



**UNIVERSIDAD DE CONCEPCIÓN**  
**FACULTAD DE CIENCIAS QUÍMICAS**  
**DEPARTAMENTO CIENCIAS DE LA TIERRA**



**GENERACIÓN DE UN MODELO COMPUTACIONAL  
DE LA ESTRUCTURA TERMOMECAÁNICA DE LOS  
ANDES CENTRALES Y DEL SUR  
(10° - 45° S)**

**Memoria para optar al Título de Geólogo**

**Javier Iñigo Echeverría González**

Profesor Patrocinante: Dr. Andrés Humberto Tassara Oddo  
Profesores Comisión: Dr. Joaquín Alejandro Cortés Aranda  
Dr. Mauricio Esteban Espinoza Vargas

**Concepción, 2024**

*A mi familia.*

# ÍNDICE

Página

1. INTRODUCCIÓN.....	1
1.1. Planteamiento del problema .....	1
1.2. Objetivos .....	2
1.2.1. Objetivo general.....	2
1.2.2. Objetivos específicos .....	3
1.3. Ubicación .....	3
1.4. Agradecimientos.....	4
2. MARCO TEÓRICO .....	5
2.1. Litósfera continental en un margen de subducción .....	5
2.2. Flujo de calor en una zona de subducción .....	7
2.2.1. Régimen termal al interior de la litósfera continental .....	8
2.2.2. Temperatura en la base de la litósfera .....	10
2.3. Resistencia a la deformación permanente.....	12
2.3.1. Régimen frágil .....	12
2.3.2. Régimen dúctil.....	14
2.3.2.1. Serpentinización en el antearco.....	15
2.3.2.2. Leyes de flujo para agregados polifásicos .....	15
2.3.3. Envoltorio de la resistencia a la deformación permanente .....	16
2.3.4. Espesor elástico equivalente y efectivo .....	18
3. METODOLOGÍA.....	19
3.1. Construcción del modelo termomecánico.....	19
3.1.1. Construcción del modelo termal.....	20
3.1.1.1. Temperatura en el límite basal de la litósfera .....	21
3.1.1.2. Solución analítica para geotermas 1D .....	23
3.1.2. Construcción del modelo mecánico.....	24
3.2. Optimización del modelo termal .....	28
3.2.1. Base de datos de flujo de calor superficial .....	28
3.2.2. Cálculo de métricas estadísticas .....	30
3.2.3. Análisis del ajuste en el espacio paramétrico.....	32

3.3.	Sensibilidad a parámetros .....	33
3.3.1.	Modelo termal.....	33
3.3.2.	Modelo mecánico.....	34
4.	RESULTADOS .....	36
4.1.	Código computacional para generación del modelo termomecánico .....	36
4.2.	Modelo termal .....	40
4.2.1.	Sensibilidad a parámetros .....	44
4.2.2.	Comparación con datos de flujo de calor.....	48
4.3.	Modelo mecánico .....	51
4.3.1.	Sensibilidad a parámetros .....	54
5.	DISCUSIÓN.....	57
5.1.	Comparación con la neotectónica.....	57
5.2.	Comparación con espesor elástico efectivo .....	61
6.	CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES .....	67
7.	REFERENCIAS .....	69
8.	ANEXOS.....	74
8.0.	Link a repositorio de código computacional.....	75
8.1.	Resolución de ecuación de conducción de calor en 1D ...	75
8.2.	Modelos reológicos y parámetros asociados.....	78
8.3.	Sensibilidad del modelo termal a variaciones en la temperatura potencial del manto .....	79
8.4.	Sensibilidad del modelo mecánico a los parámetros termales y al stress impuesto sobre la litósfera.....	81
8.4.1.1.	Parámetros termales.....	81
8.4.1.2.	Parámetros mecánicos .....	82

# ÍNDICE DE FIGURAS

<b>Figura</b>	<b>Página</b>
1. 1. Mapa de la zona de ubicación del estudio.....	4
2. 1. Representación esquemática del margen de subducción andino.....	6
2. 2. Esquema de las fuentes de calor en la litósfera continental.....	8
2. 3. Esfuerzos principales y tangenciales en una falla de tipo dip-slip.....	13
2. 4. Envoltorio de la resistencia a la deformación permanente.....	17
3. 1. Geometrias modelo de densidad de Tassara y Echaurren, 2012.....	20
3. 2. Esquemas de modelo termal unidimensional.....	23
3. 3. Modelos reológicos.....	26
3. 4. Capas con comportamiento reológico diferente.....	27
3. 5. Datos de flujo de calor superficial.....	29
3. 6. Distribución de los datos de flujo de calor superficial.....	31
4. 1. Esquema del código computacional desarrollado.....	39
4. 2. Distribución del flujo de calor superficial y temperatura en la profundidad del moho en la zona de estudio.....	41
4. 3. Flujo de calor en secciones transversales de la litósfera.....	43
4. 4. Geoterma en secciones transvesales de la litósfera.....	43
4. 5. Influencia de la producción de calor radiogénico en la estructura termal.....	45
4. 6. Influencia de la conductividad termal en la estructura termal.....	47
4. 7. Comparación entre modelo termal y datos de flujo de calor superficial.....	49
4. 8. Mediciones de ajuste de modelo termal a datos de flujo de calor superficial sobre el espacio de parámetros estudiado.....	50
4. 9. Mapa de espesor elástico equivalente promedio en la zona de estudio.....	52
4. 10. Influencia de la reología de la corteza inferior en el espesor elástico.....	55
4. 11. Influencia de la reología de la corteza superior en el espesor elástico.....	56
5. 1. Comparación de espesor elástico equivalente con sismicidad y fallas en la zona de estudio.....	58
5. 2. Comparación de envoltorio de la resistencia a la deformación permanente con la sismicidad en secciones transversales de la litósfera.....	60
5. 3. Comparación de espesor elástico equivalente con espesor elástico efectivo de Tassara et al., 2007.....	62
5. 4. Ajuste entre $T_{eq}$ y $T_{ef}$ (Tassara et al., 2007) al permitir variación lateral de los parámetros reológicos.....	64
5. 5. Variación lateral de los parámetros reológicos que mejor se ajusta el espesor elástico equivalente al espesor elástico efectivo (Tassara et al., 2007).....	65
5. 6. Comparación entre residuales de $T_e$ (Tassara et al., 2007; Pérez-Gussinyé, 2007) y los residuales de $Q_0$ en la zona de estudio.....	66

## RESUMEN

La construcción de modelos computacionales basados en expresiones analíticas fundamentales es esencial para comprender el comportamiento de sistemas físicos reales. A pesar de la inevitable simplificación que conlleva, y en buena medida precisamente debido a ella, esta metodología permite estudiar detalladamente la relevancia de los parámetros constitutivos al contrastar los modelos con mediciones independientes. En el ámbito de la geodinámica, la estructura interna de la litosfera continental desempeña un papel crucial en los procesos que moldean la superficie terrestre, especialmente en márgenes de subducción. Sin embargo, el estudio de esta estructura representa un gran desafío debido a la multiplicidad de variables involucradas y el limitado conocimiento que tenemos para acotarlas. La creación de modelos litosféricos resulta útil para abordar este problema, particularmente cuando abarcan diferentes propiedades que, por medio de sus expresiones particulares, ofrecen contrastes complementarios que nos entregan información valiosa sobre las relaciones existentes entre ellas.

En este sentido el modelamiento del espesor elástico equivalente ( $T_{eq}$ ), resulta de gran interés para estudiar el control que tiene la estructura geométrica, composicional y termal de la litósfera continental sobre la resistencia mecánica de las rocas a la deformación. Especialmente porque permite evaluar los parámetros utilizados para este propósito, por medio de su contraste con estimaciones de espesor elástico efectivo ( $T_{ef}$ ) provenientes de la inversión de datos geofísicos.

En este trabajo se construye un modelo computacional de la estructura termomecánica tridimensional de la litósfera en los Andes Centrales y del Sur. Para esto se utiliza una representación geofísicamente restringida de la estructura litosférica de la zona de estudio (Tassara y Echaurren, 2012) sobre la cual se calcula la distribución de temperaturas y la resistencia mecánica a la deformación. El modelo termal es definido por expresiones analíticas de geotermas continentales unidimensionales y se encuentra restringido por mediciones de flujo de calor en superficie, mientras que el modelo mecánico queda definido por la envolvente de la resistencia mecánica, en conjunto con parámetros reológicos adecuados. Los resultados de  $T_{eq}$  obtenidos son comparados con una estimación previa de  $T_{ef}$  (Tassara et al., 2007), y con una recopilación de epicentros de sismos y estructuras corticales, con el fin de obtener una mejor comprensión de la estructura termomecánica de la litósfera y su rol en la neotectónica del margen andino.

# 1. INTRODUCCIÓN

## 1.1. Planteamiento del problema

El margen andino es una zona de subducción fuertemente compresiva, en la cual la rápida convergencia entre la placa de Nazca y la placa Sudamericana ofrece el soporte dinámico requerido para dar lugar a uno de los orógenos más grandes de la tierra. La segmentación tectónica de los Andes, asociada a la variación de la geometría de la placa subductada a lo largo del rumbo (Jordan et al., 1983), en conjunto con la abundante diversidad geotectónica del continente sudamericano (Tassara et al., 2007), hacen de la zona de estudio de este trabajo un lugar muy interesante para investigar la relación existente entre la estructura composicional, termal y mecánica de la litósfera continental con los procesos tectónicos que influyen en su dinámica y controlan su evolución.

En este sentido, resulta de especial interés la consideración del espesor elástico ( $T_e$ ) como una representación de la resistencia mecánica a la deformación de la litósfera. Este parámetro es utilizado para la medición de la rigidez flexural y puede ser definido como el espesor de una placa elástica homogénea que, bajo una carga tectónica determinada, presenta la misma respuesta flexural que la litósfera (Burov & Diament, 1996). Para el caso de la litósfera continental este parámetro suele ser estimado de forma indirecta por medio de un análisis espectral cruzado de información topográfica y gravimétrica (Forsyth, 1985), al que nos referimos como espesor elástico efectivo ( $T_{ef}$ ). Lo interesante es que, en contraste con los valores asociados a la litósfera oceánica, los valores de  $T_e$  continental se caracterizan por no estar asociados directamente a la edad termal de la placa ni corresponder a la profundidad de una geoterma particular (Watts, 1992), por lo que no están asociados a la respuesta flexural de una capa mecánica singular. Esto se explica por la estratificación reológica de la litósfera continental (Ranalli & Murphy, 1987). Esta estratificación provoca que el espesor elástico no se vea solamente controlado por el gradiente termal, sino que también por el espesor y la composición cortical, así como la curvatura flexural de la placa (Burov & Diament, 1996). Estas implicaciones convierten al espesor elástico en una herramienta particularmente útil para determinar con mayor precisión los

parámetros que controlan la resistencia mecánica de la litósfera, ya que permite la comparación de la estructura mecánica descrita por ellos con la estructura derivada indirectamente a partir de la respuesta dinámica de la litósfera a los esfuerzos tectónicos.

El objetivo de este trabajo consiste en estimar el espesor elástico equivalente ( $T_{eq}$ ) el cual es obtenido directamente a partir de la distribución tridimensional de la resistencia mecánica de la litosfera continental bajo los Andes Centrales y del Sur. La modelación de esta distribución está basada en una representación geofísicamente restringida de la estructura litosférica tridimensional del margen andino (Tassara et al., 2006; Tassara & Echaurren, 2012), sobre la cual se calcula la distribución de temperaturas y la resistencia mecánica a la deformación. Específicamente, el modelo termal es definido por expresiones analíticas unidimensionales de geotermas continentales en conjunto con condiciones de borde apropiadas, mientras que el modelo mecánico queda definido por la envolvente de la resistencia mecánica obtenida a partir de la estratificación composicional del modelo inicial, en conjunto con parámetros reológicos adecuados. De esta manera, ambos modelos forman un volumen 3D que define la estructura termomecánica de la zona de estudio. Por último, el espesor elástico equivalente calculado es comparado con el régimen tectónico actual de la zona de estudio, definido tanto por una estimación previa de  $T_{ef}$  derivada de inversión de datos de gravedad (Tassara et al., 2007), como por la deformación evidenciada por una recopilación de epicentros de sismos y estructuras corticales.

## 1.2. Objetivos

### 1.2.1. Objetivo general

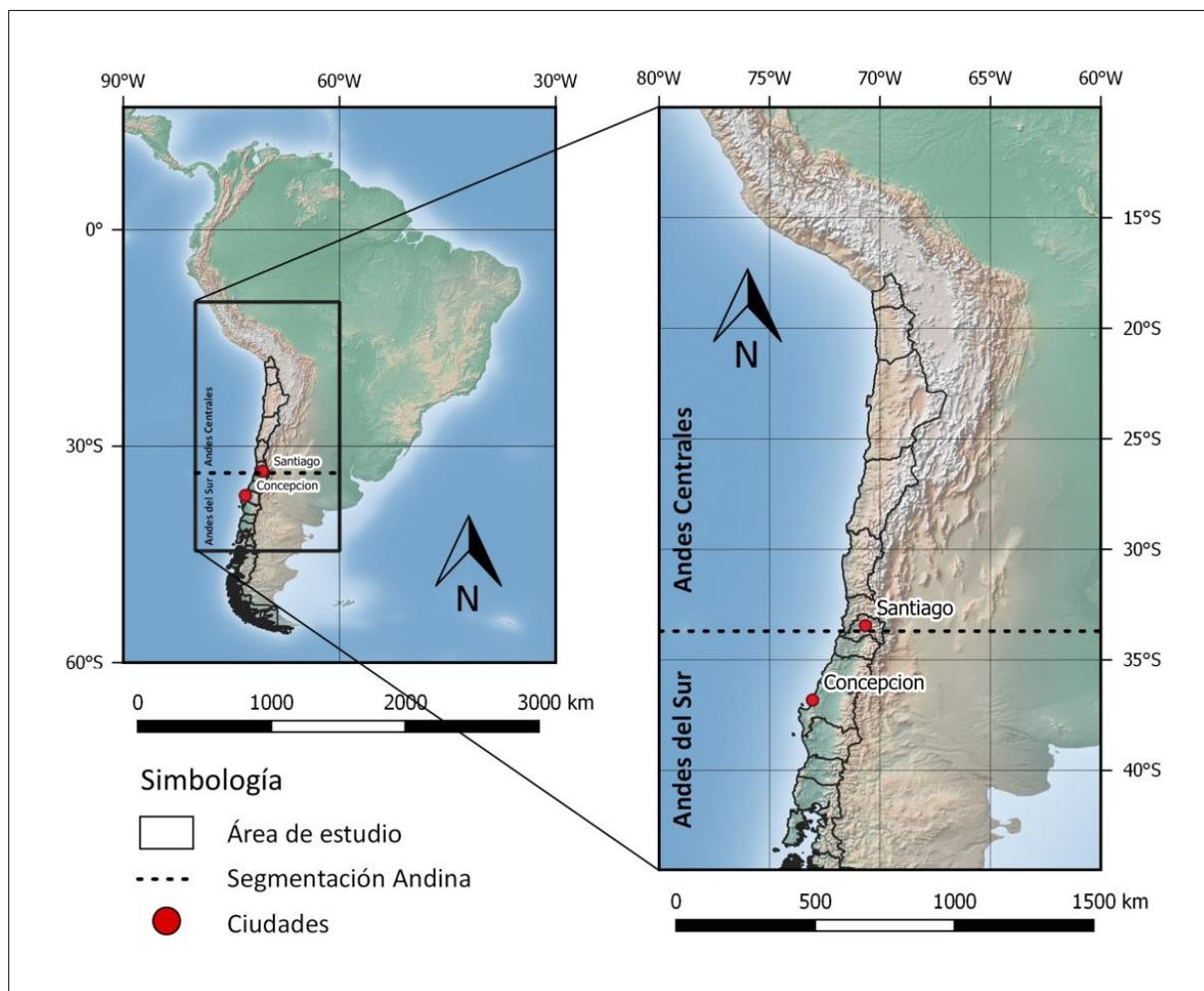
Caracterizar la estructura termomecánica de la litósfera continental y su rol en el comportamiento tectónico actual de los Andes Centrales y del Sur.

### 1.2.2. Objetivos específicos

- Crear un modelo computacional que permita calcular la estructura termal y mecánica tridimensional de la litósfera continental a partir de un modelo de estructura litosférica preestablecido y de parámetros tanto termales como reológicos ajustables.
- Definir la estructura termal de la litósfera continental andina mediante la exploración de diversos modelos termales y la posterior selección de aquel que maximice el ajuste de sus predicciones a las mediciones de flujo de calor superficial registradas en la zona de estudio.
- Generar modelos mecánicos derivados de la estructura termal previamente definida por medio de la combinación exhaustiva de parámetros reológicos apropiados para un margen continental activo.
- Contrastar los modelos mecánicos propuestos con modelos de espesor elástico efectivo derivados por inversión de datos gravimétricos y con el régimen de deformación existente en la actualidad en el margen andino, caracterizado por rasgos estructurales de la corteza continental y la actividad sísmica asociada.

### 1.3. Ubicación

La zona de estudio (Figura 1.1) se encuentra entre los 10°S y 45°S, extendiéndose a lo largo de los Andes Centrales y los Andes del Sur, longitudinalmente se extiende desde los 60°O hasta los 80°O, abarcando por completo la fosa de subducción, así como la totalidad del orógeno y el trasarco a lo largo de toda el área comprendida por ella.



**Figura 1.1:** Mapa de la zona de ubicación del estudio.

## 1.4. Agradecimientos

A Andrés Tassara, que ha guiado este proyecto, por su continua asistencia y gran disposición, sin los cuales no hubiera sido posible llevarlo a buen término.

A Joaquín Julve e Ingo Stotz, por su colaboración en el desarrollo de este trabajo.

A Constanza Garrido, por su valiosa compañía a lo largo del camino, su constante y generosa presencia ha sido una parte fundamental en mi crecimiento personal y profesional.

Por último a mi familia. A mi madre, padre y hermana, a quienes dedico este trabajo, y a quienes quiero expresar la gratitud que siento por tenerlos en mi vida.

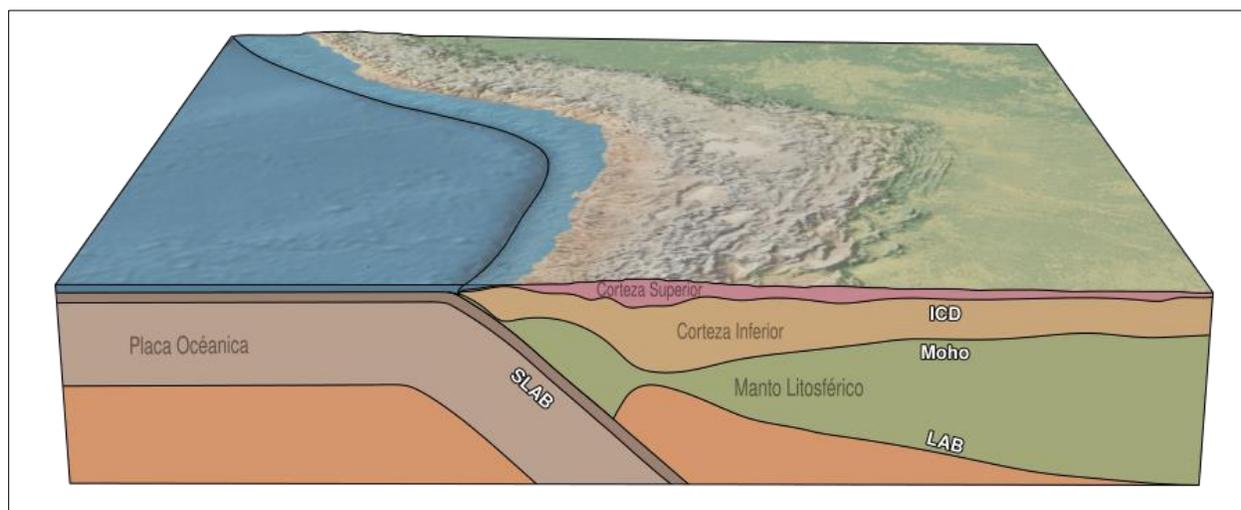
## 2. MARCO TEÓRICO

Con el fin de lograr una mejor comprensión de este trabajo es preciso profundizar en los conceptos teóricos que conforman el fundamento sobre el que se basa la construcción del modelo termomecánico. Estos conceptos tienen relación con las propiedades intrínsecas de las rocas en la litósfera terrestre en un margen continental activo, como lo es el margen Andino. Por tanto es necesario en primer lugar definir el concepto de la litósfera continental, y caracterizar en términos generales sus propiedades físicas en una zona de subducción, que para los fines del presente trabajo podemos esquematizar en dos categorías distintas: flujo de calor en la litósfera y resistencia mecánica de las rocas a la deformación permanente.

### 2.1. Litósfera continental en un margen de subducción

En el modelo tectónico de placas, la litósfera corresponde a la capa terrestre más superficial, diferenciada termalmente del manto que la subyace por el límite litósfera-asténosfera (LAB). Esta región, enfriada por la pérdida de calor hacia la superficie de la Tierra, presenta un comportamiento mecánicamente rígido fuertemente contrastado con el estado fluido de la asténosfera, la capa del manto inmediatamente por debajo de ella. Este contraste permite el movimiento relativo no sólo entre la litósfera y asténosfera, sino que también entre las distintas placas entre las que se encuentra dividida la primera. (Turcotte & Schubert, 2014; Lowrie, 2020; Fowler, 1990). El estudio de la litósfera se ha llevado a cabo desde diversas ramas de las geociencias las cuales han utilizado distintos métodos para poder definir sus características con precisión, esto ha generado una multiplicidad de definiciones prácticas de la extensión de la litósfera, tales como la litósfera elástica, termal, eléctrica y sísmica (Artemieva, 2011). En el presente trabajo nos enfocamos en la definición termal de la litósfera: aquella capa en la que la transferencia de calor es dominada por la conducción termal, que se encuentra por sobre el manto convectivo, y cuyo límite basal puede ser definido por la profundidad en la que el régimen geotermal de la placa se intersecta con la adiabata del manto (Artemieva & Mooney, 2001).

Petrologicamente la región basal de la litósfera se diferencia del resto del manto superior y en específico de la astenósfera debido a una fuerte reducción en la concentración de elementos litófilos, debido a la diferenciación química resultante de la fusión parcial del manto y a la cristalización fraccionada (Artemieva, 2011). El resultado de este proceso en la estructura interna de la litósfera continental es una estratificación composicional que la subdivide, a la profundidad de la discontinuidad de Mohorovičić (Moho), en dos regiones distintas: manto litosférico (región verde en Figura 2.1), caracterizado por rocas ultramáficas (peridotitas) empobrecidas en elementos incompatibles, y corteza continental enriquecida en estos mismos de forma complementaria (Taylor & McLennan, 1985; Hofmann, 1997). En términos generales, la corteza a su vez se subdivide en corteza superior de composición félsica (región rosada en Figura 2.1), integrada principalmente por plutones graníticos, rocas sedimentarias y volcánicas, y rocas metamórficas de bajo grado (Rudnick & Fountain, 1995; Rudnick & Gao, 2003); y en corteza inferior de composición intermedia a máfica (región amarilla en Figura 2.1), y con grado de metamorfismo medio a alto (Christensen & Mooney, 1995; Rudnick & Fountain, 1995; Rudnick & Gao, 2003). El límite entre ambas capas corresponde a un límite de densidad conocido como la discontinuidad intra-cortical (ICD) (Tassara et al., 2006).



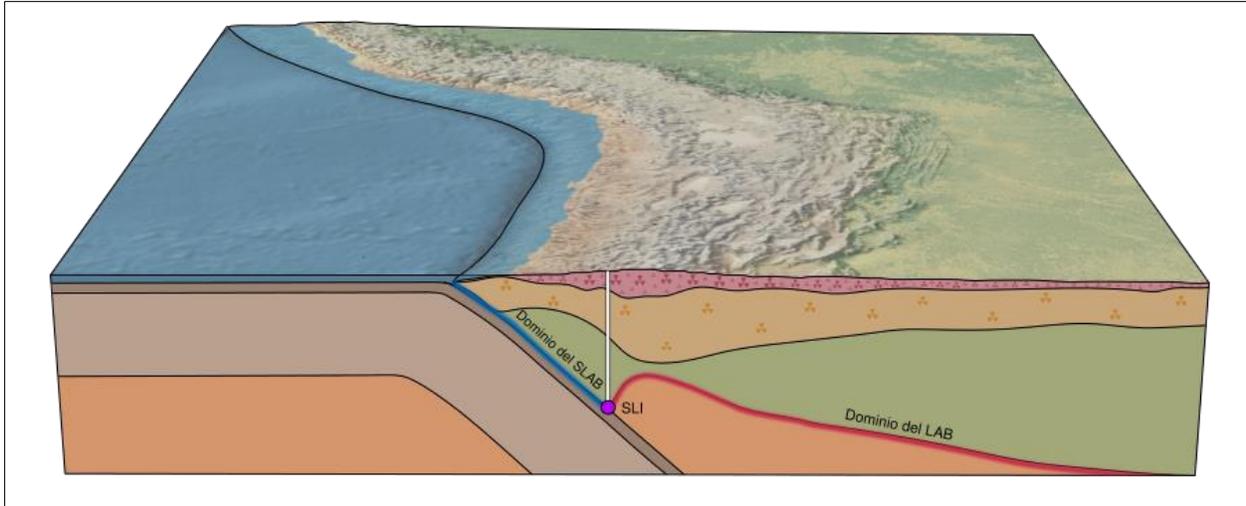
**Figura 2.1:** Representación esquemática del margen de subducción andino en una sección transversal perpendicular a la fosa oceánica. Se muestra la losa oceánica subductada en color café, y las tres capas composicionales en las que se estratifica la litósfera continental en colores rojo, amarillo y verde. En la base se muestra la astenósfera en color naranja.

En un margen de subducción de tipo continental, el movimiento relativo convergente entre la placa litosférica continental y una placa litosférica oceánica, provoca que el extremo lateral de la placa oceánica, la más densa de ellas, denominado *slab*, descienda por debajo de la otra generando una zona de contacto entre ambas. Este proceso, además de introducir esfuerzos en ambas placas involucradas, afecta la distribución de temperatura que existe al interior de éstas; principalmente en el caso de la placa continental. La modelación de esta distribución en la litosfera continental, a partir de parámetros que caracterizan a una zona de subducción, es el primer propósito de este trabajo. Por otro lado, tanto estudios de laboratorio como teóricos muestran que la temperatura es uno de los parámetros fundamentales que controlan el comportamiento mecánico de las rocas, por lo que la geoterma controla a su vez la distribución de esfuerzos al interior de la placa continental. Además debido a que esta última encuentra composicionalmente estratificada, no es afectada de forma homogénea por las variaciones de temperatura. La determinación de la distribución de la resistencia mecánica a la deformación, por medio de modelos reológicos apropiados para cada una de las capas composicionales, es el otro propósito de este trabajo.

## 2.2. Flujo de calor en una zona de subducción

La distribución de temperatura en la litósfera continental está gobernada por la transferencia hacia la superficie del calor proveniente desde su límite basal, así como del calor generado internamente por el decaimiento de isótopos radiactivos en la corteza continental (Figura 2.2) (Turcotte & Schubert, 2014).

Debido al comportamiento rígido de la litósfera el flujo de calor al interior de esta ocurre casi en su totalidad en forma de conducción termal, por lo que en este trabajo se asume que éste es el único mecanismo de transferencia de calor presente en la zona.



**Figura 2.2:** Esquema de las fuentes de calor en la litósfera continental. La base del manto litosférico (capa verde) se encuentra en contacto con la placa subductada (capa café) en la superficie de color azul y con el límite litósfera-astenosfera (capa naranja) en la superficie de color rojo. Estas superficies se intersectan a lo largo de una línea paralela al rumbo (SLI) (punto morado). Los símbolos de radiación en la corteza inferior y la corteza superior (capas amarilla y roja respectivamente) representan las distintas concentraciones de elementos radiogénicos en su interior.

### 2.2.1. Régimen termal al interior de la litósfera continental

La ecuación de calor es el punto de partida para definir las ecuaciones que gobiernan el régimen termal de un cuerpo determinado, ésta es definida por Molnar & England, 1990, en los siguientes términos:

$$\frac{\partial T}{\partial t} = \kappa \nabla^2 T - \vec{v} \nabla T + \frac{H}{\rho C_p} \quad (1)$$

Donde  $T$  es temperatura,  $\kappa$  es difusividad térmica,  $\vec{v}$  es velocidad de flujo,  $H$  es producción de calor,  $\rho$  densidad del cuerpo,  $C_p$  es calor específico y  $t$  es tiempo. Su interpretación física expresa que la variación de la temperatura en el tiempo está controlada por el aporte de tres componentes distintos de flujo calórico.

En primer lugar,  $\kappa \nabla^2 T$  representa la variación del flujo calórico al interior del cuerpo debido a la conducción de calor entre las partículas que lo componen, y, en términos simples, establece que la rapidez con la que un punto del material se calentará (o enfriará) es proporcional

a lo caliente (o frío) que está el material que lo rodea. Además esta proporción está controlada por la difusividad térmica del cuerpo, que relaciona la densidad, calor específico y conductividad termal ( $k$ ) de éste:

$$\kappa = \frac{k}{\rho C_p} \quad (2)$$

El término  $\vec{v}\nabla T$  tiene relación con el aporte advectivo o convectivo de calor al sistema, debido a la existencia de un campo de velocidad  $\vec{v}$ , y  $\frac{H}{\rho C_p}$  simboliza la contribución a la variación de temperatura debida a la producción de calor al interior del cuerpo.

Si considerando el caso de la litósfera continental, se asume un estado estacionario ( $\partial T/\partial t = 0$ ) y que al interior de esta sólo existe transferencia de calor por conducción ( $\vec{v} = 0$ ); y, adicionalmente, se considera el caso 1D en el cual sólo existe transferencia de calor en el eje de profundidad ( $z$ ), se obtiene que, luego de reemplazar la ecuación ((2) en la ecuación ((1), el régimen termal al interior de la litosfera continental queda descrito por la siguiente expresión:

$$k \frac{\partial^2 T}{\partial z^2} = -H(z) \quad (3)$$

En la cual el término  $H(z)$  representa la producción de calor debida al decaimiento de elementos radiogénicos en la litósfera, su dependencia en  $z$  implica que su distribución no es uniforme al interior de ésta, lo que ocurre debido a la mayor concentración de estos elementos en la corteza continental, especialmente en la corteza superior (Artemieva & Mooney, 2001).

La geoterma continental puede ser obtenida a partir de la integración de la ecuación ((3), asumiendo que la temperatura es conocida independientemente en la base y en la superficie de la litósfera, metodología que ha sido usado previamente (Fox-Maule et al., 2005; Manea & Manea, 2011). De esta forma se pueden establecer las siguientes condiciones de borde para la ecuación ((3):

$$\begin{aligned} T(Z_b) &= T_b \\ T(Z_0) &= T_0 \end{aligned} \tag{4}$$

Donde  $Z_0$  y  $Z_b$  corresponden a las profundidades en la superficie y en la base de la litósfera respectivamente.

### 2.2.2. Temperatura en la base de la litósfera

La base de la litósfera continental ( $Z_b$ ) en una zona de subducción puede ser dividida en dos superficies distintas: la porción subyacida por el *slab* de la litósfera oceánica, donde hay una zona de contacto entre ambas placas ( $Z_b = Z_{slab}$ ) (línea azul en la Figura 2.2), y la zona que es subyacida por la astenósfera, donde se encuentra el límite litósfera-astenósfera ( $Z_b = Z_{lab}$ ) (línea roja en la Figura 2.2). Ambas regiones se intersectan en una línea paralela a la fosa continental que en este trabajo se denomina intersección *slab-LAB* (o  $Z_{sli}$ ) (punto morado en la Figura 2.2).

Debido a que estas regiones involucran procesos termales distintos, para obtener  $T_b$ , es necesario determinar por separado la temperatura en el LAB ( $T_{lab}$ ) y en la superficie del *slab* ( $T_{slab}$ ). Entre ambas, la temperatura más simple y directamente calculable es  $T_{lab}$ :

$$T_{lab} = T_p + GZ_b \tag{5}$$

Que corresponde a la temperatura potencial del manto ( $T_p$ ), o la temperatura que el manto tendría en superficie si ascendiera a lo largo de una adiabatita sin experimentar fusión (McKenzie & Bickle, 1988), sumado a la variación de temperatura experimentada debido al gradiente adiabático ( $G$ ) de ese proceso.

Por otro lado, la temperatura  $T_{slab}$  es el resultado tanto del enfriamiento de la litósfera oceánica, como del calentamiento de la zona de contacto entre placas debido a la fricción provocada por el proceso de subducción. Molnar & England, 1990, muestran que las temperaturas en la vecindad del *megathrust* están controladas por la expresión:

$$T_{slab} = \frac{(Q_0 + \sigma V)Z_b}{Sk_s} \quad (6)$$

Donde  $Q_0$  corresponde al flujo de calor superficial relacionado con la edad termal de la litósfera oceánica,  $\sigma$  es el estrés de cizalla actuando sobre la falla,  $V$  es la velocidad de convergencia,  $k_s$  es la conductividad termal en la superficie del slab y  $S$  es un divisor que reduce la temperatura final en la zona de contacto al tomar en consideración el transporte de calor advectivo debido al movimiento relativo entre ambas placas litosféricas, su valor está determinado por la ecuación:

$$S = 1 + \sqrt{\frac{Z_b V \sin \alpha}{\kappa}} \quad (7)$$

Y depende principalmente de  $V$  y del ángulo de subducción  $\alpha$ .

El valor de  $Q_0$  se obtiene mediante una relación simple entre  $T_p$  y la edad en la fosa de la litósfera oceánica subductada ( $t$ ) (Turcotte & Schubert, 2014):

$$Q_0 = \frac{k_s T_p}{\sqrt{\pi \kappa t}} \quad (8)$$

Por último, suponiendo un estrés de cizalla directamente proporcional a la profundidad  $Z_{slab}$ , el valor de  $\sigma$ , actuando en un punto determinado del *megathrust*, puede ser obtenido mediante la relación:

$$\sigma = \sigma_{sli} \frac{Z_b}{Z_{sli}} \quad (9)$$

## 2.3. Resistencia a la deformación permanente

De acuerdo a la teoría de la elasticidad casi todos los materiales sólidos se deforman proporcionalmente a la fuerza ejercida sobre ellos, y vuelven a su forma original, o dicho con otras palabras recuperan la deformación experimentada, una vez que esta fuerza deja de actuar en ellos. Esta conducta, llamada comportamiento elástico, se mantiene hasta que la fuerza aplicada alcanza una magnitud crítica y el material cede, momento en el cual el cuerpo comienza a deformarse irreversiblemente.

Debido a que las rocas se comportan de distintas formas en respuesta a las fuerzas aplicadas, dependiendo tanto de sus propiedades materiales como de las condiciones termales y mecánicas en las que se encuentran, es importante poder determinar las regiones de la litósfera que se rigen por un comportamiento elástico a escalas geológicas, para esto es necesario en primera instancia evaluar por separado los regímenes frágil y dúctil de la litósfera.

### 2.3.1. Régimen frágil

A bajas presiones y temperaturas las rocas se comportan de forma frágil y experimentan fallamiento por fractura cuando los esfuerzos son lo suficientemente grandes. La ley de Amonton permite calcular bajo que estrés de cizalla comenzará el deslizamiento en un plano de falla:

$$|\tau| = f_s \sigma_n \quad (10)$$

Donde  $\tau$  corresponde al esfuerzo de cizalla,  $\sigma_n$  al esfuerzo normal y  $f_s$  al coeficiente de fricción estática. Mientras mayor sea el valor de  $\sigma_n$ , mayor es el esfuerzo requerido para iniciar el deslizamiento en la falla.

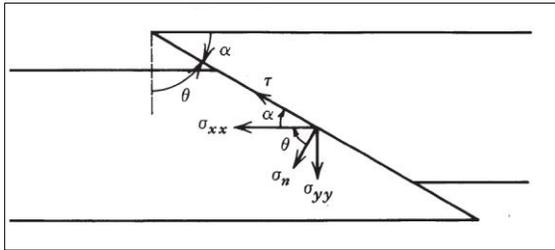
Byerlee, 1978, a través de una serie de experimentos determinó que, para rocas previamente fracturadas,  $f_s$  es independiente a la composición de estas, y que un valor de este parámetro equivalente a 0.85 se encuentra en buena concordancia con las curvas  $\tau$  vs.

$\sigma_n$  observadas experimentalmente para un rango de esfuerzos normales de hasta 200 MPa. Estas condiciones son concordantes con las existentes en la región más superficial de la litósfera continental, especialmente en la corteza superior, donde las rocas se comportan de manera frágil.

Al considerar un plano de falla como el representado en la figura 2.3, es posible relacionar los esfuerzos normales y de cizalla con el esfuerzo desviatorio tectónico horizontal  $\Delta\sigma_{xx}$  a través de las siguientes ecuaciones (Turcotte & Schubert, 2014):

$$\sigma_n = \rho g z + \frac{\Delta\sigma_{xx}}{2} (1 + \cos 2\theta) \quad (11)$$

$$\tau = \frac{-\Delta\sigma_{xx}}{2} \sin 2\theta \quad (12)$$



**Figura 2.3:** Esfuerzos principales y tangenciales en una falla de tipo *dip-slip*. Modificado de Turcotte & Schubert, 2007.

Al relacionar estas expresiones por medio de la ley de Amonton, substituyendo las ecuaciones ((11) y ((12) en la ecuación ((10), y posteriormente despejar la variable  $\Delta\sigma_{xx}$ , se obtiene la siguiente expresión:

$$\Delta\sigma_{xx} = \frac{2f_s \rho g z}{\pm \sin 2\theta - f_s (1 + \cos 2\theta)} \quad (13)$$

En la que el signo superior es aplicable a fallas inversas, activadas durante un régimen tectónico compresivo ( $\Delta\sigma_{xx} > 0$ ) y el signo inferior a las fallas normales, relacionadas a un régimen tectónico extensivo ( $\Delta\sigma_{xx} < 0$ ). Si se considera que la resistencia frágil a la deformación permanente ( $\sigma_b$ ), o *brittle yield strength*, corresponde al mínimo valor de  $\Delta\sigma_{xx}$  necesario para iniciar un deslizamiento en un plano de fractura que forma ángulo  $\theta$  con la

vertical (Figura 2.3), se puede determinar el ángulo  $\theta$  que minimiza este esfuerzo imponiendo la condición  $d\Delta\sigma_{xx}/d\theta = 0$  en la ecuación ((13), lo que resulta en:

$$\tan 2\theta = \mp \frac{1}{f_s} \quad (14)$$

Finalmente, al reemplazar la ecuación ((14) en la ecuación ((13), se obtiene una expresión para el cálculo del esfuerzo tectónico desviatorio  $\sigma_b$  para una profundidad  $z$  determinada, únicamente a partir del conocimiento de la densidad de la roca ( $\rho$ ) y el coeficiente de fricción estática ( $f_s$ ):

$$\sigma_b = \Delta\sigma_{xx} = \frac{\pm 2f_s\rho gz}{\sqrt{1 + f_s^2 \mp f_s}} \quad (15)$$

### 2.3.2. Régimen dúctil

La deformación dúctil es un proceso lento en el que un sólido adquiere *strain* durante un largo periodo de tiempo, debido a la acción de un esfuerzo o *stress* de larga duración. Cuando las rocas alcanzan temperaturas elevadas, es decir, fracciones significativas de sus temperaturas de fusión, los átomos y las dislocaciones en el sólido cristalino se hacen lo suficientemente móviles para dar paso a la reptación mientras el sólido está sujeto a esfuerzos desviatorios (Turcotte & Schubert, 2014). Bajo estas condiciones las rocas se comportan como materiales dúctiles, y su resistencia a la deformación permanente decae exponencialmente con la profundidad de acuerdo a la ley de flujo exponencial o, por su nombre en inglés, *power-law creep* (Kirby & Kronenberg, 1987):

$$\sigma_d = \Delta\sigma_{xx} = \left(\frac{\dot{\epsilon}}{A}\right)^{\frac{1}{n}} e^{\frac{H}{nRT(z)}} \quad (16)$$

Donde  $\dot{\epsilon}$  es *strain rate*, T es temperatura, R es la constante universal de gases, A es un parámetro constitutivo del material, n es un exponente del *stress* y H es entalpía o energía de

activación. Tanto  $A$ ,  $n$  y  $H$  son parámetros reológicos que dependen del tipo de roca y sus valores se determinan experimentalmente.

#### 2.3.2.1. Serpentinización en el antearco

Durante la subducción, la litósfera oceánica subductada sufre metamorfismo progresivo y desvolatilización, esto da paso a que los fluidos provenientes del *slab* subductado asciendan y se acumulen en la cuña del manto litosférico de la placa cabalgante, provocando así la hidratación a gran escala de esta. Estos fluidos, agregan  $H_2O$ ,  $CO_2$ ,  $SiO_2$  y elementos incompatibles a la composición de la placa suprayacente, lo que resulta en la modificación química de sus fases existentes y la formación de nuevas fases tales como la serpentina (Peacock, 1993); en este sentido, se puede hablar de la serpentinización de la cuña del manto litosférico.

La serpentina se caracteriza por ser reológicamente débil y por su ductilidad a bajas temperaturas, propiedades que otorgan a este mineral un rol fundamental en la localización de la deformación a lo largo de fallas litosféricas y en los procesos de la zona de subducción (Hirth & Guillot, 2013). Debido a esto resulta muy importante, para el modelamiento mecánico de la litósfera cabalgante en una zona de subducción, la caracterización, con parámetros reológicos apropiados, de la región del antearco que se encuentra serpentinizada.

Experimentos de deformación han mostrado que la viscosidad de la serpentina es mucho más baja que la de los principales minerales formadores del manto (Hilaret et al., 2007). Esto quiere decir que, en la subducción, incluso grados de serpentinización bajos son capaces de generar cambios considerables en el comportamiento mecánico de las rocas presentes en la cuña del manto litosférico.

#### 2.3.2.2. Leyes de flujo para agregados polifásicos

Para determinar la ley de flujo exponencial de un agregado de múltiples fases, en este trabajo se utiliza la metodología de Tullis, 1991, la cual permite determinar los parámetros

reológicos del mismo por medio de los parámetros de las fases de sus miembros constitutivos, en conjunto con sus fracciones volumétricas. Las ecuaciones relevantes son las siguientes:

$$n_a = 10^{(f_1 \log n_1 + f_2 \log n_2)} \quad (17)$$

$$H_a = \frac{H_2(n_a - n_1) - H_1(n_a - n_2)}{n_2 - n_1} \quad (18)$$

$$A_a = 10^{\frac{\log A_2(n_a - n_1) - \log A_1(n_a - n_2)}{n_2 - n_1}} \quad (19)$$

Donde  $n$ ,  $H$  y  $A$  representan los parámetros reológicos explicados en la sección 3.1.2. Los subíndices  $a$ ,  $1$  y  $2$  hacen referencia al agregado, la fase 1 y la fase 2 respectivamente, y  $f$  representa la fracción del volumen.

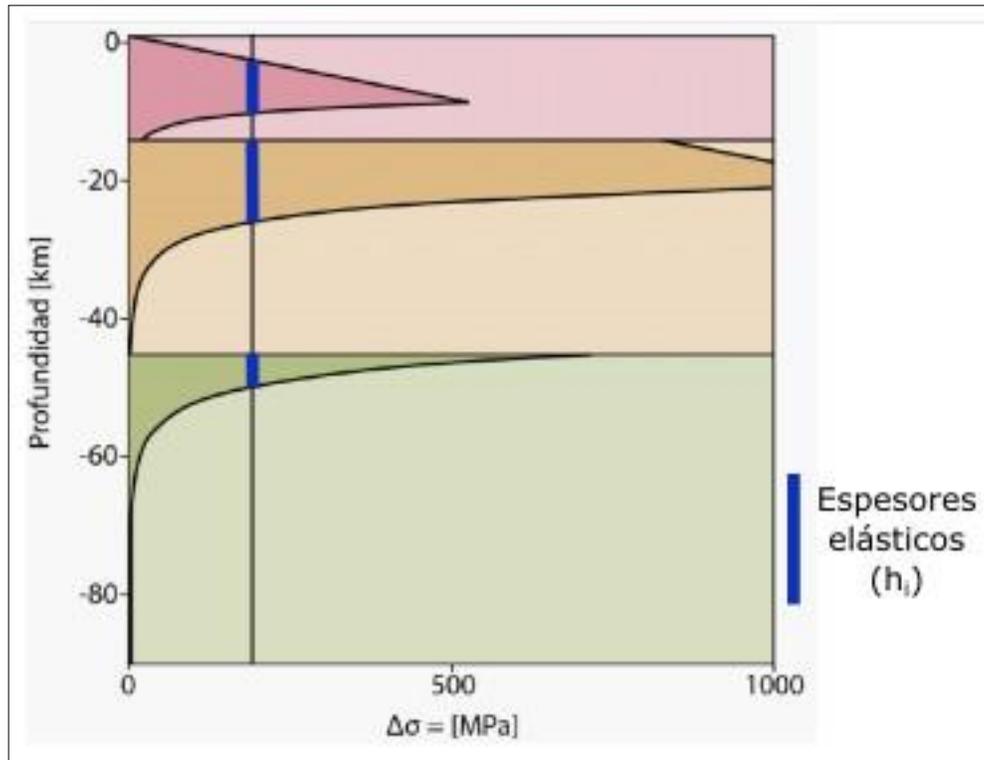
### 2.3.3. Envolvente de la resistencia a la deformación permanente

Considerando los dos comportamientos mecánicos anteriores es posible trazar la envolvente de la resistencia a la deformación permanente, o *yield strength* envelope (Figura 2.4). Esta corresponde a la curva que determina el máximo esfuerzo que pueden resistir las rocas de la litósfera a una profundidad determinada antes de experimentar *yielding*, y por tanto permite localizar zonas de comportamiento elástico dentro de ella, así como zonas de fallamiento frágil o dúctil para un gradiente de stress diferencial local determinado (Goetze & Evans, 1979).

La curva puede construirse superponiendo las ecuaciones (15) y (16) en un gráfico de esfuerzo diferencial ( $\Delta\sigma$ ) vs. profundidad, y seleccionando el menor valor  $\Delta\sigma$  de entre ambas para cada profundidad, en términos formales:

$$\sigma_y = \min(|\sigma_b|, |\sigma_d|) \quad (20)$$

Donde  $\sigma_b$  y  $\sigma_d$  representan la resistencia a la deformación frágil y dúctil respectivamente.



**Figura 2.4:** Envolvente de la resistencia a la deformación permanente. Corteza superior, corteza inferior y manto litosférico en colores rojo, amarillo y verde respectivamente. Colores saturados corresponden a regiones de comportamiento elástico, delimitadas por curvas de resistencia frágil (pendientes negativas) y curvas de resistencia dúctil (pendientes positivas). Línea negra vertical corresponde al máximo stress tectónico disponible en un contexto tectónico determinado.

Mientras que el comportamiento mecánico frágil es independiente del tipo de roca considerado, como ya se ha explicado antes, el comportamiento dúctil es fuertemente dependiente de los parámetros reológicos de un tipo de roca determinado. Es por esto que al considerar un modelo de litósfera continental estratificado como en la Figura 2.1, hay discontinuidad en la envolvente de la resistencia a la deformación permanente entre los distintos límites composicionales, cuando la profundidad de la transición composicional ocurre a mayor profundidad que la transición frágil-dúctil de la capa suprayacente, como se observa en la Figura 2.4.

### 2.3.4. Espesor elástico equivalente y efectivo

El espesor elástico ( $T_e$ ) es usado para la medición de la rigidez flexural y puede ser definido como el espesor de una placa elástica homogénea que, bajo una carga tectónica determinada, presenta la misma respuesta flexural que la litósfera (Burov & Diament, 1996). Por esta razón es uno de los parámetros más importantes relacionados a la distribución de esfuerzos de la litósfera (Tesauro et al., 2009).

Este parámetro suele ser estimado de forma indirecta por medio de un análisis espectral cruzado de información topográfica y gravimétrica (Forsyth, 1985), en este caso nos referimos a este espesor como espesor elástico efectivo ( $T_{ef}$ ).

Otra forma de estimarlo, consiste en determinar su valor directamente a partir de un modelamiento de la distribución de la resistencia mecánica en profundidad, esto puede ser realizado imponiendo un stress diferencial determinado en la litósfera y, graficándolo en un perfil como el de la Figura 2.4, con el fin de determinar los espesores de cada una de las capas que se comportan de forma elástica bajo el mismo (regiones azules en Figura 2.4), luego estos espesores pueden ser relacionados a través de la siguiente relación para obtener el espesor elástico equivalente (Tesauro et al, 2007):

$$T_{eq} = \sum_{i=1}^n (\Delta h_i^3)^{\frac{1}{3}} \quad (21)$$

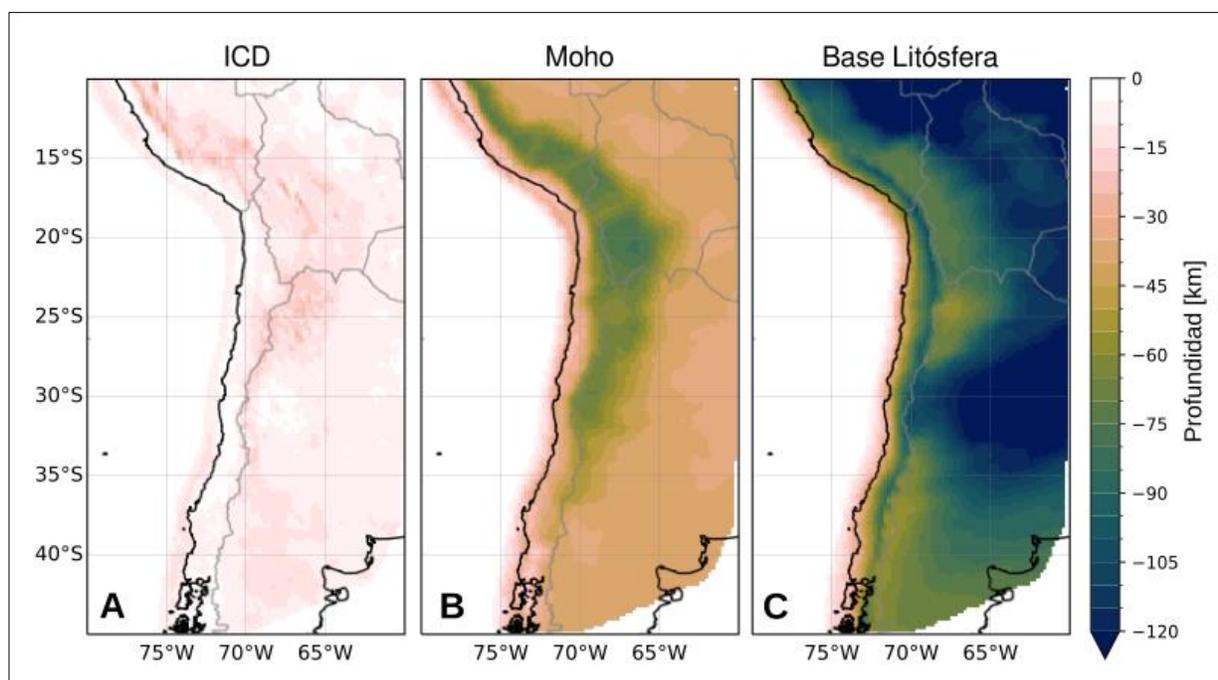
### 3. METODOLOGÍA

La metodología de este trabajo se divide en tres etapas, la primera consiste en la confección de un programa computacional desarrollado en el lenguaje de programación Python, que a partir de una representación en tres dimensiones de la estructura composicional de la litósfera continental andina, y en conjunto con parámetros termales y reológicos variables, genera como resultado un modelo termal y un modelo mecánico de la misma, caracterizados respectivamente por distribuciones en profundidad de temperatura y de resistencia mecánica a la deformación permanente. La etapa siguiente corresponde a la optimización del modelo termal, lo que se efectúa mediante la búsqueda de los parámetros que logran generar el mejor ajuste entre los valores de flujo de calor superficial predichos por el modelo y aquellos obtenidos mediante una recopilación bibliográfica de mediciones realizadas en la zona de estudio. La última etapa consiste en analizar la sensibilidad de los modelos, tanto mecánico como termal, a sus parámetros constitutivos, explorando hasta qué punto la estructura termomecánica de la zona de estudio es controlada por estos y, por el contrario, cuáles son los rasgos subyacentes de esta estructura que son producto de variables externas tales como la geometría interna de la litósfera continental andina.

#### 3.1. Construcción del modelo termomecánico

La construcción del modelo termomecánico se llevó a cabo dentro de un volumen geométrico cuyas dimensiones corresponden a latitud, longitud y profundidad. La superficie de este volumen, es decir su medida tanto en longitud como en latitud, está delimitada por el área geográfica sobre la cual se extiende el modelo de la estructura litosférica bajo el margen andino presentado por Tassara y Echaurren (2012), que va desde los 10° a los 45° de latitud Sur y de los 60° a los 80° de longitud Oeste (Figura 1.1). Sobre esta superficie se dispone de una grilla espacial regular conformada por 17.776 puntos uniformemente espaciados por 0,2° tanto en latitud como en longitud, cada uno de los cuales cuenta con información sobre la profundidad de tres niveles geológicos distintos ubicados en el eje de profundidad: la discontinuidad intracortical (ICD), la discontinuidad de Mohorovičić (Moho), y el límite basal de la litósfera continental

sudamericana (*slab-LAB*), que son obtenidos mediante la interpolación de los datos reportados por Tassara & Echaurren, 2012 (Figura 3.1). El rango total de elevaciones y profundidades asociadas a estos niveles va desde los 5 km. hasta los -177 km. respectivamente. Uniendo cada uno de estos niveles entre los puntos de la grilla, se obtienen superficies que en conjunto con la topografía del terreno, definen un volumen subdividido en tres capas distintas: corteza superior, corteza inferior y manto litosférico, tal como puede ser observado en la Figura 2.1. Es sobre este volumen que, en consideración de la configuración geométrica y reológica particular de cada una de sus capas, se procedió a construir el modelo termomecánico mediante la imposición de ecuaciones termales y mecánicas unidimensionales cuyo dominio corresponde a los valores de profundidad ubicados entre el nivel de la topografía y el límite basal de la litosfera, para cada uno de los pares ordenados (lat, lon) que conforman el modelo.



**Figura 3.1:** Geometrías modelo de densidad de Tassara y Echaurren, 2012.

### 3.1.1. Construcción del modelo termal

El modelo termal presentado en este trabajo asume que la transferencia de calor al interior de la litósfera sólo ocurre mediante el mecanismo de conducción térmica, además se asume que

esta transferencia sólo ocurre en la vertical, correspondiente al eje de profundidad del modelo. De este modo el modelo termal puede ser obtenido a través del cálculo de geotermas unidimensionales descritas por la ecuación (3), a lo largo del segmento vertical contenido entre la elevación de la topografía y la profundidad del límite inferior de la litósfera, para cada nodo particular de la grilla. Para dar solución a esta ecuación es necesario conocer de forma independiente la temperatura en ambos extremos de la geoterma; en este trabajo se asume una temperatura de 0°C en todo el dominio de la superficie, y una temperatura determinada por el resultado de las ecuaciones correspondientes para el límite basal de la litósfera, las cuales son elaboradas en la sección 3.1.1.1. Además es necesario conocer la expresión que controla el decaimiento del calor radiogénico al interior de la corteza; el modelo de decaimiento de calor radiogénico empleado, en conjunto con la solución analítica de la ecuación (3), se detallan en la sección 3.1.1.2.

#### 3.1.1.1. Temperatura en el límite basal de la litósfera

Para determinar la temperatura en el límite inferior de la litósfera, se divide el límite basal de la litósfera continental sudamericana, bajo el área de estudio, en dos superficies: la primera es aquella superficie en contacto con el *slab* de la litósfera oceánica subductada de la placa de Nazca, y corresponde a la base de la zona de antearco situada en el dominio occidental del margen andino y la segunda es la superficie definida por el LAB, correspondiente a la base de la zona de arco y trasarco situada en el dominio oriental del margen. Ambas superficies se encuentran divididas por la línea de intersección entre el *slab* y el LAB, denominada *SLI* en este trabajo (Figura 2.2). Una vez realizada esta división se procede a determinar la temperatura en cada una de estas regiones de forma independiente, usando para esto las fórmulas discutidas en la sección 2.2.2. del marco teórico: ecuación (6) para la primera región y ecuación (5) para la otra.

Para calcular la temperatura basal en la región de antearco, se trazan rectas con rumbo este-oeste sobre los puntos de la superficie del *slab* que se encuentran a una latitud determinada de la grilla, de tal manera que el estrés de cizalla (o *shear stress*) sobre cualquier punto de la recta respectiva sea proporcional al estrés de cizalla máximo del *slab* en dicha latitud, alcanzado a la profundidad *sl<sub>i</sub>*, de acuerdo a la relación descrita por la ecuación (9). Este estrés de cizalla

máximo se puede calcular asumiendo la continuidad de la temperatura entre ambas superficies del límite basal de la litósfera, y por tanto imponiendo una igualdad entre la ecuación (5) y la ecuación (6) en la profundidad *SLI*. Luego, usando el valor obtenido, se determina el stress de cizalla para cada punto de la recta perpendicular a la fosa, usando la proporción previamente mencionada, con lo que finalmente se procede a calcular el resto de las temperaturas en la superficie del *slab* mediante la ecuación (6).

En la región del arco y trasarco el cálculo de la temperatura se obtiene de forma directa usando la ecuación (5).

Para dar un resultado numérico a estas ecuaciones es necesario dar valores determinados a sus parámetros. La Tabla 3.1. muestra los valores seleccionados en este trabajo.

**Tabla 3.1:** Parámetros utilizados para el cálculo de la temperatura en la base de la litósfera continental. Los símbolos son los siguientes:  $T_p$ : temperatura potencial del manto,  $G$ : gradiente termal adiabático,  $\kappa$ : difusividad termal,  $\alpha$ : ángulo de subducción,  $V$ : velocidad de convergencia,  $k_s$ : conductividad termal en la superficie del *slab*,  $t$ : edad de la placa subductada en la fosa (\*  $t$  varía con la latitud entre el rango de valores señalados).

Parámetros						
$T_p$	$G$	$\kappa$	$\alpha$	$V$	$k_s$	$t$
[°C]	[K/m]	[m <sup>2</sup> /s]	[°]	[mm/año]	[W/mK]	[Ma]
1350	4E-4	1E-6	20	66	2.5	5 – 53 *

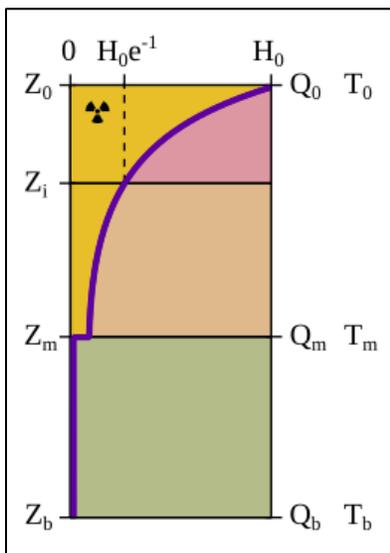
Los valores de  $T_p$ ,  $G$  y  $\kappa$  corresponden a valores comunes para estos parámetros encontrados en la literatura (Turcotte & Schubert, 2014). El valor de  $\alpha$  es un valor representativo del rango de ángulos de subducción en el modelo de Tassara & Echaurren (2012). El valor de  $V$  corresponde a la convergencia promedio entre las placas de Nazca y Sudamérica (Kendrick et al., 2003). El valor de  $k_s$  corresponde a una estimación de la conductividad termal en la superficie del *slab* subductado, de acuerdo al modelo presentado por Hauck et al. (1999). Finalmente, el rango de valores de  $t$ , corresponde al intervalo entre el que varía la edad de la placa subductada en la fosa, dentro del área de estudio, de acuerdo a lo definido por Müller et al. (2016).

### 3.1.1.2. Solución analítica para geotermas 1D

Para dar una solución analítica a la ecuación (3), cuyo dominio son los valores de  $z$  desde la superficie de la litósfera ( $Z_0$ ) hasta su base ( $Z_b$ ), en primer lugar debemos definir cómo varía el término  $H(z)$  con la profundidad.

El modelo propuesto contempla que el valor de  $H$  en la corteza decrece exponencialmente con la profundidad, desde un valor máximo  $H_0$  en la superficie hasta un valor mínimo en el límite entre la corteza y el manto litosférico, es decir, en el Moho (Figura 3.2). Esto se realiza con el fin de modelar el decaimiento en la concentración de elementos radiogénicos productores de calor en la corteza. Para considerar la influencia de la estructura composicional litosférica en esta producción, el modelo de decaimiento exponencial es regulado por la profundidad de la discontinuidad intracortical ( $Z_i$ ). Por otro lado la producción de calor radiogénico por debajo de la profundidad del Moho ( $Z_m$ ) en el manto litosférico se determina como igual a 0, modelando así la ausencia de estos elementos en su dominio. De esta manera podemos definir  $H(z)$  de la siguiente forma:

$$H(z) = \begin{cases} H_0 e^{-\frac{z}{Z_i}}, & z_0 < z \leq z_m \\ 0, & z_m < z \leq z_b \end{cases} \quad (22)$$



**Figura 3.2:** Esquema de modelo térmico unidimensional. Corteza superior, corteza inferior y manto litosférico en colores rojo, amarillo y verde respectivamente. Área en color amarillo saturado representa el flujo calórico aportado por la producción de calor radiogénico (curva morada).

Considerando entonces estas ecuaciones, se puede proceder a dar una solución analítica a la ecuación (3), considerando para ello las condiciones de borde apropiadas para que siempre se mantenga la continuidad en el flujo de calor y en la temperatura a lo largo de todo el dominio. De esta forma se obtienen expresiones para la temperatura al interior de la litósfera, o geoterma, para el flujo de calor al interior de la litósfera y para el flujo de calor superficial. El desarrollo de estas ecuaciones, junto con sus soluciones analíticas, se presentan en el Anexo 8.1

### 3.1.2. Construcción del modelo mecánico

Una vez que todas las geotermas unidimensionales, a lo largo del eje de profundidad de cada punto contenido en el área considerada en este trabajo, han sido determinadas, se puede proceder a calcular la envolvente de la resistencia a la deformación permanente a lo largo de los mismos vectores unidimensionales considerados anteriormente.

La resistencia a la deformación frágil en la litósfera es independiente del tipo de roca considerado y por tanto su valor depende sólo de la profundidad. Utilizando un valor de  $f_s = 0.85$ , de acuerdo a la Ley de Byerlee antes mencionada, y otorgando valores comunes a  $\rho$  y  $g$ , la ecuación (15) se puede simplificar para definir  $\sigma_b$  en los siguientes términos:

$$\sigma_b(z) = \begin{cases} B_t z, & \sigma_{max} > 0 \\ B_c z, & \sigma_{max} < 0 \end{cases} \quad (23)$$

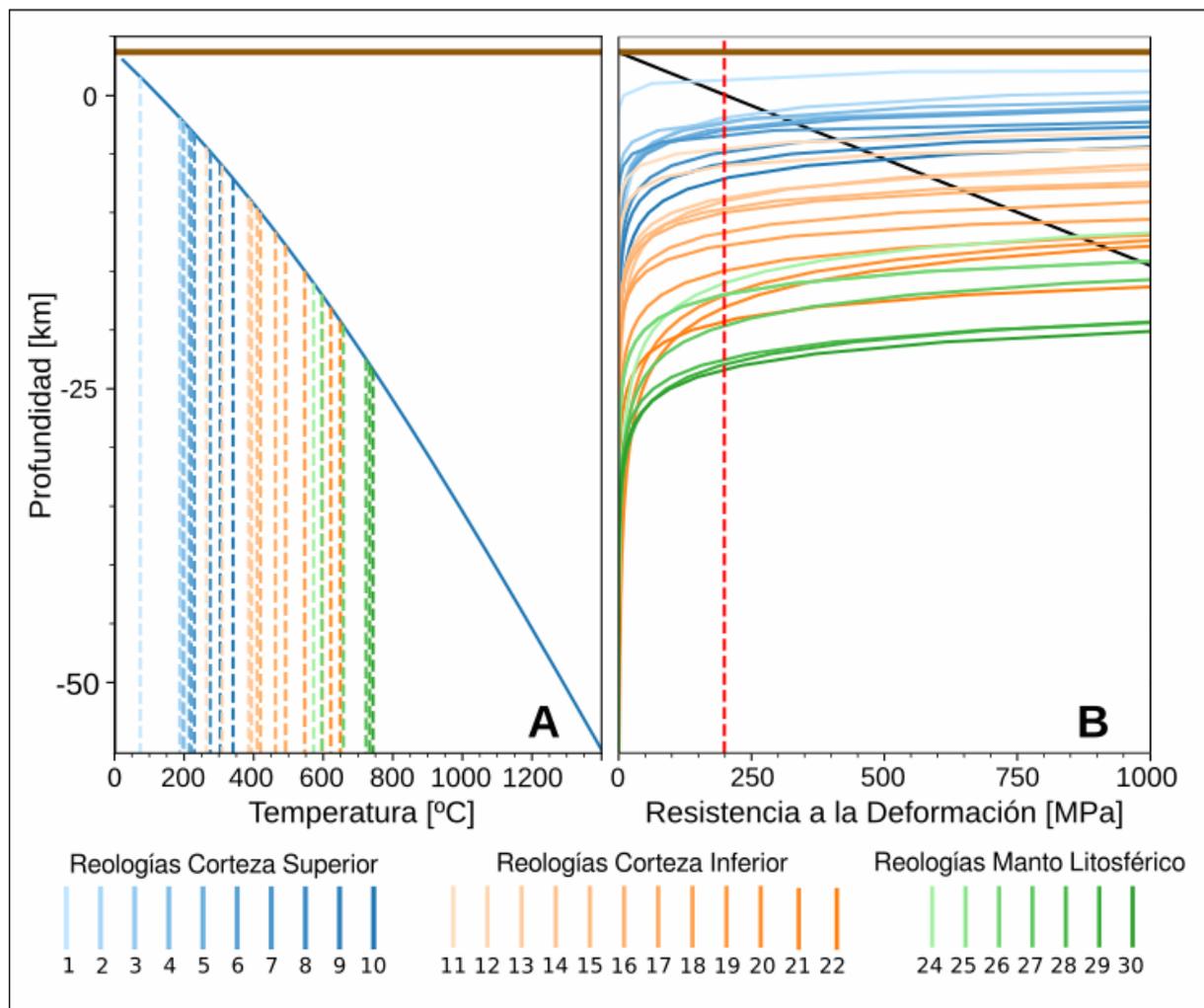
En la que  $\sigma_{max}$  representa el máximo stress diferencial actuando sobre la litósfera continental, es positivo para esfuerzos tensionales y negativo para esfuerzos compresivos.  $B_t$  y  $B_c$  representan los distintos gradientes de stress resultantes de acuerdo a estos contextos tectónicos. En este trabajo se considera un contexto compresivo definido por  $\sigma_{max} = 200 \text{ MPa}$ , y un valor de  $B_c = 55 \cdot 10^3 \text{ MPa}$ .

Por el contrario, para obtener la resistencia a la deformación dúctil de la litósfera, se debe considerar la estratificación composicional de la misma, debido a que cada litología presenta un comportamiento reológico particular. En este trabajo se considera una base de datos de 30

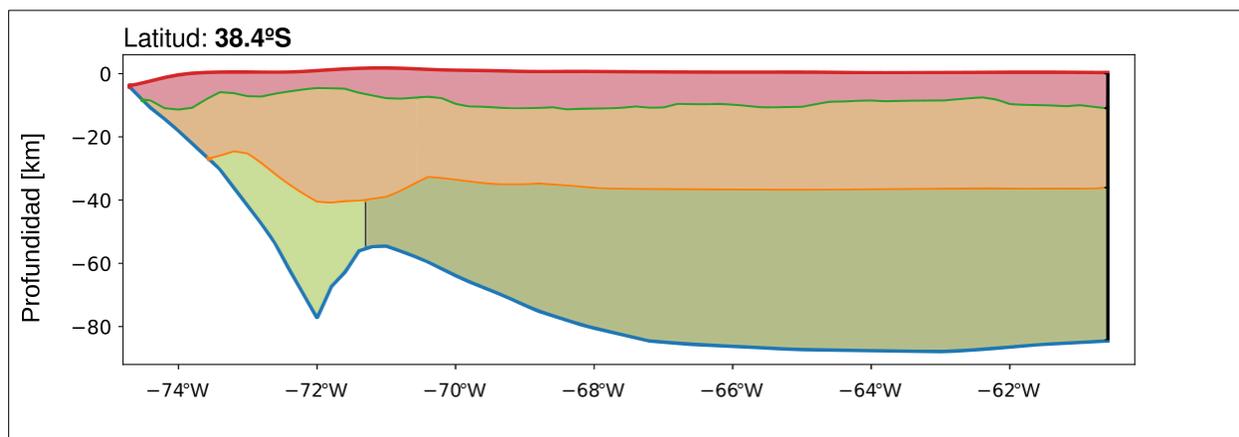
modelos reológicos distintos, cada uno parametrizado según sus valores distintivos de  $n$ ,  $A$  y  $H$ , que se han dividido en tres grupos litológicos distintos, caracterizados principalmente por su proporción entre plagioclasa y cuarzo, la cual ha sido sugerida como una relación que controla la resistencia mecánica de las rocas corticales (Tassara y Yáñez 2003; Handy, 1990; Burov & Diament, 1995). Estos grupos son: rocas ígneas de composición félsica en conjunto con rocas metamórficas de bajo grado (grupo azul en la Figura 3.3), rocas ígneas de composición intermedia a máfica con rocas metamórficas de grado medio a alto (grupo naranja en la Figura 3.3) y finalmente rocas ígneas ultramáficas (grupo verde en la Figura 3.3), cada uno de los cuales presenta diversos modelos reológicos que pretenden representar rangos amplios de variación para el comportamiento mecánico de la corteza superior, corteza inferior y manto litosférico respectivamente. Estos modelos reológicos son graficados en un perfil de profundidad en la Figura 3.3 panel B, asumiendo que sobre este perfil actúa el régimen geotermal mostrado en el panel A de la misma figura. En esta figura también se grafica un stress diferencial de 200 MPa, que en este trabajo representa el máximo stress diferencial actuando sobre la litósfera continental y corresponde a un valor comúnmente usado para modelar el esfuerzo impuesto sobre la litósfera del margen Andino (Coblentz & Richardson, 1996; Giambiagi et al., 2015; Echaurren et al., 2016). La ecuación (16) muestra que el *yield* dúctil de cada uno de estos modelos, bajo el stress diferencial impuesto (intersección entre línea roja con cada una de las líneas coloreadas), está asociado a un valor de temperatura determinado (graficados para cada modelo en el panel A de la Figura 3.3), que se obtiene mediante la proyección de una recta horizontal desde el *yield* dúctil hasta su intersección con la geoterma. Analizando el rango de estos valores para cada grupo composicional se puede establecer que gran parte de ellos se encuentran en concordancia con los valores de temperatura usualmente reportados para la base de la porción elástica de la corteza que van desde los 250° – 450°C, y para la base de la porción elástica del manto litosférico que van desde los 600° – 750°C (e.g. Meissner & Strehlau, 1982; Chen & Molnar, 1983).

Además de esto también en este paso se considera la asignación de una reología particular dentro de la región del antearco, con el fin de modelar la serpentización de la cuña del manto litosférico explicada en la sección 2.3.2.1. Para esto es necesario determinar un porcentaje de serpentización y un modelo apropiado para caracterizar a la fase de serpentina que serán utilizados para calcular los parámetros reológicos del agregado polifásico conformado por ésta

última y un modelo reológico particular del manto litosférico, según las expresiones presentadas en la sección 2.3.2.2. El modelo reológico seleccionado para la fase de serpentina es la Antigorita de Hilairet et al., 2007 (índice 23 en Anexo 8.2), debido a que este mineral representa la forma de alta presión y alta temperatura estable sobre 1 GPa (Reynard, 2013), necesaria para modelar las condiciones existentes en la región que ha sido considerada como serpentinizada en este trabajo (región verde claro en Figura 3.4).



**Figura 3.3:** Modelos reológicos utilizados en este trabajo. Panel A muestra la geoterma (línea azul continua) intersectada por las temperaturas a las que ocurre el *yield* dúctil en los distintos modelos reológicos (líneas coloreadas punteadas), los índices asociados a cada modelo son explicados en el Anexo 8.2. Panel B muestra las curvas de resistencia dúctil para cada modelo reológico (líneas coloreadas continuas), intersectadas por el máximo *stress* tectónico disponible (línea roja punteada), cada intersección representa la profundidad a la que ocurre el *yield* dúctil de un modelo reológico particular. Curva de resistencia frágil superpuesta en color negro. Línea horizontal café representa elevación de la topografía.



**Figura 3.4:** Capas con comportamiento reológico diferente. Corteza superior, corteza inferior y manto litosférico corresponden a regiones coloreadas en rojo, amarillo y verde respectivamente. Zona de color verde claro representa la región del manto litosférico que se considera serpentinizada en este trabajo.

Finalmente, con la reología de la litósfera caracterizada y su temperatura interior determinada, se puede proceder a determinar la resistencia a la deformación en el régimen dúctil por medio de la ecuación (16). Las variables  $n$ ,  $A$  y  $H$  corresponden a los parámetros reológicos mencionados previamente, y ya que estos varían para cada una de las capas consideradas al interior de la litósfera, la ecuación de resistencia dúctil estará segmentada, presentando discontinuidad en algunas regiones de los límites composicionales de la misma.

Habiendo determinado la resistencia a la deformación permanente tanto para el régimen frágil como para el dúctil, se puede proceder a calcular la envolvente de la resistencia a la deformación permanente utilizando la ecuación (20) para cada una de las capas composicionales de la litósfera.

Por último, se calcula el espesor elástico de la litósfera. Esto se hace de la siguiente forma: para cada uno de los segmentos unidimensionales considerados en el área de trabajo, se grafica su envolvente de la resistencia a la deformación permanente en un gráfico de profundidad contra esfuerzo, y en el mismo gráfico se traza la vertical correspondiente a un esfuerzo desviatorio horizontal determinado impuesto en la litósfera, para así medir los espesores de cada una de las capas que se comportan de forma elástica bajo este esfuerzo determinado, como se muestra en la Figura 2.4. Cuando se realiza esta medición, puede que para determinado segmento

dos capas adyacentes presenten comportamiento elástico a la profundidad del nivel composicional que las separa, en este caso diríamos que ambas capas se encuentran acopladas, y por tanto se comportan mecánicamente como una capa singular. Para que esto suceda es necesario que la temperatura de activación del *creep law* de ambas capas, bajo el esfuerzo diferencial determinado, sea superior a la temperatura alcanzada a la profundidad del nivel composicional existente entre ellas. Si este no es el caso se puede decir que ambas capas se encuentran desacopladas y por tanto mecánicamente se comportan como dos capas individuales. Considerando esto se puede obtener el espesor de cada una de las capas que mecánicamente se comportan de forma individual. Luego por medio de la ecuación (21), podemos relacionar los espesores de estas capas, representados por el término  $h_i$ , para calcular el espesor elástico de la litósfera en el segmento considerado.

## 3.2. Optimización del modelo termal

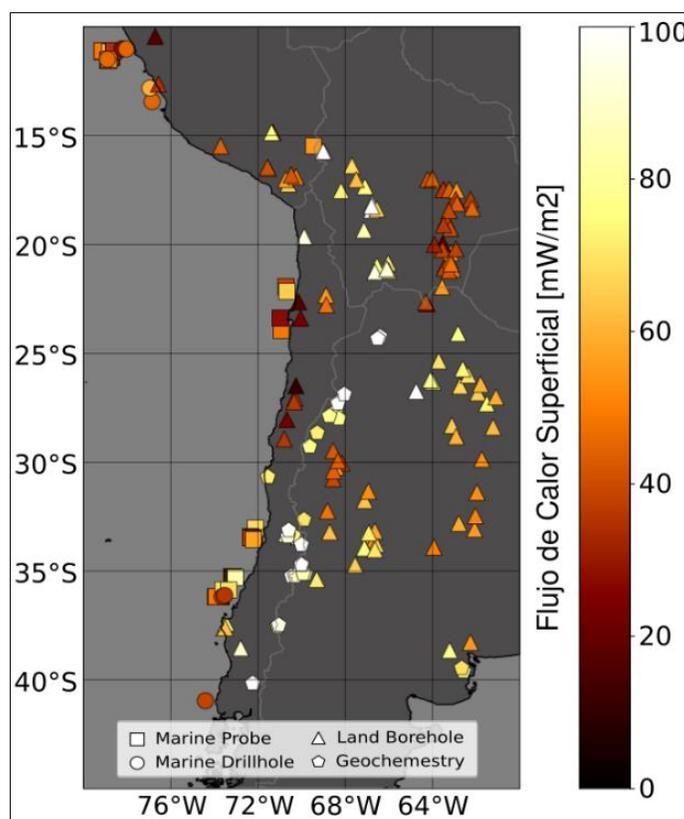
Debido a que este modelo está construido en base a ecuaciones fundamentales, resulta necesario un método con el cual reducir las incertezas inherentes al procedimiento de *forward modelling*, es decir, un procedimiento que permita evaluar cuantitativamente la capacidad del modelo para predecir las magnitudes físicas reales encontradas en la zona de estudio, con el fin de permitir la discriminación de los parámetros termales utilizados y guiar la selección de aquellos que resulten óptimos.

### 3.2.1. Base de datos de flujo de calor superficial

El flujo de calor en la superficie es la magnitud física seleccionada para realizar la evaluación del modelo termal. Esto se debe a su accesibilidad a las mediciones in-situ, ya que su magnitud puede ser determinada en profundidades que van desde centenas de metros hasta incluso pocos metros de profundidad, dependiendo del método utilizado (Pollack, 1982). Además, resulta una propiedad adecuada para esta evaluación debido a que es el resultado de la transferencia de calor desde el interior de la tierra hacia la superficie, por lo tanto proporciona

información directa sobre los procesos termales internos de la litósfera, tales como la conducción de calor desde su base y la producción de calor radiogénico en la corteza.

La base de datos empleada (Tassara et al., en prep.) cuenta con 246 mediciones de flujo de calor en la superficie (Figura 3.5), que fueron recopiladas de diversas publicaciones. Los métodos empleados para estas mediciones se pueden agrupar en mediciones del gradiente termal en pozos profundos, tanto en el continente como en el suelo oceánico, mediciones someras en sedimentos marinos con sondas de pocos metros de longitud y sensores termales de alta precisión, y métodos geoquímicos relacionados con la medición de temperatura en fuentes de aguas minerales y termales. Debido a esta diversidad de fuentes y metodologías, los errores asociados a estas mediciones presentan también una amplia variación, oscilando entre el 4% y el 30% del valor total. A pesar de que la distribución espacial de las mediciones no es uniforme, esta logra recopilar satisfactoriamente el rango de variación geotermal presente en la zona de estudio.



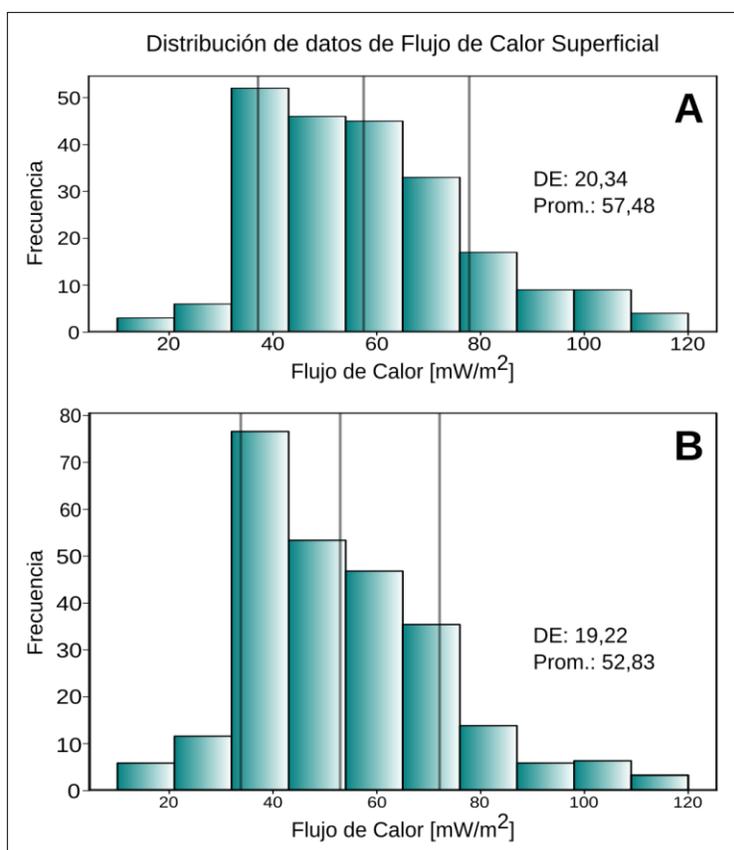
**Figura 3.5:** Datos de flujo de calor superficial

### 3.2.2. Cálculo de métricas estadísticas

Contando con la base de datos, el siguiente paso consiste en llevar a cabo la comparación entre los valores de flujo de calor superficial predichos por el modelo propuesto y aquellos obtenidos por la recopilación de mediciones in-situ efectuadas en la zona de estudio. Para conseguirlo primero se debe homologar, entre ambas fuentes, el número de datos y las coordenadas asociadas a cada uno de ellos, de manera que sea posible realizar una comparación directa entre sus valores. La diferencia en la resolución espacial que tiene la grilla del modelo en contraste con la precisión de las mediciones es considerable, la primera tiene 0,2 grados de espaciado en latitud y longitud mientras que las segundas se estandarizaron con  $1 \times 10^{-3}$  grados de exactitud. El método escogido para realizar esta homologación fue la interpolación lineal de los valores del modelo en cada una de las coordenadas de los datos recopilados, debido a que algunos datos no cumplían con los requerimientos del algoritmo usado para la interpolación, ya que se encontraban demasiado cercanos a los bordes del modelo, el número final de datos interpolados se redujo a 224 valores.

Para obtener una mejor comprensión de las diferencias entre las magnitudes de ambas fuentes, se utilizan dos métricas estadísticas distintas y complementarias. En primer lugar se considera el Error Medio con Signo (ME), (definido como el promedio de todos los valores residuales, y que debería tender a cero para modelos que se ajusten a los datos) el cual fue seleccionado gracias a su capacidad de informar sobre las significancias presentes en las direcciones de los errores computados, en este sentido, para facilitar la interpretación intuitiva de esta métrica, los errores se han calculado sustrayendo el valor de las mediciones a los valores predichos por el modelo, de forma que un valor positivo de ME indique una sobreestimación del flujo de calor superficial predicho por el modelo, y de forma análoga, un valor negativo indique una subestimación en la predicción. En segundo lugar se considera la Raíz del Error Cuadrático Medio (RMSE) por su capacidad de agrupar los valores absolutos de las diferencias consideradas, lo que permite fácilmente obtener una noción del grado de ajuste del modelo a las mediciones o, en otras palabras, de la calidad de las predicciones.

Es importante mencionar que, para tomar en cuenta la magnitud de los errores de medición presentes en la base de datos de flujo de calor, se ha otorgado una importancia relativa o peso, inversamente proporcional al valor absoluto de estos errores, a cada una de las desviaciones consideradas para el cálculo de ambas métricas estadísticas. Adicionalmente, para evitar una consideración excesiva de mediciones con valores muy bajos de errores absolutos asociados, se ha establecido un valor mínimo de error igual a  $5 \text{ mW/m}^2$ . En la Figura 3.6 se puede observar el resultado de la incidencia de estas consideraciones sobre la distribución de los datos de flujo de calor, la distribución original (panel A) presenta un promedio de  $57,48 \text{ mW/m}^2$  con una desviación estándar de  $20,34 \text{ mW/m}^2$ , en cambio la distribución considerando el peso relativo de los datos (panel B) presenta un promedio de  $52,83 \text{ mW/m}^2$  con una desviación estándar de  $19,22 \text{ mW/m}^2$ .



**Figura 3.6:** Distribución de los datos de flujo de calor superficial. Panel A representa distribución original de los datos obtenidos de la literatura. Panel B representa la distribución de los datos una vez considerado el peso relativo de los mismos.

### 3.2.3. Análisis del ajuste en el espacio paramétrico

Siguiendo el procedimiento anteriormente descrito, es posible cuantificar la calidad de un modelo termal determinado, y sus parámetros asociados, por medio de dos valores numéricos: el ME y el RMSE. Esto simplifica considerablemente el trabajo necesario para escoger el modelo termal más adecuado, por medio de la optimización de sus parámetros termales asociados.

Inevitablemente este proceso de discriminación va acompañado de una determinada desestimación de la complejidad del modelo termal y sus matices, no obstante lo anterior, estas métricas están directamente relacionadas con la capacidad del modelo para predecir una exhaustiva caracterización de los valores de flujo de calor superficial presentes en la zona de estudio, y como tales, presentan una valiosa restricción a las numerosas incertidumbres inherentes al modelamiento termal en escalas litosféricas.

Por otro lado, gracias a la eficiencia del código computacional elaborado en este trabajo, es posible utilizar estas métricas para discriminar, con facilidad, entre un gran número de modelos termales. Tomando esto en consideración se ha decidido llevar a cabo un análisis visual de la variabilidad de los valores de RMSE y ME en respuesta a las distintas configuraciones termales posibles. Para esto se han confeccionado gráficos de mapa de calor, en los cuales la magnitud de las métricas estadísticas, representadas por medio de una escala de color, son graficadas sobre matrices bidimensionales, en las que cada dimensión corresponde al rango de variación de un parámetro termal determinado, representando así el error asociado a una estructura termal particular en cada punto del gráfico. De esta forma se obtiene una clara representación visual de la fluctuación de los errores asociados a los modelos construidos sobre los espacios paramétricos definidos, revelando información importante sobre los valores óptimos de las variables termales, la sensibilidad del modelo a las mismas y las correlaciones existentes entre ellas.

### 3.3. Sensibilidad a parámetros

#### 3.3.1. Modelo termal

Con el fin de estudiar la sensibilidad del modelo termal a los parámetros con los que es construido, se ha seleccionado un subconjunto de éstos para analizar la respuesta de la estructura termal a la variación independiente de cada uno de ellos sobre un rango de valores definido. Estos rangos de variación, presentados en la Tabla 3.2 han sido seleccionados desde la literatura disponible.

**Tabla 3.2:** Rango de valores comunes para parámetros termales.

Parámetro	Valor mínimo	Valor central	Valor máximo
$H_0$ [ $\mu\text{W}/\text{m}^3$ ]	2,5	3,0	3,5
$k$ [ $\text{W}/\text{mK}$ ]	2,0	3,0	4,0

En el caso de  $H_0$ , la estimación de su valor central y su rango se desprenden indirectamente de los modelos de corteza continental global realizados por Rudnick & Gao, (2003) y Hacker et al. (2011), quienes asignan valores de producción de calor a cada una de las capas corticales presentes en sus respectivos modelos, y en conjunto con los espesores de las mismas determinan el flujo de calor total aportado por la corteza modelada.

El flujo de calor total producido por estas estructuras corticales, puede ser modelado como en el caso de nuestro trabajo, por medio la integración de la ecuación (22). Es decir, asumiendo una producción de calor determinada en la superficie ( $H_0$ ) que decrece exponencialmente de acuerdo a una escala de profundidad dada por el espesor de la corteza superior (o ICD) y, en base a esto, calculando el flujo de calor total producido por la distribución resultante a lo largo de todo el espesor cortical (o hasta la profundidad del Moho). Cuando la base de la corteza superior equivale a un tercio o menos del espesor total de la corteza (característica que se cumple en ambos de estos modelos) el valor producido por esta distribución se aproxima en un 95% o más al producto del parámetro  $H_0$  por la profundidad de la ICD (Lowrie, 2020). De esta forma, por medio de una proporción simple se puede obtener el

valor de calor superficial necesario para producir el flujo de calor aportado por cada uno de estos modelos corticales, bajo las consideraciones metodológicas empleadas en este trabajo. Estos valores corresponden a 2,8 y 2,9  $\mu\text{W}/\text{m}^3$ , en base a ellas y a otros valores derivados de forma análoga desde las estimaciones de producción de calor cortical de Rudick & Fountain, 1995 y de los espesores de las capas de la corteza continental global reportados por Rudnick & Gao, 2003, se ha determinado un valor central de 3,0  $\mu\text{W}/\text{m}^3$  para el parámetro  $H_0$ , y un rango de variación desde 2,5 a 3,5  $\mu\text{W}/\text{m}^3$

El rango de variación para el parámetro  $k$  no es fácil de determinar de acuerdo a la composición de la roca, ya que su relación con esta se hace complicada por la dependencia de esta variable en la temperatura y en la presión (Chang et al., 2017; Chapman, 1986). Los valores seleccionados para este parámetro por tanto corresponden simplemente al rango de distribución más significativo para la conductividad termal en las rocas corticales y mantélicas (Clauser & Huengues, 1995; Turcotte & Schubert, 2014), y corresponde a un valor central de 3,0 W/mK, un valor mínimo de 2,0 W/mK y un valor máximo de 4,0 W/mK.

### 3.3.2. Modelo mecánico

Para entender el patrón de primer orden que presenta la estructura mecánica de la litósfera en la zona de estudio, parametrizada por medio de la resistencia a la deformación de sus tres capas composicionales, ante la gran cantidad de configuraciones reológicas posibles de las mismas, se ha determinado un valor promedio de este parámetro, obtenido considerando la totalidad de las configuraciones resultantes cuando se permite la variación de los modelos reológicos corticales según lo detallado en la Figura 3.3. Mientras que el manto litosférico se mantiene constantemente representado por el modelo reológico de Olivino-Dunita caracterizado por Burov & Diament, 1995 (30 en Figura 3.3, ver Anexo 8.2)

Para analizar la influencia que los parámetros termales ( $k$  y  $H_0$ ) tienen sobre esta estructura, se ha repetido el procedimiento previamente descrito, para obtener el promedio del espesor elástico asociado a un valor específico del parámetro termal que se pretende analizar, esto ha sido realizado dos veces para cada uno de ellos, de modo que en cada caso se ha asignado

un valor extremo a estas variables mientras todas las demás se mantienen constantes. Los espesores elásticos así determinado luego son contrastados entre sí para obtener una noción de la sensibilidad de la estructura mecánica al parámetro termal en cuestión.

Un procedimiento análogo se realiza para determinar la sensibilidad del espesor elástico al esfuerzo diferencial máximo presente en la litósfera continental.

Finalmente, para obtener una medición de la sensibilidad del modelo a las variaciones reológicas de la corteza superior y la corteza inferior, se ha repetido el procedimiento descrito para obtener el promedio del espesor elástico, pero esta vez fijando un modelo reológico determinado en la capa composicional que se desea analizar. De esta forma para analizar la influencia de la corteza superior, su reología se determinó con el modelo de Cuarzita (Burov & Diament, 1995) y el modelo de Mármol de Carrara (Carter & Tsenn, 1987), es decir los modelos extremos asociados a ella en la figura 3.3 (1 y 10 respectivamente, ver anexo 8.2). De forma análoga, para la corteza inferior se utilizó el modelo de Cuarzo-Diorita (Burov & Diament, 1995) y el modelo de Clinopiroxenita húmeda (Carter & Tsenn, 1987) (11 y 22 en Figura 3.3, ver Anexo 8.2).

## 4. RESULTADOS

### 4.1. Código computacional para generación del modelo termomecánico

El primer producto de este trabajo es un código computacional (Anexo 8.0), escrito en el lenguaje de programación Python, que tiene como objetivo central calcular la estructura termal y mecánica al interior de la litósfera continental en el margen de subducción Andino.

A grandes rasgos, para llevar esto a cabo es necesario en primer lugar discretizar el espacio tridimensional que comprende el interior de la litósfera continental, es decir el espacio ubicado entre el nivel de la topografía y de la base litosférica (Figura 2.1) y en cada uno de los puntos resultantes resolver las ecuaciones pertinentes para obtener la magnitud física de interés, termal o mecánica. Para este propósito se debe tener en consideración tanto el valor de la profundidad del punto en cuestión, como su posición relativa en comparación a los niveles bidimensionales que definen las fronteras composicionales al interior de la litósfera, para poder determinar los parámetros termales o mecánicos correspondientes en los casos en que estos se encuentren asociados a una capa composicional en particular.

En vista de la gran cantidad de puntos que conforman el volumen de interés, que se encuentran en el orden de los millones para la resolución espacial utilizada, el principal desafío computacional se presenta en lograr ejecutar estos cálculos de la manera más eficiente y directa posible, con el fin de minimizar el tiempo de procesamiento y la cantidad de memoria necesarios para llevarlos a cabo. Esto es de importancia para lograr los objetivos propuestos en este trabajo, que requieren el cómputo secuencial de una gran cantidad de propiedades físicas asociadas a distintos parámetros termales o mecánicos, cada una definida sobre la totalidad de este espacio volumétrico.

Para dar solución a estos requerimientos, se desarrolló un programa computacional que se basa en la representación del espacio volumétrico ocupado por la litósfera continental por medio de una grilla espacial (matriz, vector o *array*) tridimensional de los valores de profundidad

asociados a este volumen, es decir, mediante una estructura de datos en la que cada uno de los elementos está posicionado de acuerdo a sus coordenadas de latitud, longitud y profundidad, pero a la vez sólo almacena el valor de su posición con respecto a este último eje.

Las dimensiones de esta grilla son de 101 x 176 x 183 unidades en los ejes de longitud, latitud y profundidad respectivamente, y están determinadas por la extensión espacial del modelo de Tassara y Echaurren, 2012 con una resolución de  $0.2^\circ$  en ambos ejes del plano horizontal y de 1 km. en la vertical. Esto da como resultado una matriz con más de 3 millones de elementos, sin embargo sólo están definidos aquellos cuya profundidad se encuentra contenida entre el nivel de la topografía y la base de la litósfera, lo que reduce el número de elementos a poco más de 1 millón.

Esta estructura es tratada como una variable única:  $z$ , y todas las variables presentes en este trabajo corresponden a un subconjunto de elementos que son, o bien pertenecientes a esta grilla espacial fundamental, o derivados directamente de ella por medio de operaciones matemáticas que modifican sus valores asociados, pero no así sus posiciones al interior de la grilla. En otras palabras todas las magnitudes físicas utilizadas en este trabajo que no corresponden a constantes escalares, son vectores de profundidad o vectores de variables que son funciones (exclusivamente) de vectores de profundidad. Estos vectores pueden ser tridimensionales, bidimensionales o unidimensionales.

Otro aspecto de relevancia en el modelo es que prácticamente la totalidad de las variables computadas son obtenidas por medio de expresiones analíticas, y por tanto cada uno de los valores puntuales de estas variables, es decir los datos asociados a coordenadas específicas, se pueden determinar de forma independiente a todos los demás valores presentes en la estructura.

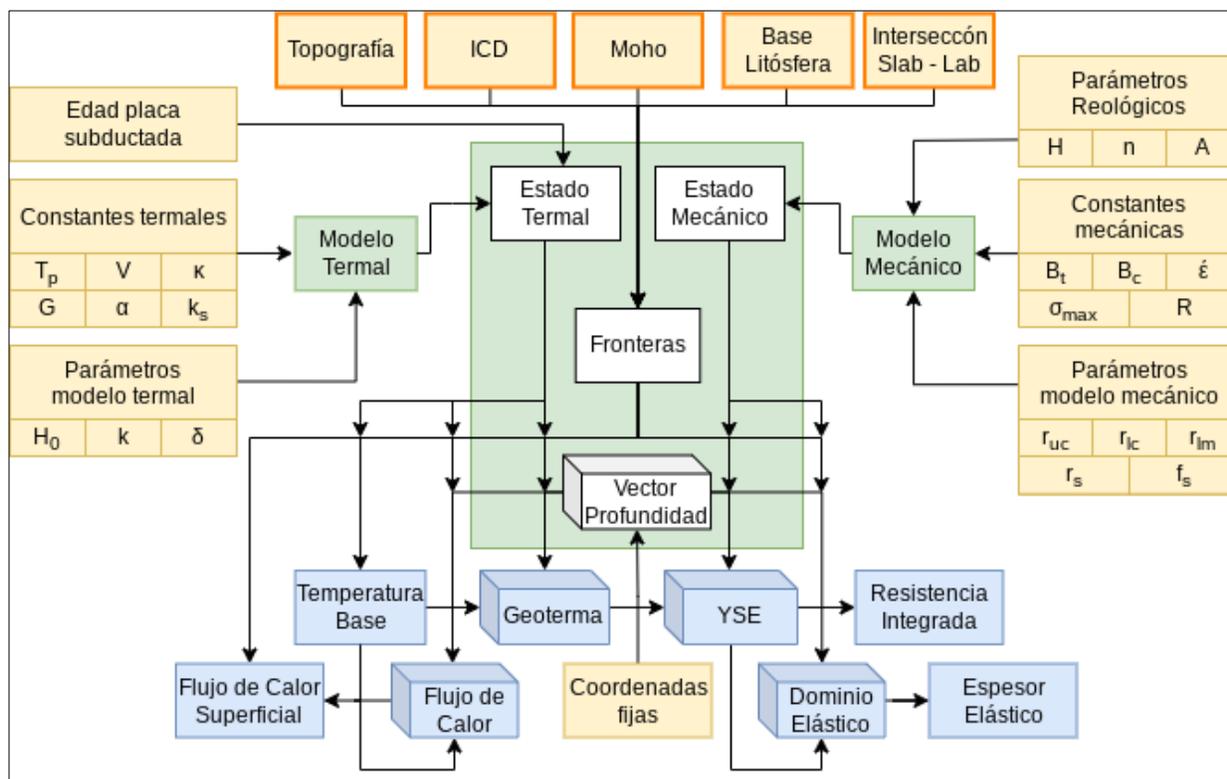
Estas consideraciones con respecto a la estructura de las variables, y a la naturaleza de las expresiones, son importantes debido a que permiten la vectorización de los cálculos computacionales realizados en el código, esto se refiere a la operación matemática sobre todos los elementos que componen una grilla espacial de forma simultánea, en contraste a la operación sobre ellos de forma secuencial, lo que resulta de gran utilidad, especialmente en los casos que se

resuelven expresiones con dos o más vectores con múltiples e iguales dimensiones, ya que usando este método pueden ser relacionados de la misma forma en que si fueran valores escalares, por medio de la aplicación simultánea de las operaciones sobre cada uno de los elementos con coordenadas análogas.

La aplicación de operaciones vectorizadas ejerce una profunda influencia en la mejora de la eficiencia del código computacional, logrando reducciones significativas tanto en el tiempo de procesamiento como en la cantidad de memoria empleada. Estas optimizaciones son propias de la librería *numpy*, la cual implementa algoritmos altamente refinados para trabajar con este tipo de operaciones (van der Walt et al., 2011), esta es también la librería que permite la estructuración de los datos en *arrays* multidimensionales. Por otro lado, otra librería responsable por mejoras significativas en el código es *xarray*, que ha adquirido gran relevancia en la comunidad geocientífica para extender la funcionalidad de las grillas espaciales por medio de la asignación de dimensiones y coordenadas definidas a cada uno de sus elementos (Hoyer & Hamman, 2017), lo que simplifica en gran medida la complejidad de trabajar con variables multidimensionales.

Con el fin de maximizar la potencialidad de reutilización y extensibilidad de este código, así como la versatilidad del mismo, se organizó a modo de librería, lo que permite su integración de manera sencilla a otros *scripts* de programación. En general, el propósito de esta librería es simplificar y sistematizar el trabajo con datos de profundidad de escala litosférica estructurados en una cuadrícula regularmente espaciada. En específico el objetivo es la determinación de la estructura termal y mecánica tridimensional de la litosfera continental del margen de subducción activo de los Andes, por medio del cómputo de ecuaciones fundamentales unidimensionales de forma eficiente y versátil.

La estructura de esta librería se centra alrededor de una clase de Python central, llamada *Lithosphere* (cuadro verde central en Figura 4.1), que pretende esquematizar una sección espacial n-dimensional determinada de la litósfera continental por medio de la abstracción de tres componentes principales.



**Figura 4.1:** Esquema del código computacional desarrollado. Se presentan los distintos componentes de la librería de *Python* desarrollada en este trabajo. Cuadros verdes corresponden a *clases* de *Python*. Cuadro verde central representa *clase* llamada *Lithosphere*, que agrupa los componentes principales para la modelación termomecánica de la litósfera continental (cuadros blancos). Cuadros amarillos corresponden a distintos *inputs* recibidos por el modelo, aquellos con borde naranja representan datos provenientes del modelo de densidades de Tassara & Echaurren, 2012, que definen las *Fronteras* composicionales de la litósfera. Cuadros azules corresponden a *outputs* generados por el modelo, cuadros con volumen representan *outputs* con igual número de dimensiones que el *Vector de Profundidad* utilizado, que define el espacio tridimensional (*lat, lon, z*) y puede ser reducido proporcionando coordenadas fijas. Flechas indican relaciones de dependencia entre los distintos componentes. Constantes termales son explicadas en Tabla 3.1. Parámetros modelo termal son los descritos en la ecuación (22). Constantes mecánicas  $B_t$ ,  $B_c$  y  $\sigma_{max}$  son descritas en ecuación (23). Parámetros reológicos y constantes mecánicas  $\dot{\epsilon}$  y  $R$  son descritos en ecuación (16). Parámetros mecánicos  $r_{uc}$ ,  $r_{lc}$  y  $r_{lm}$  corresponden a índices para modelos reológicos de la corteza superior, corteza inferior y manto litosférico respectivamente (ver Figura 3.3 y Anexo 8.2). Parámetro  $r_s$  corresponde a índice de modelo reológico de la fase de serpentina y  $f_s$  es la fracción de volumen de la misma utilizada en la ecuación (17).

El primer componente es el vector de profundidad  $Z$  (cubo blanco en Figura 4.1), que como ya ha sido descrito, define el dominio espacial de la sección de la litósfera continental modelada. En realidad este componente no es necesariamente tridimensional, y su abstracción permite al usuario definir específicamente el área de interés de la litósfera sobre la cual desea realizar los cálculos, si por ejemplo sólo se busca la determinación de la geoterma en un perfil determinado (o a lo largo de una vertical) se puede limitar el espacio de trabajo proveyendo

como vector de profundidad una matriz bidimensional (o una matriz unidimensional respectivamente) de valores de profundidad distribuidos sobre la sección de interés, o de forma análoga y más sencilla, se puede fijar una o más coordenadas para que el programa calcule la reducción del espacio tridimensional de forma acorde automáticamente.

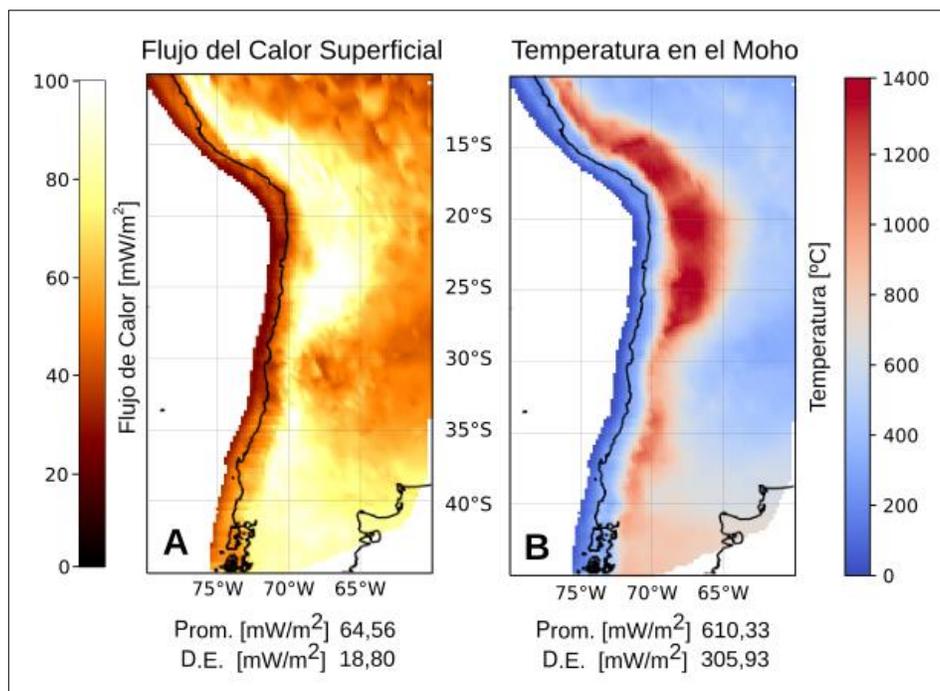
El segundo componente corresponde al conjunto de fronteras composicionales de la litósfera (“Fronteras” en la Figura 4.1). En este trabajo corresponde al conjunto de niveles litosféricos definido por Tassara y Echaurren, 2012: ICD, Moho, *slab* y LAB. Su propósito es dividir el vector de profundidad en distintas regiones a lo largo de la vertical. Los elementos de este componente deben tener una dimensión menos que el vector de profundidad. Por lo tanto si el vector es tridimensional, las fronteras deben ser capas bidimensionales, si el vector es bidimensional, deben ser líneas, y si el vector es unidimensional las fronteras deben corresponder a una profundidad puntual en específico.

Finalmente, el tercer componente corresponde al estado termal y mecánico de la litósfera. Este componente está basado en objetos más complejos (“Modelo Termal” y “Modelo Mecánico” en Figura 4.1), que representan un modelo físico determinado asociado a la litósfera continental por medio de la definición de un conjunto de parámetros específicos (asociados o no a una región litosférica determinada) y a un conjunto de ecuaciones unidimensionales que reciben tres tipos de valores de entrada: los parámetros recientemente mencionados, las fronteras composicionales y/o el vector de profundidad, con el fin de obtener magnitudes físicas asociadas a la litósfera, cuyas dimensiones son iguales o menores al número de dimensiones del vector de profundidad (cubos o cuadrados azules, respectivamente, en Figura 4.1)

## 4.2. Modelo termal

Para analizar la estructura termal en primer lugar se construye un modelo inicial tomando en consideración parámetros termal razonables de acuerdo a lo encontrado en la literatura disponible. Los valores escogidos para modelar la temperatura en la base de la litósfera son los que se han presentado en la Tabla 3.1, mientras que para dar solución a la expresión de la geoterma (ecuación 3) se ha escogido los valores centrales de los rangos de variación

presentados en la Tabla 3.2. Con estos valores se obtiene el flujo de calor superficial (Figura 4.2 A) por medio de la ecuación (8.21), y la geoterma de la litósfera continental utilizando las ecuaciones (8.18) y (8.19) del Anexo 8.1.



**Figura 4.2:** Distribución del flujo de calor superficial y temperatura en la profundidad del moho en la zona de estudio.

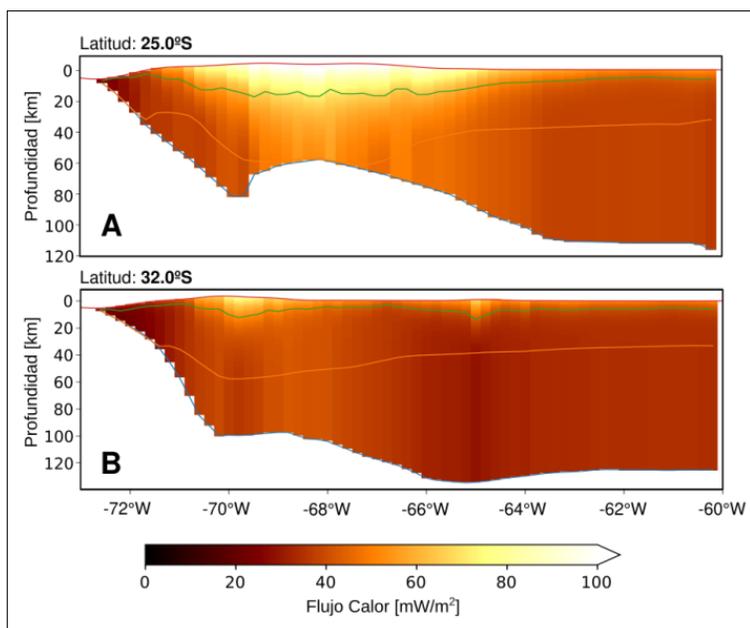
La distribución de flujo de calor en la superficie se caracteriza por un fuerte contraste entre elevados valores presentes a lo largo del eje del arco magmático y valores decrecientes tanto al este, en el antepaís y en el oeste, en el antearco. Esta distribución de primer orden se debe a la influencia de la geometría de la base de la litósfera, como puede apreciarse por una comparación visual de las Figuras 4.2 A y 3.1 C, donde se destaca un flujo de calor reducido en la zona de ausencia de actividad volcánica asociada al *flat-slab* alrededor de los 30°S sobre la cordillera, y especialmente en las zonas de mayor profundidad litosférica, asociadas tanto al cratón del Rio de la Plata y al Escudo Brasileño, al este y noreste de la zona de estudio respectivamente. Este control se ve reflejado en la ecuación (8.21), por medio de la fuerte dependencia del valor de  $Q_0$  en el valor de  $Z_b$ . Otra característica importante de esta distribución es la fluctuación de baja escala espacial en los valores de  $Q_0$ , presente a lo largo de toda la zona de estudio, esto está asociado a la geometría de la discontinuidad intracortical (ICD), la cual

ejerce su influencia por medio de su utilización para la regulación del decaimiento exponencial de la producción de calor en la superficie, lo que se refleja en el denominador del exponencial de la ecuación (8.21) y (22). Los valores más bajos se encuentran al este de la fosa, donde la base de la litósfera corresponde a la superficie del *slab* subductado y registra las menores temperaturas, esto ocurre según la modelación de la advección termal causada por ingreso de material frío al sistema, proveniente de la litósfera oceánica, que se refleja en el término  $t$  de la ecuación (8), que disminuye la temperatura de forma proporcional a la edad de la placa de Nazca en la fosa. Este efecto es visible principalmente alrededor de los 20°S, al frente del Altiplano-Puna donde la placa de Nazca alcanza su edad máxima y por tanto su temperatura más baja.

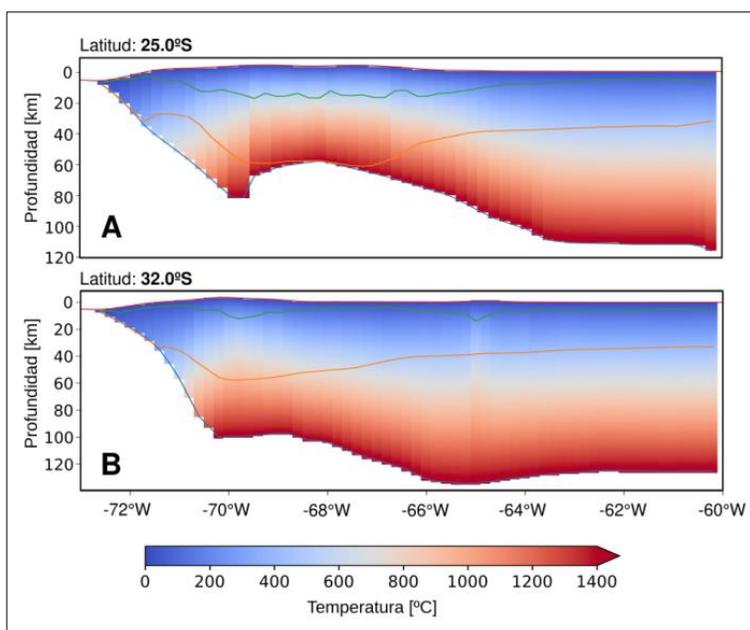
Para comprender mejor la distribución de flujo de calor al interior de la litósfera se presenta la Figura 4.3, en la que se pueden ver dos perfiles transversales a la fosa, realizados a los 25°S y 32°S. Estas latitudes corresponden a lugares donde la litósfera presenta algunas de sus menores y mayores profundidades respectivamente. Lo que podemos ver en el perfil de los 25°S es que el alto flujo de calor alrededor de la zona del arco magmático, no sólo debe su existencia a la influencia de la baja profundidad del LAB en esos sectores, como ya ha sido mencionado, sino también a la presencia de un fuerte engrosamiento cortical en los mismos y por lo tanto una mayor producción de calor radiogénico. En el perfil de los 32°S se puede apreciar como una litósfera continental gruesa reduce significativamente el valor de  $Q_s$  en la superficie, sin embargo en la longitud 65°O es posible observar nuevamente el control del espesor de la corteza, donde debido a un incremento relativamente moderado en la profundidad de la ICD se introduce un peak local de valores elevados de flujo de calor superficial en una región en la que esta magnitud en general se mantiene bastante reducida.

La distribución de temperatura al interior de la litósfera también se encuentra fuertemente correlacionada con estos patrones de engrosamiento litosférico y engrosamiento cortical. Esto se ve especialmente bien reflejado en la temperatura a la profundidad del Moho (Figura 4.2 B), en la que se vuelve a observar un fuerte contraste en las temperaturas presentes en la zona del arco magmático con el resto de la zona de estudio, muy similar a lo observado en la distribución de flujo de calor superficial. Esto es debido a que, como ya ha sido mencionado, en estos sectores la distancia entre la superficie del LAB y del Moho es mínima, por lo que este último se ve

fuertemente afectado por las altas temperaturas presentes en la base de la litósfera, lo que puede ser apreciado claramente en el perfil a los 25°S de la Figura 4.4 en la región alrededor de los 67°O, y contrastado con lo que ocurre en el perfil de los 32°S en las longitudes cercanas a los 60°O donde el Moho alcanza sus menores temperaturas.



**Figura 4.3:** Flujo de calor en secciones transversales de la litósfera.



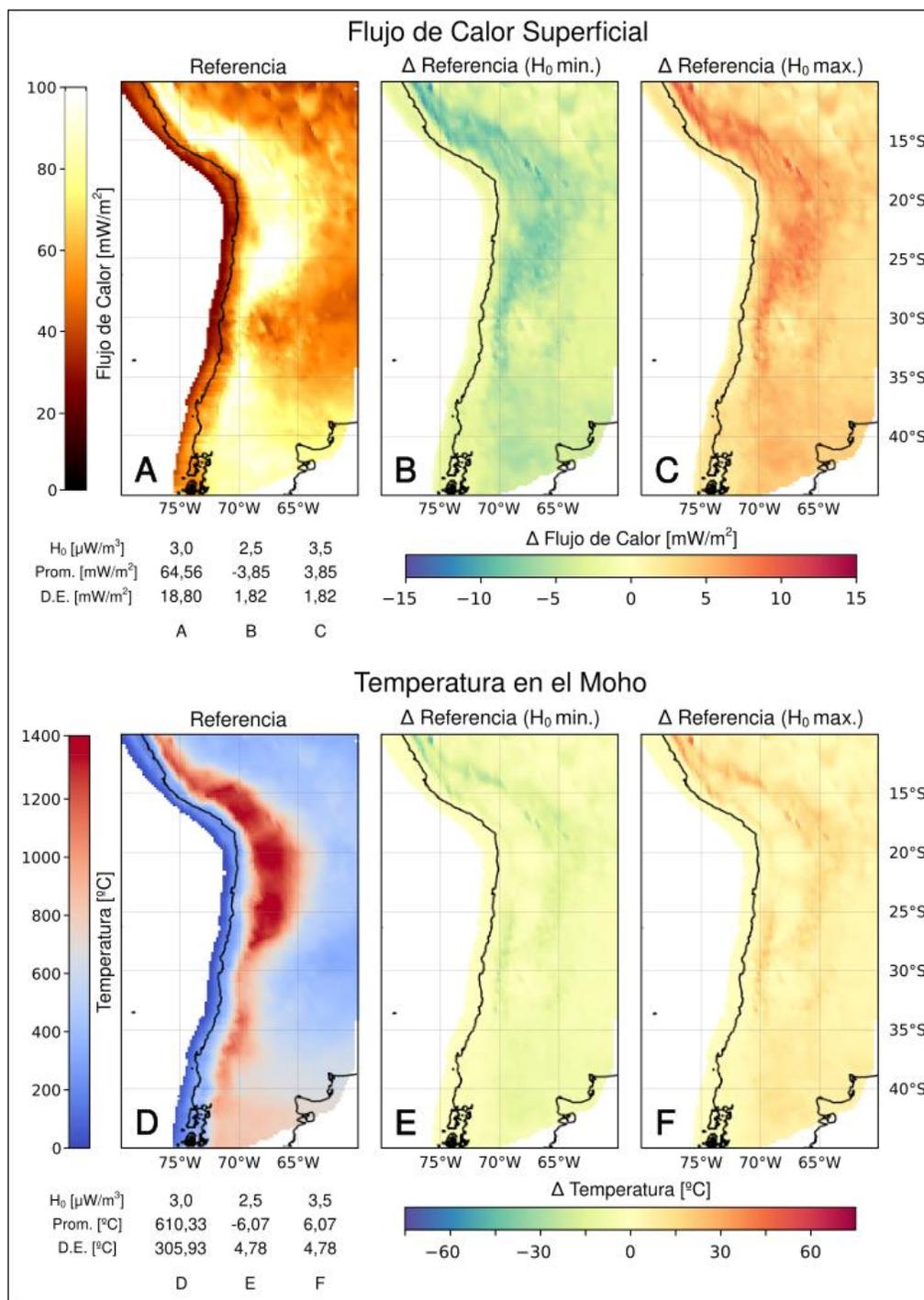
**Figura 4.4:** Geoterma en secciones transversales de la litósfera.

### 4.2.1. Sensibilidad a parámetros

A partir de la información presentada en la Tabla 3.2, se ha determinado la estructura termal considerando para ello los valores extremos de los rangos de variación de los parámetros objetivo ( $H_0$  y  $k$ ) de manera independiente, manteniendo en cada caso el otro parámetro fijo en el valor central de su rango respectivo. Los valores de flujo de calor superficial y de temperatura en la profundidad del Moho obtenidos de esta forma son comparados con los valores del modelo presentado en la sección anterior (construido en base a los valores centrales de la Tabla 3.2), substrayendo los segundos a los primeros, de tal manera que se pueda presentar una medición clara de sensibilidad del modelo termal a la variación de sus parámetros constitutivos.

El control de  $H_0$  en la estructura termal (Figura 4.5), presenta una relación directamente proporcional tanto con el flujo de calor superficial como con la temperatura, esto se desprende directamente de la ecuación (3), que establece la proporcionalidad entre todas estas magnitudes. Al integrar esta expresión las ecuaciones resultantes (8.17, 8.18, 8.19, 8.20 en Anexo 8.1) muestran esto con claridad ya que todas ellas pueden ser reducidas a una expresión de la forma  $y = AH_0 + B$  ( $A$  y  $B$  constantes;  $y = [Q(z), T(z)]$ ) cuando se consideran todas las demás variables como valores fijos.

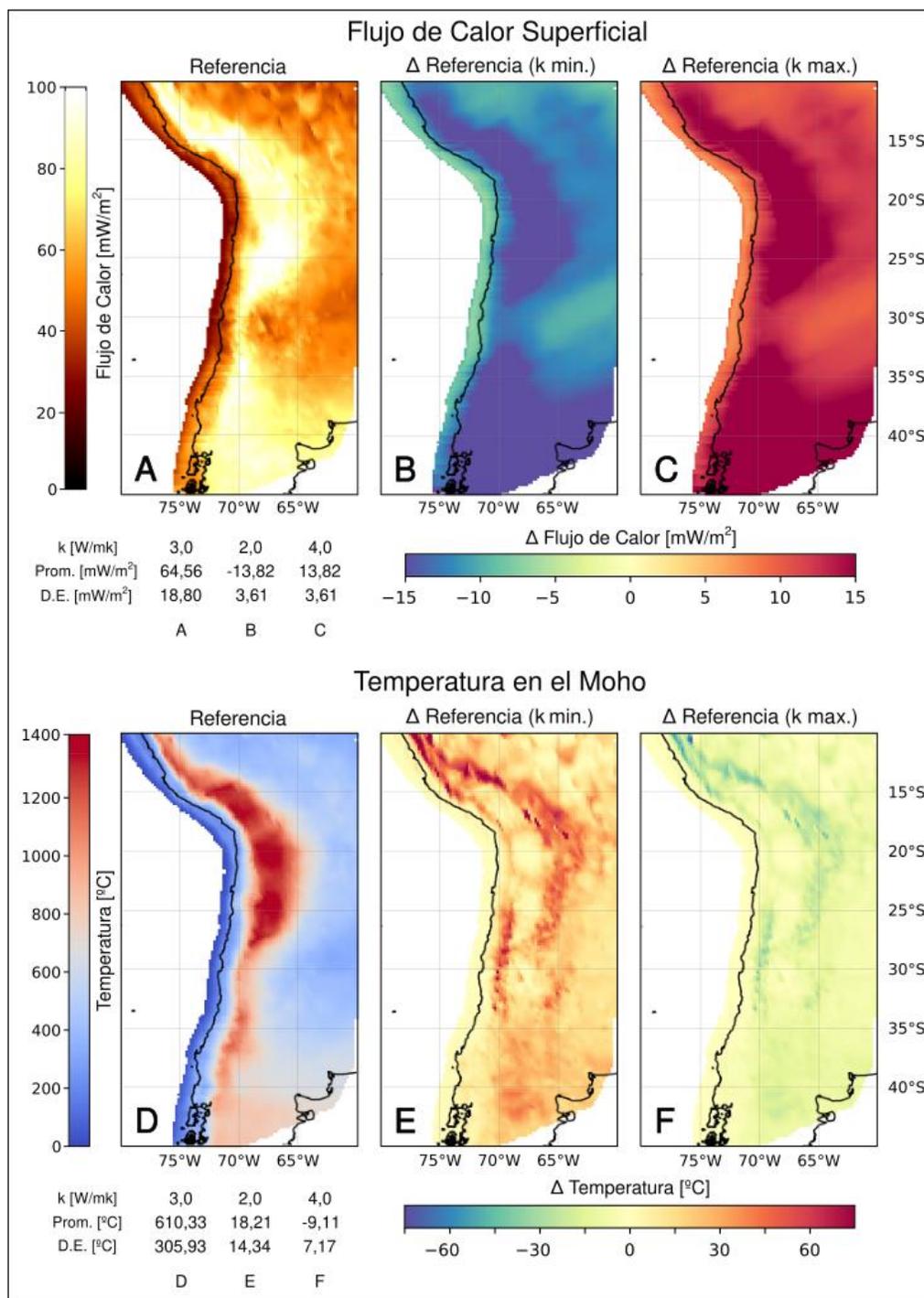
El efecto de la variación de este parámetro tiene una mayor influencia en el flujo de calor superficial; cuando  $H_0$  varía en  $0,5 \mu\text{W}/\text{m}^3$  este presenta una fluctuación de  $3,85 \text{ mW}/\text{m}^2$  que se traduce en un cambio porcentual promedio del 5,96% de la media de esta magnitud en el modelo base ( $64,56 \text{ mW}/\text{m}^2$ ). Esta distribución residual presenta un valor máximo de  $11,93 \text{ mW}/\text{m}^2$  y un mínimo de  $0,05 \text{ mW}/\text{m}^2$ , y es principalmente controlada por la profundidad de la ICD, que como ya ha sido mencionado regula el decaimiento exponencial de  $H_0$  en el modelo expuesto, presentando las mayores diferencias en las áreas de mayor engrosamiento de la corteza superior como se aprecia en los paneles B y C de la Figura 4.5.



**Figura 4.5:** Influencia de la producción de calor radiogénico en la estructura termal. Paneles superiores muestran efecto de la variación de  $H_0$  sobre el flujo de calor superficial, panel A es el valor de referencia de  $Q_0$  y paneles B y C corresponden a valores residuales obtenidos substrayendo  $Q_0$  referencial al valor de  $Q_0$  obtenido considerando el valor de  $H_0$  mínimo y máximo respectivamente. Paneles inferiores muestran la temperatura en el Moho utilizando el mismo procedimiento.

Por otro lado la misma diferencia en  $H_0$  provoca una fluctuación en promedio de tan sólo  $6,07\text{ }^\circ\text{C}$  en la temperatura del Moho, lo que equivale a un cambio porcentual de menos de un 1% con respecto a los  $610,33\text{ }^\circ\text{C}$  promedio que presenta el modelo inicial. Nuevamente se ve la correlación existente en este parámetro y el engrosamiento de la corteza superior, sin embargo en los paneles E y F de la Figura 4.5 se puede distinguir que a diferencia de  $Q_0$ , el engrosamiento de la corteza parece afectar negativamente la influencia de  $H_0$  sobre la temperatura en el Moho, ya que algunos de las menores diferencias se concentran donde el Moho alcanza su mayor profundidad. Esto se debe a que la producción de calor, regula la variación de la pendiente de la geoterma al interior de la litósfera (ecuación 3), es decir su “curvatura”, pero las condiciones de borde impuestas significan que las temperaturas tanto en la base de la litósfera ( $Z_b = T_b$ ) y en la superficie de la litósfera ( $Z_0 = T_0$ ) no presentan variación alguna, por este motivo mientras más nos acercamos a cualquiera de estos bordes la capacidad del calor generado internamente para influir en la temperatura decrece abruptamente.

El control de  $k$  sobre la estructura termal (Figura 4.6), presenta una relación directamente proporcional con el flujo de calor superficial, pero inversamente proporcional con la temperatura. Lo primero se desprende directamente de la ley de Fourier (ecuación 8.2) que muestra que la conductividad termal es una constante de proporcionalidad entre la cantidad de calor que un medio puede conducir entre dos puntos con respecto a un diferencial de temperatura determinado existente entre ellos. Mientras que la explicación a lo segundo nuevamente se encuentra en la ecuación (3), que nos revela que toda desviación de un comportamiento lineal y decreciente de la geoterma, es directamente proporcional a la producción de calor, y es inversamente proporcional a la conductividad termal. Esto último se hace más explícito en las ecuaciones (8.18) y (8.19), que al considerar  $k$  como la única variable pueden ser reducidas a una expresión de la forma  $T = \frac{A}{k} + B$  (A y B constantes).



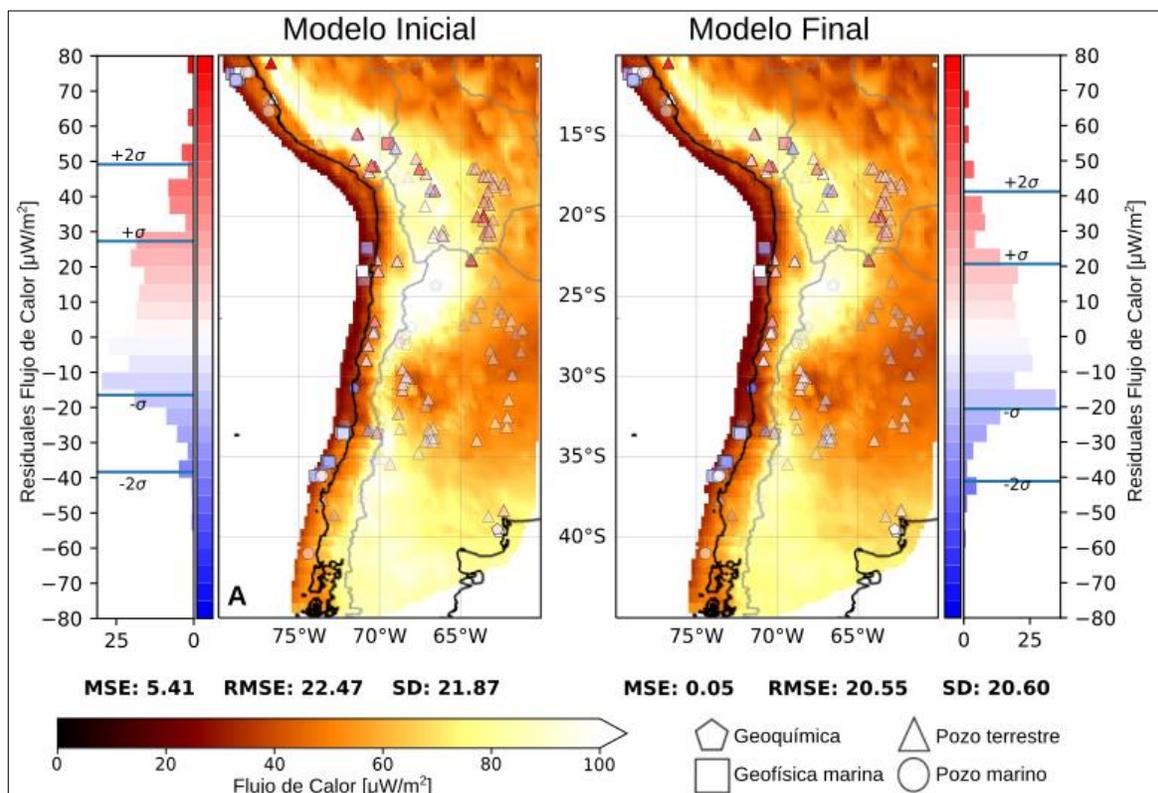
**Figura 4.6:** Influencia de la conductividad termal en la estructura termal. Paneles superiores muestran efecto de la variación de  $k$  sobre el flujo de calor superficial, panel A es el valor de referencia de  $Q_0$  y paneles B y C corresponden a valores residuales obtenidos sustrayendo  $Q_0$  referencial al valor de  $Q_0$  obtenido considerando el valor de  $k$  mínimo y máximo respectivamente. Paneles inferiores muestran efecto de la variación de  $k$  sobre la temperatura en el Moho utilizando el mismo procedimiento.

El valor de  $k$  ejerce un fuerte impacto en el flujo de calor superficial, provocando un aumento de  $13.82 \text{ mW/m}^2$  al incrementar su valor en  $1 \text{ W/mK}$ , lo que equivale a un cambio de más de un 20% en el valor original de flujo de calor, llegando a causar una diferencia máximo de  $24.55 \text{ mW/m}^2$  y mínima de  $6.41 \text{ mW/m}^2$ . El principal control sobre la sensibilidad del modelo a la conductividad termal lo ejerce la geometría de la base de la litósfera, como puede ser observado comparando los paneles B y C de la Figura 4.6 con la Figura 3.1 C, esto es intuitivo debido a que en la zona de estudio el diferencial de temperatura es principalmente regulado por el espesor de la litósfera, por tanto un aumento en la conductividad termal simplemente incrementa el control que ejerce esta estructura sobre el flujo de calor superficial.

La dependencia de la temperatura del Moho con la conductividad termal (paneles E y F de la Figura 4.6), es la única de las relaciones analizadas que es inversamente proporcional. Su dependencia en la profundidad del ICD, lo que es posible determinar contrastando los paneles E y F de la Figura 4.6 con el panel B de la Figura 3.1, se debe a que en aquellos lugares de mayor engrosamiento de la corteza superior se produce el mayor desvío con respecto al comportamiento lineal de la geoterma y por tanto la influencia de  $k$  como inhibidor de ese desvío también es mayor. Además nuevamente se observa el efecto de atenuación que las altas profundidades del Moho tienen sobre las variaciones inducidas por  $k$ , debido a la cercanía con la temperatura fija existente en el LAB.

#### 4.2.2. Comparación con datos de flujo de calor

Al contrastar el valor de flujo de calor predicho por el modelo termal construido en base a los parámetros centrales de la Tabla 3.2 con las mediciones de flujo de calor superficial en la zona de estudio (panel A de la Figura 4.7), se puede observar que existe una correlación relativamente buena entre ellos, el valor de RMSE ( $22.47 \text{ mW/m}^2$ ) aunque parece alto, no es tanto más elevado que la incertidumbre promedio de los datos ( $15.37 \text{ mW/m}^2$ ), difiriendo de esta en un 46%. Por otro lado el valor de ME ( $5.41 \text{ mW/m}^2$ ) indica que el modelo en promedio sobreestima en un 10,2% el flujo de calor superficial en la zona de estudio, considerando que la distribución de esta magnitud en la base de datos de mediciones es de  $52.83 \text{ mW/m}^2$ .

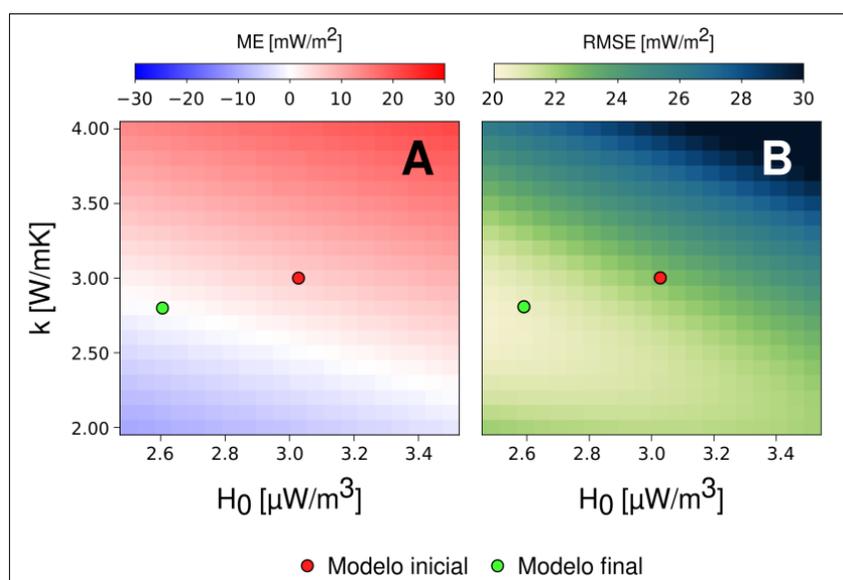


**Figura 4.7:** Comparación entre modelo termal y datos de flujo de calor superficial. Modelos termales inicial y final obtenidos utilizando distintos valores de  $Q_0$  y  $k$  (ver Figura 4.8). Superpuestas están las mediciones de flujo de calor superficial en la zona de estudio, coloreadas de acuerdo a sus valores residuales ( $Q_0$  modelo -  $Q_0$  mediciones), y con opacidad proporcional a sus pesos relativos. Histogramas muestran distribución de las mediciones de  $Q_0$ .

En la figura 4.8 se presenta el ajuste estadístico de los modelos en el espacio de parámetros definido por los rangos de variación establecidos en la Tabla 3.2. A medida que nos acercamos a los bordes de este espacio, y sobre todo cuando salimos del mismo, los valores  $k$  y  $H_0$  representados resultan cada vez menos respaldados por la literatura científica. El valor del modelo inicial (punto rojo en Figura 4.8) se encuentra exactamente en el centro de este gráfico.

Tanto en el gráfico de ME (panel A) como en el gráfico de RMSE (panel B) se observa una relación inversamente proporcional entre  $H_0$  y  $k$ , que es lo que deberíamos esperar de tal distribución. En el primer caso esta se ve reflejada por una línea de valores  $ME = 0$  que va desde una configuración que maximiza el valor de  $k$  ( $k = 2,9 \text{ W/mK}$ ,  $H_0 = 2.5 \text{ } \mu\text{W/m}^3$ ), a otra configuración que maximiza el valor de  $H_0$  ( $k = 2,2 \text{ W/mK}$ ,  $H_0 = 3.5 \text{ } \mu\text{W/m}^3$ ). ME es incapaz de discriminar entre los modelos presentes a lo largo de esta línea, considerándolos igualmente

acertados, pero entrega información sobre los modelos que se encuentran fuera de ella, ubicando al modelo inicial ligeramente dentro del hemisferio de modelos que sobreestiman el flujo de calor superficial en la zona de estudio. Por otro lado el gráfico de RMSE concentra sus valores mínimos a lo largo de la misma recta, pero muestra una clara dirección de preferencia en torno a los modelos que minimizan la producción de calor interna en favor de una mayor conductividad termal, esta característica se mantiene a lo largo de todo el espacio paramétrico graficado y RMSE alcanza su valor mínimo cuando el valor de  $H_0$  es el menor dentro del rango considerado.



**Figura 4.8:** Mediciones de ajuste de modelo termal a datos de flujo de calor superficial sobre el espacio de parámetros estudiado. Cada par ordenado ( $H_0$ ,  $k$ ) se encuentra coloreado de acuerdo a las métricas estadísticas del modelo termal construido en base a él (ME en panel A, RMSE en panel B).

Esta preferencia por mayores valores de  $k$  sugiere que las discrepancias de  $Q_0$  entre el modelo y las mediciones ( $Q_0$  modelo –  $Q_0$  mediciones), son positivas en aquellas regiones en las que  $H_0$  es el parámetro que tiene un mayor control sobre el valor de  $Q_0$  (zonas de engrosamiento cortical), y/o son negativas en aquellas regiones en las que  $k$  es el parámetro con mayor influencia sobre  $Q_0$  (zonas de adelgazamiento litosférico), de modo que el incremento de  $k$  que reduce el valor de RMSE, se hace necesario para reducir el flujo de calor en las primeras o aumentarlo en las segundas. La discrepancia entre modelo y mediciones podría entonces estar

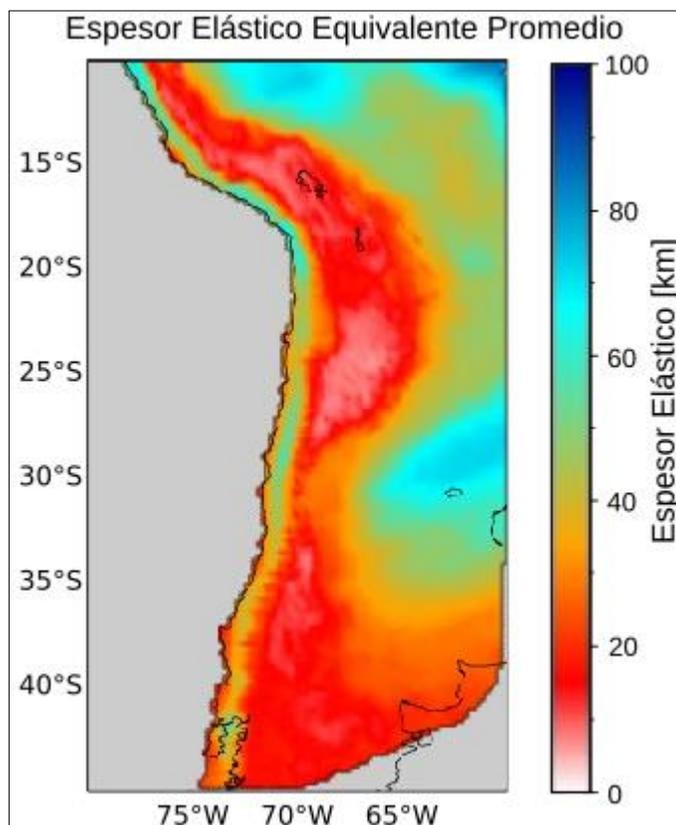
controlada por la razón entre engrosamiento cortical y adelgazamiento litosférico existente en la zona de estudio.

En base a estas consideraciones el modelo termal seleccionado como óptimo en este trabajo (punto verde en Figura 4.8, panel B en Figura 4.7) tiene un valor de  $H_0 = 2.6 \mu\text{W}/\text{m}^3$  y un valor de  $k$  de  $2.8 \text{ W}/\text{mK}$ , con estos ajustes la distribución de valores residuales logra centrarse alrededor de 0 ( $ME = 0,05 \text{ mW}/\text{m}^2$ ), sin embargo la disminución de los residuales asociadas es leve ( $RMSE = 20,55 \text{ mW}/\text{m}^2$ ), indicando que la discrepancia entre estas magnitudes no puede ser solucionada dentro del espacio paramétrico propuesto.

### 4.3. Modelo mecánico

El modelo termal final previamente expuesto es utilizado como base para construir un modelo mecánico, que en conjunto con los modelos reológicos presentados en el Anexo 8.2, y de acuerdo a las configuraciones reológicas de la corteza presentadas en la Figura 3.3, se utiliza para determinar el mapa de espesor elástico equivalente promedio en la zona de estudio (Figura 4.9). Esto se realiza con el fin de rescatar el patrón primario que regula la estructura mecánica, atenuando las variaciones provenientes del contraste entre las distintas configuraciones reológicas, y acentuando aquellas gobernadas principalmente por la estructura litosférica y el régimen termal de la litósfera.

En primer lugar, y relacionado a lo ya mencionado, el hecho de que la distribución del espesor elástico promedio se caracterice por presentar regiones tan bien definidas, caracterizadas por valores mayormente invariantes, que presentan contrastes marcados entre sí, nos indica que el modelo mecánico presenta una estructura de primer orden que se mantiene constante independiente de las configuraciones reológicas exploradas.



**Figura 4.9:** Mapa de espesor elástico equivalente promedio en la zona de estudio.

Esta estructura se encuentra fuertemente controlada tanto por la distribución de temperatura al interior de la litósfera, lo que puede ser establecido por la fuerte dependencia en la temperatura de la resistencia mecánica de las rocas a la deformación dúctil (ecuación 16) y por la razón entre el espesor del manto litosférico y el espesor de la corteza. Estas influencias son amplificadas entre sí, de manera que el alto régimen geotérmico impuesto en a lo largo del eje del arco por el modelo termal, logra reducir con aun más fuerza los espesores elásticos en aquellas regiones que presentan un alto engrosamiento cortical, y aún más notoriamente, en las regiones más frías del modelo el espesor elástico adquiere valores pronunciadamente altos, debido a que estas zonas coinciden con los lugares en los que el manto litosférico alcanza sus mayores espesores (Anexo 8.4). Estas últimas regiones mantienen valores bastante elevados y similares a lo largo de todos los modelos debido a la consideración de un modelo reológico constante para el manto litosférico (30 en Figura 3.3, ver Anexo 8.2)

Este patrón tiene relación con la configuración geológica y geotectónica de la zona de estudio. Las zonas de mayor espesor elástico se encuentran en la plataforma estable, donde se encuentran las rocas más antiguas que han experimentado la menor historia de deformación, como en el Cratón del Río de la Plata y el Cratón de la Amazonia, asociadas a secciones litosféricas compuestas principalmente por basamento que dan una mayor rigidez al sistema y que además geotectónicamente se caracterizan por presentar el gradiente geotermal más bajo en la zona de estudio. En contraste, las zonas de menor espesor elástico se concentran en el margen activo del continente, principalmente en el orógeno que corresponde a la zona donde existe un mayor gradiente geotermal en el área de interés, esto se traduce en secciones litosféricas afectadas por fuertes procesos de deformación que moldean la configuración geológica del continente, generando engrosamiento cortical y debilitando al sistema.

Este patrón de control primario en el mapa de espesor elástico presenta variaciones significativas de espesor elástico a lo largo de su extensión NS asociadas a la segmentación tectónica en los Andes (Tassara & Yáñez, 2003), configurada por los diferentes procesos que actúan sobre el margen de deformación activo de la región. En primer lugar se observa una división entre el dominio de los Andes Centrales y los Andes del Sur, divididos a los 33,5°S por la región de *flat-slab* asociada a la subducción de la dorsal de Juan Fernández (Jordan et al., 1983), y que presenta altos valores de espesor elástico promedio en comparación con el resto del eje cordillerano, los cuales decrecen fuertemente tanto al norte como al sur de esta región. En el modelo presentado esto se debe a una marcada reducción en la profundidad del límite basal de la litósfera, en conjunto con una reducción en el espesor de la corteza superior, que se traduce en un aumento de  $T_e$  en la corteza inferior. En esta región, el espesor elástico además alcanza los mayores valores al este del eje cordillerano, presentando un contraste donde el valor de  $T_{eq}$  incrementa debido a que comienza a ser controlado por el engrosamiento del basamento asociado al Cratón del Río de La Plata.

La región de los Andes Centrales se caracteriza por el engrosamiento cortical más elevado en la zona de estudio (Figura 3.1 B), que provoca una extensión de alrededor de 300 km, medida perpendicularmente a la fosa, en la región de espesores elásticos bajos asociada al eje cordillerano (< 20 km), entre las latitudes abarcadas por el plateau continental del Altiplano-

Puna, esto en conjunto con un aumento del régimen termal producto de la baja profundidad de la base litosférica asociada a esta región, provoca los valores de espesor elástico promedio mínimos en todo el área de interés.

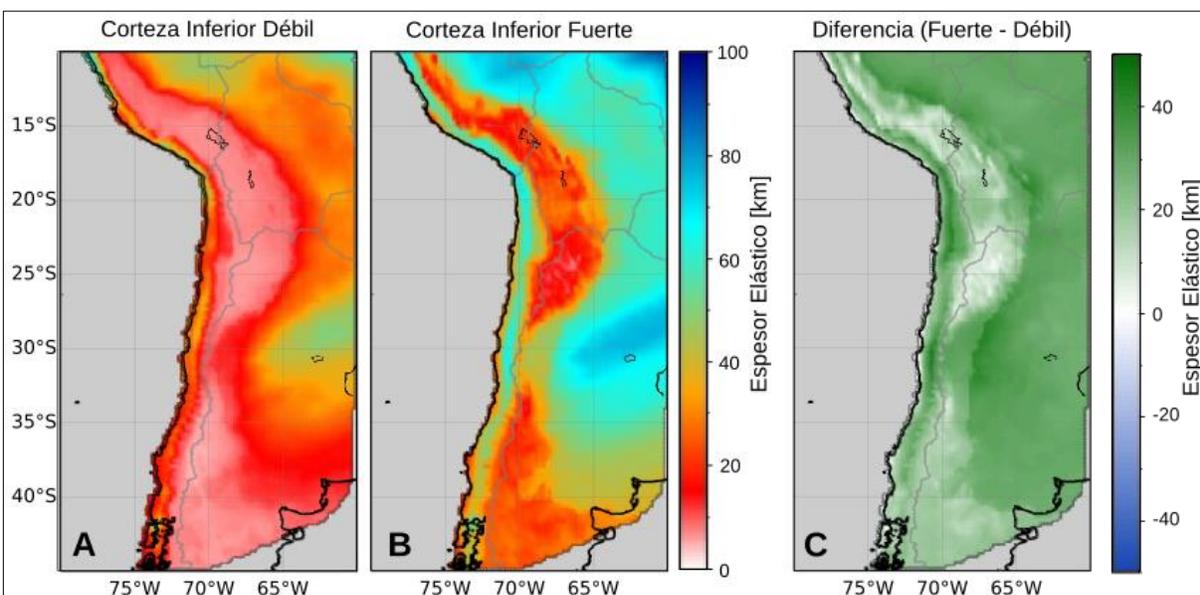
Los Andes del Sur se caracteriza principalmente por un rango de variación mucho más reducido del espesor de sus capas litosféricas a lo largo de la dirección perpendicular a la fosa, lo que se debe a valores más bien constantes de la profundidad de la base de la litósfera y el Moho (Figura 3.1). Bajo el arco magmático hay un ligero engrosamiento cortical y adelgazamiento de la litósfera, sin embargo esta región presenta una reducida extensión lateral. Estas consideraciones, en conjunto con un régimen termal más bien homogéneo sobre la región (Figura 4.7 B), resultan en un valor bastante constante de espesor elástico desde la fosa al antepaís.

#### 4.3.1. Sensibilidad a parámetros

La sensibilidad del espesor elástico a la variación de los parámetros termales se presenta en el Anexo 8.4. La influencia que estos ejercen tiene relación con su efecto sobre la estructura de la geoterma y por tanto  $H_0$  presenta una relación directamente proporcional a  $T_{eq}$ , mientras que  $k$  influye de forma inversamente proporcional. Esta sensibilidad, como ya ha sido mencionado, es controlada por la razón entre el espesor del manto litosférico y el espesor cortical, siendo considerablemente mayor en las regiones asociadas a la plataforma estable del continente sudamericano, en las cuales esta razón se maximiza.

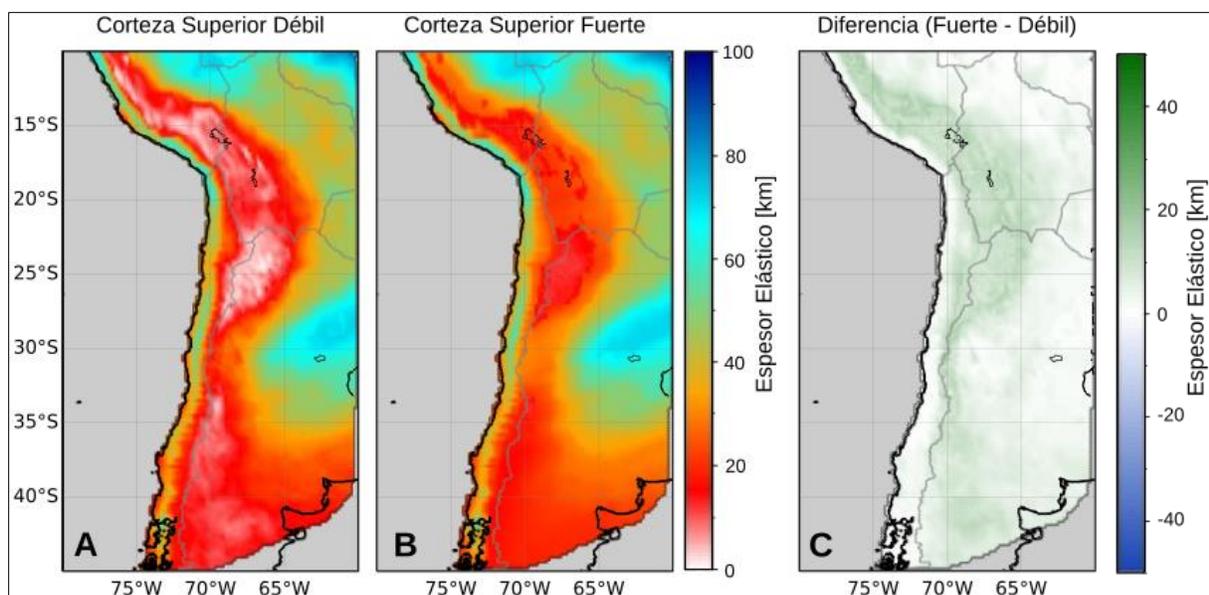
La sensibilidad de  $T_{eq}$  a la configuración reológica de la corteza inferior (Figura 4.10) se hace más relevante en aquellas regiones que ya presentan elevados valores de espesor elástico en el manto litosférico, estas corresponden a las zonas descritas anteriormente en la que existe una alta razón entre el engrosamiento de esta capa con respecto al de la corteza, lo que ocurre principalmente en la plataforma estable del continente. El abrupto efecto que tiene este parámetro, que puede ser observado en el claro patrón bimodal de los valores residuales, tiene relación con el mecanismo de acoplamiento mecánico entre capas adyacentes, en este caso entre el manto litosférico y la corteza inferior, esto ocurre cuando dos capas con comportamientos reológicos distintos se encuentran en contacto a una profundidad en la que la temperatura de la

geoterma no alcanza la temperatura que regula el *yield* dúctil de ninguna de las dos capas, para un stress diferencial determinado en la litósfera. En este caso ambas capas presentan comportamiento elástico, por lo que se comportan mecánicamente como una sola capa, esto provoca un fuerte incremento en el valor del espesor elástico, de acuerdo a lo descrito por la ecuación (21).



**Figura 4.10:** Influencia de la reología de la corteza inferior en el espesor elástico. Paneles A y B muestran espesor elástico calculado utilizando distintos modelos reológicos en la corteza inferior: en el panel A se considera una Cuarzo-diorita, mientras que en el panel B se considera una Clinopiroxenita húmeda (ver índices 11 y 22 en Anexo 8.2). Modelo de la corteza superior es un promedio de todas las reologías asociadas a esta capa (ver Figura 3.3). Modelo reológico del manto litosférico corresponde a una Dunita de Olivino (ver índice 30 en Anexo 8.2). Panel C muestra la diferencia de espesor elástico entre paneles A y B ( $B - A$ ).

La capacidad de la corteza superior para influir en el espesor elástico (Figura 4.11) se encuentra muy reducida en comparación a la inferior, para las configuraciones reológicas consideradas. Esto se debe principalmente al hecho de que la profundidad de la ICD es la que regula la generación de calor radiogénico en el modelo termal, y por tanto las geotermas construidas en las regiones de mayor engrosamiento cortical son aquellas que también presentan un mayor incremento en su distribución de temperaturas (ecuación 3), inhibiendo de esta forma el efecto favorable que podrían tener sobre el espesor elástico.



**Figura 4.11:** Influencia de la reología de la corteza superior en el espesor elástico. Paneles A y B muestran espesor elástico calculado utilizando distintos modelos reológicos en la corteza superior: en el panel A se considera una Cuarzita, mientras que en el panel B se considera un Mármol de Carrara (ver índices 1 y 10 en Anexo 8.2). Modelo de la corteza inferior es un promedio de todas las reologías asociadas a esta capa (ver Figura 3.3). Modelo reológico del manto litosférico corresponde a una Dunita de Olivino (ver índice 30 en Anexo 8.2). Panel C muestra la diferencia de espesor elástico entre paneles A y B ( $B - A$ ).

## 5. DISCUSIÓN

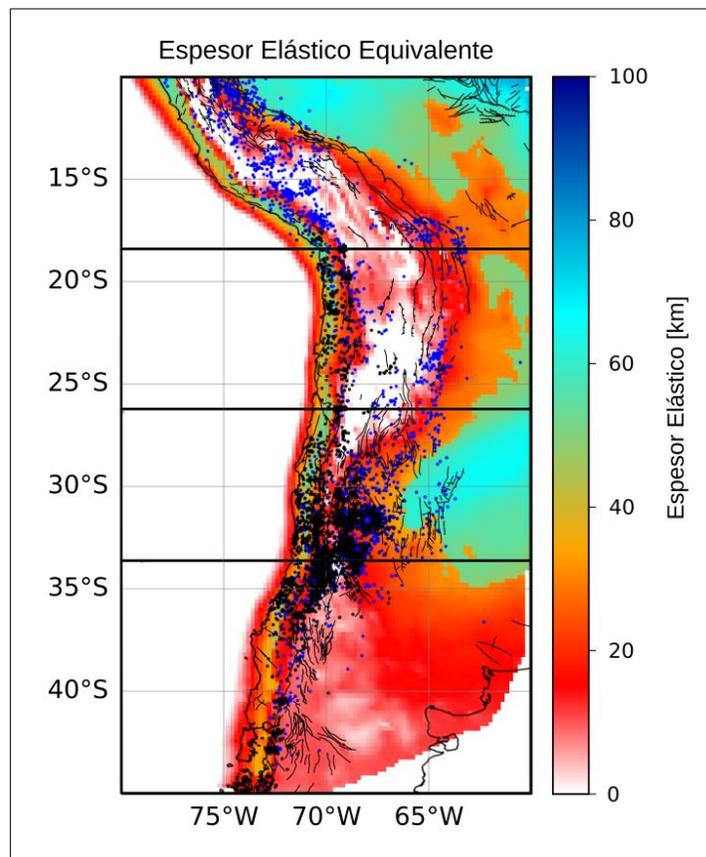
### 5.1. Comparación con la neotectónica

Los mega despegues o *detachments* son estructuras intracorticales que desempeñan un rol crucial en el control de la deformación en la Cordillera de los Andes desde el antearco al trasarco, ya que actúan como superficies de enraizamiento de las estructuras superficiales (Giambiagi et al., 2022; Oncken et al., 2006; Ramos et al., 2004). Estos niveles corresponden superficies en las que existe una transición en el comportamiento reológico al interior de la corteza, desde un régimen frágil a un régimen dúctil (Lister & Davis, 1989; Burchfiel *et al.*, 1989).

En consideración a esto la sismicidad intraplaca y las fallas corticales presentes en la zona de estudio son un buen indicador para evaluar la capacidad del modelo para predecir la ubicación de las zonas de *detachment*, y poder establecer que tan bien caracterizado se encuentra el régimen de resistencia mecánica a la deformación permanente determinado por el mismo.

Con el fin de llevar a cabo estas comparaciones se seleccionó el modelo mecánico configurado reológicamente por una granodiorita húmeda en la corteza superior, una ortopiroxenita húmeda en la corteza inferior y una dunita en el manto litosféricos (modelos con índice 3, 17 y 30 en Anexo 8.2), con el fin de lograr un buen ajuste visual entre las zonas de transición entre comportamiento elástico y dúctil predichas por este, y los hipocentros de la sismicidad intracortical presente en la zona de estudio.

En la Figura 5.1 se presenta el mapa de espesor elástico de este modelo mecánico, en conjunto con una compilación de fallas superficiales en la zona de estudio y la sismicidad previamente mencionada.



**Figura 5.1:** Comparación de espesor elástico equivalente con sismicidad y fallas en la zona de estudio. Puntos negros corresponden a sismos intracorticales en catálogo de Centro Sismológico Nacional registrados entre el 2000 y 2018 para  $M_w > 1.2$ . Puntos azules corresponden a sismos intracorticales de catálogo del USGS registrados entre 1900 a 2018 para  $M_w > 2.5$ . Líneas negras delgadas corresponden a una compilación de fallas superficiales en la zona de estudio. Líneas negras gruesas y horizontales corresponden a transectas de perfiles graficados en Figura 5.2.

Lo primero que se puede determinar es que existe una buena correlación entre la ubicación de la sismicidad intraplaca y aquellas zonas donde el espesor elástico en general no supera los 20 km. En particular tiende a concentrarse en regiones en las que se produce un contraste bastante marcado entre sectores con un espesor elástico muy bajo (de aproximadamente 0 a 5 km) y sectores con espesores elásticos mayores (10-20 km). Esto ocurre principalmente en la zona del antearco y en las fallas al este del orógeno, donde es particularmente interesante la buena correlación que existe entre el desplazamiento hacia el oeste de la sismicidad intraplaca

desde la latitud de las Sierras Subandinas hasta la latitud de las Sierras Pampeanas y la Precordillera, sobre la zona de *flat-slab*, y el desplazamiento en el mismo sentido que se observa en la franja de espesores elásticos menores a 20 km., lo que indica una buena correlación del modelo con la geotectónica del margen Andino.

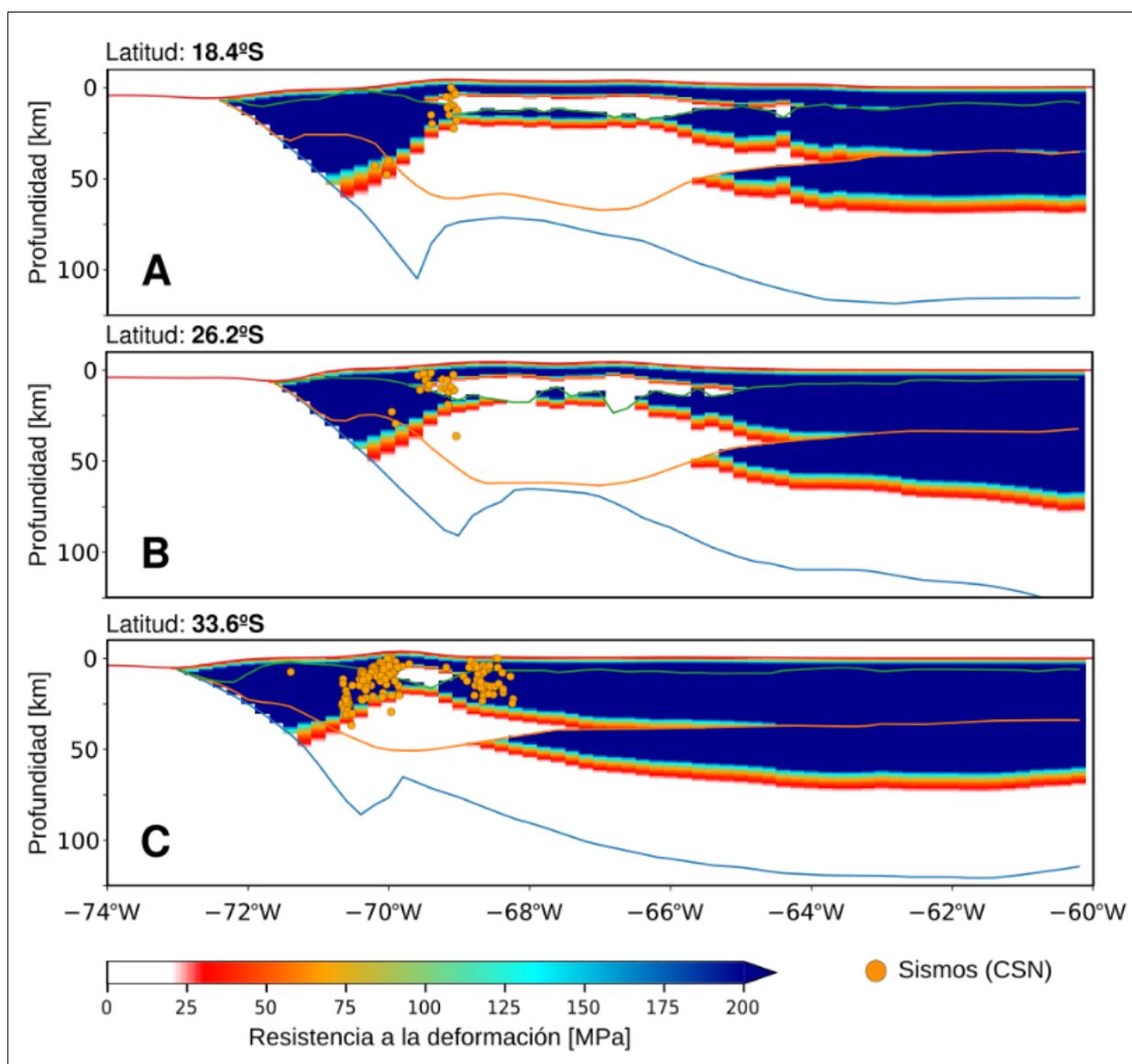
Los perfiles de la envolvente de la resistencia mecánica a la deformación permanente (Figura 5.2) realizados a lo largo de las secciones transversales graficadas en el mapa anterior, muestran que la sismicidad intraplaca se concentran mayormente en las zonas donde el modelo predice un comportamiento elástico de la litósfera, que corresponden a las zonas de color azul considerando que la paleta de colores está saturada en el valor de 200 MPa con que fue representado el stress máximo disponible en la zona de estudio (Figura 3.3). Esto se observa principalmente en la zona de *flat-slab* donde la sismicidad es mayor (panel C).

Lo que resulta de mucho interés es que la sismicidad se concentra particularmente en las zonas que existe un fuerte contraste entre el comportamiento elástico presente en la corteza inferior y el comportamiento dúctil de la corteza superior (paneles A, B y C de la Figura 5.2), que corresponden a los niveles de *detachment* mencionadas con anterioridad, que controlan el ascenso de la sismicidad a la superficie debido a que enraízan las fallas que actúan sobre la corteza superior, y que en casos actúan a ambos lados del orógeno (panel C).

Además se observa una disminución en la profundidad de la sismicidad desde la fosa hacia el orógeno, que en general se relaciona bien con el nivel de debilidad marcado por el límite basal de la capa elástica en la corteza inferior, y que define la estructura de *ramp-flat* que ha sido propuesta en la zona de estudio (Giambiagi et al., 2012). Esto también se observa en algunos casos este del orógeno (panel C de la Figura 5.2), en los que la sismicidad sigue un nivel de debilidad análogo.

También es interesante notar que la extensión de esta zona de contraste en la resistencia de la corteza inferior, que define la estructura de *ramp-flat*, puede ser proyectada de forma continua hacia la interfaz interplaca (perfiles A, B y C de figura 5.2) cuando se considera un porcentaje de serpentización del 65% en la región del antearco del manto litosférico (según lo

explicado en la sección 3.1.2), valor que se encuentra en concordancia con el grado de serpentinización propuesto para el margen de subducción de la zona de estudio (Reynard, 2013). Esto podría indicar la existencia de una estructura de debilidad continua que controla la localización de la deformación permitiendo el ascenso de la sismicidad desde el *megathrust* hasta la corteza, explicando en algunos casos la sismicidad intraplaca profunda bajo la profundidad del Moho (perfil A).



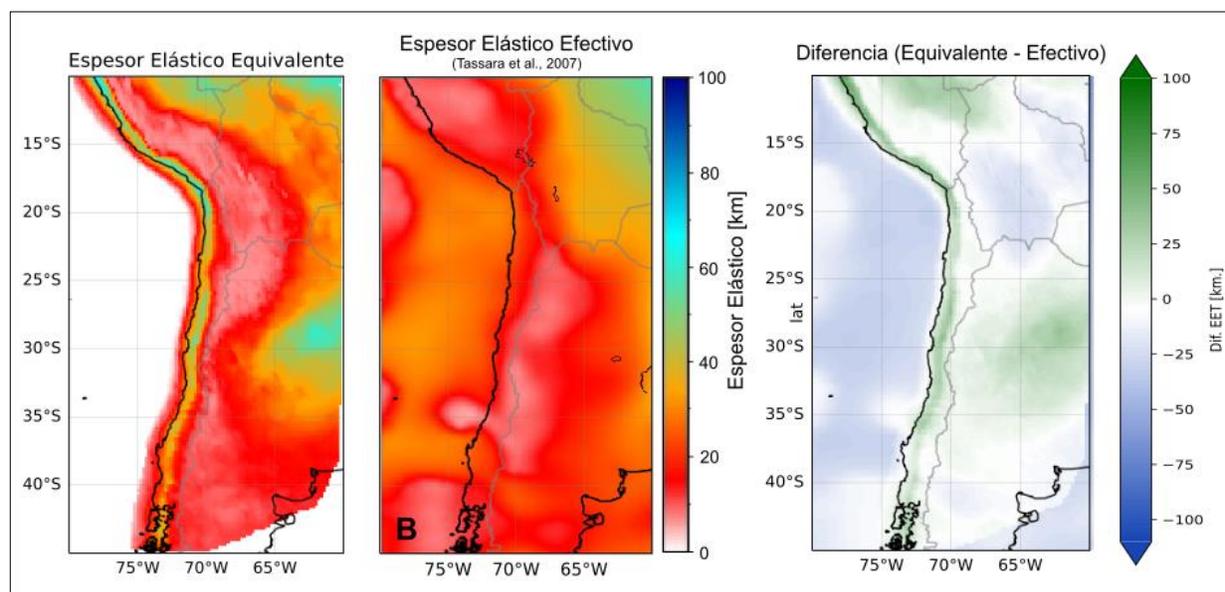
**Figura 5.2:** Comparación de envoltura de la resistencia a la deformación permanente con la sismicidad en secciones transversales de la litósfera. Perfiles corresponden a transectas graficadas en Figura 5.1. Puntos naranjos corresponden a sismos intracorticales en catálogo de Centro Sismológico Nacional registrados entre el 2000 y 2018 para  $M_w > 1.2$ .

## 5.2. Comparación con espesor elástico efectivo

A modo de validación de la estructura de la resistencia mecánica a la deformación predicha por el modelo termomecánico, se compara el espesor elástico equivalente ( $T_{eq}$ ) promedio, previamente presentado, con el espesor elástico efectivo ( $T_{ef}$ ) presente en la zona de estudio que, como ya ha sido explicado, corresponde a una magnitud análoga obtenida mediante el análisis de datos geofísicos y por tanto constituye una medición independiente con respecto a la metodología presentada.

La estructura de rigidez en la zona de estudio ha sido caracterizada a través de  $T_{ef}$  por diversos estudios, tanto por un modelamiento directo del campo gravitatorio, que considera la respuesta flexural de una capa elástica delgada a la carga impuesta por la topografía actual (Stewart & Watts, 1997; Tassara & Yáñez, 2003; Tassara, 2005 *in* Tassara et al., 2007), como por métodos de modelamiento inverso que involucran un análisis de la coherencia espectral entre datos gravimétricos y topográficos, que en conjunto con un modelo isostático determinado, son utilizadas para determinar el comportamiento elástico de la litósfera (Tassara et al., 2007; Pérez-Gussinyé, 2007). Estos últimos son de especial interés debido a que determinan  $T_e$  en la placa continental sudamericana a escala regional, y por tanto resultan ideales para una comparación dentro de la zona de estudio establecida en este trabajo.

Lo primero que se puede determinar entre una comparación entre el  $T_{eq}$  presentado, con el  $T_{ef}$  determinado por Tassara et al., 2007, (Figura 5.3), es un buen grado de concordancia en términos de las variaciones espaciales relativas de ambos modelos. Ambos muestran una presencia de altos valores de espesor elástico sobre la plataforma estable del continente, y su decrecimiento en dirección al margen activo, que se encuentra bien relacionado con el patrón de rigidez esperado por la configuración geológica de la zona de estudio. Además ambos modelos muestran una variación NS de valores de  $T_e$  a lo largo del margen activo, asociada a la segmentación geotectónica del margen andino (Tassara & Yáñez, 2003) y caracterizada principalmente por la existencia de dos segmentos con comportamiento distinto, al Norte y al Sur de la zona de alta rigidez vinculada a la subducción subhorizontal de la loza oceánica.



**Figura 5.3:** Comparación de espesor elástico equivalente con espesor elástico efectivo de Tassara et al., 2007.

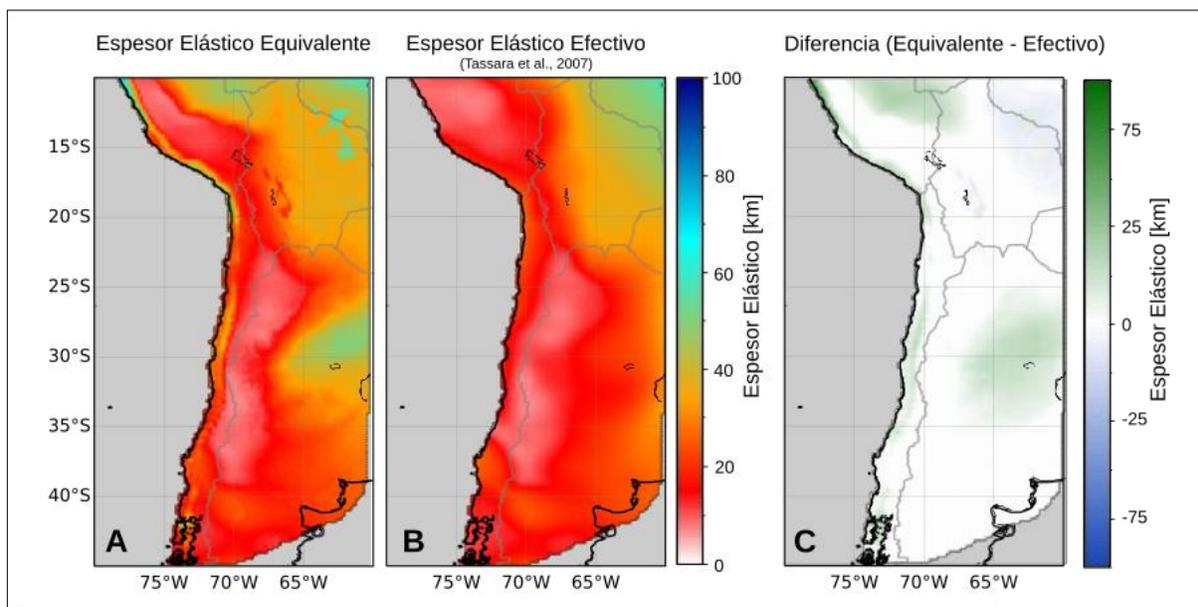
Sin embargo también existen evidentes y pronunciadas diferencias en la distribución de resistencia representada por estos modelos. En particular la zona asociada al cratón del Rio de la Plata, la zona de trasarco de la Cordillera Peruana en el segmento del *flat-slab*, y el margen SO del Escudo Guaporé del cratón amazónico, parecen estar asociados a valores extremadamente altos en la distribución de  $T_{eq}$ . Todos estos sectores están caracterizados por una alta profundidad del LAB (Figura 3.1 C) lo que, en conjunto con engrosamiento cortical relativamente bajo, produce espesores considerables del manto litosférico bajo estas regiones. Como ya ha sido explicado previamente, esto resulta en un efecto compuesto debido a que el gradiente termal del modelo termomecánico propuesto es altamente dependiente de la profundidad del LAB, decreciendo considerablemente a medida que esta última aumenta, y por tanto aumentando el valor de espesor elástico más aún.

Otra discrepancia interesante es la que se presenta en la zona de trasarco y antepaís del Altiplano, en la que los valores de  $T_{ef}$  presentados por Tassara et al., 2007 resultan bastante más elevados que los resultados promedio de  $T_{eq}$  para esta zona, además otros estudios de  $T_{ef}$  con que los autores comparan sus resultados sugieren valores incluso mayores de espesor para el *plateau* continental. Los autores identifican al Altiplano como una región anómala debido a esta razón, y

en conjunto con el hecho de que presenta un comportamiento diferente al resto del margen Andino en cuanto a la localización de la sismicidad, mostrando ausencia de ella en la región más elevada de la topografía, donde se concentran los valores de espesor elástico bajos en su modelo, y concentrándola en el flanco Este de las Sierras Subandinas, que se caracteriza por estos valores elevados de  $T_{ef}$ . Por esta razón atribuyen que se trata de un segmento litosférico que tiene un comportamiento mecánicamente independiente al resto de la región que lo rodea. Interesante es el hecho de que esta anomalía en la localización de la sismicidad con respecto a  $T_e$ , no se hace presente en el caso del modelo mecánico presentado en este trabajo, donde como se puede ver en la figura 5.1 en la transecta graficada a los  $18.4^\circ S$ , la sismicidad presente en el sector del trasarco se encuentra bien asociada a un sector de debilidad caracterizado por valores bajos de espesor elástico y un contraste con la región circundante. El perfil A de la figura 5.1 resulta útil para ver que los bajos valores de espesor elástico bajo esta región, con respecto a los valores reportados de  $T_{ef}$ , parecen tener relación a un espesor cortical elevado alrededor de la longitud de los  $67^\circ$ - $65^\circ O$  donde se presentan las mayores diferencias para esta latitud.

Se puede pensar que la discrepancia en  $T_e$  entre los modelos comparados tiene relación con el hecho de que la configuración reológica de la placa continental sudamericana no se encuentra bien caracterizada por los rasgos de variación presentados en la Figura 3.2, y por tanto el promedio de  $T_{eq}$  no logra entregar una representación apropiada de la misma. Por tanto para analizar este factor, se ha intentado resolver las discrepancias únicamente a través de la variación lateral de los parámetros reológicos asociados a la corteza superior e inferior. Para realizar esto, se determinó  $\Delta T_e$  ( $T_{eq} - T_{ef}$ ) para una combinación exhaustiva de las configuraciones reológicas posibles, y para cada una de ellas se registró en conjunto el valor de espesor elástico, y los valores de sus índices reológicos para la corteza superior y la corteza inferior. Luego se superpusieron a lo largo de la vertical las matrices bidimensionales de valores asociados a cada configuración particular, para obtener estructuras tridimensionales de  $\Delta T_e$  y de cada índice reológico. Finalmente, para cada coordenada (lat, lon) se determinó el valor mínimo de  $\Delta T_e$  a lo largo de su eje vertical  $\Delta_{min} T_e$  (registrando además para cada uno de ellos su posición en la vertical), colapsando efectivamente esta estructura en una matriz bidimensional que representa el mapa de discrepancia mínimo que puede ser generado a partir de la variación lateral de los parámetros reológicos de las capas composicionales del modelo mecánico (Figura 5.4), en la que

se puede ver que un muy buen ajuste es posible, pero sin embargo precisamente las características antes mencionadas parecen ser particularmente difíciles de resolver, sugiriendo que el origen de estas discrepancias está asociado a la estructura termal y/o al modelo geométrico subyacente.

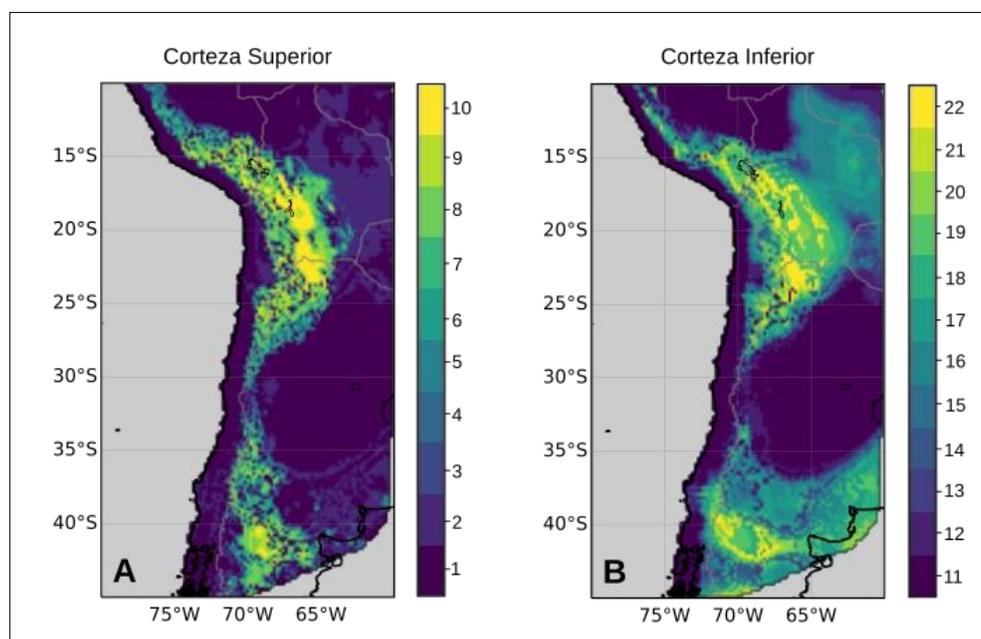


**Figura 5.4:** Ajuste de espesor  $T_{eq}$  a  $T_{ef}$  (Tassara et al., 2007) al permitir variación lateral de los parámetros reológicos, con el objetivo de lograr la menor diferencia entre ambos. Índices de la corteza superior e inferior para cada punto son graficados en la Figura 5.5.

Sin embargo, de mayor interés es la determinación de los modelos reológicos que permiten la minimización del valor de  $\Delta T_e$ , estas estructuras se pudieron determinar utilizando las posiciones en la vertical de  $\Delta_{min} T_e$  previamente registradas y extrayendo con ellos, de las matrices tridimensionales de índices reológicos, el mapa de los modelos reológicos que logra la minimización para cada coordenada (lat, lon) (Figura 5.5).

El mapa así obtenido muestra que para minimizar las discrepancias representadas por  $\Delta T_e$ , únicamente a través de la variación lateral de los parámetros reológicos, es necesario considerar los modelos más resistentes en el arco magmático y los más débiles en la plataforma estable del continente. Lo que es contrario a una interpretación lógica de la configuración geológica de la zona de estudio, en la que se esperaría ver una relación directamente proporcional entre la razón

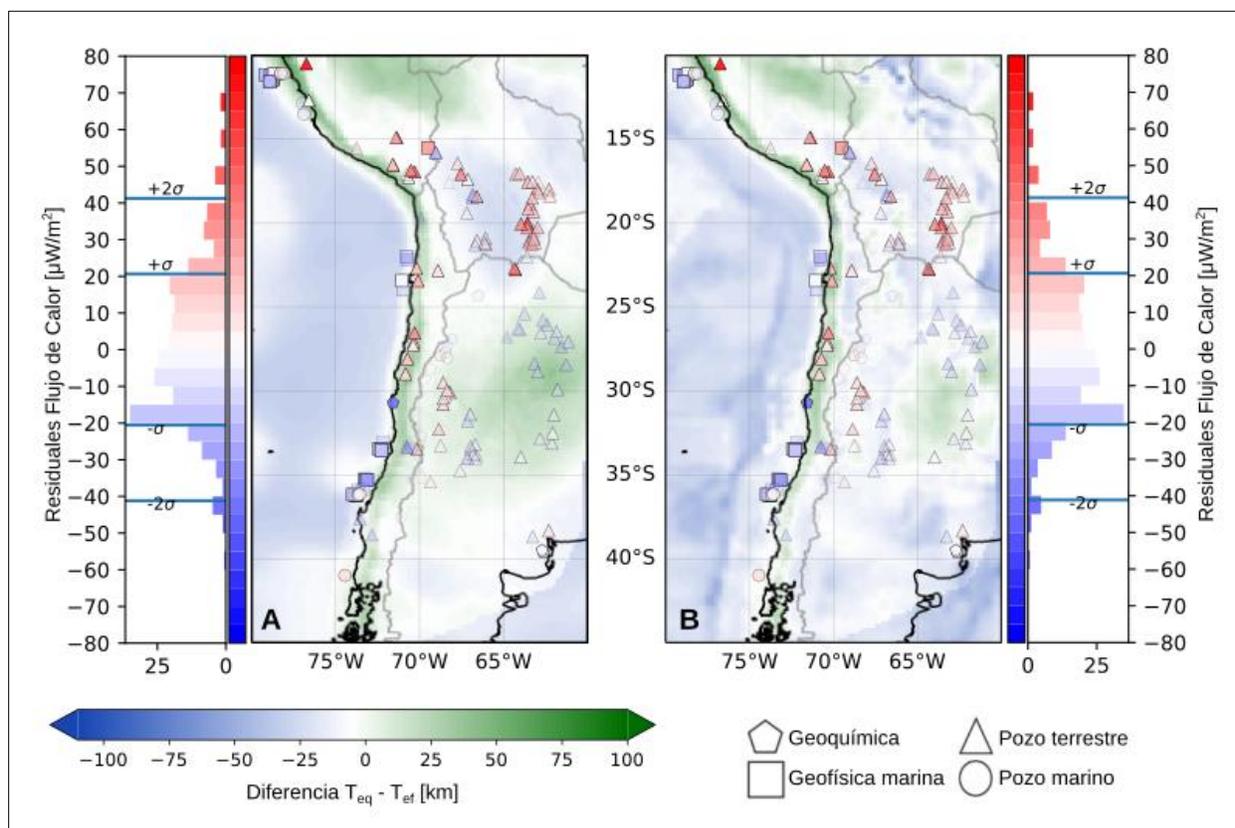
de plagioclasa a cuarzo de las rocas de la litósfera, y los valores de espesor elástico asociados a ellas (Tassara & Yáñez, 2003).



**Figura 5.5:** Variación lateral de los parámetros reológicos que mejor se ajusta el espesor elástico equivalente al espesor elástico efectivo (Tassara et al., 2007). Índices en barra de colores corresponden a modelos reológicos descritos en Anexo 8.2.

Por tanto, queda evidenciado con más claridad que las discrepancias asociadas a las distribuciones de  $T_{eq}$  y  $T_{ef}$  contrastadas, tienen relación a características subyacentes de la estructura termal y/o geométrica que no son fáciles de reconciliar. En torno a esta proposición se presenta una comparación entre los valores  $\Delta T_e$  ( $T_{eq} - T_{ef}$ ) con los valores residuales de  $Q_0$  ( $Q_0$  modelo -  $Q_0$  mediciones) que han sido determinados en la zona de estudio (Panel A de Figura 5.6). Esto evidencia una alta correlación entre ambos residuales, particularmente interesante es el caso de elevados residuales de  $Q_0$  existentes en el trasarco del Altiplano, que indicarían que el modelo termal propuesto sobreestima el régimen termal en esa región, y por tanto explicaría los bajos valores de  $T_{eq}$  en comparación a  $T_{ef}$  asociados a la misma. Además se aprecia una relación análoga en la dirección contraria, en la que una subestimación del régimen termal podría ser la razón de un  $T_{eq}$  más elevado de lo esperado, lo que se ve reflejado principalmente en el cratón del Río de la Plata y el trasarco de la Cordillera Peruana. Para reforzar estas relaciones se

presenta un análisis análogo realizado con los datos de  $T_{ef}$  de Pérez-Gussinyé et al., 2007 (Panel B de Figura 5.6) que en general muestra el mismo patrón entre los residuales.



**Figura 5.6:** Comparación entre los residuales de  $T_c$  (Tassara et al., 2007; Pérez-Gussinyé, 2007) y los residuales  $Q_0$ . Valores residuales de espesor elástico en el panel A corresponden a los obtenidos al comparar  $T_{eq}$  con  $T_{ef}$  de Tassara et al., 2007, y corresponden a los presentados en la Figura 5.3, mientras que en el panel B se muestran residuales obtenidos de forma análoga al comparar  $T_{eq}$  con  $T_{ef}$  de Pérez-Gussinyé, 2007. Superpuestas están las mediciones de flujo de calor superficial en la zona de estudio, coloreadas de acuerdo a sus valores residuales ( $Q_0$  modelo -  $Q_0$  mediciones), y con opacidad proporcional a sus pesos relativos. Histogramas muestran distribución de las mediciones de  $Q_0$ .

Por tanto estos resultados, en conjunto con la incapacidad del modelo termal para resolver su discrepancia con los datos de  $Q_0$  en la zona de estudio dentro del espacio paramétrico propuesto en este trabajo (Figura 4.8), sugieren que otros parámetros del modelo termal, no considerados como variables en este trabajo (tales como la temperatura potencial del manto  $T_p$ ) o bien las mismas geometrías sobre las cuales se construye el modelo termomecánico (Figura 3.1), son la causa de un error sistemático en el mismo, que tiende a sobreestimar o subestimar las geotermas de regiones asociadas a fuertes contrastes en su estructura de densidad.

## 6. CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

El código computacional generado cumple con los objetivos propuestos. Su capacidad de realizar cálculos de forma vectorizada reduce significativamente el tiempo de procesamiento de los mismos, y su estructura modular reduce la cantidad de memoria necesaria para llevarlos a cabo. La organización del código a modo de librería de *Python* aumenta su potencialidad de reutilización y extensibilidad, constituyendo de esta forma una herramienta útil para la investigación de la estructura termomecánica de la zona de estudio.

Las geometrías de la litosfera derivadas del modelo de densidades de Tassara y Echaurren, 2012, en conjunto con el modelo termomecánico construido en base a ellas, logra rescatar con eficiencia el patrón de flujo de calor superficial medido en la zona de estudio, así como el patrón de primer orden encontrado en mediciones de espesor elástico provenientes de inversiones de datos geofísicos (Tassara et al., 2007; Perez-Gussinyé et al., 2007).

La segmentación geotectónica del margen Andino (Tassara & Yañez, 2003) y el patrón de sismicidad intraplaca se correlacionan bien con las variaciones de espesor elástico equivalente a lo largo del rumbo.

Los hipocentros asociados a la sismicidad intraplaca se concentran en zonas donde existe un fuerte contraste en la resistencia mecánica a la deformación, por lo que el modelo termomecánico presentado es concordante con la noción de niveles de *detachment* asociados a la transición frágil-dúctil que controlan la deformación actuando como raíces de las estructuras superficiales (Giambiagi et al., 2022), por lo que puede ser utilizado como una herramienta en el modelamiento de las mismas.

La aparente correlación que vincula la distribución del residual entre espesor elástico equivalente y espesor elástico efectivo ( $T_{eq} - T_{ef}$ ), con la distribución de residuales provenientes de la comparación entre flujo de calor superficial predicho por el modelo y las mediciones de flujo de calor en la zona de estudio ( $Q_0$  modelo -  $Q_0$  medido), asociando los valores negativos de la primera a los positivos de la segunda, sugiere que el modelo termal presenta una

sobreestimación del régimen termal alrededor del eje del arco magmático, principalmente alrededor del plateau continental andino, en el extremo suroeste del cratón amazónico, y una subestimación del mismo mayormente sobre el cratón del Rio de la Plata y al este de la cordillera Peruana alrededor de la zona de *flat-slab*.

El modelo puede ser mejorado refinando la precisión de las variables en base a las que se construye y que se encuentran bien definidas en la zona de estudio. Por ejemplo, el ángulo de subducción utilizado para determinar la temperatura en el la superficie del *slab* puede ser definido con más precisión considerando su variación en la longitud. Existen diversas formas de asignar un valor determinado a este parámetro para cada longitud, se sugiere utilizar para cada una de ellas el ángulo promedio de subducción del *slab* entre la fosa y una profundidad a determinar, ya sea utilizando el modelo Tassara y Echaurren, 2012, o de otros estudios que consideren la sismicidad intraplaca para determinar la geometría del *slab* en la zona de estudio.

Se sugiere que el algoritmo fundamental sobre el que se construye el modelo termal, que impone la continuidad del régimen termal entre el dominio del *slab* y el dominio del LAB (Figura 2.2), sea ajustado para operar en secciones transversales perpendiculares a las isócronas de la placa de Nazca (ej. Müller et al., 1997) de manera que el enfriamiento advectivo producto de la subducción de corteza oceánica, que tiene relación con la edad de la placa subductada (ecuación 8) sea correctamente modelado en la zona de estudio.

Considerando el patrón de discrepancia entre el espesor elástico equivalente determinado en este trabajo y el espesor elástico efectivo, el fuerte control termal que presenta la resistencia mecánica de las rocas a la deformación, y la incapacidad de lograr un ajuste entre estos modelos utilizando parámetros reológicos para las rocas corticales que logren establecer una proporcionalidad entre sus respectivas razones de plagioclasa y cuarzo y el espesor elástico de la litósfera, que es lo que se esperaría de esta relación (Tassara & Yañez, 2003); se propone utilizar la diferencia entre espesor elástico equivalente y efectivo (Figura 5.6) como un indicador de aquellas zonas que presentan una subestimación o sobreestimación del régimen termal de la litósfera, cuando los valores de esta distribución sean lo suficientemente discrepantes y presenten signo positivo (mayor  $T_{eq}$ ) o negativo (menor  $T_{eq}$ ) respectivamente.

## 7. REFERENCIAS

ARTEMIEVA, I.M., 2011. *Lithosphere: an interdisciplinary approach*. Cambridge University Press.

ARTEMIEVA, I.M. & MOONEY, W.D., 2001. Thermal thickness and evolution of Precambrian lithosphere: A global study. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 106(B8), pp.16387-16414.

BURCHFIEL, B.C., QUIDONG, D., MOLNAR, P., ROYDEN, L., YIPENG, W., PEIZHEN, Z. & WEIQI, Z., 1989. Intracrustal detachment within zones of continental deformation. *Geology*, 17(8), pp.748-752.

BUROV, E.B. & DIAMENT, M., 1995. The effective elastic thickness ( $T_e$ ) of continental lithosphere: What does it really mean?. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 100(B3), pp.3905-3927.

BUROV, E. & DIAMENT, M., 1996. Isostasy, equivalent elastic thickness, and inelastic rheology of continents and oceans. *Geology*, 24(5), pp.419-422.

BYERLEE, J., 1978. Friction of rocks. *Rock friction and earthquake prediction*, pp.615-626.

CARTER, N.L. & TSENN, M.C., 1987. Flow properties of continental lithosphere. *Tectonophysics*, 136(1-2), pp.27-63.

CHANG, Y.Y., HSIEH, W.P., TAN, E. & CHEN, J., 2017. Hydration-reduced lattice thermal conductivity of olivine in Earth's upper mantle. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 114(16), pp.4078-4081.

CHAPMAN, D.S., 1986. Thermal gradients in the continental crust. *Geological Society, London, Special Publications*, 24(1), pp.63-70.

CHEN, W.P. & MOLNAR, P., 1983. Focal depths of intracontinental and intraplate earthquakes and their implications for the thermal and mechanical properties of the lithosphere. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 88(B5), pp.4183-4214.

CHRISTENSEN, N.I. & MOONEY, W.D., 1995. Seismic velocity structure and composition of the continental crust: A global view. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 100(B6), pp.9761-9788.

CLAUSER, C. & HUENGES, E., 1995. Thermal conductivity of rocks and minerals. *Rock physics and phase relations: a handbook of physical constants*, 3, pp.105-126.

COBLENTZ, D.D. & RICHARDSON, R.M., 1996. Analysis of the South American intraplate stress field. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 101(B4), pp.8643-8657.

ECHAURREN, A., FOLGUERA, A., GIANNI, G., ORTS, D., TASSARA, A., ENCINAS, A., GIMÉNEZ, M. & VALENCIA, V., 2016. Tectonic evolution of the North Patagonian Andes (41–44 S) through recognition of syntectonic strata. *Tectonophysics*, 677, pp.99-114.

FORSYTH, D.W., 1985. Subsurface loading and estimates of the flexural rigidity of continental lithosphere. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 90(B14), pp.12623-12632.

FOWLER, C.M.R., 1990. *The solid earth: an introduction to global geophysics*. Cambridge University Press.

MAULE, C.F., PURUCKER, M.E., OLSEN, N. & MOSEGAARD, K., 2005. Heat flux anomalies in Antarctica revealed by satellite magnetic data. *Science*, 309(5733), pp.464-467.

GIAMBIAGI, L., MESCUA, J., BECHIS, F., TASSARA, A. & HOKE, G., 2012. Thrust belts of the southern Central Andes: Along-strike variations in shortening, topography, crustal geometry, and denudation. *Bulletin*, 124(7-8), pp.1339-1351.

GIAMBIAGI, L., TASSARA, A., MESCUA, J., TUNIK, M., ALVAREZ, P.P., GODOY, E., HOKE, G., PINTO, L., SPAGNOTTO, S., PORRAS, H. & TAPIA, F., 2015. 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), pp.63-82.

GIAMBIAGI, L., TASSARA, A., ECHAURREN, A., JULVE, J., QUIROGA, R., BARRIONUEVO, M., LIU, S., ECHEVERRÍA, I., MARDÓNEZ, D., SURIANO, J. & MESCUA, J., 2022. Crustal anatomy and evolution of a subduction-related orogenic system: Insights from the Southern Central Andes (22-35° S). *Earth-Science Reviews*, p.104138.

GOETZE, C. & EVANS, B., 1979. Stress and temperature in the bending lithosphere as constrained by experimental rock mechanics. *Geophysical Journal International*, 59(3), pp.463-478.

HACKER, B.R., KELEMEN, P.B. & BEHN, M.D., 2011. Differentiation of the continental crust by relamination. *Earth and Planetary Science Letters*, 307(3-4), pp.501-516.

HANDY, M.R., 1990. The solid-state flow of polymineralic rocks. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 95(B6), pp.8647-8661.

HAUCK, S.A., PHILLIPS, R.J. & HOFMEISTER, A.M., 1999. Variable conductivity: effects on the thermal structure of subducting slabs. *Geophysical research letters*, 26(21), pp.3257-3260.

HILAIRET, N., REYNARD, B., WANG, Y., DANIEL, I., MERKEL, S., NISHIYAMA, N. & PETITGIRARD, S., 2007. High-pressure creep of serpentine, interseismic deformation, and initiation of subduction. *Science*, 318(5858), pp.1910-1913.

HIRTH, G. & GUILLOT, S., 2013. Rheology and tectonic significance of serpentinite. *Elements*, 9(2), pp.107-113.

HOFMANN, A.W., 1997. Mantle geochemistry: the message from oceanic volcanism. *Nature*, 385(6613), pp.219-229.

HOYER, S. & HAMMAN, J., 2017. xarray: ND labeled arrays and datasets in Python. *Journal of Open Research Software*, 5(1).

JORDÁN, T.E., ISACKS, B.L., ALLMENDINGER, R.W., BREWER, J.A., RAMOS, V.A. & ANDO, C.J., 1983. Andean tectonics related to geometry of subducted Nazca plate. *Geological Society of America Bulletin*, 94(3), pp.341-361.

KENDRICK, E., BEVIS, M., SMALLEY JR, R., BROOKS, B., VARGAS, R.B., LAURIA, E. & FORTES, L.P.S., 2003. The Nazca–South America Euler vector and its rate of change. *Journal of South American Earth Sciences*, 16(2), pp.125-131.

KIRBY, S.H. & KRONENBERG, A.K., 1987. Rheology of the lithosphere: Selected topics. *Reviews of Geophysics*, 25(6), pp.1219-1244.

LISTER, G.S. & DAVIS, G.A., 1989. The origin of metamorphic core complexes and detachment faults formed during Tertiary continental extension in the northern Colorado River region, USA. *Journal of Structural Geology*, 11(1-2), pp.65-94.

LOWRIE, W. & FICHTNER, A., 2020. *Fundamentals of geophysics*. Cambridge university press.

MANEA, M. & MANEA, V.C., 2011. Curie point depth estimates and correlation with subduction in Mexico. *Pure and applied geophysics*, 168, pp.1489-1499.

MCKENZIE, D.A.N. & BICKLE, M.J., 1988. The volume and composition of melt generated by extension of the lithosphere. *Journal of petrology*, 29(3), pp.625-679.

MEISSNER, R. & STREHLAU, J., 1982. Limits of stresses in continental crusts and their relation to the depth-frequency distribution of shallow earthquakes. *Tectonics*, 1(1), pp.73-89.

MOLNAR, P. & ENGLAND, P., 1990. Temperatures, heat flux, and frictional stress near major thrust faults. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 95(B4), pp.4833-4856.

MÜLLER, R.D., SETON, M., ZAHIROVIC, S., WILLIAMS, S.E., MATTHEWS, K.J., WRIGHT, N.M., SHEPHARD, G.E., MALONEY, K.T., BARNETT-MOORE, N., HOSSEINPOUR, M. & BOWER, D.J., 2016. Ocean basin evolution and global-scale plate reorganization events since Pangea breakup. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 44, pp.107-138.

MÜLLER, R.D., ROEST, W.R., ROYER, J.Y., GAHAGAN, L.M. & SCLATER, J.G., 1997. Digital isochrons of the world's ocean floor. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 102(B2), pp.3211-3214.

- ONCKEN, O., HINDLE, D., KLEY, J., ELGER, K., VICTOR, P. & SCHEMMANN, K., 2006. Deformation of the central Andean upper plate system—Facts, fiction, and constraints for plateau models. *The Andes: Active Subduction Orogeny*, pp.3-27.
- PEACOCK, S.M., 1993. Large-scale hydration of the lithosphere above subducting slabs. *Chemical Geology*, 108(1-4), pp.49-59.
- PÉREZ-GUSSINYÉ, M., LOWRY, A.R. & WATTS, A.B., 2007. Effective elastic thickness of South America and its implications for intracontinental deformation. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 8(5).
- POLLACK, H.N., 1982. The heat flow from the continents. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 10(1), pp.459-481.
- RAMOS, V. A., ZAPATA, T., CRISTALLINI, E., & INTROCASO, A. 2004. The Andean Thrust System—Latitudinal Variations in Structural Styles and Orogenic Shortening. *AAPG Memoir*. Vol. 82: 30-50.
- RANALLI, G. & MURPHY, D.C., 1987. Rheological stratification of the lithosphere. *Tectonophysics*, 132(4), pp.281-295.
- REYNARD, B., 2013. Serpentine in active subduction zones. *Lithos*, 178, pp.171-185.
- RUDNICK, R.L. & FOUNTAIN, D.M., 1995. Nature and composition of the continental crust: a lower crustal perspective. *Reviews of geophysics*, 33(3), pp.267-309.
- RUDNICK, R.L. & GAO, S., 2003. Vol. 3: The Crust, 3.01—The Composition of the Continental Crust. *Treatise on geochemistry*, pp.1-64.
- TASSARA, A., GÖTZE, H.J., SCHMIDT, S. & HACKNEY, R., 2006. Three-dimensional density model of the Nazca plate and the Andean continental margin. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 111(B9).
- TASSARA, A., SWAIN, C., HACKNEY, R. & KIRBY, J., 2007. Elastic thickness structure of South America estimated using wavelets and satellite-derived gravity data. *Earth and Planetary Science Letters*, 253(1-2), pp.17-36.
- TASSARA, A. & ECHAURREN, A., 2012. Anatomy of the Andean subduction zone: three-dimensional density model upgraded and compared against global-scale models. *Geophysical Journal International*, 189(1), pp.161-168.
- 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), pp.159-186.

TAYLOR, S.R. & MCLENNAN, S.M., 1985. The continental crust: its composition and evolution.

TESAURO, M., KABAN, M.K., CLOETINGH, S.A., HARDEBOL, N.J. & BEEKMAN, F., 2007. 3D strength and gravity anomalies of the European lithosphere. *Earth and Planetary Science Letters*, 263(1-2), pp.56-73.

TESAURO, M., KABAN, M.K. & CLOETINGH, S.A., 2009. A new thermal and rheological model of the European lithosphere. *Tectonophysics*, 476(3-4), pp.478-495.

TULLIS, T.E., HOROWITZ, F.G. & TULLIS, J., 1991. Flow laws of polyphase aggregates from end-member flow laws. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 96(B5), pp.8081-8096.  
TURCOTTE, D.L. & SCHUBERT, G., 2014. *Geodynamics 3d edn.* 192-193. Cambridge university press, Cambridge.

VAN DER WALT, S., COLBERT, S.C. & VAROQUAUX, G., 2011. The NumPy array: a structure for efficient numerical computation. *Computing in science & engineering*, 13(2), pp.22-30.

WATTS, A.B., 1992. The effective elastic thickness of the lithosphere and the evolution of foreland basins. *Basin Research*, 4(3-4), pp.169-178.

## 8. ANEXOS

### ÍNDICE

	<b>Página</b>
8. 0. Link a repositorio código computacional.....	75
8. 1. Resolución de ecuación de conducción de calor en 1D.....	75
8. 2. Modelos reológicos y parámetros asociados.....	78
8. 3. Sensibilidad del modelo termal a variaciones en la temperatura potencial del manto.....	79
8. 4. Sensibilidad del modelo mecánico a los parámetros termales y al stress impuesto sobre la litósfera.....	81

### ÍNDICE DE FIGURAS ANEXO

<b>Figura</b>	<b>Página</b>
8 1 Sensibilidad del modelo termal a variaciones en la temperatura potencial del manto.....	79
8. 2. Mediciones de ajuste de modelo termal a datos de flujo de calor superficial sobre el espacio de parámetros estudiado considerando variaciones en la temperatura potencial.....	80
8. 3. Influencia de la producción de calor radiogénico en el espesor elástico.....	81
8. 4. Influencia de la conductividad termal en el espesor elástico.....	81
8. 5. Influencia del stress diferencial máximo disponible en el espesor elástico.....	82

## 8.0. Link a repositorio de código computacional

<https://github.com/inigocheverria/litho>

## 8.1. Resolución de ecuación de conducción de calor en 1D

Se comienza con la expresión que define el régimen termal en la litósfera (ecuación 3):

$$k \frac{d^2}{dz^2} T(z) = -H(z) \quad (8.1)$$

Además, se considera la Ley de Fourier de conducción de calor:

$$Q(z) = -k \frac{d}{dz} T(z) \quad (8.2)$$

Debido a que se considera a la litósfera dividida en dos regiones (corteza y manto litosférico) a la profundidad del Moho ( $Z_m$ ), debemos establecer condiciones para mantener la continuidad en la temperatura y en el flujo de calor a lo largo de todo el dominio:

$$Q(Z_m) = Q_m \quad (8.3)$$

$$T(Z_m) = T_m \quad (8.4)$$

En primer lugar, se considera la región del manto litosférico ( $Z_m < z \leq Z_b$ ). En esta región se establece una temperatura definida en la base de la litósfera (ecuación 4) y se considera una producción nula de calor (ecuación 22):

$$T(Z_b) = T_b \quad (8.5)$$

$$H(z) = 0 \quad (8.6)$$

Reemplazando la ecuación (8.6) la ecuación (8.1) e integrando con respecto a  $z$ , se obtiene:

$$k \frac{d}{dz} T(z) = C_1 \quad (8.7)$$

Reemplazando la ecuación 8.2 en la ecuación (8.7) y evaluando la expresión resultante en  $z = Z_m$  se puede determinar que  $-Q_m = C_1$ , por lo que se puede reescribir la expresión anterior como:

$$-k \frac{d}{dz} T(z) = Q_m \quad (8.8)$$

Integrando la ecuación (8.8) con respecto a  $z$ , y reemplazando la ecuación 8.4 en el resultado se obtiene una expresión para la geoterma en el manto litosférico:

$$T(z) = \frac{Q_m Z_f}{k} - \frac{Q_m z}{k} + T_f \quad (8.9)$$

Con el flujo de calor y la geoterma definidos para el manto litosférico (ecuación 8.3 y 8.9 respectivamente), se procede a considerar el caso de la corteza ( $Z_0 < z \leq Z_m$ ), en esta región la temperatura en la superficie es igual a cero (ecuación 4) y la producción de calor decrece exponencialmente desde un valor  $H_0$  regulado por el valor de  $Z_i$  (ecuación 22), además se considera que  $T_0 = 0$  y  $Z_0 = 0$ , por tanto:

$$T(0) = 0 \quad (8.10)$$

$$H(z) = H_0 e^{-\frac{z}{Z_i}} \quad (8.11)$$

Reemplazando la ecuación (8.11) en la ecuación (8.1) e integrando con respecto a  $z$  se obtiene:

$$k \frac{d}{dz} T(z) = H_0 Z_i e^{-\frac{z}{Z_i}} + C_2 \quad (8.12)$$

Para obtener el valor de  $C_2$  se evalúa la ecuación (8.12) en  $z = Z_m$  y se reemplaza la ecuación (8.3) en el resultado:

$$C_2 = -H_0 Z_i e^{-\frac{Z_m}{Z_i}} - Q_m \quad (8.13)$$

Reemplazando la ecuación (8.13) en la ecuación (8.12) e integrando la expresión resultante con respecto a  $z$  se obtiene:

$$T(z) = -\frac{H_0 Z_i^2 e^{-\frac{z}{Z_i}}}{k} - \frac{H_0 Z_i z e^{-\frac{z}{Z_i}}}{k} - \frac{Q_m z}{k} + C_3 \quad (8.14)$$

El valor de  $C_3$  se puede obtener evaluando la ecuación (8.14) en  $z = 0$  y reemplazando la ecuación (8.10) en el resultado:

$$C_3 = \frac{H_0 Z_i^2}{k} \quad (8.15)$$

Reemplazando la ecuación (8.15) en la ecuación (8.14) se obtiene una expresión que describe la geoterma en la corteza:

$$T(z) = \frac{H_0 Z_i^2}{k} - \frac{H_0 Z_i^2 e^{-\frac{z}{Z_i}}}{k} - \frac{H_0 Z_i z e^{-\frac{z}{Z_i}}}{k} - \frac{Q_m z}{k} \quad (8.16)$$

Considerando la continuidad en el régimen termal entre los dos dominios (ecuación 8.4) se puede igualar las ecuaciones (8.16) y (8.9) al evaluarlas en  $z = Z_m$ , de esta forma se obtiene una expresión para  $Q_m$ , que corresponde al flujo de calor al interior de todo el dominio del manto litosférico:

$$Q(z) = Q_m = \frac{H_0 Z_i^2}{Z_b} - \frac{H_0 Z_i^2 e^{-\frac{Z_m}{Z_i}}}{Z_b} - \frac{H_0 Z_m Z_i e^{-\frac{Z_m}{Z_i}}}{Z_b} - \frac{T_b k}{Z_b} \quad (8.17)$$

La expresión definitiva para la geoterma al interior de la corteza puede ser obtenida reemplazando la ecuación (8.17) en la ecuación (8.16):

$$T(z) = \frac{H_0 Z_i^2}{k} - \frac{H_0 Z_i^2 e^{-\frac{z}{Z_i}}}{k} - \frac{H_0 Z_i z e^{-\frac{z}{Z_i}}}{k} + \frac{H_0 Z_m Z_i z e^{-\frac{z}{Z_i}}}{Z_b k} - \frac{H_0 Z_i^2 z}{Z_b k} + \frac{H_0 Z_i^2 z e^{-\frac{z}{Z_i}}}{Z_b k} + \frac{T_b z}{Z_b} \quad (8.18)$$

De forma análoga, la geoterma al interior del manto litosférico adquiere su forma definitiva al reemplazar la ecuación (8.17) en la ecuación (8.9):

$$T(z) = \frac{H_0 Z_i^2}{k} - \frac{H_0 Z_i^2 e^{-\frac{z}{Z_i}}}{k} - \frac{H_0 Z_m Z_i e^{-\frac{z}{Z_i}}}{k} + \frac{H_0 Z_m Z_i z e^{-\frac{z}{Z_i}}}{Z_b k} - \frac{H_0 Z_i^2 z}{Z_b k} + \frac{H_0 Z_i^2 z e^{-\frac{z}{Z_i}}}{Z_b k} + \frac{T_b z}{Z_b} \quad (8.19)$$

El flujo de calor en la corteza puede ser obtenido derivando la ecuación (8.17) y reemplazando la ecuación (8.2) en el resultado:

$$Q(z) = -H_0 Z_i e^{-\frac{z}{Z_i}} + H_0 Z_i e^{-\frac{z}{Z_i}} + \frac{H_0 Z_i^2}{Z_b} - \frac{H_0 Z_i^2 e^{-\frac{z}{Z_i}}}{Z_b} - \frac{H_0 Z_m Z_i e^{-\frac{z}{Z_i}}}{Z_b} - \frac{T_b k}{Z_b} \quad (8.20)$$

Finalmente, una expresión para el flujo de calor superficial puede ser obtenida evaluando la expresión (8.20) en  $z = 0$ :

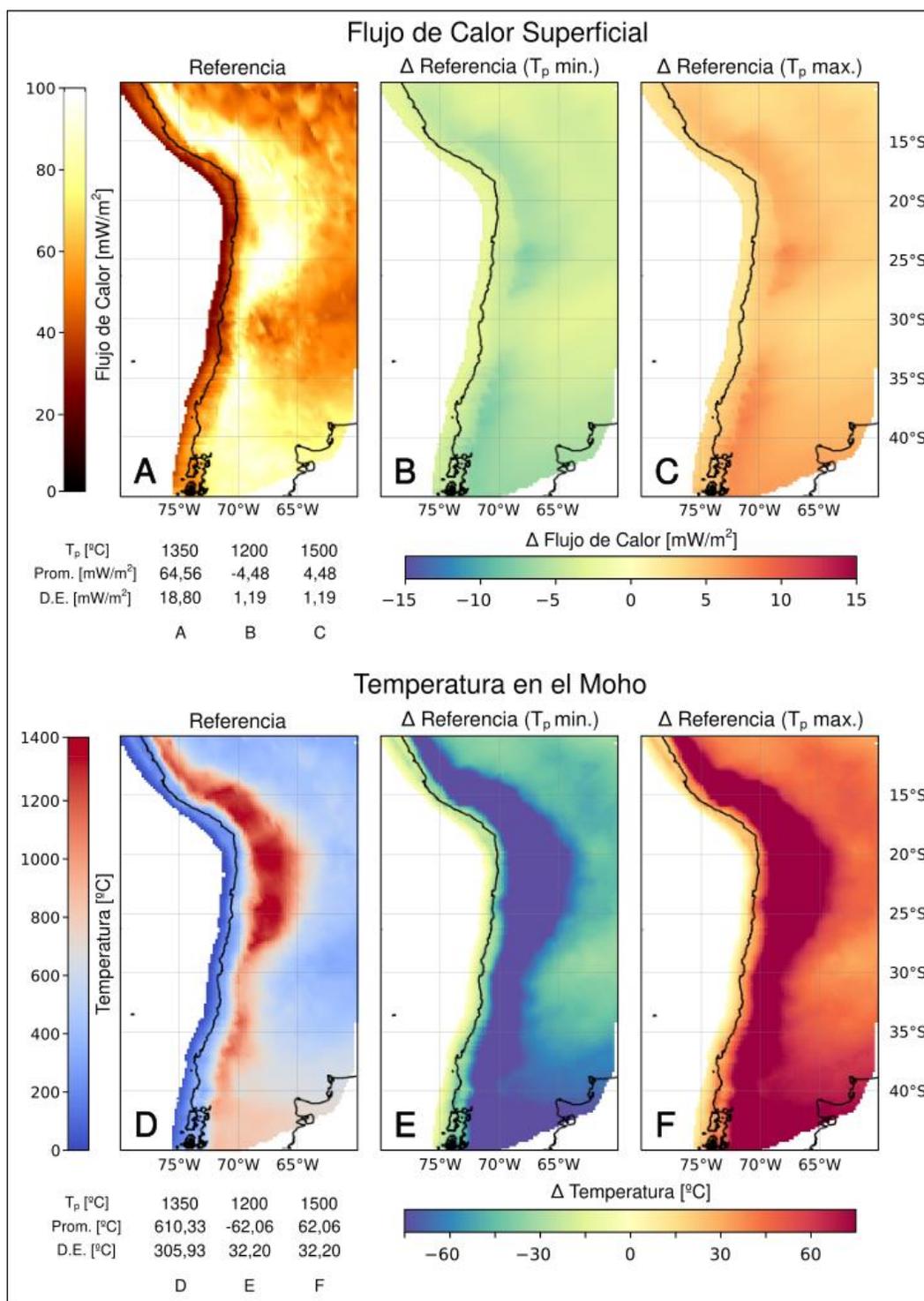
$$Q_0 = -H_0 \delta + H_0 Z_i e^{-\frac{Z_m}{Z_i}} - \frac{H_0 Z_m \delta e^{-\frac{Z_m}{Z_i}}}{Z_b} + \frac{H_0 Z_i^2}{Z_b} - \frac{H_0 Z_i^2 e^{-\frac{Z_m}{Z_i}}}{Z_b} - \frac{T_b k}{Z_b} \quad (8.21)$$

## 8.2. Modelos reológicos y parámetros asociados

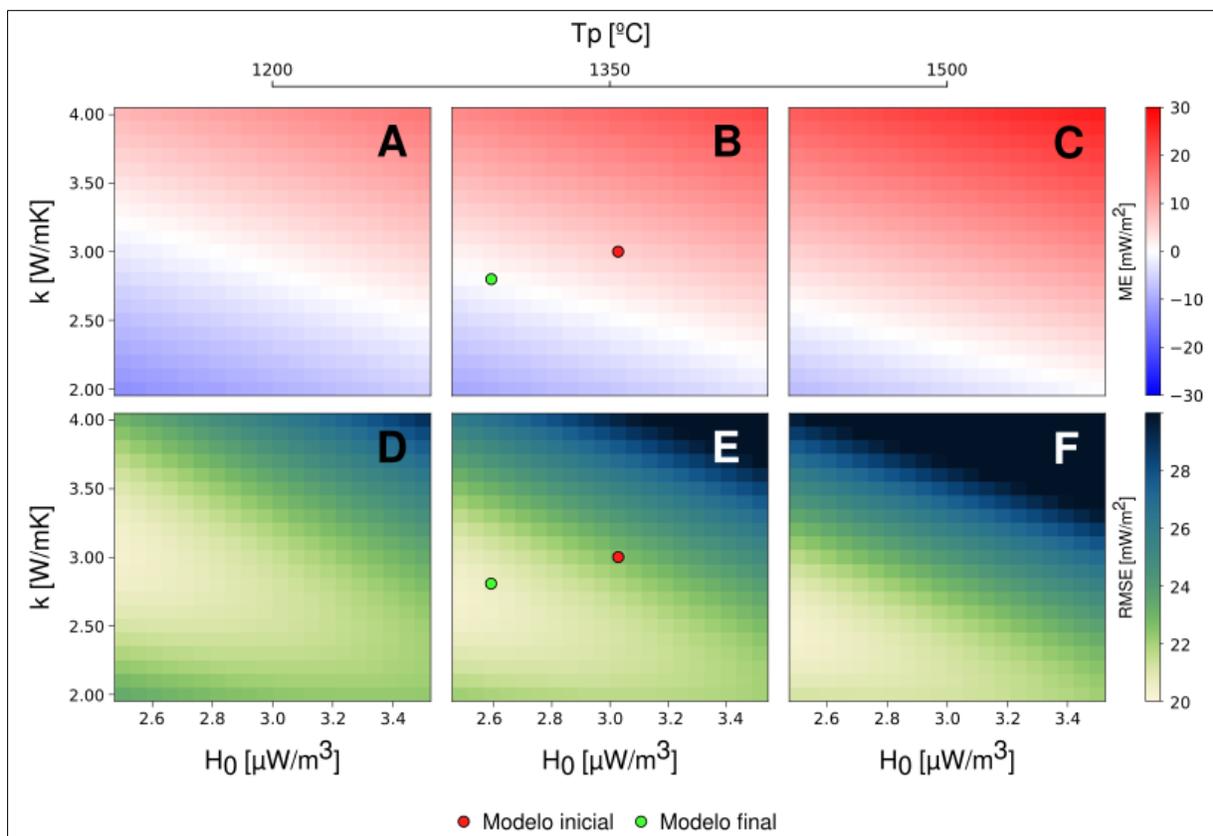
**Tabla 8.1** Parámetros de modelos reológicos.

Índice	Nombre	H [J/mol]	n	A [Pa <sup>-n</sup> s <sup>-1</sup> ]	Referencia
1	Quartzite	190000	3	5.00E-12	B&D95
2	Yule Marble	260000	8	1.26E-52	C&T87
3	West Granodiorite Wet	140600	1.9	7.94E-16	C&T87
4	Quartzite Wet	135000	3.1	1.58E-26	Babeyko
5	Simpson Quartzite	134000	2.72	6.03E-24	C&T87
6	Quartzite 2	134000	2.7	6.00E-24	Porth00
7	Quadrant Quartzite	172000	1.9	1.26E-13	C&T87
8	Endfield Aplite	163000	3.1	6.31E-26	C&T87
9	West Granodiorite Dry	186500	3.3	3.16E-26	C&T87
10	Carrara Marble	418000	7.6	3.16E-43	C&T87
11	Quartz-Diorite	212000	2.4	5.01E-15	B&D95
12	Diorite Wet	212000	2.4	1.26E-16	Tesa07
13	Anorthosite	238000	3.2	2.06E-23	Porth00
14	Hale Albite	234000	3.9	9.33E-30	C&T87
15	Diabase	276000	3.05	6.31E-20	B&D95
16	Maryland Diabase	276000	3.05	3.16E-20	C&T87
17	Orthopyroxenite Wet	271000	2.8	1.00E-19	C&T87
18	Orthopyroxenite Dry	293000	2.4	1.26E-15	C&T87
19	Pikw Granulite	445000	4.2	3.16E-22	Babeyko
20	Websterite	323000	4.3	5.01E-32	C&T87
21	Clinopyroxenite Dry	380000	5.3	1.58E-37	C&T87
22	Clinopyroxenite Wet	490000	3.3	2.34E-15	C&T87
23	Antigorite	8900	3.8	4.50E-38	Hila07
24	Mt. Burney Dunite Wet	392000	5.1	7.94E-34	C&T87
25	Dunite	444000	3.35	7.94E-17	Porth00
26	AB Dunite Wet	444000	3.35	7.94E-17	C&T87
27	AB Dunite Wet	498000	4.5	3.98E-25	C&T87
28	Olivine Dry	510000	3	7.00E-14	Tesa07
29	AA Dunite Dry	535000	3.6	7.94E-18	C&T87
30	Olivine-Dunite	520000	3	7.00E-14	B&D95

### 8.3. Sensibilidad del modelo termal a variaciones en la temperatura potencial del manto



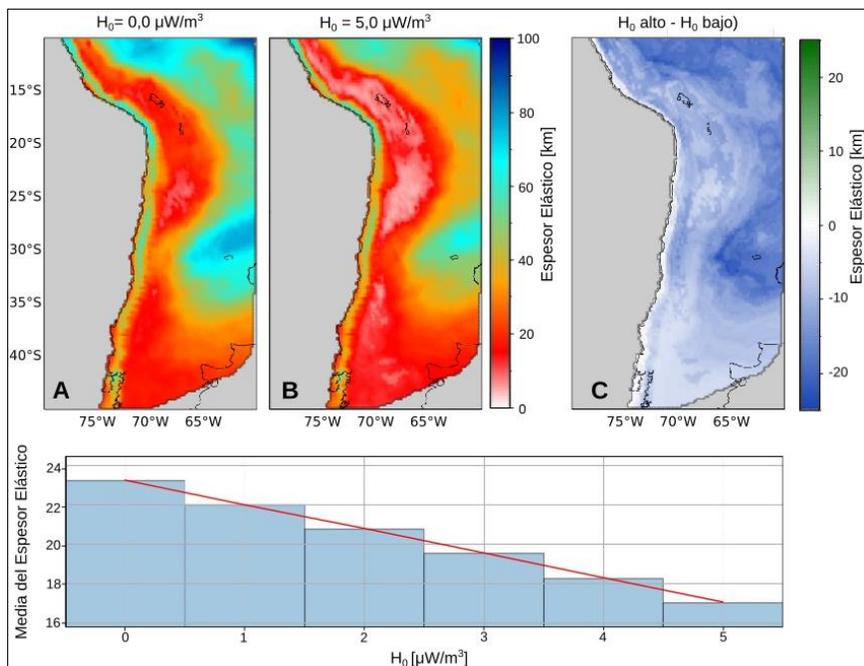
**Figura 8.1:** Sensibilidad del modelo termal a variaciones en la temperatura potencial del manto.



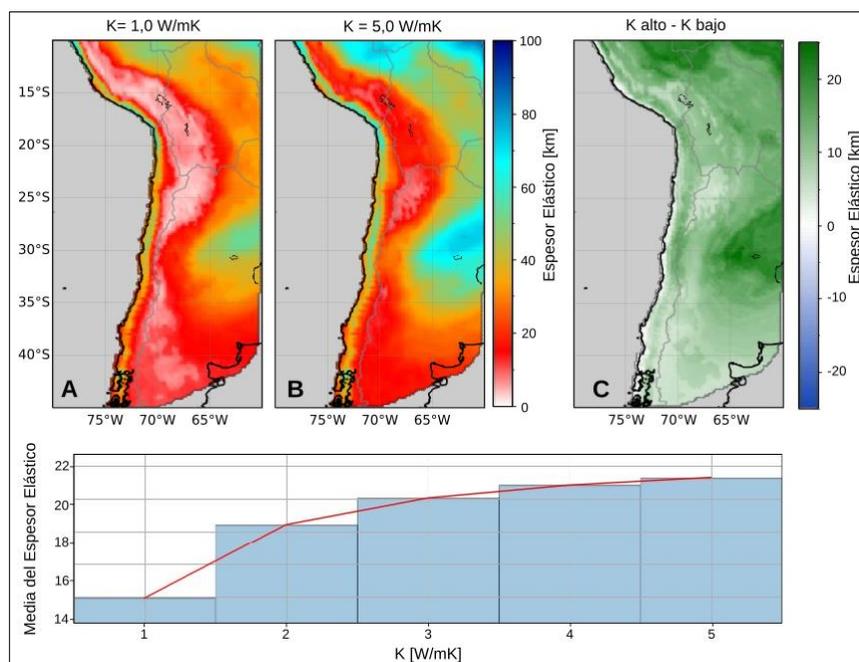
**Figura 8.2:** Mediciones de ajuste de modelo termal a datos de flujo de calor superficial sobre el espacio de parámetros estudiado considerando variaciones en la temperatura potencial.

## 8.4. Sensibilidad del modelo mecánico a los parámetros termales y al stress impuesto sobre la litósfera.

### 8.4.1. Parámetros termales

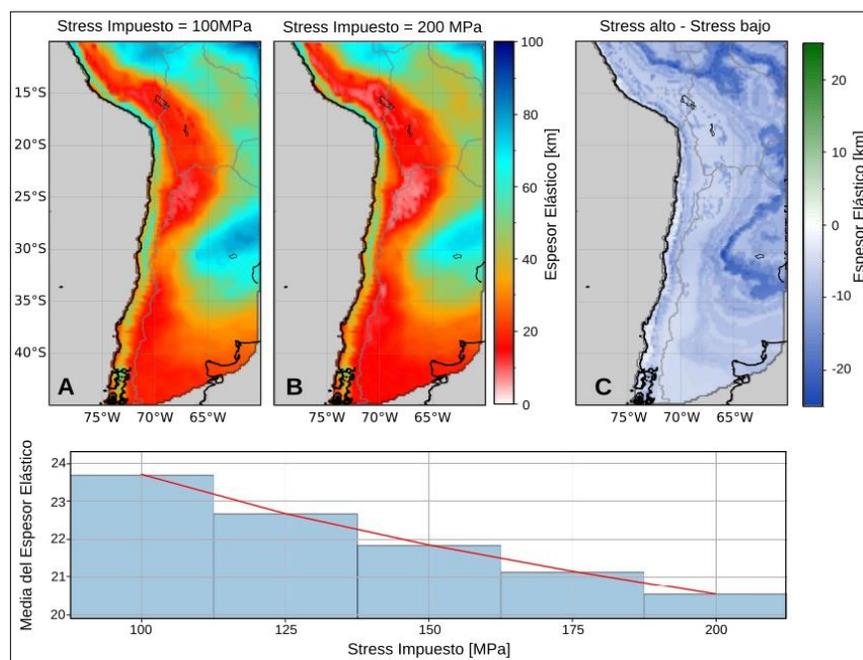


**Figura 8.3:** Influencia de la producción de calor radiogénico en el espesor elástico.



**Figura 8.4:** Influencia de la conductividad termal en el espesor elástico

## 8.4.2. Parámetros mecánicos



**Figura 8.5:** Influencia del stress diferencial máximo disponible en el espesor elástico