



UNIVERSIDAD DE CONCEPCIÓN
Facultad de Ciencias Químicas
Departamento de Ciencias de la Tierra



**IMPACTO DE LAS CÁMARAS MAGMÁTICAS EN LA
ESTRUCTURA TERMAL DE LAS ZONAS DE
SUBDUCCIÓN:
APLICACIÓN AL CASO ANDINO**

Memoria para optar al Título de Geóloga

Michell Selene Acuña Mercado

Profesor Patrocinante: Dr. Andrés Humberto Tassara Oddo

Profesores Comisión: Dra. Verónica Laura Oliveros Clavijo

Dr. Mauricio Esteban Espinoza Vargas

Concepción, 2024

“A mi madre, soy el reflejo de su amor”

ÍNDICE

RESUMEN	5
1. INTRODUCCIÓN	6
1.1. Planteamiento del problema	6
1.2. Objetivos	8
1.2.1. Objetivo general	8
1.2.2. Objetivos específicos	8
1.3. Alcances y limitaciones	8
1.4. Agradecimientos	9
2. MARCO TEORICO	11
2.1. Zonas de subducción	11
2.2. Sistemas magmáticos en zonas de subducción	14
2.3. Modelos termales de zonas de subducción	16
3. METODOLOGÍA	19
4. RESULTADOS	22
4.1. Incorporación de cámaras magmáticas al modelo conceptual preexistente	22
4.1.1. Influencia de la temperatura	22
4.1.2. Influencia de la forma	25
4.1.3. Influencia de la profundidad	26
4.1.4. Extensión del impacto de las cámaras magmáticas en el flujo calórico superficial	27
4.2. Incorporación de sistema magmático en perfil del margen andino a los 35°S	29
5. DISCUSIÓN	35
6. CONCLUSIONES	38
7. REFERENCIAS	41
ANEXOS	45

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura	Página
2. 1. Diagramas esquemáticos de una zona de subducción	10
2. 2. Mapa esquemático Zona Volcánica Sur	12
2. 3. Sección transversal simplificada de un margen de placa convergente ...	13
2. 4. Representación de un sistema magmático transcrystal térmicamente maduro	18
3. 1. Configuración del modelo numérico	22
4. 1. Distribución de temperatura y flujo calórico superficial cámara magmática circular.....	23
4. 2. Distribución de temperatura y flujo calórico superficial cámara magmática diagonal	24
4. 3. Distribución de temperatura y flujo calórico superficial magmática horizontal	25
4. 4. Distribución de temperatura y flujo calórico superficial cámara magmática vertical	25
4. 5. Distribución de temperatura y flujo calórico superficial cámara magmática diagonal y vertical a 600°C y diferentes profundidades	26
4. 6. Distribución de temperatura y flujo calórico cámara magmática diagonal a distintas profundidades	28
4. 7. Gráfico distintos sistemas magmáticos con valores que representan las dimensiones de los espacios donde el flujo calórico es al menos un 20% mayor en comparación con un modelo sin cámaras magmáticas	30
4. 8. Mapa de los sistemas volcánicos ubicados cercanos a los 35°S	31
4. 9. Distribución de temperatura resultante de la simulación numérica sin cámaras magmática, perfil ubicado a los 35°S	32
4. 10. Reservorio elipsoidal desarrollado por Le Mével <i>et al.</i> , 2020.....	32
4. 11. Modelo conceptual 3D que explica la relación entre la estructura cortical y el sistema de plomería magmática debajo del Complejo Volcánico Laguna del Maule	33
4. 12. Distribución de temperatura resultante de la simulación numérica con sistema cámaras magmática, perfil ubicado a los 35°S	34
4. 13. Gráfico de comparación entre los valores obtenidos de literatura y el modelo numérico	34
5. 1. Diagrama esquemático sistema volcánico	35

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla	Página
4. 1. Dimensiones de los espacios donde el flujo calórico es mayor en al menos un 20% mayor en comparación a un modelo sin cámaras magmáticas.....	13

RESUMEN

Los modelos térmicos canónicos predicen temperaturas en el manto superior y en la base de la corteza del arco que son cientos de grados más bajas que las estimaciones petrológicas de temperatura a estas profundidades. El presente trabajo plantea que la influencia de los sistemas magmáticos puede explicar las discrepancias de las observaciones térmicas entre los modelos numéricos preexistentes y la evidencia geológica. Con el fin de cuantificar el impacto de las cámaras magmáticas en la zona de subducción, son empelados modelos cuantitativos avanzados, los cuales resuelven numéricamente las ecuaciones diferenciales parciales mediante el método de elementos finitos. Estas ecuaciones consideran fenómenos como la conducción y difusión térmica, la generación de calor radiogénico y friccional, y la advección/convección de calor.

Los resultados en el modelado teórico demuestran que la presencia de cámaras magmáticas puede incrementar el flujo calórico superficial en varios cientos de miliwatts por metro cuadrado y que este incremento es la representación en superficie de variaciones en la temperatura, profundidad y forma de los reservorios. La interacción entre estos sistemas y la corteza superior más fría genera variaciones en los gradientes que se traducen en rocas sobrecalentadas en el entorno inmediato de las cámaras magmáticas. Este entorno más caliente se interpreta como una zona *mush*, la cual se caracteriza por poseer una mezcla de cristales y fundido.

Estas observaciones teóricas se respaldan con la aplicación de este modelo a un perfil en los 35°S, que considera la presencia de un sistema magmático compuesto por una cámara magmática principal y pequeños reservorios circundantes. Los resultados numéricos de este modelo se ajustan a las medidas de flujo calórico superficial en relación con su cercanía a los centros volcánicos, apoyando la teoría de que los sistemas magmáticos bajo el arco pueden explicar las discrepancias térmicas del calor superficial en los modelos termales actuales.

1. INTRODUCCIÓN

1.1. Planteamiento del problema

Las zonas de subducción son regiones tectónicamente activas donde convergen dos placas tectónicas, y una de ellas se hunde en el manto (subduce) bajo la otra debido a la diferencia de densidades. Este proceso suele ocurrir cuando una placa oceánica, que es más densa, se desliza bajo una placa continental o una placa oceánica menos densa.

La dinámica de las zonas de subducción es clave para una mejor comprensión de los terremotos, el volcanismo, la tectónica de placas y la evolución térmica y química de la Tierra. Desde el intento pionero de Luyendyk (1970) de relacionar la geometría de las zonas de subducción con algún aspecto fundamental de la cinemática y dinámica de las placas, investigaciones posteriores han sugerido una variedad y complejidad cada vez mayor entre los posibles controles y las configuraciones resultantes de las zonas de subducción (Cross & Pilguer, 1982). Anderson *et al.* (1978, 1980) fueron los primeros en considerar la estructura térmica de las zonas de subducción para la deshidratación de la losa, terremotos profundos, fusión del manto y volcanismo de arco (Zhen & Zhao, 2017).

Los modelos cuantitativos son una herramienta importante al momento de estudiar la estructura térmica de las zonas de subducción, estos permiten analizar, interpretar y predecir fenómenos mediante la resolución de un conjunto de ecuaciones, que consideran conducción y difusión térmica, generación de calor radiogénico y friccional, y advección/convección de calor. Existen principalmente dos formas de resolver estas ecuaciones: analíticamente, mediante simplificaciones matemáticas, o numéricamente, utilizando métodos como el de elementos finitos para manejar entornos más complicados (Gerya, 2019), como el proceso de acoplamiento entre las placas y el manto circundante (Leng & Mao, 2015).

A lo largo del tiempo se han desarrollado múltiples modelos, más recientemente se ha vuelto común determinar el flujo de la cuña del manto resolviendo las ecuaciones de Stokes para el flujo viscoso. La evidencia ha demostrado que los modelos que prescriben cinemáticamente la placa son más simples y adecuados, estos modelos son particularmente apropiados para el

estudio de las zonas de subducción de la Tierra donde la geometría de la placa está bien descrita por la sismicidad de la zona de Benioff y estudios sísmicos locales, y aquellos donde el movimiento relativo de las placas puede extraerse de modelos tectónicos globales (Van Keken *et al.*, 2008).

Con las nuevas herramientas computacionales, los modelos actuales suelen ser más precisos y exactos, sin embargo, la evidencia geofísica de imágenes sísmicas y magnetotelúricas de altas temperaturas y/o magma en profundidad bajo los arcos volcánicos es consistente con el consenso emergente de que las temperaturas superficiales en los arcos de las zonas de subducción son más altas de lo que predicen los modelos canónicos. Los esfuerzos de modelado previos para resolver la discrepancia con las observaciones han involucrado la variación de la geometría prescrita de la subducción, el acoplamiento manto/losa, el modelo reológico del manto, y el calentamiento por fricción a lo largo de la parte superior de la losa en la zona sismogénica, la cual aumenta el flujo de calor en el antearco. Ninguno de estos esfuerzos ha tenido éxito en explicar tanto la amplitud de las observaciones térmicas como su posición relativa al arco volcánico (Rees Jones *et al.*, 2018).

En un intento por explicar las diferencias observadas entre los modelos canónicos existentes y las medidas de calor superficial, el presente trabajo incorpora cámaras magmáticas en la corteza superior de las zonas de subducción y cuantifica el impacto que tendrían las variaciones de profundidad, temperatura y forma en la medida y distribución del flujo calórico superficial. Para ello, se utilizarán modelos numéricos avanzados, basados en elementos finitos, los cuales resuelven las ecuaciones de Stokes en zonas de subducción que se encuentran prescritas cinemáticamente. En un esfuerzo final, este modelo será aplicado a un perfil del margen andino a los 35°S, donde las medidas entregadas por el modelo serán contrastadas con las medidas obtenidas en la literatura.

Resolver esta discrepancia puede mejorar el entendimiento de los procesos termodinámicos en las zonas de subducción, lo cual puede influir en la predicción de fenómenos geológicos como el vulcanismo y la sismogénesis. El modelado del emplazamiento de láminas de intrusiones puede revelar los parámetros que controlan qué tipo de intrusión se forma y por

qué se encuentran diferentes tipos de intrusiones en el mismo sistema de conductos volcánicos (Burchardt *et al.*, 2016). Además, este conocimiento puede mejorar el entendimiento de los gradientes térmicos y la distribución de temperatura, lo cual tiene aplicaciones prácticas en el campo de la geotermia, ayudando en la identificación de recursos y mejorando la exploración.

1.2. Objetivos

1.2.1. Objetivo general

Cuantificar el impacto de las cámaras magmáticas en la estructura termal de las zonas de subducción.

1.2.2. Objetivos específicos

- a. Incorporar al modelo de zonas de subducción preexistentes la presencia de las cámaras magmáticas en la corteza superior.
- b. Determinar cómo las variaciones en la profundidad, temperatura y forma de las cámaras magmáticas en la corteza superior afectan la medida y distribución del flujo calórico superficial en las zonas de subducción.
- c. Implementar el modelo numérico en un perfil específico del margen andino a los 35°S y contrastar las medidas obtenidas con los datos disponibles en la literatura para evaluar la precisión y relevancia del modelo.

1.3. Alcances y limitaciones

Este estudio incluye la incorporación de cámaras magmáticas sencillas y teóricas a un modelo basado en elementos finitos. La aplicación del modelo a los 35°S simula la presencia de varias cámaras magmáticas, considerando el sistema magmático aceptado actualmente que incluye múltiples cámaras y un *mush* de fluido más o menos cristalino.

La precisión del modelo depende de la calidad de los datos geofísicos disponibles, y las simplificaciones necesarias en el modelado pueden no capturar todos los aspectos de la

realidad geológica. Además, la variabilidad geológica regional puede limitar la aplicabilidad de los resultados a otras áreas de subducción.

1.4. Agradecimientos

Hay muchos caminos para llegar al mismo lugar, soy una persona convencida de que a esos lugares se llega mejor con buena guía; quisiera expresar mi total gratitud al Dr. Andrés Tassara quien confió en mi para llevar a cabo este proyecto de tesis, sin su comprensión y apañe nada de esto habría llegado a buen puerto. También agradecer al Dr. Rodolfo Araya y Nicole Catalán quienes, sin conocerme me prestaron su ayuda y grandes conocimientos para el desarrollo del modelo.

A lo largo del tiempo de desarrollo de este trabajo se han presentado una serie de desafíos, momentos altos y me gustaría agradecerme a *mí*, por siempre seguir adelante, aunque a veces sea cruel conmigo y piense que pude hacerlo mejor, más rápido, más eficiente, solo Dios y yo sabemos cuánto costo realmente, así que también se lo agradezco a Él, por su eterna compañía.

Este trabajo solo es la expresión final de un largo proceso, de años de estudio y dedicación, durante estos años conocí a muchas personas cuyo paso por mi vida ayudo a construir la persona que soy, mis queridísimos amigos, aquellos que me demostraron que, tal y como me prometió *One Piece* hace muchos años, el mundo es un lugar enorme y aunque a veces tome tiempo uno siempre encuentra a compañeros de vida, gracias Leito por soportar mis exigencias, algunas bastante absurdas, en la mayoría de los trabajos de la Universidad y por escuchar mis problemas a las horas más ridículas. Gracias Eduardo, por alimentarme y arreglar mi computador cuando no tenía los medios para hacerlo. También agradecer a aquellos que hicieron mi vida más divertida, Catalina, Félix, Adán, Gastón, Francisca, Javier, María Paz, cada conversación la llevo en el corazón, y espero que su risa me acompañe por muchos años más. Me gustaría dejar expresado el gran agradecimiento y cariño que tengo por Benjamín, quien fuera mi pareja durante gran parte de los años de Universidad, sin su amor, soporte y comprensión nada de esta experiencia habría sido la misma.

Finalmente, agradecer a mi familia, si bien, recibí mucho apoyo de mis tíos y primos, yo soy el reflejo de las grandes mujeres que me educaron, mi abuela Rosalina, mi tía Solange y, principalmente, mi madre Margoret Mercado. Fue mi madre la que siempre me impulso a buscar lo que quería, no detenerme nunca, pero, sobre todo, quien me enseñó que “*no se llora sobre la leche derramada*” su frase estrella para levantar cabeza, la frase que me acompañó para enmendar cada fallo y aprender de cada error.

2. MARCO TEORICO

2.1. Zonas de subducción

Las zonas de subducción son regiones tectónicamente activas que corresponden a expresiones interiores de los 55.000 km de márgenes de placas convergentes de la tierra (Stern, 2002), estos segmentos han sido el foco de muchos estudios desde el advenimiento de la tectónica de placas en la década de 1960. La tomografía sísmica ha revelado la estructura de las zonas de subducción en diversos entornos geodinámicos, esta estructura se caracteriza por una marcada asimetría en los movimientos relativos de las placas (Gerya *et al.*, 2008). En términos generales, una zona de subducción es simplemente un lugar de convergencia entre dos placas tectónicas, donde la litosfera oceánica de una placa se sumerge en el manto por debajo de la litosfera (oceánica o continental) de la otra placa. (Schellar, 2023)

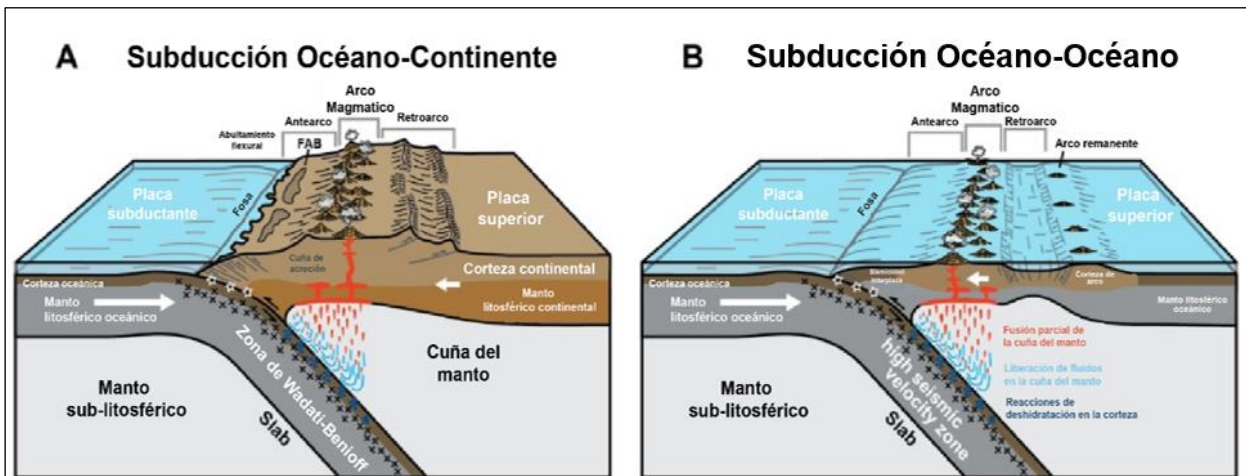


Figura 2.1. Diagramas esquemáticos de una zona de subducción. (a-b) Vista en perspectiva 3D de los dos tipos de zonas de subducción mostrando cuatro características geológicas principales, a saber, el arco magmático (con volcanes), la fosa de aguas profundas, la zona Wadati-Benioff (las cruces negras indican terremotos) y la zona de alta velocidad sísmica (característica de la losa en la tomografía sísmica), con (a) una zona de subducción océano-continente (litosfera oceánica que subduce bajo la litosfera continental) y (b) una zona de subducción océano-océano (litosfera oceánica que subduce bajo la litosfera oceánica). (Modificado de Schellar (2023).

Las zonas de subducción forman características tectónicas dominantes en la Tierra y son el lugar de grandes cambios tanto en física como en química a escala litosférica (Zhen & Zhao, 2017), comparten una serie de características geológicas, geofísicas y geoquímicas. Las más generales y más notables incluyen (1) una fosa marina profunda que marca el límite de placa

entre la placa subductante y la placa cabalgante; (2) un arco magmático, con vulcanismo explosivo, que se forma principalmente debido a la fusión parcial en la cuña del manto facilitada por la presencia de fluidos que se liberan de la losa subductada como resultado de reacciones metamórficas de deshidratación y expulsión de fluidos de los espacios porosos y grietas; (3) una zona plana de sismicidad, denominada zona de Wadati-Benioff, que se extiende desde la fosa hasta una profundidad máxima de ~ 700 km en el manto (Figura 2.1. a-b). (4) Una losa sísmica tomográfica, que corresponde a una zona plana en el manto que se caracteriza por velocidades sísmicas anómalamente altas que a menudo se solapa con la zona Wadati-Benioff.

Aunque las zonas de subducción comparten características, cada una posee una historia geológica distinta, la Zona de Subducción Andina, en donde se ubica el margen chileno, es un sistema continuo y de larga vida con subducción en curso desde al menos el Mesozoico. Se caracteriza por la subducción hacia el este de la placa oceánica de Nazca debajo de la placa continental sudamericana por ~ 7000 km a lo largo del rumbo. La convergencia a lo largo de la mayor parte del margen es relativamente uniforme a $\sim 7-9$ cm año⁻¹ en un azimut de $\sim 71-78^\circ$ (Rodríguez *et al.*, 2021), casi perpendicular con respecto al eje de la fosa orientado hacia NS. La rápida convergencia es parcialmente absorbida como acortamiento y engrosamiento de la corteza para producir el mayor orógeno no colisional de la Tierra, la Cordillera de los Andes (Tassara & Echaurren, 2012).

El vulcanismo en el margen andino ocurre en cuatro regiones separadas denominadas Zona Volcánica Norte (ZVN), Zona Volcánica Central (ZVC), Zona Volcánica Sur (ZVS) y Zona Volcánica Austral (ZVA). Cada una de estas zonas se divide a su vez en varios segmentos más pequeños del arco volcánico. Las divisiones entre las zonas más grandes, y entre los segmentos más pequeños, así como las diferencias en los magmas erupcionados en cada segmento de cada zona, reflejan la segmentación geológica y tectónica de la Cordillera de los Andes (Stern, 2004)

Los volcanes de la Zona Volcánica Sur (ZVS) están ubicados a lo largo de un segmento continuo de arco de 1.400 km desde 33.3° a 46° S en Argentina y Chile (Figura 2.2). El eje

del frente volcánico del Holoceno se encuentra aproximadamente a 280 km de la fosa Chile-Perú y tiene un ancho promedio de 40 km, aunque a 39°S el frente volcánico se ensancha a alrededor de 80 km. Los investigadores dividen la ZVS en la SVZ Norte o ZVSN (33°S - 34°30'S), la ZVS Transicional o ZVST (34°30'S - 37°S), la ZVS Central o ZVSC (37°S - 42°S) y la ZVS Sur o ZVSS (42°S - 46°S) (Holbik, 2014).

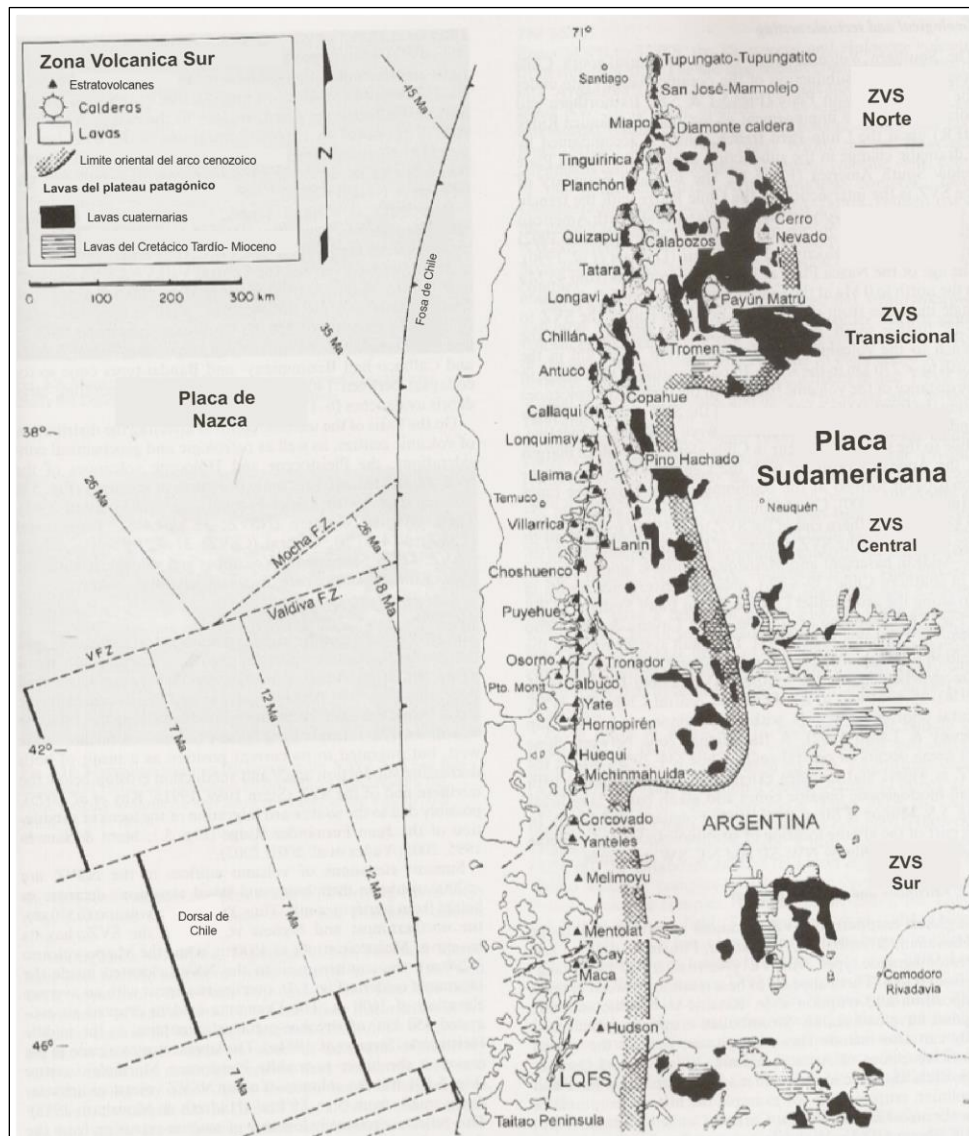


Figura 2.2. Mapa esquemático de la Zona Volcánica Sur. Modificado de Holbik (2014), que muestra la ubicación de algunos de los volcanes y sistemas de calderas más conocidos mencionados en el texto. Nota la notable expansión del arco en el segmento Transicional de la ZVS al norte de los 37°S.

2.2. Sistemas magmáticos en zonas de subducción

La actividad ígnea en los límites convergentes de placas es una de las manifestaciones más importantes de la tectónica de placas. El magmatismo de margen convergente, también llamado magmatismo de arco ocurre en alineaciones rectas o curvas (arcos) de complejos discretos volcánico-plutónicos que se forman sobre una zona de subducción, donde el material de la placa oceánica (litósfera más sedimentos) se recicla en el manto terrestre (Stern, 2015), es sabido que la geometría de la zona de subducción y su evolución a lo largo del tiempo son un factor determinante en la distribución espaciotemporal de los arcos magmáticos (Cross & Pilger, 1982).

El proceso general de formación de los sistemas magmáticos en zonas de subducción es claro, debido a que la placa subductante ha sido fondo marino durante decenas o incluso cientos de millones de años, las partes superiores (sedimento, corteza oceánica y manto superior) están frías y húmedas cuando la placa llega a una trinchera oceánica y comienza a hundirse en una zona de subducción (Stern, 2015).

La placa oceánica parcialmente hidratada (1 en Figura 2.2) se subduce en la astenosfera, la temperatura y la presión aumentan y causan la desestabilización de los minerales hidratados: comienzan a descomponerse a diferentes profundidades dependiendo de sus condiciones de estabilidad P-T.

Tales reacciones de descomposición conducen progresivamente a la formación de minerales más densos y menos hidratados y/o anhidros, y el exceso de agua se libera en la cuña astenosférica o manto de la cuña por encima de la placa subductante (2.1 en figura 2.3). Este fluido añadido reduce la temperatura de fusión de la peridotita caliente de la cuña astenosférica y, por lo tanto, se forma magma (3 en figura 2.3). El magma así formado asciende debido a la flotabilidad y, a menudo después de experimentar diferentes grados de cristalización y contaminación por la corteza superior, erupciona a través de volcanes formando el frente volcánico (Sen, 2014).

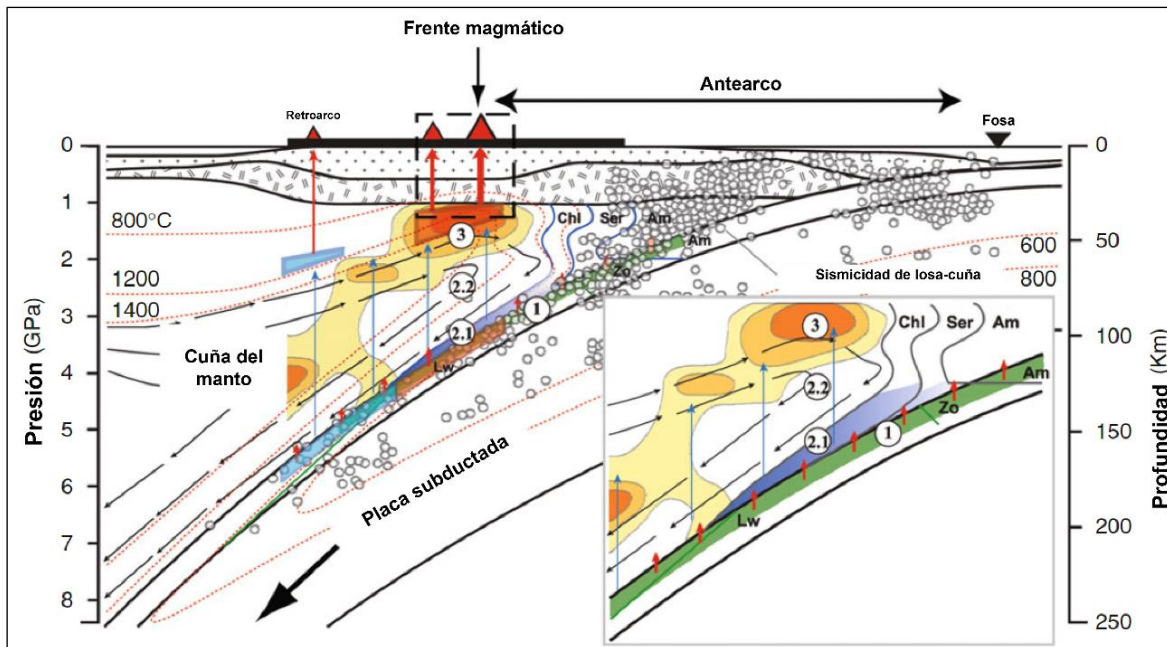


Figura 2.3. Sección transversal simplificada de un margen de placa convergente y la zona de subducción subyacente. Enfatizando el flujo del manto astenosférico en la cuña del manto (flechas negras finas) impulsado por el movimiento de la placa oceánica subducida (Placa Subducida) acompañado por la transferencia de fluidos y fundidos que emanan de la corteza oceánica subducida y los sedimentos hacia la cuña del manto (flechas azules finas). Las regiones amarillas y rojas son interpretadas como manto parcialmente fundido. Los números encerrados en círculos indican los lugares de procesos magmáticos importantes relacionados con la subducción. Los círculos abiertos son ubicaciones de terremotos. Chl clorita, Ser serpentina, Am anfíbol, Lw lawsonita, Zo zoisita. Procesos importantes en la zona de subducción y la cuña del manto: (1) Deshidratación o fusión de sedimentos subducidos y corteza oceánica alterada. (2.1) Alteración del manto frío justo encima de la placa subducida, que también desciende y libera fluidos. (2.2) Ascenso de fluidos desde la base del manto metasomatizado hasta las regiones del manto más calientes. (3) Fusión del manto. Figura modificada de Stern (2015).

Los arcos modernos tienden a exponer en la superficie o cerca de la superficie la expresión de los magmas del arco, y por lo tanto están dominados por depósitos de lava y piroclásticos, así como por algunos diques y *sills* alimentadores. Sin embargo, debajo de un arco volcánico se encuentran cámaras magmáticas que son un laberinto complejo de intrusiones, representando el interior del sistema de plomería del arco (*arc plumbing system*) (Murphy, 2006). El material ígneo bajo el arco volcánico existe en diferentes estados que reflejan la proporción respectiva de fases de gas, fundidos y cristales, y están vinculados a la presión, temperatura, química y contenido de volátiles del magma (Annen *et al.*, 2015). A la mayor escala, un sistema magmático constituye cuatro dominios físicos interrelacionados; *magma* (fundido \pm cristales y fluidos exsolados), *mush* que contiene fundido y fluidos asociados

distribuidos dentro de un marco cristalino, rocas *super-solidus* y rocas hospedadoras *sub-solidus* que son influenciadas por la transferencia de calor magmático, el influjo de fluidos de origen magmático y el estrés inducido por el magma (Sparks *et al.*, 2019).

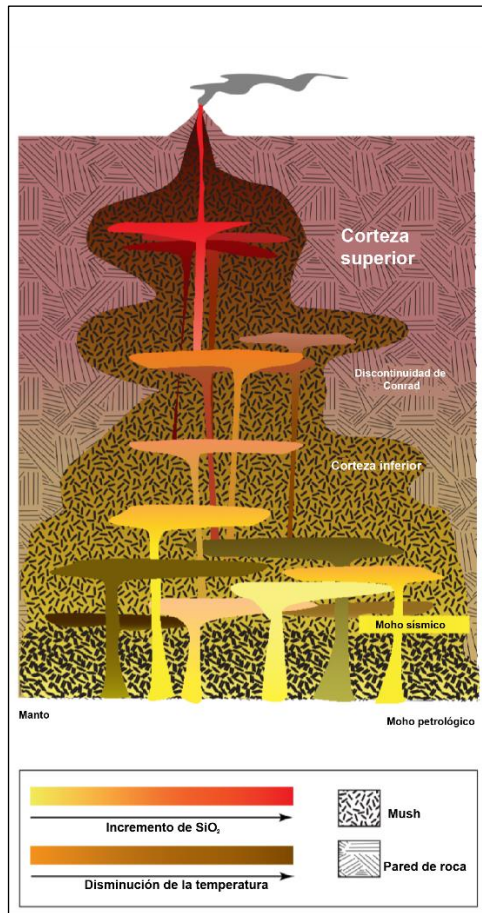


Figura 2.4. Representación de un sistema magmático transcrustal térmicamente maduro, donde el procesamiento del fundido en un dominio de mezcla volumétricamente dominante lleva a la formación de múltiples cámaras magmáticas en la corteza media y superior. Diagrama modificado de Sparks *et al.*, 2019

La actividad ígnea en los márgenes convergentes a lo largo de la historia de la Tierra es responsable de la formación de la mayor parte de la corteza continental y de los depósitos de minerales económicos (Stern, 2015). El estado térmico de las zonas de subducción ejerce un control fundamental sobre la actividad magmática, entender el crecimiento de los cuerpos ígneos es de fundamental importancia para varios dominios de las ciencias de la Tierra, incluidos la petrología, la vulcanología y la geología económica (Annen *et al.*, 2015).

2.3. Modelos termales de zonas de subducción

Comprender el proceso de subducción es un desafío importante en la geociencia, es sabido que el régimen térmico afecta significativamente los procesos geológicos asociados a esta

zona (actividad volcánica, sismicidad, reacciones metamórficas, etc.). Para estudiar la estructura de térmica de las zonas de subducción los modelos cuantitativos destacan como una poderosa herramienta. Estos modelos permiten analizar, interpretar y predecir fenómenos mediante la resolución de un conjunto de ecuaciones, que consideran conducción y difusión térmica, generación de calor radiogénico y friccional, y advección/convección de calor.

Existen principalmente dos formas de resolver estas ecuaciones: analítica y numéricamente. El enfoque analítico, utiliza simplificaciones matemáticas que permiten disminuir la complejidad de las ecuaciones y centrarse en los parámetros dominantes que controlan la estructura térmica, como la edad de la placa, la velocidad y el ángulo de inclinación, etc. El enfoque numérico, utiliza métodos como el de elementos finitos para manejar entornos más complicados (Gerya, 2019), y permite considerar, entre otras cosas, la viscosidad del manto y el proceso de acoplamiento entre las placas y el manto circundante (Leng & Mao, 2015).

El modelado numérico utiliza ecuaciones matemáticas para simular un proceso simple o una combinación de varios procesos. Usando códigos y software numéricos, que a menudo se han desarrollado para aplicaciones en ciencia de materiales, el sistema estudiado se subdivide en subsistemas, denominados elementos, y se resuelven las ecuaciones para cada elemento.

Los modelos numéricos resuelven las ecuaciones fundamentales de la mecánica de continuos, como las ecuaciones de Stokes y Navier-Stokes para el flujo de fluidos, la ley de Hooke para la deformación elástica, la ecuación de calor para calcular la difusión y/o advección térmica, y la ley de Darcy para el flujo poroso. Existen varios métodos de resolución, como diferencias finitas, elementos finitos y volúmenes finitos. En la investigación de sistemas de plomería volcánica (*volcanic plumbing system*), los modelos numéricos continuos se utilizan comúnmente para modelar la deformación elástica inducida por intrusiones magmáticas, el flujo de magma dentro de las intrusiones, los impactos térmicos de las intrusiones en su roca huésped, la convección térmica dentro de los reservorios de magma y, recientemente, el emplazamiento del magma (Burchardt *et al*, 2016). Existen tres ecuaciones principales que rigen el modelado numérico de la estructura térmica de la losa: las ecuaciones de conservación de masa, momento y energía.

$$\text{Conservación de masa} \quad \nabla \cdot \mathbf{v} = 0 \quad (1)$$

$$\text{Conservación de momento} \quad \nabla \cdot \boldsymbol{\tau} - \nabla P = -g\Delta\rho \quad (2)$$

$$\text{Transferencia de calor} \quad \rho C_p \left(\frac{dT}{dt} + \mathbf{v} \cdot \nabla T \right) = \nabla \cdot (k\nabla T) + Q \quad (3)$$

Donde, ∇ es el gradiente; \mathbf{v} es el vector de velocidad; $\boldsymbol{\tau}$ es el tensor de esfuerzos; P es la presión; ρ es la densidad; C_p es el calor específico a presión constante; T es la temperatura; t es el tiempo; \mathbf{g} es el vector gravitacional; $\Delta\rho$ es la anomalía de densidad; Q es la tasa de producción interna de calor y pueden incluir calor radiogénico y friccional. Según diferentes propósitos de investigación, también se pueden agregar procesos físicos o químicos en las ecuaciones, como cambios de densidad y energía debido a cambios de fase y efectos de fluidos acuosos, etc. (Leng & Mao 2015).

Van keken *et al.* (2008) define un dominio teórico a partir del cual distintos grupos de investigadores desarrollan un conjunto de *benchmarks*, o modelos de referencia, que facilitan la comparación de modelos numérico para la dinámica y estructura térmica de las zonas de subducción. Los casos de referencia se basan en un enfoque termomecánico en el que la losa se prescribe cinemáticamente y el flujo de la cuña se calcula dinámicamente. En esta publicación los autores emplean métodos de diferencias finitas (DF) y volúmenes finitos (VF) y elementos finitos para resolver las ecuaciones que definen el sistema.

Los métodos de elementos finitos se pueden utilizar para discretizar geometrías complejas, lo que proporciona una ventaja significativa para el modelado de zonas de subducción sobre los métodos ya mencionados (Wilson & van Keken, 2023). Araya *et al.* (2023) utiliza el método de elementos finitos estabilizados para resolver las ecuaciones de Stokes, el objetivo es mejorar la precisión y estabilidad de la solución. Esta publicación proporciona una herramienta robusta y precisa para el estudio numérico.

3. METODOLOGÍA

Para los modelos, se resolvieron las ecuaciones diferenciales parciales que gobiernan la transferencia de calor utilizando el método estabilizado de elementos finitos planteado por Araya *et al.* (2023). Estas ecuaciones consideran la conducción y difusión térmica, la generación interna de calor, y la advección/convección de calor. Los detalles sobre la discretización, las técnicas de solución y las pruebas de resolución se encuentran disponibles en esta publicación.

El modelado geométrico, la discretización de la malla y los cálculos numéricos se hicieron utilizando el programa Gmsh v. 4.13.1 y FEniCS, una plataforma de software gratuito que permite la resolución automatizada de ecuaciones diferenciales parciales a través del método de elementos finitos. Para la visualización de los resultados se empleó ParaView v. 5.13.0.

El tamaño de los elementos lineales en la malla varía a lo largo del modelo, con la dimensión más pequeña en las regiones con los mayores gradientes de temperatura (como la esquina de la cuña del manto, la parte superior de la losa y los contornos de cámaras magmáticas) y con un espaciamiento mayor en zonas alejadas de fuertes gradientes (Figura 3.1 (a)). El interior de las cámaras magmáticas no posee malla y fueron modeladas como cavidades o agujeros de color blanco, sin temperatura en su interior, pero con una condición de borde que marca la temperatura en su contorno. A pesar de que las grandes intrusiones ígneas resultan de la amalgamación de intrusiones más pequeñas (Annen *et al.*, 2015), para una mayor facilidad de interpretación en la primera parte del trabajo, correspondiente al modelado teórico, se muestran modelos con geometrías magmáticas tanto circulares como elípticas, que representan cámaras esféricas y elipsoidales como formas típicas ideales y comúnmente modeladas como cámaras magmáticas alrededor del mundo (Browning *et al.*, 2021).

Las cámaras magmáticas son circulares con un radio de 4.5 km o elípticas con 7.5 km de longitud y 4.5 km de grosor. Las cámaras elípticas se encuentran en tres posiciones distintas: vertical, horizontal y diagonal. Además de examinar la influencia de la forma en las cámaras magmáticas también se evalúa el impacto de la temperatura y profundidad: la temperatura de las paredes de las cámaras magmáticas se establece en 600°C, 900°C o 1200°C; la

profundidad del techo de las cámaras magmáticas se estable en: somero (SMR) 3 km, intermedio (INT) 10 km y profundo (PRF) en 20 km.

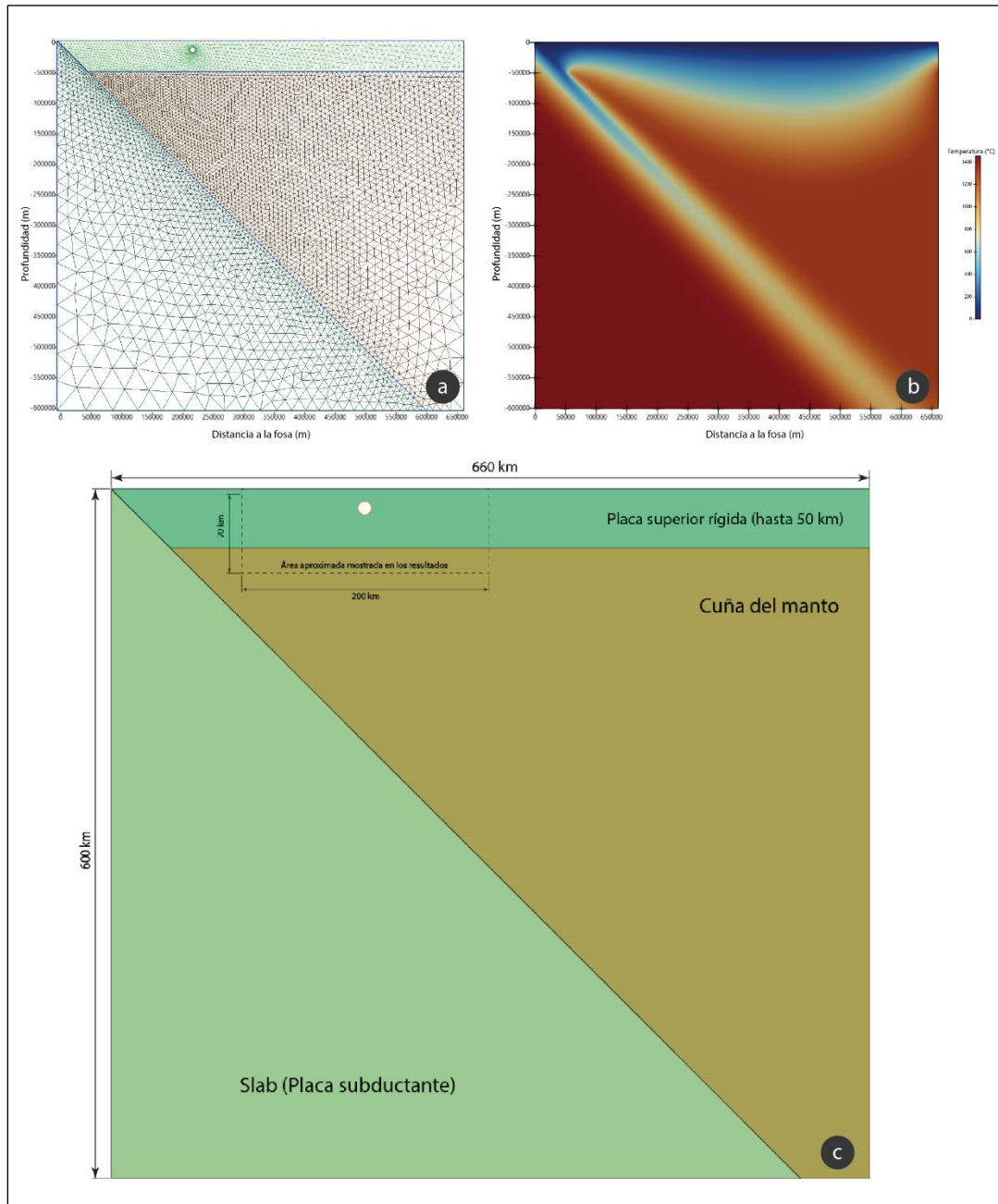


Figura 3.1. Configuración del modelo numérico. (a) Malla utilizada en el modelo numérico, 600 km de longitud y 660 km de profundidad. (b) Distribución de temperatura resultante de la simulación numérica sin cámaras magmáticas. (c) Esquema estructural del área de estudio, en la corteza superior se indica el área aproximada mostrada en los resultados.

Para la segunda parte, se utiliza la geometría de un perfil desarrollado a los 35°S del margen andino (Catalán *et al.*, *in prep*). En este perfil se incorpora un reservorio magmático de mayor tamaño, rodeado por reservorios elípticos más pequeños. Esta distribución busca replicar los modelos teóricos desarrollados en las cercanías del perfil (*e.g.*, Degruyter *et al.*, 2017; Cardona *et al.*, 2018; Ruz *et al.*, 2020), donde se tiene una cámara magmática principal rodeada por un mush y reservorios magmáticos de menor tamaño. Las medidas de la cámara magmática principal se basaron en la publicación de Le Mével *et al.* (2021), mientras que los reservorios magmáticos circundantes fueron delimitados de manera arbitraria, mayores detalles en la sección 4.2.

4. RESULTADOS

4.1. Incorporación de cámaras magmáticas al modelo conceptual preexistente

Para la parte conceptual de este estudio se modelaron 36 cámaras magmáticas producto de la variación de los parámetros antes descritos, en esta sección se muestran algunos de los resultados obtenidos a partir de las simulaciones numéricas.

4.1.1. Influencia de la temperatura

La figura 4.1 muestra los resultados de la simulación térmica para cámaras magmáticas con temperaturas de 600°C, 900°C y 1200°C. Se observó que el flujo calórico superficial aumenta significativamente con el incremento de la temperatura. La cámara magmática a 1200° C mostro en su punto más alto una diferencia aproximada 260 mW/m² a en el flujo calórico con respecto al modelo sin cámara magmática, mientras que la cámara a los 900° C alcanzo una diferencia de 180 mW/m² y la de 600°C registro 111 mW/m².

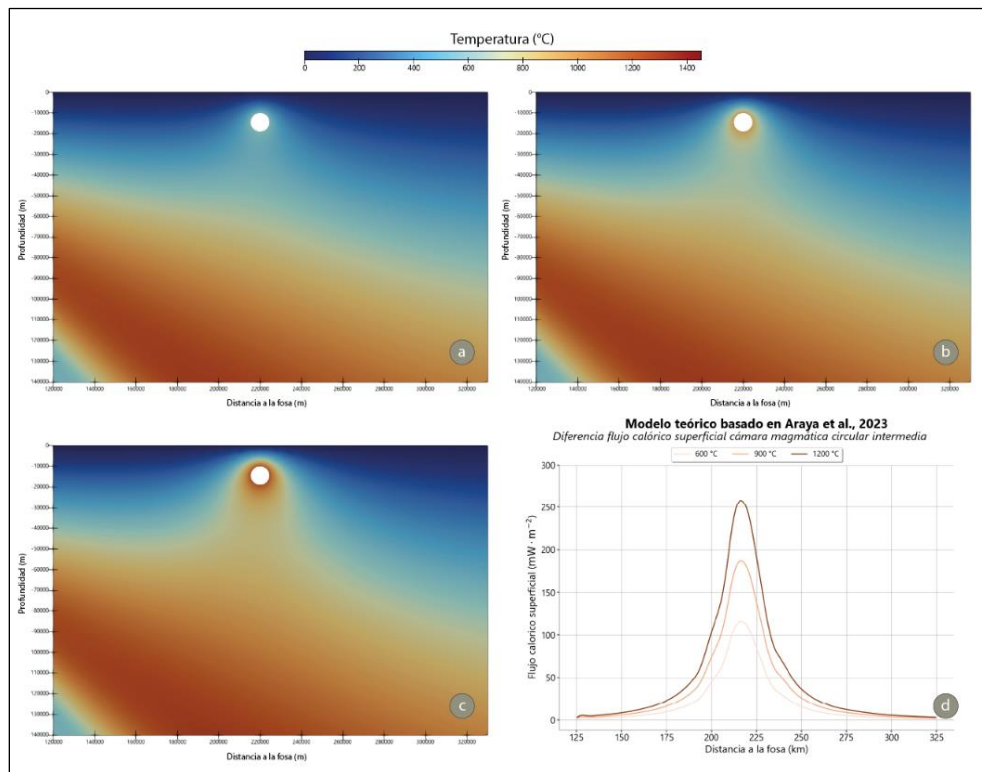


Figura 4.1. (a, b, c) Distribución de temperaturas para una cámara magmática circular a 600°, 900° y 1200 °C, respectivamente. Gráfico comparativo que muestra las diferencias en el flujo calórico superficial.

Estos resultados confirman que la temperatura de la cámara magmática es un factor crucial en la variación del flujo calórico superficial, alineándose con los hallazgos de Rees Jones *et al.*, (2018), quienes destacan la importancia de las cámaras magmáticas en la estructura térmica. Para las cámaras magmáticas con otras formas el resultado es consistente. Las figuras 4.2, 4.3 y 4.4, corroboran independiente de la forma, al aumentar la temperatura de las paredes del reservorio magmático esto aumenta el flujo calórico en superficie.

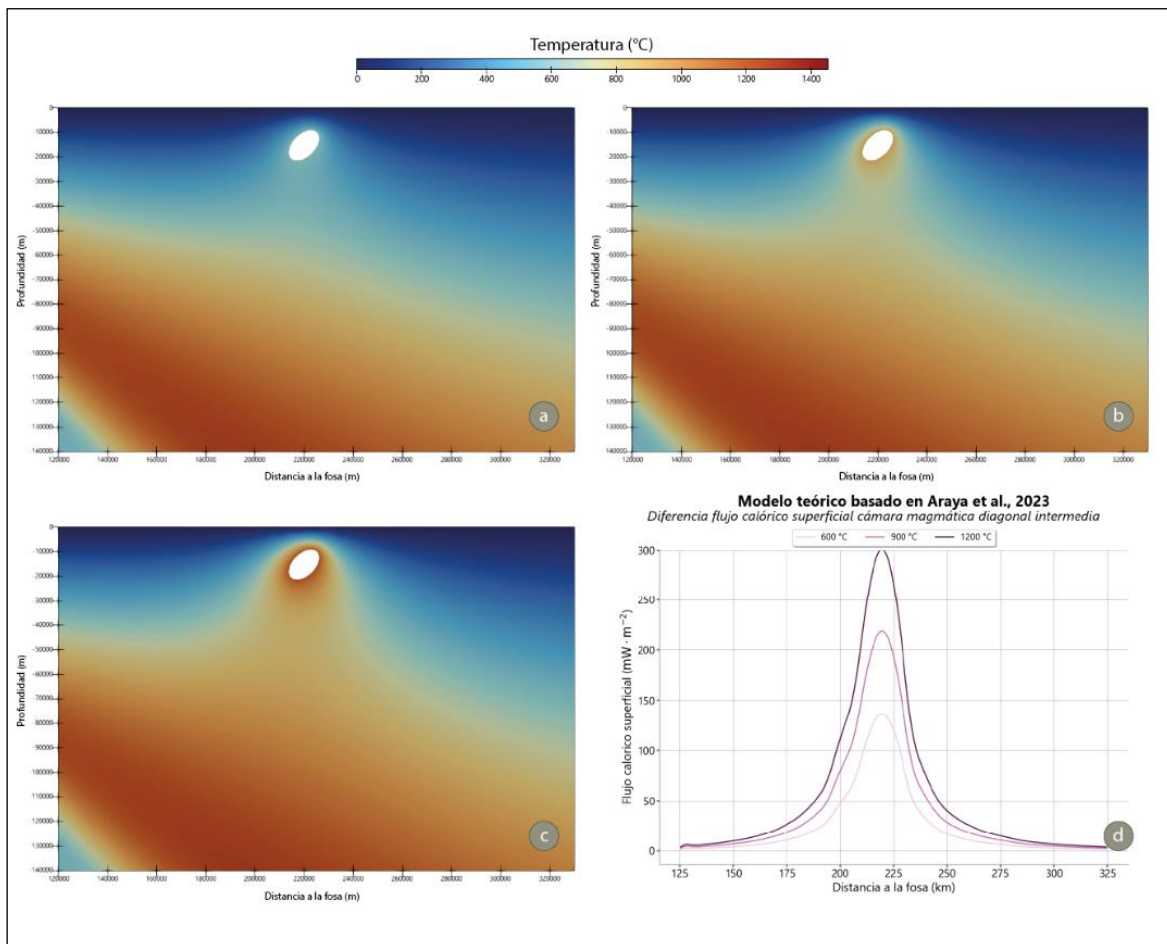


Figura 4.2. (a, b, c) Distribución de temperaturas para una cámara magmática diagonal a 600°, 900° y 1.200°C, respectivamente. Gráfico comparativo que muestra las diferencias en el flujo calórico superficial.

La presencia de las cámaras magmáticas introduce una fuente de calor adicional en el sistema, lo que causa un aumento localizado de la temperatura. En las figuras 4.1, 2, 3 y 4 (a, b, c) los colores cálidos en torno a las cámaras evidencian como las isotermas son empujadas hacia arriba, provocando una anomalía térmica en la cuña del manto.

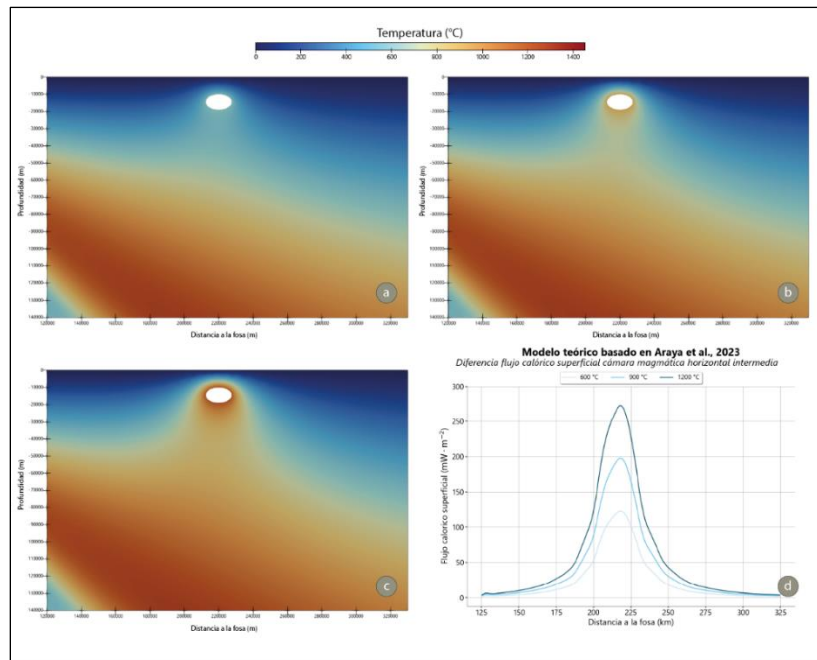


Figura 4.3. (a, b, c) Distribución de temperaturas para una cámara magmática horizontal a 600°, 900° y 1.200°C, respectivamente. Gráfico comparativo que muestra las diferencias en el flujo calórico superficial.

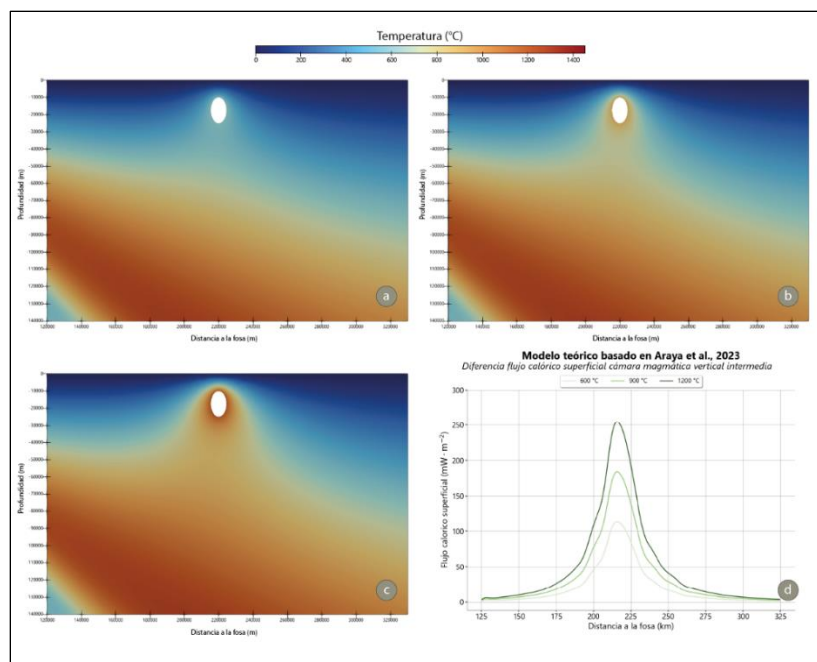


Figura 4.4. (a, b, c) Distribución de temperaturas para una cámara magmática vertical a 600°, 900° y 1200 °C, respectivamente. Gráfico comparativo que muestra las diferencias en el flujo calórico superficial.

4.1.2. Influencia de la forma

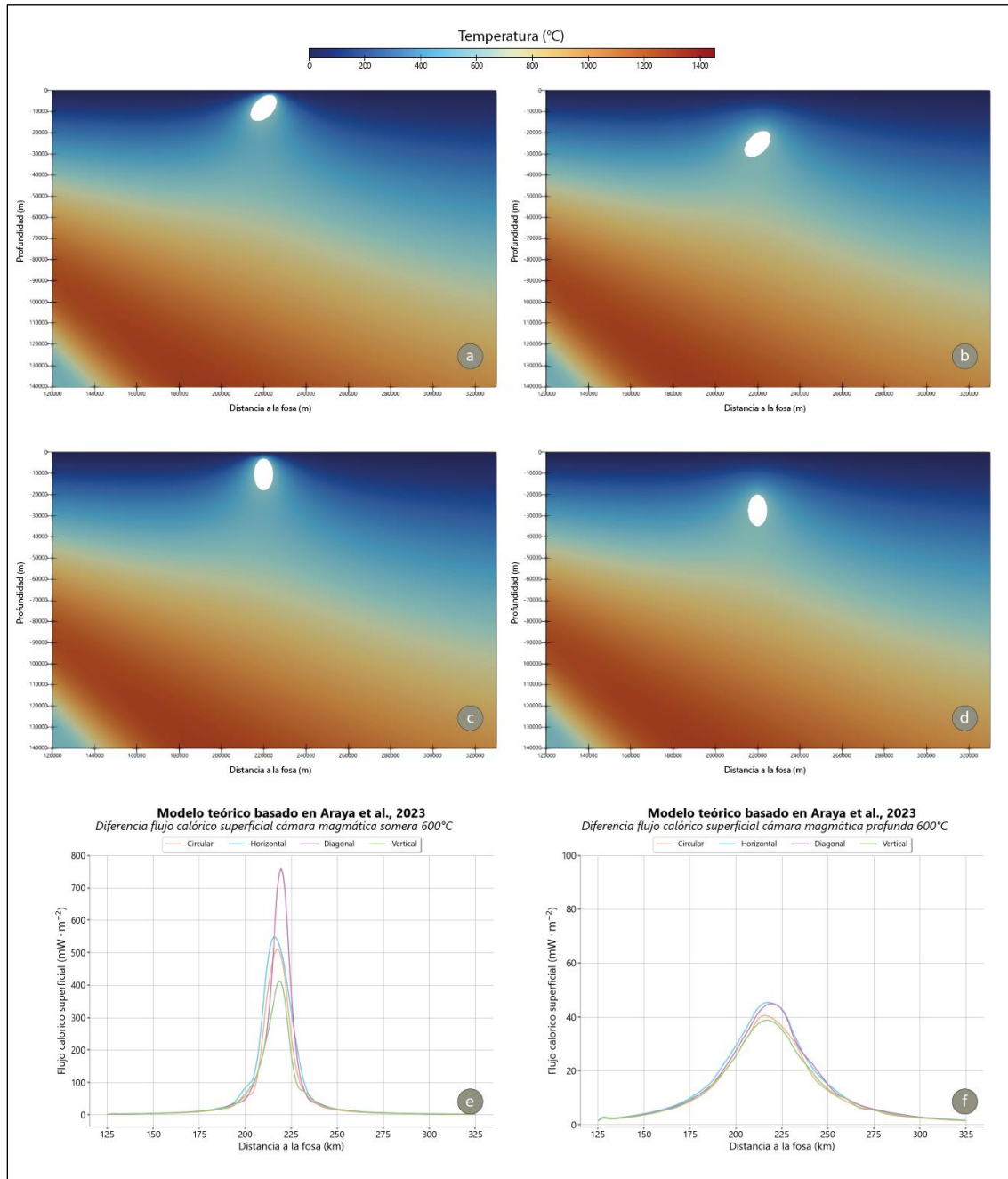


Figura 4.5. (a, b) Distribución de temperaturas para una cámara magmática diagonal a 600 °C y con el techo de la cámara a una profundidad de 3 km y 20 km, respectivamente. (c, d) Distribución de temperaturas para una cámara magmática vertical a 600 °C y con el techo de la cámara a una profundidad de 3 km y 20 km, respectivamente. (e, f) Gráfico comparativo que muestra las diferencias en el flujo calórico superficial para una cámara magmática de distintas formas a 600°C y una profundidad de 3 km y 20 km, respectivamente.

Se evaluaron cuatro geometrías de cámaras magmáticas: circular, horizontal, diagonal y vertical, en entornos donde se mantuvo constante la profundidad y la temperatura de contorno.

Las simulaciones, con una temperatura de contorno de 600°C y una profundidad de 3 km, indicaron que la cámara magmática diagonal presentó la mayor diferencia en el flujo calórico superficial con respecto al modelo sin cámara alcanzando una variación de 758 mW/m^2 , bajo estas mismas condiciones la cámara magmática vertical mostró la menor variación, con un valor de 408 mW/m^2 . Este comportamiento sugiere que la orientación y forma de la cámara magmática tiene un impacto significativo en la distribución de calor.

A profundidades más someras, como es el caso de la figura 4.5 (a, c) se aprecia claramente la diferencia en la distribución de calor en el entorno más cercano de la cámara, lo que se traduce en el gráfico como espaciamientos de varios cientos de mW/m^2 , en cambio, a mayores profundidades (figura 4.5 (b,d)) el cambio en la distribución de temperatura no es tan notorio, y aunque la cámara magmática diagonal sigue mostrando los mayores valores, las diferencias entregadas por el modelo entre una forma y otra son menos marcadas.

4.1.3. Influencia de la profundidad

La influencia de la profundidad se evaluó manteniendo la forma y la temperatura, se midió el impacto que esto tenía para todas las combinaciones de cámaras magmáticas. La figura 4.6, muestra una cámara magmática diagonal con una temperatura de contorno de 900°C . Los resultados indican que, a mayor profundidad, el flujo calórico disminuye.

La cámara magmática somera (3km) presentó una diferencia de 1153 mW/m^2 , mientras que para profundidades intermedias (10 km) y profundas (20 km), la diferencia fue de 218 mW/m^2 y 79 mW/m^2 , respectivamente. Este patrón sugiere que la profundidad modula la intensidad del flujo calórico en superficie, es importante destacar, que la dimensión de los valores cambia mucho entre somero-intermedio e intermedio-profundo. Esto último lleva a pensar que mientras más cerca se encuentra el reservorio magmático de la cuña del manto menos impacto posee este mismo en superficie.

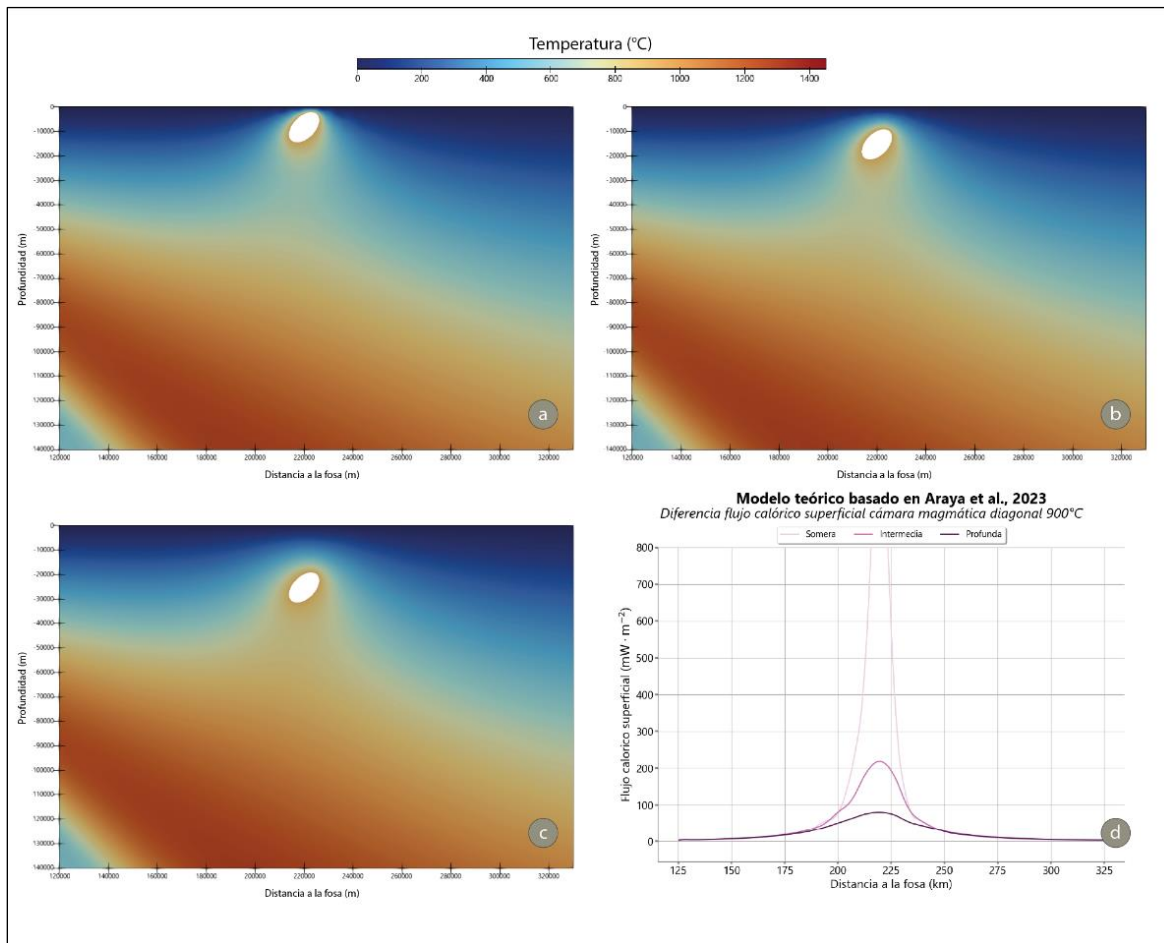


Figura 4.6. (a, b, c) Distribución de temperaturas para una cámara magmática diagonal a 3, 10 y 20 km, respectivamente. Gráfico comparativo que muestra las diferencias en el flujo calórico superficial.

4.1.4. Extensión del impacto de las cámaras magmáticas en el flujo calórico superficial

Para cuantificar el impacto de las cámaras magmáticas en el flujo calórico superficial de manera uniforme, medimos la amplitud del espacio afectado por estas cámaras. Esta amplitud se define desde el primer punto donde la cámara tiene una influencia notable hasta el último punto afectado. Este único valor facilita la comparación entre los distintos modelos. En la Tabla 4-1 se muestran las dimensiones de los espacios donde el flujo calórico es al menos un 20% mayor en comparación con un modelo sin cámaras magmáticas.

Tabla 4-1. Dimensiones de los espacios donde el flujo calórico es mayor en al menos un 20% mayor en comparación a un modelo sin cámaras magmáticas. La razón CC/SC, entrega cuantas veces mayor es el flujo calórico en su punto máximo. El ID se compone de tres parámetros forma (C: Circular, D: Diagonal, H: Horizontal, V: Vertical) , profundidad (SMR: Somero 3 km, INT: Intermedio 10 km, PRF: Profundo 20 km) y temperatura en °C.

ID	Forma	Profundidad techo (m)	T (°C)	CC/SC	D. Mínima a la fosa (m)	D. Máxima a la fosa (m)	Espacio medidas superior al 20%
C_SMR_600	Circular	3.000	600	1.760%	200.000	246.000	46.000
C_SMR_900	Circular	10.000	900	2.640%	193.500	253.000	59.500
C_SMR_1200	Circular	20.000	1.200	3.520%	187.500	253.000	65.500
C_INT_600	Circular	3.000	600	478%	200.000	246.000	46.000
C_INT_900	Circular	10.000	900	711%	193.500	253.000	59.500
C_INT_1200	Circular	20.000	1.200	945%	187.500	260.000	72.500
C_PRF_600	Circular	3.000	600	235%	206.500	239.500	33.000
C_PRF_900	Circular	10.000	900	341%	193.500	246.000	52.500
C_PRF_1200	Circular	20.000	1.200	447%	187.500	260.000	72.500
D_SMR_600	Diagonal	3.000	600	2.676%	193.500	246.000	52.500
D_SMR_900	Diagonal	10.000	900	4.014%	193.500	253.000	59.500
D_SMR_1200	Diagonal	20.000	1.200	5.352%	187.500	260.000	72.500
D_INT_600	Diagonal	3.000	600	564%	200.000	246.000	46.000
D_INT_900	Diagonal	10.000	900	843%	187.500	253.000	65.500
D_INT_1200	Diagonal	20.000	1.200	1.122%	181.000	260.000	79.000
D_PRF_600	Diagonal	3.000	600	253%	206.500	239.500	33.000
D_PRF_900	Diagonal	10.000	900	370%	193.500	253.000	59.500
D_PRF_1200	Diagonal	20.000	1.200	488%	187.500	260.000	72.500
H_SMR_600	Horizontal	3.000	600	1.816%	193.500	246.000	52.500
H_SMR_900	Horizontal	10.000	900	2.723%	187.500	253.000	65.500
H_SMR_1200	Horizontal	20.000	1.200	3.631%	187.500	260.000	72.500
H_INT_600	Horizontal	3.000	600	513%	193.500	246.000	52.500
H_INT_900	Horizontal	10.000	900	766%	187.500	253.000	65.500
H_INT_1200	Horizontal	20.000	1.200	1.019%	181.000	260.000	79.000
H_PRF_600	Horizontal	3.000	600	254%	206.500	239.500	33.000
H_PRF_900	Horizontal	10.000	900	373%	193.500	253.000	59.500
H_PRF_1200	Horizontal	20.000	1.200	492%	187.500	260.000	72.500
V_SMR_600	Vertical	3.000	600	1.486%	200.000	246.000	46.000
V_SMR_900	Vertical	10.000	900	2227%	187.500	253.000	65.500
V_SMR_1200	Vertical	20.000	1.200	2.969%	187.500	260.000	72.500
V_INT_600	Vertical	3.000	600	466%	200.000	246.000	46.000
V_INT_900	Vertical	10.000	900	694%	193.500	253.000	59.500
V_INT_1200	Vertical	20.000	1.200	922%	187.500	260.000	72.500
V_PRF_600	Vertical	3.000	600	231%	206.500	232.500	26.000
V_PRF_900	Vertical	10.000	900	336%	193.500	253.000	59.500
V_PRF_1200	Vertical	20.000	1.200	442%	187.500	266.500	79.000

Los resultados en la Tabla 4.1 se pueden analizar con mayor claridad en la Figura 4.7, donde las cámaras magmáticas se ordenan según la amplitud calculada. Las cámaras que son de una mayor amplitud se corresponden con aquellas que poseen una mayor temperatura de contorno

(1200°C). Las cámaras profundas (20 km) a 1200°C en configuraciones verticales y horizontales muestran la mayor amplitud del espacio afectado (180000 m). Las cámaras a 600°C, independientemente de su forma y profundidad, muestran una menor amplitud del espacio afectado.

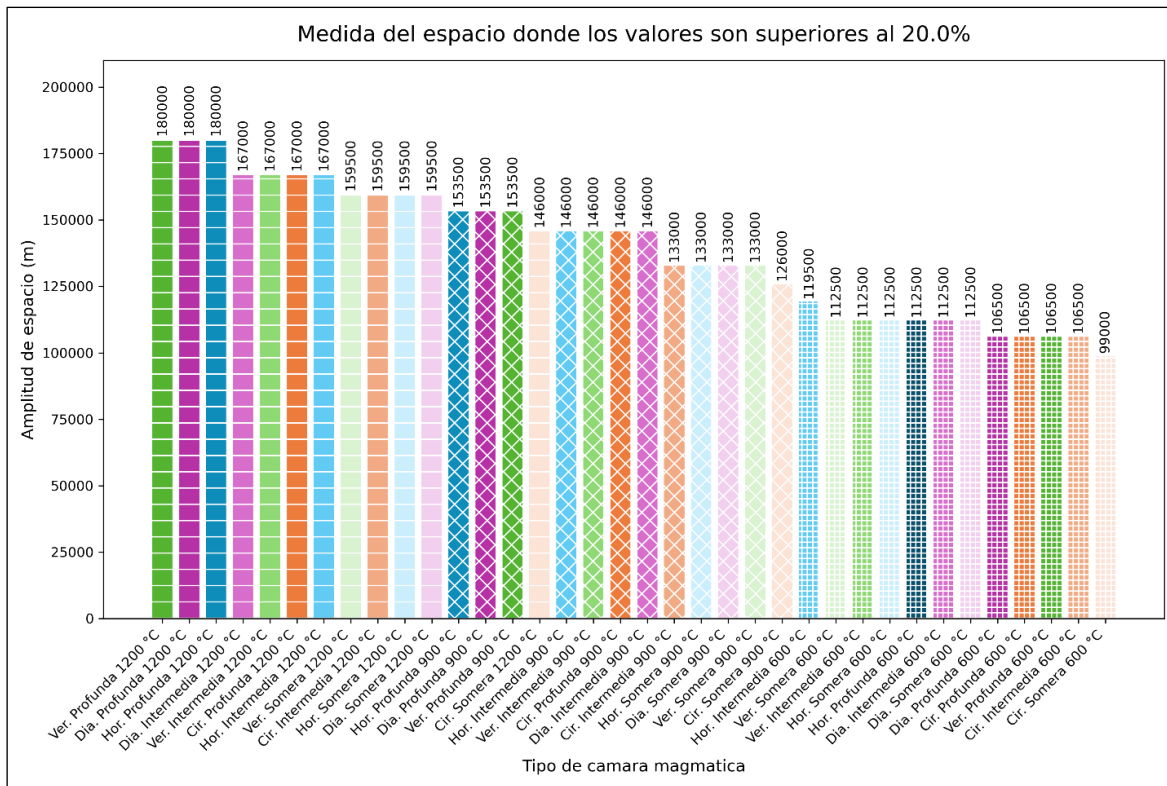


Figura 4.7. Gráfico ordenado de los distintos sistemas magmáticos con valores que representan las dimensiones de los espacios donde el flujo calórico es al menos un 20% mayor en comparación con un modelo sin cámaras magmáticas.

4.2. Incorporación de sistema magmático en perfil del margen andino a los 35°S

El arco magmático andino resulta de la subducción continua de las placas de Nazca y Antártica debajo de la placa Sudamericana. Los volcanes más activos en los Andes están concentrados en la Zona Volcánica del Sur (SVZ), que se extiende desde los 33 hasta los 46°S.

Catalán *et al.* (en preparación), desarrolla un perfil ubicado a los 35°S (Figura 4.8), prescribe la geometría de la placa, y resuelve las ecuaciones de Stokes haciendo uso del método de elementos finitos desarrollado por Araya *et al.* (2023) (Figura 4.9).

Utilizando este perfil de base, se incrustó un sistema magmático (Figura 4.12 y Anexo 8.5) compuesto por una elipse principal ubicada aproximadamente a 207 km de la fosa, 16 elipses de menor tamaño que rodean la elipse principal y tres elipses de mayor tamaño ubicadas en profundidad. La forma de la elipse principal fue diseñada en función de Le Mével *et al.* (2021) (Figura 4.10). El tamaño y la ubicación del resto de las elipses fueron elegidos de manera más o menos arbitraria, siguiendo modelos conceptuales como el de Cardona *et al.* (2018) (Figura 4.11).

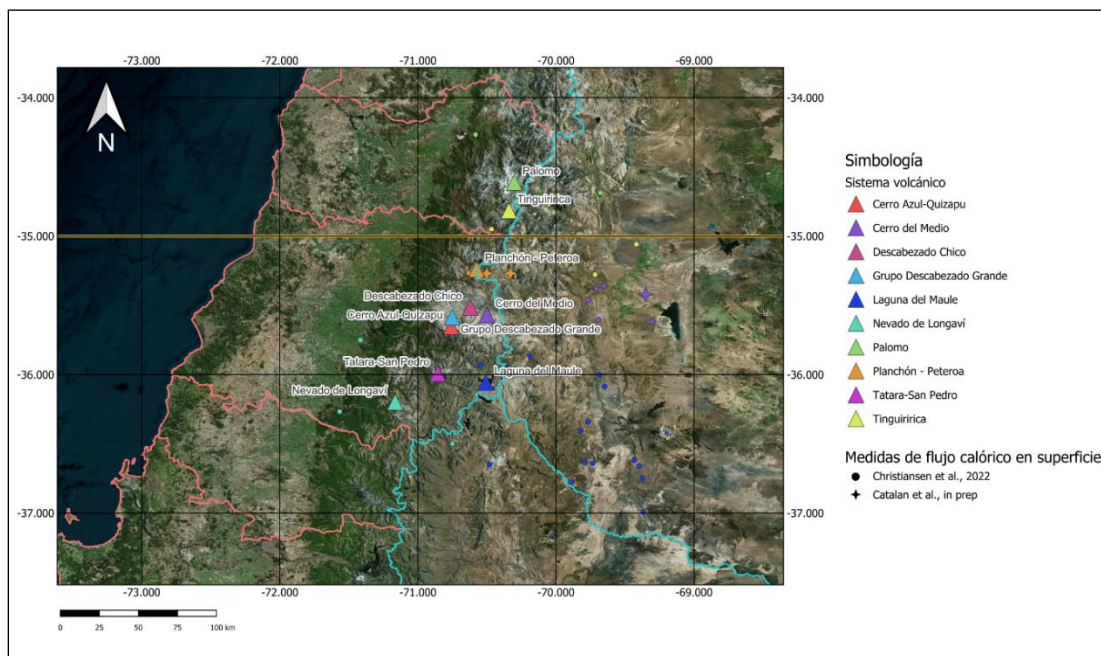


Figura 4.8. Mapa de los sistemas volcánicos ubicados cercanos a los 35°S. Los sistemas están representados por triángulos de un color. Los asteriscos y puntos corresponden a medidas de flujo calórico obtenidas de bibliografía, donde sus colores se corresponden con los del sistema volcánico al que se les asocia.

El sistema magmático se representa de esta forma para replicar la idea del "mush". La elipse principal corresponde a la cámara magmática que alimenta el edificio volcánico. Las elipses que rodean a la cámara principal son bolsillos de magma relativamente ricos en fundido y se encuentran a una temperatura mayor que el sistema circundante. Las tres elipses inferiores representan sistemas ricos en fundido y con una mayor temperatura, los cuales sirven como reservas y alimentan a los reservorios superiores.

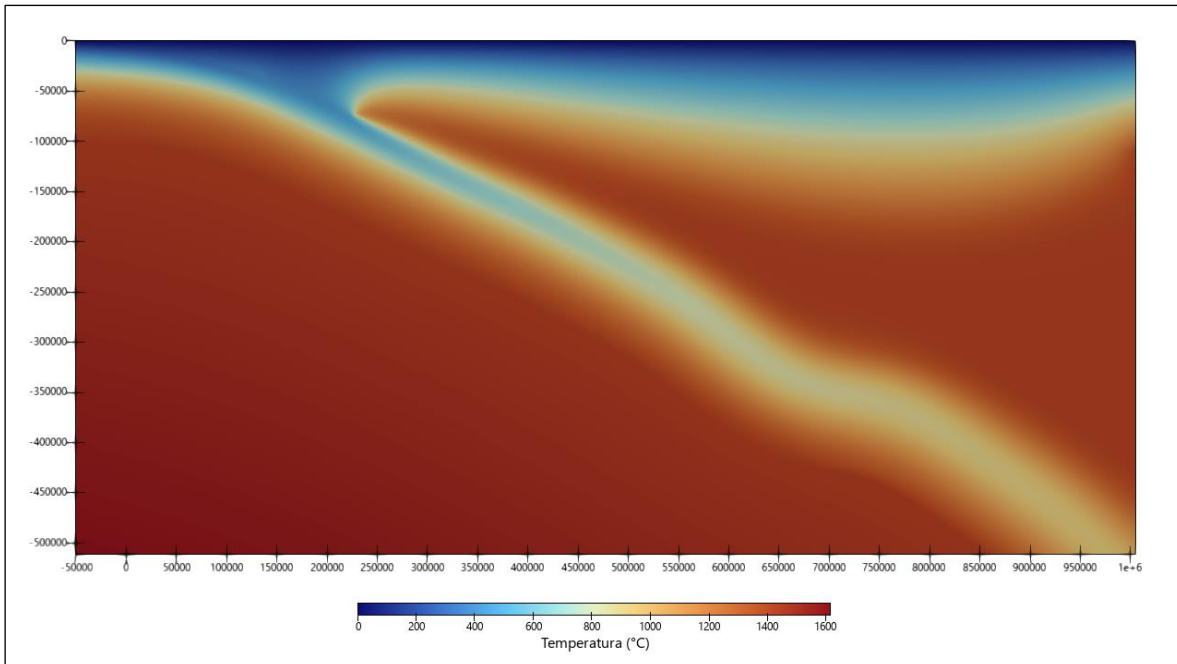


Figura 4.9. Distribución de temperatura resultante de la simulación numérica sin cámaras magmática, perfil ubicado a los 35°S.

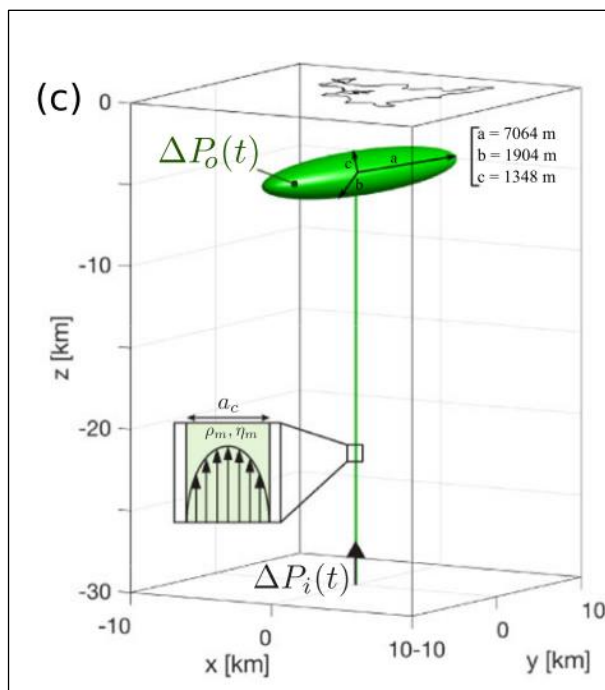


Figura 4.10. Reservorio elipsoidal modelado a partir de la por Le Mével *et al.*, 2020 que explica la mayor parte de la inflación volcánica bajo el volcán Laguna del Maule.

Para definir la temperatura de los reservorios magmáticos se consideró la composición de las rocas de la Zona Volcánica Transicional (TSVZ), la cual varía considerablemente entre los distintos centros volcánicos. El complejo volcánico Tatara-San Pedro-Pellado presenta una composición que oscila desde andesitas basálticas hasta riolitas, predominando los flujos de

dacita porfídica. En Nevados de Longaví, los productos volcánicos son principalmente basaltos y andesitas, mientras que en Nevados de Chillán se encuentran andesitas basálticas calcoalcalinas y riolitas. Por otro lado, Laguna del Maule es un centro bimodal que erupciona andesitas basálticas y riolitas (Holbik, 2014 y referencias allí citadas).

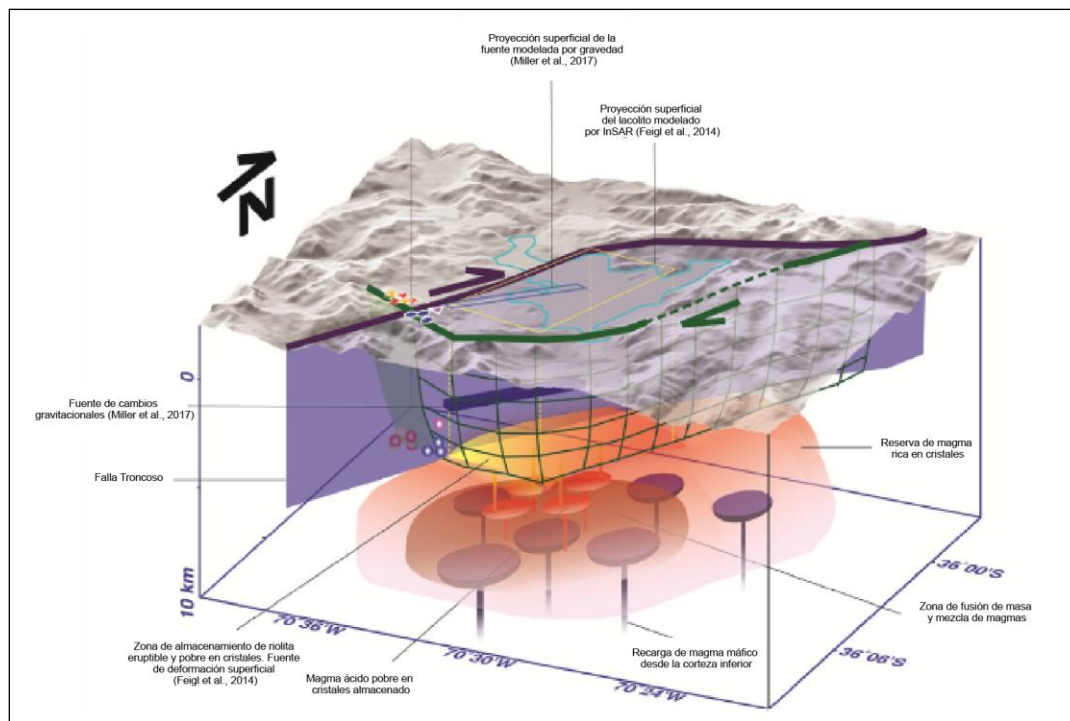


Figura 4.11. Modelo conceptual 3D que explica la relación entre la estructura cortical y el sistema de plomería magmática debajo del Complejo Volcánico Laguna del Maule. Modificado de Cardona *et al.* 2018

En la superficie, el *solidus* (temperatura por debajo de la cual la roca está completamente sólida) y el *liquidus* (temperatura por encima de la cual la roca está completamente líquida) de los basaltos son aproximadamente 1000 °C y 1200 °C, respectivamente. Los granitos, con sus equivalentes volcánicos menos comunes (riolitas), son las rocas ígneas más abundantes en la corteza continental. A bajas presiones de la corteza, los granitos tienen una temperatura de *solidus* de aproximadamente 960 °C (*solidus* anhidro), que puede reducirse sustancialmente por los componentes volátiles, como el H₂O, alcanzando aproximadamente 680 °C (*solidus* hidrófilo); su temperatura de *liquidus* es de aproximadamente 1050 °C (Acocella, 2021). A medida que el contraste de temperatura con la corteza circundante

disminuye, la tasa de enfriamiento también disminuye y los magmas pasan más tiempo a temperaturas cercanas a su *solidus* (Bachmann & Huber, 2016).

En este contexto, se asignó una temperatura de 900 °C a la elipse que representa la cámara magmática principal, suponiendo un alto nivel de fundido frente a cristales. Las elipses más cercanas a la cámara principal se establecieron en un rango de 750 °C a 850 °C, considerando un aumento en la cristalización de los bolsillos magmáticos. Para las tres elipses más profundas, se determinaron temperaturas de 900 °C, 950 °C y 1000 °C, respectivamente. (Anexo 8.5)

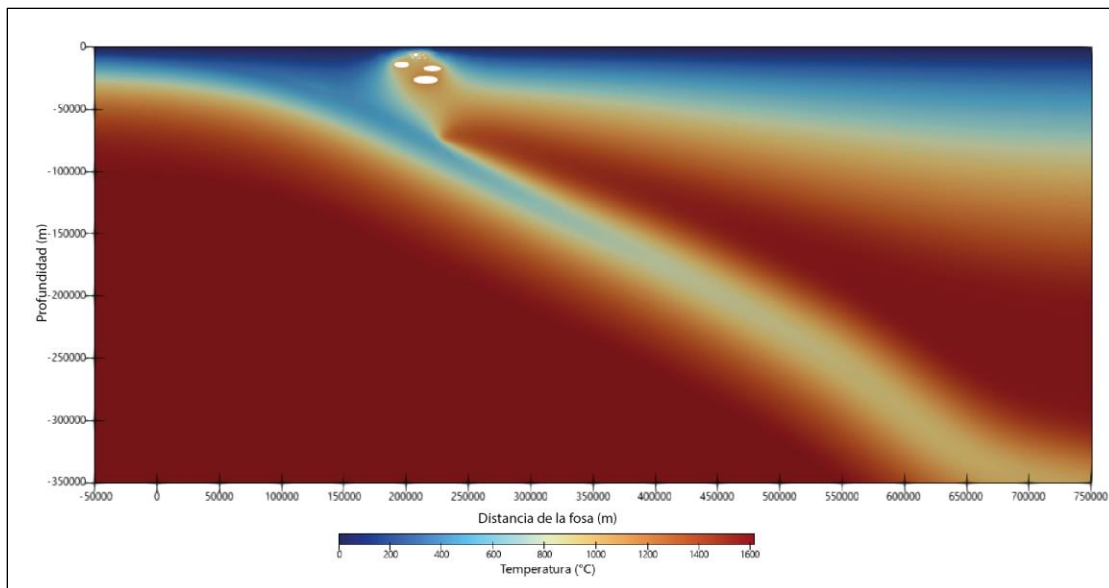


Figura 4.12. Distribución de temperatura resultante de la simulación numérica con sistema cámaras magmática, perfil ubicado a los 35°S.

Una vez definida la geometría y la temperatura de los distintos componentes del reservorio magmático, para el caso de aplicación práctica se repitió el ejercicio de evaluar los valores con y sin el sistema magmático, pero además se comparó con los valores de flujo calórico superficial compilados en literatura (Christiansen *et al.*, 2020 y Catalán *et al.*, *in prep*). Como se puede apreciar en la figura 4.10 no existen medidas suficientes sobre el perfil a los 35°S que permitan validar y determinar la utilidad de la solución numérica planteada en este trabajo, para subsanar este problema, se emparejó cada medida de flujo calórico con su sistema magmático más cercano y se conservaron aquellas que se encontraban asociadas a volcanes entre los 33.5°S y los 36.5 °S (Anexo 8.6 y 8.7). La distancia entre cada sistema

magmático y su valor de flujo calórico se graficó como la distancia al centro de la cámara magmática propuesta, esto se basa en el entendimiento de que las condiciones geodinámicas de la ZVS deberían ser similares ya que se encuentran controladas por una subducción de ángulo relativamente uniforme y velocidad constante.

De esta forma se obtuvo el gráfico de la figura 4.12, donde se muestran los valores entregados por el modelo original (sin cámaras magmáticas), el modelo realizado en este trabajo (modelo *mush*) y los valores obtenidos por literatura.

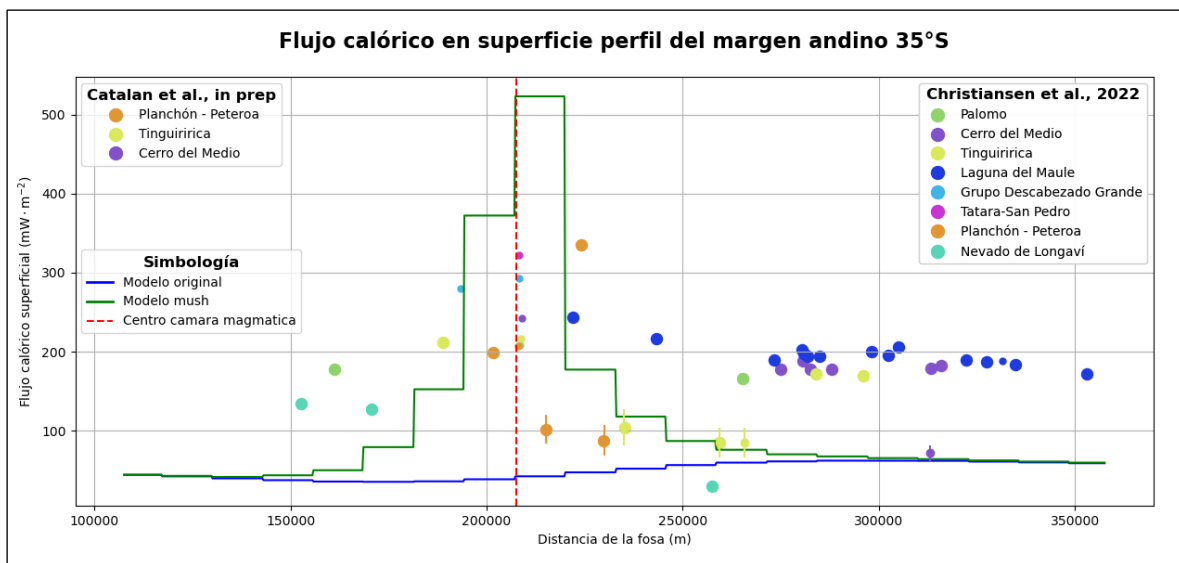


Figura 4.13. Gráfico de comparación entre los valores obtenidos de literatura y el modelo numérico.

El modelo *mush*, representado por la línea verde, muestra un ajuste más detallado del flujo calórico, especialmente en las regiones cercanas a los centros volcánicos activos. La línea punteada roja indica la posición del centro de la cámara magmática, sugiriendo una relación directa entre el incremento del flujo calórico y la proximidad a estas estructuras magmáticas.

Los valores obtenidos de la literatura están representados por puntos y muestran una tendencia al alza cerca del centro de la cámara magmática, lo cual se corresponde con la tendencia del modelo *mush*, aunque este último posee valores más elevados.

5. DISCUSIÓN

Para cuantificar el impacto de las cámaras magmáticas en zonas de subducción, primero se compararon los valores de flujo calórico superficial para distintas configuraciones del sistema, variando temperatura, profundidad y forma de los reservorios en una geometría simple que prescribe cinemáticamente la zona de subducción. Estos resultados se compararon entre sí para medir el impacto que tienen por separado cada uno de los parámetros mencionados.

Los resultados obtenidos a partir de los modelos numéricos indican que la presencia de la cámara magmática tiene un efecto en la distribución de temperatura y flujo calórico superficial, la alta temperatura de los reservorios con respecto a su entorno incrementa el gradiente térmico, lo que sugiere que las cámaras magmáticas pueden ser una fuente importante de anomalías térmicas.

La relación entre el gradiente térmico y el flujo calórico superficial se describe mediante la ley de Fourier (Ecuación 4),

$$\text{Ley de Fourier} \quad Q_s = k \left(\frac{dT}{dz} \right) \quad (4)$$

Donde Q_s corresponde al flujo calórico superficial y es directamente proporcional al gradiente térmico $\left(\frac{dT}{dz} \right)$ y a la conductividad térmica (k) del material.

El modelo numérico es coherente con la ley de Fourier, ya que al incrementar la temperatura de las cámaras magmáticas y mantener todos los demás parámetros constantes, muestra un aumento en el flujo calórico superficial (Figura 4.2). De la misma forma, al incrementar la profundidad de los reservorios magmáticos se observa una disminución del flujo calórico en superficie. (Figura 4.6).

Como era de esperar, el calor se distribuye simétricamente alrededor de la cámara magmática, con un pico pronunciado en la sección central por encima del techo. La temperatura

disminuye con la distancia desde la cámara y alcanza la temperatura aplicada en los límites del dominio. Sin embargo, la parte central del dominio permanece con una temperatura elevada de unos pocos cientos de grados, lo cual se condice con los resultados obtenidos por Browning *et al.* (2021). La parte central, bajo la cámara magmática, eleva las isotermas marcando un claro gradiente térmico con la cuña del manto. Esto queda mejor evidenciado en los sistemas más profundos y con temperaturas de pared más elevadas (Figuras 4.4 c, 4.6 c). Cerca de la superficie, la temperatura se eleva en unas pocas decenas de grados, particularmente en las regiones directamente por encima de la cámara magmática. Estas temperaturas elevadas en las cercanías de las cámaras magmáticas pueden influir lo suficiente para generar fundido en la roca adyacente y mantener un sistema mush en el contorno, donde habrá una mezcla de cristales y fundido entre el límite del reservorio magmático y la pared de roca sólida.

En las cámaras magmáticas diagonales la distribución de calor no es tan simétrica como en los otros casos, esto se aprecia en la figura 4.6 a, y puede deberse a que al estar inclinada interactúa de forma distinta con las condiciones circundantes, aumentando la cantidad de roca sobrecalentada. Por otra parte, las cámaras con una forma vertical son extremadamente simétricas y poseen un menor impacto en el flujo calórico superficial, al ser más delgadas en el ápice, interactúan menos con las rocas más frías en la parte superior de la corteza, disminuyendo la cantidad de roca sobrecalentada, lo que se traduce en un menor impacto en el flujo calórico superficial.

Las cámaras magmáticas más calientes y profundas tienden a producir un gradiente térmico más pronunciado, lo que incrementa el espacio donde existe una influencia relevante en flujo calórico superficial (Figura 4.7).

El perfil de flujo calórico superficial desarrollado a los 35°S demuestra que la incorporación de las cámaras magmáticas puede explicar la discrepancia entre las medidas de flujo calórico obtenidas en el campo y la entregadas por los modelos numéricos. Si bien, el perfil no se ajusta exactamente a la distribución, resulta evidente que los valores de flujo calórico con mayor magnitud se encuentran cercanos al centro de la cámara magmática. Los puntos que

se encuentran a la derecha y se escapan de la línea de tendencia del modelo pueden ser ajustados con la incorporación de un reservorio magmático más profundo y a mayor temperatura, lo cual esta alineado con los estudios actuales que indican una zona de recarga profunda (e.g Annen *et al.*, 2006; Cashman *et al.*, 2017; Bachmann & Huber, 2016; Sparks *et al.*, 2019). (Figura 5.1).

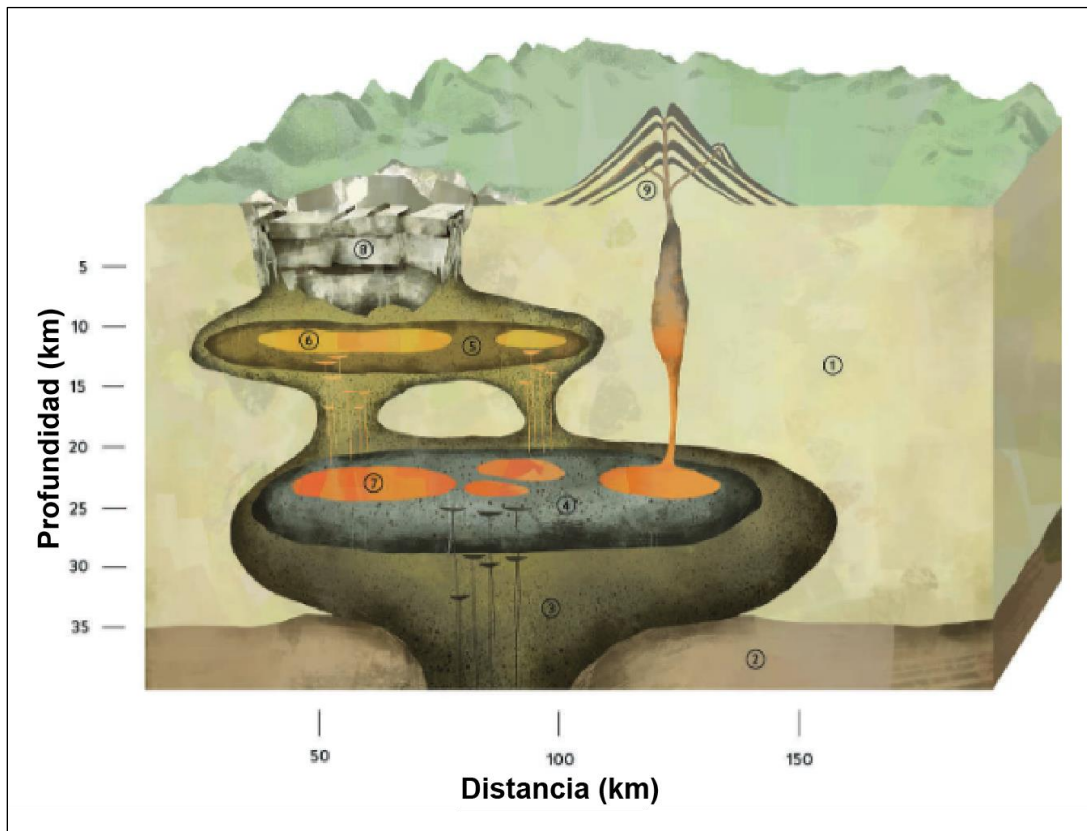


Figura 5.1. Diagrama esquemático sistema volcánico (1) Corteza preexistente, (2) manto superior, (3) zona de alimentación de magmas primitivos desde el manto ("basalto s.l."), (4) zona de material parcialmente fundido en la corteza inferior, con variabilidad interna en el contenido de fusión, (5) zona de material parcialmente fundido en la corteza superior, (6) bolsillos ricos en fusión en la corteza superior, (7) bolsillos ricos en fusión en la corteza inferior, (8) estructura de caldera, (9) estratovolcán. Modificado de Bachmann & Huber (2016).

Aunque la homologación de datos resulta útil para un primer acercamiento, realizar mediciones directas del flujo de calor en un perfil oeste-este sobre un centro volcánico específico podría mejorar considerablemente la comprensión de la relación entre las cámaras magmáticas, la subducción y la distribución del calor. Al combinar distintos métodos, como

imágenes sísmicas, mediciones InSAR y análisis petrológicos, se podría delimitar de manera más precisa el sistema magmático subyacente.

Las cámaras magmáticas no solo afectan el flujo calórico superficial en el corto plazo, sino que también tienen implicaciones a largo plazo en la evolución térmica de la corteza y la cuña del manto. La presencia de una cámara magmática persistente puede llevar a la formación de una zona de debilidad térmica, que a su vez puede influir en la tectónica local y regional. La elevación de isothermas y el aumento de gradientes térmicos pueden inducir cambios en las propiedades mecánicas de la corteza. Estos cambios podrían ser responsables de la localización de la actividad sísmica, especialmente en áreas donde se observa una correlación entre anomalías térmicas y sismicidad activa. Un ejemplo de esto se encuentra en el sector cercano al sistema volcánico Laguna del Maule, donde diversos estudios han detectado un alzamiento en anómalo en la superficie del campo volcánico (*e.g.*, Singer *et al.*, 2014; Cardona *et al.*, 2018; Feigl *et al.*, 2016). Este alzamiento se asocia a la presencia de una cámara magmática en crecimiento, donde la inyección de magma se señala como la principal causa de este fenómeno. Estas anomalías podrían estar relacionadas con la localización de eventos sísmicos, especialmente aquellos de baja magnitud que ocurren cerca de la superficie. En particular, la modificación de isothermas debido a la actividad magmática podría debilitar la corteza, facilitando la ocurrencia de sismos en zonas previamente menos activas. Además, los cambios en los gradientes térmicos podrían afectar la reología de la corteza, alterando la distribución del esfuerzo tectónico y, en consecuencia, la localización de la sismicidad.

6. CONCLUSIONES

Dentro de los parámetros considerados la temperatura de la cámara magmática destaco como el más influyente en la variación del flujo calórico superficial, donde las cámaras magmáticas teóricas a 1200° mostraron los valores más altos.

La forma de las cámaras magmáticas influye en la distribución simétrica o no simétrica de los gradientes térmicos, la cámara magmática diagonal presento las mayores variaciones en el flujo calórico, esto puede ser por la forma en la que se relaciona con la corteza más fría, sobrecalentando un mayor volumen de roca respecto a las demás formas.

La profundidad de los reservorios magmáticos también juega un rol fundamental en la intensidad del flujo calórico, como es esperado, este tiende a disminuir en magnitud a mayores profundidades. Una conclusión un tanto menos obvia es que a mayores profundidades aumenta la extensión del diámetro de su influencia en superficie, por ejemplo, una cámara magmática diagonal profunda a 900°C afecta más metros en superficie que una cámara magmática diagonal intermedia a 900°C, esto resulta interesante ya la corteza más fría cercana a la superficie, parece encajonar y disminuir el gradiente térmico, en cambio a profundidades mayores el gradiente térmico es más suave y se extiende más por debajo de la capa fría, afectando más áreas.

La aplicación del modelo en el perfil a los 35°S y las medidas de flujo calórico obtenidas entre los 34°S y 37°S ilustra claramente cómo el flujo calórico superficial varía en el margen andino. Esto sugiere que no todos los segmentos del margen andino experimentan el mismo grado de influencia térmica de las cámaras magmáticas. Esta variabilidad espacial puede estar relacionada con diferencias en la composición de la corteza, la tectónica local y la historia geológica.

La incorporación de cámaras magmáticas y reservorios ricos en cristales en modelos numéricos de zonas de subducción proporciona una explicación viable para las discrepancias observadas entre las medidas de flujo calórico superficial y los modelos térmicos canónicos. Estos modelos mejorados permiten entender mejor las complejas interacciones térmicas y

dinámicas en zonas de subducción, proporcionando una base sólida para futuras investigaciones y aplicaciones en geotermia y sismología.

Estos resultados proporcionan una base para futuras investigaciones sobre la dinámica de las cámaras magmáticas y su impacto en los sistemas termales. Los modelos numéricos desarrollados pueden ser utilizados como herramientas predictivas para otras zonas de subducción alrededor del mundo. La capacidad de ajustar los parámetros del modelo (temperatura, forma, profundidad) permite la aplicación de estos resultados a diferentes contextos geológicos, proporcionando un marco para la comparación y contraste de diferentes sistemas de subducción. La integración de datos de campo y observaciones geofísicas pueden mejorar el modelo y aumentar la comprensión de los procesos bajo los arcos magmáticos y su impacto en la superficie terrestre.

7. REFERENCIAS

- ACOCELLA, V. 2021. Volcano-tectonic processes. *Advances in volcanology*. An official book series of the international association of volcanology and chemistry of the earth's interior. (Nemeth K. editor). Springer international publishing: 552 pp. Cham.
- ANDERSON, R. N.; DELONG, S. E. & SCHWARZ, W. M. 1978. Thermal model for subduction with dehydration in the downgoing slab. *The journal of geology*. Vol. **86** (6): 731-739. Chicago.
- ANDERSON, R. N.; DELONG, S. E. & SCHWARZ, W. M. 1980. Dehydration, asthenospheric convection and seismicity in subduction zones. *The journal of geology*, Vol, **88** (4): 445-451. Chicago.
- ANNEN, C.; BLUNDY, J. D. & SPARKS, R. S. J. 2006. The genesis of intermediate and silicic magmas in deep crustal hot zones. *Journal of Petrology*. Vol. **47** (3): 505-539. Oxford.
- ANNEN, C.; BLUNDY, J. D.; LEUTHOLD, J. & SPARKS, R. S. J. 2015. Construction and evolution of igneous bodies: Towards an integrated perspective of crustal magmatism. *Lithos*. Vol. **230**: 206-221. Ámsterdam.
- BACHMANN, O. & HUBER, C. 2016. Silicic magma reservoirs in the Earth's crust. *American Mineralogist*. Vol. **101**(11): 2377-2404. Chantilly.
- BROWNING, J.; KARAOĞLU, Ö. Z. G. Ü. R.; BAYER, Ö.; TURGAY, M. B. & ACOCELLA, V. 2021. Stress fields around magma chambers influenced by elastic thermo-mechanical deformation: implications for forecasting chamber failure. *Bulletin of Volcanology*. Vol. **83**: 1-13. Berlín.
- BURCHARDT, S.; GALLAND, O. & NÉMETH, K. 2016. Studying volcanic plumbing systems—multidisciplinary approaches to a multifaceted problem. Updates in volcanology—from volcano modelling to volcano geology. (Nemeth K. editor). IntechOpen: 23-53. Londres.
- CASHMAN, K. V.; SPARKS, R. S. J. & BLUNDY, J. D. 2017. Vertically extensive and unstable magmatic systems: a unified view of igneous processes. *Science*. Vol. **355**(6331): eaag3055. Washington, D.C.
- CARDONA, C.; TASSARA, A.; GIL-CRUZ, F.; LARA, L.; MORALES, S.; KOHLER, P. & FRANCO, L. 2018. Crustal seismicity associated to rapid surface uplift at Laguna del Maule Volcanic Complex, Southern Volcanic Zone of the Andes. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. Vol. **353**: 83-94. Ámsterdam.
- CROSS, T. A. & PILGER JR, R. H. 1982. Controls of subduction geometry, location of magmatic arcs, and tectonics of arc and back-arc regions. *Geological Society of America Bulletin*. Vol. **93**(6): 545-562. Boulder.

- CHRISTIANSEN, R. O.; GIANNI, G. M.; BALLIVIÁN JUSTINIANO, C. A.; GARCÍA, H. P. & WOHNLICH, S. 2022. The role of geotectonic setting on the heat flow distribution of southern South America. *Geophysical Journal International*. Vol. **230**(3): 1911-1927. Oxford.
- DEGRUYTER, W.; HUBER, C.; BACHMANN, O.; COOPER, K. M. & KENT, A. J. 2017. Influence of exsolved volatiles on reheating silicic magmas by recharge and consequences for eruptive style at Volcán Quizapu (Chile). *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. Vol. **18**(11): 4123-4135. Washington, D.C.
- FEIGL, K. L.; LE MÉVEL, H.; ALI, S. T.; CÓRDOVA, L.; ANDERSEN, N. L.; DEMETS, C. Y SINGER, B. S. 2014. Rapid uplift in Laguna del Maule volcanic field of the Andean Southern Volcanic zone (Chile) 2007–2012. *Journal of Geophysical Research*. Vol. **118**: 1983-1994. Washington, DC.
- GERYA, T. V. 2019. *Introduction to Numerical Geodynamic Modelling*. Cambridge University Press: 484 pp. Cambridge.
- GERYA, T. V.; CONNOLLY, J. A. & YUEN, D. A. 2008. Why is terrestrial subduction one-sided?. *Geology*. Vol. **36**(1): 43-46. Boulder.
- HOLBIK, S. P. 2014. Arc crust-magma interaction in the andean southern volcanic zone from thermobarometry, mineral composition, radiogenic isotope and rare earth element systematics of the azufre-planchon-peteroa volcanic complex, Chile. Tesis para optar al título de Doctor en Filosofía en Geociencias (Inédita). Florida International University: 364 pp., Miami.
- KELEMEN, P. B.; RILLING, J. L.; PARMENTIER, E. M.; MEHL, L. & HACKER, B. R. 2003. Thermal structure due to solid-state flow in the mantle wedge beneath arcs. Inside the Subduction Factory. (Eiler J. editor). American Geophysical Union. 293-311. Washington, D.C.
- LE MÉVEL, H.; CÓRDOVA, L.; CARDONA, C. & FEIGL, K. L. 2021. Unrest at the Laguna del Maule volcanic field 2005–2020: renewed acceleration of deformation. *Bulletin of Volcanology*. Vol. **83** (6): 39. Berlín.
- LUYENDYK, B. P. 1970. Dips of downgoing lithospheric plates beneath island arcs. *Geological Society of America Bulletin*, Vol **81**: 3.411-3.416. Boulder.
- LENG, W. & MAO, W. 2015. Geodynamic modeling of thermal structure of subduction zones. *Science China Earth Sciences*. Vol. **58**: 1.070-1.083. Beijing.
- MURPHY, J. B. 2006. Igneous rock associations 7. Arc magmatism I: relationship between subduction and magma genesis. *Geoscience Canada*. Vol **33** (4): 145-168. Ottawa.

- PAVEZ MORENO, M. A. 2023. The Role of Active Crustal Faults in Geothermal Systems in Volcanic Areas: A Case Study of Southern Chile by Magnetotelluric Method. Tesis universitaria. Instituto Tecnológico de Karlsruhe: 135 pp., Karlsruhe.
- REES JONES, D. W.; KATZ, R. F.; TIAN, M. & RUDGE, J. F. 2018. Thermal impact of magmatism in subduction zones. *Earth and Planetary Science Letters*. Vol. **481**: 73-79. Amsterdam.
- RODRÍGUEZ, E. E.; PORTNER, D. E.; BECK, S. L.; ROCHA, M. P.; BIANCHI, M. B.; ASSUMPÇÃO, M.; ... & LYNNER, C. 2021. Mantle dynamics of the Andean Subduction Zone from continent-scale teleseismic S-wave tomography. *Geophysical Journal International*. Vol. **224**(3): 1.553-1.571. Oxford.
- RUZ, J.; BROWNING, J.; CEMBRANO, J.; ITURRIETA, P.; GERBAULT, M. & SIELFELD, G. 2020. Field observations and numerical models of a Pleistocene-Holocene feeder dyke swarm associated with a fissure complex to the east of the Tatara-San Pedro-Pellado complex, Southern Volcanic Zone, Chile. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, Vol. **404**: 107033. Amsterdam.
- SINGER, B. S.; ANDERSEN, N. L.; LE MÉVEL, H.; FEIGL, K. L.; DEMETS, C.; TIKOFF, B.; ... Y VAZQUEZ, J. 2014. Dynamics of a large, restless, rhyolitic magma system at Laguna del Maule, southern Andes, Chile. *GSA Today*. Vol. **24**(12): 4-10. Boulder, CO.
- SCHELLART, W.P. 2023. Subduction zones: A short review. Dynamics of plate tectonics and mantle convection. (Duarte J.C. editor). Elsevier: 321-355 pp. Amsterdam.
- SEN, G. 2014. Subduction Zone Magmas. Petrology: Principles and Practice. (Sen G. editor). Springer-Verlag Berlin Heidelberg: 209-242. Berlin Heidelberg.
- SPARKS, R. S. J.; ANNEN, C.; BLUNDY, J. D.; CASHMAN, K. V.; RUST, A. C. & JACKSON, M. D. 2019. Formation and dynamics of magma reservoirs. *Philosophical Transactions of the Royal Society A*. Vol. **377**(2139): 20180019. Londres.
- STERN, C. R. 2004. Active Andean volcanism: its geologic and tectonic setting. *Revista geológica de Chile*. Vol.: **31**(2):161-206. Santiago
- STERN, R. J. 2002. Subduction zones. *Reviews of geophysics*. Vol. **40**(4): 3-1 – 3-38. Washington, D.C.
- STERN, R. J. 2015. Magmatism at Convergent Plate Boundaries. Encyclopedia of Marine Geosciences. (Harff J., Meschede M., Petersen S. y Thiede J. editores). Springer: 400-406 pp. Dordrecht.
- TASSARA, A. & ECHAURREN, A. 2012. Anatomy of the Andean subduction zone: three-dimensional density model upgraded and compared against global-scale models. *Geophysical Journal International*. Vol. **189**(1): 161-168. Oxford.

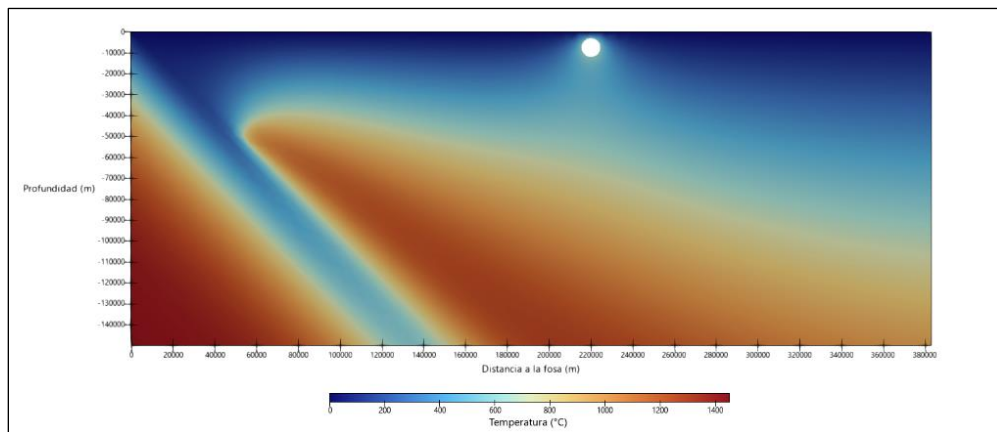
- VAN KEKEN, P. E.; CURRIE, C.; KING, S. D.; BEHN, M. D.; CAGNIONCLE, A.; HE, J. ... & WANG, K. 2008. A community benchmark for subduction zone modeling. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*. Vol. **171**, (1-4): 187-197. Amsterdam.
- WILSON, C. R. & VAN KEKEN, P. E. 2023. An introductory review of the thermal structure of subduction zones: II—numerical approach and validation. *Progress in Earth and Planetary Science*, Vol. **10**(1): 68. Tokyo.
- ZHENG, Y. F. & ZHAO, Z. F. 2017. Introduction to the structures and processes of subduction zones. *Journal of Asian Earth Sciences*. Vol. **145**: 1-15. Amsterdam.

ANEXOS

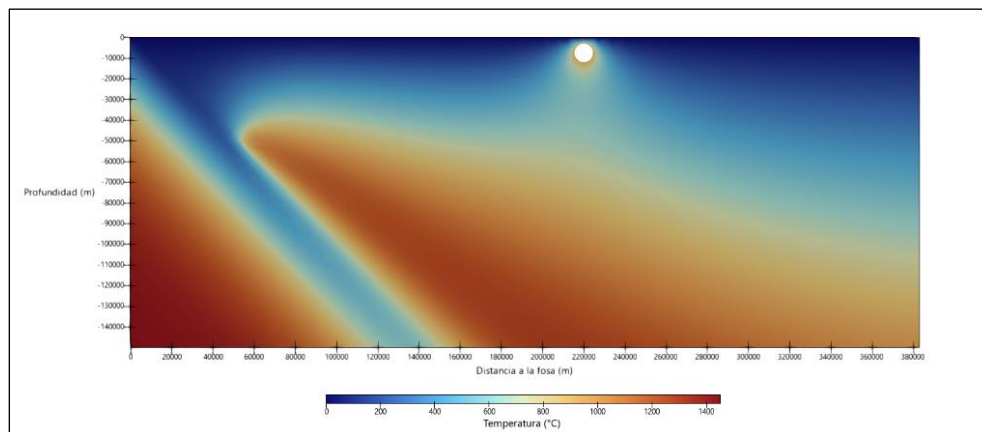
ÍNDICE DE ANEXOS

Anexo		Página
A.	Distribución de temperatura cámaras magmáticas circulares.....	43
B.	Distribución de temperatura cámaras magmáticas horizontales	47
C.	Distribución de temperatura cámaras magmáticas verticales	50
D.	Distribución de temperatura cámaras magmáticas diagonales	53
E.	Diseño cámaras magmáticas perfil 35°S	56
F.	Tabla de datos de flujo calórico Catalán <i>et al.</i> , en preparación	57
G.	Tabla de datos de flujo calórico Christiansen <i>et al.</i> , 2020	57

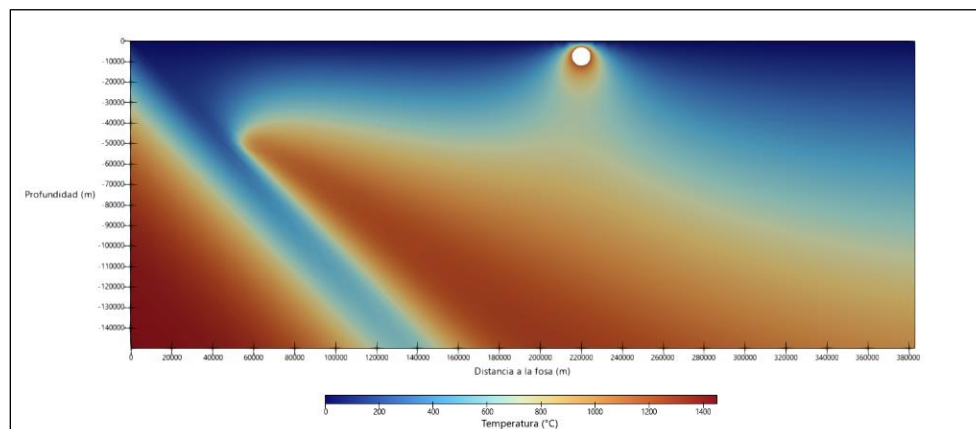
A. DISTRIBUCIÓN DE TEMPERATURA CÁMARAS MAGMÁTICAS CIRCULARES



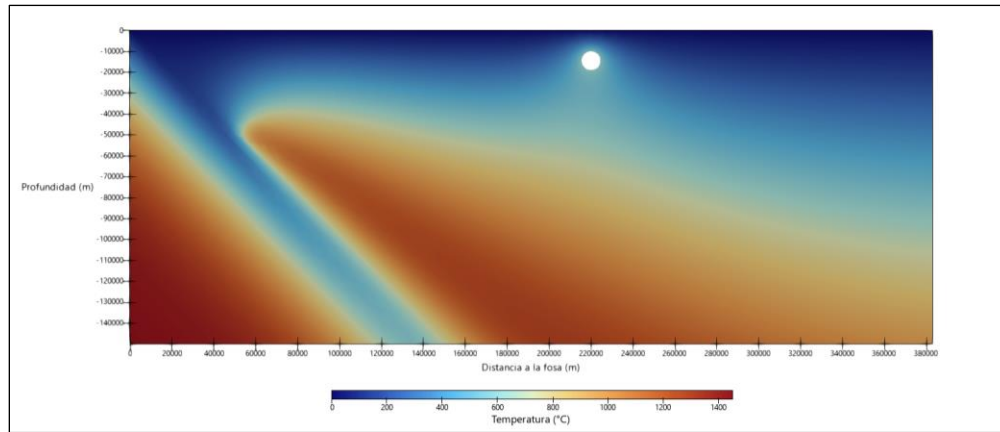
Anexo A.1 Cámara magmática circular somera 600°C



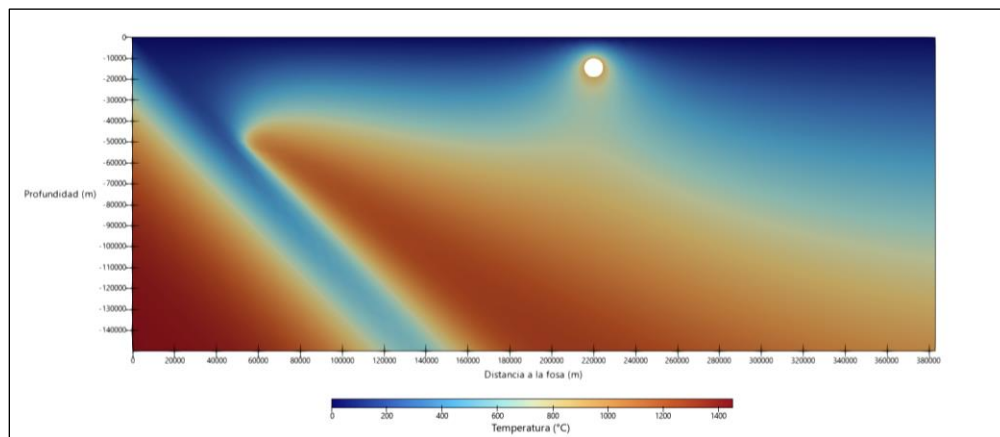
Anexo A.2 Cámara magmática circular somera 900°C



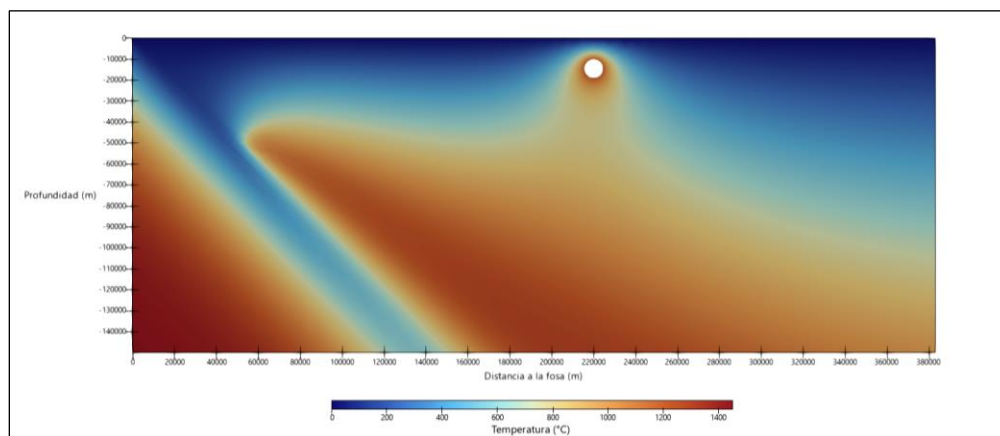
Anexo A.3 . Cámara magmática circular somera 1200°C



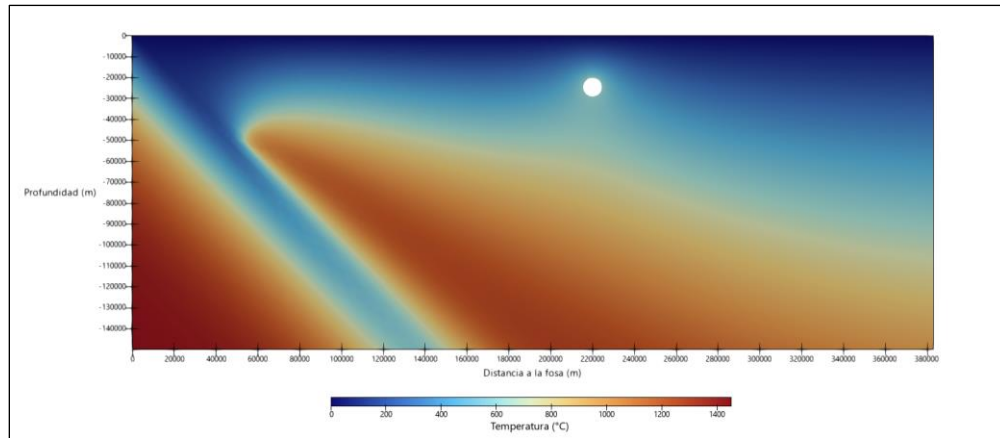
Anexo A.4. Cámara magmática circular intermedia 600°C



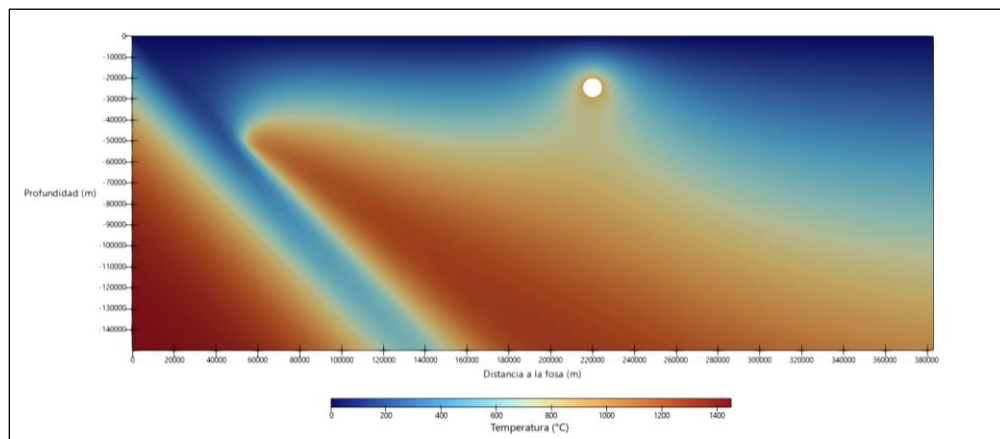
Anexo A.5. Cámara magmática circular intermedia 900°C



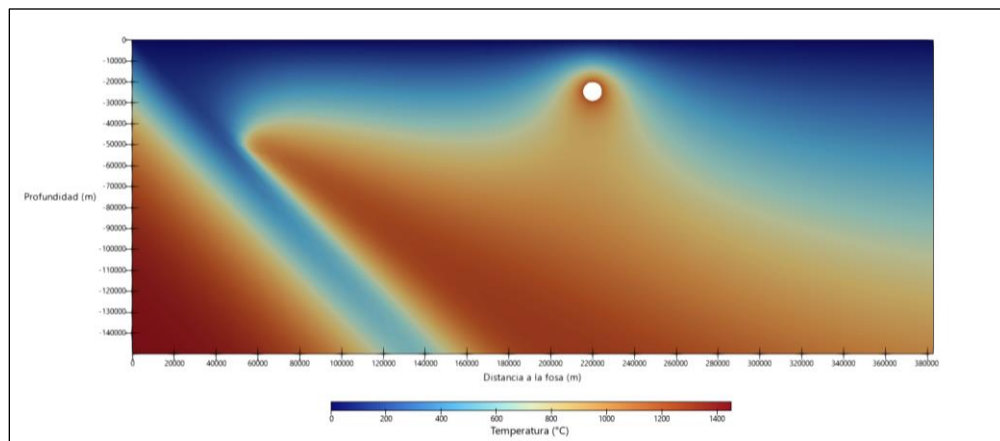
Anexo A.6. Cámara magmática circular intermedia 1200°C



Anexo A.7. Cámara magmática circular profunda 600°C

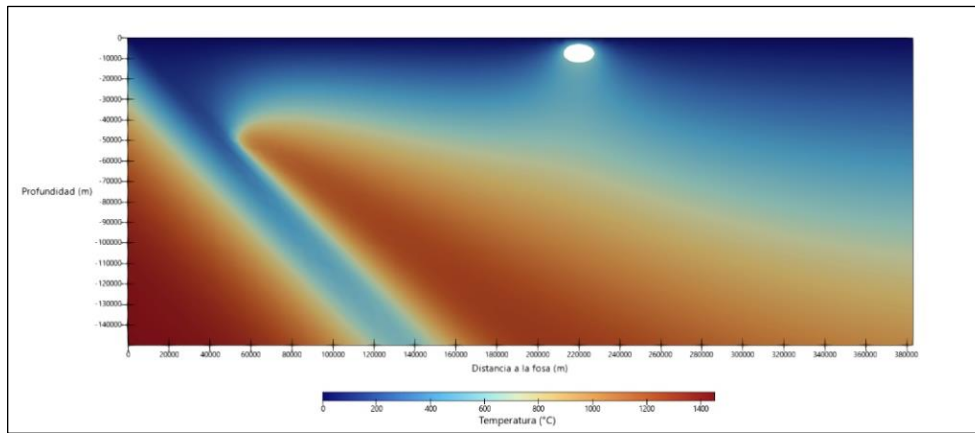


Anexo A.8. Cámara magmática circular profunda 900°C

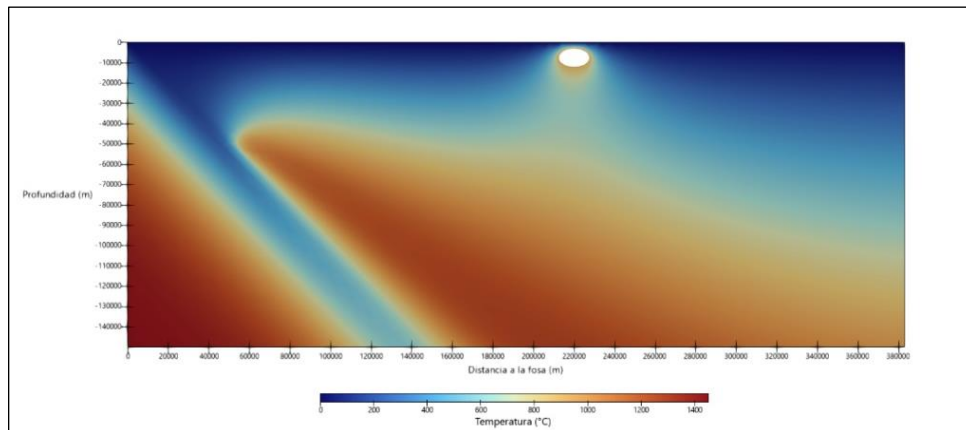


Anexo A.9. Cámara magmática circular profunda 1200°C

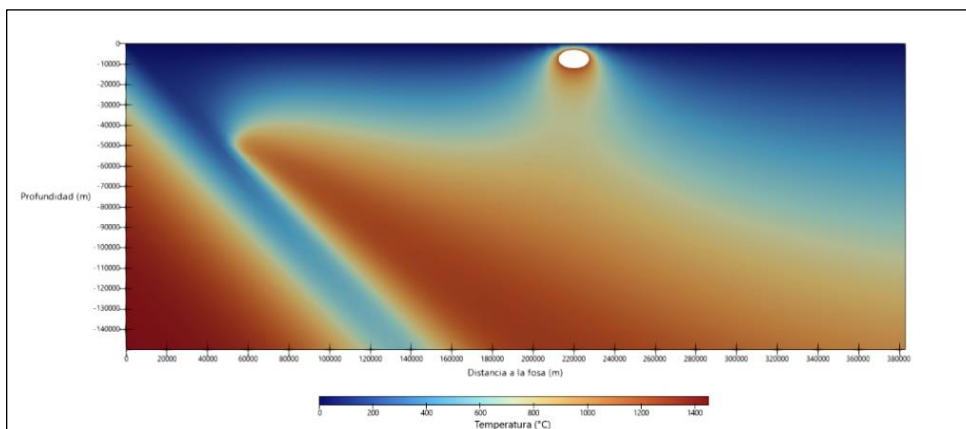
B. DISTRIBUCIÓN DE TEMPERATURA CÁMARAS MAGMÁTICAS HORIZONTALES



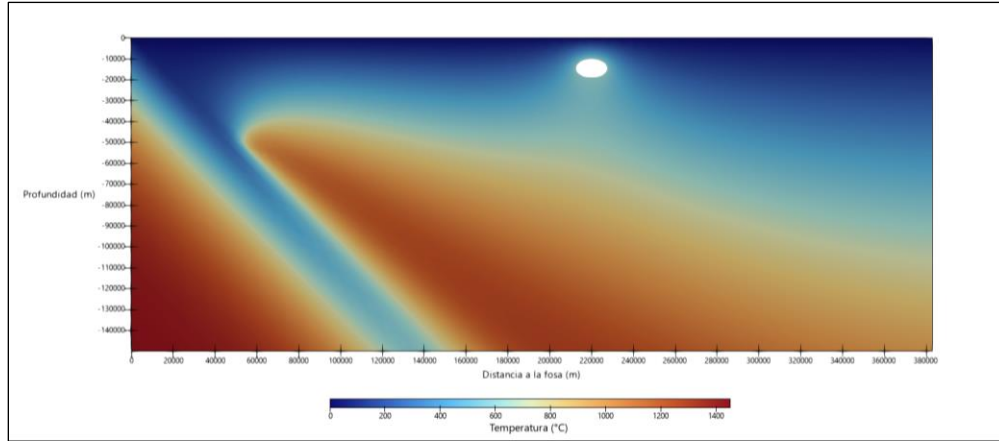
Anexo B.1. Cámara magmática horizontal somera 600°C



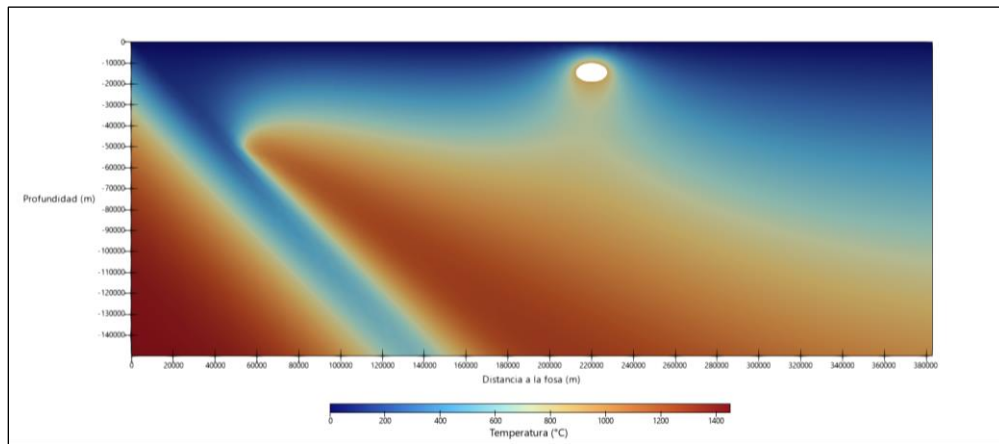
Anexo B.2. Cámara magmática horizontal somera 900°C



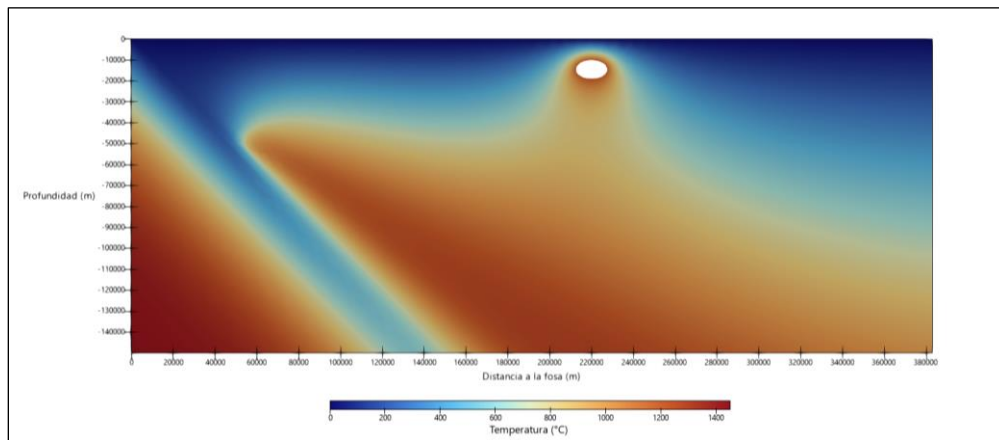
Anexo B.3. Cámara magmática horizontal somera 1200°C



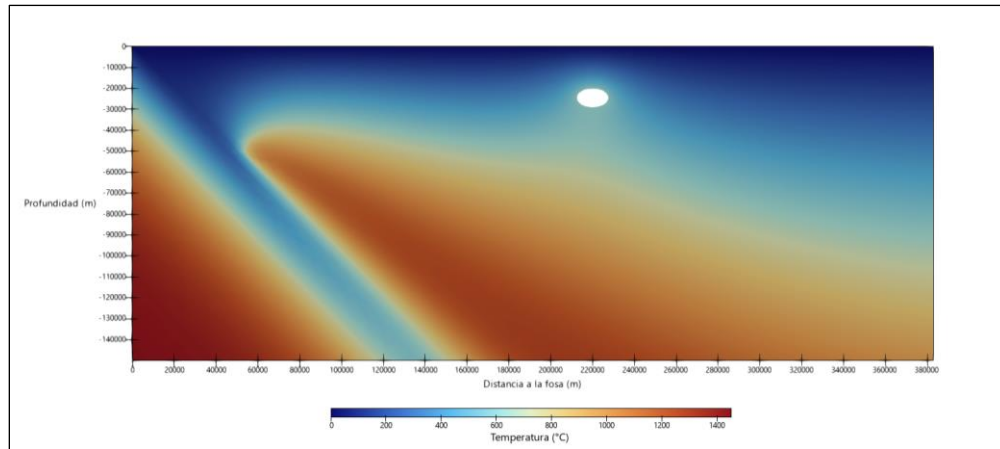
Anexo B.4. Cámara magmática horizontal intermedia 600°C



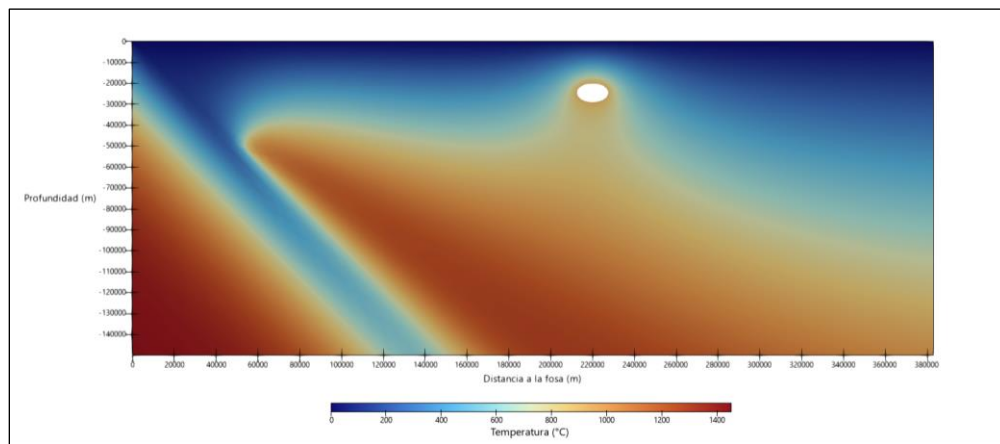
Anexo B.5. Cámara magmática horizontal intermedia 900°C



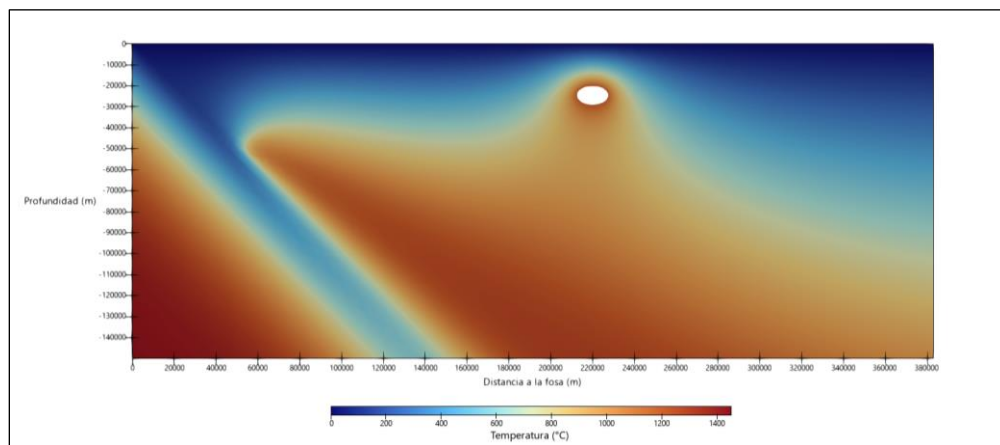
Anexo B.6. Cámara magmática horizontal intermedia 1200°C



Anexo B.7. Cámara magmática horizontal profunda 600°C

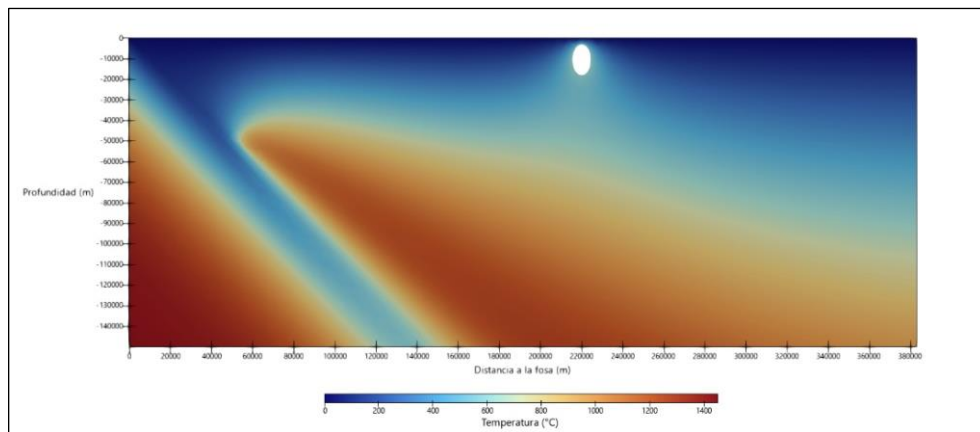


Anexo B.8. Cámara magmática horizontal profunda 900°C

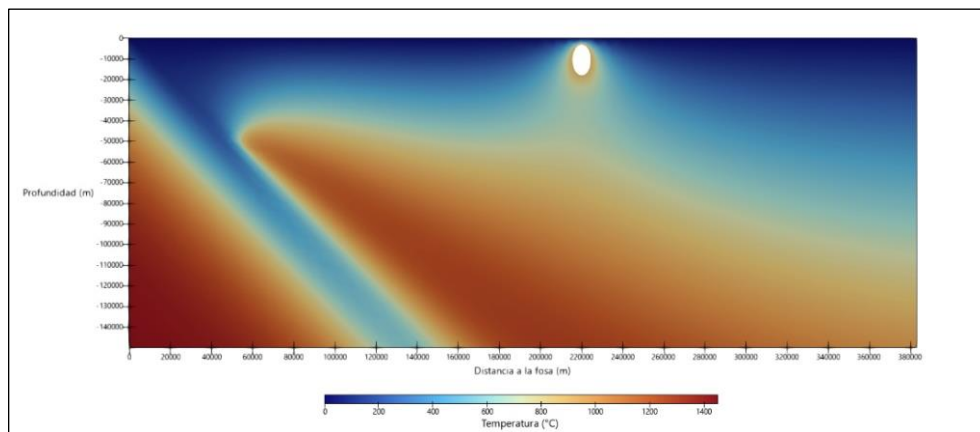


Anexo B.9. Cámara magmática horizontal profunda 1200°C

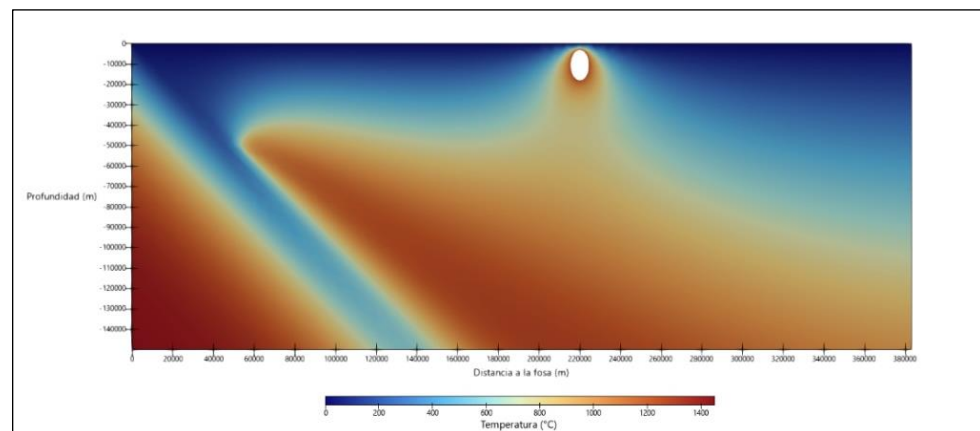
C. DISTRIBUCIÓN DE TEMPERATURA CÁMARAS MAGMÁTICAS HORIZONTALES



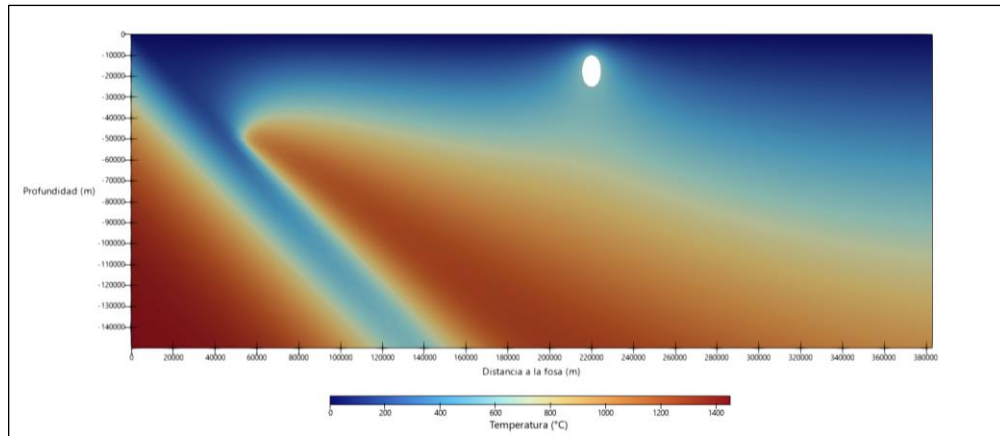
Anexo C.1. Cámara magmática vertical somera 600°C



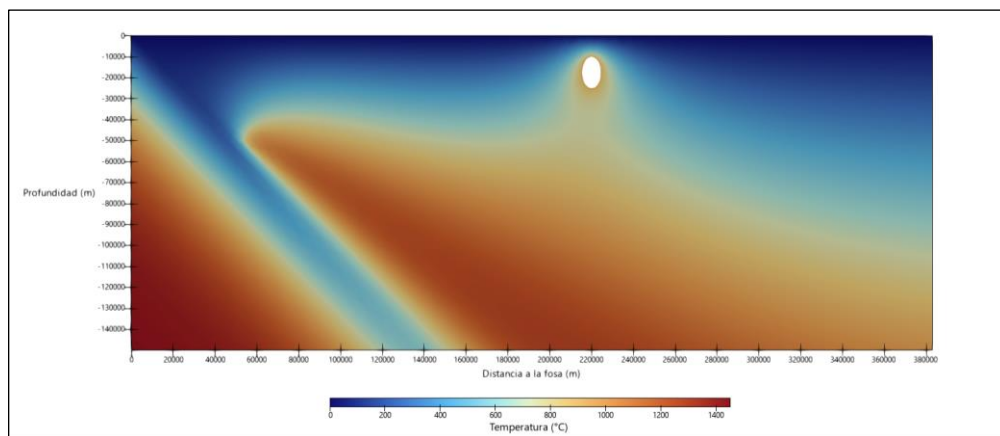
Anexo C.2. Cámara magmática vertical somera 900°C



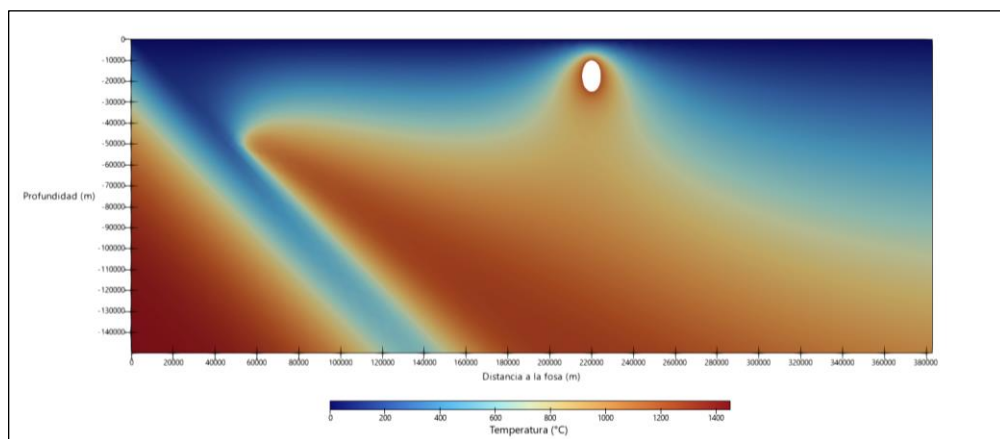
Anexo C.3. Cámara magmática vertical somera 1200°C



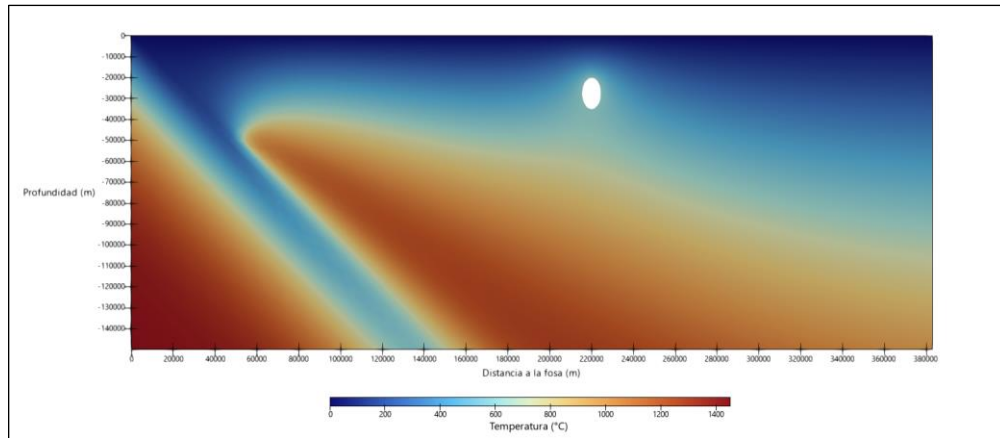
Anexo C.4. Cámara magmática vertical intermedia 600°C



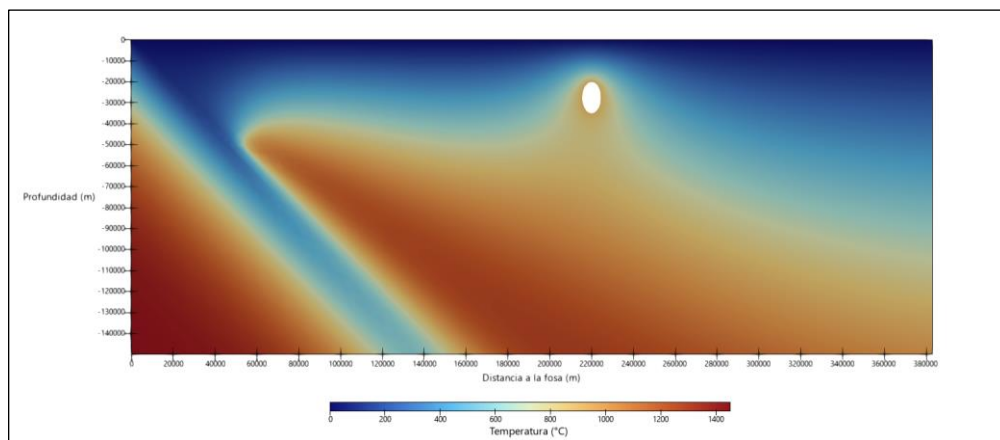
Anexo C.5. Cámara magmática vertical intermedia 900°C



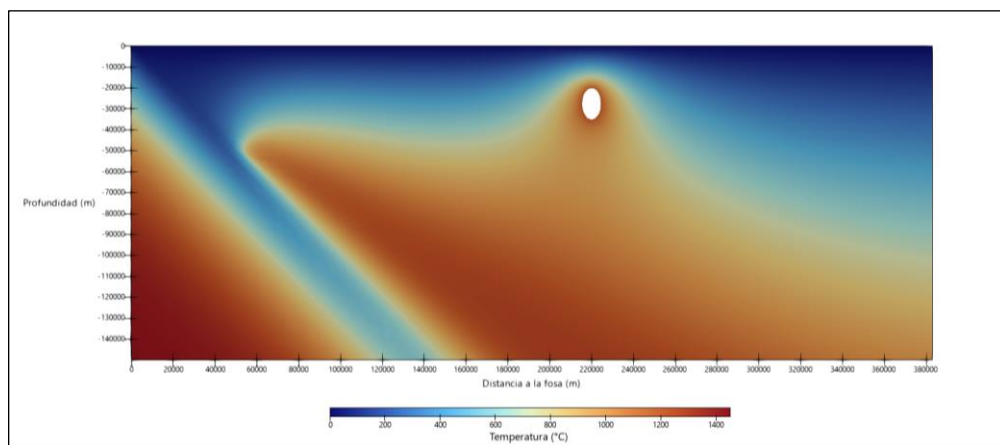
Anexo C.6. Cámara magmática vertical intermedia 1200°C



Anexo C.7. Cámara magmática vertical profunda 600°C

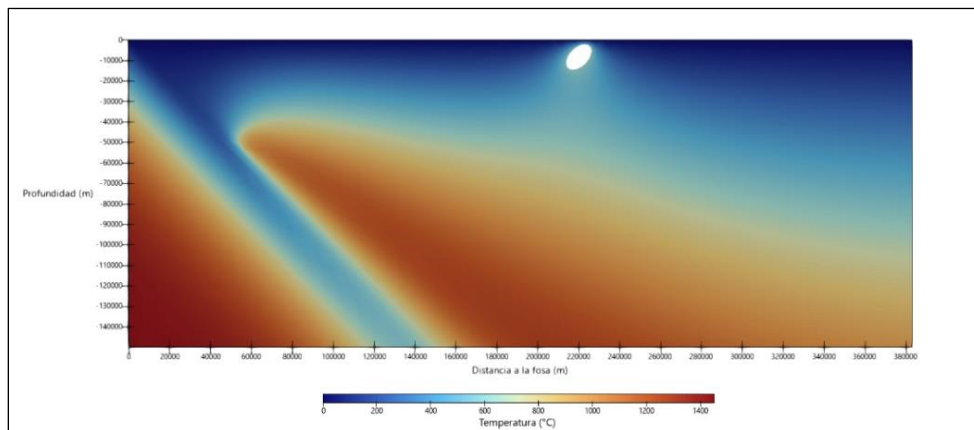


Anexo C.8. Cámara magmática vertical profunda 900°C

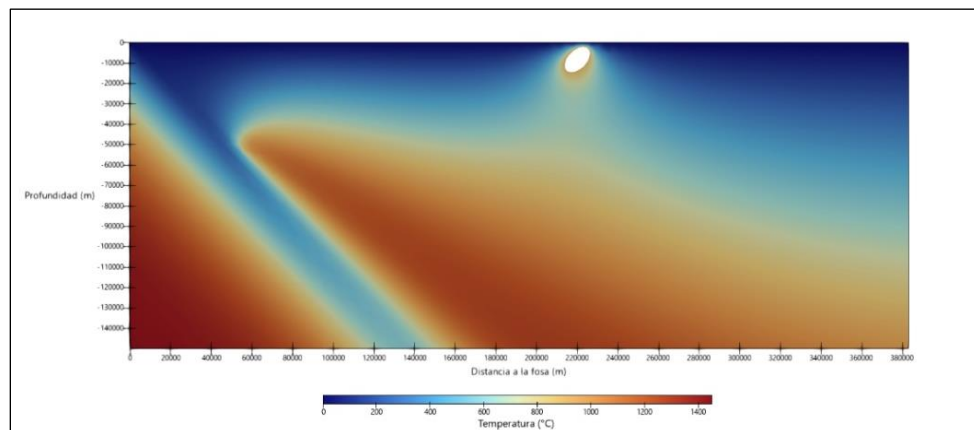


Anexo C.9. Cámara magmática vertical profunda 1200°C

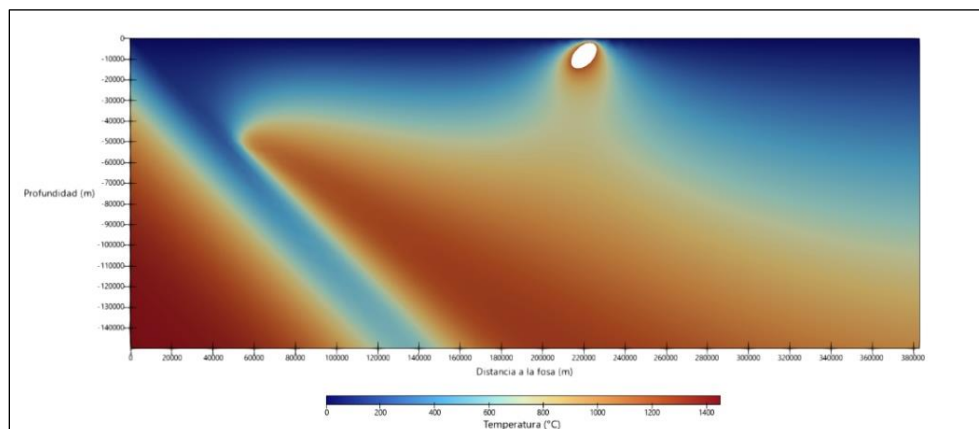
D. DISTRIBUCIÓN DE TEMPERATURA CÁMARAS MAGMÁTICAS DIAGONALES



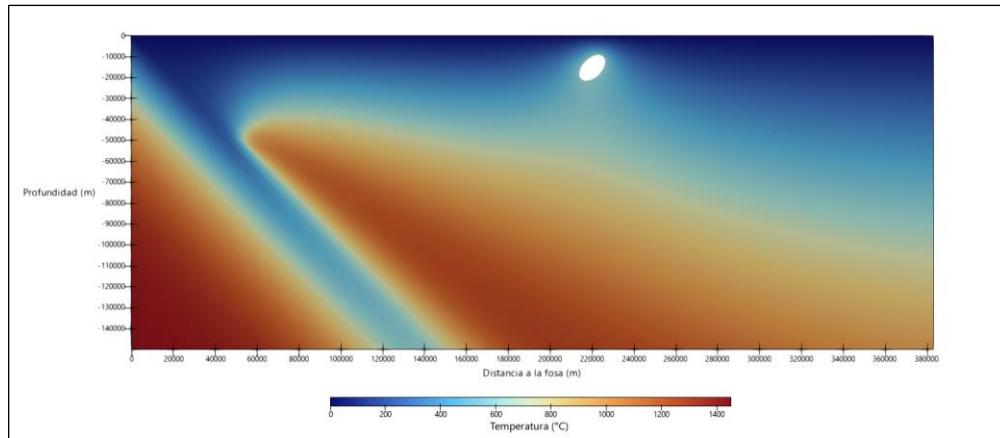
Anexo D.1. Cámara magmática diagonal somera 600°C



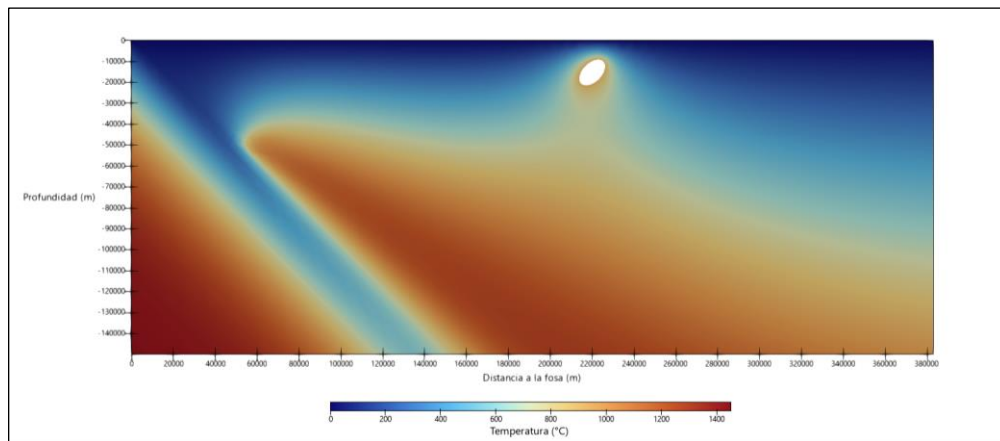
Anexo D.2. Cámara magmática diagonal somera 900°C



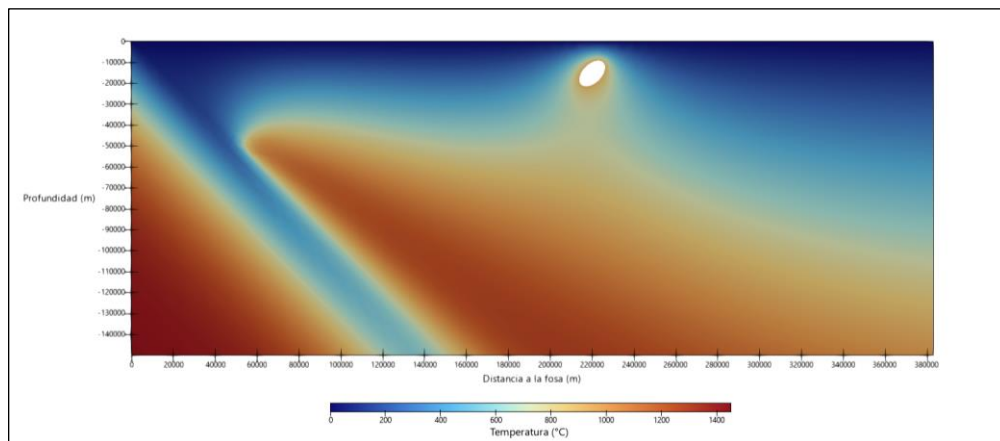
Anexo D.3. Cámara magmática diagonal somera 1200°C



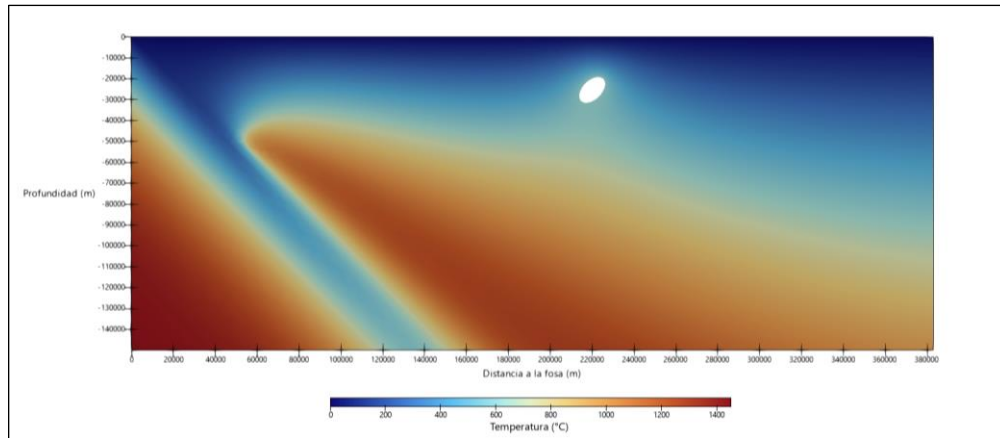
Anexo D.4. Cámara magmática diagonal intermedia 600°C



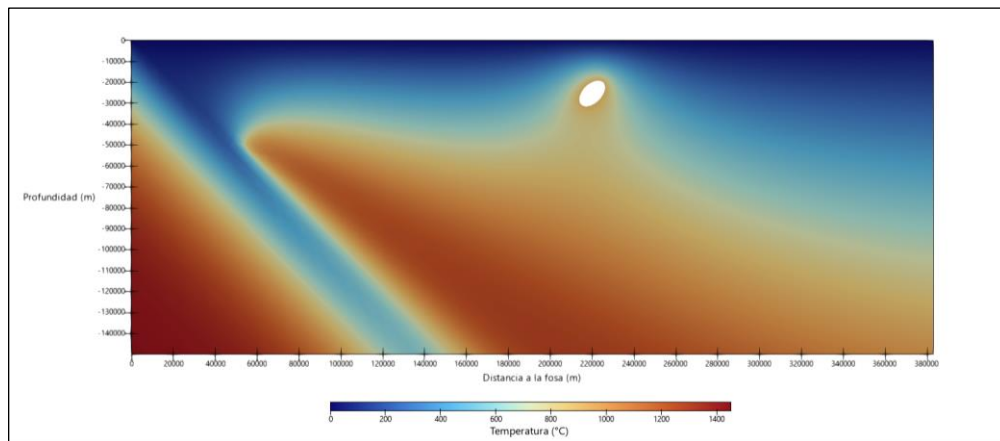
Anexo D.5. Cámara magmática diagonal intermedia 900°C



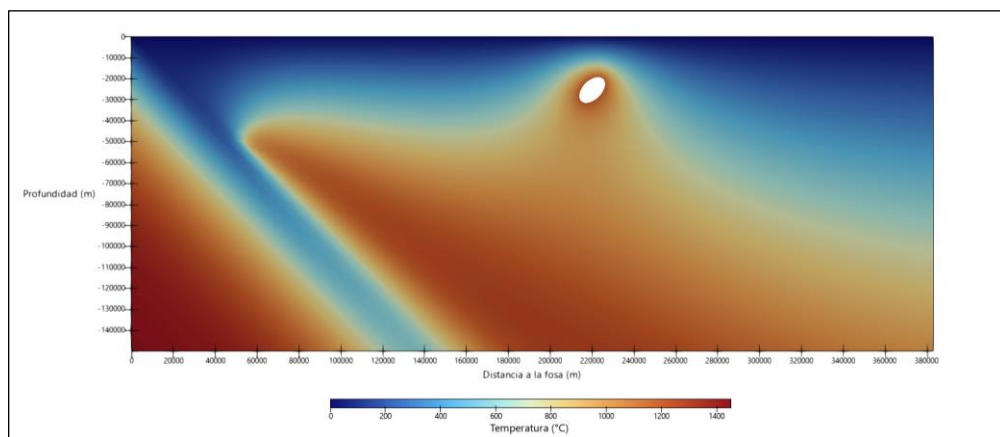
Anexo D.6. Cámara magmática diagonal intermedia 1200°C



Anexo D.7. Cámara magmática diagonal profunda 600°C



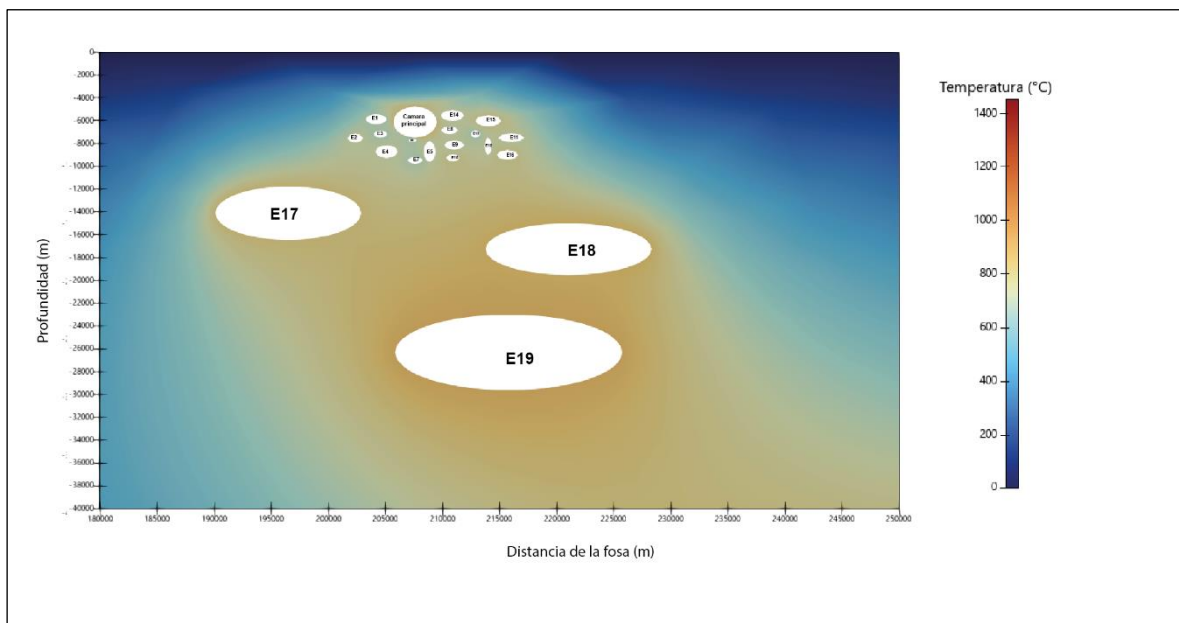
Anexo D.8. Cámara magmática diagonal profunda 900°C



Anexo D.9. Cámara magmática diagonal profunda 1200°C

E. DISEÑO CÁMARAS MAGMÁTICAS PERFIL 35°S

ID	Centro X	Centro Y	Semieje A km	Semieje B km	Área km ²	Temperatura °C	Temperatura K
1	204.174	-5.880	0,4341	0,9450	1,289	750	1023,15
2	202.347	-7.540	0,3959	0,6900	0,858	800	1073,15
3	204.557	-7.183	0,3320	0,6390	0,666	750	1023,15
4	205.094	-8.715	0,5619	0,9830	1,735	800	1073,15
5	208.862	-8.715	0,9195	0,5110	1,476	800	1073,15
6	207.355	-7.744	0,1404	0,3960	0,175	750	1023,15
7	207.598	-9.481	0,3065	0,6760	0,651	750	1023,15
8	210.612	-6.851	0,3320	0,7660	0,799	800	1073,15
9	211.021	-8.140	0,3959	0,8690	1,081	800	1073,15
10	210.906	-9.264	0,3065	0,6000	0,578	850	1123,15
11	216.016	-7.502	0,3703	1,1360	1,322	800	1073,15
12	213.984	-8.243	0,7918	0,3070	0,764	800	1073,15
13	212.873	-7.170	0,3448	0,4090	0,443	750	1023,15
14	210.849	-5.558	0,4612	1,0310	1,494	800	1073,15
15	213.996	-6.019	0,4884	1,1400	1,749	850	1123,15
16	215.678	-9.004	0,4341	0,9230	1,259	850	1123,15
17	196.477	-14.102	2,3440	6,3810	46,989	900	1173,15
18	221.033	-17.253	2,2630	7,2690	51,678	950	1223,15
19	215.782	-26.302	3,3130	9,9360	103,415	1000	1273,15



F. TABLA DE DATOS DE FLUJO CALÓRICO CATALÁN *ET AL.*, EN PREPARACIÓN

Latitud	Longitud	Flujo (mWm ⁻²)	Error	Sistema volcánico	Distancia (m)
-35,27	-70,5	102	18	Planchón - Peteroa	7.453
-35,27	-70,33	88	22	Planchón - Peteroa	22.389
-35,17	-69,87	85	22	Tinguiririca	58.083
-35,17	-69,97	85	22	Tinguiririca	51.737
-34,75	-70,05	104	22	Tinguiririca	27.512
-35,42	-69,35	71,8	14	Cerro del Medio	105.438

G. TABLA DE DATOS FLUJO CALÓRICO CHRISTIANSEN *ET AL.*, 2020

Latitud	Longitud	Flujo mWm ⁻²	Fuente	Sistema volcánico	Distancia m
-34,68769	-69,67724	166,1627	Sylwan, 2014	Palomo	57.749
-35,4606	-69,76856	177,4978	Sylwan, 2014	Cerro del Medio	67.310
-35,37907	-69,7066	177,887	Sylwan, 2014	Cerro del Medio	74.917
-35,27797	-69,71638	172,5925	Sylwan, 2014	Tinguiririca	76.486
-35,35951	-69,65115	177,6272	Sylwan, 2014	Cerro del Medio	80.360
-35,05947	-69,41634	170,0053	Sylwan, 2014	Tinguiririca	88.407
-35,61388	-69,3022	182,2486	Sylwan, 2014	Cerro del Medio	108.416
-35,6041	-69,69355	188,3637	Sylwan, 2014	Cerro del Medio	73.023
-35,865	-70,18926	216,582	Sylwan, 2014	Laguna del Maule	35.754
-36,00197	-69,68377	194,435	Sylwan, 2014	Laguna del Maule	74.290
-36,08677	-69,64789	194,1068	Sylwan, 2014	Laguna del Maule	77.279
-36,34114	-69,76856	198,1086	Sylwan, 2014	Laguna del Maule	73.360
-36,40637	-69,82074	202,2478	Sylwan, 2014	Laguna del Maule	72.727
-36,63466	-69,79139	200,4617	Sylwan, 2014	Laguna del Maule	90.660
-36,64118	-69,73269	195,8992	Sylwan, 2014	Laguna del Maule	94.941
-36,61835	-69,43265	189,2036	Sylwan, 2014	Laguna del Maule	114.640
-36,66075	-69,39678	187,4671	Sylwan, 2014	Laguna del Maule	119.897
-36,99339	-69,36743	172,2702	Sylwan, 2014	Laguna del Maule	145.554
-36,77815	-69,88596	205,7881	Sylwan, 2014	Laguna del Maule	97.469
-36,74799	-69,37232	183,4514	Sylwan, 2014	Laguna del Maule	127.273
-35,422	-69,347	178,8791	Collo <i>et al.</i> , 2018	Cerro del Medio	105.670
-35,558	-70,496	242,1557	Volcano	Cerro del Medio	1.383
-35,58	-70,75	293,3976	Volcano	Grupo Descabezado Grande	673
-35,464	-70,8	279,7388	Volcano	Grupo Descabezado Grande	14.272
-34,608	-70,295	208,7413	Volcano	Palomo	848
-36,42	-69,2	187,9862	Volcano	Laguna del Maule	123.936
-35,989	-70,849	322,832	Volcano	Tatara-San Pedro	635
-34,814	-70,352	216,2857	Volcano	Tinguiririca	1.145

-35,24	-70,57	207,4093	Volcano	Planchón - Peteroa	380
-35,27	-70,3317	88	Hamza_Munoz_1996	Planchón - Peteroa	22.236
-36,5	-70,75	30	Hamza_Munoz_1996	Nevado de Longaví	49.949
-35,17	-69,97	85	Hamza_Munoz_1996	Tinguiririca	51.737
-34,75	-70,0483	104	Hamza_Munoz_1996	Tinguiririca	27.662
-36,6483	-70,4817	190	Hamza_Munoz_1996	Laguna del Maule	65.677
-35,27	-70,5	102	Hamza_Munoz_1996	Planchón - Peteroa	7.453
-35,2667	-70,6317	199	Hamza_Munoz_1996	Planchón - Peteroa	5.968
-35,9317	-70,5483	244	Hamza_Munoz_1996	Laguna del Maule	14.527
-36,2667	-71,5667	128	Hamza_Munoz_1996	Nevado de Longaví	36.895
-34,2667	-70,5817	178	Hamza_Munoz_1996	Palomo	46.267
-35,75	-71,4167	135	Hamza_Munoz_1996	Nevado de Longaví	54.861
-35,1317	-70,45	335	Hamza_Munoz_1996	Planchón - Peteroa	16.574
-34,95	-70,4667	212	Hamza_Munoz_1996	Tinguiririca	18.769