ)	0,83 (10%)	0,76 (1 σ)	7,17 (20%)	3,55 (20%)	5,36 (20%)	4,83 (20%)	100000	100000	1784	109	Ar-Ar Hbl (20-0 Ma)-(200-25°C)		
0,9 (2 σ)	0,83 (10%)	0,76 (1 σ)	7,17 (20%)	3,55 (20%)	5,36 (20%)	4,83 (20%)	100000	100000	2605	286	(20-0 Ma)-(200-25°C)		
0,45 (1 σ)	0,83 (10%)	0,76 (1 σ)	7,17 (20%)	3,55 (20%)	5,36 (20%)	4,83 (20%)	100000	100000	1845	114	Ar-Ar Hbl (20-0 Ma)-(200-25°C)		
1,08 (10%)	0,83 (10%)	0,76 (1 σ)	7,17 (20%)	3,55 (20%)	5,36 (20%)	4,83 (20%)	100000	100000	2384	83	Ar-Ar Hbl (20-18 Ma)-(25-15°C) (18-0 Ma)-(200-25°C)		
0,9 (2 σ)	0,83 (10%)	0,76 (1 σ)	-	1,78 (10%)	4,02 (15%)	3,62 (15%)	100000	100000	1680	78	Ar-Ar Hbl (23-20 Ma)-(25-15°C)		
0,45 (1 σ)	0,83 (10%)	0,76 (1 σ)	7,17 (20%)	3,55 (20%)	5,36 (20%)	4,83 (20%)	100000	100000	1656	54	(20-0 Ma)-(200-25°C)		
1,08 (10%)	0,83 (10%)	0,76 (1 σ)	7,17 (20%)	3,55 (20%)	5,36 (20%)	4,83 (20%)	100000	100000	2489	137	(23-20 Ma)-(25-15°C) (20-0 Ma)-(200-25°C)		
1,08 (10%)	0,83 (10%)	0,76 (1 σ)	7,17 (20%)	3,55 (20%)	5,36 (20%)	4,83 (20%)	100000	100000	2192	111	Ar-Ar Hbl (23-18 Ma)-(25-15°C) (18-0 Ma)-(200-25°C)		
1,08 (10%)	0,83 (10%)	0,76 (1 σ)	7,17 (20%)	3,55 (20%)	5,36 (20%)	4,83 (20%)	100000	100000	2024	114	(23-18 Ma)-(25-15°C) (18-0 Ma)-(200-25°C)		
0,9 (2 σ)	0,46 (1 σ)	0,76 (1 σ)	7,17 (20%)	3,55 (20%)	5,36 (20%)	4,83 (20%)	100000	100000	739	0	Ar-Ar Hbl (35-23 Ma)-(50-15°C)		
0,45 (1 σ)	0,83 (10%)	0,76 (1 σ)	7,17 (20%)	3,55 (20%)	5,36 (20%)	4,83 (20%)	100000	100000	622	17	(23-20 Ma)-(25-15°C)		
0,9 (2 σ)	0,83 (10%)	0,76 (1 σ)	-	1,78 (10%)	4,02 (15%)	3,62 (15%)	100000	100000	341	37	(20-0 Ma)-(200-25°C)		
0,9 (2 σ)	0,46 (1 σ)	0,76 (1 σ)	-	3,55 (20%)	4,02 (15%)	3,62 (15%)	100000	100000	579	75	(20-0 Ma)-(200-25°C)		
1,08 (10%)	0,83 (10%)	0,76 (1 σ)	7,17 (20%)	3,55 (20%)	5,36 (20%)	4,83 (20%)	100000	100000	1122	78	Ar-Ar Hbl (26-20 Ma)-(25-15°C) (20-0 Ma)-(200-25°C)		
1,08 (10%)	0,83 (10%)	0,76 (1 σ)	7,17 (20%)	3,55 (20%)	5,36 (20%)	4,83 (20%)	100000	100000	2224	159	(26-20 Ma)-(25-15°C) (20-0 Ma)-(200-25°C)		
1,08 (10%)	0,83 (10%)	0,76 (1 σ)	7,17 (20%)	3,55 (20%)	5,36 (20%)	4,83 (20%)	100000	100000	2162	148	(26-20 Ma)-(25-15°C) (20-0 Ma)-(200-25°C)		
1,08 (10%)	0,83 (10%)	0,76 (1 σ)	7,17 (20%)	3,55 (20%)	5,36 (20%)	4,83 (20%)	100000	100000	803	50	(26-20 Ma)-(70-15°C) (20-0 Ma)-(200-25°C)		

Continuación 6.3.

1,08 (10%)	0,83 (10%)	0,76 (1σ)	7,17 (20%)	3,55 (20%)	5,36 (20%)	4,83 (20%)	100000	1097	80	(35-23 Ma)-(50-15°C) (23-20 Ma)-(25-15°C) (20-0 Ma)-(200-25°C)
1,08 (10%)	0,83 (10%)	0,76 (1σ)	7,17 (20%)	3,55 (20%)	5,36 (20%)	4,83 (20%)	100000	854	50	Ar-Ar Hbl (35-23 Ma)-(50-15°C) (23-18 Ma)-(25-15°C) (18-0 Ma)-(200-25°C)
1,08 (10%)	0,83 (10%)	0,76 (1σ)	7,17 (20%)	3,55 (20%)	5,36 (20%)	4,83 (20%)	100000	874	41	Ar-Ar Hbl (35-26 Ma)-(50-15°C) (26-20 Ma)-(25-15°C) (20-0 Ma)-(200-25°C)
1,08 (10%)	0,83 (10%)	0,76 (1σ)	7,17 (20%)	3,55 (20%)	5,36 (20%)	4,83 (20%)	100000	246	10	Ar-Ar Hbl (87-35 Ma)-(200-20°C) (35-23 Ma)-(50-15°C) (23-20 Ma)-(25-15°C) (20-0 Ma)-(200-25°C)
1,08 (10%)	0,83 (10%)	0,76 (1σ)	7,17 (20%)	3,55 (20%)	5,36 (20%)	4,83 (20%)	10000	4	0	Ar-Ar Hbl (87-70 Ma)-(160-20°C) (35-23 Ma)-(50-15°C) (23-20 Ma)-(25-15°C) (20-0 Ma)-(200-25°C)
1,08 (10%)	0,83 (10%)	0,76 (1σ)	7,17 (20%)	3,55 (20%)	5,36 (20%)	4,83 (20%)	10000	123	9	Ar-Ar Hbl (87-70 Ma)-(160-20°C) (70-35 Ma)-(250-20°C) (35-23 Ma)-(50-15°C) (23-20 Ma)-(25-15°C) (20-0 Ma)-(200-25°C)
1,08 (10%)	0,83 (10%)	0,76 (1σ)	7,17 (20%)	3,55 (20%)	5,36 (20%)	4,83 (20%)	10000	0	0	Ar-Ar Hbl (87-70 Ma)-(160-20°C) (23-20 Ma)-(25-15°C) (20-0 Ma)-(200-25°C)
1,08 (10%)	0,83 (10%)	0,76 (1σ)	7,17 (20%)	3,55 (20%)	5,36 (20%)	4,83 (20%)	100000	954	71	Ar-Ar Hbl (87-23 Ma)-(200-20°C) (23-20 Ma)-(25-15°C) (20-0 Ma)-(200-25°C)
1,08 (10%)	0,83 (10%)	0,76 (1σ)	7,17 (20%)	3,55 (20%)	5,36 (20%)	4,83 (20%)	100000	67	1	(87-40 Ma)-(100-15°C) (23-20 Ma)-(25-15°C) (20-0 Ma)-(200-25°C)
0,9 (2σ)	0,83 (10%)	0,76 (1σ)	-	1,78 (10%)	4,02 (15%)	3,62 (15%)	100000	319	25	(87-23 Ma)-(40-15°C) (23-0 Ma)-(200-25°C)
1,08 (10%)	0,83 (10%)	0,76 (1σ)	7,17 (20%)	3,55 (20%)	5,36 (20%)	4,83 (20%)	100000	469	23	(87-40 Ma)-(60-15°C) (23-20 Ma)-(25-15°C) (20-0 Ma)-(200-25°C)
1,08 (10%)	0,83 (10%)	0,76 (1σ)	7,17 (20%)	3,55 (20%)	5,36 (20%)	4,83 (20%)	100000	74	0	(87-40 Ma)-(60-15°C) (23-20 Ma)-(25-15°C) (20-0 Ma)-(200-25°C)

Anexo 7: Errores de la alícuotas utilizados en distintos modelamientos inversos de la muestra MA-032 (C.I. Ancoa).

7.1 Errores de la alícuotas utilizados en algunos de los modelamientos inversos realizados para los apatitos de la muestra MAE-032 (C.I. Ancoa). Se presenta el número de trayectorias buenas y aceptables obtenidas desde el *software* HeFTy. En todos los casos se utilizó una restricción inicial que considera la datación U-Pb (*ca.* 86 Ma).

Error (Ma)					trayectorias aleatorias	Aceptables	Buenas
aMAE-032-1	aMAE-032-2	aMAE-032-3	aMAE-032-4	aMAE-032-5			
2,88 (1 σ)	4,25 (1 σ)	0,85 (1 σ)	0,27 (1 σ)	0,37 (1 σ)	10000	0	0
4,92 (20%)	7,04 (20%)	1,39 (20%)	1,32 (20%)	0,88 (20%)	10000	0	0
2,88 (1 σ)	4,25 (1 σ)	-	-	-	10000	197	89
-	-	0,85 (1 σ)	0,27 (1 σ)	0,37 (1 σ)	10000	0	0
-	-	0,85 (1 σ)	0,27 (1 σ)	0,74 (2 σ)	10000	17	0
-	-	0,85 (1 σ)	0,27 (1 σ)	0,88 (20%)	10000	217	0
-	-	1,39 (20%)	1,32 (20%)	0,88 (20%)	10000	1278	0
-	-	0,85 (1 σ)	0,27 (1 σ)	-	10000	219	191

7.2 Errores de la alícuotas utilizados en algunos de los modelamientos inversos realizados para los circones de la muestra MAE-032 (C.I. Ancoa). Se presenta el número de trayectorias buenas y aceptables obtenidas desde el *software* HeFTy. En todos los casos se utilizó una restricción inicial que considera la datación U-Pb (*ca.* 86 Ma).

Error (Ma)				trayectorias aleatorias	Aceptables	Buenas	Restricciones tiempo-temperatura
zMAE-032-1	zMAE-032-2	zMAE-032-3	zMAE-032-4				
0,24 (1 σ)	0,65 (1 σ)	0,8 (1 σ)	0,48 (1 σ)	10000	0	0	
0,24 (1 σ)	0,65 (1 σ)	0,8 (1 σ)	-				
0,24 (1 σ)	0,65 (1 σ)	0,8 (1 σ)	0,97 (2 σ)	10000	8	0	
0,24 (1 σ)	0,65 (1 σ)	0,8 (1 σ)	0,97 (2 σ)	10000	92	0	(20-0 Ma)-(200-20°C)
0,24 (1 σ)	0,65 (1 σ)	0,8 (1 σ)	1,45 (3 σ)	10000	84	1	
0,24 (1 σ)	0,65 (1 σ)	0,8 (1 σ)	1,45 (3 σ)	10000	270	19	
0,48 (2 σ)	0,65 (1 σ)	0,8 (1 σ)	1,45 (3 σ)	10000	372	55	(20-0 Ma)-(200-20°C)
0,24 (1 σ)	1,30 (2 σ)	0,8 (1 σ)	1,45 (3 σ)	10000	297	25	
0,24 (1 σ)	0,65 (1 σ)	1,60 (2 σ)	1,45 (3 σ)	10000	319	37	

7.3

Errores de la alicuotas utilizados en distintos ejemplos de modelamientos inversos de los apatitos y circones de la muestra MAE-032 (C.I. Ancoa). Se presenta el número de trayectorias buenas y aceptables obtenidas desde el *software* HeFTy. En todos los casos se utilizó una restricción inicial que considera la datación U-Pb (ca. 86 Ma). Ar-Ar en Hbl corresponde a la restricción que contempla la datación de 85.5 ± 0.8 Ma (Spikings *et al.*, 2008). Se destacan las combinaciones utilizadas en las figuras 5.10 Y 5.11.

Error (Ma)										Restricciones tiempo -temperatura
aMAE-032-3	aMAE-032-4	zMAE-032-1	zMAE-032-2	zMAE-032-3	zMAE-032-4	trayectorias aleatorias	Aceptables	Buenas		
0,85 (1σ)	0,27 (1σ)	0,24 (1σ)	0,65 (1σ)	0,8 (1σ)	0,48 (1σ)	10000	0	0		
0,85 (1σ)	0,27 (1σ)	0,24 (1σ)	0,65 (1σ)	0,8 (1σ)	0,97 (2σ)	10000	15	0		(20-0 Ma)-(200-20°C)
0,85 (1σ)	0,27 (1σ)	0,24 (1σ)	0,65 (1σ)	0,8 (1σ)	1,45 (3σ)	10000	42	9		
0,85 (1σ)	0,27 (1σ)	0,24 (1σ)	0,65 (1σ)	0,8 (1σ)	1,45 (3σ)	100000	449	54		
0,85 (1σ)	0,27 (1σ)	0,24 (1σ)	0,65 (1σ)	0,8 (1σ)	1,45 (3σ)	10000	39	7		Ar-Ar Hbl
0,85 (1σ)	0,27 (1σ)	0,24 (1σ)	0,65 (1σ)	0,8 (1σ)	1,45 (3σ)	100000	379	53		(20-0 Ma)-(200-20°C)
0,85 (1σ)	0,27 (1σ)	0,24 (1σ)	0,65 (1σ)	0,8 (1σ)	1,45 (3σ)	10000	8	1		
0,85 (1σ)	0,27 (1σ)	0,24 (1σ)	0,65 (1σ)	0,8 (1σ)	1,45 (3σ)	10000	29	4		(40-25 Ma)-(60-15°C) (26-10 Ma)-(250-60°C)
0,85 (1σ)	0,27 (1σ)	0,24 (1σ)	0,65 (1σ)	0,8 (1σ)	1,45 (3σ)	10000	19	3		Ar-Ar Hbl
0,85 (1σ)	0,27 (1σ)	0,24 (1σ)	0,65 (1σ)	0,8 (1σ)	1,45 (3σ)	10000	12	0		(40-25 Ma)-(60-15°C) (26-10 Ma)-(250-60°C)
0,85 (1σ)	0,27 (1σ)	0,24 (1σ)	0,65 (1σ)	0,8 (1σ)	1,45 (3σ)	10000	5	1		(40-25 Ma)-(25-15°C)
0,85 (1σ)	0,27 (1σ)	0,48 (2σ)	0,65 (1σ)	0,8 (1σ)	1,64 (15%)	10000	10	2		(26-10 Ma)-(250-25°C)
0,85 (1σ)	0,27 (1σ)	0,48 (2σ)	0,65 (1σ)	0,8 (1σ)	1,93 (4σ)	10000	22	3		
0,85 (1σ)	0,27 (1σ)	0,48 (2σ)	0,65 (1σ)	0,8 (1σ)	2,18 (20%)	10000	15	9		(26-23 Ma)-(25-15 °C)
0,85 (1σ)	0,27 (1σ)	0,24 (1σ)	0,65 (1σ)	0,8 (1σ)	2,18 (20%)	10000	10	8		(23-0 Ma)-(250-25°C)
0,85 (1σ)	0,27 (1σ)	0,24 (1σ)	0,65 (1σ)	0,8 (1σ)	2,18 (20%)	100000	111	60		
0,85 (1σ)	0,27 (1σ)	0,24 (1σ)	0,65 (1σ)	0,8 (1σ)	1,45 (3σ)	100000	112	18		
0,85 (1σ)	0,27 (1σ)	0,24 (1σ)	0,65 (1σ)	0,8 (1σ)	2,18 (20%)	100000	115	38		26-23 Ma - 25-15 °C
0,85 (1σ)	0,27 (1σ)	0,24 (1σ)	0,65 (1σ)	0,8 (1σ)	1,45 (3σ)	100000	78	8		23-0 Ma - 250-25 °C
0,85 (1σ)	0,27 (1σ)	0,24 (1σ)	0,65 (1σ)	0,8 (1σ)	2,18 (20%)	100000	60	34		Ar-Ar
0,85 (1σ)	0,27 (1σ)	0,24 (1σ)	0,65 (1σ)	0,8 (1σ)	2,18 (20%)	100000	73	30		(26-20 Ma)-(25-15°C) (20-0 Ma)-(250-25°C)
0,85 (1σ)	0,27 (1σ)	0,24 (1σ)	0,65 (1σ)	0,8 (1σ)	2,18 (20%)	100000	128	46		(35-26 Ma)-(25-15°C) (26-0 Ma)-(250-25°C)
0,85 (1σ)	0,27 (1σ)	0,48 (2σ)	0,65 (1σ)	0,8 (1σ)	2,18 (20%)	100000	182	70		Ar-Ar Hbl
0,85 (1σ)	0,27 (1σ)	0,24 (1σ)	0,65 (1σ)	0,8 (1σ)	2,18 (20%)	100000	139	51		(35-26 Ma)-(25-15°C) (26-0 Ma)-(250-25°C)

Anexo 8: Errores de la alícuotas utilizados en distintos modelamientos inversos de la muestra MAE-019 (C.I. Ancoa).

8.1 Errores de la alícuotas utilizados en algunos de los modelamientos inversos realizados para los apatitos de la muestra MAE-019 (C.I. Ancoa). Se presenta el número de trayectorias buenas y aceptables obtenidas desde el *software* HeFTy. En todos los casos se utilizó una restricción inicial que considera la datación U-Pb (*ca.* 90 Ma).

Error (Ma)				trayectorias aleatorias	Aceptables	Buenas	Restricciones tiempo-temperatura
aMAE-019-1	aMAE-019-2	aMAE-019-3	aMAE-019-4				
0,43 (1 σ)	0,62 (1 σ)	0,49 (1 σ)	0,6 (1 σ)	10000	0	0	
1,52 (20%)	2,14 (20%)	0,49 (1 σ)	1,16 (20%)	10000	0	0	
0,43 (1 σ)	0,62 (1 σ)	-	0,6 (1 σ)	10000	0	0	
0,43 (1 σ)	1,24 (2 σ)	-	0,6 (1 σ)	10000	234	0	
0,43 (1 σ)	1,60 (20%)	-	0,6 (1 σ)	10000	369	0	
0,43 (1 σ)	1,60 (20%)	-	0,6 (1 σ)	10000	588	0	(20-0 Ma)–(200-20°C)
0,43 (1 σ)	1,60 (20%)	-	0,6 (1 σ)	10000	406	14	
0,43 (1 σ)	1,86 (3 σ)	-	0,6 (1 σ)	10000	485	75	(20-0 Ma)–(200-20°C)

8.2 Errores de la alícuotas utilizados en algunos de los modelamientos inversos realizados para los circones de la muestra MAE-019 (C.I. Ancoa). Se presenta el número de trayectorias buenas y aceptables obtenidas desde el *software* HeFTy. En todos los casos se utilizó una restricción inicial que considera la datación U-Pb (*ca.* 90 Ma).

Error (Ma)				trayectorias aleatorias	Aceptables	Buenas	Restricciones tiempo-temperatura
zMAE-019-1	zMAE-019-2	zMAE-019-3	zMAE-019-4				
0,63 (1 σ)	0,54 (1 σ)	0,44 (1 σ)	0,48 (1 σ)	10000	0	0	
4,14 (20%)	2,57 (20%)	2,37 (20%)	3,09 (20%)	10000	1344	0	
-	0,54 (1 σ)	0,44 (1 σ)	0,48 (1 σ)	10000	0	0	
-	0,54 (1 σ)	0,88 (2 σ)	0,48 (1 σ)	10000	0	0	
-	0,54 (1 σ)	0,88 (2 σ)	0,48 (1 σ)	10000	0	0	
-	0,54 (1 σ)	1,32 (3 σ)	0,48 (1 σ)	10000	119	0	
-	0,54 (1 σ)	1,78 (15%)	0,48 (1 σ)	10000	437	0	
-	0,54 (1 σ)	2,37 (20%)	0,48 (1 σ)	10000	553	0	
-	1,09 (2 σ)	2,37 (20%)	0,48 (1 σ)	10000	741	0	(20-0 Ma)–(200-20°C)
-	1,63 (3 σ)	2,37 (20%)	0,48 (1 σ)	10000	735	69	
-	0,54 (1 σ)	2,37 (20%)	0,95 (2 σ)	10000	967	11	
-	0,54 (1 σ)	2,37 (20%)	1,43 (3 σ)	10000	779	307	
-	1,09 (2 σ)	2,37 (20%)	0,95 (2 σ)	10000	1110	297	

8.3

Errores de la alícuotas utilizados en distintos ejemplos de modelamientos inversos de los apatitos y circones de la muestra MAE-019 (C.I. Ancoa). Se presenta el número de trayectorias buenas y aceptables obtenidas desde el *software* HeFTy. En todos los casos se utilizó una restricción inicial que considera la datación U-Pb (ca. 90 Ma). Ar-Ar en Hbl corresponde a la restricción que contempla la datación de 85.5 ± 0.8 Ma (Spikings *et al.*, 2008). Se destacan las combinaciones utilizadas en las figuras 5.12 y 5.13.

Error (Ma)										Restricciones tiempo-temperatura
aMAE-019-1	aMAE-019-2	aMAE-019-4	zMAE-019-2	zMAE-019-3	zMAE-019-4	trayectorias aleatorias	Aceptables	Buenas		
0,43 (1 σ)	1,86 (3 σ)	0,6 (1 σ)	0,54 (1 σ)	2,37 (20%)	0,95 (2 σ)	100000	1240	79	(20-0 Ma)-(200-20°C)	
0,43 (1 σ)	1,86 (3 σ)	0,6 (1 σ)	0,54 (1 σ)	2,37 (20%)	0,95 (2 σ)	100000	1036	73	Ar-Ar Hbl (20-0 Ma)-(200-20°C)	
0,43 (1 σ)	1,86 (3 σ)	0,6 (1 σ)	0,54 (1 σ)	2,37 (20%)	0,95 (2 σ)	100000	378	19	(35-25 Ma)-(25-15°C)	
0,43 (1 σ)	1,86 (3 σ)	0,6 (1 σ)	1,09 (2 σ)	2,37 (20%)	0,95 (2 σ)	100000	534	57	(25-0 Ma)-(280-25°C)	
0,43 (1 σ)	1,86 (3 σ)	0,6 (1 σ)	1,09 (2 σ)	2,37 (20%)	0,95 (2 σ)	100000	474	52	Ar-Ar Hbl (35-25 Ma)-(25-15°C) (25-0 Ma)-(280-25°C)	
0,43 (1 σ)	1,86 (3 σ)	0,6 (1 σ)	1,09 (2 σ)	2,37 (20%)	0,95 (2 σ)	100000	431	50	(35-22 Ma)-(25-15°C) (22-0 Ma)-(280-25°C)	
0,43 (1 σ)	1,86 (3 σ)	0,6 (1 σ)	1,09 (2 σ)	2,37 (20%)	0,95 (2 σ)	100000	398	27	Ar-Ar Hbl (35-22 Ma)-(25-15°C) (22-0 Ma)-(280-25°C)	
0,43 (1 σ)	1,86 (3 σ)	0,6 (1 σ)	0,54 (1 σ)	2,37 (20%)	0,95 (2 σ)	100000	497	31	(35-22 Ma)-(180-15°C)	
0,43 (1 σ)	1,86 (3 σ)	0,6 (1 σ)	1,09 (2 σ)	2,37 (20%)	0,95 (2 σ)	100000	679	84	(22-0 Ma)-(280-25°C)	
0,43 (1 σ)	1,86 (3 σ)	0,6 (1 σ)	1,09 (2 σ)	2,37 (20%)	0,95 (2 σ)	100000	595	79	Ar-A Hbl (35-22 Ma)-(180-15°C) (22-0 Ma)-(280-25°C)	
0,43 (1 σ)	1,86 (3 σ)	0,6 (1 σ)	1,09 (2 σ)	2,37 (20%)	0,95 (2 σ)	10000	51	7	Ar-Ar Hbl (40-30 Ma)-(30-15°C) (30-0 Ma)-(280-20°C)	
0,43 (1 σ)	1,86 (3 σ)	0,6 (1 σ)	1,09 (2 σ)	2,37 (20%)	0,95 (2 σ)	10000	47	7	Ar-Ar Hbl (50-33 Ma)-(25-14°C) (33-0 Ma)-(280-25°C)	
0,43 (1 σ)	1,86 (3 σ)	0,6 (1 σ)	1,09 (2 σ)	2,37 (20%)	0,95 (2 σ)	10000	43	9	Ar-Ar Hbl (44-36 Ma)-(25-15°C) (36-0 Ma)-(280-25°C)	
0,43 (1 σ)	1,86 (3 σ)	0,6 (1 σ)	1,09 (2 σ)	2,37 (20%)	0,95 (2 σ)	10000	31	5	Ar-Ar Hbl (26-22 Ma)-(25-15°C) (22-0 Ma)-(280-25°C)	
0,43 (1 σ)	1,86 (3 σ)	0,6 (1 σ)	1,09 (2 σ)	2,37 (20%)	0,95 (2 σ)	10000	54	6	Ar-Ar Hbl (86-35 Ma)-(50-15°C) (35-25 Ma)-(25-15°C) (25-0 Ma)-(280-25°C)	

Anexo 9: Errores de la alícuotas utilizados en distintos modelamientos inversos de la muestra MA-2104 (Fm. Las Chilcas).

9.1 Errores de la alícuotas utilizados en algunos de los modelamientos inversos realizados para los apatitos de la muestra MA-2104 (Fm. Las Chilcas). Se presenta el número de trayectorias buenas y aceptables obtenidas desde el *software* HeFTy. En todos los casos se utilizó una restricción inicial que considera la datación U-Pb (*ca.* 112 Ma).

aMA-2104-1	Error (Ma)				trayectorias aleatorias	Aceptables	Buenas	Restricciones t-T
	aMA-2104-2	aMA-2104-3	aMA-2104-4	aMA-2104-5				
0.14 (1σ)	0.14 (1σ)	0.25 (1σ)	0.35 (1σ)	0.21 (1σ)	10000	0	0	(20-0 Ma)- (200-20°C)
1.25 (20%)	0.14 (1σ)	0.25 (1σ)	0.35 (1σ)	0.21 (1σ)	10000	0	0	
-	0.14 (1σ)	0.25 (1σ)	0.35 (1σ)	0.21 (1σ)	10000	0	0	
-	0.14 (1σ)	0.25 (1σ)	0.35 (1σ)	0.41 (2σ)	10000			
-	0.14 (1σ)	0.25 (1σ)	0.35 (1σ)	0.62 (3σ)	10000	172	0	
-	0.14 (1σ)	0.25 (1σ)	0.70 (2σ)	0.21 (1σ)	10000	39	0	
-	0.14 (1σ)	0.25 (1σ)	0.7 (2σ)	0.41 (2σ)	10000	258	10	
1.25 (20%)	0.14 (1σ)	0.25 (1σ)	0.7 (2σ)	0.41 (2σ)	10000	162	0	
1.25 (20%)	0.14 (1σ)	0.25 (1σ)	0.7 (2σ)	0.62 (3σ)	10000	212	14	

9.2 Errores de la alícuotas utilizados en algunos de los modelamientos inversos realizados para los circones de la muestra MA-2104 (Fm. Las Chilcas). Se presenta el número de trayectorias buenas y aceptables obtenidas desde el *software* HeFTy. Restricción inicial corresponde a la datación U-Pb (*ca.* 112 Ma).

zMA-2104-38	Error (Ma)				trayectorias aleatorias	Aceptables	Buenas	Restricciones t-T
	aMA-2104-50	aMA-2104-62	aMA-2104-66	aMA-2104-93				
0.45 (1σ)	0.32 (1σ)	0.93 (1σ)	0.5 (1σ)	0.36 (1σ)	10000	0	0	(20-0 Ma)- (200-20°C)
5.28 (20%)	3.43 (20%)	7.53 (20%)	5.54 (20%)	5.9 (20%)	10000	1900	0	
5.28 (20%)	-	7.53 (20%)	5.54 (20%)	5.9 (20%)	10000	1268	1004	
0.9 (2σ)	-	1.87 (2σ)	1 (2σ)	0.71 (2σ)	10000	0	0	
1.36 (3σ)	-	2.8 (3σ)	1.5 (3σ)	1.07 (3σ)	10000	0	0	
1.36 (3σ)	-		1.5 (3σ)	1.07 (3σ)	10000	0	0	
1.36 (3σ)	-	5.64 (15%)	1.5 (3σ)	1.07 (3σ)	10000	75	0	
1.36 (3σ)	-	7.53 (20%)	1.5 (3σ)	1.07 (3σ)	10000	118	0	
1.36 (3σ)	-	3.76 (10%)	1.5 (3σ)	2.95 (10%)	10000	301	0	
1.36 (3σ)	-	5.64 (15%)	1.5 (3σ)	2.95 (10%)	10000	483	0	
1.36 (3σ)	-	7.53 (20%)	1.5 (3σ)	2.95 (10%)	10000	557	23	
1.36 (3σ)	-	-	1.5 (3σ)	1.07 (3σ)	10000	97	0	
1.36 (3σ)	-	-	1.5 (3σ)	1.43 (4σ)	10000	268	0	
1.36 (3σ)	-	-	1.5 (3σ)	1.79 (5σ)	10000	374	0	
1.36 (3σ)	-	-	1.5 (3σ)	2.14 (6σ)	10000	451	15	
0.45 (1σ)	0.32 (1σ)	0.93 (1σ)	0.5 (1σ)	-	10000	0	0	
0.45 (1σ)	1.72 (10%)	0.93 (1σ)	0.5 (1σ)	-	10000	0	0	
1.36 (3σ)	1.72 (10%)	2.8 (3σ)	1.5 (3σ)	-	10000	0	0	
1.36 (3σ)	3.43 (20%)	3.76 (10%)	1.5 (3σ)	-	10000	27	0	
1.36 (3σ)	3.43 (20%)	5.64 (15%)	1.5 (3σ)	-	10000	280	0	

9.3 Errores de la alícuotas utilizados en distintos ejemplos de modelamientos inversos de los apatitos y circones de la muestra MA-2104 (Fm. Las Chilcas). Se utilizó una restricción inicial de ca. 112 Ma (U-Pb). Se destaca la combinación utilizada en la Figura 5.15.

aMA- 2104-1	Error (Ma)										Buenas	Restricciones tiempo- temperatura	
	aMA- 2104-2	aMA- 2104-3	aMA- 2104-4	aMA- 2104-5	zMA- 2104-38	aMA- 2104-50	aMA- 2104-62	aMA- 2104-66	aMA- 2104-93	trayectorias aleatorias			
-	0.28 (2σ)	0.5 (2σ)	0.7 (2σ)	0.83 (4σ)	3.96 (15%)	2.57 (15%)	-	4.15 (15%)	-	100000	367	66	(115-110 Ma)-(25-15°C) (110-35 Ma)-(280-20°C) (35-22 Ma)-(25-15°C) (30-0 Ma)-(280-25°C)
-	0.28 (2σ)	0.5 (2σ)	0.7 (2σ)	0.83 (4σ)	-	2.57 (15%)	-	4.15 (15%)	4.42 (15%)	100000	172	33	(115-110 Ma)-(25-15°C)
-	0.28 (2σ)	0.5 (2σ)	0.7 (2σ)	0.83 (4σ)	3.96 (15%)	-	-	4.15 (15%)	5.89 (20%)	100000	224	24	(110-35 Ma)-(200-20°C) (35-22 Ma)-(25-15°C)
1.25 (20%)	0.28 (2σ)	0.5 (2σ)	0.7 (2σ)	0.83 (4σ)	3.96 (15%)	-	-	4.15 (15%)	-	10000	31	4	(30-0 Ma)-(280-25°C)
1.25 (20%)	0.28 (2σ)	0.5 (2σ)	0.7 (2σ)	0.83 (4σ)	3.96 (15%)	-	-	4.15 (15%)	-	10000	39	4	(115-110 Ma)-(25-15°C) (110-40 Ma)-(200-20°C) (40-30 Ma)-(25-15°C) (30-0 Ma)-(280-25°C)
-	0.28 (2σ)	0.5 (2σ)	0.7 (2σ)	0.83 (4σ)	3.96 (15%)	2.57 (15%)	-	4.15 (15%)	-	100000	173	56	(115-110 Ma)-(25-15°C)
-	0.28 (2σ)	0.5 (2σ)	0.7 (2σ)	0.83 (4σ)	3.96 (15%)	-	-	4.15 (15%)	4.42 (15%)	100000	96	0	(35-22 Ma)-(25-15°C) (30-0 Ma)-(280-20°C)
-	0.28 (2σ)	0.5 (2σ)	0.7 (2σ)	0.83 (4σ)	3.96 (15%)	2.57 (15%)	-	4.15 (15%)	-	100000	204	52	(115-110 Ma)-(25-15°C) (110-35 Ma)-(100-20°C) (35-22 Ma)-(25-15°C) (30-0 Ma)-(280-25°C)
-	0.28 (2σ)	0.5 (2σ)	0.7 (2σ)	0.83 (4σ)	3.96 (15%)	-	-	4.15 (15%)	4.42 (15%)	100000	84	0	(115-110 Ma)-(25-15°C) (110-35 Ma)-(200-25°C) (50-22 Ma)-(25-15°C) (30-0 Ma)-(280-25°C)
-	0.28 (2σ)	0.5 (2σ)	0.7 (2σ)	0.83 (4σ)	3.96 (15%)	2.57 (15%)	-	4.15 (15%)	-	100000	250	48	(115-110 Ma)-(25-15°C) (110-35 Ma)-(200-25°C) (50-22 Ma)-(25-15°C) (30-0 Ma)-(280-25°C)
-	0.28 (2σ)	0.5 (2σ)	0.7 (2σ)	0.83 (4σ)	3.96 (15%)	2.57 (15%)	-	4.15 (15%)	-	100000	237	72	(115-110 Ma)-(25-15°C) (110-35 Ma)-(200-25°C) (50-30 Ma)-(25-15°C) (30-0 Ma)-(280-25°C)
-	0.28 (2σ)	0.5 (2σ)	0.7 (2σ)	0.83 (4σ)	3.96 (15%)	2.57 (15%)	-	4.15 (15%)	-	100000	260	45	(115-110 Ma)-(25-15°C) (110-35 Ma)-(200-25°C) (50-35 Ma)-(25-15°C) (30-0 Ma)-(280-25°C)
-	0.28 (2σ)	0.5 (2σ)	0.7 (2σ)	-	3.96 (15%)	1.72 (10%)	3.76 (10%)	-	2.77 (10%)	100000	94	15	(115-110 Ma)-(25-15°C) (110-35 Ma)-(280-20°C) (35-22 Ma)-(60-15°C) (30-0 Ma)-(280-60°C)
-	0.28 (2σ)	0.5 (2σ)	0.7 (2σ)	0.83 (4σ)	3.96 (15%)	2.57 (15%)	-	4.15 (15%)	-	100000	211	67	(115-110 Ma)-(25-15°C) (110-35 Ma)-(100-20°C) (35-22 Ma)-(60-15°C) (30-0 Ma)-(280-60°C)
-	0.28 (2σ)	0.5 (2σ)	0.7 (2σ)	0.83 (4σ)	3.96 (15%)	2.57 (15%)	-	4.15 (15%)	-	100000	345	60	(110-35 Ma)-(280-20°C) (35-22 Ma)-(25-15°C) (30-0 Ma)-(280-25°C)
-	0.28 (2σ)	0.5 (2σ)	0.7 (2σ)	0.83 (4σ)	3.96 (15%)	2.57 (15%)	-	4.15 (15%)	-	100000	1029	61	(35-22 Ma)-(25-15°C)
-	0.28 (2σ)	0.5 (2σ)	0.7 (2σ)	-	3.96 (15%)	1.72 (10%)	3.76 (10%)	-	2.77 (10%)	100000	52	0	(35-22 Ma)-(25-15°C) (30-0 Ma)-(280-25°C)