



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



**CARACTERIZACIÓN DE MAGNITUD SÍSMICA MÁXIMA A
PARTIR DE LA ESTIMACIÓN DEL VOLUMEN SISMOGÉNICO
EN EL MARGEN ANDINO (10°-45°S)**

Memoria para optar al Título de Geóloga

Javiera Constanza Rioseco Burgos

Profesor Patrocinante: Dr. Andrés Humberto Tassara Oddo

Profesores Comisión: Dr. Joaquín Alejandro Cortés Aranda

Dr. Matthew Miller

Concepción, 2023

ÍNDICE

RESUMEN.....
1. INTRODUCCIÓN.....	1
1.1. GENERALIDADES Y PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA.....	1
1.2. OBJETIVOS.....	1
1.2.1. Objetivo general.....	1
1.2.2. Objetivos específicos.....	2
1.3. UBICACIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO.....	2
1.4. AGRADECIMIENTOS.....	3
2. MARCO TEÓRICO.....	4
2.1. FUENTES SISMOGÉNICAS.....	4
2.2. FALLAS CORTICALES.....	5
2.3. MODELO TERMO-MECÁNICO.....	5
2.3.1. Parámetros.....	6
2.3.2. Ecuaciones termales.....	7
2.4. ENVOLVENTE DE RESISTENCIA.....	9
2.5. VOLUMEN SISMOGÉNICO Y MAGNITUD.....	11
3. METODOLOGÍA.....	13
3.1. TRANSICIÓN FRÁGIL-DÚCTIL.....	13
3.2. VARIACIÓN DE PARÁMETROS.....	13
3.3. SUPERFICIE DE DESPEGUE.....	14
3.4. VOLUMEN SISMOGÉNICO.....	14
3.5. MAGNITUD MÁXIMA.....	15
3.6. PROPAGACIÓN DE INCERTIDUMBRE.....	15

4. RESULTADOS.....	17
4.1. MAPAS PROFUNDIDAD BDT.....	17
4.2. MODELO TERMO-MECÁNICO	18
4.2.1. Temperatura potencial del manto	18
4.2.2. Conductividad térmica.....	18
4.2.3. Producción de calor radiogénico	18
4.2.3.1. Corteza superior.....	21
4.2.3.2. Corteza inferior.....	21
4.2.4. Gradiente de resistencia frágil	23
4.3. SUPERFICIE DE DESPEGUE.....	23
4.4. MAPAS VOLUMEN SISMOGÉNICO	26
4.5. MAPAS MAGNITUD MÁXIMA.....	27
5. DISCUSIÓN	29
5.1. SENSIBILIDAD MODELO TERMO-MECÁNICO	29
5.2. SENSIBILIDAD VOLUMEN SISMOGÉNICO Y MAGNITUD MÁXIMA.....	34
5.2.1. Volumen sismogénico	35
5.2.2. Magnitud máxima.....	35
5.3. ANÁLISIS DE INCERTIDUMBRES.....	38
5.3.1. Profundidad BDT	38
5.3.2. Volumen sismogénico	39
5.3.3. Magnitud máxima.....	40
5.4. TERREMOTOS CORTICALES.....	41
6. CONCLUSIONES.....	44
7. REFERENCIAS	46
ANEXO.....	52

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura	Página
1. 1. Mapa de ubicación del área de estudio.....	2
2. 1. Fuentes de sismicidad.....	4
2. 2. Resistencia frágil en función de la profundidad.....	9
2. 3. Envolvente de resistencia para la litósfera continental.....	10
2. 4. Modelo conceptual del volumen sismogénico máximo.....	12
4. 1. Mapas profundidad BDT.....	17
4. 2. Mapas <i>delta</i> profundidad BDT al variar la temperatura potencial del manto en TM1...	19
4. 3. Mapas <i>delta</i> profundidad BDT al variar la temperatura potencial del manto en TM2...	19
4. 4. Mapas <i>delta</i> profundidad BDT al variar la conductividad térmica en TM1.....	20
4. 5. Mapas <i>delta</i> profundidad BDT al variar la conductividad térmica en TM2.....	20
4. 6. Mapas <i>delta</i> profundidad BDT al variar la producción de calor radiogénico en TM1...	21
4. 7. Mapas <i>delta</i> profundidad BDT al variar la producción de calor radiogénico en la corteza superior en TM2.....	22
4. 8. Mapas <i>delta</i> profundidad BDT al variar la producción de calor radiogénico en la corteza inferior en TM2.....	22
4. 9. Mapas <i>delta</i> profundidad BDT al variar el gradiente de resistencia frágil en TM1.....	23
4. 10. Mapas <i>delta</i> profundidad BDT al variar el gradiente de resistencia frágil en TM2.....	24
4. 11. Superficie de despegue.....	24
4. 12. Perfiles estructurales.....	25
4. 13. Mapa profundidad de despegue.....	26
4. 14. Mapas volumen sismogénico máximo.....	27
4. 15. Mapas magnitud máxima.....	28
5. 1. Perfiles latitudinales y variación de parámetros para TM1.....	30
5. 2. Perfiles latitudinales y variación de parámetros para TM2.....	31
5. 3. Variación de profundidad de BDT al variar parámetros en TM1.....	32
5. 4. Variación de profundidad de BDT al variar parámetros en TM2.....	32
5. 5. Gráficos de profundidad máxima de falla vs volumen sismogénico.....	36
5. 6. Gráficos de profundidad máxima de falla vs magnitud.....	37

5.	7.	Mapa incertidumbre de profundidad BDT.....	39
5.	8.	Mapas incertidumbre de volumen sismogénico.....	40
5.	9.	Mapas incertidumbre de magnitud máxima.....	41
5.	10.	Mapas con terremotos corticales.....	42

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla	Página
2. 1. Parámetros termales.....	6
2. 2. Parámetros mecánicos.....	7
3. 1. Rango de variación de parámetros termales y mecánico.....	13

RESUMEN

La activación de fallas corticales puede tener importantes consecuencias debido principalmente a sus menores profundidades y su ubicación en el continente cercano a asentamientos urbanos, por ello es importante su estudio, sin embargo, la dificultad que tiene su reconocimiento y las incertidumbres que existen en cuanto a sus dimensiones, desplazamiento y periodos de recurrencia, hacen más complicado esta tarea.

Un nuevo enfoque dentro de la estimación de la peligrosidad sísmica es el volumen sismogénico, un volumen de roca que es activado durante la ruptura de una falla. Este volumen está asociado a una falla cortical y su máxima profundidad de nucleación, considerando esta profundidad similar a la transición frágil-dúctil, o a un despegue geológico caracterizado en sectores cordilleranos y de trasarco. A partir de un modelo termo-mecánico es posible obtener esta transición, mientras que el despegue se puede estimar a partir del análisis de diferentes secciones estructurales que existen para el área. Dentro de la ecuación del volumen, además de la profundidad máxima, también ingresa un ángulo de manteo del plano de falla (α) y una razón C que relaciona el largo de la falla con su profundidad. A partir de este volumen y mediante relaciones empíricas es posible obtener una magnitud máxima asociada, la cual podemos precisar de mejor forma en áreas más pequeñas con valores de C y α bien conocidos. Esta metodología es independiente del tiempo, es decir, utiliza parámetros físicos para obtener magnitudes, sin considerar los catálogos sísmicos que puedan existir.

El *input* más importante de esta metodología es la profundidad de la transición frágil-dúctil entregada por el modelo termo-mecánico, por ende, es evaluada la sensibilidad del modelo a la variación de diferentes parámetros termales y mecánico, y cómo esta variabilidad se traduce en incertidumbres que se propagan hacia el volumen sismogénico y finalmente, hacia la magnitud.

1. INTRODUCCIÓN

1.1. GENERALIDADES Y PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA

Históricamente el peligro sísmico se ha centrado en los terremotos de subducción (sismicidad interplaca), esto por su alta recurrencia y grandes magnitudes, sumado a robustas redes sísmicas (entre otros métodos geofísicos) que han permitido caracterizar de buena forma estos eventos. Por su parte, la sismicidad asociada a fallas corticales no se encuentra tan explorada en el país, ni en el mundo en general, principalmente debido a la dificultad que tiene su reconocimiento y a la incertidumbre que hay en cuanto a las dimensiones, desplazamientos y recurrencia de dichas fallas. Si bien los sismos generados por fallas corticales tienen magnitudes menores y períodos de recurrencia más largos en comparación a los eventos de interplaca, la poca profundidad de los hipocentros y su ubicación en el continente cercano a asentamientos urbanos reflejan la importancia de su estudio.

Esta memoria busca aportar en esta materia a través de una estimación de la magnitud sísmica máxima asociada a fallas corticales, a partir de un enfoque propuesto por Doglioni *et al.* (2011), quienes proponen que es más bien un “volumen sismogénico” el que se activa durante un terremoto, es decir, la cantidad de roca limitada por el plano de falla, la transición frágil-dúctil (BDT, por sus siglas en inglés, “*brittle-ductile transition*”) y la falla conjugada sobre la pared colgante. Utilizando como base un modelo termo-mecánico desarrollado por Tassara *et al.* (*in prep.*), desde el cual es posible extraer la superficie de la BDT lo que permite obtener el volumen sismogénico y luego, mediante relaciones empíricas, obtener una magnitud asociada (Petricca *et al.*, 2015; Petricca *et al.*, 2019).

Además, se desarrolló un análisis de sensibilidad del modelo termo-mecánico (Tassara *et al.*, *in prep.*) con el método “un parámetro a la vez” con el objetivo de entender cómo los cambios en cada parámetro individual afectan el resultado del modelo, más específicamente la profundidad de la BDT, y cuán sensibles son los resultados a las variaciones de los diferentes parámetros.

1.2. OBJETIVOS

1.2.1. Objetivo general

Caracterizar la magnitud sísmica máxima a partir de la estimación del volumen sismogénico.

1.2.2. Objetivos específicos

- Realizar un análisis de sensibilidad del modelo termo-mecánico en base a la profundidad de la BDT.
- Estimar el volumen sismogénico máximo involucrado en la activación de las fallas.
- Evaluar la magnitud sísmica máxima asociada a fallas corticales en el área.

1.3. UBICACIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO

El área de estudio comprende el margen Andino entre los 10°S y 45°S (Figura 1.1), más específicamente entre las longitudes 60°W y 80°W.

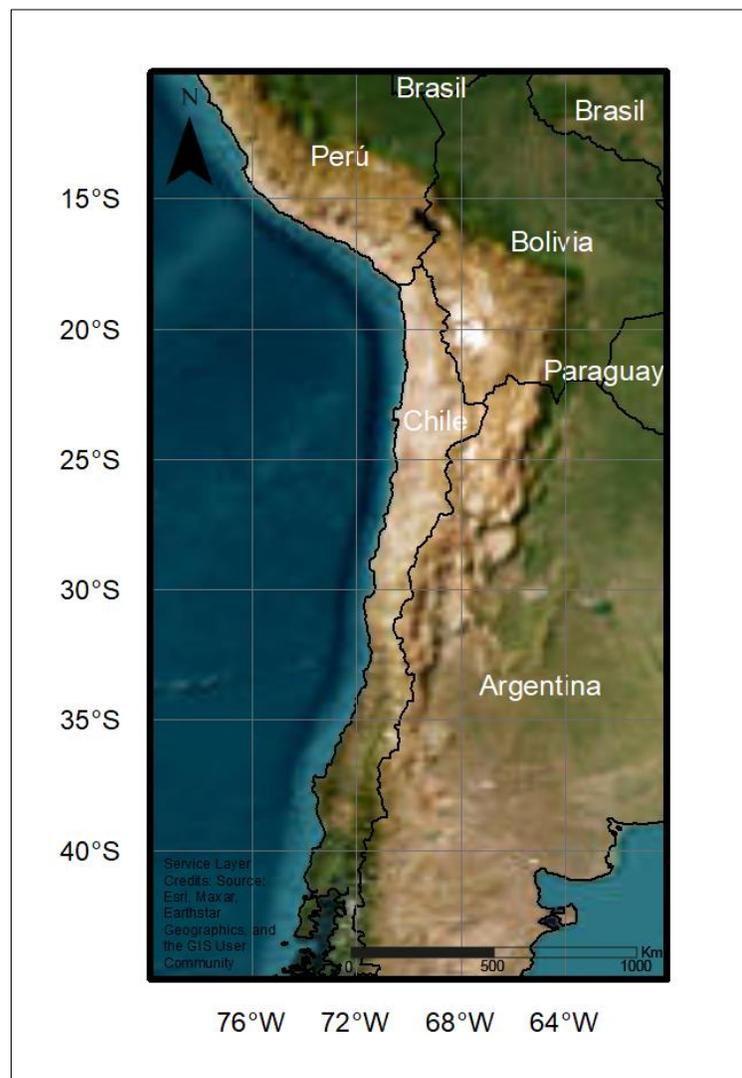


Figura 1.1: Mapa de ubicación del área de estudio.

1.4. AGRADECIMIENTOS

Agradezco al profesor Andrés Tassara por la confianza, paciencia y apoyo brindado. Por ser un atento profesor guía y con buena voluntad de resolver las dudas que iban surgiendo con el avance de la memoria, sin duda su pasión por la geología es contagiosa.

Agradezco a mi familia que siempre ha estado ahí, apoyándome y entregándome su infinito cariño. A mi mamá Jessica, la mujer que más admiro en esta vida, mi pequeña pero grande hermana Vale, mi tía Sabi, con ese cariño que solo las abuelitas saben entregar, y Don David, infinitas gracias. A mi Puckita, gracias por acompañarme esas largas noches de estudio sin moverte de mi lado hasta que me fuera a acostar. También a esos ángeles que no se despegan de mi lado, no tengo dudas que siempre están ahí guiándome y alumbrando mi camino. Los amo con la vida.

Agradezco a mis tierras raras, sin lugar a dudas son lo más lindo que me pudo haber dejado mi paso por la u, no imagino poder haberlo logrado sin ustedes, su apoyo constante, las largas jornadas de estudio, las risas, los llantos, las frustraciones, las alegrías, ustedes fueron parte de todo. Gracias Javi, Ange, Vicente, Coni y Mati. Agradezco a mis compañeras y compañeros de generación, el apoyo y ayuda mutua siempre prevaleció, ante todo. A las diferentes personas con las que compartí durante estos largos seis (y más) años en geo, gracias por los saludos a medio pasillo, las ayudas y los buenos deseos previos a una evaluación. De forma puntual quiero agradecer a Diego por su linda amistad y por siempre estar ahí cada vez que la programación me la ganaba, también a Luciano, sin duda se gana el título a mejor compañero, no sólo muy inteligente, sino que también extremadamente generoso con su conocimiento, gracias Luci.

Agradezco a mis amigos y amigas de la vida, por su apañe, y apoyo siempre, por darme aliento y ánimos las veces en que me quejaba y todo parecía extremadamente difícil.

Por último, agradezco a todas las personas que trabajan en geo, académicos, administrativos y auxiliares, que lo hacen un lugar muy cálido y agradable, gracias. No quiero dejar de agradecer a Iñigo por toda su ayuda y buena voluntad de atender cada uno de los problemas que fueron surgiendo, y a Mauri por su gran ayuda y disposición enseñándome a usar el software MOVE.

2. MARCO TEÓRICO

2.1. FUENTES SISMOGÉNICAS

Los Andes Centrales y del Sur se encuentran enmarcados en un contexto geodinámico de margen continental activo en donde convergen las placas tectónicas de Nazca y Sudamericana con una velocidad relativa de convergencia de 66 mm/año (Kendrick *et al.*, 2003). Asociado a este contexto de subducción se han identificado cuatro fuentes sismogénicas (figura 2.1).

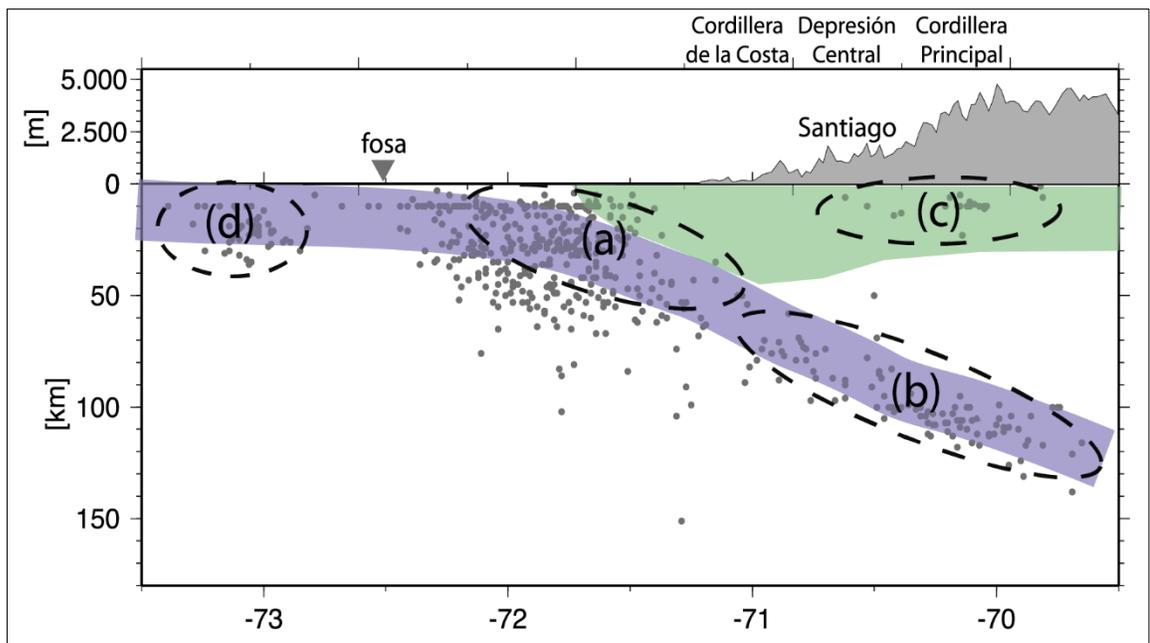


Figura 2.1: Fuentes de sismicidad. (a) interplaca tipo *thrust*, (b) intraplaca de profundidad intermedia, (c) corticales y (d) *outer-rise*. Tomada de Leyton *et al.* (2010).

Las principales características de cada una de las fuentes de sismicidad según Leyton *et al.* (2010) son:

- Sismicidad interplaca: producida en el contacto entre las placas Nazca y Sudamérica hasta unos 50-60 km de profundidad.
- Sismicidad intraplaca de profundidad intermedia: sismicidad que ocurre dentro de la placa de Nazca, abarca profundidades desde 50 hasta 200 km.
- Sismicidad cortical: ocurre en el interior de la placa Sudamericana a profundidades menores de 30 km.
- Sismicidad *outer-rise*: asociada a la flexión de la placa Nazca previo a la subducción. Genera sismos de magnitud moderada a distancias mayores de 150 km de la costa.

2.2. FALLAS CORTICALES

Parte de la deformación inducida por la convergencia es transferida a la placa Sudamericana y acomodada por fallas de intraplaca de carácter cortical (Allmendinger y González, 2010). Las fallas corticales son estructuras de menor tamaño asociadas a profundidades someras (<30 km; Leyton *et al.*, 2010) y que, según el registro sísmico, es capaz de producir terremotos de magnitud moderada ($M_w < 7.5$; Santibáñez *et al.*, 2019). Yáñez y Cembrano (2004) postulan que la deformación a gran escala de la zona del antearco está controlada principalmente por la velocidad absoluta de la placa oceánica, mientras que la deformación de la placa continental está definida por la tasa de convergencia y la edad de la placa subductada, en tanto que en las zonas del arco y trasarco la deformación es el resultado de las fuerzas asociadas a la dorsal Atlántica.

Dentro del registro de terremotos corticales ocurridos en Chile encontramos, Las Melosas 1958 ($M_w=6.9$; Sepulveda *et al.*, 2008), Aroma 2001 ($M_w=6.3$; Legrand *et al.*, 2007), Teno 2004 ($M_w=6.5$; González, 2008), Aysén 2007 ($M_w=6.2$; Legrand *et al.*, 2011), Pichilemu 2010 ($M_w=7.0$ y $M_w=6.9$; Farías *et al.*, 2011), El Melado 2012 ($M_w=6.2$; Cardona, 2018) y Pisagua 2014 ($M_w=6.7$; Ruiz *et al.*, 2019). En Argentina, San Juan 1944 ($M_w=7.0$; Alvarado y Beck, 2006), San Juan 1952 ($M_w=6.8$; Alvarado y Beck, 2006) y San Juan 2021 ($M_w=6.5$; Ammirati *et al.*, 2022). En Bolivia, Aiquile 1998 ($M_w=6.6$; Funning *et al.*, 2005) y Lloja 2014 ($M_w=5.1$; Fernandez *et al.*, 2019).

Las fallas corticales se extienden en profundidad dentro de la corteza sismogénica, la cual se encuentra limitada por la BDT, es decir, esta zona de transición delimita la máxima profundidad a la que se pueden nuclear estos terremotos, bajo la cual predomina el deslizamiento asísmico (Dragoni y Pondrelli, 1991; Dragoni, 1993).

2.3. MODELO TERMO-MECÁNICO

En el margen continental activo de Sudamérica se han desarrollado modelos termales en dos dimensiones basados en simulaciones numéricas (e.g. Syracuse *et al.*, 2010; Hall, 2012). En el trabajo realizado por Tassara *et al.*, *in prep.* construyen una representación tridimensional de la distribución de la temperatura en la placa superior a partir de una representación existente de la estructura cortical y litosférica bajo el margen activo de los Andes (Tassara *et al.*, 2006; Tassara y Echaurren, 2012), en donde utilizan geotermas continentales en una dimensión con condiciones de

borde que consideren la estratificación composicional de la corteza y manto, además del efecto termal de advección producto de la subducción.

A partir del modelo de densidades del área (Tassara y Echaurren, 2012) es posible contar con una geometría definida de la superficie superior del slab subductado, el límite litósfera-astenosfera (LAB; por sus siglas en inglés, “*Lithosphere-Asthenosphere Boundary*”), el límite entre la corteza y el manto (Moho) y la discontinuidad de densidad en la corteza (ICD; por sus siglas en inglés, “*Intra crustal discontinuity*”) que separa la corteza inferior más densa de la corteza superior menos densa. En este trabajo se consideraron dos modelos de los propuestos por los autores, el primero (de aquí en adelante llamado TM1) considera una producción de calor radiogénica en superficie (H_0) que decae en profundidad a una escala constante conocida (δ), y un segundo modelo (TM2) en donde la superficie de ICD es el límite entre corteza superior e inferior, que considera producciones de calor radiogénico constantes tanto para la corteza superior (H_{uc}) como inferior (H_{lc}).

2.3.1. Parámetros

En la tabla 2.1 se muestran los parámetros termales y en la 2.2 los mecánicos, considerados en las ecuaciones que dan vida al modelo termo-mecánico.

Tabla 2.1: Parámetros termales. En donde, k =conductividad térmica, H_0 =producción de calor radiogénico, δ =escala de decaimiento radiogénico, T_p =temperatura potencial del manto, κ =difusividad térmica, G =gradiente adiabático, α =ángulo de manteo de subducción, V =velocidad de convergencia entre las placas Nazca y Sudamericana, D =decaimiento esfuerzo de cizalle. Obtenido de Tassara *et al.* (*in prep.*).

Modelo	PARÁMETROS TERMALES									
	k (W/mK)	H_0 ($\mu\text{W}/\text{m}^3$)		δ (km)	T_p ($^{\circ}\text{C}$)	κ (m^2/s)	G (K/m)	α ($^{\circ}$)	V (mm/año)	D
		Huc	Hlc							
1	2.25	2.88		9.7	1350	1.0×10^{-6}	0.0004	20	66	0.0015
2		1.6	0.5	-						

Los valores numéricos para cada uno de los parámetros incluidos en las ecuaciones del modelo para la construcción de los modelos estándar del TM1 y TM2 son seleccionados a partir de bibliografía. Los valores seleccionados de k , H_0 , H_{uc} , H_{lc} , T_p , κ y G son valores medios típicos asumidos en contextos continentales (Hasterok y Chapman, 2011; Turcotte y Schubert, 2014; Gard

et al., 2019; Goes *et al.*, 2020). El valor de V es un promedio de la convergencia de placas actual entre Nazca y Sudamérica (Kendrick *et al.*, 2003) y el ángulo de manteo representa el límite interplaca entre la fosa y 100 km de profundidad (Hayes *et al.*, 2018). Mientras que los parámetros mecánicos se obtienen de Carter y Tsenn (1987), Burov y Diament (1995) y Hilairet *et al.* (2007).

Tabla 2.2: Parámetros mecánicos. En donde, n, H y A son parámetros del material determinados empíricamente para la ley de potencia. Obtenido de Tassara *et al.* (*in prep.*).

Capa	Tipo de roca	n	H (J/mol)	A (Pa ⁻ⁿ /s)
Corteza superior	Aplita Endfield	3.1	163000	6.31 x 10 ⁻²⁶
Corteza inferior	Ortopiroxena húmeda	2.8	271000	1.0 x 10 ⁻¹⁹
Manto litosférico	Olivino/Dunita	3	520000	7.0 x 10 ⁻¹⁴

El parámetro n representa el exponente de estrés que corresponde a un indicador del mecanismo de *creep* (Blum y Eisenlohr, 2009), A es una constante pre-exponencial, particular para cada material y mecanismo de deformación y H la entalpía de activación de los procesos de difusión que controlan la deformación (García *et al.*, 2011).

2.3.2. Ecuaciones termales

Los dos supuestos que se deben asumir para las condiciones de borde son que la temperatura T_b a una cierta profundidad Z_b es conocida independientemente y que la producción de calor radiogénico decae exponencialmente con la profundidad desde un valor en superficie (H_0) (Fox-Maule *et al.*, 2005). Bajo estos supuestos, se puede derivar la ecuación del gradiente geotérmico en 1D que describe la variación de la temperatura T con la profundidad Z:

$$T(Z) = \frac{Q_m}{k} Z - \frac{H_0 \delta}{k} \left(\delta \left(1 + e^{-\frac{Z}{\delta}} \right) + Z e^{-\frac{Z_m}{\delta}} \right) \quad (1)$$

Donde, Z_m es la profundidad del Moho y Q_m es el flujo de calor en el Moho, la cual puede ser definida como:

$$Q_m = \frac{1}{Z_b} \left[T_b k - H_0 \delta \left(\delta - e^{-\frac{Z_m}{\delta}} (\delta + Z_m) \right) \right] \quad (2)$$

En donde los valores para Z_m y el par (T_b, Z_b) se obtienen del modelo de densidades de Tassara y Echaurren (2012). A partir de Giambiagi *et al.* (2022) tenemos que para los puntos ubicados al este de la intersección del Slab-LAB:

$$T_b = T_p + GZ_b \quad (3)$$

Donde, Z_b está definida por la profundidad del LAB. Mientras que, para los puntos ubicados al oeste de la intersección, donde Z_b corresponde a la profundidad del slab:

$$T_b = \frac{(Q_0 + \sigma V)Z_b}{k(1 + \frac{\sqrt{Z_b V \sin \alpha}}{\kappa})} \quad (4)$$

Donde, Q_0 es el flujo de calor en el slab y σ el estrés de cizalle en la falla de interplaca. Q_0 depende de la edad del slab en la fosa (t), definido como:

$$Q_0 = \frac{kT_p}{\sqrt{\pi \kappa t}} \quad (5)$$

La distribución de la temperatura $T(Z)$ se utiliza para establecer la resistencia dúctil (σ_{yd}) con la profundidad z :

$$\sigma_{yd}(z) = \frac{\dot{\epsilon}^{1/n}}{A} e^{\frac{H}{nRT(z)}} \quad (6)$$

En donde, $\dot{\epsilon} = 10^{-15} s^{-1}$ es el *strain rate*, R la constante de los gases, y n , H y A propiedades empíricas del material que dependen de la composición de la roca. Además, se utilizó un gradiente de resistencia frágil de 5 MPa/km, el cual está dado por la ecuación:

$$\sigma_{yb}(z) = \mu(1 - \lambda)\rho g z \quad (7)$$

En donde, σ_{yb} =gradiente de resistencia frágil, μ =coeficiente de fricción, λ =presión de poros, ρ =densidad, g =aceleración de gravedad y z =profundidad. En la figura 2.2 se muestra cómo cambia

la pendiente dependiendo de los parámetros que se consideren. En este trabajo se usó un coeficiente de fricción $\mu=0.4$ y una presión de poros $\lambda=0.5$, que se condicen con una roca ya fracturada como se considera a la corteza, que resultan en un gradiente de 5 MPa/km.

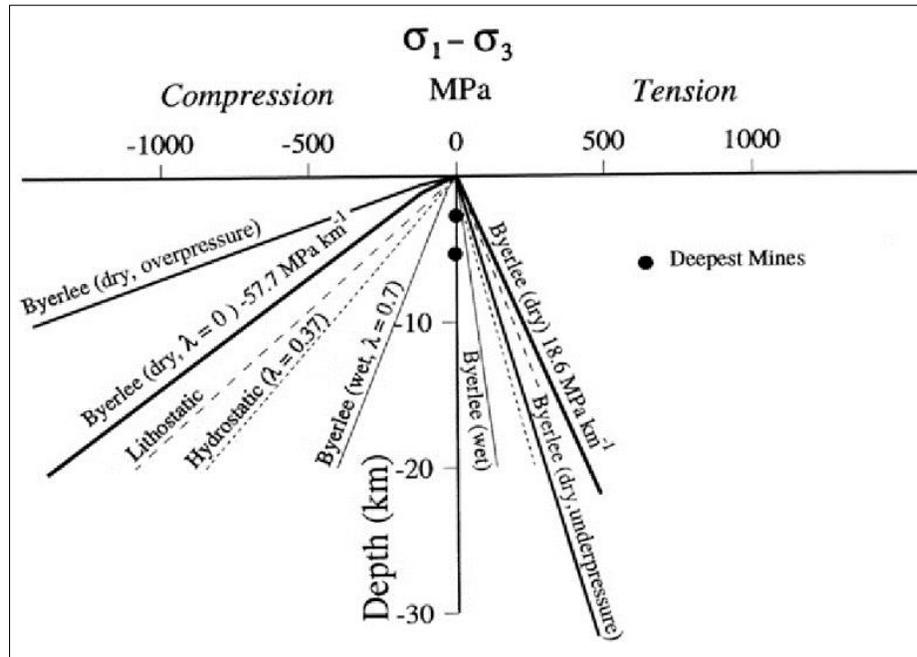


Figura 2.2: Resistencia frágil en función de la profundidad. Tomada de Burov (2011).

2.4. ENVOLVENTE DE RESISTENCIA

La envolvente de resistencia (YSE, por sus siglas en inglés, “*yield strength envelope*”) es un perfil vertical que predice el máximo estrés diferencial soportado por una roca en función de la profundidad (Goetze y Evans, 1979). Para la construcción de la YSE se utilizan la ley de Byerlee de fallamiento frágil (Byerlee, 1978; ecuación (7)) y la ley de potencia (*Power law*; ecuación (6)). La primera demuestra que la resistencia de las rocas de comportamiento frágil es sobre todo una función de presión-profundidad, y es casi independiente del tipo de roca, a diferencia de las que presentan un comportamiento dúctil, donde su resistencia depende del tipo de roca, tamaño de grano, estructura, temperatura, *strain rate*, contenido de fluido, entre otros (Burov, 2011).

El comportamiento de las rocas que componen la litósfera puede ser simplificado evaluando la resistencia a la deformación del mineral más débil que controla las propiedades mecánicas de la litósfera a una cierta profundidad, en diferentes horizontes como lo son la corteza superior, inferior

y manto litosférico (Burov y Diament, 1995). Este comportamiento se describe a partir de la YSE (figura 2.3) donde las rocas se comportan de manera cuasi-elástica dentro de la curva y de manera frágil o dúctil fuera de ella.

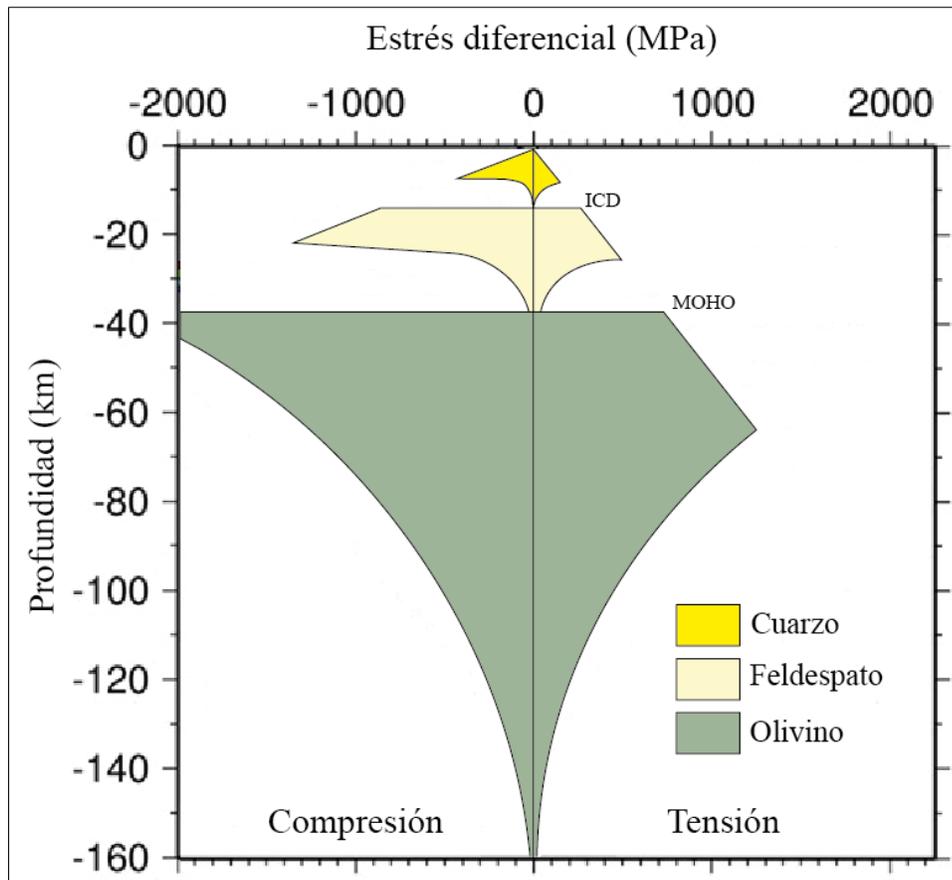


Figura 2.3: Envolvente de resistencia para la litósfera continental. En donde, ICD es la discontinuidad intra cortical (*Intra crustal discontinuity*) y MOHO el límite entre la corteza y el manto (*Mohorovičić discontinuity*). Modificado de Burov y Diament (1995).

Dentro del perfil reológico hay una zona donde las curvas de la resistencia frágil y la dúctil se encuentran, es decir, toman el mismo valor de estrés diferencial. Esta intersección define en el perfil la transición frágil-dúctil (BDT). Esta transición es gradual, por ende, el concepto de una transición brusca es una aproximación a una zona que probablemente se extienda por unos pocos kilómetros (Ranalli, 1997; Scholz, 2019).

Los cambios en el comportamiento mecánico entre dominios frágiles y dúctiles evidencian la coexistencia de estilos de deformación dependiendo de la profundidad y composición consideradas.

2.5. VOLUMEN SISMOGÉNICO Y MAGNITUD

Dogliani *et al.* (2011), proponen que un terremoto no está simplemente controlado por una falla, sino que la energía es almacenada en un volumen que se activa durante la ruptura cuando se alcanza el umbral de fricción soportada por la falla. En contextos corticales, el volumen máximo está limitado por la profundidad de la transición frágil-dúctil o la superficie de despegue en sectores del trasarco, y la falla conjugada sobre la pared colgante (Doglioni *et al.*, 2011; Petricca *et al.*, 2019). Además, el volumen es una función del estilo tectónico y de la relación profundidad/largo de una falla (Doglioni *et al.*, 2011; Doglioni *et al.*, 2015b; Petricca *et al.*, 2015). En la naturaleza, el potencial volumen sismogénico es también función de factores regionales como lo son el tipo de roca, presión de poros y variaciones termales que modifican el comportamiento friccional de las rocas que determina ya sea el *creeping* o bloqueo de zonas de las fallas (Sibson, 1983; Scholz, 1988; Keefner *et al.*, 2011; Doglioni *et al.*, 2015a), además de las discontinuidades a lo largo del rumbo que limitan la potencial dimensión de una falla en una única ruptura cosísmica (Butler *et al.*, 2006; Carrera *et al.*, 2006; Bonini *et al.*, 2010).

El volumen máximo que se moviliza por una falla durante la etapa cosísmica puede ser cuantificado, al aproximarlo a un prisma de base triangular ya que describe el área del epicentro deformada, determinada por el tamaño del volumen y el largo, profundidad y manteo de la falla relacionada (figura 2.4).

El volumen sismogénico máximo es calculado utilizando la relación (Petricca *et al.*, 2019):

$$V = \frac{c}{2} Z_{max}^3 [\cot(\alpha) + \cot(90 - \alpha)] \quad (8)$$

Bath y Duda (1964) correlacionan linealmente la magnitud de un terremoto con el logaritmo del volumen sismogénico, que ellos definen como la porción de espacio ocupado por las réplicas. De esa relación sale la ecuación (Bath y Duda, 1964; Petricca *et al.*, 2019):

$$M = \frac{\log(V) - 9.58}{1.47} \quad (9)$$

En donde, M es la magnitud máxima asociada y V el volumen sismogénico en cm^3 .

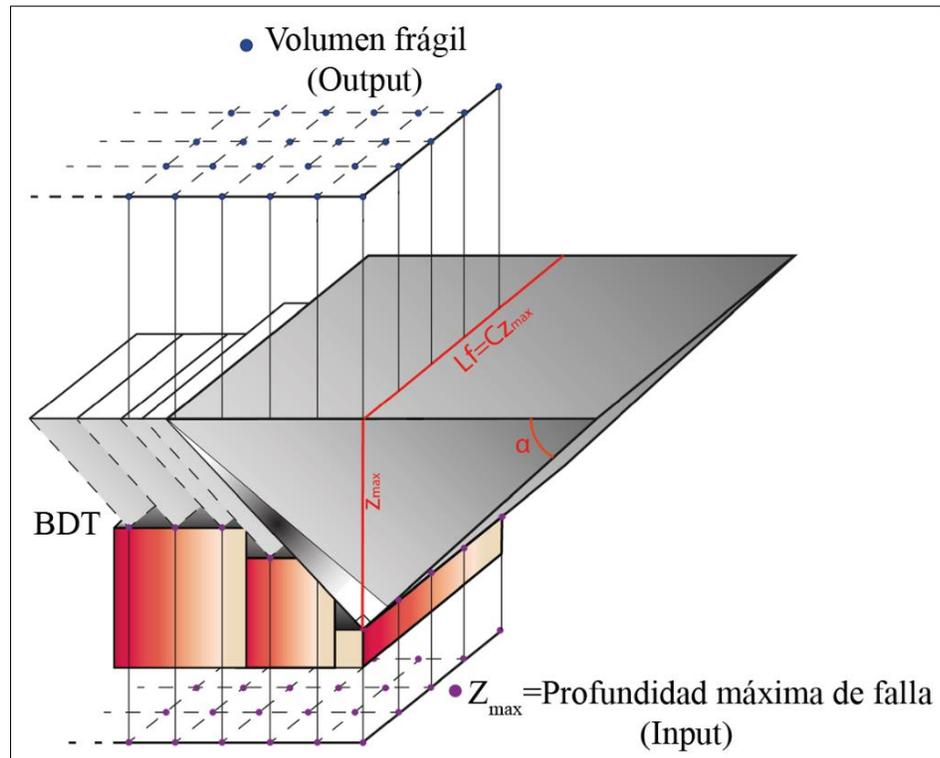


Figura 2.4: Modelo conceptual del volumen sismogénico máximo. En donde, C es la razón entre el largo de la falla y la máxima profundidad de ésta y α su ángulo de manto. Se considera como Z_{\max} la profundidad de la BDT o superficie de despegue. Modificado de Petricca *et al.* (2019).

3. METODOLOGÍA

3.1. TRANSICIÓN FRÁGIL-DÚCTIL

A partir del modelo termo-mecánico (Tassara *et al.*, *in prep.*) se obtuvo un perfil de envolvente de resistencia para cada punto de la grilla (resolución de 0.2 grados en latitud y longitud, y 1 km en el eje z), en el cual se identificó el punto que representa la BDT, este punto está asociado a un estrés diferencial y a una profundidad con respecto al nivel del mar, la que es corregida con la topografía, para así obtener una profundidad desde la superficie.

3.2. VARIACIÓN DE PARÁMETROS

Una forma de evaluar la sensibilidad del modelo a la variación de los parámetros termales y mecánicos es cuantificar cuánto varía la profundidad de la BDT. Para esto se calculó la superficie según lo mencionado en el apartado anterior, modificando ciertos parámetros dentro de un rango evaluando los límites de éstos. En la tabla 3.1 se ordenan los rangos de los parámetros que se modificaron, con sus extremos mínimos y máximos.

Tabla 3.1: Rango de variación de parámetros termales y mecánico. En donde, k=conductividad térmica, H_0 =producción de calor radiogénico (H_{uc} por “*upper crust*” y H_{lc} por “*lower crust*”) y T_p =temperatura potencial del manto.

Modelo	RANGO PARÁMETROS TERMALES Y MECÁNICO				
	k (W/mK)	H_0 (W/m ³)		T_p (°C)	Gradiente de resistencia frágil
		Corteza superior (Huc)	Corteza inferior (Hlc)		
1	1.0 – 3.5	$(0.88 – 4.88) \times 10^{-6}$		1100 – 1600	1 – 9
2	1.0 – 3.5	$(0.6 – 2.6) \times 10^{-6}$	$(0.25 – 0.75) \times 10^{-6}$	1100 - 1600	1 – 9

Luego, estas superficies fueron comparadas con el estándar para cada modelo, el que considera los valores que se observan en la tabla 2.1 para así obtener un rango en el que varía la profundidad de la BDT en función de las incertidumbres individuales que pueden tener los diferentes parámetros, derivados de experimentos de laboratorio, variaciones espaciales en el tipo de roca y/o condiciones geodinámicas, entre otros.

Los cálculos que se realizan en los apartados posteriores, utilizando la profundidad de la BDT, son en base al TM1 y los valores estándar mencionados en el apartado 2.3.1.

3.3. SUPERFICIE DE DESPEGUE

Para obtener la superficie de despegue se recopilaron perfiles estructurales balanceados del área, ligados al estudio de la estructura interna de los Andes (McQuarrie 2002; McQuarrie *et al.*, 2008; Giambiagi *et al.*, 2012; Orts *et al.*, 2012; Pearson *et al.*, 2013; Ramos *et al.*, 2014; McGroder *et al.*, 2015; Orts *et al.*, 2015; Rojas Vera *et al.*, 2015; Sánchez *et al.*, 2015; Summa *et al.*, 2015; Echaurren *et al.*, 2016; Fuentes *et al.*, 2016; Anderson *et al.*, 2017; Rojas Vera *et al.*, 2019; Mackaman-Lofland *et al.*, 2020; Mardonez *et al.*, 2020).

Los perfiles fueron cargados al *software Move*®, en donde se identificó en cada uno de ellos un nivel de despegue cortical en el cual se enraízan estructuras más someras. No corresponden a mega despegues termo-mecánicamente identificados en la corteza, sino más bien a superficies que generan un desacople principalmente litológico de porciones de basamento y cobertura, asociadas a estructuras esencialmente someras. Éstas fueron identificadas como “líneas” para posteriormente crear una superficie a partir de la unión de éstas, formando así una superficie de despegue.

3.4. VOLUMEN SISMOGÉNICO

Los parámetros para obtener el volumen (ver ecuación (8)) son C , Z_{\max} y α . Se consideró Z_{\max} como la profundidad de la BDT o el despegue, cuando se reconocen ambas se considera la más somera. El parámetro C relaciona el largo de posibles rupturas y su máxima profundidad de ruptura, varía entre 1 y 25 dependiendo del régimen tectónico y la velocidad de deformación (Doglioni *et al.*, 2015b; Petricca *et al.*, 2019). Se evaluaron distintos valores tanto para C como para el ángulo de manteo, tomando en cuenta un régimen compresivo, extensional y de *strike-slip*. Se asume que la ruptura de la falla muestra una relación C bien definida dependiente del tipo de falla (inversa, normal, o de rumbo). En el caso de las fallas inversas y normales se evaluó un rango de variación de 2-4 y las de rumbo de 1-3, en base a los pocos eventos corticales registrados y caracterizados en el área (Funning *et al.*, 2005; Alvarado y Beck, 2006; Legrand *et al.*, 2007; Agurto *et al.*, 2012; Devlin *et al.*, 2012; Ruiz *et al.*, 2014; Ammirati *et al.*, 2022). En el caso del ángulo de manteo (α), el rango evaluado fue de 30°-70° para las fallas normales, 10°-45° inversas y 60°-89° de rumbo

(Deng *et al.*, 1986; Jackson y White, 1989; Forsyth, 1992; Turcotte y Schubert, 2002; Scholz, 2019).

3.5. MAGNITUD MÁXIMA

A partir del volumen sismogénico y utilizando la ecuación (9) se obtuvo la magnitud máxima asociada. Por ende, los mapas de magnitudes obtenidos consideran las mismas variaciones y rangos de C y α considerados en el apartado anterior, para un régimen compresivo, extensional y de *strike-slip*.

3.6. PROPAGACIÓN DE INCERTIDUMBRE

Para cada punto de la grilla tengo una incertidumbre de la profundidad de la BDT que está dada por las variaciones en los parámetros testeados. Esta incertidumbre fue caracterizada, estadísticamente hablando, en términos del rango semiintercuartil que es utilizado como medida de dispersión (Spiegel y Stephens, 2017), definido por:

$$Q = \frac{Q_3 - Q_1}{2} \quad (10)$$

Donde, Q es el rango semiintercuartil y, Q_1 y Q_3 son el primero y tercer cuartil de los datos. Esta medida de dispersión permite mitigar el impacto de valores extremos.

Con la incertidumbre en la profundidad de la BDT ya definida (ΔZ_{\max}) para cada punto de la grilla, calculamos la propagación de ésta, es decir, determinar cómo estas incertidumbres se propagan a lo largo de las ecuaciones para producir la incertidumbre de la respuesta final, que en este caso corresponde a la magnitud.

En general, la incertidumbre correspondiente a cualquier función de una variable, está dada por la ecuación (Taylor, 2018):

$$\Delta q = \frac{dq}{dx} \Delta x \quad (11)$$

En donde, Δx es la incertidumbre de x y se utiliza para calcular la función $q(x)$, Δq es la incertidumbre de q y dq/dx es la derivada de q con respecto a x .

Aplicamos esto a la ecuación (8) y se obtuvo la incertidumbre del volumen sísmogénico (ΔV), dado por:

$$\Delta V = \left(\frac{d}{dZ_{max}} \left(\frac{C}{2} Z_{max}^3 [\cot(\alpha) + \cot(90 - \alpha)] \right) \right) \Delta Z_{max} \quad (12)$$

$$\Delta V = \left(\frac{3C}{2} Z_{max}^2 [\cot(\alpha) + \cot(90 - \alpha)] \right) \Delta Z_{max}$$

De la misma manera, aplicamos la propagación de incertidumbre a la ecuación (9) y se obtuvo la incertidumbre de la magnitud (ΔM), dada por:

$$\Delta M = \left(\frac{d}{dV} \left(\frac{\log(V) - 9.58}{1.47} \right) \right) \Delta V \quad (13)$$

$$\Delta M = \left(\frac{1}{V * \ln 10 * 1.47} \right) \Delta V$$

En el caso del despegue, se estimó una incertidumbre porcentual a partir de un valor fijo, determinado a partir de un valor promedio de la BDT en sectores donde es más somera y alcanza valores relativamente similares al despegue geológico calculado, sectores que están más bien representados en el límite occidental del despegue. La incertidumbre porcentual de la BDT, en promedio, es del 20%, este valor se utilizó como incertidumbre en cada punto de la grilla en donde el valor utilizado para calcular el volumen y la magnitud es el del despegue.

4. RESULTADOS

4.1. MAPAS PROFUNDIDAD BDT

La figura 4.1 muestra las profundidades de la BDT para el modelo estándar TM1 (figura 4.1a) y TM2 (4.1b). En general, al considerar una producción de calor radiogénico que decae a una tasa constante dentro de la corteza (TM1) la BDT se profundiza en comparación a considerar una producción de calor radiogénico constante para la corteza superior e inferior (TM2). Desde el TM1 al TM2, lo que más resalta a simple vista, es que las zonas donde la profundidad era considerablemente elevada disminuyeron su extensión, más que sus altos valores, lo mismo con las zonas de baja profundidad focalizada, aumentaron su extensión areal.

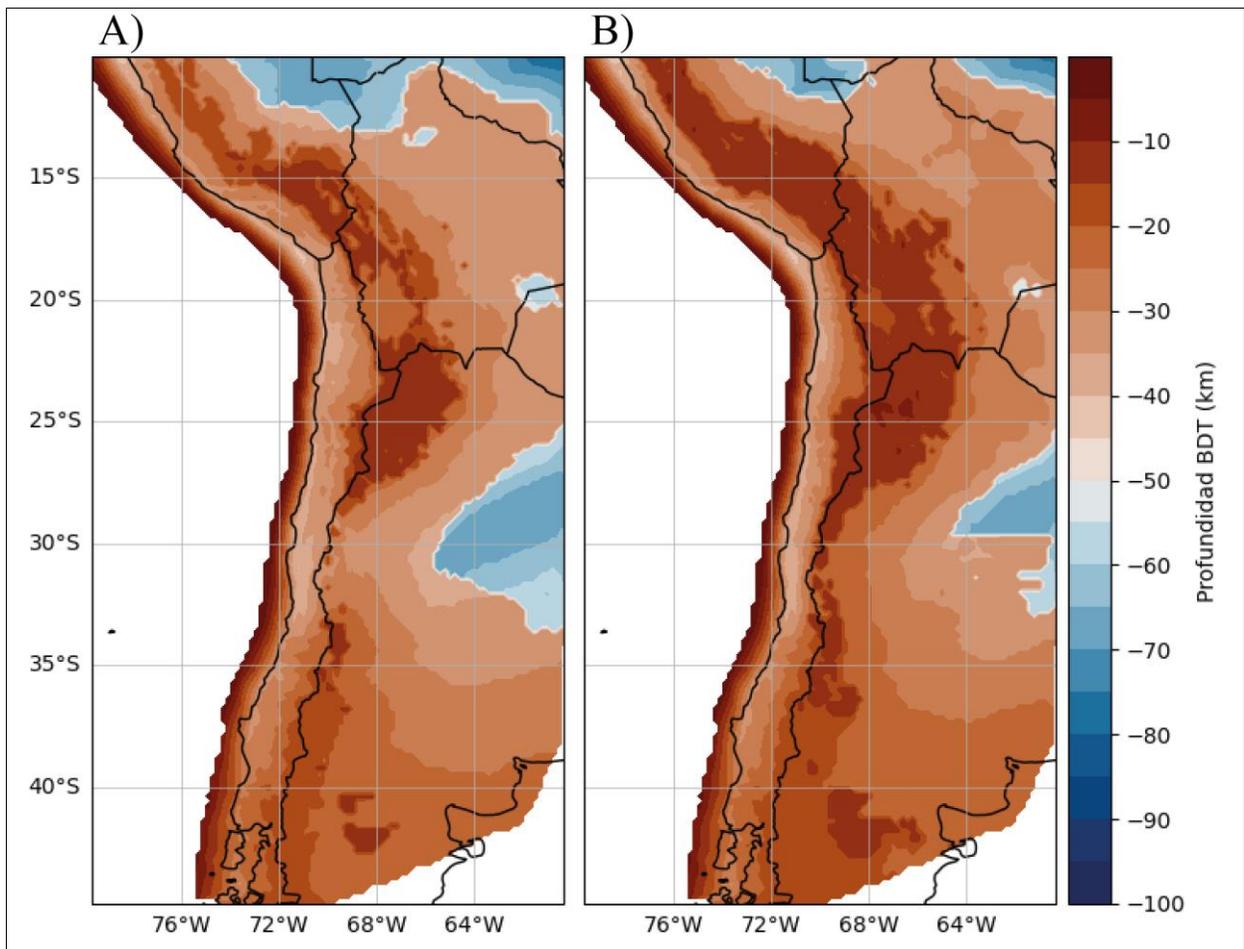


Figura 4.1: Mapas profundidad BDT. (a) TM1 y (b) TM2. La barra de profundidad es aplicable a ambos mapas.

4.2. MODELO TERMO-MECÁNICO

La evaluación de la sensibilidad del modelo a la variación de ciertos parámetros se cuantificó a partir de la variación de la profundidad de la BDT. Para el modelo TM1 se obtuvieron ocho mapas, uno por cada extremo del rango de variación para cada parámetro, k , H_0 , T_p y gradiente de resistencia frágil. En el caso del TM2, fueron diez, al variar k , H_{uc} , H_{lc} , T_p y gradiente de resistencia frágil. A continuación, revisaremos cada uno de los parámetros, en donde, los mapas nos ayudan a visualizar espacialmente cómo varía la profundidad con respecto al modelo estándar en función del parámetro en distintos sectores, entendiéndose los valores negativos como sectores en donde la profundidad de la BDT del modelo estándar es mayor que el mínimo/máximo del rango de variación, y viceversa, mientras que, los gráficos nos permiten evaluar el comportamiento de la profundidad frente al modelo estándar independiente de la ubicación en el mapa de esa profundidad, enfocándose netamente en las profundidades alcanzadas. En el anexo 1 se encuentran los mapas de la profundidad de la BDT para cada uno de los parámetros.

4.2.1. Temperatura potencial del manto

Las figuras 4.2 y 4.3 muestran cómo varía la profundidad de la BDT al modificar la temperatura potencial del manto en el TM1 y TM2, respectivamente. El TM1 alcanza profundidades mayores y con una disminución de T_p los valores se extreman principalmente en la zona noreste y este del área, este afecto también sucede en el TM2, pero en una extensión menor. Al contrario, al aumentar la temperatura el efecto se visualiza principalmente en la zona del altiplano andino y trasarco en el sur, en donde las profundidades disminuyen.

4.2.2. Conductividad térmica

Se observa que una disminución de la conductividad térmica provoca una somerización de la BDT (figuras 4.4 y 4.5), de mayores proporciones en la zona del altiplano andino y al sur del área en la zona del trasarco, la cual es más fuerte en el TM2.

4.2.3. Producción de calor radiogénico

Se observa que una disminución de H_0 produce un efecto de profundización de la BDT, especialmente en el noreste y sector este del área, mientras que el efecto contrario se distingue esencialmente en el sector del altiplano andino y un poco más al sur, en el trasarco (figura 4.6).

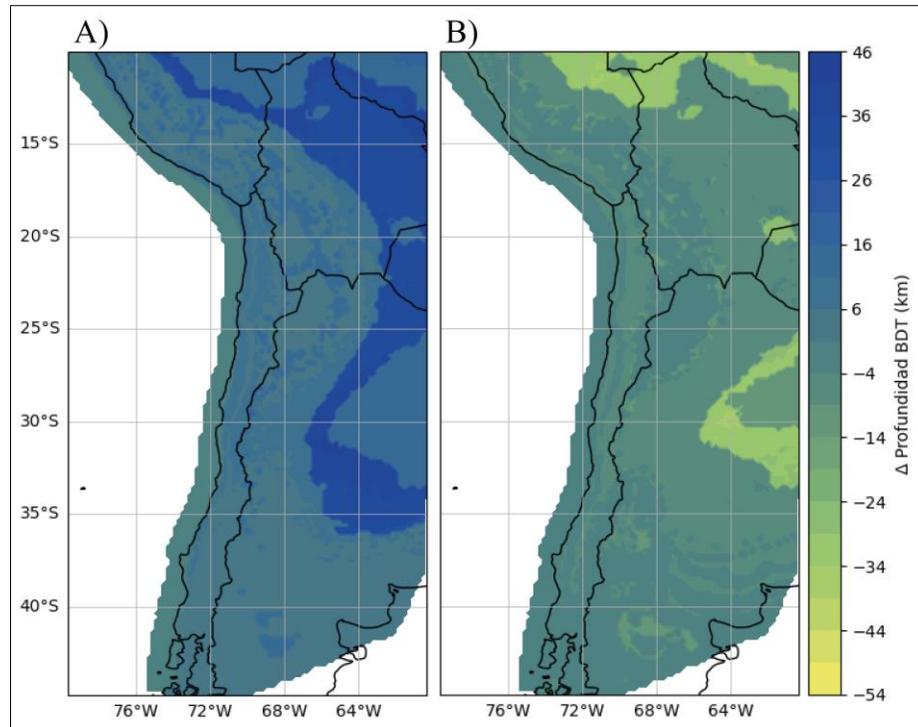


Figura 4.2: Mapas delta profundidad BDT al variar la temperatura potencial del manto en TM1. (a) Considerando el extremo mínimo (1100°C) y (b) el máximo (1600°C). La barra de profundidad es aplicable a ambos mapas.

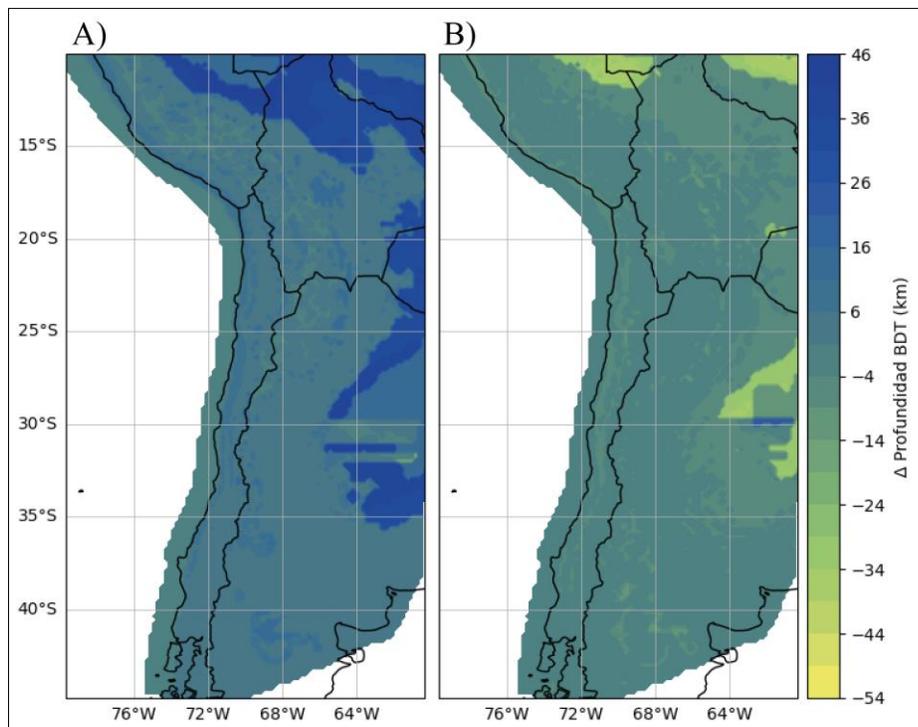


Figura 4.3: Mapas delta profundidad BDT al variar la temperatura potencial del manto en TM2. (a) Considerando el extremo mínimo (1100°C) y (b) el máximo (1600°C).

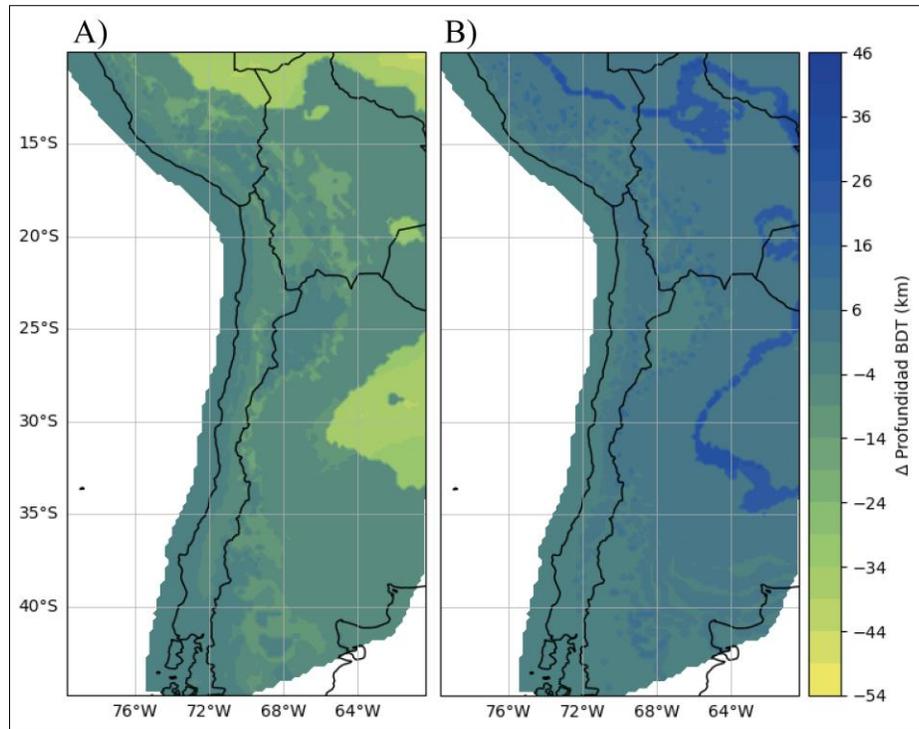


Figura 4.4: Mapas *delta* profundidad BDT al variar la conductividad térmica en TM1. (a) Considerando el extremo mínimo (1.0 W/mK) y (b) el máximo (3.5 W/mK).

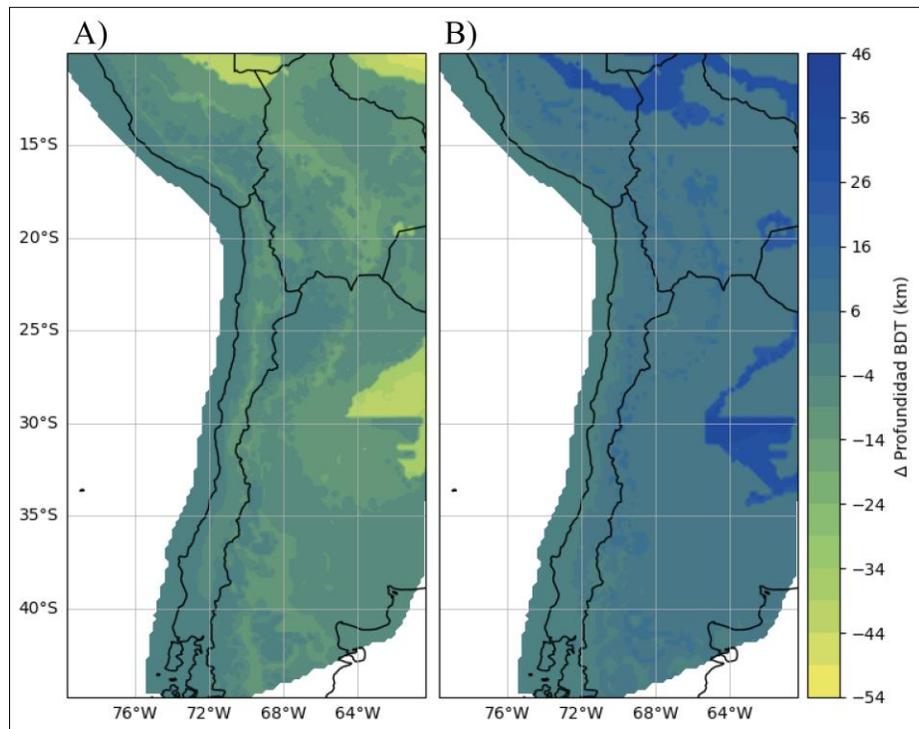


Figura 4.5: Mapas *delta* profundidad BDT al variar la conductividad térmica en TM2. (a) Considerando el extremo mínimo (1.0 W/mK) y (b) el máximo (3.5 W/mK).

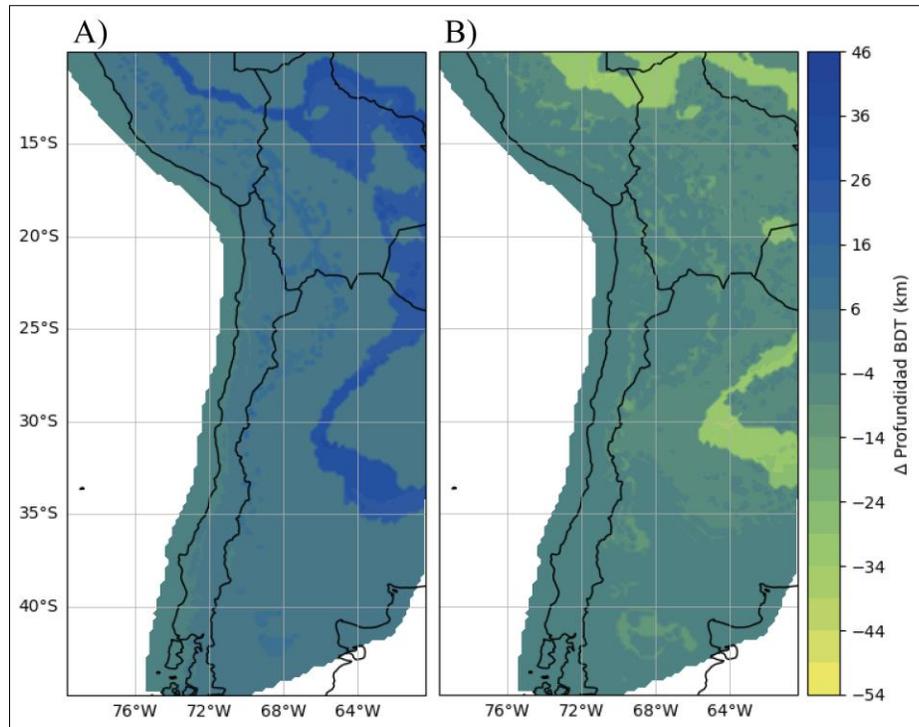


Figura 4.6: Mapas *delta* profundidad BDT al variar la producción de calor radiogénico en TM1. (a) Considerando el extremo mínimo ($0.88 \mu\text{W}/\text{m}^3$) y (b) el máximo ($4.88 \mu\text{W}/\text{m}^3$).

4.2.3.1. Corteza superior

El modelo TM2 considera una producción de calor radiogénico constante para la corteza superior e inferior. Al aumentar H_{uc} la BDT se someriza, principalmente en la zona del altiplano, mientras que la disminución de H_{uc} provoca una profundización, que es poco notoria y significativa, y se observa en la parte más noreste del área (figura 4.7).

4.2.3.2. Corteza inferior

Una disminución de H_{lc} provoca una profundización de la BDT evidenciada principalmente en sectores noreste del área y al este de Argentina, mientras que el aumento, provoca una somerización de la BDT que se visualiza especialmente en los mismos sectores mencionados anteriormente, pero también con notoriedad en el altiplano (figura 4.8).

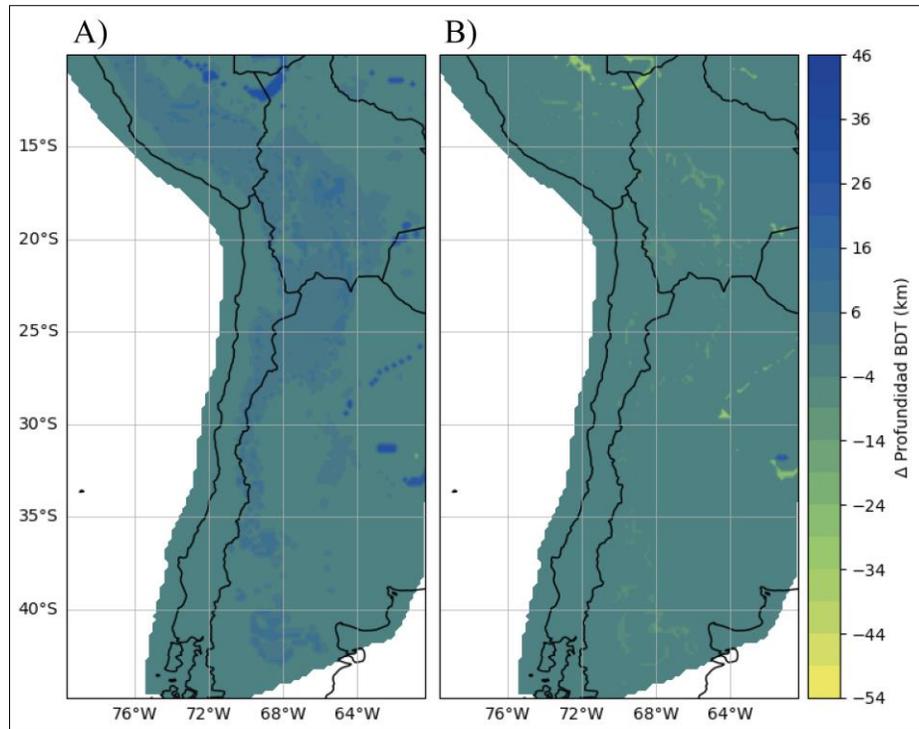


Figura 4.7: Mapas *delta* profundidad BDT al variar la producción de calor radiogénico en la corteza superior en TM2. (a) Considerando el extremo mínimo ($0.6 \mu\text{W}/\text{m}^3$) y (b) el máximo ($2.6 \mu\text{W}/\text{m}^3$).

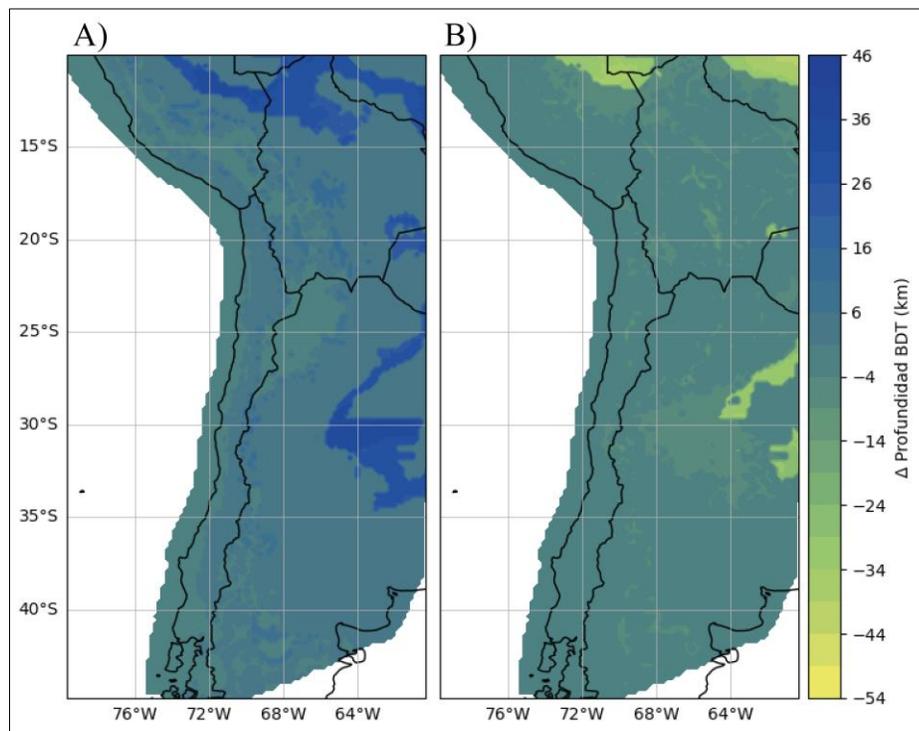


Figura 4.8: Mapas *delta* profundidad BDT al variar la producción de calor radiogénico en la corteza inferior en TM2. (a) Considerando el extremo mínimo ($0.25 \mu\text{W}/\text{m}^3$) y (b) el máximo ($0.75 \mu\text{W}/\text{m}^3$).

4.2.4. Gradiente de resistencia frágil

Las figuras 4.9 y 4.10 muestran las variaciones de la profundidad de la BDT al variar el gradiente de resistencia frágil para TM1 y TM2, respectivamente. Los mapas muestran el mayor impacto que tiene la disminución del gradiente que se evidencia en toda el área. Por otro lado, el aumento de éste, se observa que, en término de área, las zonas caracterizadas por bajas profundidades crecen, lo mismo para las que presentan altas profundidades.

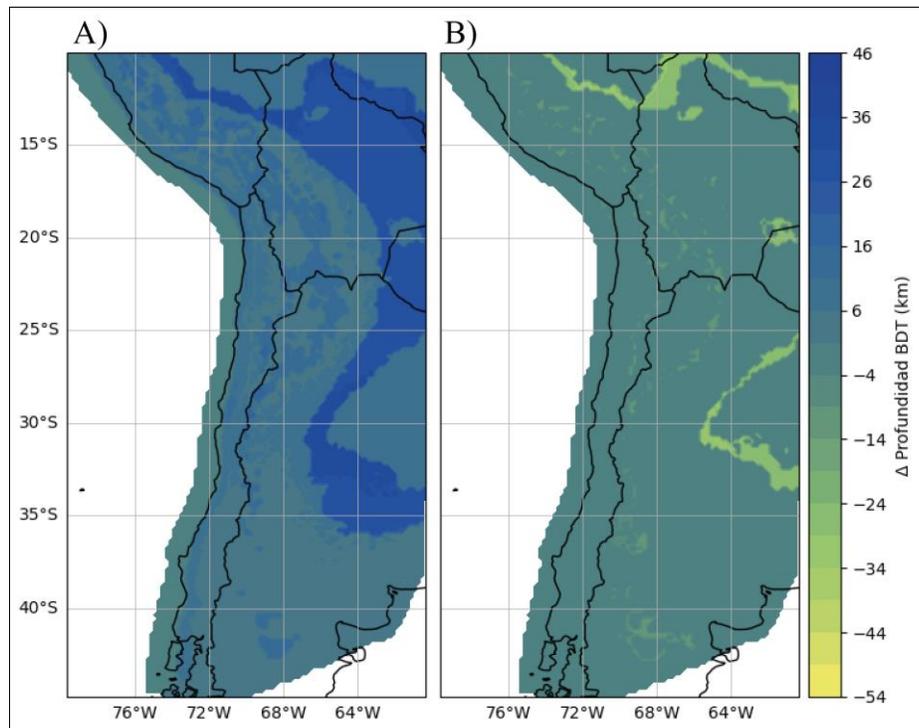


Figura 4.9: Mapas *delta* profundidad BDT al variar el gradiente de resistencia frágil en TM1. (a) Considerando el extremo mínimo (1 MPa/km) y (b) el máximo (9 MPa/km).

4.3. SUPERFICIE DE DESPEGUE

La BDT se ha considerado la superficie que limita la profundidad máxima de la nucleación de las fallas corticales. Sin embargo, hacia zonas del trasarco principalmente la activación de las fallas estaría controlada por niveles de despegues estructurales responsables de acomodar la deformación cortical más somera, que en general se encuentran a niveles más superficiales que la BDT y, por tanto, limitarían los posibles volúmenes sismogénicos propensos a activarse. En la figura 4.11 se muestran unas vistas obtenidas de MOVE© de la superficie de despegue generada. Se observa

como esta superficie es más somera que la BDT con algunas excepciones entre los 22°S y los 27°S (Figura 4.11b y 4.12b).

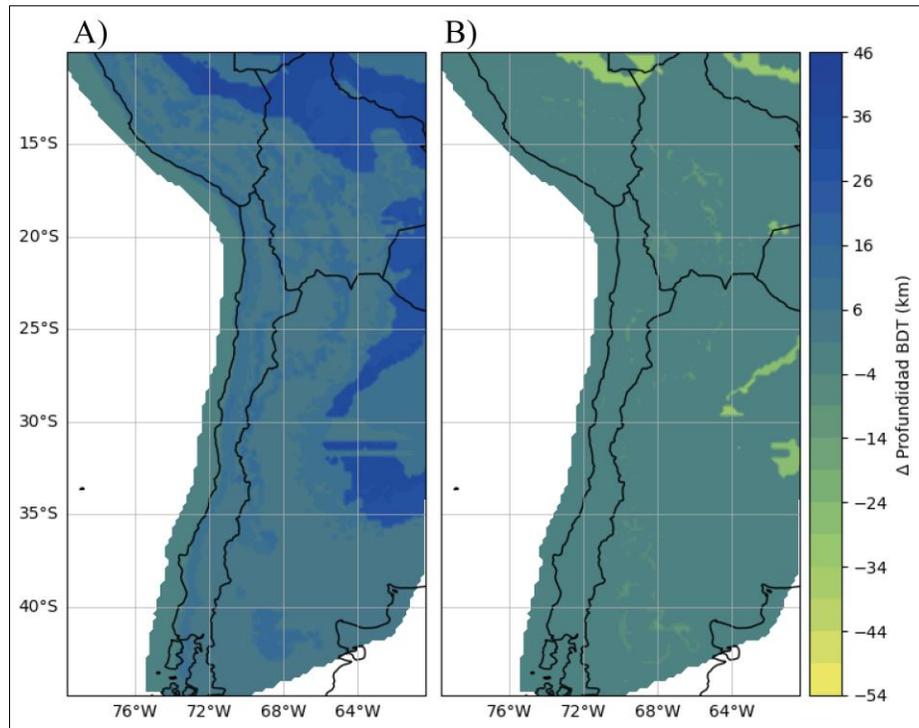
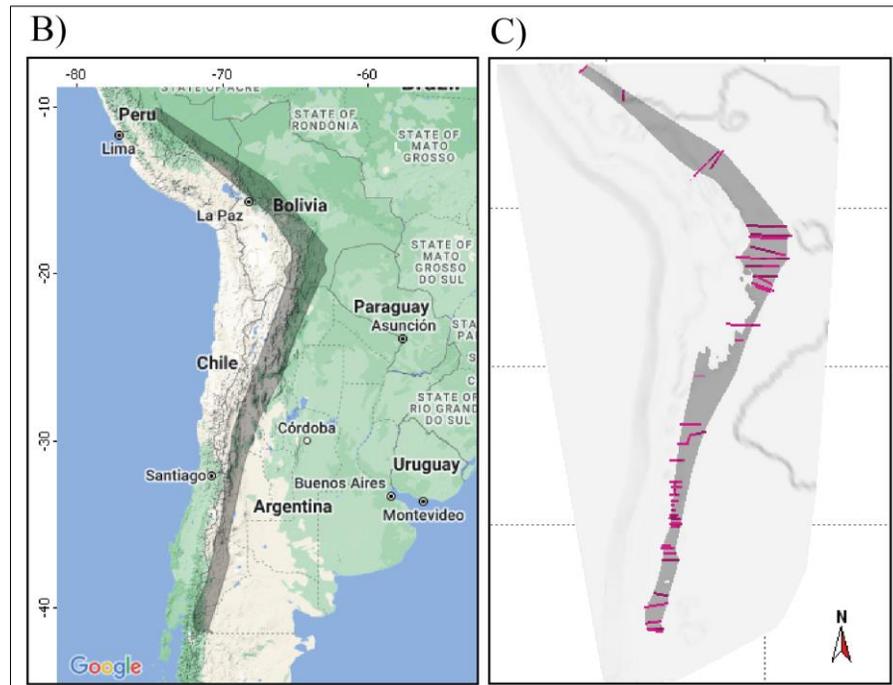


Figura 4.10: Mapas *delta* profundidad BDT al variar el gradiente de resistencia frágil en TM2. (a) Considerando el extremo mínimo (1 MPa/km) y (b) el máximo (9 MPa/km).



Descripción de la figura en la página siguiente.

Figura 4.11: Superficie de despegue. Vistas generadas por MOVE© y Google©. (a) La superficie de despegue se muestra en negro. (b) En gris se tiene la superficie de la BDT obtenida del modelo termo-mecánico, en negro la superficie de despegue generada y las líneas rosadas corresponden a los perfiles utilizados para su construcción.

En la figura 4.12 se muestran tres de los mapas utilizados, específicamente en 4.12b se observa como la superficie de la BDT es más somera que el nivel de despegue identificado en ese perfil a los $\sim 25^\circ\text{S}$. Además, en la figura 4.13 se muestra un mapa de profundidad de la superficie.

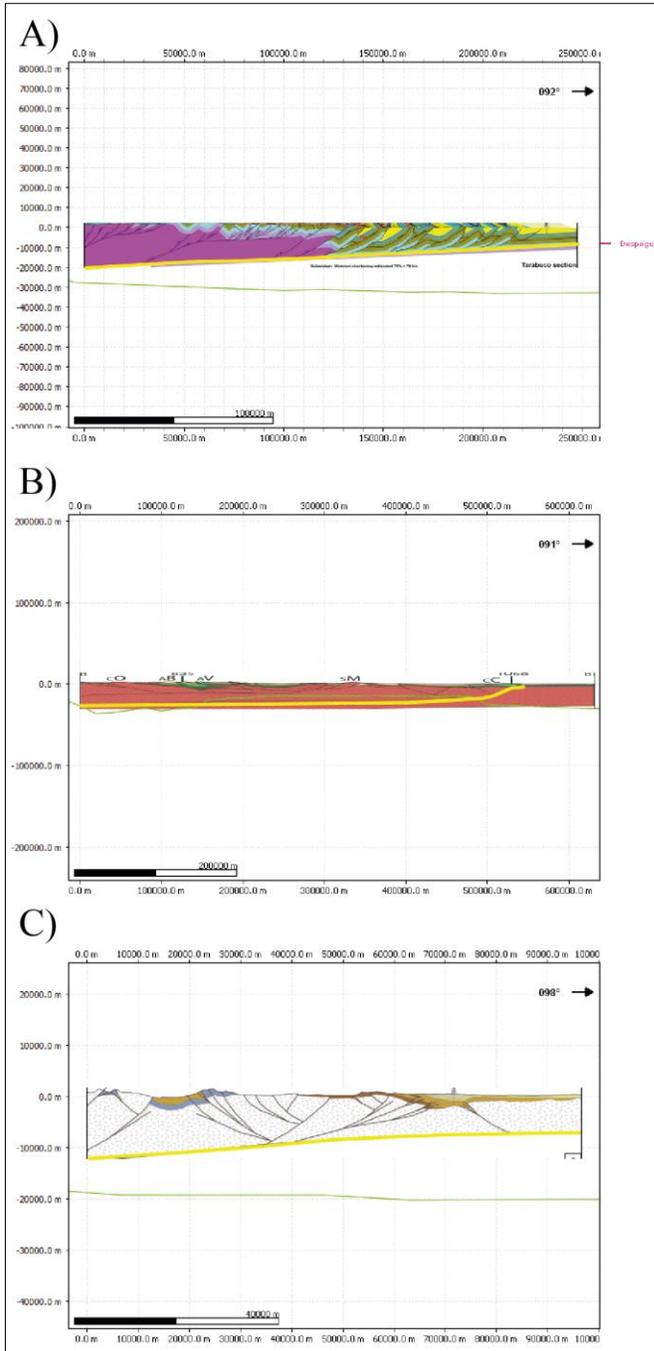


Figura 4.12: Perfiles estructurales. Perfiles utilizados para generar la superficie de despegue en MOVE©. En amarillo la superficie de despegue identificada en el perfil y en verde la BDT obtenida del modelo. (a) Perfil a los $\sim 19^\circ\text{S}$ (Rojas Vera *et al.*, 2019), (b) Perfil a los $\sim 25^\circ\text{S}$ (Summa *et al.*, 2015) y (c) Perfil a los $\sim 42^\circ\text{S}$ (Orts *et al.*, 2012).

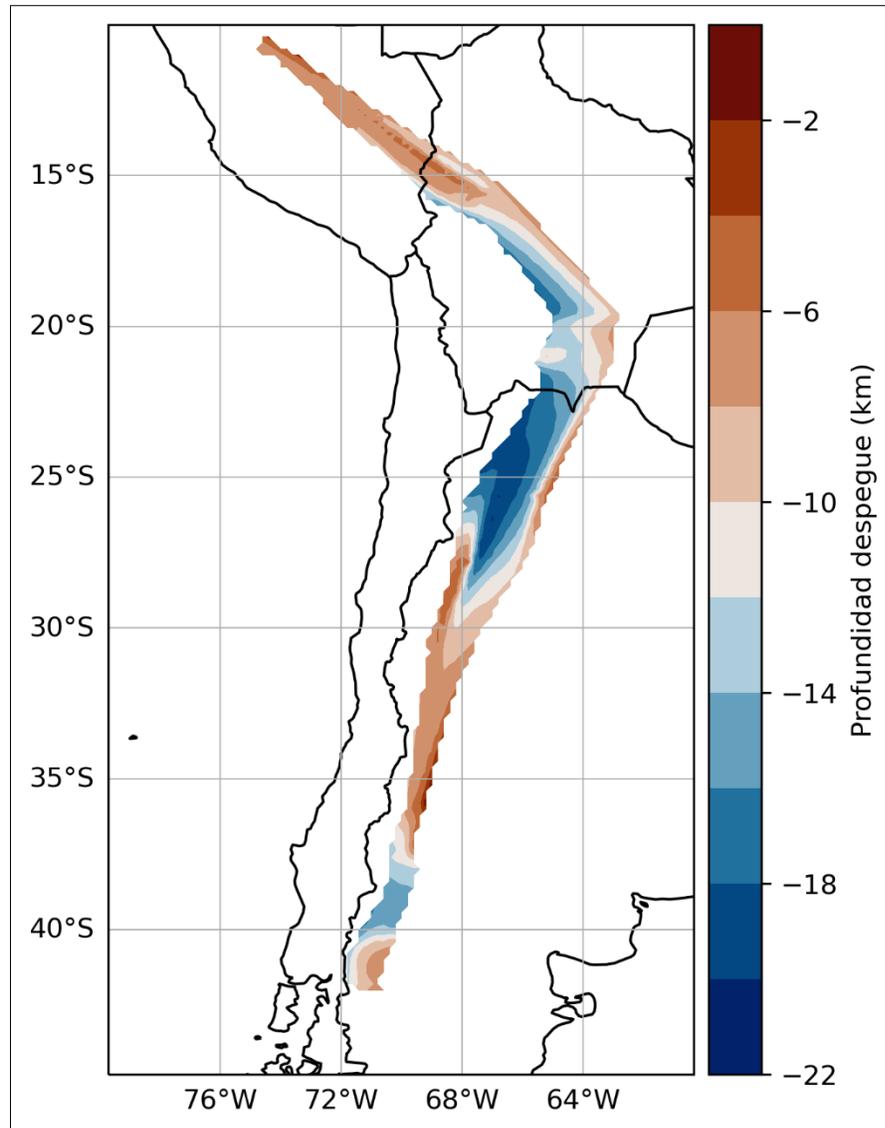


Figura 4.13: Mapa profundidad de despegue. Superficie extraída de MOVE© e importada en el código.

4.4. MAPAS VOLUMEN SISMOGÉNICO

La elaboración de los mapas de volumen y magnitud fueron realizados utilizando como modelo base el TM1, y evaluando toda el área bajo un mismo régimen, es decir, como si en toda el área la deformación cortical estuviera controlada por fallamiento de *strike-slip*, normal o inverso.

El volumen sismogénico fue calculado a partir de la ecuación (8). Para efectos de resultados y poder visualizar los diferentes mapas de volúmenes y magnitudes para los distintos regímenes, se asumieron valores de C y α constantes para cada uno de ellos, *strike-slip* se consideró $C=2$ y $\alpha=80^\circ$,

extensional $C=3$ y $\alpha=55^\circ$ y compresivo $C=4$ y $\alpha=35^\circ$, obteniendo los volúmenes que se observan en la figura 4.14. Volúmenes de hasta $312 \times 10^4 \text{ km}^3$ se obtienen considerando $C=2$ y $\alpha=80^\circ$, en un área focalizada y asociado a profundidades de la BDT extremadamente profundas. En general, los mayores volúmenes se encuentran en la zona noreste del área y en el este de Argentina. Los volúmenes más pequeños se observan en la figura 4.14b, asociados a un régimen extensional.

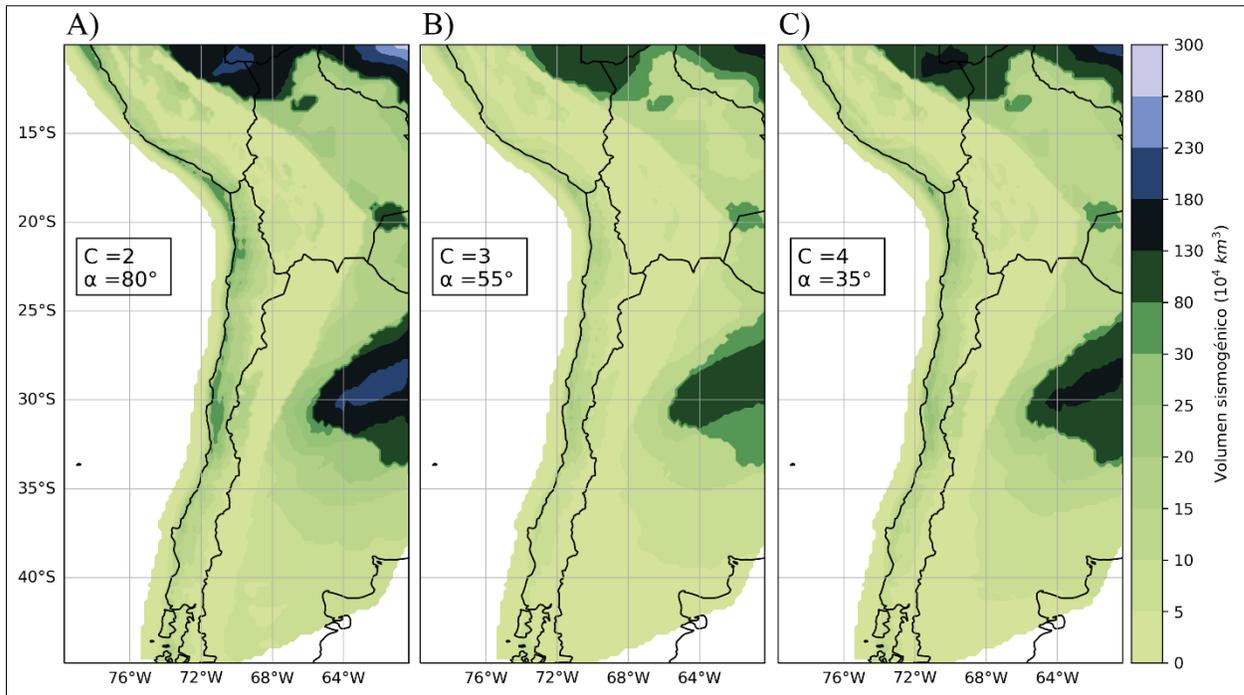


Figura 4.14: Mapas volumen sismogénico máximo. Cada uno de los mapas corresponden a cada régimen y a su vez, asumiendo valores de C y α para cada uno de ellos. (a) Régimen de *strike-slip*, con valores de $C=2$ y $\alpha=80^\circ$, (b) régimen extensional, con $C=3$ y $\alpha=55^\circ$ y (c) régimen compresivo, con $C=4$ y $\alpha=35^\circ$. Estos mapas representan el volumen sismogénico movilizado durante un terremoto por fallas hipotéticas de *strike-slip*, normal o inversas. La barra de volumen es aplicable para los tres mapas.

4.5. MAPAS MAGNITUD MÁXIMA

A partir del volumen sismogénico y la ecuación (9) obtenemos los mapas de magnitud máxima (figura 4.15), para los dominios de *strike-slip*, extensional y compresivo. Las magnitudes máximas se predicen donde la profundidad de la BDT es mayor (figuras 4.15b), principalmente en la zona noreste del área y al este de Argentina, en donde las magnitudes oscilan entre 7.4 y 8.1. En Chile, en la mayoría del territorio y en los tres casos considerados, las magnitudes se encuentran en el rango de 7.0-7.4. Con excepciones, por ejemplo, en la figura 4.15a, en el antearco en el norte como en la zona central alcanzan magnitudes de 7.4, también, en las figuras 4.15b y 4.15c se observa

como en la zona centro-sur disminuye la magnitud al rango 6.6-7.0. Las magnitudes más bajas se encuentran asociadas al despegue identificado, sobre todo, en la zona norte, en el altiplano andino.

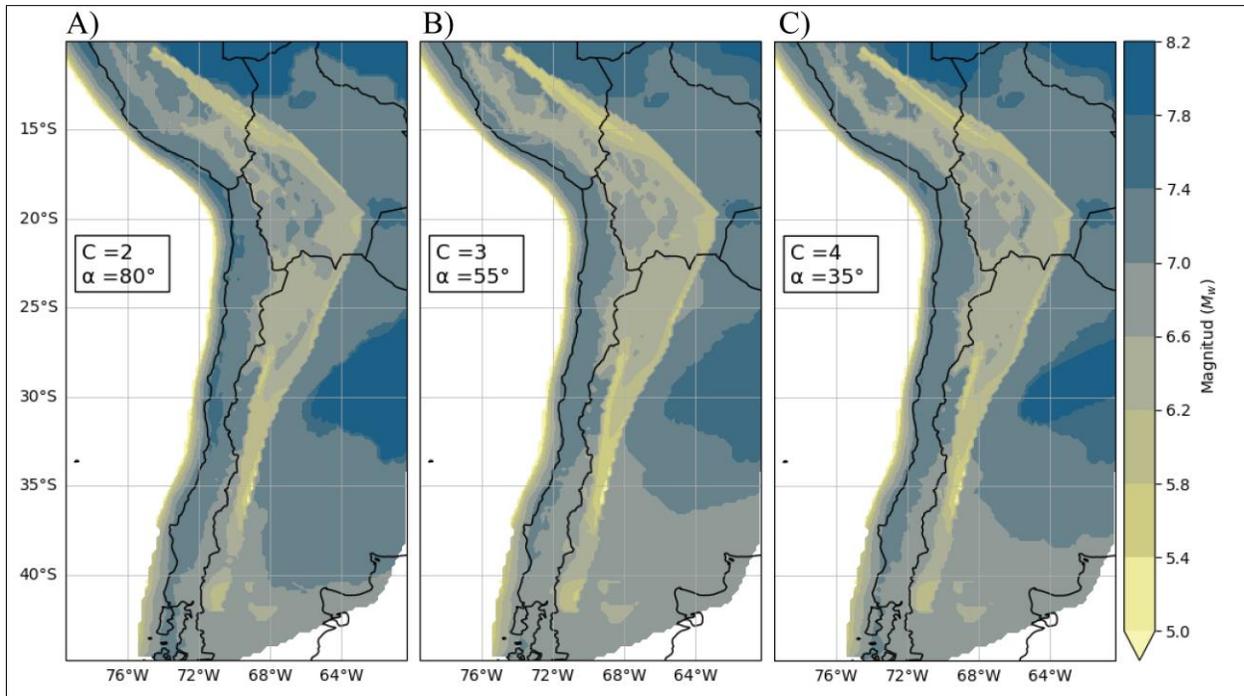


Figura 4.15: Mapas magnitud máxima. Cada uno de los mapas corresponden a cada régimen y a su vez, asumiendo valores de C y α para cada uno de ellos. (a) Régimen de *strike-slip*, con valores de $C=2$ y $\alpha=80^\circ$, (b) régimen extensional, con $C=3$ y $\alpha=55^\circ$ y (c) régimen compresivo, con $C=4$ y $\alpha=35^\circ$. Estos mapas representan la magnitud máxima alcanzada durante un terremoto por fallas hipotéticas de *strike-slip*, normal o inversas. La barra de magnitud es aplicable para los tres mapas.

5. DISCUSIÓN

5.1. SENSIBILIDAD MODELO TERMO-MECÁNICO

El análisis de sensibilidad nos entrega información con respecto a cómo afectan la variación de ciertos parámetros de entrada del modelo al resultado final, en este caso la profundidad de la BDT. Los parámetros termales evaluados fueron la temperatura potencial del manto, la conductividad térmica, la producción de calor radiogénico y el parámetro mecánico, el gradiente de resistencia frágil.

Los resultados muestran que no existe una simetría en la distribución de las profundidades en torno al modelo estándar, ni tampoco una homogeneidad de la variación espacialmente dentro del área (figuras 5.1 y 5.2). En los perfiles se aprecia mejor cómo responde la profundidad de la BDT a la variación de los diferentes parámetros, a distintas latitudes dentro del área, para cada uno de los modelos. Un análisis general, que resalta a primera vista y sin entrar en la diferenciación de los parámetros, es la distribución que hay en el sector del antearco y arco, versus la que hay en el trasarco. En el primer sector mencionado las variaciones con respecto al modelo estándar son menores y más continuas. También se aprecia cómo disminuye la profundidad en los sectores donde la corteza se engruesa. Con respecto al sector del trasarco, las diferencias que presentan ciertos extremos de parámetros son más notorias, existen diferencias bastante extremas con respecto al modelo estándar. Ahora, esto último, latitudinalmente hablando, se observa en los perfiles del norte y centro del área (figuras 5.1a-b y 5.2a-b), mientras que en el perfil austral esto no se observa, y lo que se tiene es más bien una variación constante de los parámetros a lo largo de todo el perfil, con una excepción despreciable, cuando k es igual a 1.0 W/mK , en un punto específico del perfil.

La cantidad variada en cada uno de los parámetros en torno al valor central (estándar) no supone el mismo porcentaje de variación evaluado para todos. La temperatura potencial del manto en torno a su valor central (1350°C) se evaluó una variación del 18%, para la conductividad térmica (2.25 W/mK) un 56%, producción de calor radiogénico ($2.88 \mu\text{W/m}^3$) un 69%, en la corteza superior ($1.6 \mu\text{W/m}^3$) un 62%, en la corteza inferior ($0.5 \mu\text{W/m}^3$) un 50% y el gradiente de resistencia frágil (5 MPa/km) un 80%.

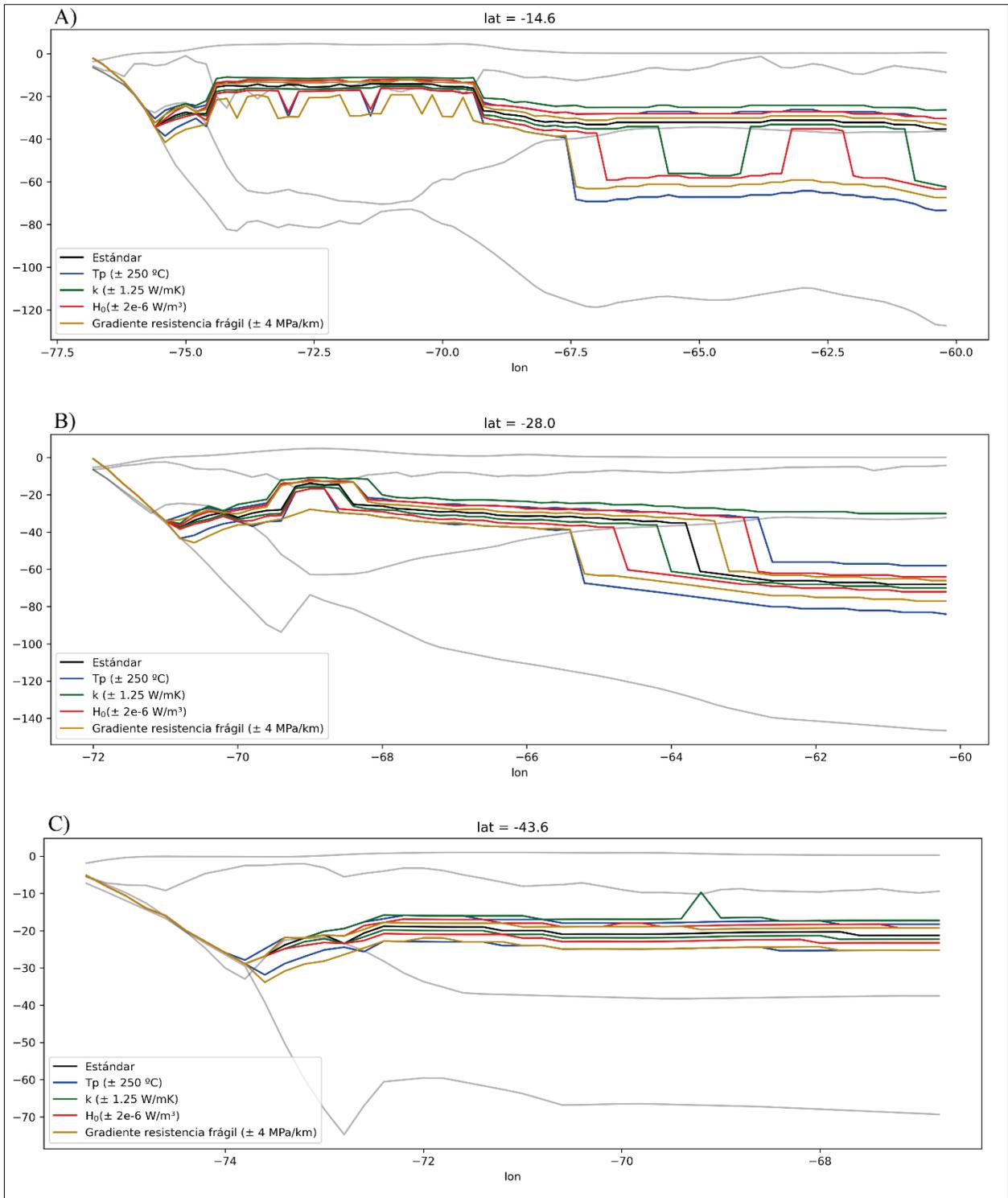


Figura 5.1: Perfiles latitudinales y variación de parámetros para TM1. Sensibilidad de la profundidad de la BDT al rango de variación de la temperatura potencial del manto (T_p , en azul), conductividad térmica (k , en verde), la producción de calor radiogénico (H_0 , en rojo) y el gradiente de resistencia frágil (en café) con respecto al modelo estándar (en negro) del TM1. Las líneas grises muestran la geometría del slab, LAB, moho, icd y topografía/batimetría del modelo de entrada de Tassara y Echaurren (2012). Transectas a los (a) 14.6°S, (b) 28°S y (c) 43.6°S.

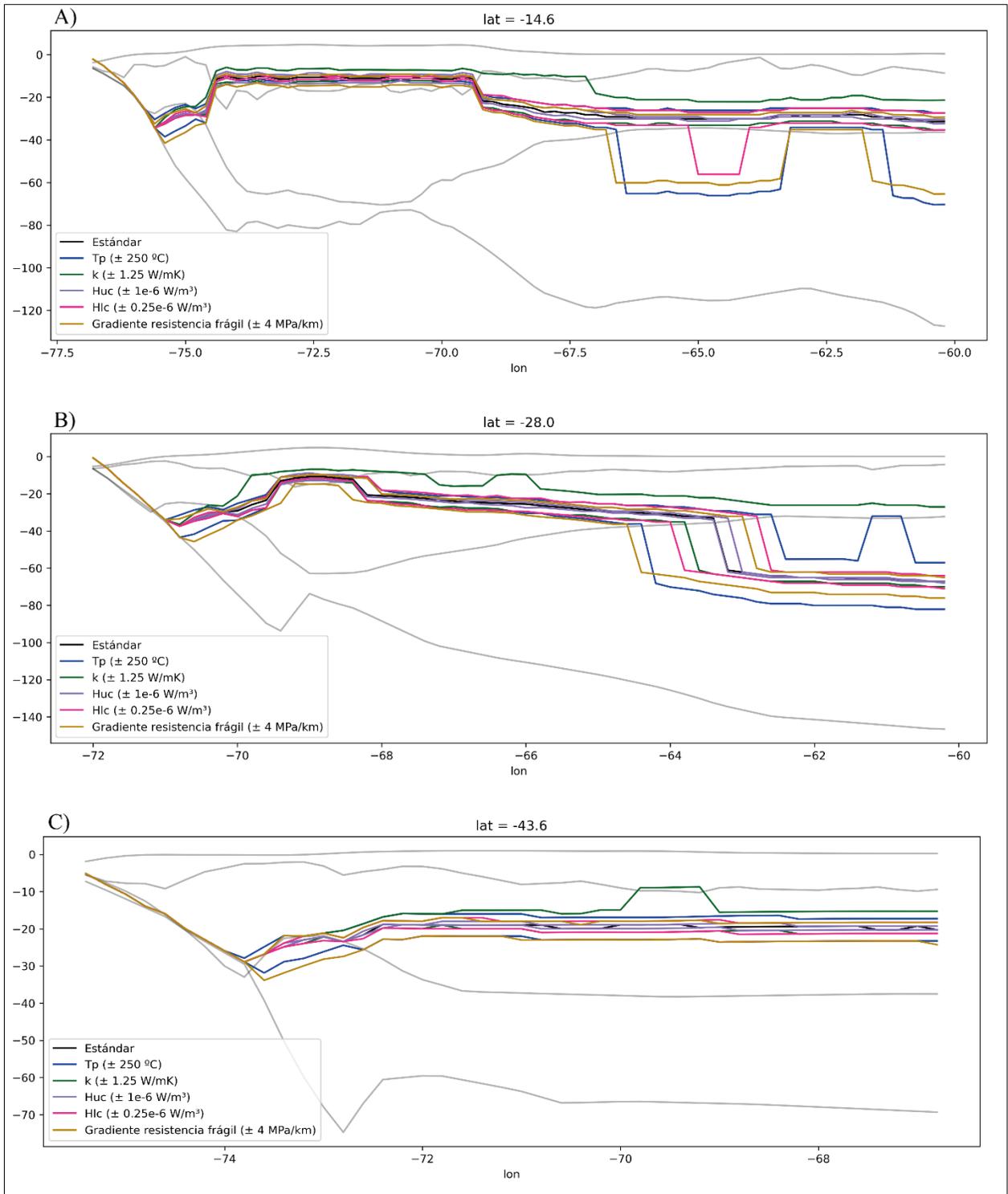


Figura 5.2: Perfiles latitudinales y variación de parámetros para TM2. Sensibilidad de la profundidad de la BDT al rango de variación de la temperatura potencial del manto (T_p , en azul), conductividad térmica (k , en verde), producción de calor radiogénico de la corteza superior (Huc, en morado), inferior (Hlc, en rosado) y el gradiente de resistencia frágil (en café) con respecto al modelo estándar (en negro) del TM2. Transectas a los (a) 14.6°S, (b) 28°S y (c) 43.6°S.

Los gráficos de las figuras 5.3 y 5.4 nos permiten evaluar el comportamiento de las profundidades frente al modelo estándar independiente de la ubicación en el mapa de esa profundidad, enfocándose netamente en los valores alcanzados.

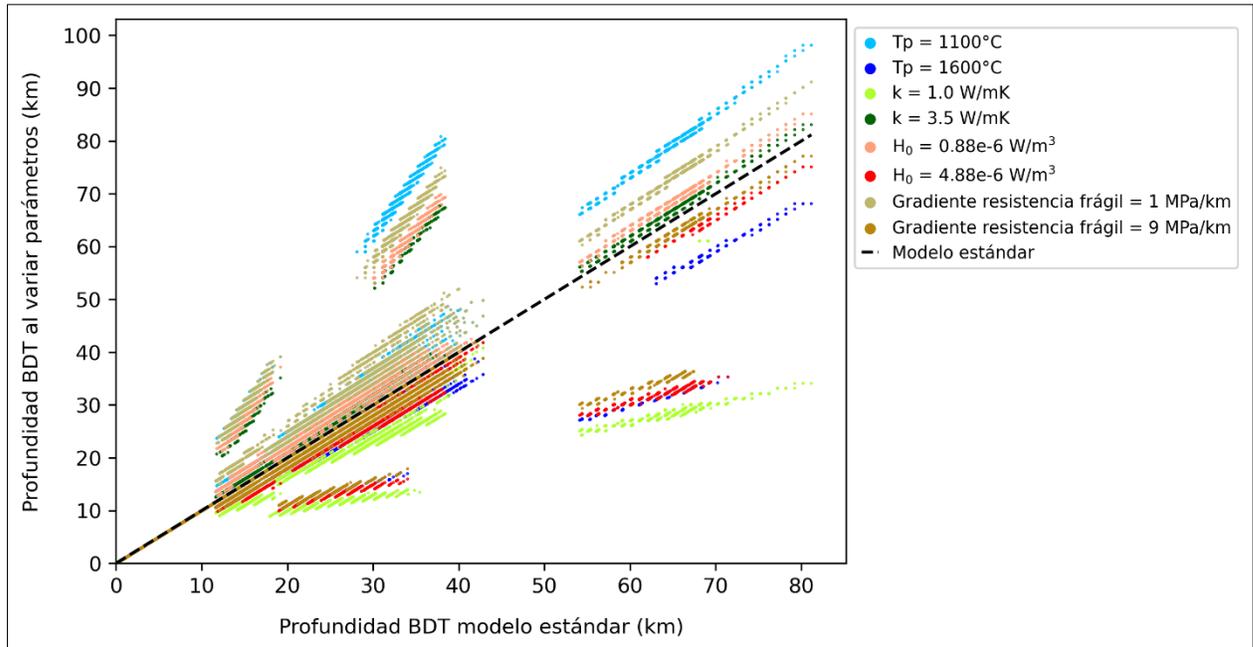
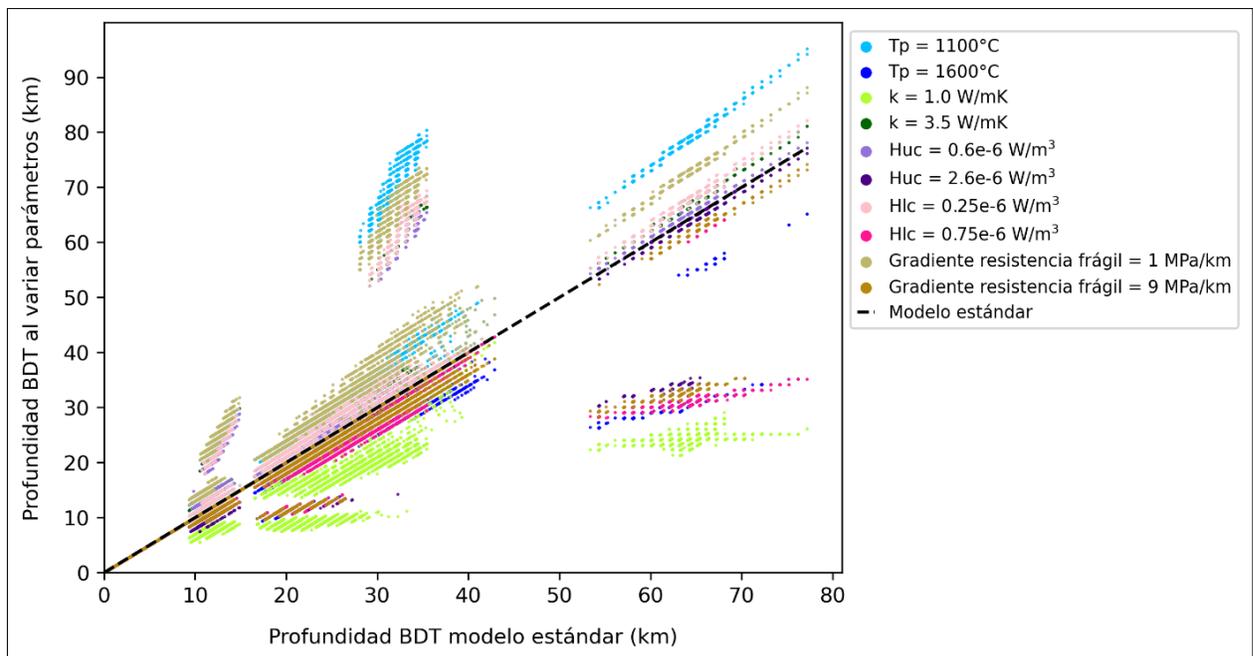


Figura 5.3: Variación de profundidad de BDT al variar parámetros en TM1. Gráfico que relaciona las profundidades alcanzadas al considerar la variación de los diferentes parámetros y el modelo estándar (TM1). T_p (celeste y azul, extremos mínimo y máximo, respectivamente), k (verde claro y verde oscuro), H_0 (salmón y rojo) y el gradiente de resistencia frágil (café claro y café oscuro).



Descripción de la figura en la página siguiente.

Figura 5.4: Variación de profundidad de BDT al variar parámetros en TM2. Gráfico que relaciona las profundidades alcanzadas al considerar la variación de los diferentes parámetros y el modelo estándar (TM2). T_p (celeste y azul, extremos mínimo y máximo, respectivamente), k (verde claro y verde oscuro), H_{uc} (morado claro y morado oscuro), H_{lc} (rosado claro y rosado oscuro) y el gradiente de resistencia frágil (café claro y café oscuro).

En cuanto a la temperatura potencial del manto, el comportamiento de la profundidad en ambos modelos es similar, la distribución en torno al estándar es un tanto simétrica, pero heterogénea, a medida que aumenta la profundidad también aumenta la diferencia con respecto al estándar, tanto positiva como negativa, existiendo zonas en donde esta diferencia se extrema (líneas que se escapan de la tendencia en los gráficos). En el caso de la conductividad térmica, la variación no es simétrica. A bajas profundidades la simetría es mayor, perdiéndola a valores más altos, al considerar un valor de k máximo, a altas profundidades, se comporta linealmente frente al estándar, en cambio, frente a un valor mínimo de k , las profundidades disminuyen considerablemente frente al estándar, en ambos modelos. La producción de calor radiogénico (TM1) se comporta de forma simétrica y constante a medida que aumenta la profundidad, también evidenciando valores alejados extremadamente del estándar, tanto negativa como positivamente. Lo mismo ocurre con la producción de calor radiogénico en la corteza superior, donde si bien existen valores que se alejan considerablemente del estándar, en términos generales la variación no es tan significativa. Ahora, en la corteza inferior tampoco existe simetría. En los valores más altos, la disminución de H_{lc} provoca un aumento de la BDT que es lineal frente al estándar, no así, el aumento del parámetro, en donde los valores son esencialmente mucho menores al estándar. En cuanto al gradiente de resistencia frágil, la distribución de las profundidades refleja una asimetría con respecto al estándar en ambos modelos, en donde, sin considerar aquellos valores que se alejan extremadamente, tanto positiva como negativamente, el aumento del gradiente provoca una disminución de la BDT mínima y que es lineal a lo largo del rango de profundidades, mientras que, una disminución del gradiente induce valores mayores de BDT y que en el rango de profundidades más altas, esta diferencia con el estándar es aún mayor.

Ahora bien, evaluando el TM1 y el comportamiento de los parámetros termales, podemos decir que, un cambio en la temperatura potencial del manto provoca el mayor efecto sobre la profundidad de la BDT, sobre todo ingresar una temperatura menor, lo que en promedio genera una profundización de la BDT en 12 km. En cuanto a la conductividad térmica el efecto disminuye un poco, y la mayor variación se produce al considerar un valor menor al estándar, ubicándose la BDT

en promedio 9 km más somera. Con respecto al TM2, tanto el comportamiento de la temperatura potencial del manto como de la conductividad térmica es similar al TM1.

La diferencia entre ambos modelos es que el primero considera una producción de calor radiogénico que decae en profundidad a una cierta tasa, mientras que el segundo considera producciones de calor constantes para la corteza superior e inferior. Si bien, en su conjunto son el parámetro que menor influencia tiene dentro del modelo, es importante destacarlo porque existen diferencias entre un modelo y otro. También hay que destacar que son los únicos que en promedio presentan una simetría en torno al valor estándar. En el TM1, el rango de variación en promedio desplaza la BDT ± 6 km, mientras que considerar una producción de calor tanto para la corteza superior como inferior, el rango de variación genera diferencias de ± 1 km y ± 4 km, respectivamente.

En cuanto al gradiente de resistencia frágil, ambos modelos evidencian que una disminución en el valor ingresado genera un cambio más importante en la profundidad de la BDT, ubicándose en promedio 10 km más abajo, no así al considerar 9 MPa/km en donde la variación es mínima.

5.2. SENSIBILIDAD VOLUMEN SISMOGÉNICO Y MAGNITUD MÁXIMA

La metodología y modelo presentados en este trabajo se basan en el concepto del volumen sismogénico y es independiente del tiempo, es decir, las magnitudes se calculan utilizando parámetros físicos independiente de los catálogos sísmicos que puedan existir. El concepto principal es que durante el período intersísmico el volumen sismogénico acumula energía sísmica, la cual es liberada en la etapa cosísmica (Petricca *et al.*, 2019; Petricca *et al.*, 2022). Luego de calculado el potencial volumen involucrado en el fallamiento, a partir de relaciones empíricas, es posible asociar magnitudes sísmicas (Bath y Duda, 1964; Petricca *et al.*, 2019).

En los mapas de BDT y, por consiguiente, en los del volumen y magnitud (figuras 4.1, 4.14 y 4.15) se observan dos zonas que se encuentran limitadas por el nivel de despegue en su límite oriental, que marca profundidades más bajas. La zona del área al oeste de este límite, y la que más nos interesa estudiar, se encuentra caracterizada principalmente por la influencia de la subducción y la dinámica asociada al orógeno andino. Mientras que, las zonas en donde se observan las

profundidades bastante elevadas se encuentran al interior del continente, donde estos procesos van perdiendo relevancia y, por tanto, la temperatura del sistema va disminuyendo y con ello aumentando las profundidades de la BDT.

5.2.1. Volumen sismogénico

En la figura 5.5 se exponen distintos gráficos que muestran la variación del volumen sismogénico con la variación de los parámetros C y α . Para el caso del dominio de *strike-slip* las mayores variaciones se introducen en la elección del ángulo de manteo, sobre todo al elegir un alto valor como 89° , en donde los volúmenes se escapan notoriamente. A diferencia, del dominio extensional donde α pierde un poco la influencia. Es importante mencionar y visualizar las variaciones que existen en el volumen sismogénico con la elección de los parámetros C y α , sin embargo, en el resultado final, es decir, la magnitud y que se discute en el apartado siguiente, se observa que estas notorias diferencias se atenúan como efecto directo de la ecuación de magnitud que considera el logaritmo del volumen.

5.2.2. Magnitud máxima

Los resultados muestran que las máximas magnitudes posibles aumentan con el incremento del parámetro C en los tres dominios, mientras que un incremento en el ángulo de manteo provoca un aumento en las magnitudes en los dominios extensional y de *strike-slip*, inversamente, las magnitudes aumentan al disminuir el ángulo de manteo en el dominio compresional (figura 5.6).

Las máximas magnitudes, alrededor de 8.9, se obtienen considerando el caso límite superior en un dominio de *strike-slip* con $C=3$ y $\alpha=89^\circ$ (figura 5.6c). En cuanto a la variación de los ángulos de manteo considerados, los gráficos del dominio de *strike-slip* (figuras 5.6a, 5.6b y 5.6c) muestran que la mayor variación de magnitudes se da al pasar de 80° a 89° con un aumento de +0.67, y la variación total del rango, es decir, 60° a 89° el aumento es de +0.95. A diferencia del dominio extensional, en donde el aumento de la magnitud es tan solo de +0.13 (figuras 5.6d, 5.6e y 5.6f). En el caso del dominio compresivo el aumento de la magnitud es de +0.32 al disminuir el ángulo de 45° a 10° (figuras 5.6g, 5.6h, 5.6i). En cualquiera de los casos, al aumentar la relación C , aumenta la magnitud. Más específicamente, en el caso del dominio de *strike-slip*, al pasar de 1 a 3 la magnitud aumenta en +0.32, en extensional y compresivo, al pasar de 2 a 4, aumenta en +0.20.

Las mayores variaciones se encuentran en el dominio de *strike-slip* en la elección del ángulo de manteo. En general, las variaciones que pueda tener C, con α fijo, son menores, en cualquier dominio considerado.

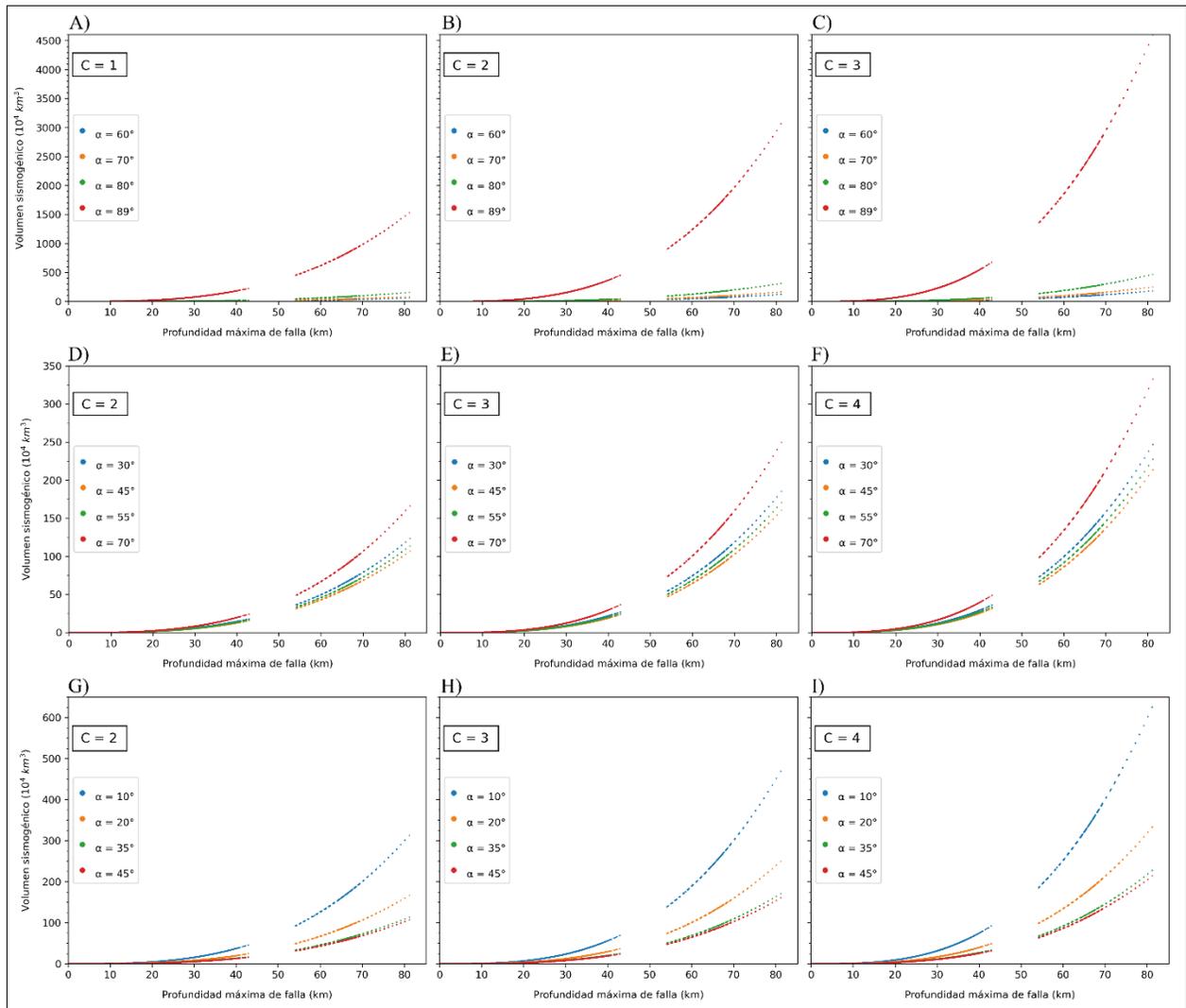


Figura 5.5: Gráficos de profundidad máxima de falla vs volumen sísmogénico. El volumen calculado depende de la elección de los parámetros iniciales. (a), (b) y (c) volúmenes considerando un dominio de *strike-slip*, aumentando el valor de C, igual a 1, 2 y 3, respectivamente, para el rango de ángulos de manteo 60°-89°. (d), (e) y (f) volúmenes considerando un dominio extensional, aumentando el valor de C, igual a 2, 3 y 4, respectivamente, para el rango de ángulos de manteo 30°-70°. (g), (h) e (i) volúmenes considerando un dominio compresivo, aumentando el valor de C, igual a 2, 3 y 4, respectivamente, para el rango de ángulos de manteo 10°-45°.

Considerando todas las variaciones posibles (consideradas en figura 5.6), es decir, tanto las del ángulo de manteo como del parámetro C, es posible obtener un valor promedio para la magnitud,

frente al cual en el dominio de strike-slip las magnitudes para todos los casos varía en ± 1.24 , para extensional un ± 0.31 y compresivo un ± 0.47 , todos estos valores entorno al promedio.

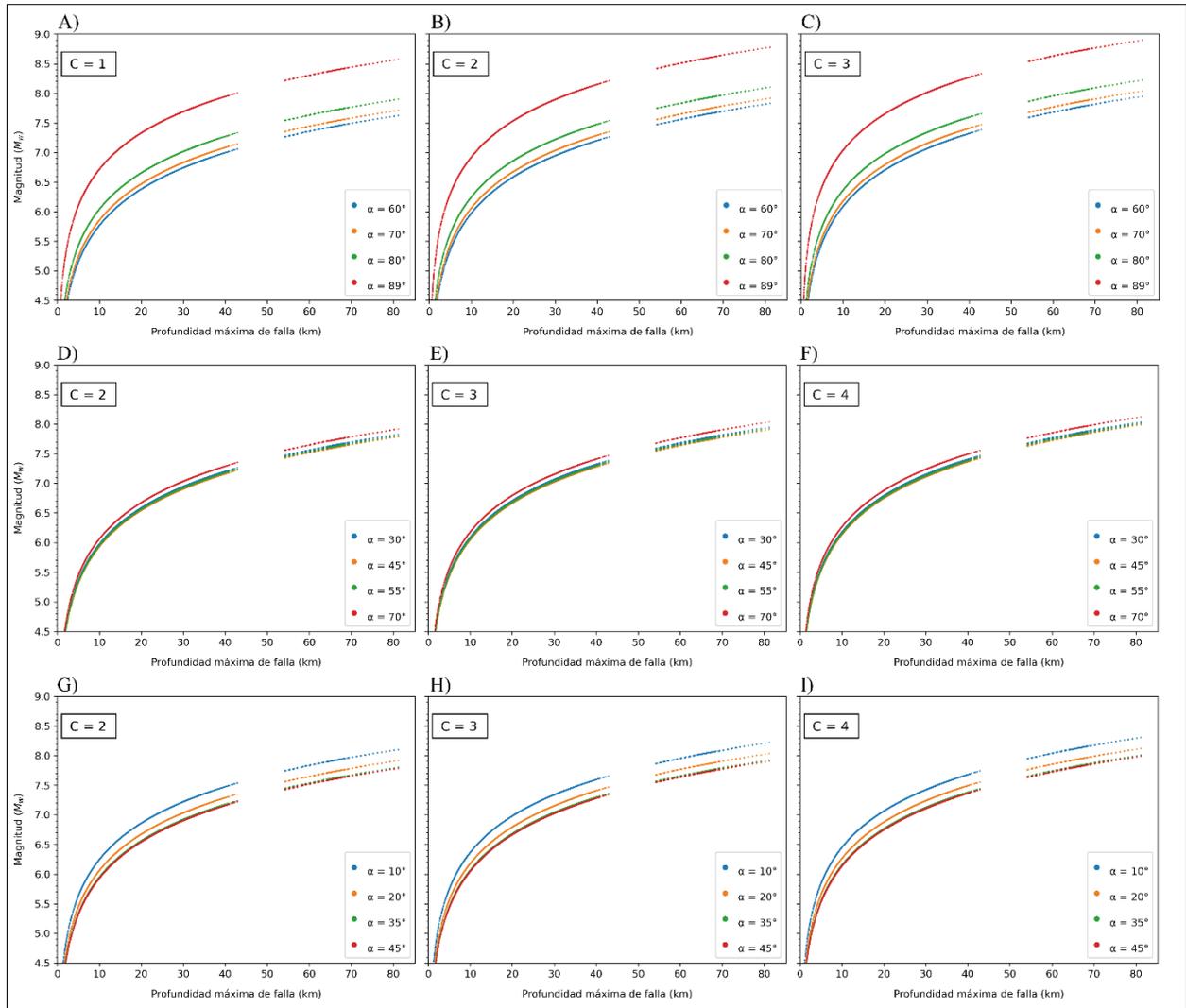


Figura 5.6: Gráficos de profundidad máxima de falla vs magnitud. La magnitud calculada depende de la elección de los parámetros iniciales. (a), (b) y (c) magnitudes considerando un dominio de *strike-slip*, aumentando el valor de C, igual a 1, 2 y 3, respectivamente, para el rango de ángulos de manteo 60° - 89° . (d), (e) y (f) magnitudes considerando un dominio extensional, aumentando el valor de C, igual a 2, 3 y 4, respectivamente, para el rango de ángulos de manteo 30° - 70° . (g), (h) e (i) magnitudes considerando un dominio compresivo, aumentando el valor de C, igual a 2, 3 y 4, respectivamente, para el rango de ángulos de manteo 10° - 45° .

Las magnitudes predichas son sensibles a la elección de los parámetros iniciales de las fallas, como el ángulo de manteo y su geometría (razón C). Por esto mismo, en la figura 5.6 se muestra la variación en las magnitudes dependiendo de los parámetros de entrada, los cuales se pueden ajustar

dependiendo de la zona en la que se trabaja y si se tiene una mayor claridad de sus espectros de variación, de forma de poder delimitar de mejor manera los valores de la magnitud.

Cada uno de los parámetros de entrada que se utilizaron, tanto los del modelo termo-mecánico como los que ingresan en las ecuaciones de volumen y magnitud, son la base del trabajo y es donde se pueden encontrar las ventajas y desventajas de la metodología aquí empleada. Pueden incluir consigo incertidumbres, pero a la vez permiten poder cambiarlos dependiendo de las condiciones más específicas que pueda presentar un área determinada y así evaluar las magnitudes máximas que podrían estar asociadas, que sumado a la integración de diferentes técnicas, metodologías y estudios permitan caracterizar de mejor forma la peligrosidad sísmica.

5.3. ANÁLISIS DE INCERTIDUMBRES

Las incertidumbres introducidas en los resultados finales pueden provenir de la estimación de la BDT (*input* de parámetros termales y mecánicos al modelo), la creación de la superficie de despegue (contar con mayor cantidad de perfiles que permitan limitar de mejor forma esta superficie, tanto en latitud como en longitud) y/o de la relación empírica que relaciona el volumen con la magnitud de Bath y Duda (1964).

En este caso, vamos a revisar las incertidumbres asociadas a la profundidad de la BDT a partir de la variabilidad de todos los parámetros considerados, que también nos permite asociar una incertidumbre a la superficie de despegue, y cómo éstas influyen en el resultado final.

5.3.1. Profundidad BDT

En la figura 5.7 se observa un mapa con las incertidumbres de la BDT que derivan de la variación de los parámetros, también incluye la variación porcentual del 20%, en los casos donde la superficie más somera corresponde al despegue.

Resaltan los altos valores de incertidumbre principalmente al este del mapa, limitados por la superficie de despegue caracterizada, en donde, al oeste las incertidumbres no superan los 10 km en sectores puntuales principalmente en el norte, y en general, las incertidumbres se encuentran del orden de 2 a 6 km.

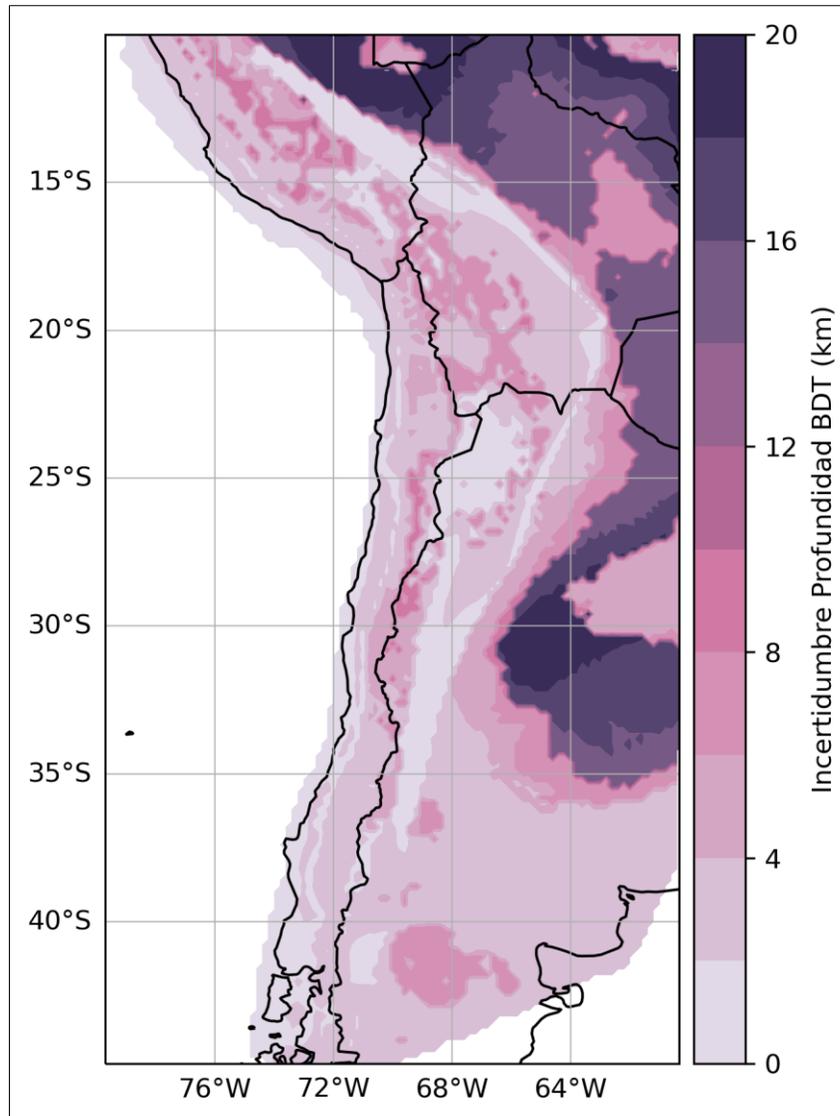


Figura 5.7: Mapa incertidumbre de profundidad BDT. El mapa también incluye la incertidumbre de la superficie de despegue.

5.3.2. Volumen sismogénico

Las incertidumbres en el volumen sismogénico (figura 5.8) marcan la misma tendencia anterior, en donde los sectores orientales son los que concentran las mayores incertidumbres, principalmente en los sectores en donde la profundidad de la BDT alcanza sus mayores valores. Debido a la gradación escogida para la barra de incertidumbre el sector occidental se ve uniformemente coloreado, en donde las incertidumbres están bajo los $15 \times 10^4 \text{ km}^3$. Todo lo anterior, para los tres casos considerados, resaltando el dominio de *strike-slip* con las mayores incertidumbres identificadas.

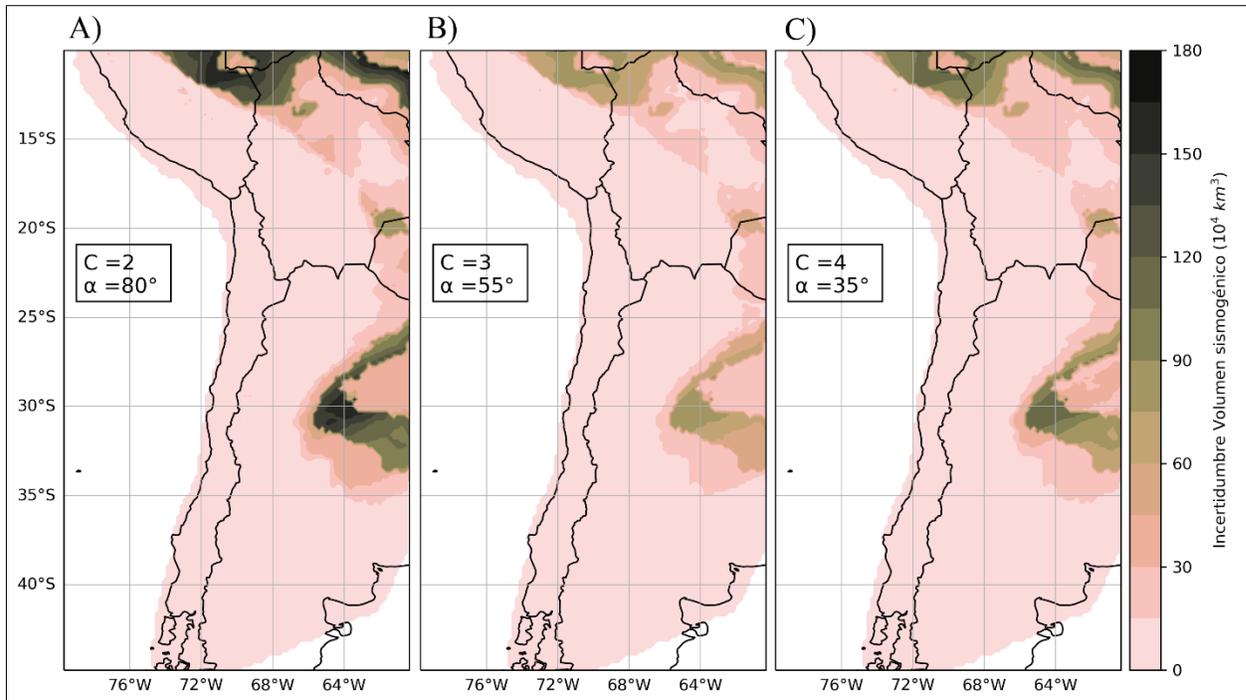


Figura 5.8: Mapas incertidumbre de volumen sísmogénico. Cada uno de los mapas corresponde a cada régimen y a su vez, asumiendo valores de C y α para cada uno de ellos. (a) Régimen de *strike-slip*, con valores de $C=2$ y $\alpha=80^\circ$, (b) régimen extensional, con $C=3$ y $\alpha=55^\circ$ y (c) régimen compresivo, con $C=4$ y $\alpha=35^\circ$. La barra de incertidumbre es aplicable para los tres mapas.

5.3.3. Magnitud máxima

Para el caso de la magnitud, como se observa en la figura 5.9, la distribución de las incertidumbres es la misma, al oeste y este del área. Lo que más destaca de estos mapas es que lucen exactamente iguales, pero no lo son, esto porque sus diferencias se encuentran en el orden de 10^{-16} , lo que lo hace imposible de diferenciar en la escala escogida. Nos queda que, independiente de los valores escogidos de C y α , la incertidumbre se mantiene, y ésta viene acarreada desde la profundidad de la BDT en donde está marcada principalmente por estas zonas en donde existen valores extremadamente altos que inducen una variabilidad mayor en la profundidad. Además, en el caso del volumen y la magnitud, y según las ecuaciones (12) y (13), además de la incertidumbre de la variable que entra en la ecuación también se considera su valor mismo, es decir, para la obtención de la incertidumbre del volumen, se considera la incertidumbre de la BDT pero también el valor de la BDT, entonces como vimos en las figuras 4.1 y 5.7, tanto la profundidad misma de la BDT como su incertidumbre presentan altos valores en el sector occidental del área, lo que incrementa y refuerza esta incertidumbre en el volumen y éste hace lo mismo con la magnitud. Así, vemos que las incertidumbres finalmente reflejadas en la magnitud son producto de los valores iniciales de la

profundidad de la BDT (y despegue) y su incertidumbre, mientras que los parámetros escogidos de C y α no influyen en ningún caso.

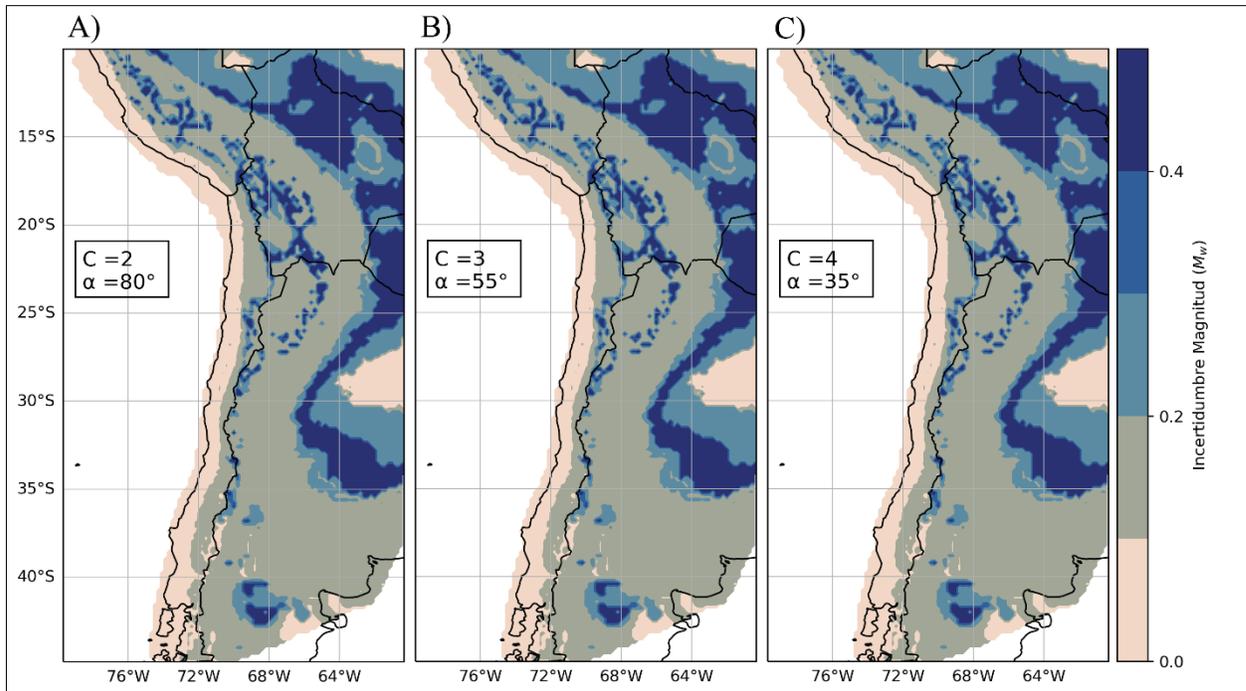


Figura 5.9: Mapas incertidumbre de magnitud máxima. Cada uno de los mapas corresponde a cada régimen y a su vez, asumiendo valores de C y α para cada uno de ellos. (a) Régimen de *strike-slip*, con valores de $C=2$ y $\alpha=80^\circ$, (b) régimen extensional, con $C=3$ y $\alpha=55^\circ$ y (c) régimen compresivo, con $C=4$ y $\alpha=35^\circ$. La barra de incertidumbre es aplicable para los tres mapas.

En el sector occidental limitado por la superficie de despegue, el área de interés principal de este trabajo, las incertidumbres en la magnitud se encuentran principalmente en el rango de 0.1-0.2, con manchas azuladas que representan incertidumbres de hasta 0.6 las más oscuras. Por ende, el nivel de certeza con el que podamos estimar la magnitud depende de la zona que consideremos.

5.4. TERREMOTOS CORTICALES

La figura 5.10 muestra distintos mapas con diferentes valores de C y α , además de diferentes terremotos corticales que han ocurrido en el área. Para un dominio transcurrente (figura 5.10a) se escogieron valores de $C=2$ y $\alpha=69$ en base los terremotos de San Juan 1952, Las Melosas 1958, Aiquile 1998, Aroma 2001, Teno 2004, El Melado 2012 y Lloja 2014 (Funning *et al.*, 2005; Alvarado y Beck, 2006; Legrand *et al.*, 2007; González, 2008; Sepulveda *et al.*, 2008; Legrand *et al.*, 2011; Cardona, 2018; Fernandez *et al.*, 2019). En los casos de Lloja 2014, Aroma 2001, Teno

2004 y El Melado 2012 la magnitud de los terremotos fue menor a lo indicado, pero considerando la incertidumbre (figura 5.9), y que todos éstos se encuentran en zonas donde varía en 0.1-0.2, los mapas se condicen bastante bien con estos terremotos. En el caso de Lloja 2014, el terremoto fue mucho menor a lo esperado lo que se debe a que su geometría (C) era bastante menor al valor promedio considerado para los terremotos de *strike-slip*. Los terremotos de Aiquile 1998 y San Juan 1952 tuvieron una magnitud mayor a la esperada a la zona, pero siguiendo lo anterior, puede deberse a que el ángulo de manteo de la falla era mayor que al considerado como promedio en este dominio o una mayor profundidad de la ruptura.

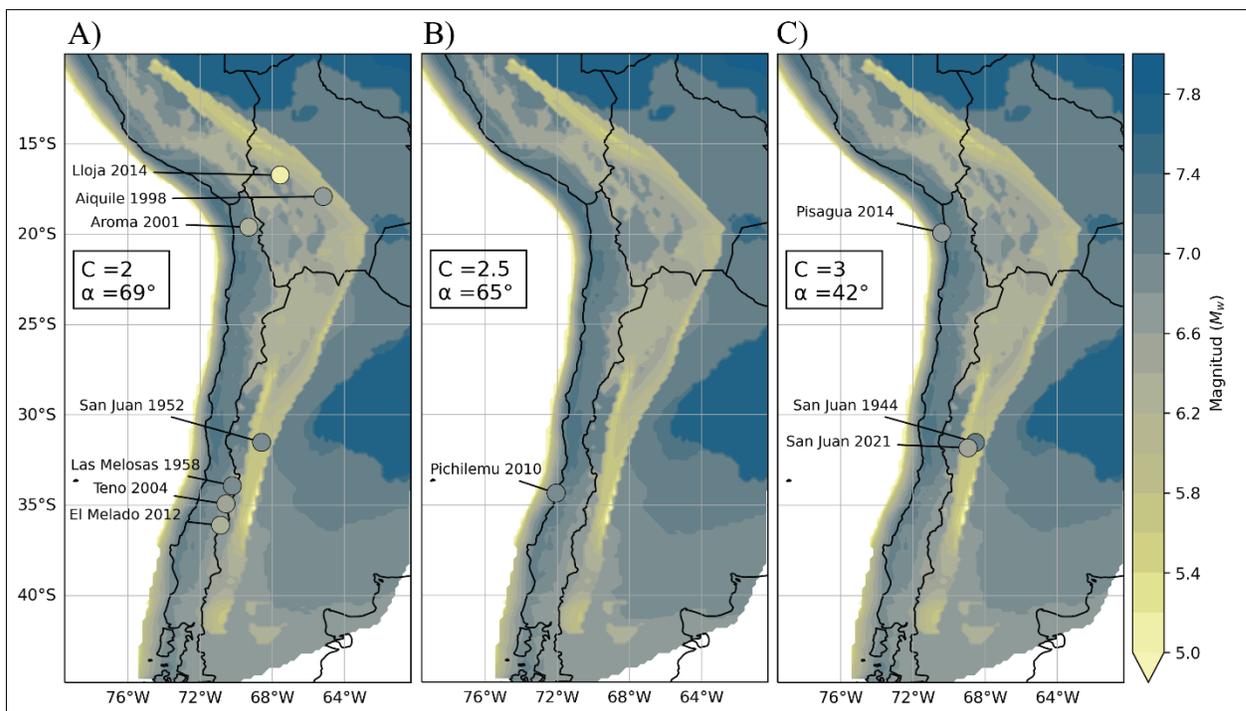


Figura 5.10: Mapas con terremotos corticales. Cada uno de los mapas muestra los distintos terremotos corticales que han ocurrido en la zona de (a) cinemática de strike-slip con un valor promedio de $C=2$ y $\alpha=69^\circ$, (b) cinemática normal con un valor de $C=2.5$ y $\alpha=65^\circ$ y (c) cinemática inversa con un valor de $C=3$ y $\alpha=42^\circ$. La barra de magnitud es aplicable para los tres mapas.

Para el caso del dominio extensional (figura 5.10b) y los terremotos de Pichilemu 2010 (Farias *et al.*, 2011) se escogieron valores de $C=2.5$ y $\alpha=65^\circ$. Por temas de solapamiento solo se indica uno, coinciden bien con lo señalado en el mapa.

En el caso del dominio compresivo (figura 5.10c) se escogieron valores de $C=3$ y $\alpha=42^\circ$ en base a los terremotos de San Juan 1944, Pisagua 2014 y San Juan 2021 (Alvarado y Beck, 2006; Ruiz *et*

al., 2019; Ammirati *et al.*, 2022). Los terremotos de San Juan fueron de una magnitud mayor que la representada como máxima según el mapa, lo que podría deberse a una ruptura más profunda que la representada por la superficie de despegue o dimensiones de la falla (C) mayores. El terremoto de Pisagua 2014 se encuentra en una zona costera donde las máximas magnitudes se encuentran entre 7.0-7.4, mayores a la ocurrida, lo que podría deberse a menores dimensiones de la falla, o que efectivamente, debido a la profundidad de la BDT en la zona se pueden esperar magnitudes mayores que estén asociadas a una ruptura completa alcanzando la BDT.

6. CONCLUSIONES

A la hora de considerar la incertidumbre que puedan llegar a tener algunos de los parámetros considerados en el modelo termo-mecánico, éstos pueden influir en menor o mayor medida dentro de los resultados obtenidos, tanto para el TM1 como el TM2. Sin embargo, hay parámetros que parecieran ser más influyentes dentro del modelo y, por tanto, de mayor cuidado al escoger su valor, como lo son la temperatura potencial del manto, la conductividad térmica y el gradiente de resistencia frágil, este último sobre todo al considerar valores menores al estándar. En cambio, hay otros que independiente del valor tomado en cuenta, dentro del rango aquí evaluado, el nivel de incertidumbre introducido al modelo es mucho más atenuado, como lo es la producción de calor radiogénico, especialmente cuando se consideran valores constantes para la corteza superior e inferior (TM2). También hay que tener en cuenta, que los rangos de variación aquí escogidos pueden parecer más amplios que los comúnmente considerados y observados en la realidad, pero cumplen con el objetivo de evaluar la sensibilidad que tiene el modelo a la variación de éstos y cómo podría comportarse frente a valores extremos.

El propósito de este método es poder calcular el máximo volumen sismogénico que potencialmente se puede activar, independiente del detalle de conocimientos que tengamos de la región en cuestión. No tener que depender del tiempo, o, por ejemplo, del conocimiento que se tenga de las dimensiones de las fallas para poder estimar una magnitud máxima, ya que sabemos que en cuanto a fallas corticales se refiere, tanto la caracterización como las bases de datos de éstas no cuentan con la completitud que se quisiera.

El área se trabajó como una sola, es decir, que fue considerada con un comportamiento completamente transcurrente, extensional o compresivo. Sabemos que la realidad no es así y que el comportamiento a lo largo del área es heterogéneo, no solo espacialmente, sino que, también condicionado a otros factores como el ciclo sísmico de subducción, por ejemplo, o la zona de falla Liquiñe-Ofqui, en donde predomina un dominio de *strike-slip*. Lo anterior es importante de tener en cuenta, ya que, por ejemplo, en el mapa de magnitudes podemos observar valores elevados asociados a valores de C y α considerados para un dominio de *strike-slip*, pero las zonas donde se encuentran esas altas magnitudes sabemos, por ejemplo, que el campo de estrés que ahí predomina no es propicio para que se activen este tipo de estructuras y por ende esas magnitudes no serían

esperadas. Por eso, a la hora de evaluar los resultados obtenidos en esta memoria, y de forma en que puedan serles útiles para la persona que los revisa, es importante tener en consideración el contexto tectónico de la zona a evaluar.

De cualquier forma, tomando en cuenta que el mapa representa una predicción de las máximas magnitudes posibles, ya que considera una completa ruptura de la falla dentro de la corteza frágil, podría corresponder a una mirada conservadora que toma en cuenta un escenario potencialmente más adverso del que realmente podría ocurrir.

En el contexto chileno, la sismicidad asociada a fallas corticales representa un peligro sísmico secundario con respecto a la fuente interplaca. Dado el contexto de margen de subducción, estas estructuras deben ser consideradas y vistas desde una perspectiva global, es decir, la relación que pueden presentar con el ciclo de subducción. Existen ejemplos de esto, tanto como un mecanismo desencadenante de megaterremotos (González *et al.*, 2015) o como un efecto de éstos, lo que ha sugerido que la deformación por extensión puede ser provocada por la liberación de energía durante la etapa cosísmica mientras que la deformación por compresión estaría favorecida por una alta acumulación de energía durante el período intersísmico (Farías *et al.*, 2011). La redistribución de los esfuerzos después de un terremoto puede producir la activación de otras estructuras que se encuentren óptimamente orientadas a los nuevos esfuerzos. En vías de poder mejorar la estimación de la peligrosidad sísmica es importante tomar en cuenta y unificar estudios sobre la relación entre fallas corticales y el ciclo sísmico de subducción (*e.g.* Farías *et al.*, 2011; Aron *et al.*, 2013; Cortés-Aranda *et al.*, 2015; González *et al.*, 2015; Ruiz *et al.*, 2019; Astudillo-Sotomayor *et al.*, 2021; Cortés-Aranda *et al.*, 2022; Astudillo-Sotomayor *et al.*, 2023), identificación y caracterización de fallas corticales (*e.g.* Santibáñez *et al.*, 2019; Maldonado *et al.*, 2021) y métodos que permitan estimar las posibles magnitudes asociadas, como por ejemplo lo realizado en este trabajo.

7. REFERENCIAS

- Agurto, H., Rietbrock, A., Barrientos, S., Bataille, K. y Legrand, D. 2012. Seismo-tectonic structure of the Aysén Region, Southern Chile, inferred from the 2007 M_w= 6.2 Aysén earthquake sequence. *Geophysical Journal International*. Vol. **190** (1): 116-130.
- Allmendinger, R. y González, G. 2010. Invited review paper: Neogene to Quaternary tectonics of the coastal Cordillera, northern Chile. *Tectonophysics*. Vol. **495** (1-2): 93-110.
- Alvarado, P. y Beck, S. 2006. Source characterization of the San Juan (Argentina) crustal earthquakes of 15 January 1944 (MW 7.0) and 11 June 1952 (MW 6.8). *Earth and Planetary Science Letters*. Vol. **243** (3-4): 615-631.
- Ammirati, J., Mackaman-Lofland, C., Zeckra, M. y Gobron, K. 2022. Stress transmission along mid-crustal faults highlighted by the 2021 Mw 6.5 San Juan (Argentina) earthquake. *Scientific Reports*. Vol. **12** (1): 17939.
- Anderson, R., Long, S., Horton, B., Calle, A. y Ramirez, V. 2017. Shortening and structural architecture of the Andean fold-thrust belt of southern Bolivia (21° S): Implications for kinematic development and crustal thickening of the central Andes. *Geosphere*. Vol. **13** (2): 538-558.
- Aron, F., Allmendinger, R., Cembrano, J., González, G. y Yáñez, G. 2013. Permanent fore-arc extension and seismic segmentation: Insights from the 2010 Maule earthquake, Chile. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. Vol. **118** (2): 724-739.
- Astudillo-Sotomayor, L., Jara-Muñoz, J., Melnick, D., Cortés-Aranda, J., Tassara, A. y Strecker, M. 2021. Fast Holocene slip and localized strain along the Liquiñe-Ofqui strike-slip fault system, Chile. *Scientific reports*. Vol. **11** (1).
- Astudillo-Sotomayor, L., Cortés-Aranda, J., Melnick, D., Jara-Muñoz, J., Cabello, C., Perucca, L., Tassara, A., Pérez-Peña, J. y León-Ibáñez, P. 2023. Neotectonic faults in the Southern Chile intra-arc (38° S–40.5° S): Insights about their seismic potential and the link with the megathrust earthquake cycle. *Tectonophysics*. Vol. **846**.
- Bath, M. y Duda, S. 1964. Earthquake volume, fault plane area, seismic energy, strain, deformation and related quantities. *Annals of Geophysics*. Vol. **17** (3): 353-368.
- Blum, W. y Eisenlohr, P. 2009. Dislocation mechanics of creep. *Materials Science and Engineering: A*. Vol. **510**: 7-13.
- Bonini, L., Dall'Agiovanna, G. y Seno, S. 2010. The role of pre-existing faults in the structural evolution of thrust systems: Insights from the Ligurian Alps (Italy). *Tectonophysics*. Vol. **480** (1-4): 73-87.
- Burov, E. y Diament, M. 1995. The effective elastic thickness (T_e) of continental lithosphere: What does it really mean?. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. Vol. **100** (B3): 3905-3927.
- Burov, E. 2011. Rheology and strength of the lithosphere. *Marine and petroleum Geology*. Vol. **28** (8): 1402-1443.
- Butler, R., Tavarnelli, E. y Grasso, M. 2006. Structural inheritance in mountain belts: an Alpine-Apennine perspective. *Journal of structural geology*. Vol. **28** (11): 1893-1908.
- Byerlee, J. Friction of rocks. *Pageoph*. Vol. **116**: 615-626.
- Cardona, C. 2018. Modelo de fuente de sismicidad volcánica y su relación con deformación cortical de gran escala en un sistema riolítico complejo volcánico Laguna del Maule. Tesis para optar al grado de Doctor en Ciencias Geológicas. Universidad de Concepción (Inédito): 162 pp. Concepción.

- Carrera, N., Muñoz, J., Sàbat, F., Mon, R. y Roca, E. 2006. The role of inversion tectonics in the structure of the Cordillera Oriental (NW Argentinean Andes). *Journal of Structural geology*. Vol. **28** (11): 1921-1932.
- Carter, N. y Tsenn, M. 1987. Flow properties of continental lithosphere. *Tectonophysics*. Vol. **136** (1-2): 27-63.
- Cortés-Aranda, J., González, G., Rémy, D. y Martinod, J. 2015. Normal upper plate fault reactivation in northern Chile and the subduction earthquake cycle: From geological observations and static Coulomb Failure Stress (CFS) change. *Tectonophysics*. Vol. **639**: 118-131.
- Cortés-Aranda, J., González, J., Molina, D., Astudillo-Sotomayor, L., Tassara, A., Miller, M., Álvarez-Amado, F., González, R. y Bahamondes, D. 2022. Linking Upper-Plate Fault Reactivation With the Megathrust Earthquake Cycle: The Case of the Northern Chile Outer Forearc (19° S–23° S). *Tectonics*. Vol. **41** (11).
- Dragoni, M. y Pondrelli, S. 1991. Depth of the brittle-ductile transition in a transcurrent boundary zone. *Pure and Applied Geophysics*. Vol. **135** (3): 447-461.
- Dragoni, M. 1993. The brittle-ductile transition in tectonic boundary zones. *Annali di Geofisica*. Vol. **36** (2): 37-44.
- Deng, Q., Wu, D., Zhang, P. y Chen, S. 1986. Structure and deformational character of strike-slip fault zones. *Pure and Applied Geophysics*. Vol. **124**: 203-223.
- Devlin, S., Isacks, B., Pritchard, M., Barnhart, W. y Lohman, R. 2012. Depths and focal mechanisms of crustal earthquakes in the central Andes determined from teleseismic waveform analysis and InSAR. *Tectonics*. Vol. **31** (2).
- Doglioni, C., Barba, S., Carminati, E. y Riguzzi, F. 2011. Role of the brittle-ductile transition on fault activation. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*. Vol. **184** (3-4): 160-171.
- Doglioni, C., Barba, S., Carminati, E. y Riguzzi, F. 2015a. Fault on-off versus strain rate and earthquakes energy. *Geoscience Frontiers*. Vol. **6** (2): 265-276.
- Doglioni, C., Carminati, E., Petricca, P. y Riguzzi, F. 2015b. Normal fault earthquakes or graviquakes. *Scientific Reports*. Vol. **5** (1): 12110.
- Echaurran, A., Folguera, A., Gianni, G., Orts, D., Tassara, A., Encinas, A., Giménez, M. y Valencia, V. 2016. Tectonic evolution of the North Patagonian Andes (41-44 S) through recognition of syntectonic strata. *Tectonophysics*. Vol. **677**: 99-114.
- Farías, M., Comte, D., Roecker, S., Carrizo, D. y Pardo, M. 2011. Crustal extensional faulting triggered by the 2010 Chilean earthquake: The Pichilemu Seismic Sequence. *Tectonics*. Vol. **30** (6).
- Fernandez, G., Assumpção, M., Nieto, M., Griffiths, T. y Convers, J. 2019. Focal mechanism of the 5.1 Mw 2014 Lloja earthquake, Bolivia: Probing the transition between extensional stresses of the central Altiplano and compressional stresses of the sub-Andes. *Journal of South American Earth Sciences*. Vol. **91**: 102-107.
- Forsyth, D. 1992. Finite extension and low-angle normal faulting. *Geology*. Vol. **20** (1): 27-30.
- Fox-Maule, C., Purucker, M., Olsen, N. y Mosegaard, K. 2005. Heat flux anomalies in Antarctica revealed by satellite magnetic data. *Science*. Vol. **309**: 464-467.
- Fuentes, F., Horton, B., Starck, D. y Boll, A. 2016. Structure and tectonic evolution of hybrid thick- and thin-skinned systems in the Malargüe fold-thrust belt, Neuquén basin, Argentina. *Geological Magazine*. Vol. **153** (5-6): 1066-1084.
- Funning, G., Barke, R., Lamb, S., Minaya, E., Parsons, B. y Wright, T. 2005. The 1998 Aiquile, Bolivia earthquake: A seismically active fault revealed with InSAR. *Earth and Planetary Science Letters*. Vol. **232** (1-2): 39-49.

- García, B., Capote, R. y Lunar, R. 2011. La fábrica del olivino y las condiciones de la deformación de las rocas ultramáficas del Macizo de Herbeira (Cabo Ortegal, NO del Macizo Iberico). *Revista de la Sociedad Geológica de España*. Vol. **24**: 135-151.
- Gard, M., Hasterok, D., Hand, M. y Cox, G. 2019. Variations in continental heat production from 4 Ga to the present: Evidence from geochemical data. *Lithos*. Vol. **342**: 391-406.
- Giambiagi, L., Mescua, J., Bechis, F., Tassara, A. y Hoke, G. 2012. Thrust belts of the southern Central Andes: Along-strike variations in shortening, topography, crustal geometry, and denudation. *Bulletin*. Vol. **124** (7-8): 1339-1351.
- Giambiagi, L., Tassara, A., Echaurren, A., Julve, J., Quiroga, R., Barrionuevo, M., Liu, S., Echeverría, I., Mardóñez, D., Suriano, J., Mescua, J., Lossada, A., Spagnotto, S., Bertoa, M. y Lothari, L. 2022. Crustal anatomy and evolution of a subduction-related orogenic system: Insights from the Southern Central Andes (22-35° S). *Earth-Science Reviews*. Vol. **232**.
- Goes, S., Hasterok, D., Schutt, D. y Klöcking, M. 2020. Continental lithospheric temperatures: A review. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*. Vol. **306**: 106509.
- Goetze, C. y Evans, B. 1979. Stress and temperature in the bending lithosphere as constrained by experimental rock mechanics. *Geophysical Journal International*. Vol. **59** (3): 463-478.
- González, A. 2008. Análisis estructural entre los valles del río Tinguiririca y Teno, Cordillera Principal de Chile Central: Microsismicidad y Geología Superficial. Memoria para optar al Título de Geóloga. Universidad de Chile, Departamento de Geología (Inédito): 90 pp. Santiago.
- González, G., Salazar, P., Loveless, J., Allmendinger, R., Aron, F. y Shrivastava, M. 2015. Upper plate reverse fault reactivation and the unclamping of the megathrust during the 2014 northern Chile earthquake sequence. *Geology*. Vol. **43** (8): 671-674.
- Hall, P. 2012. On the thermal evolution of the mantle wedge at subduction zones. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*. Vol. **198**: 9-27.
- Hasterok, D. y Chapman, D. 2011. Heat production and geotherms for the continental lithosphere. *Earth and Planetary Science Letters*. Vol. **307** (1-2): 59-70.
- Hayes, G., Moore, G., Portner, D., Hearne, M., Flamme, H., Furtney, M. y Smoczyk, G. 2018. Slab2, a comprehensive subduction zone geometry model. *Science*. Vol. **362**: 58-61.
- Heidbach, O., Rajabi, M., Cui, X., Fuchs, K., Müller, B., Reinecker, J., Reiter, K., Tingay, M., Wenzel, F., Xie, F., Ziegler, M., Zoback, M. y Zoback, M. 2018. The World Stress Map database release 2016: Crustal stress pattern across scales. *Tectonophysics*. Vol. **744**: 484-498.
- Hilaireret, N., Reynard, B., Wang, Y., Daniel, I., Merkel, S., Nishiyama, N. y Petitgirard, S. 2007. High-pressure creep of serpentine, interseismic deformation, and initiation of subduction. *Science*. Vol. **318**: 1910-1913.
- Jackson, J. y White, N. 1989. Normal faulting in the upper continental crust: observations from regions of active extension. *Journal of Structural Geology*. Vol. **11** (1-2): 15-36.
- Keefner, J., Mackwell, S., Kohlstedt, D. y Heidelbach, F. 2011. Dependence of dislocation creep of dunite on oxygen fugacity: Implications for viscosity variations in Earth's mantle. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. Vol. **116** (B5).
- Kendrick, E., Bevis, M., Smalley Jr, R., Brooks, B., Vargas, R., Lauria, E. y Fortes, L. 2003. The Nazca–South America Euler vector and its rate of change. *Journal of South American Earth Sciences*. Vol. **16** (2): 125-131.
- Legrand, D., Delouis, B., Dorbath, L., David, C., Campos, J., Marquéz, L., Thompson, J. y Comte, D. 2007. Source parameters of the Mw= 6.3 Aroma crustal earthquake of July 24, 2001

- (northern Chile), and its aftershock sequence. *Journal of south American earth sciences*. Vol. **24** (1): 58-68.
- Legrand, D., Barrientos, S., Bataille, K., Cembrano, J. y Pavez, A. 2011. The fluid-driven tectonic swarm of Aysen Fjord, Chile (2007) associated with two earthquakes (Mw=6.1 and Mw=6.2) within the Liquiñe-Ofqui Fault Zone. *Continental Shelf Research*. Vol. **31** (3-4): 154-161.
- Leyton, F., Ruiz, S. y Sepúlveda, S. 2010. Reevaluación de peligro Sísmico probabilístico en Chile central. *Andean Geology*. Vol. **37** (2): 455-472. Santiago.
- Mackaman-Lofland, C., Horton, B., Fuentes, F., Constenius, K., Ketcham, R., Capaldi, T., Stockli, D., Ammirati, J., Alvarado, P. y Orozco, P. 2020. Andean mountain building and foreland basin evolution during thin-and thick-skinned Neogene deformation (32-33° S). *Tectonics*. Vol. **39** (3).
- Maldonado, V., Contreras, M. y Melnick, D. 2021. A comprehensive database of active and potentially-active continental faults in Chile at 1: 25,000 scale. *Scientific data*. Vol. **8** (1).
- Mardonez, D., Suriano, J., Giambiagi, L., Mescua, J., Lossada, A., Creixell, C. y Murillo, I. 2020. The Jáchal river cross-section revisited (Andes of Argentina, 30 S): Constraints from the chronology and geometry of neogene synorogenic deposits. *Journal of South American Earth Sciences*. Vol. **104**.
- McGroder, M., Lease, R. y Pearson, D. 2015. Along-strike variation in structural styles and hydrocarbon occurrences, Subandean fold-and-thrust belt and inner foreland, Colombia to Argentina. *Geodynamics of a Cordilleran Orogenic System: The Central Andes of Argentina and Northern Chile*. DeCelles, P., Ducea, M., Carrapa, B. y Kapp, P. editores. The Geological Society of America.
- McQuarrie, N. 2002. The kinematic history of the central Andean fold-thrust belt, Bolivia: Implications for building a high plateau. *Geological Society of America Bulletin*. Vol. **114** (8): 950-963.
- McQuarrie, N., Barnes, J. y Ehlers, T. 2008. Geometric, kinematic, and erosional history of the central Andean Plateau, Bolivia (15-17 S). *Tectonics*. Vol. **27** (3).
- Orts, D., Folguera, A., Encinas, A., Ramos, M., Tobal, J. y Ramos, V. A. 2012. Tectonic development of the North Patagonian Andes and their related Miocene foreland basin (41 30'-43 S). *Tectonics*. Vol. **31** (3).
- Orts, D., Folguera, A., Giménez, M., Ruiz, F., Rojas Vera, E. y Klinger, F. L. 2015. Cenozoic building and deformational processes in the North Patagonian Andes. *Journal of Geodynamics*. Vol. **86**: 26-41.
- Pearson, D., Kapp, P., DeCelles, P., Reiners, P., Gehrels, G., Ducea, M. y Pullen, A. 2013. Influence of pre-Andean crustal structure on Cenozoic thrust belt kinematics and shortening magnitude: Northwestern Argentina. *Geosphere*. Vol. **9** (6): 1766-1782.
- Petricca, P., Barba, S., Carminati, E., Doglioni, C. y Riguzzi, F. 2015. Gravitational unroofing in Italy. *Tectonophysics*. Vol. **656**: 202-214.
- Petricca, P., Carminati, E. y Doglioni, C. 2019. The decollement depth of active thrust faults in Italy: implications on potential earthquake magnitude. *Tectonics*. Vol. **38** (11): 3990-4009.
- Petricca, P., Carminati, E. y Doglioni, C. 2022. Estimation of the maximum earthquakes magnitude based on potential brittle volume and strain rate: The Italy test case. *Tectonophysics*. Vol. **836**.
- Ramos, M., Folguera, A., Fennell, L., Giménez, M., Litvak, V., Dzierma, Y. y Ramos, V. 2014. Tectonic evolution of the North Patagonian Andes from field and gravity data (39-40 S). *Journal of South American Earth Sciences*. Vol. **51**: 59-75.

- Ranalli, G. 1997. Rheology of the lithosphere in space and time. *Geological Society, London Special Publications*. Vol. **121** (1): 19-37.
- Rojas Vera, E., Mescua, J., Folguera, A., Becker, T., Sagripanti, L., Fennell, L., Orts, D. y Ramos, V. 2015. Evolution of the Chos Malal and Agrio fold and thrust belts, Andes of Neuquén: Insights from structural analysis and apatite fission track dating. *Journal of South American Earth Sciences*. Vol. **64**: 418-433.
- Rojas Vera, E., Giampaoli, P., Gobbo, E., Rocha, E., Olivieri, G. y Figueroa, D. 2019. Structure and tectonic evolution of the Interandean and Subandean Zones of the central Andean fold-thrust belt of Bolivia. *Andean tectonics*. Horton, B. y Folguera, A. editores. Elsevier: 399-427.
- Ruiz, J., Hayes, G., Carrizo, D., Kanamori, H., Socquet, A. y Comte, D. 2014. Seismological analyses of the 2010 March 11, Pichilemu, Chile M w 7.0 and M w 6.9 coastal intraplate earthquakes. *Geophysical Journal International*. Vol. **197** (1): 414-434.
- Ruiz, J., Maksymowicz, A., Ortega-Culaciati, F., Rivera, L. y Comte, D. 2019. Source characteristics of the March 16, 2014 Mw 6.7 earthquake and its implications for the Mw 8.2 Pisagua mainshock. *Tectonophysics*. Vol. **767**.
- Sánchez, N., Turienzo, M., Lebinson, F., Araujo, V., Coutand, I. y Dimieri, L. 2015. Structural style of the Chos Malal fold and thrust belt, Neuquén basin, Argentina: Relationship between thick-and thin-skinned tectonics. *Journal of South American Earth Sciences*. Vol. **64**: 399-417.
- Santibáñez, I., Cembrano, J., García-Pérez, T., Costa, C., Yáñez, G., Marquardt, C., Arancibia, G. y González, G. 2019. Crustal faults in the Chilean Andes: geological constraints and seismic potential. *Andean Geology*. Vol. **46** (1): 32-65.
- Scholz, C. 1988. The brittle-plastic transition and the depth of seismic faulting. *Geologische Rundschau*. Vol. **77**: 319-328.
- Scholz, C. 2019. *The mechanics of earthquakes and faulting*. Cambridge University Press: 517 pp.
- Sepulveda, S., Astroza, M., Kausel, E., Campos, J., Casas, E., Rebolledo, S. y Verdugo, R. 2008. New findings on the 1958 Las Melosas earthquake sequence, central Chile: implications for seismic hazard related to shallow crustal earthquakes in subduction zones. *Journal of Earthquake Engineering*. Vol. **12** (3): 432-455.
- Sibson, R. 1983. Continental fault structure and the shallow earthquake source. *Journal of the Geological Society*. Vol. **140** (5): 741-767.
- Spiegel, M. y Stephens, L. 2017. *Schaum's outline of statistics*. McGraw Hill Professional: 600 pp.
- Summa, L., Becker, T., Gray, G. y Awwiller, D. 2015. Evolving genetic concepts and their influence on hydrocarbon systems predictions, Subandean fold belt and deformed foreland, Argentina. *Geodynamics of a Cordilleran Orogenic System: The Central Andes of Argentina and Northern Chile*. DeCelles, P., Ducea, M., Carrapa, B. y Kapp, P. editores. The Geological Society of America.
- Syracuse, E., van Keken, P. y Abers, G. 2010. The global range of subduction zone thermal models. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*. Vol. **183** (1-2): 73-90.
- Tassara, A., Götze, H., Schmidt, S. y Hackney, R. 2006. Three-dimensional density model of the Nazca plate and the Andean continental margin. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. Vol. **111** (B9).
- Tassara, A., y Echaurren, A. 2012. Anatomy of the Andean subduction zone: three-dimensional density model upgraded and compared against global-scale models. *Geophysical Journal International*. Vol. **189** (1): 161-168.

- Taylor, J. 2018. Introducción al análisis de Errores: el estudio de las incertidumbres en las mediciones físicas. Reverté: 342 pp.
- Turcotte, D. y Schubert, G. 2014. Geodynamics. Cambridge University Press: 657 pp.
- Yáñez, G. y Cembrano, J. 2004. Role of viscous plate coupling in the late Tertiary Andean tectonics. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. Vol. **109** (B2).

ANEXO

ANEXO 1

A continuación, se presentan los mapas de la profundidad de la BDT para cada uno de los parámetros, además de gráficos que relacionan las profundidades del modelo estándar con las profundidades al variar los parámetros. Las figuras A1.1-4 para TM1 y A1.5-9 para TM2. En todas las figuras la barra de profundidad es aplicable para los tres mapas.

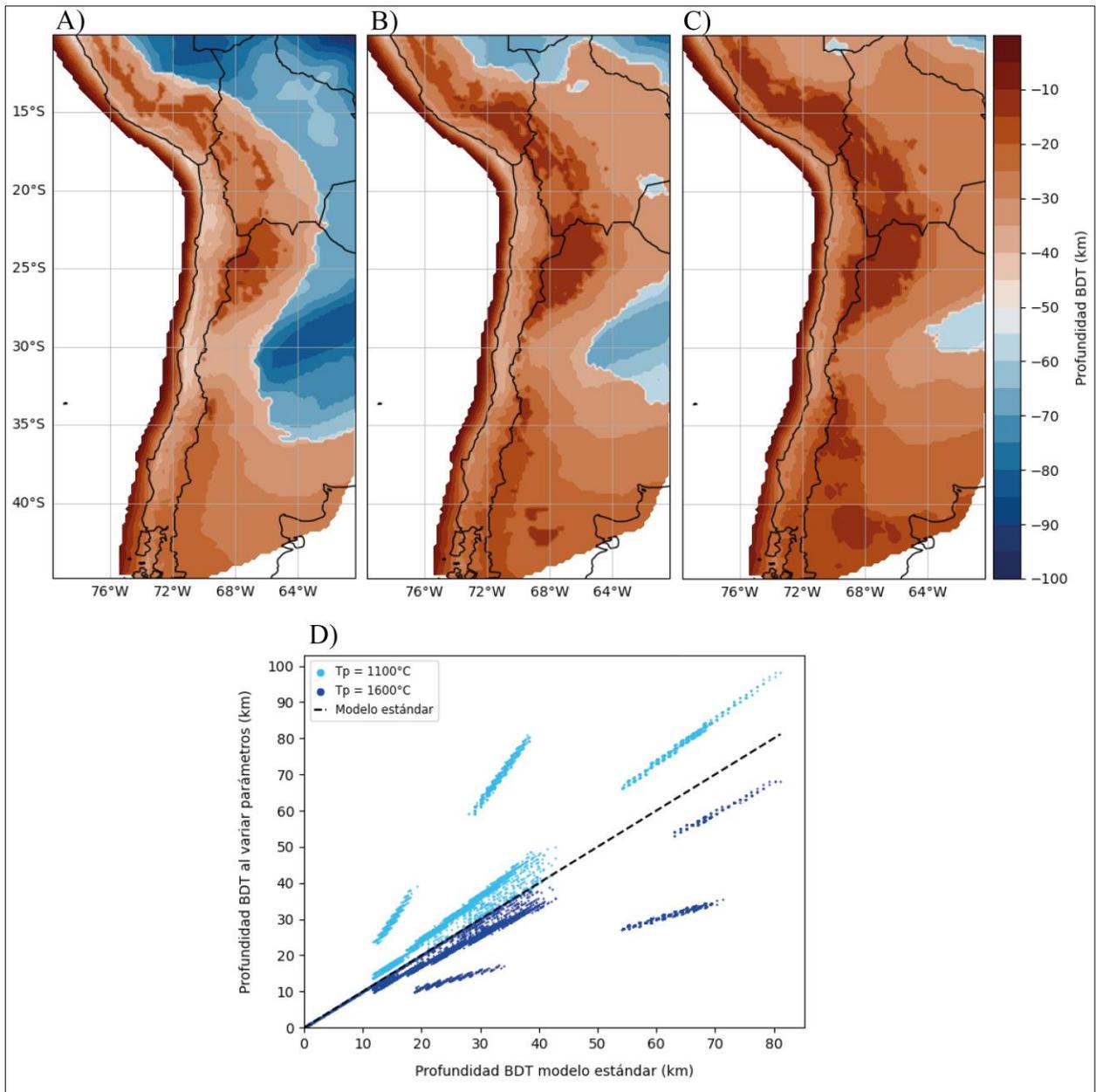


Figura A1.1: Variación de profundidad de BDT al variar la temperatura potencial del manto en TM1. Mapas de profundidad de la BDT al considerar, (a) el extremo inferior del rango, es decir, 1100°C , (b) el modelo estándar TM1 y (c) el máximo, 1600°C . (d) Gráfico que relaciona las profundidades alcanzadas al considerar la variación de T_p y el modelo estándar (TM1). En celeste el extremo mínimo y en azul el máximo.

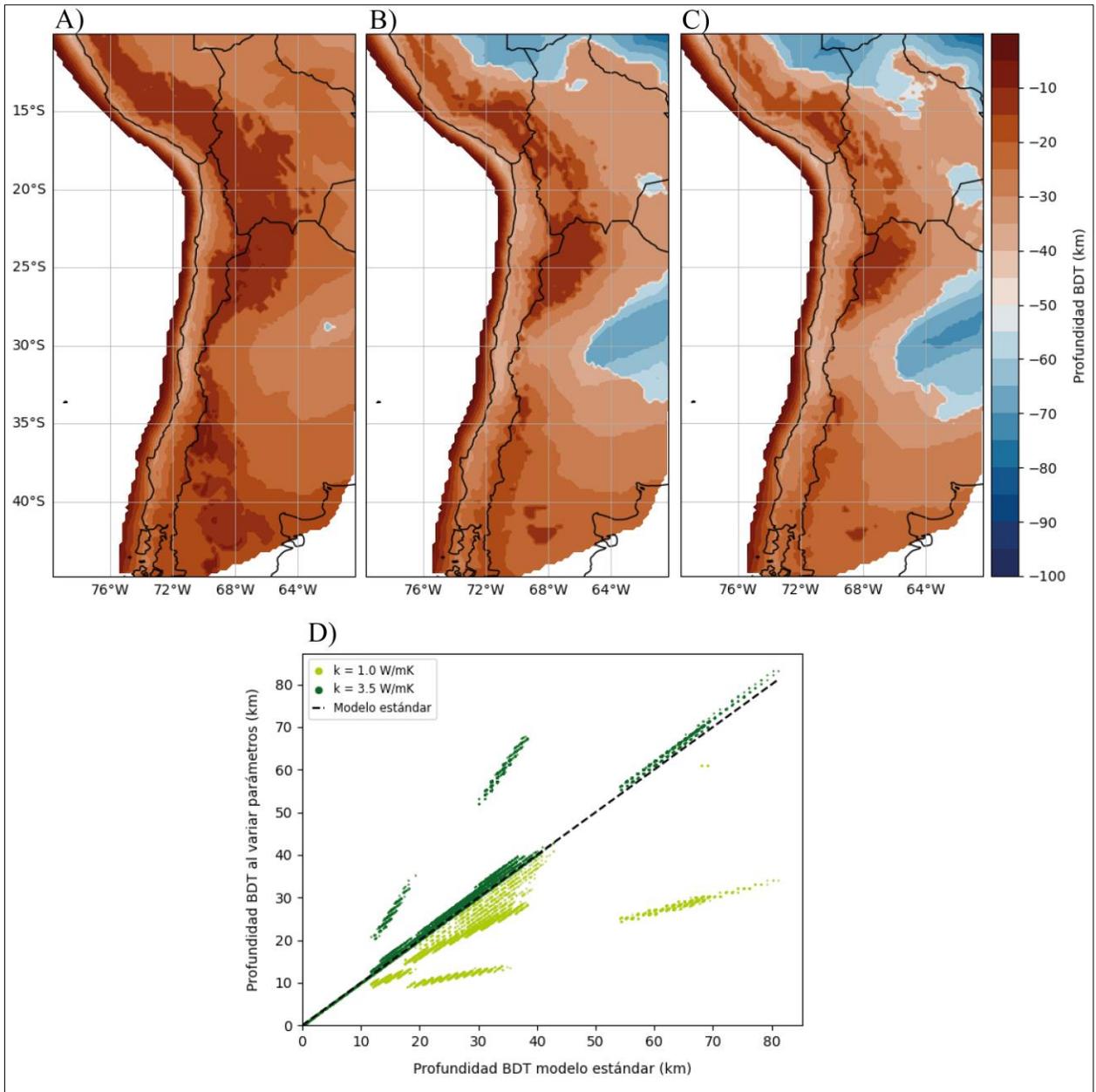


Figura A1.2: Variación de profundidad de BDT al variar la conductividad térmica en TM1. Mapas de profundidad de la BDT al considerar, (a) el extremo inferior del rango, es decir, 1.0 W/mK , (b) el modelo estándar TM1 y (c) el máximo, 3.5 W/mK . (d) Gráfico que relaciona las profundidades alcanzadas al considerar la variación de k y el modelo estándar (TM1). En verde claro el extremo mínimo y oscuro el máximo.

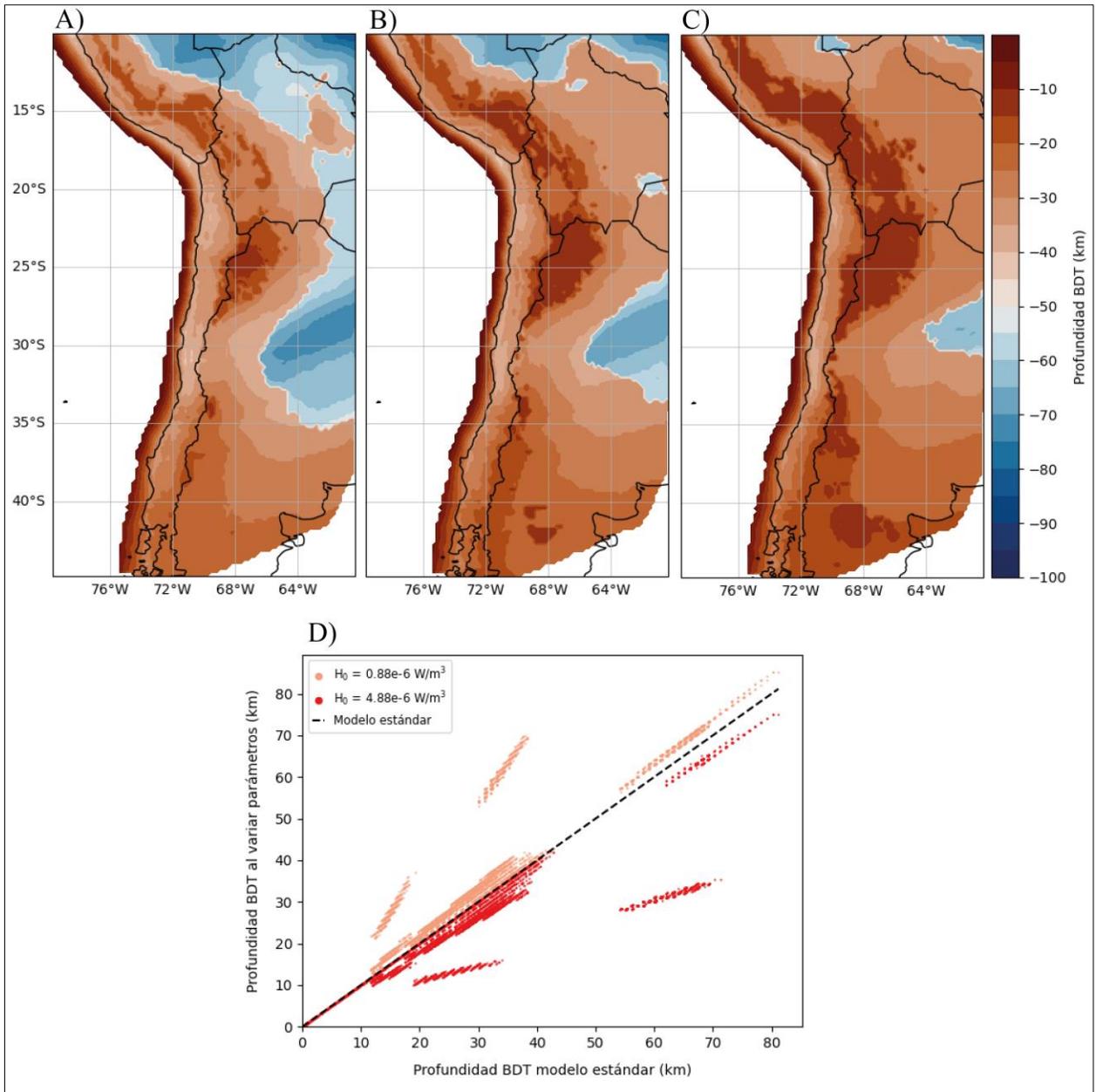


Figura A1.3: Variación de profundidad de BDT al variar la producción de calor radiogénico en TM1. Mapas de profundidad de la BDT al considerar, (a) el extremo inferior del rango, es decir, 0.88 W/m^3 , (b) el modelo estándar TM1 y (c) el máximo, 4.88 W/m^3 . (c) Gráfico que relaciona las profundidades alcanzadas al considerar la variación de H_0 y el modelo estándar (TM1). En rojo claro el extremo mínimo y oscuro el máximo.

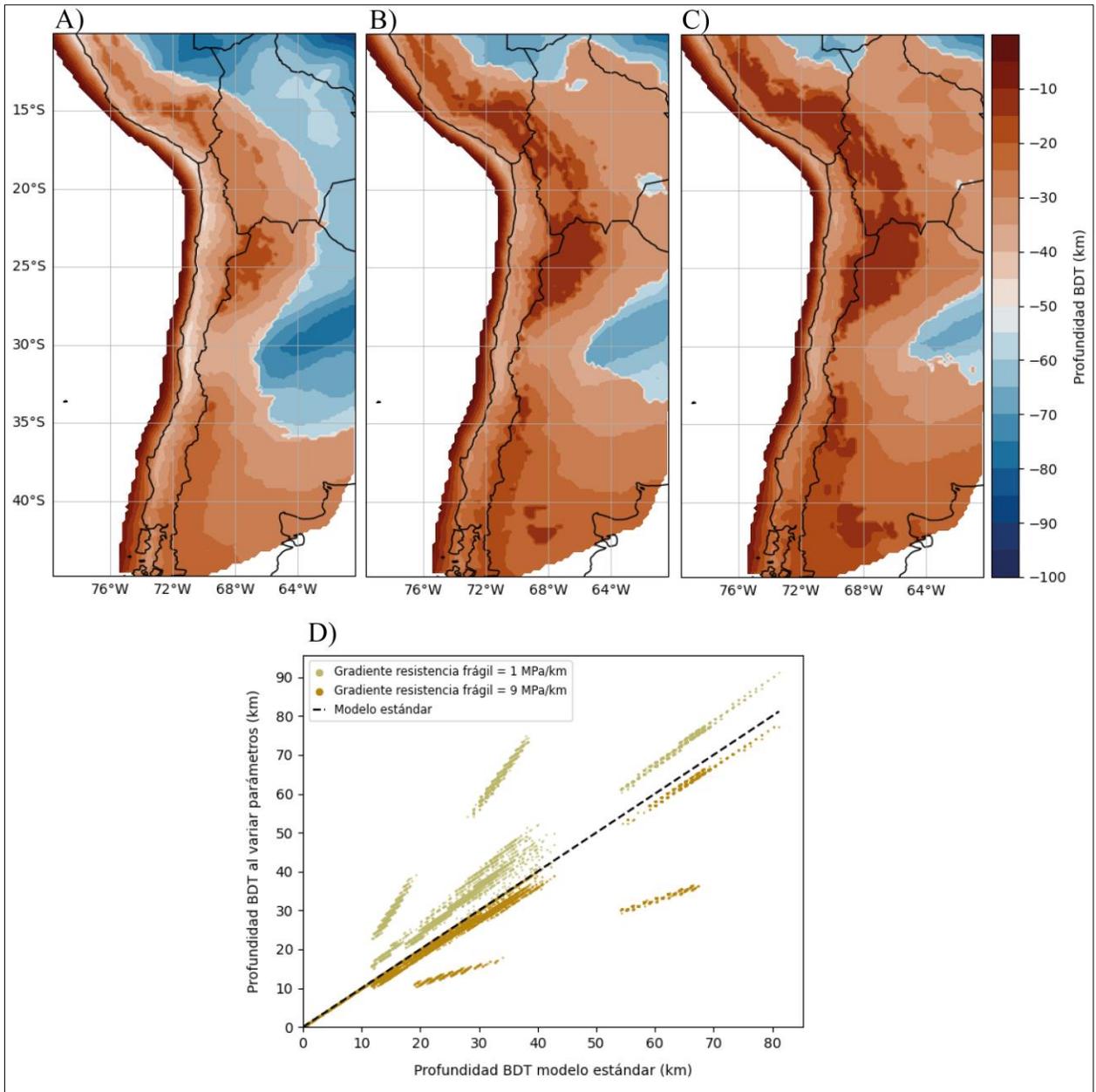


Figura A1.4: Variación de profundidad de BDT al variar el gradiente de resistencia frágil en TM1. Mapas de profundidad de la BDT al considerar, (a) el extremo inferior del rango, es decir, 1 MPa/km, (b) el modelo estándar TM1 y (c) el máximo, 9 MPa/km. (d) Gráfico que relaciona las profundidades alcanzadas al considerar la variación del gradiente de resistencia frágil y el modelo estándar (TM1). En café claro el extremo mínimo y en oscuro el máximo.

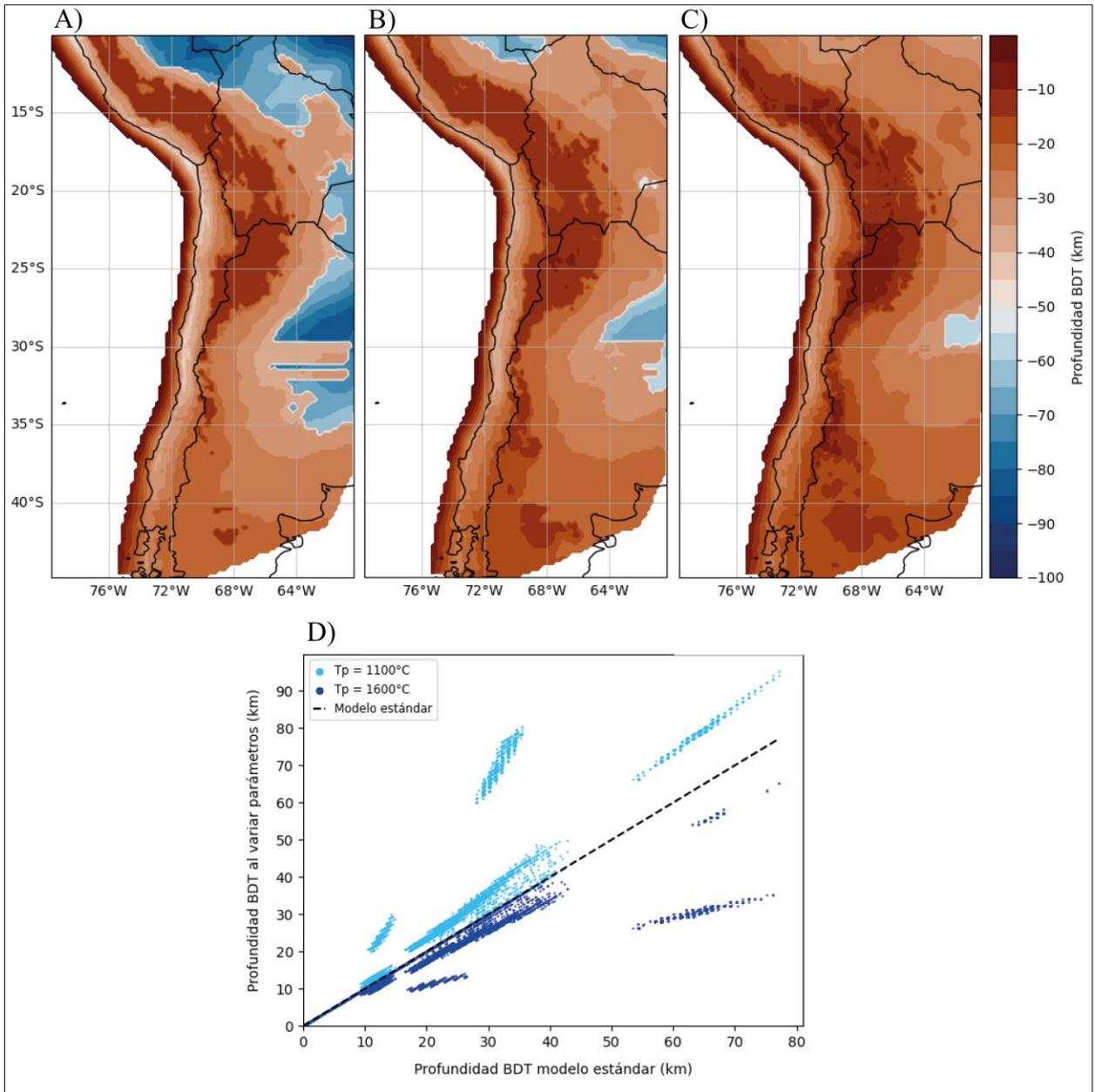


Figura A1.5: Variación de profundidad de BDT al variar la temperatura potencial del manto en TM2. Mapas de profundidad de la BDT al considerar, (a) el extremo inferior del rango, es decir, 1100°C , (b) el modelo estándar TM2 y (c) el máximo, 1600°C . (c) Gráfico que relaciona las profundidades alcanzadas al considerar la variación de T_p y el modelo estándar (TM2). En celeste el extremo mínimo y en azul el máximo.

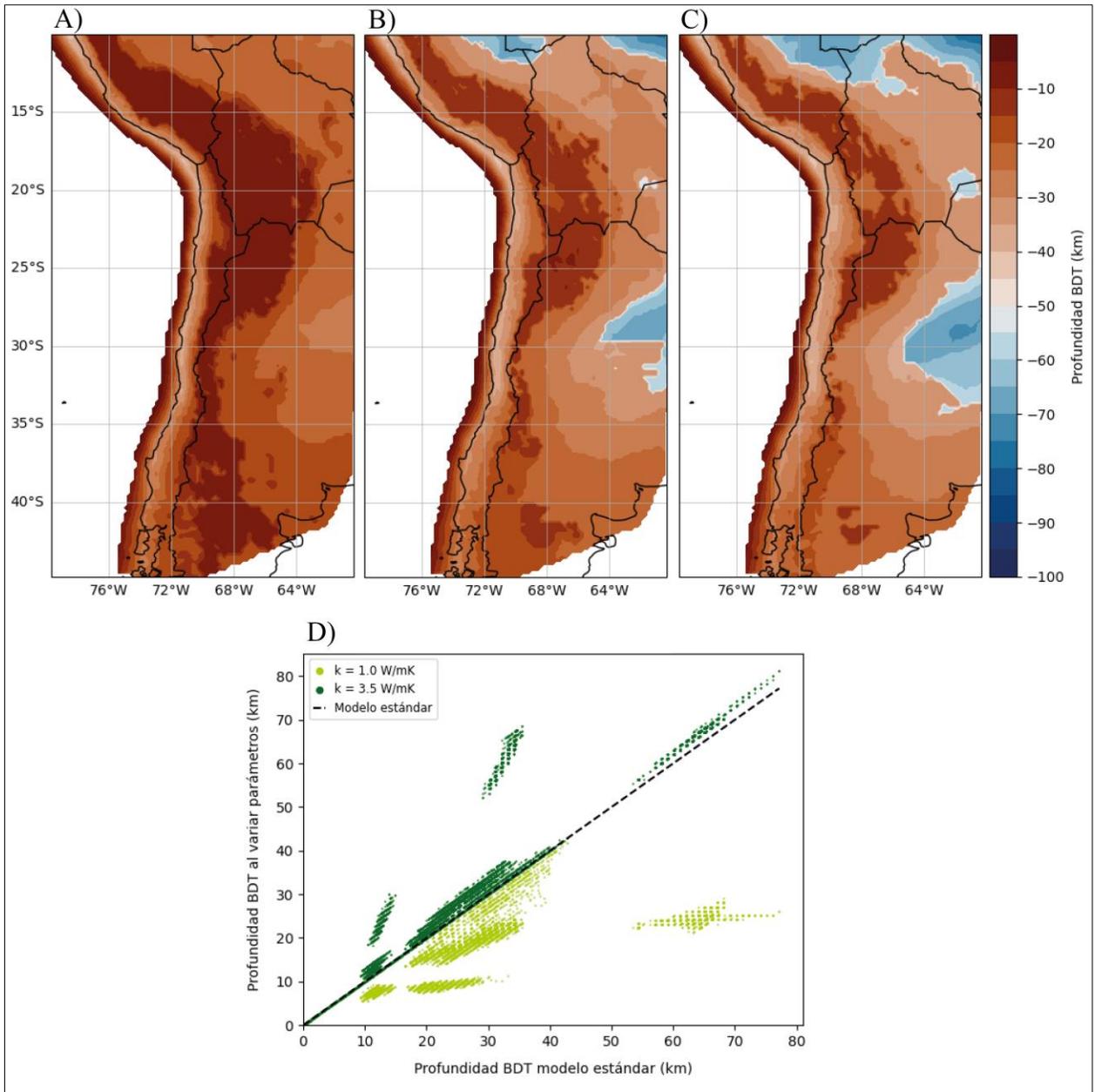


Figura A1.6: Variación de profundidad de BDT al variar la conductividad térmica en TM2. Mapas de profundidad de la BDT al considerar, (a) el extremo inferior del rango, es decir, 1.0 W/mK , (b) el modelo estándar TM2 y (c) el máximo, 3.5 W/mK . (c) Gráfico que relaciona las profundidades alcanzadas al considerar la variación de k y el modelo estándar (TM2). En verde claro el extremo mínimo y oscuro el máximo.

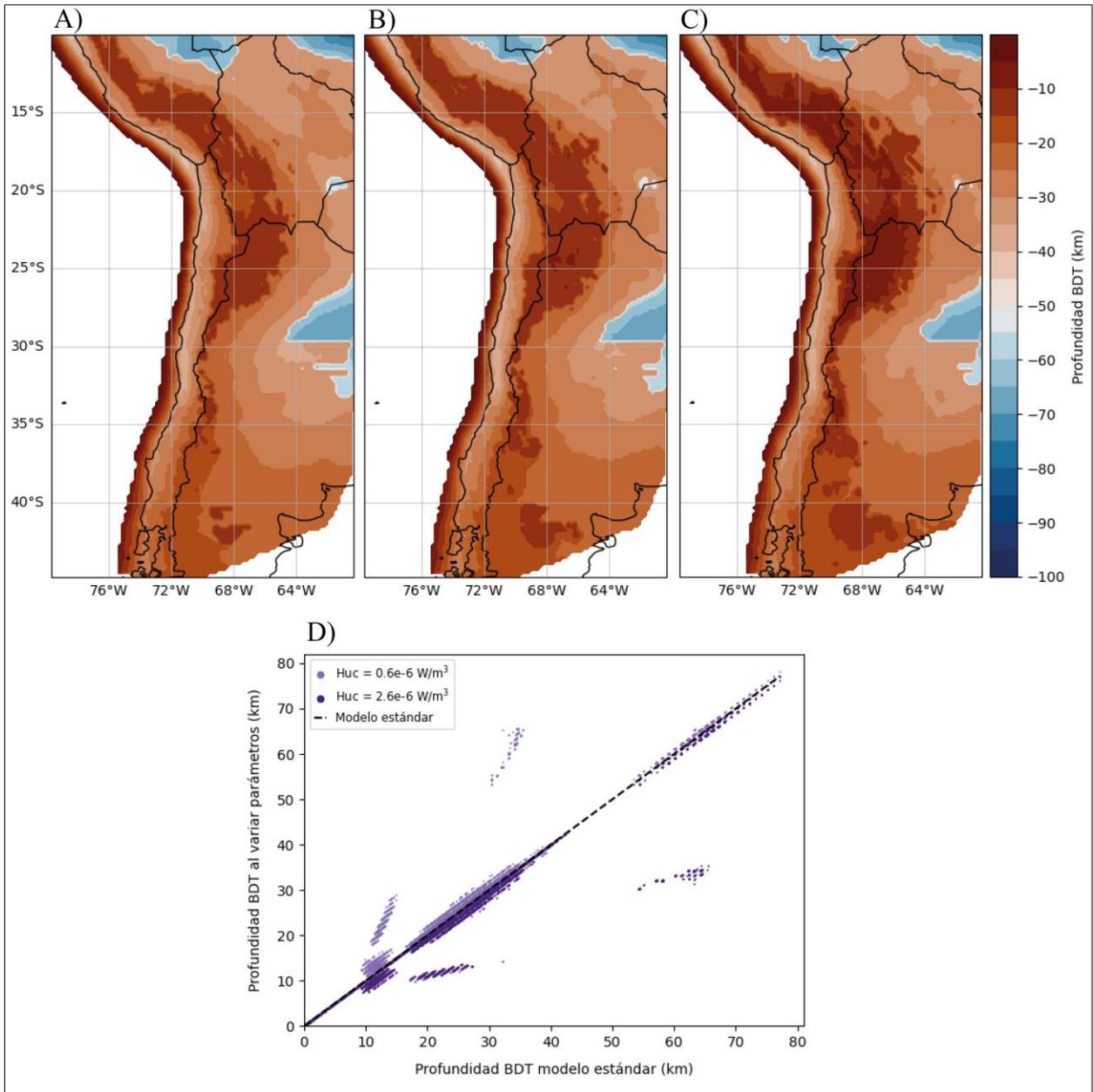


Figura A1.7: Variación de profundidad de BDT al variar la producción de calor radiogénico en la corteza superior. Mapas de profundidad de la BDT al considerar, (a) el extremo inferior del rango, es decir, $0.6 \times 10^{-6} \text{ W/m}^3$, (b) el modelo estándar TM2 y (c) el máximo, $2.6 \times 10^{-6} \text{ W/m}^3$. (c) Gráfico que relaciona las profundidades alcanzadas al considerar la variación de Huc y el modelo estándar (TM2). En morado claro el extremo mínimo y en oscuro el máximo.

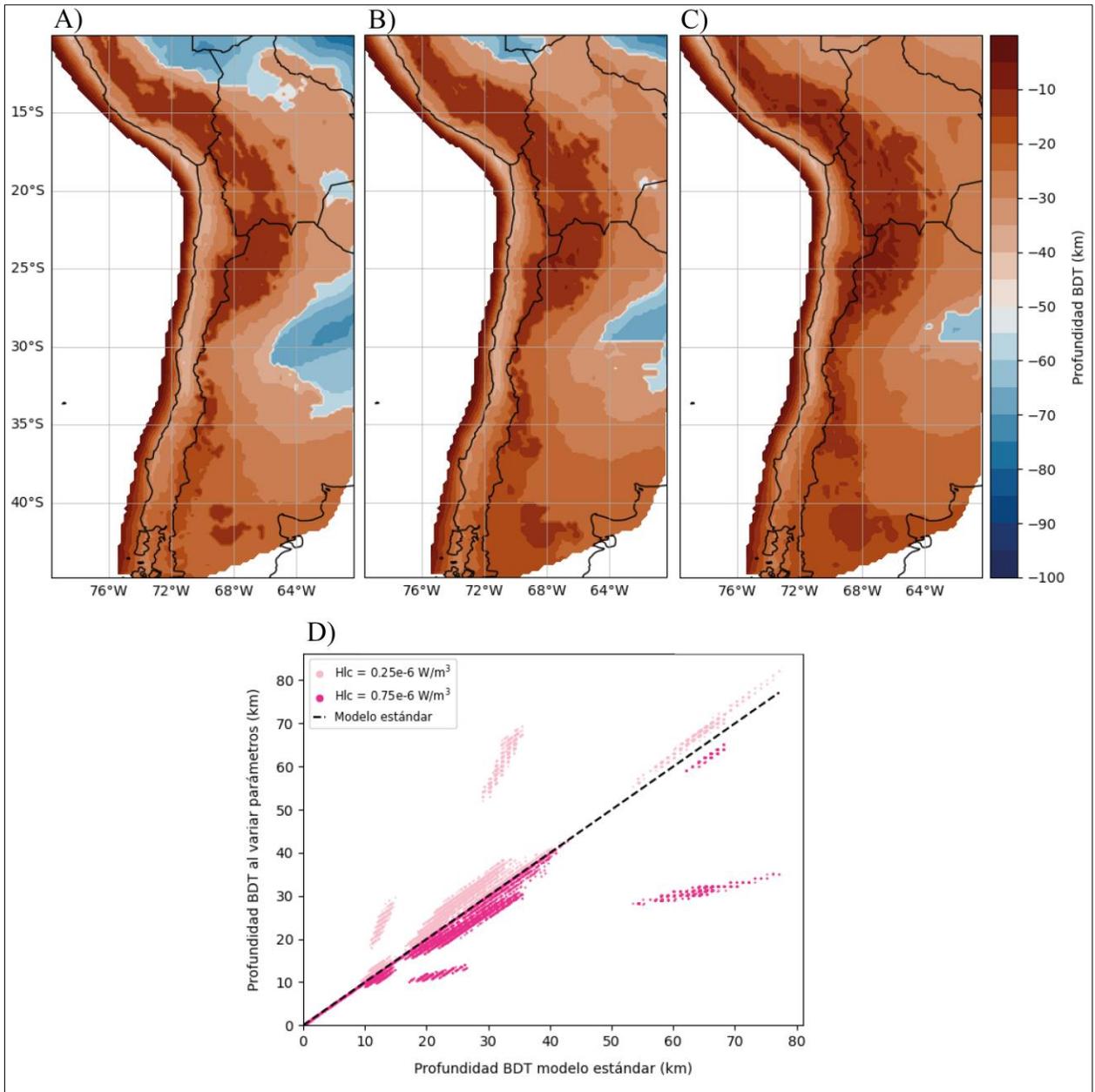


Figura A1.8: Variación de profundidad de BDT al variar la producción de calor radiogénico en la corteza inferior. Mapas de profundidad de la BDT al considerar, (a) el extremo inferior del rango, es decir, $0.25 \times 10^{-6} \text{ W/m}^3$, (b) el modelo estándar TM2 y (c) el máximo, $0.75 \times 10^{-6} \text{ W/m}^3$. (c) Gráfico que relaciona las profundidades alcanzadas al considerar la variación de H_{1c} y el modelo estándar (TM2). En rosado claro el extremo mínimo y en oscuro el máximo.

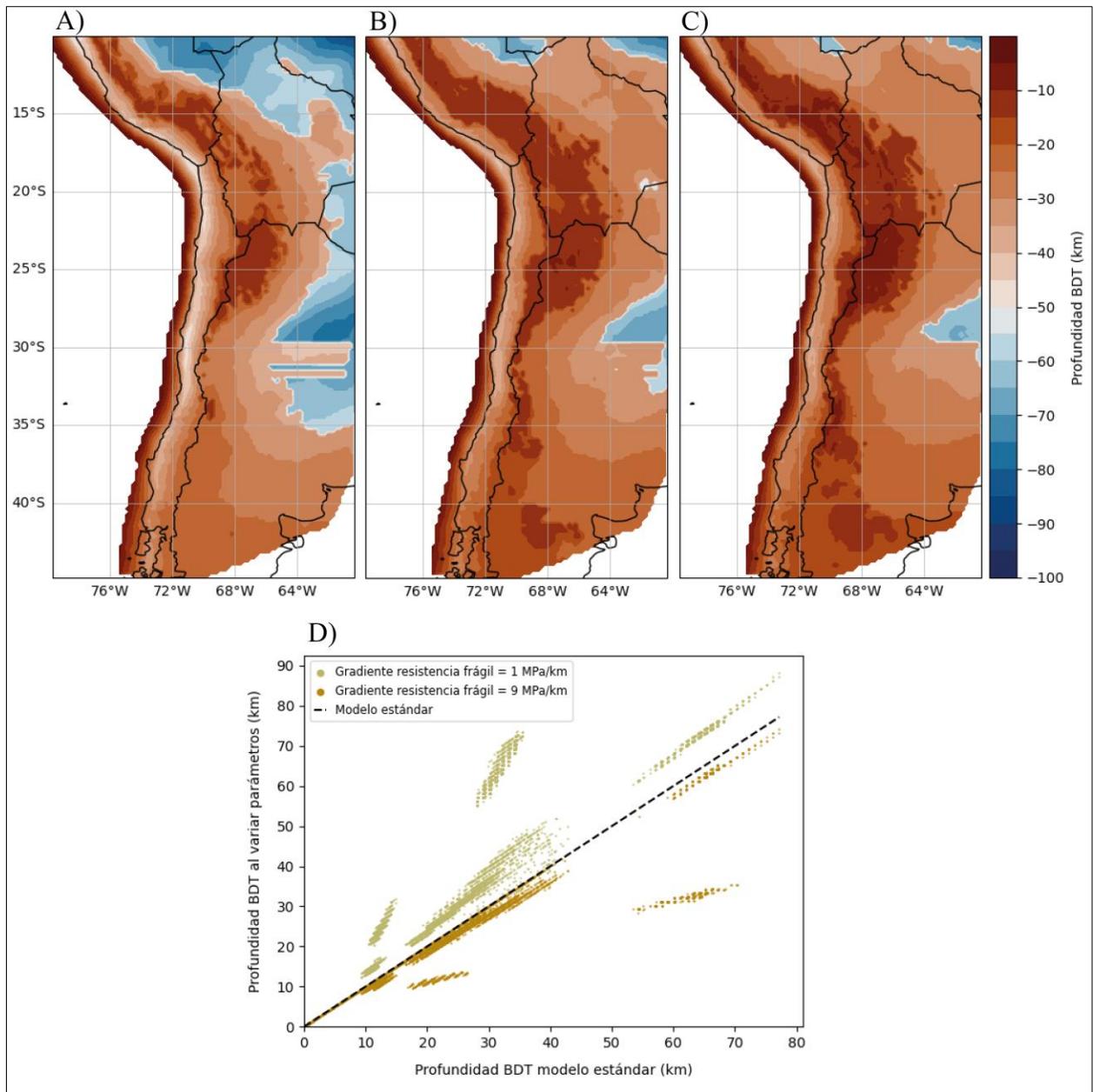


Figura A1.9: Variación de profundidad de BDT al variar el gradiente de resistencia frágil en TM2. Mapas de profundidad de la BDT al considerar, (a) el extremo inferior del rango, es decir, 1 MPa/km, (b) el modelo estándar TM2 y (c) el máximo, 9 MPa/km. (c) Gráfico que relaciona las profundidades alcanzadas al considerar la variación del gradiente de resistencia frágil y el modelo estándar (TM2). En café claro el extremo mínimo y en oscuro el máximo.