

**Centro de Investigación Científica y de Educación  
Superior de Ensenada, Baja California**



---

**Maestría en Ciencias  
en Ciencias de la Tierra con orientación en Geociencias Ambientales**

---

**Determinación del gradiente térmico profundo en una capa de  
frontera afectada por variaciones climáticas**

Tesis  
para cubrir parcialmente los requisitos necesarios para obtener el grado de  
Maestro en Ciencias

Presenta:

**María Guadalupe Olgún Martínez**

Ensenada, Baja California, México  
2018

Tesis defendida por  
**María Guadalupe Olguín Martínez**

y aprobada por el siguiente Comité

---

**Dr. Loic Marie Jean Claude Jose Ghislain Peiffer**  
Codirector de tesis

---

**Dra. Raquel Negrete Aranda**  
Codirectora de tesis

Miembros del Comité

Dr. Juan Contreras Pérez

Dr. Helmut Maske Rubach



---

**Dr. Jonás de Dios De Basabe Delgado**  
Coordinador del Posgrado en Ciencias de la Tierra

---

**Dra. Rufina Hernández Martínez**  
Directora de Estudios de Posgrado

Resumen de la tesis que presenta **María Guadalupe Olguín Martínez** como requisito parcial para la obtención del grado de Maestro en Ciencias en Ciencias de la Tierra con orientación en Geociencias Ambientales.

**Determinación del gradiente térmico profundo en una capa de frontera afectada por variaciones climáticas**

Resumen aprobado por:

---

**Dr. Loic Marie Jean Claude Jose Ghislain Peiffer**

Codirector de tesis

---

**Dra. Raquel Negrete Aranda**

Codirectora de tesis

El Golfo de California es un sistema de rift transtensional localizado en el límite entre la placa Norteamericana y del Pacífico. Para obtener un mejor entendimiento del régimen térmico y la geodinámica regional, Neumann et al. (2017) obtuvieron una serie de mediciones de flujo de calor marino dentro de la cuenca Wagner. Las mediciones fueron realizadas con una sonda Fielax de 6.5 m de longitud, la cual mide directamente la temperatura de los sedimentos. La conductividad térmica del medio es inferida examinando el cambio de la temperatura después de que la sonda generó un pulso de calor calibrado. Posteriormente, el flujo de calor conductivo es calculado utilizando la ley de Fourier. Existen dos limitaciones principales con esta metodología. (i) Su precisión depende en gran medida de la temperatura del agua del fondo oceánico, es decir, la temperatura de la capa de agua en contacto con los sedimentos oceánicos, la cual no es uniforme a lo largo del año en la cuenca Wagner. (ii) Las estimaciones de flujo de calor pueden estar sesgadas si la transferencia de calor no es completamente conductiva. En la cuenca Wagner hay evidencia (1) de que el fondo marino tiene temperatura variable a lo largo del año debido a su baja profundidad, y (2) de circulación hidrotermal y descarga de gases a través del piso oceánico. Para este estudio, se utilizó TOUGH2, un código bien establecido para la modelación de flujos de masa y calor en medios porosos y fracturados. El objetivo principal es evaluar hasta qué punto las mediciones de flujo de calor en la cuenca Wagner son afectadas por la capa de frontera creada por las variaciones de temperatura del agua de fondo oceánico y la circulación de fluidos hidrotermales. Se formularon una serie de modelos en una y dos dimensiones de la porción superior de la cuenca Wagner (máxima profundidad de 1750 m bajo el piso oceánico). Los resultados muestran que perturbaciones anuales cíclicas de  $\pm 1$  °C y  $\pm 2$  °C ocasionadas por variaciones de la temperatura del agua de fondo, son capaces de propagarse en los primeros 3-5 m de sedimentos. Las variaciones laterales de flujo de calor ocasionan que se estime un flujo intermedio entre zonas con distintas temperaturas, encubriendo así los valores reales de flujo de calor. Sin ninguna corrección apropiada a los datos, el flujo de calor calculado podría estar sobreestimado o subestimado. La circulación de fluidos hidrotermales a través del piso oceánico ocasiona que el flujo de calor interpretado como conductivo sea sobreestimado significativamente. Los resultados también muestran que entre mayor sea la penetración de la sonda en los sedimentos, el error entre el flujo de calor real y el estimado será menor.

**Palabras clave:** flujo de calor, TOUGH2, conducción, circulación hidrotermal, Golfo de California

Abstract of the thesis presented by María Guadalupe Olgúin Martínez as a partial requirement to obtain the Master of Science degree in Earth Science with orientation in Environmental Geoscience.

**Deep thermal gradient estimate in a thermal boundary layer affected by climatic variations**

Abstract approved by:

---

**Dr. Loic Marie Jean Claude Jose Ghislain Peiffer**  
Codirector de tesis

---

**Dra. Raquel Negrete Aranda**  
Codirectora de tesis

The Gulf of California (GC) is a transtensional rift system located at the boundary between the North American and Pacific tectonic plates. A series of marine heat flow measurements were obtained in 2015 within the Wagner Basin (WB), to gain insights into the regional geodynamics and thermal regime. Measurements were conducted with a 6.5 m long Fielax violin-bow probe, which measures the temperature profile within the sediment. The thermal conductivity of the sediment was inferred by examining the temperature evolution after the probe released a calibrated heat pulse. The conductive heat flow was then computed by means of Fourier's law of heat conduction. There are two main limitations with such methodology. (i) The accuracy highly depends on the bottom water temperature (BWT) which is far from being uniform throughout the year in the WB. (ii) Heat flow estimates can be biased if the heat transfer is not fully conductive. There is evidence of hydrothermal circulation and gas discharge through the WB seafloor. For this study, we used TOUGH2, a well-established code for modeling mass and heat flow in porous and fractured media. The main objective is evaluate to which extent the heat-flow measurements within the WB are affected by the thermal boundary layer created by variable BWT's and hydrothermal fluid circulation. We formulated a series of one-dimensional and two-dimensional models of the upper portion of the WB basin (maximum depth of 1750 m below seafloor). Our results show that an annual cyclic perturbation of  $\pm 1$  °C and  $\pm 2$  °C of the BWT is able to propagate within the first 3-5 meters of sediments. Lateral variations of heat flow causes a mean heat flow value between zones with different temperatures, covering up the real heat flow values. Without any proper correction, the estimated heat flow would be either under or overestimated. Hydrothermal fluid circulation through seafloor causes a significantly overestimated heat flow value interpreted as conductive. Our results also show that error between the real heat flow value and the estimated value reduces when the probe has fully penetrated in the sediments.

**Keywords:** heat flow, TOUGH2, conduction, fluid advection, Gulf of California

## Dedicatoria

*A mis padres, Rosa María Martínez Moreno y Ernesto Olguín Tánori*

*A mis hermanos, Jesús, Camila y Ernesto*

*A mis abuelos Graciela Moreno Minjarez y Francisco Martínez Montiel*

*A la memoria de mi abuela Lydia Tánori Sánchez*

## Agradecimientos

Al **Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (CONACYT)**, por el apoyo económico brindado a través de la beca no. 749848 para la realización de mis estudios de posgrado.

Al **Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada (CICESE)**, especialmente al departamento de Ciencias de la Tierra. Al personal administrativo, técnicos y docentes. Les agradezco por la beca de movilidad académica para realizar la estancia en Berkeley, California.

Al **Centro Mexicano para la Innovación en Energía Geotérmica (CEMIE-Geo)**, por su apoyo económico para realizar una estancia académica en Berkeley, California. Al Dr. José Manuel Romo Jones por su entusiasmo y paciencia.

Al proyecto Conacyt no. 2016-01-1998 (Problemas Nacionales) con título *“Exploración de sistemas geotérmicos mediante estudios geoquímicos y modelación numérica”* a cargo del Dr. Loic Peiffer y al proyecto de CEMIE-Geo no. 2074 con título *“Campaña intensiva de exploración geotérmica en el Golfo de California”* a cargo del Dr. Antonio González y del cual, la Dra. Raquel Negrete es responsable de la parte de flujo de calor.

Un especial agradecimiento a mis codirectores de tesis, **Dr. Loic Peiffer** y **Dra. Raquel Negrete**, por su apoyo, paciencia y conocimientos compartidos. Agradezco al Dr. Loic por el tiempo dedicado a este trabajo, por la enorme paciencia para enseñarme a usar TOUGH2, por las clases impartidas, por la motivación y orientación, por su buen humor y por la influencia que ha tenido en mí para trabajar de manera más organizada. ¡Es todo un ejemplo! A la Dra. Raquel agradezco su buen ánimo, positivismo, recomendaciones, clases impartidas y el tiempo que me ha dedicado durante este año de tesis.

Al comité de tesis: **Dr. Juan Contreras** y **Dr. Helmut Maske**. Especialmente quiero agradecer al Dr. Juan Contreras por su disposición y tiempo para enseñarme y aclarar mis dudas.

Al **Dr. Patrick Dobson** del Lawrence Berkeley National Laboratory (LBNL), por su paciencia, hospitalidad y enseñanzas durante la estancia en Berkeley, California. Nunca olvidaré que pudiendo tomar un vuelo de 1:30 horas, prefirió manejar 12 horas de ida y 12 de regreso solo para llevarnos a Ricardo y a mí a la reunión anual del GRC (Geothermal Resources Council) y a conocer algunos campos geotérmicos.

Al Dr. Alejandro Queiruga, Yingqi Zhang y Liange Zheng del LBNL por su valioso tiempo y por compartir sus conocimientos sobre TOUGH durante la estancia. A Yoshinobu Nakao y Mengsu Hu por su hospitalidad y buenos momentos compartidos.

Al Dr. Florian Neumann por siempre responder a mis preguntas, apoyarme con artículos y datos y por ayudarme con la inversión de los perfiles. Agradezco al M.C. Angello Hoyos por su enorme paciencia, ayuda y conocimientos sobre Python.

A cada uno de los investigadores que me impartió clases durante mi primer año de maestría, en especial al Dr. Efraín Gómez Arias, por su paciencia y buen humor.

A Ricardo Solis Reyes por su amistad, carisma, ayuda y por los muy buenos momentos compartidos durante la estancia y a lo largo de los 2 años de maestría.

A mis padres, hermanos, y al resto de mi familia por su apoyo incondicional, palabras de aliento y por siempre creer en mí. A Cristian Covarrubias doy un especial agradecimiento por acompañarme en este último año de trabajo y alegrar mis días.

A mis compañeros de maestría y amigos de otras generaciones y posgrados de CICESE. A las chicas del equipo femenino de voleibol. A mis amigas de Caborca por su longeva amistad y apoyo.

## Tabla de contenido

	Página
Resumen en español.....	ii
Resumen en inglés.....	iii
Dedicatoria.....	iv
Agradecimientos.....	v
Lista de figuras.....	ix
Lista de tablas.....	xii
<b>Capítulo 1. Introducción.....</b>	<b>1</b>
1.1 Trabajos previos de flujo de calor en la cuenca Wagner.....	3
1.2 Variaciones de temperatura del agua del fondo marino.....	4
1.3 Marco geológico de la cuenca Wagner.....	7
1.4 Circulación de fluidos hidrotermales.....	8
1.5 Objetivos.....	10
1.5.1 Transporte de calor por conducción.....	11
1.5.2 Transporte de calor por advección.....	11
<b>Capítulo 2. Metodología.....</b>	<b>13</b>
2.1 Adquisición de datos de flujo de calor y su procesamiento.....	13
2.2 Transport of Unsaturated Groundwater and Heat (TOUGH2).....	16
<b>Capítulo 3. Resultados.....</b>	<b>21</b>
3.1 Simulaciones de transporte de calor por conducción.....	21
3.1.1 Estimación del gradiente térmico afectado por variaciones de temperatura del agua de fondo.....	21
3.1.2 Pruebas de sensibilidad.....	30
3.1.3 Fenómeno climático El Niño (ENSO).....	33
3.1.4 Alcance del método de inversión.....	35
3.1.5 Migración lateral de calor.....	39
3.2 Simulaciones de transporte de calor por advección.....	42
3.2.1 Circulación de fluidos hidrotermales.....	42
<b>Capítulo 4. Discusiones.....</b>	<b>47</b>
4.1 Implicaciones de las variaciones climáticas y variaciones laterales de flujo de calor en las mediciones de flujo de calor marino.....	47
4.1.1 Variaciones de temperatura de agua de fondo marino.....	47
4.1.2 El efecto de “El Niño”.....	48
4.1.3 Variaciones laterales de flujo de calor conductivo.....	49
4.2 Implicaciones del flujo advectivo en las mediciones de flujo de calor marino.....	50



4.3 Importancia de las mediciones de flujo de calor marino.....	51
<b>Capítulo 5. Conclusiones.....</b>	<b>52</b>
<b>Literatura citada.....</b>	<b>53</b>
<b>Anexo.....</b>	<b>56</b>

## Lista de figuras

Figura	Página
1. Mapa de la batimetría del Norte del Golfo de California, mostrando la línea sísmica realizada por PEMEX y las mediciones de flujo de calor (tomado de Neumann et al., 2017).....	4
2. a) Señal de variación anual de temperatura (datos reales). b) Señal de variación anual de temperatura (sintética). (Tomada de Neumann et al., 2017) .....	5
3. Gráfica tipo Bullard en donde la línea punteada representa la regresión lineal realizada para estimar el flujo de calor.....	6
4. Gráficas tipo Bullard mostrando 3 tipos de flujo de calor: de izquierda a derecha, flujo de calor conductivo, flujo de calor conductivo afectado por variaciones de temperatura de agua de fondo y flujo de calor conductivo con una fuerte componente advectiva.....	7
5. Mapa tectónico del Norte del Golfo de California, mostrando la ubicación de las cuencas Wagner y Consag (Tomada de Vázquez-Figueroa et al., 2009).....	8
6. Perfil obtenido por ecosonda en el cual se observa acumulación de gas bajo el piso oceánico y columnas de burbujas en la región noreste de la cuenca Wagner (Tomada de Prol-Ledesma et al., 2013).....	9
7. Sonda para medir el flujo de calor en ambientes marinos.....	14
8. Archivo de texto con los resultados procesados de una medición de flujo de calor.....	15
9. Gráficos de profundidad de penetración vs. temperatura, conductividad térmica, difusividad térmica y capacidad calorífica. La línea punteada representa el valor promedio.....	16
10. Geometría de un subdominio $V_n$ con su punto nodal representativo y la superficie de contacto entre subdominios representado por $\Gamma_n$ (Modificada de Pruess et al., 1999).....	17
11. Geometría de un subdominio con su punto nodal representativo en el método integral de diferencias finitas (IFDM) (Tomada de Narasimhan y Witherspoon, 1976).....	18
12. Representación esquemática del modelo en 1D. El dominio completo representa una columna de sedimentos marinos de 10 m.....	22
13. Distribución de temperatura en malla 1D. La fecha roja indica que la inyección de calor se realiza en la parte inferior de la malla.....	22
14. Gráficas de Temperatura ( $^{\circ}\text{C}$ ) vs. Profundidad (m) con una variación sinusoidal de la temperatura del agua de fondo, considerando una perturbación térmica máxima de $\pm 1^{\circ}\text{C}$ a lo largo de 1 año. (a) Inyección de flujo de calor de $60\text{ mWm}^{-2}$ . (b) Inyección de flujo de calor de $150\text{ mWm}^{-2}$ . (c) Inyección de flujo de calor de $380\text{ mWm}^{-2}$ .....	25
15. Gráficas de Temperatura ( $^{\circ}\text{C}$ ) vs. Profundidad (m) con una variación sinusoidal de la temperatura del agua de fondo, considerando una perturbación térmica máxima de $\pm 2^{\circ}\text{C}$ a lo largo de 1 año. (a) Inyección de flujo de calor de $60\text{ mWm}^{-2}$ . (b) Inyección de flujo de calor de $150\text{ mWm}^{-2}$ . (c) Inyección de flujo de calor de $380\text{ mWm}^{-2}$ .....	26

16. Gráficas de Temperatura ( $^{\circ}\text{C}$ ) vs. Profundidad (m) con una variación sinusoidal de la temperatura del agua de fondo de  $\pm 1^{\circ}\text{C}$  y una inyección de flujo de calor de  $150\text{ mWm}^{-2}$ . (a) Simulación a 1 año, (b) simulación a 5 años y c) simulación a 20 años..... 28
17. Gráficas de Temperatura ( $^{\circ}\text{C}$ ) vs. Profundidad (m). a) El valor de presión introducido a la frontera superior del modelo es de 1MPa. b) El valor de presión introducido a la frontera superior del modelo es de 10 MPa. El resto de los parámetros se conservaron iguales: variación sinusoidal de temperatura de  $\pm 1^{\circ}\text{C}$  por 1 año y una inyección de flujo de calor de  $150\text{ mWm}^{-2}$ ..... 29
18. Gráficas de Temperatura ( $^{\circ}\text{C}$ ) vs. Profundidad (m). a) El valor de densidad introducido al modelo es de  $1950\text{ kg m}^{-3}$ . b) El valor de densidad introducido al modelo es de  $2650\text{ kg m}^{-3}$ . El resto de los parámetros se conservaron iguales: variación sinusoidal de temperatura de  $\pm 1^{\circ}\text{C}$  por 1 año y una inyección de flujo de calor de  $150\text{ mWm}^{-2}$ ..... 30
19. Gráficas de Temperatura ( $^{\circ}\text{C}$ ) vs. Profundidad (m). a) El valor de porosidad introducido al modelo es de 10%, y la conductividad térmica efectiva es de  $0.975\text{ W m}^{-1}\text{ }^{\circ}\text{C}^{-1}$  b) El valor de porosidad introducido al modelo es de 74% y la conductividad térmica efectiva es de  $0.815\text{ W m}^{-1}\text{ }^{\circ}\text{C}^{-1}$ . El resto de los parámetros se conservaron iguales: variación máxima de temperatura de  $\pm 1^{\circ}\text{C}$  por 1 año y una inyección de flujo de calor de  $150\text{ mWm}^{-2}$ ..... 31
20. Gráfica de Temperatura ( $^{\circ}\text{C}$ ) vs. Profundidad (m) con una variación máxima de temperatura del agua de fondo de  $\pm 2^{\circ}\text{C}$  por 1 año, inyección de flujo de calor de  $150\text{ mWm}^{-2}$  y una temperatura fija en la frontera superior de  $10^{\circ}\text{C}$  por 1 año. La línea roja representa el gradiente térmico al finalizar los 2 años de simulación..... 33
21. Gráfica de Temperatura ( $^{\circ}\text{C}$ ) vs. Profundidad (m) con una variación sinusoidal máxima de temperatura del agua de fondo de  $\pm 5^{\circ}\text{C}$  durante 3 años, inyección de flujo de calor de  $150\text{ mWm}^{-2}$  y una variación de temperatura de  $\pm 1^{\circ}\text{C}$  por 1 año, posterior a los 3 años. La línea morada de mayor grosor en la parte central representa el gradiente térmico al terminar los 4 años de simulación. Se muestran 15 perfiles de los 48 meses para no saturar con curvas la gráfica ..... 33
22. Gráficas de Temperatura ( $^{\circ}\text{C}$ ) vs. Profundidad (m), donde se muestran los resultados obtenidos por inversión..... 36
23. Representación esquemática de la transferencia de calor de cuerpos con distintas temperaturas en contacto..... 38
24. Distribución de temperatura obtenida en condiciones de equilibrio usando la malla de 2 km de extensión horizontal y 1 km de extensión vertical con un flujo de calor central de  $380\text{ mWm}^{-2}$  y de  $150\text{ mWm}^{-2}$  en los costados. El asterisco blanco en la parte superior simboliza los 6 m de penetración de la sonda de flujo de calor..... 39
25. Distribución de temperatura obtenida en condiciones de equilibrio usando la malla de 2 km de extensión horizontal y 1 km de extensión vertical con un flujo de calor central de  $150\text{ mWm}^{-2}$  y de  $380\text{ mWm}^{-2}$  en los costados. El asterisco blanco en la parte superior simboliza los 6 m de penetración de la sonda de flujo de calor..... 39
26. Distribución de temperatura obtenida en condiciones de equilibrio usando la malla de 200 m de extensión horizontal y 1 km de extensión vertical con un flujo de calor central de  $380\text{ mWm}^{-2}$  (simulación 3) y  $150\text{ mWm}^{-2}$  (simulación 4). El asterisco blanco en la parte superior simboliza los 6 m de penetración de la sonda de flujo de calor..... 40

27. Representación esquemática del modelo en 2D. El área roja corresponde a la falla. A los dos dominios (falla y sedimentos) se les asignan permeabilidades específicas (k)..... 42
28. Distribución de temperatura dentro de los 10 m superiores centrales de la malla 2D. La línea roja representa pura transferencia de calor por conducción, mientras que las líneas azul, verde y naranja fueron obtenidas de las simulaciones con velocidades de inyección de fluido de  $8 \text{ cm yr}^{-1}$ ,  $80 \text{ cm yr}^{-1}$  y  $160 \text{ cm yr}^{-1}$  y temperatura de  $350 \text{ }^\circ\text{C}$ ..... 44
29. Distribución de temperatura dentro de los 1750 m centrales de la malla 2D. La línea roja representa pura transferencia de calor por conducción, mientras que las líneas azul, verde y naranja fueron obtenidas de las simulaciones con velocidades de inyección de fluido de  $8 \text{ cm yr}^{-1}$ ,  $80 \text{ cm yr}^{-1}$  y  $160 \text{ cm yr}^{-1}$  y temperatura de  $350 \text{ }^\circ\text{C}$ ..... 44

## Lista de tablas

Tabla	Página
1. Valores asignados a los parámetros considerados en el modelo 1D.....	24
2. Comparación de los resultados de temperatura inicial, variación de temperatura y flujo de calor obtenidos por inversión con los valores iniciales de los perfiles y cálculo del error en el flujo de calor.....	35
3. Cálculo del error entre el flujo de calor introducido al modelo inicialmente y el valor obtenido a través de las simulaciones.....	40
4. Valores asignados a los parámetros considerados en el modelo de advección.....	43
5. Cálculo del flujo de calor advectivo inyectado al modelo 2D en la parte central y flujo de calor conductivo en la base de la malla.....	45

## Capítulo 1. Introducción

---

Múltiples procesos terrestres como el movimiento de las placas tectónicas y la maduración de hidrocarburos, son controlados por el flujo de calor que circula a través de la Tierra. El flujo de calor conductivo se obtiene de manera indirecta ya que involucra calcular el valor de una propiedad del medio denominada conductividad térmica ( $\text{W m}^{-1} \text{ } ^\circ\text{C}^{-1}$ ) y medir un gradiente geotérmico ( $^\circ\text{C m}^{-1}$ ). En ambientes marinos, la conductividad térmica y el gradiente geotérmico se obtienen mediante sondas de flujo de calor, mientras que, en ambientes continentales, estos parámetros se obtienen de los registros de temperaturas de pozos. La obtención de datos de flujo de calor, ya sea en la corteza continental o en el piso oceánico, aportan información sobre la estructura de zonas de rift, zonas de falla, sistemas geotérmicos y flujo de fluidos, así como también ayudan en el cálculo de madurez de la materia orgánica para la exploración de petróleo y gas (Harris et al., 2007). En particular las mediciones de flujo de calor en ambientes marinos han demostrado ser de gran interés para entender y caracterizar varios procesos como: la evolución térmica de la corteza oceánica, la geodinámica de los límites de placas y su sismicidad, la convección del manto, la circulación de fluidos y su impacto en la interacción agua-roca, así como el desarrollo de ecosistemas microbianos (Harris et al., 2007).

En el 2015, durante un crucero en la Cuenca Wagner, Norte del Golfo de California, a bordo del buque oceanográfico Alpha Helix, se realizaron mediciones de flujo de calor para caracterizar la compleja geodinámica del sistema de rift transtensional entre la placa Norteamericana y la placa del Pacífico (Neumann et al., 2017). Los datos fueron tomados con una sonda de multi-penetración FIELAX cuya longitud y resolución son de 6.5 m y 1 mK, respectivamente. La precisión con la que estos datos son tomados depende de la estabilidad de la temperatura del agua del fondo oceánico y del transporte de calor advectivo. En el norte del Golfo de California, la temperatura del agua del fondo oceánico está lejos de ser uniforme ya que las plataformas marinas son relativamente someras (< 250 m), además de la ocurrencia de diversos procesos oceanográficos y climáticos que continuamente cambian la composición y circulación del agua (Vázquez-Figueroa et al., 2009). Estas fluctuaciones en la temperatura del agua perturban la temperatura de los sedimentos bajo el piso oceánico por algunos metros y, por ende, modifican el gradiente geotérmico superficial. Por otro lado, las estimaciones de flujo de calor no son del todo válidas si el flujo de calor no es completamente conductivo. En la cuenca Wagner, se han observado circulación hidrotermal y descarga de gases a lo largo de los principales sistemas de fallas en el fondo oceánico de la cuenca Wagner (Canet et al., 2010). Estos procesos pueden resultar en una sobreestimación o subestimación del flujo de calor conductivo.

Los objetivos de este trabajo son entender como las mediciones de flujo de calor obtenidas para la cuenca Wagner son afectadas por las variaciones de temperatura de agua de fondo, las variaciones laterales de flujo de calor y la circulación de fluidos hidrotermales; con la ayuda de simulaciones numéricas que consideren parámetros de importancia de la zona de estudio.

Este estudio está dividido en cinco capítulos:

1. **Introducción:** este capítulo resume los trabajos de flujo de calor realizados anteriormente en la zona de estudio. Se describen las variaciones de temperatura del agua del fondo oceánico, cómo estas afectan las mediciones de flujo de calor y cómo corregir este efecto en las mediciones según Neumann et al. (2017). El capítulo describe el marco geológico de la cuenca Wagner y la circulación de fluidos hidrotermales a través de las fallas. Por último, se plantean los objetivos de este trabajo de tesis.
2. **Metodología:** este capítulo explica cómo fueron realizadas las mediciones de flujo de calor y cómo son procesados los datos. Por otro lado, también se explica el funcionamiento de TOUGH2, software utilizado para realizar las simulaciones numéricas del presente trabajo.
3. **Resultados:** este capítulo presenta los valores de gradientes térmicos obtenidos de múltiples escenarios de simulación, entre los cuales destacan la variación de temperatura del agua de fondo en condiciones normales y después de un fenómeno climático como El Niño, la migración lateral de calor y la inyección de un fluido hidrotermal.
4. **Discusiones:** en este capítulo se discuten los resultados obtenidos en las simulaciones numéricas, así como también se analiza la importancia y validez de las mediciones de flujo de calor. Se presenta también hasta qué punto es factible aplicar el algoritmo de inversión a las mediciones realizadas por la sonda.
5. **Conclusiones:** en este capítulo se presentan las conclusiones principales de este trabajo.

En anexos se incluye un resumen extendido elaborado para presentarse en el TOUGH Symposium, organizado por el Lawrence Berkeley National Laboratory en octubre de 2018 en Berkeley, California, EE.UU.

## 1.1 Trabajos previos de flujo de calor en la cuenca Wagner

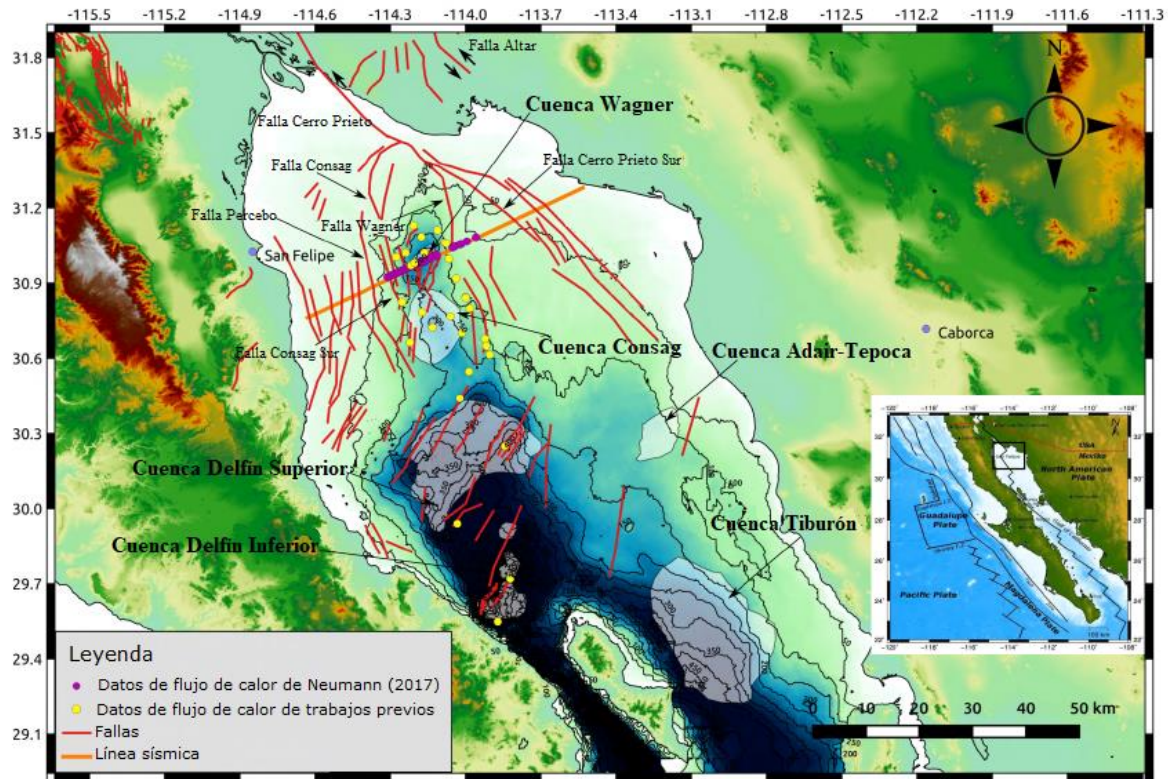
En los últimos 40 años se han realizado múltiples mediciones de flujo de calor en el Golfo de California (Figura 1). Henyey y Bischoff (1973) utilizaron una sonda tipo Bullard de 4.5 m para medir el flujo de calor marino y reportaron valores entre el rango de 63 a 92  $\text{mWm}^{-2}$  para la cuenca Wagner, similares a los valores encontrados en el Valle Imperial (California, EE. UU.). Años más tarde, Sánchez-Zamora et al. (1991) calcularon un flujo de calor promedio de 114  $\text{mWm}^{-2}$  para la cuenca Wagner utilizando las isotermas del punto de Curie.

Más recientemente, Prol-Ledesma et al. (2013) utilizando una sonda de flujo de calor de 6 m, realizaron mediciones en puntos esparcidos a lo largo de las cuencas Wagner y Consag y cerca de las trazas de fallas. Obtuvieron gradientes térmicos que varían desde 0.01 hasta  $12^{\circ}\text{C m}^{-1}$ . También obtuvieron estimaciones de la conductividad térmica de los sedimentos, encontrando que esta es relativamente homogénea con un valor de  $1.2 \text{ W m}^{-1} \text{ }^{\circ}\text{C}^{-1}$ . Prol-Ledesma et al. (2013) reportaron un flujo de calor promedio de 1,875  $\text{mWm}^{-2}$  para las cuencas Wagner y Consag, atribuyéndolo a intensa actividad hidrotermal asociada con la transición de rift continental a dispersión del fondo marino de la zona.

Comparativamente, el flujo de calor promedio a través de la corteza continental es de  $65 \pm 1.6 \text{ mWm}^{-2}$ , y el de la corteza oceánica de  $101 \pm 2.2 \text{ mWm}^{-2}$  (Turcotte y Schubert, 2014). Cabe mencionar que los valores de flujo de calor presentados en Prol-Ledesma et al. (2013) no fueron corregidos por sedimentación ni por variaciones en la temperatura del agua del fondo oceánico.

En la campaña de mediciones de flujo de calor de mayo del 2015 se utilizó una sonda de flujo de calor de 6 metros de longitud siguiendo la traza de líneas sísmicas E-W colectadas por PEMEX (González-Escobar et al., 2006). A partir de estas mediciones, Neumann et al. (2017), reportaron un flujo de calor regional de aproximadamente  $150 \text{ mWm}^{-2}$  para la cuenca Wagner. Para el flanco oeste de la cuenca reportaron un flujo de calor promedio de  $220 \text{ mWm}^{-2}$ , para la zona central  $99 \text{ mWm}^{-2}$  y para la zona este un valor de  $889 \text{ mWm}^{-2}$ . Neumann et al. (2017) sugieren que los altos y dispersos valores de flujos de calor en el flanco este y oeste de la cuenca, se deben a la circulación de flujo advectivo a través de fallas. En este trabajo sí se consideraron las variaciones de temperatura de agua de fondo, sedimentación y flujo de fluidos como posible fuente de curvatura en las mediciones. Pese a que los valores propuestos en los trabajos de Prol-Ledesma et al. (2013) y Neumann et al. (2017) son diferentes en un orden de magnitud, ambos se encuentran por encima del valor promedio de flujo de calor en el océano propuesto por Turcotte y Schubert (2014), categorizando al norte del GC como una zona con flujo de calor anómalo.





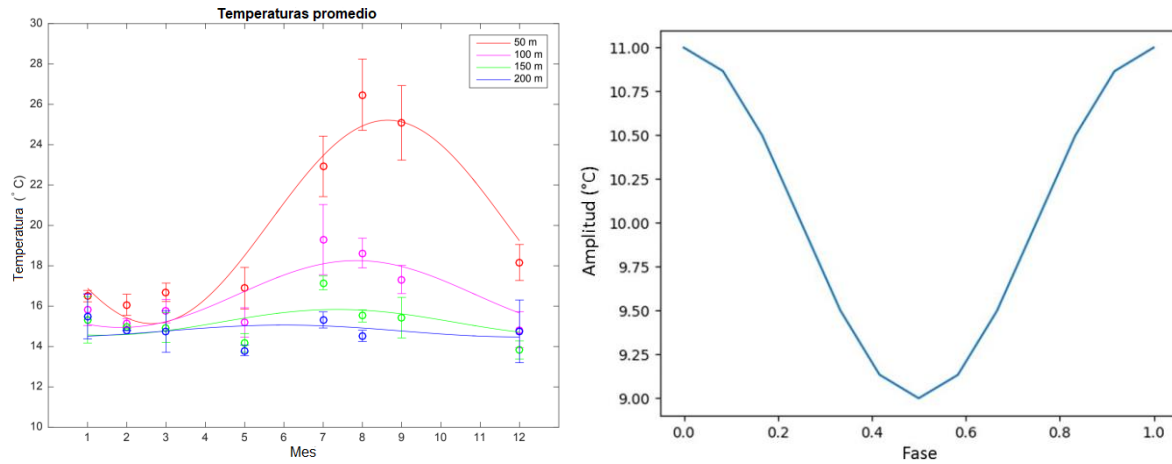
**Figura 1.** Mapa de la batimetría del Norte del Golfo de California, mostrando la línea sísmica realizada por PEMEX y las mediciones de flujo de calor (Modificada de Neumann, 2017).

## 1.2 Variaciones de temperatura del agua de fondo marino

Las variaciones en la temperatura de agua de fondo son capaces de producir perturbaciones en la temperatura de los sedimentos por algunos metros bajo el piso oceánico. En ambientes de aguas someras es bien conocido que las perturbaciones oceanográficas son problemáticas para observaciones geotérmicas marinas. En contraste, en aguas profundas ( $\geq 2000$  m) las temperaturas son lo suficientemente constantes para determinar el flujo de calor de manera precisa (Davis et al., 2003).

Dado que la cuenca Wagner es una cuenca somera ( $< 250$  m), estas variaciones pueden ser una fuente significativa de error en la determinación de flujo de calor. Para corregir este efecto en las mediciones es necesario analizar los datos de temperatura disponibles para la zona de estudio. En el caso de la cuenca de Wagner existe una base de datos de conductividad, temperatura y profundidad o 'CTD' (Conductivity-Temperature-Depth) de años previos que permite determinar un diferencial de temperatura  $\Delta T$  que represente adecuadamente la variación de temperatura en el agua del fondo marino (Figura 2a). En la

metodología presentada por Neumann et al. (2017), se asume que las variaciones en la temperatura del agua de fondo se aproximan a una función sinusoidal (Figura 2b).



**Figura 2.** a) Señal de variación anual de temperatura (datos reales). b) Señal de variación anual de temperatura (sintética) (Tomada de Neumann et al., 2017).

La ecuación que describe la propagación de las variaciones en la temperatura de agua de fondo en los sedimentos marinos es:

$$T_{pred}(z, t) = T_0 + q_0 \cdot \sum_{i=1}^N \frac{\Delta z_i}{k(z)_i} + \Delta T \cdot \exp(-\xi) \cdot \cos\left(\frac{2\pi}{\tau} t - \xi\right) \quad (1)$$

En donde:

T es temperatura,  $q_0$  es el flujo de calor superficial, z es profundidad, t es tiempo,  $T_0$  es la temperatura del agua de fondo a largo plazo,  $\Delta T$  es la amplitud anual de la variación de temperatura de fondo,  $\kappa$  es la difusividad térmica y  $\tau$  es el período de las variaciones de temperatura.

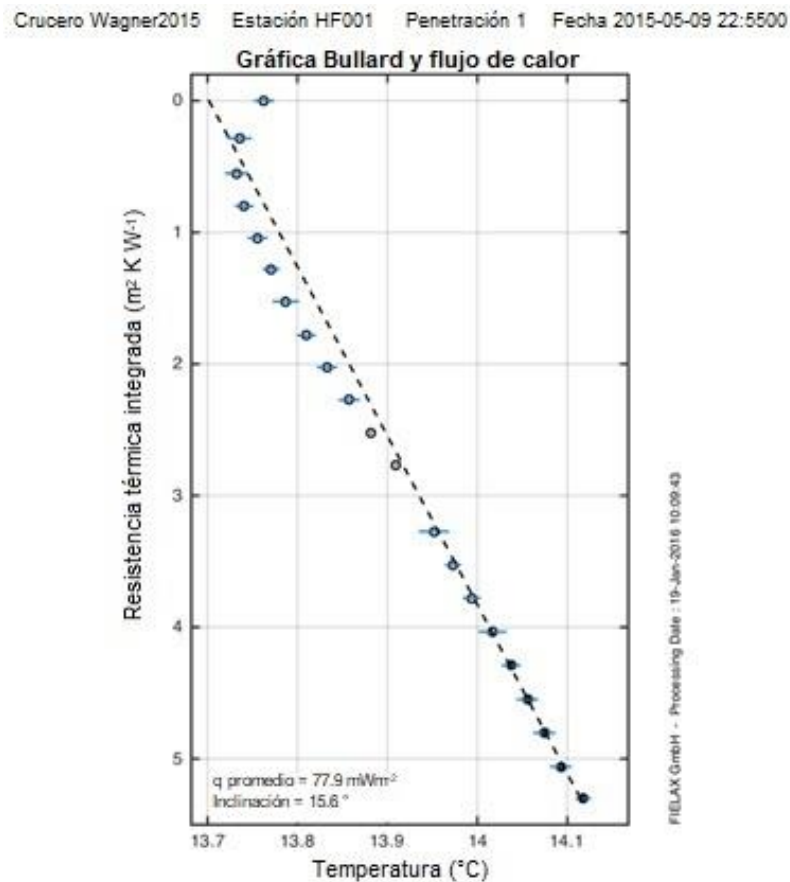
El parámetro  $\xi$ , se calcula de la siguiente manera:

$$\xi = \sqrt{\frac{\pi}{\tau} \cdot \sum_{i=1}^N \frac{z_i}{\sqrt{k_i/\rho c}}} \quad (2)$$

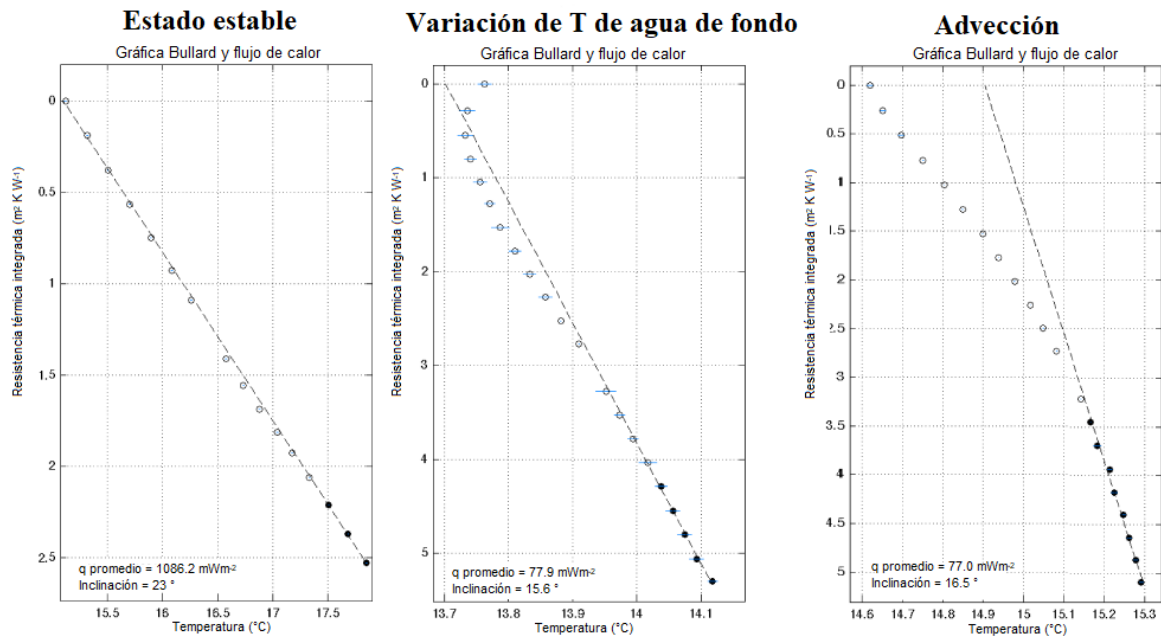
En donde

$\rho c$  es la capacidad calorífica.

Usando esta ecuación, Neumann et al. (2017) realizaron la inversión de cada perfil de temperatura-profundidad con el objetivo de cuantificar el gradiente térmico profundo  $\Gamma$ . El procedimiento de la inversión se basa en el algoritmo desarrollado por Hartmann y Villinger (2002), en donde se construye una gráfica tipo Bullard, en la cual se reportan la temperatura del sedimento ( $^{\circ}\text{C}$ ) contra la resistencia térmica ( $\text{m}^2 \text{K W}^{-1}$ ) para cada estación. En materiales no homogéneos, la resistencia térmica es el inverso de la conductancia térmica. Bajo condiciones ideales en un régimen conductivo y con parámetros térmicos constantes, la línea de mejor ajuste sería una línea recta la cual representaría el flujo de calor (Figura 3). El efecto de las perturbaciones causadas por las variaciones de temperatura del agua de fondo se observa en los primeros metros de sedimentos, así como también se puede observar una curvatura en la línea cuando hay presencia de fenómenos de advección (Figura 4).



**Figura 3.** Gráfica tipo Bullard en donde la línea punteada representa la regresión lineal realizada para estimar el flujo de calor.



**Figura 4.** Gráficas tipo Bullard mostrando 3 tipos de flujo de calor: de izquierda a derecha, flujo de calor conductivo, flujo de calor conductivo afectado por variaciones de temperatura de agua de fondo y flujo de calor conductivo con una fuerte componente advectiva.

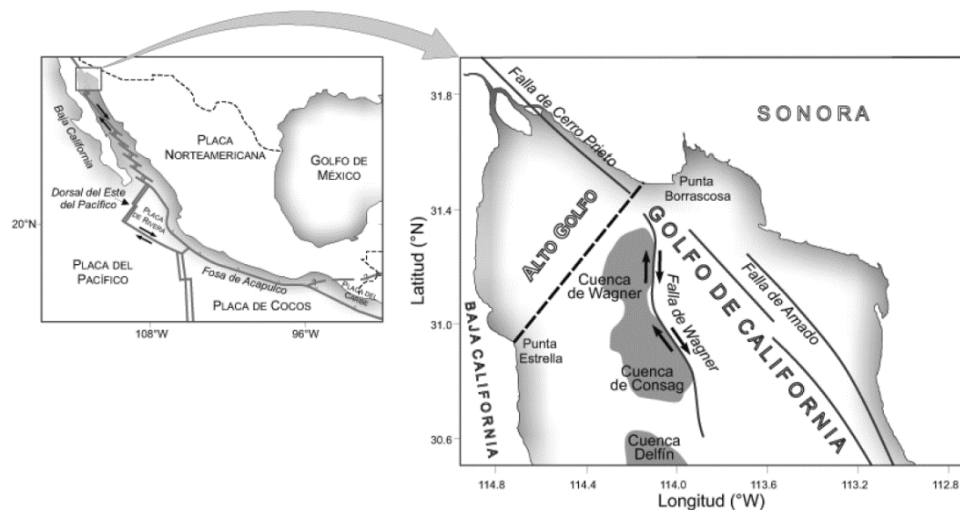
### 1.3 Marco geológico de la cuenca Wagner

El Golfo de California (GC), es un sistema de rift oceánico extensional oblicuo formado durante el Mioceno medio y tardío. Al encontrarse en el límite de las placas de Norteamérica y Pacífico presenta una compleja actividad tectónica en donde se tienen cuencas extensionales con centros cortos de dispersión y un número relativamente alto de fallas transtensionales (Contreras et. al, 2012; Prol-Ledesma et al., 2013). Dichas estructuras se conectan hacia el norte con el sistema de fallas transformes de Cerro Prieto-Imperial-San Andrés y hacia el sur con los rifts oceánicos del este del Pacífico a través de las fallas transformes de Guaymas, Carmen, Atl, Pescadero y Tamayo (Contreras et. al, 2012).

El norte del GC está conformado por una serie de cuencas de rift activas con un arreglo en echelon derecho denominadas Wagner, Consag y Delfin Superior e Inferior (Persaud et al., 2003). La cuenca Wagner es la más septentrional del Golfo y posee una forma alargada con una orientación N-S y una longitud de 23 km aproximadamente (González-Escobar et al., 2009; Montoya, 2014). Esta cuenca forma una depresión topográfica somera con menos de 250 m de profundidad. Al sur se encuentra la cuenca Consag y se limita

al norte por la falla Cerro Prieto (Figura 5). No existen señales de actividad volcánica reciente, sin embargo, se tiene presencia de un flujo de calor anómalo y baja actividad sísmica (González-Escobar et al., 2009).

En esta zona el paquete sedimentario ha sido depositado en ambiente marino y tiene un espesor mayor a los 6 km, se compone principalmente de sedimentos provenientes del Río Colorado, además de un importante aporte eólico del Desierto de Sonora (Canet et al., 2010). La columna sedimentaria de la zona está compuesta por 2500 m de intercalaciones cíclicas de areniscas y lutitas del Mioceno medio-tardío, cubiertas por 1500 m de areniscas y lutitas del Plioceno. Estas unidades están cubiertas por arenas y arcillas pobremente consolidadas (Helenes et al., 2009). Se piensa que este grueso paquete de sedimentos actúa como un aislante térmico que disminuye la disipación del calor (Martin-Barajas et al., 2013). Sin embargo, como se verá en la siguiente sección, la dinámica del transporte de calor es mucho más compleja que lo anticipado por esas conjeturas simplistas.



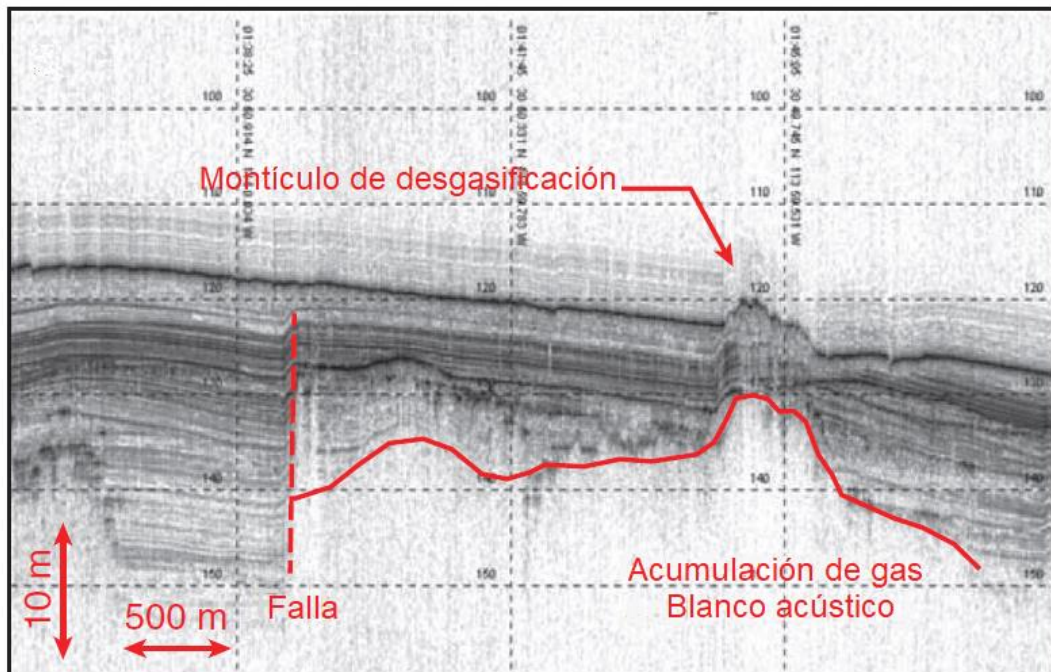
**Figura 5.** Mapa tectónico del Norte del Golfo de California, mostrando la ubicación de las cuencas Wagner y Consag (Tomada de Vázquez-Figueroa et al., 2009).

#### 1.4 Circulación de fluidos hidrotermales

Se han identificado emisiones de burbujas de gas del piso oceánico de la cuenca Wagner por medio de ecosondas, batimetría y sonares de barrido lateral (Figura 6). Estas manifestaciones se originan en zonas de fallas sinsedimentarias, 'pockmarks', diapiros y domos de lodo (Canet et al., 2010; Prol-Ledesma et al., 2013). En zonas cercanas a la costa o en columnas de agua superficiales, los gases liberados pueden

atravesar toda la columna de agua y escaparse hacia la atmósfera, mientras que, en aguas más profundas, el gas es disuelto, dispersado y oxidado en el agua de mar (Damm and Budéus, 2003).

La cuenca Wagner es considerada somera y la mayoría de las emanaciones de fluidos del piso oceánico han sido observadas a profundidades entre 65 y 150 m, por lo que las corrientes de burbujas más grandes pueden alcanzar la superficie, como se observó en algunas zonas de muestreo donde se identificaron burbujas reventándose en la superficie del mar (Canet et al., 2010). Prol-Ledesma et al. (2013), reportaron al CO<sub>2</sub> como el componente predominante en los gases disueltos de las muestras de agua cercanas a las emanaciones, también detectaron CH<sub>4</sub> en menor proporción. El pH promedio medido en la zona fue de 7.77.



**Figura 6.** Perfil obtenido por ecosonda en el cual se observa acumulación de gas bajo el piso oceánico y columnas de burbujas en la región noreste de la cuenca Wagner (Tomada de Prol-Ledesma et al., 2013).

Las mediciones de flujo de calor en la región este y oeste de la cuenca Wagner presentan valores más elevados en comparación con la región central (220 mWm<sup>-2</sup> para la región oeste, 889 mWm<sup>-2</sup> para la región este y 99 mWm<sup>-2</sup> para la región central). Es también en las zonas este y oeste donde los perfiles sísmicos muestran numerosas fallas que se extienden hasta regiones más cercanas al piso oceánico, en comparación con la zona central de la cuenca. Las fallas en la región este y oeste de la cuenca se observan



a profundidades de 1.75 km, aproximadamente y estas pueden cortar, inclusive, el piso oceánico (Neumann et al., 2017). Las fallas en estas zonas funcionan como conductos permeables para el ascenso de fluidos. Una evidencia de la circulación de fluidos hidrotermales en la cuenca Wagner es la presencia de lodos ricos en barita, pirita, calcita y dolomita (Canet et al., 2010). Las temperaturas de estos fluidos no han sido reportadas, sin embargo, Canet et al. (2010) proponen que el flujo de gas a través de los sedimentos más superficiales y permeables, se mezcla con el agua de mar infiltrada dentro de los mismos sedimentos, por lo que no se espera que la temperatura del fluido emergente sea elevada. Por otro lado, Prol-Ledesma et al. (2013) proponen que la temperatura de este sistema hidrotermal es de 200 °C basándose en el cociente  $\text{CO}_2/\text{CH}_4$ , el cual fue medido en los gases emanados en la cuenca Wagner y resultó en un valor aproximado de 4, el cual es típico de cuencas sedimentarias con sistemas hidrotermales activos, mientras que Einsele et al. (1980) basándose en análisis isotópicos de oxígeno en calcita recristalizada, afirman que la formación de calcita (mineral encontrado cerca de las manifestaciones de la cuenca Wagner) en el sistema hidrotermal de la cuenca Guaymas ocurrió a 150 °C.

Considerando parámetros como la porosidad, densidad y calor específico del fluido, conductividad térmica efectiva del medio, gradiente térmico y profundidad, Neumann et al. (2017) estimaron la velocidad del fluido en las porciones este y oeste de la Cuenca Wagner utilizando un modelo 1D en estado estable ('steady-state') del flujo vertical a través de un medio poroso. Sus cálculos estiman una velocidad de 2 cm  $\text{yr}^{-1}$  para la región oeste y 8 cm  $\text{yr}^{-1}$  para la región este. Este último valor es utilizado en este trabajo en simulaciones que consideran transporte advectivo.

## 1.5 Objetivos

El objetivo general de este trabajo es entender como el gradiente térmico profundo en una capa de frontera es afectado por variaciones climáticas, variaciones laterales de flujo de calor y circulación de fluidos hidrotermales. El análisis es realizado basándose en datos tomados en la cuenca Wagner, Norte del Golfo de California, a través del modelado numérico de la estructura térmica superior. De esta manera, se comprobará si efectivamente se puede recuperar la señal del gradiente térmico profundo y a qué profundidad es posible establecerlo.

### 1.5.1 Transporte de calor por conducción

Para caracterizar el efecto de las variaciones anuales de temperatura del agua del fondo marino en las mediciones de flujo de calor, se utilizarán series de datos reales. Además, se consideran fenómenos climáticos como El Niño y se analiza su efecto en la estructura térmica. Posteriormente se aplica el algoritmo de inversión utilizado por Neumann et al. (2017) a los datos sintéticos generados. De esta manera, se determinarán las condiciones bajo las cuales el algoritmo permite inferir de manera confiable el gradiente térmico profundo.

Otro proceso que se considera en este proyecto es la migración lateral de calor por conducción, es decir, la presencia de zonas más calientes o más frías contiguas al punto de medición. Es de esperarse que estas introduzcan perturbaciones en el valor del flujo de calor conductivo en el punto de medición. Por lo tanto, se cuantifica cuál es la contribución de este fenómeno en la medición de un flujo de calor.

Para lo anterior se realizarán simulaciones numéricas con el código TOUGH2 (Pruess et al., 1999), desarrollando modelos 1D y 2D con una estructura simplificada y con parámetros característicos de la zona, incluyendo temperaturas, permeabilidad, conductividad térmica, calor específico y presión hidrostática.

### 1.5.2 Transporte de calor por advección

Actualmente, las mediciones de flujo de calor marino mediante penetración de una sonda contemplan un solo mecanismo: conducción. El flujo de calor es calculado a partir de una regresión lineal en perfiles de temperatura vs. Profundidad. El cálculo se realiza utilizando la ley de Fourier,

$$q = -k \cdot \nabla T, \quad (3)$$

la cual relaciona el flujo de calor conductivo ( $q$ ) a la conductividad térmica ( $k$ ) y el gradiente de temperatura ( $\nabla T$ ). Sin embargo, en zonas con circulación de fluidos, se debe de considerar también el transporte de calor por advección. En la Cuenca Wagner, el efecto de la advección podría ser significativo en las mediciones ya que en la zona de estudio se ha identificado actividad hidrotermal.



Dado que el funcionamiento de la sonda está diseñado para calcular el flujo de calor únicamente por conducción, se contempla en este trabajo evaluar el efecto del flujo de fluidos sobre el cálculo del flujo de calor regional.

## Capítulo 2. Metodología

---

### 2.1 Adquisición de datos de flujo de calor y su procesamiento

Las mediciones de flujo de calor se realizaron con una sonda de la compañía FIELAX de 6.5 m de longitud a bordo del B. O. ALPHA HELIX durante una campaña intensiva de flujo de calor en el año 2015 (Neumann, 2017). Este dispositivo mide los gradientes térmicos in situ y las conductividades térmicas de los sedimentos marinos, a partir de las cuales se puede determinar el flujo de calor. La sonda está diseñada para alcanzar una penetración máxima de 6 m y puede operar en profundidades marinas mayores a 6,000 m. El sistema de la sonda sigue el concepto de diseño de un “arco de violín”, en el cual una cánula de sensores está montada de forma paralela a un soporte (Figura 7), lo que genera gran estabilidad al momento de introducir la sonda en los sedimentos. Este dispositivo cuenta con 22 termistores localizados dentro de la cánula de sensores. Los termistores están contruidos para medir un rango de temperaturas entre -2 °C a 60 °C, con una resolución de 1 mK.

Cada medición comienza insertando la sonda en los sedimentos por la gravedad, ya que este dispositivo pesa alrededor de 1000 kg. Una vez que la sonda penetra en el piso oceánico, la temperatura detectada por los termistores aumenta debido a fricción con los sedimentos, por lo que se espera un periodo de 10 minutos para que el efecto de la fricción se disipe. Posteriormente, se induce un pulso de calor de  $1 \text{ kJm}^{-1}$  por 20 segundos y se analiza el decaimiento de la temperatura para estimar la conductividad de los sedimentos. La medición termina cuando la sonda es retirada de los sedimentos. Algunos otros parámetros medidos por la sonda son la presión, profundidad, difusividad térmica, tiempo, temperatura del agua y la inclinación (FIELAX, 2018).



**Figura 7.** Sonda para medir el flujo de calor en ambientes marinos.

Una vez que se descargan los archivos que contienen los diversos parámetros de cada penetración, estos son procesados utilizando el software de análisis de FIELAX desarrollado en MATLAB<sup>®</sup> (FIELAX, 2017), lo cual resulta en archivos de texto con la información relevante de cada termistor y estación de medición (Figura 8). Los datos resultantes son representados en gráficos de profundidad de penetración vs. temperatura, conductividad térmica, difusividad térmica y capacidad calorífica (Figura 9).

```

Cruise-Transect      Wagner2015
Station              HF001
Penetration_No.      01
Device ID            CTM950
String ID            T82SD
Date/Time_of_Pen.    2015-05-09 22:55:00
Latitude[ddd_mm.mmm] 30 03.810
Longitude[ddd_mm.mmm] 113 31.81
Depth[m]              200.00
Tilt[°]              15.6
HeatingWireLength[m] 6.05
HeatingPower[J/m]     1077.12

lambda_mean[W/m K]   0.956
kappa_mean[1e-07 m^2/s] 2.984
rho_c_mean[MJ/(m^3 K)] 3.210
dT/dz[K/m]           0.0813
Q[mW/m^2]            77.90

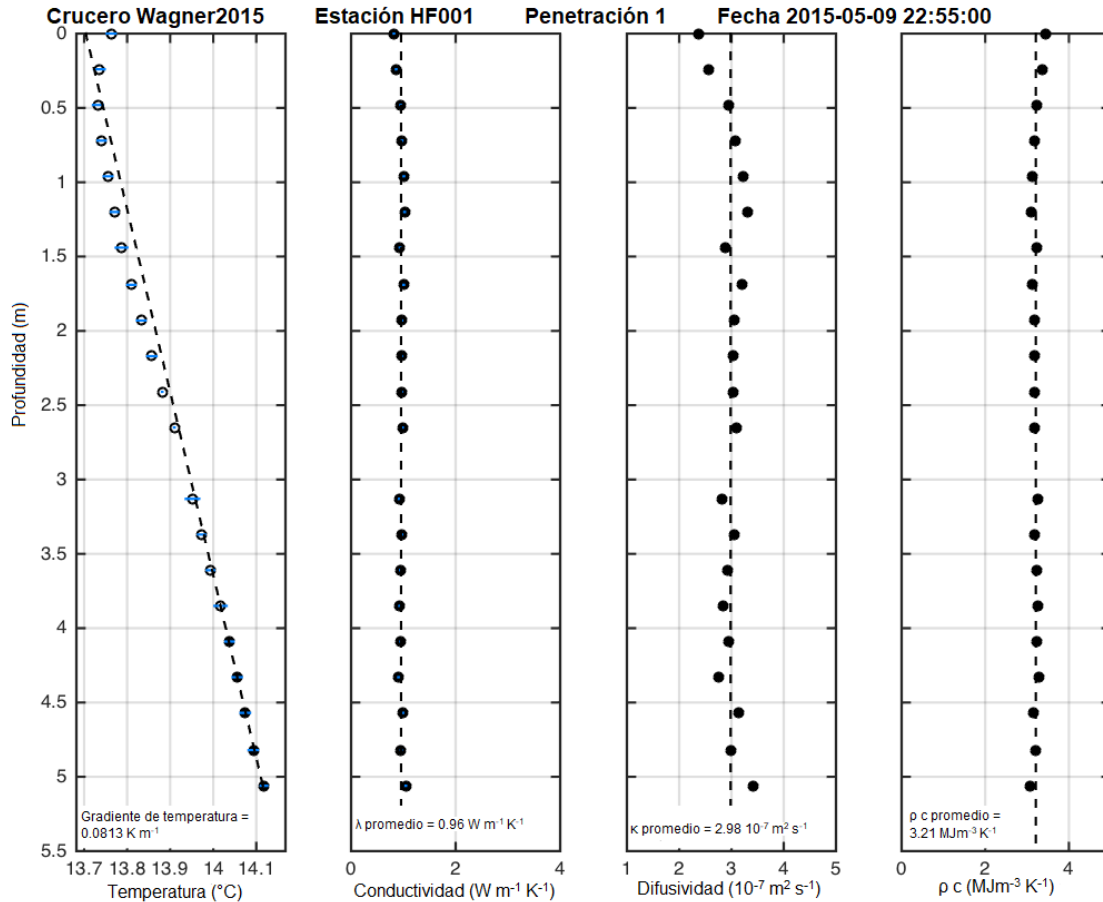
Sens_used Sens_depth T_insitu Bull_depth lambda_insitu kappa_insitu rho_c_insitu
#          m          [C      m^2 K/W      W/(m K)      1e-07 m^2/s      MJ/(m^3 K)

22      0.000      13.763      0.000      0.819      2.379      3.443
21      0.240      13.735      0.285      0.862      2.561      3.365
20      0.480      13.732      0.551      0.947      2.939      3.221
19      0.720      13.741      0.801      0.975      3.071      3.175
18      0.960      13.756      1.042      1.009      3.231      3.123
17      1.200      13.771      1.278      1.024      3.302      3.101
16      1.440      13.787      1.524      0.935      2.884      3.243
15      1.690      13.810      1.782      1.005      3.212      3.129
14      1.930      13.833      2.026      0.971      3.050      3.183
13      2.170      13.858      2.273      0.967      3.034      3.189
12      2.410      13.882      2.521      0.967      3.032      3.190
11      2.650      13.909      2.768      0.982      3.100      3.167
9       3.130      13.952      3.273      0.920      2.816      3.269
8       3.370      13.973      3.527      0.970      3.047      3.185
7       3.610      13.994      3.778      0.944      2.926      3.228
6       3.850      14.017      4.034      0.927      2.847      3.256
5       4.090      14.038      4.290      0.949      2.949      3.219
4       4.330      14.056      4.549      0.906      2.750      3.293
3       4.570      14.074      4.803      0.989      3.137      3.154
2       4.820      14.093      5.060      0.957      2.984      3.206
1       5.060      14.118      5.301      1.047      3.412      3.067

#
# Heatflow probe with sensor numbers:
#
# _|=====|_22_____11_____1_
# _|=====|
#

```

**Figura 8.** Archivo de texto con los resultados procesados de una medición de flujo de calor.



FIELIX GmbH - Processing Date : 19-Jan-2016 10:09:43

**Figura 9.** Gráficos de profundidad de penetración vs. temperatura, conductividad térmica, difusividad térmica y capacidad calorífica. La línea punteada representa el valor promedio.

## 2.2 Transport of Unsaturated Groundwater and Heat (TOUGH2)

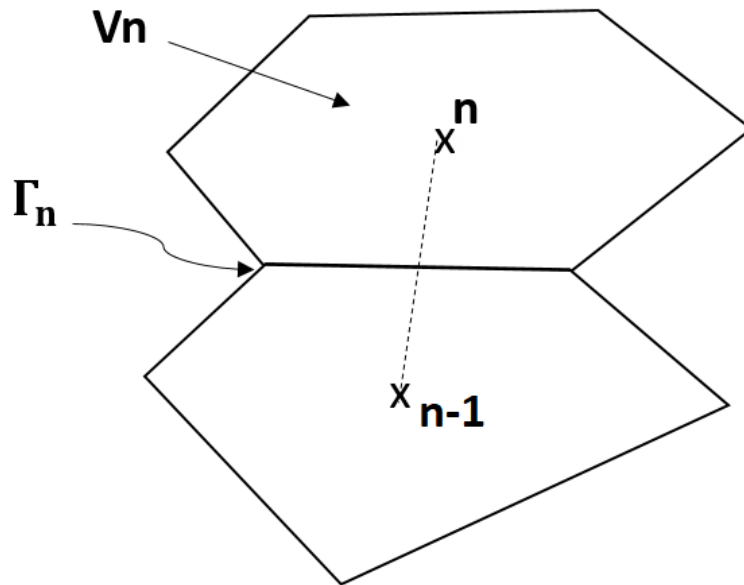
Las simulaciones numéricas fueron realizadas con TOUGH2 (Pruess et al., 1999). Este código es un simulador multifásico y multicomponente para la modelación del flujo de fluidos y calor en medios porosos y fracturados. Resuelve numéricamente las ecuaciones de balance de masa y energía de un sistema de volúmenes representativos elementales (VRE). La forma general de las ecuaciones que resuelve TOUGH2 está dada por la ecuación de conservación en su forma global:

$$\frac{d}{dt} \int_{V_n} M^k dV_n = \int_{\Gamma_n} F^k \cdot nd\Gamma_n + \int_{V_n} q^k dV_n \quad (4)$$

En donde:

$M$  es el término de acumulación de masa o energía en cada volumen,  $F$  es el flujo másico o flujo de calor en cada bloque,  $q$  son las fuentes o sumideros de masa o calor y  $n$  es un vector normal a la superficie  $\Gamma_n$ .

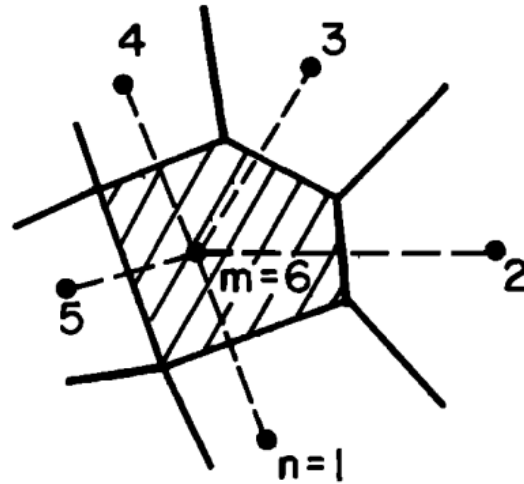
En la ecuación (4), la integración es sobre los VRE  $V_n$  y la superficie de contacto entre estos denominada  $\Gamma_n$  (figura 10). El índice  $k$  puede variar de 1 a  $NK$  e indica cada componente que puede estar presente en el sistema, donde  $NK$  es el número total de los componentes.



**Figura 10.** Geometría de un subdominio  $V_n$  con su punto nodal representativo y la superficie de contacto entre subdominios representado por  $\Gamma_n$  (Modificada de Pruess et al., 1999).

Estas ecuaciones son discretizadas en espacio y tiempo utilizando el método integral de diferencias finitas (IFDM). El concepto central de este método consiste en discretizar el dominio en subdominios o “elementos” convenientemente pequeños y evaluar el balance de masa en cada uno de los elementos (Narasimhan y Witherspoon, 1976). Este método está ilustrado en la figura 11. La región sombreada es un elemento cuyas propiedades están asociadas con un nodo representativo ( $m=6$ ), el cual puede estar localizado en el interior del elemento. Para una exactitud mayor, las interfaces entre los subdominios

deben de ser perpendiculares a la línea que une los dos nodos e intersectar esa línea en una posición media (media aritmética de coordenadas no divergentes, media logarítmica de radios cilíndricos o media geométrica de radios esféricos). En la figura 11, el subdominio  $m$  está conectado a los subdominios adyacentes 1 a 5.



**Figura 11.** Geometría de un subdominio con su punto nodal representativo en el método integral de diferencias finitas (IFDM) (Tomada de Narasimhan y Witherspoon, 1976).

A continuación, se describirá brevemente en qué consiste cada parámetro de la ecuación 3.

La forma general del término de acumulación de masa es:

$$M^k = \phi \cdot \sum_{\beta} S_{\beta} \cdot \rho_{\beta} \cdot X_{\beta}^k \quad (5)$$

En donde:

$\phi$  es la porosidad,  $S_{\beta}$  es la saturación de la fase  $\beta$ ,  $\rho_{\beta}$  es la densidad de la fase  $\beta$  y  $X_{\beta}^k$  es la fracción másica del componente  $k$  presente en la fase  $\beta$ .

Este término se calcula considerando las diferentes fases presentes (líquido, gas fluido supercrítico). De forma similar, el término de acumulación de calor en un sistema multifásico es:

$$M^{NK+1} = (1 - \phi) \rho_R \cdot C_R \cdot T + \phi \cdot \sum_{\beta} S_{\beta} \cdot \rho_{\beta} \cdot u_{\beta} \quad (6)$$

En donde:

$\phi$  es la porosidad de la roca,  $\rho_R$  es la densidad de la roca,  $C_R$  es la capacidad calorífica específica de la roca,  $T$  es la temperatura y  $u_{\beta}$  es la energía interna específica de la fase  $\beta$ .

Otro de los parámetros considerados en la ecuación 3 es el flujo másico o flujo de calor en cada bloque (F). El flujo de masa por advección de un componente es igual a la sumatoria de cada fase:

$$F_{adv}^k = \sum_{\beta} X_{\beta}^k \cdot F_{\beta} \quad (7)$$

En donde:

$F_{\beta}$  es el flujo másico de la fase  $\beta$ .

El flujo másico en medios porosos se considera como Darciano y se obtiene mediante la siguiente ecuación:

$$F_{\beta} = -k \frac{k_{r\beta} \rho_{\beta}}{\mu_{\beta}} (\nabla P_{\beta} - \rho_{\beta} \cdot g) \quad (8)$$

En donde:

$k$  es la permeabilidad absoluta de la roca,  $k_{r\beta}$  es la permeabilidad relativa de la fase  $\beta$  y  $\mu_{\beta}$  es la viscosidad de la fase  $\beta$ .

Además del flujo Darciano, el transporte de masa también puede ocurrir por difusión. La ecuación 8 calcula este valor:

$$F_{dif}^k = -\sum_{\beta} \rho_{\beta} \cdot D_{\beta}^k \cdot \nabla X_{\beta}^k \quad (9)$$



La ecuación (9) es una expresión generalizada de la Ley de Fick, en donde:

$D_{\beta}^k$  es la difusividad de la componente k en la fase  $\beta$ .

La difusividad  $D_{\beta}^k$ , en general, depende de las propiedades del componente difusivo, el fluido y el medio poroso.

El flujo de calor incluye los términos conductivos (Ley de Fourier) y convectivos:

$$F^{NK+1} = -\lambda \cdot \nabla T + \sum_{\beta} h_{\beta} \cdot F_{\beta} \quad (10)$$

En donde:

$\lambda$  es la conductividad térmica,  $\nabla T$  es el gradiente de temperatura,  $h_{\beta}$  la entalpía específica de la fase  $\beta$ ,  $F_{\beta}$  es el flujo másico de la fase  $\beta$ .

El último término de la ecuación 4, q, representa los términos fuentes o sumideros de masa o calor.

Para resolver las ecuaciones anteriores es necesario definir las propiedades termo-físicas de los fluidos y rocas, esto se hace por medio de ecuaciones de estado (EOS). Dependiendo de la mezcla de fluidos que se utilice para el modelo (por ejemplo, agua y dióxido de carbono, agua salina y aire) se elegirá una EOS apropiada para tal mezcla. Para los propósitos de esta tesis, se utilizó la ecuación de estado para agua pura (Pruess et al., 1999).

## Capítulo 3. Resultados

---

### 3.1 Simulaciones de transporte de calor por conducción

#### 3.1.1 Estimación del gradiente térmico afectado por variaciones de temperatura del agua de fondo

En esta sección se presentan las primeras simulaciones en una dimensión (1D), de la perturbación del gradiente térmico debido a variaciones en la temperatura del agua del fondo oceánico. Para determinar los rangos de variación de temperatura del agua fue necesario analizar las bases de datos recopilados por el departamento de Oceanografía Física de CICESE (Godínez et al., 2013). En una primera etapa se consideró que los datos de temperatura del agua tienen un comportamiento sinusoidal a lo largo del año, siguiendo lo propuesto por Neumann et al. (2017). De acuerdo a los datos obtenidos, la temperatura del agua del fondo oceánico se amortigua con el espesor de la columna de agua, es decir, a 100 m de profundidad, la temperatura varía  $\pm 2$  °C, a 200 m de profundidad la temperatura varía  $\pm 1$  °C, etc. En este trabajo se consideran estas 2 variaciones de temperatura como condiciones de frontera en el modelo 1D.

Como condiciones iniciales para el modelo, se asigna una presión hidrostática dentro de toda la malla 1D, de acuerdo a la siguiente ecuación:

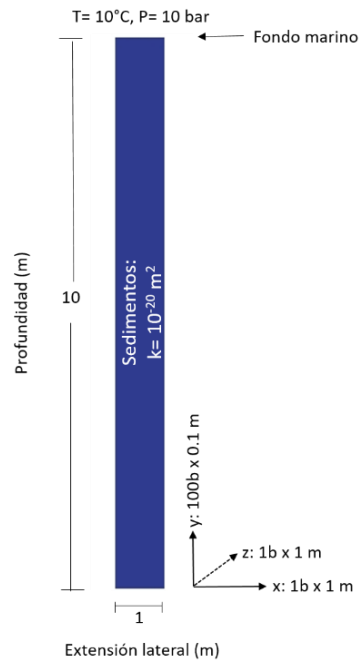
$$P = \rho \cdot g \cdot (h_1 + h_2) \quad (11)$$

En donde:

$P$  es la presión hidrostática (Pa),  $\rho$  es la densidad del líquido (para agua de mar es  $1,030 \text{ kg m}^{-3}$ ),  $g$  es la aceleración de la gravedad ( $\text{m s}^{-2}$ ),  $h_1$  es el espesor de la columna de fluido (m),  $h_2$  es el espesor de la columna de sedimentos modelada (m).

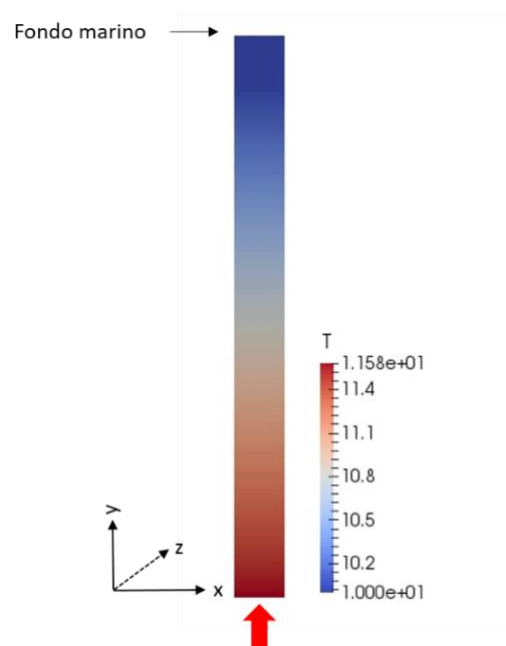
Las condiciones de presión consideradas en el modelo 1D contemplan un espesor promedio de la columna de agua ( $h$ ) de 100 m más una profundidad de sedimentos simulada de 10 m.

En el modelo en una dimensión se utilizó una malla de 100 bloques verticales (eje  $y$ ) y que representa una columna de sedimentos marinos de 10 m. Cada bloque tiene las siguientes dimensiones (Figura 12): 1 m (eje  $x$ ) x 0.1 m (eje  $y$ ) x 1 m (eje  $z$ ). El volumen de cada bloque es de  $0.1 \text{ m}^3$ . La frontera superior de la malla simula el fondo marino.



**Figura 12.** Representación esquemática del modelo en 1D. El dominio completo representa una columna de sedimentos marinos de 10 m.

El término "inyección de flujo de calor" hace referencia a la introducción de calor al modelo (figura 13).



**Figura 13.** Distribución inicial de temperatura en malla 1D. La flecha roja indica que la inyección de calor se realiza en la parte inferior de la malla.

El modelo asume lo siguiente:

- La densidad de la roca implementada en el modelo corresponde a la de sedimentos de grano fino siliciclásticos no compactados ( $1950 \text{ kg m}^{-3}$ ).
- La permeabilidad del medio tiene un valor constante de  $1 \times 10^{-20} \text{ m}^2$ , correspondiente a un medio impermeable. Con este valor de permeabilidad, la circulación de fluidos en el modelo es negligible y permite simular transporte de calor por conducción.
- La conductividad térmica del medio simulado varía linealmente con la profundidad entre  $0.88$  y  $1 \text{ W m}^{-1} \text{ }^\circ\text{C}^{-1}$ . Estos valores fueron medidos con la sonda de flujo de calor (Neumann et al. 2017).
- El calor específico en el modelo tiene un valor de  $1225 \text{ J kg}^{-1} \text{ }^\circ\text{C}^{-1}$  el cual fue medido por Neumann et al. (2017) utilizando la sonda de flujo de calor.

Se simulan tres casos de inyección de calor en la base de la malla (ver Figura 12):  $60 \text{ mWm}^{-2}$ ,  $150 \text{ mWm}^{-2}$  y  $380 \text{ mWm}^{-2}$ . Estos valores corresponden a flujo de calor bajo, promedio y alto, respectivamente, reportados por Neumann et al. (2017) para la cuenca Wagner. El objetivo de inyectar flujos de calor distintos es evaluar como las variaciones de temperatura del fondo marino afectan el perfil de temperatura de los sedimentos considerando regímenes térmicos conductivos contrastantes (Figuras 14 y 15).

Una vez que las simulaciones alcanzan un estado estacionario, se procede a variar la temperatura de la frontera superior de la malla, simulando las variaciones de temperatura del agua de fondo durante 1 año. La temperatura de la frontera superior corresponde a la temperatura del agua del fondo oceánico y varía de forma sinusoidal a lo largo de un año.

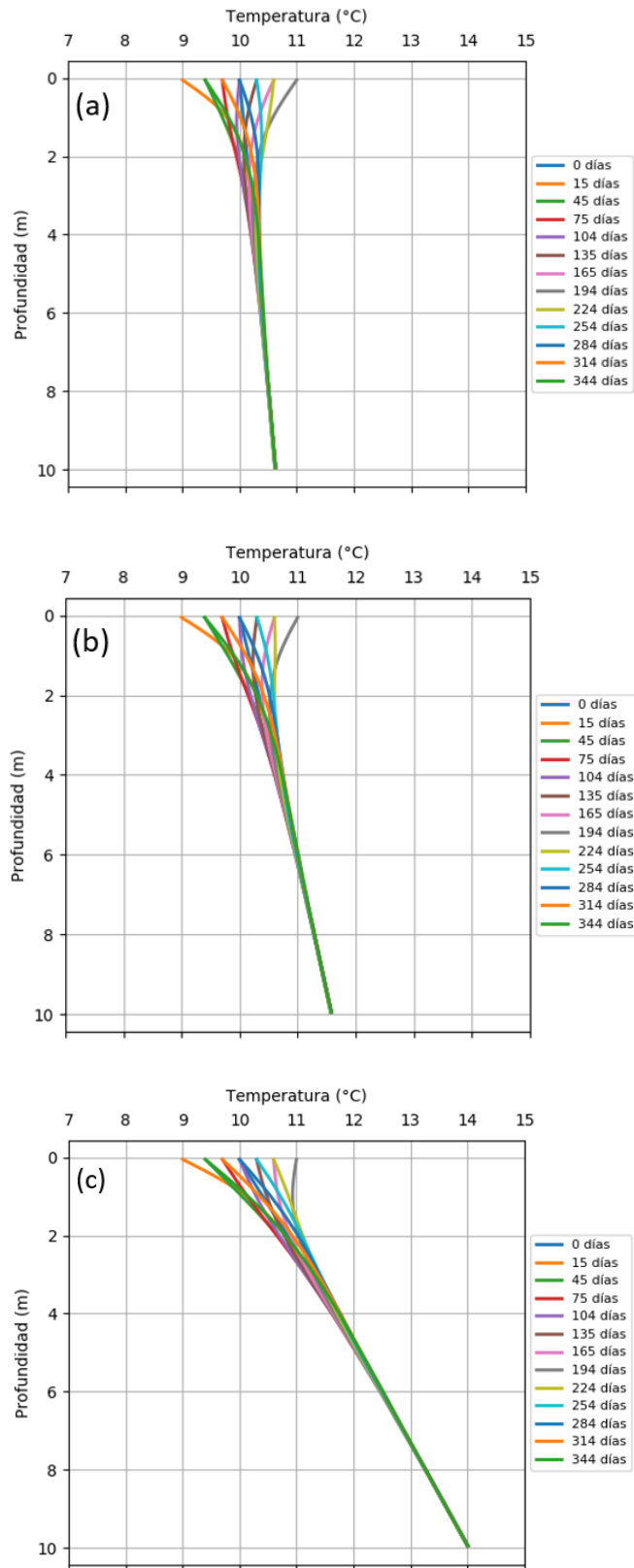
La Figura 13 muestra la distribución de temperatura alcanzada en condiciones estables con un flujo de calor inyectado de  $150 \text{ mWm}^{-2}$ , antes de empezar a simular una variación de temperatura del agua de fondo.

La tabla 1 sintetiza valores usados para cada parámetro en el modelo.

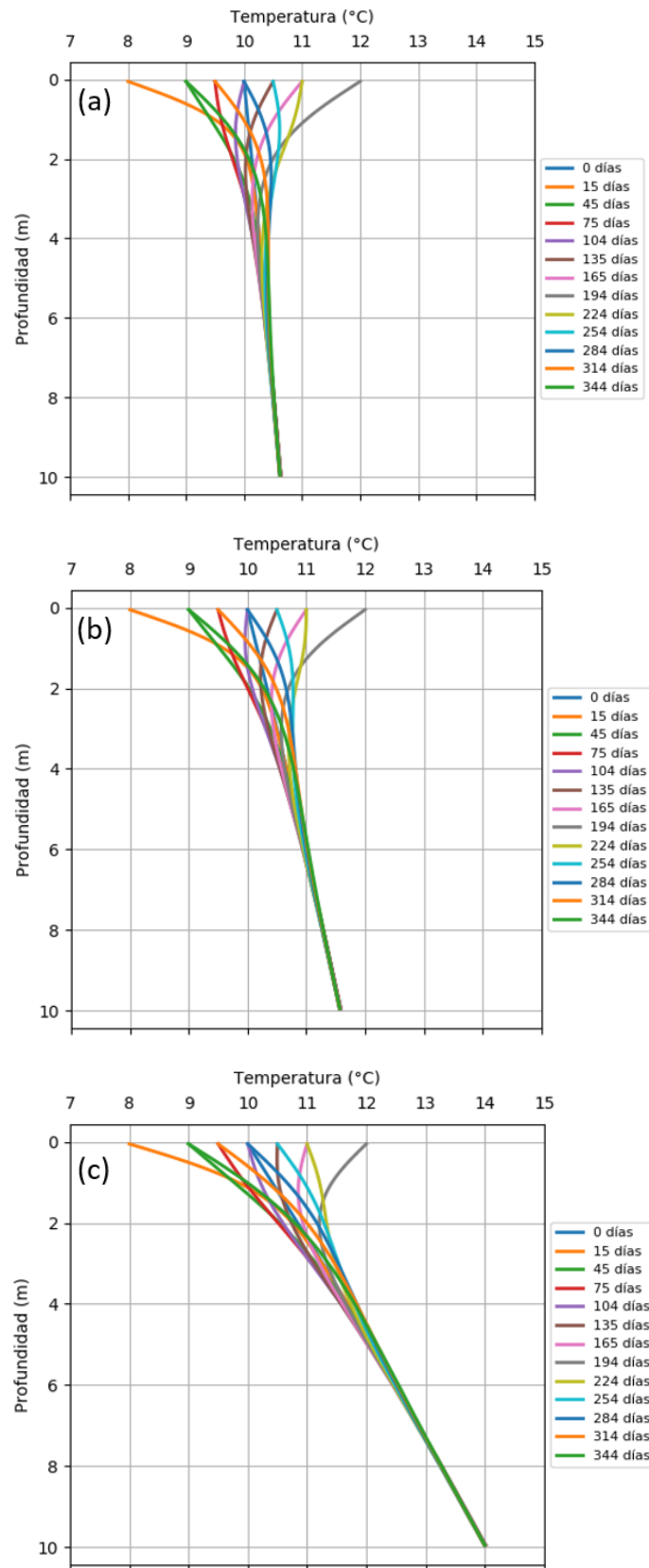
**Tabla 1.** Valores asignados a los parámetros considerados en el modelo 1D.

Parámetros	Valores
Densidad de la roca ( $\text{kg m}^{-3}$ )	1950
Permeabilidad ( $\text{m}^2$ )	$1 \times 10^{-20}$
Conductividad térmica ( $\text{W m}^{-1} \text{°C}^{-1}$ )	0.88-1.0
Calor específico ( $\text{J kg}^{-1} \text{°C}^{-1}$ )	1225
Presión hidrostática en la frontera superior (Pa)	1,000,000

La figura 14 presenta gráficas de temperatura en función de la profundidad obtenidos de las 3 simulaciones, considerando una amplitud de la temperatura del fondo del mar de  $\Delta T = \pm 1 \text{ °C}$ . Estas simulaciones fueron realizadas sobre un periodo de un año. Cada curva corresponde a la temperatura cada 30 días (representando 1 mes). La línea azul correspondiente a 0 días es la temperatura en estado estable. Las gráficas presentadas más adelante en este trabajo están elaboradas de la misma manera. Un flujo de calor puramente conductivo bajo condiciones de frontera estables, se traduce en un diagrama temperatura versus profundidad caracterizado por una línea recta. Al contrario, en la figura 14 se observan curvaturas significativas en los primeros metros de la malla debido a la variación de temperatura de la frontera superior. En específico, cuando se inyecta un flujo de calor de  $60 \text{ mWm}^{-2}$  (Figura 14a), el gradiente térmico se ve curvado hasta los 3 m aproximadamente, algo similar ocurre cuando se inyectan  $150 \text{ mWm}^{-2}$  (Figura 14b). Sin embargo, cuando el flujo de calor introducido al modelo es de  $380 \text{ mWm}^{-2}$  (Figura 14c), el gradiente térmico tiene una tendencia lineal desde los 2 m. A partir de las profundidades mencionadas, se obtienen perfiles completamente lineales. En síntesis, una perturbación de temperatura máxima de  $\pm 1 \text{ °C}$ , puede afectar los primeros 3 m de sedimentos bajo el piso oceánico.



**Figura 14.** Gráficas de Temperatura (°C) vs. Profundidad (m) con una variación sinusoidal de la temperatura del agua de fondo, considerando una perturbación térmica máxima de  $\pm 1$  °C a lo largo de 1 año. (a) Inyección de flujo de calor de 60 mWm<sup>-2</sup>. (b) Inyección de flujo de calor de 150 mWm<sup>-2</sup>. (c) Inyección de flujo de calor de 380 mWm<sup>-2</sup>.



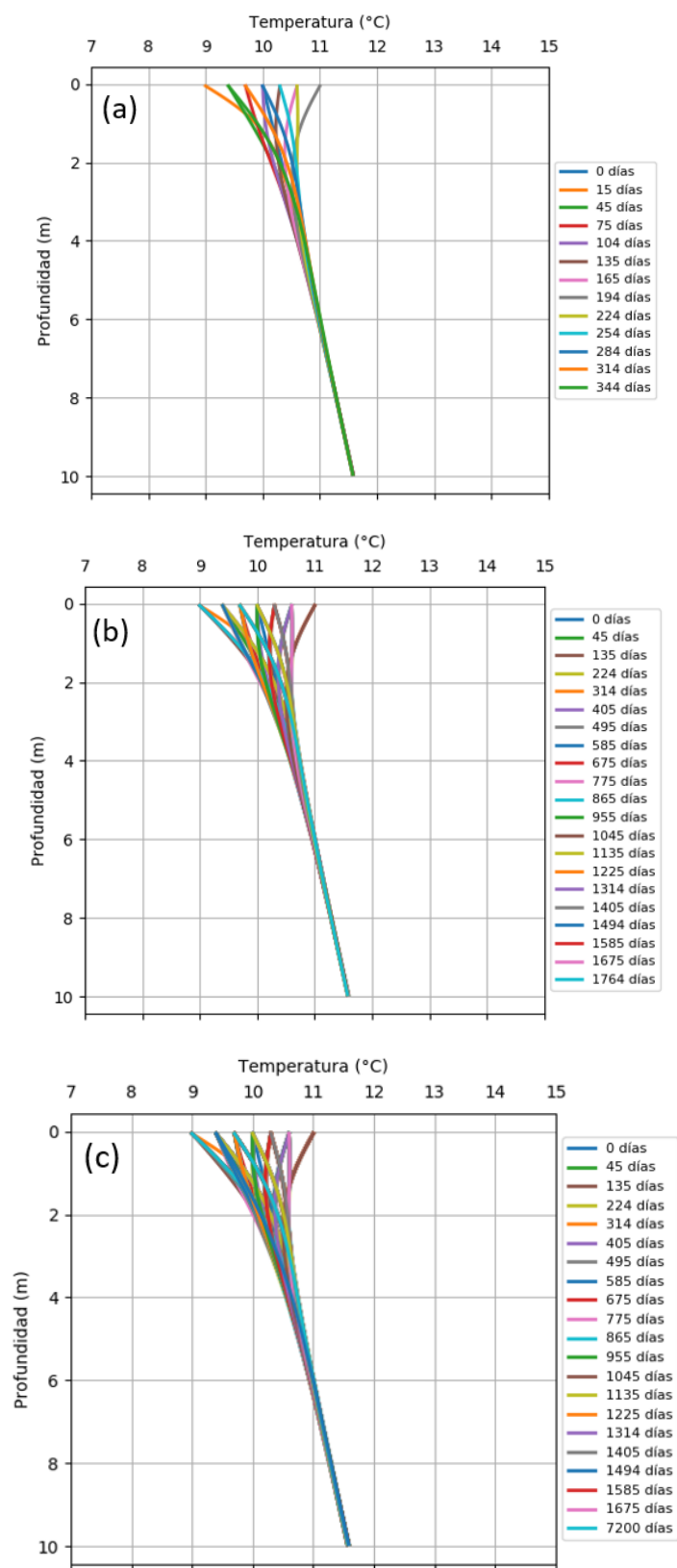
**Figura 15.** Gráficas de Temperatura (°C) vs. Profundidad (m) con una variación sinusoidal de la temperatura del agua de fondo, considerando una perturbación térmica máxima de  $\pm 2$  °C a lo largo de 1 año. (a) Inyección de flujo de calor de  $60 \text{ mWm}^{-2}$ . (b) Inyección de flujo de calor de  $150 \text{ mWm}^{-2}$ . (c) Inyección de flujo de calor de  $380 \text{ mWm}^{-2}$ .

Por otro lado, cuando la variación máxima de temperatura es de  $\pm 2$  °C, se puede observar que la máxima profundidad afectada por las variaciones de temperatura del agua aumenta hasta los 5 m cuando el flujo de calor inyectado es de 60 y 150  $\text{mWm}^2$  (Figura 15a-b), obteniendo un perfil completamente lineal a partir de esta profundidad. Mientras que para el caso en la Figura 15c, cuando se inyecta un flujo de calor de 380  $\text{mWm}^2$ , el gradiente térmico adquiere un comportamiento lineal a partir de los 4 m. Por lo tanto, una perturbación de temperatura máxima de  $\pm 2$  °C, puede afectar hasta los primeros 5 m de sedimentos bajo el piso oceánico.

Otras simulaciones numéricas fueron realizadas considerando la misma evolución anual de temperatura del fondo marino a lo largo de un periodo de tiempo más largo de 5 y 20 años. Para estas simulaciones, se consideró una inyección de flujo de calor promedio de 150  $\text{mWm}^2$ . Esto se realizó para determinar si la profundidad afectada en la columna de sedimentos aumenta con el paso de los años, o bien, es similar a la profundidad afectada obtenida después de un año de simulación (Figura 16).

Cuando la variación de temperatura ( $\Delta T = \pm 1$  °C) se mantiene de forma sinusoidal por 1, 5 y 20 años, la profundidad afectada no supera los 5 m; esto se debe a que las variaciones de temperatura del agua en el modelo oscilan de forma positiva y negativa, es decir, al valor inicial de temperatura del modelo se le suma o resta el valor de  $\Delta T$ , lo que permite que el flujo de calor se disipe con el tiempo y el gradiente térmico no se vea perturbado a mayor profundidad. Al ser variaciones cíclicas, se repiten de forma idéntica a lo largo de los años, por lo que no se observan diferencias significativas entre el caso a, b y c (Figura 16 a-b-c).

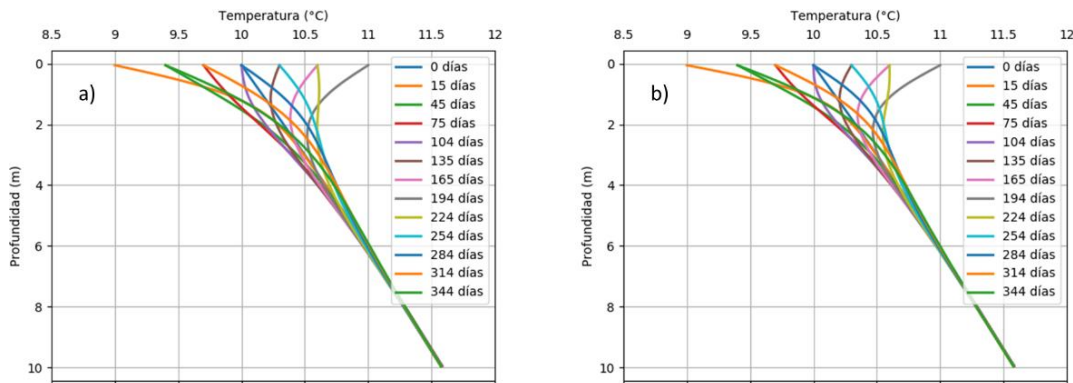




**Figura 16.** Gráficas de Temperatura (°C) vs. Profundidad (m) con una variación sinusoidal de la temperatura del agua de fondo de  $\pm 1$  °C y una inyección de flujo de calor de  $150 \text{ mWm}^{-2}$ . (a) Simulación a 1 año, (b) simulación a 5 años y (c) simulación a 20 años.

### 3.1.2 Pruebas de sensibilidad

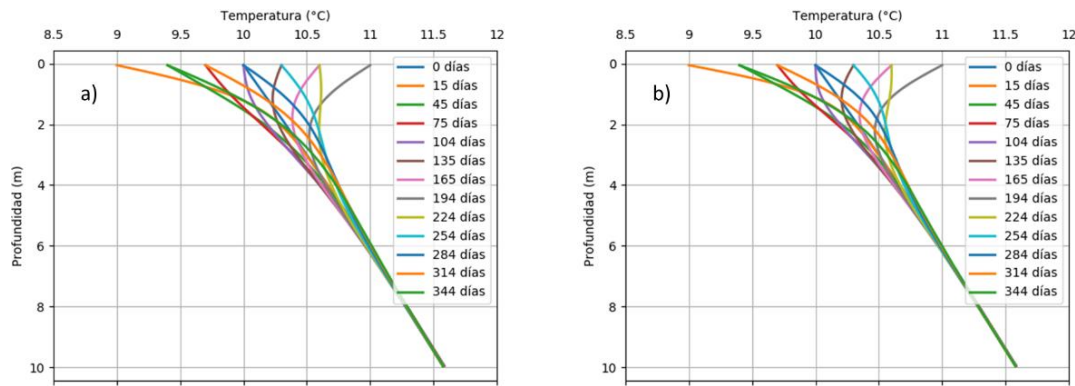
Se realizaron pruebas de sensibilidad de diversos parámetros (presión, densidad, porosidad, conductividad térmica), para comprobar si las simulaciones se ven afectadas por éstos. El primer parámetro que se investigó fue la presión. Se realizaron 2 simulaciones de un año utilizando valores fijos de presión en la frontera superior (1 MPa y 10 MPa), se conservó el resto de los parámetros como está indicado en la tabla 1. En las gráficas resultantes de ambas simulaciones no se observaron diferencias en la profundidad afectada por las variaciones de temperatura del agua de fondo (Figura 17).



**Figura 17.** Gráficas de Temperatura (°C) vs. Profundidad (m). a) El valor de presión introducido a la frontera superior del modelo es de 1MPa. b) El valor de presión introducido a la frontera superior del modelo es de 10 MPa. El resto de los parámetros se conservaron iguales: variación sinusoidal de temperatura de  $\pm 1$  °C por 1 año y una inyección de flujo de calor de  $150 \text{ mWm}^{-2}$ .

Lo anterior se debe a que el gradiente de temperatura obtenido en un medio completamente conductivo solo depende de la conductividad térmica del medio y del flujo de calor, y no de la presión de acuerdo a la Ley de Fourier (ecuación 3).

La densidad del material también fue sometida a pruebas de sensibilidad. Se realizó una simulación en la cual se utilizó una densidad de  $2650 \text{ kg m}^{-3}$  (densidad promedio de un granito) mientras que el resto de los parámetros se mantuvieron indicados en la tabla 1. Los resultados fueron comparados con la simulación donde se utiliza una densidad de  $1950 \text{ kg m}^{-3}$  y no se observaron diferencias significativas en la profundidad afectada del perfil (Figura 18).



**Figura 18.** Gráficas de Temperatura (°C) vs. Profundidad (m). a) El valor de densidad introducido al modelo es de 1950 kg m<sup>-3</sup>. b) El valor de densidad introducido al modelo es de 2650 kg m<sup>-3</sup>. El resto de los parámetros se conservaron iguales: variación sinusoidal de temperatura de  $\pm 1$  °C por 1 año y una inyección de flujo de calor de 150 mWm<sup>-2</sup>.

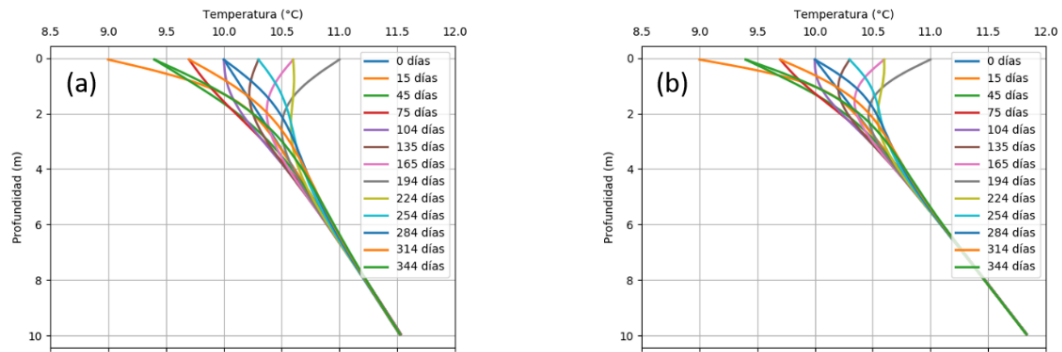
Otro parámetro analizado fue la porosidad. Se realizaron diferentes simulaciones considerando 2 valores de porosidad en el modelo: 10% y 74%. Cada valor fue asignado a la columna de sedimentos de 10 m en simulaciones separadas. El valor más alto corresponde a la porosidad de arenas, limos y arcillas no consolidadas en un medio subacuoso (Manger, 1963). Para modificar el valor de la porosidad en el modelo es necesario calcular la conductividad térmica saturada o efectiva (CWET), es decir, la conductividad bajo condiciones totalmente saturadas de líquido, la cual ya toma en cuenta la fracción porosa del medio, de acuerdo con la siguiente ecuación:

$$k_e = \phi \cdot k_f + (1 - \phi)k_s \quad (12)$$

En donde:

$k_e$  es conductividad térmica efectiva,  $\phi$  es la fracción porosa,  $k_f$  es la conductividad del fluido y  $k_s$  conductividad de un medio poroso sólido.

La conductividad térmica del fluido, en este caso de agua, fue de 0.75 W m<sup>-1</sup> °C<sup>-1</sup> y se utilizó una conductividad térmica de un medio poroso sólido de 1 W m<sup>-1</sup> °C<sup>-1</sup>. El resto de los parámetros de simulación se conservaron iguales a los indicados en la tabla 1. Se considera una variación máxima de temperatura de  $\pm 1$  °C por 1 año y una inyección de flujo de calor de 150 mWm<sup>-2</sup>. Para una porosidad del 10% se obtuvo una conductividad efectiva de 0.975 W m<sup>-1</sup> °C<sup>-1</sup> y para 74% de porosidad se obtuvo 0.815 W m<sup>-1</sup> °C<sup>-1</sup>. En la figura 19a y 19b se muestran las gráficas resultantes de ambas simulaciones.



**Figura 19.** Gráficas de Temperatura ( $^{\circ}\text{C}$ ) vs. Profundidad (m). a) El valor de porosidad introducido al modelo es de 10%, y la conductividad térmica efectiva es de  $0.975 \text{ W m}^{-1} \text{ }^{\circ}\text{C}^{-1}$  b) El valor de porosidad introducido al modelo es de 74% y la conductividad térmica efectiva es de  $0.815 \text{ W m}^{-1} \text{ }^{\circ}\text{C}^{-1}$ . El resto de los parámetros se conservaron iguales: variación máxima de temperatura de  $\pm 1 \text{ }^{\circ}\text{C}$  por 1 año y una inyección de flujo de calor de  $150 \text{ mWm}^{-2}$ .

En las gráficas se observaron ligeras diferencias en la profundidad afectada del perfil por las variaciones de temperatura del agua de fondo. En la gráfica 19a el perfil se encuentra curvado hasta los 5 m, mientras que en la figura 19b, el gradiente térmico se vuelve lineal a partir de los 4 m. Esto ocurre porque la conductividad térmica efectiva en la figura 19a es mayor. Esto permite que la perturbación térmica se propague a mayor profundidad. La conductividad térmica efectiva aumenta cuando la porosidad disminuye, debido a que hay un mayor contacto entre las superficies sólidas de los sedimentos. La transferencia de calor en el medio, por lo tanto, aumenta.

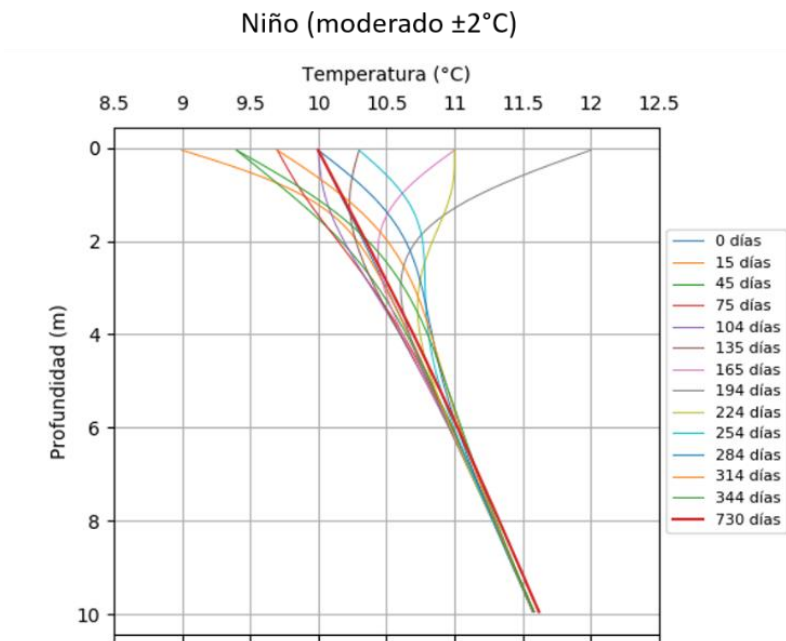
### 3.1.3 Fenómeno climático El Niño (ENSO).

El fenómeno El Niño resulta de interacciones entre las aguas del Océano Pacífico tropical-subtropical océanos y la atmósfera (Diaz y Markgraf, 2000). Este fenómeno desencadena cambios predecibles en la temperatura de la superficie del mar, precipitaciones y vientos a escala global. Este evento es cuasi periódico y tiende a reaparecer en el rango de 2 a 7 años y se manifiesta por alternancias entre sus dos fases o extremos, a menudo llamados eventos de El Niño y La Niña. Una vez que comienza, el evento tiende a durar entre 18 y 24 meses (Diaz y Markgraf, 2000).

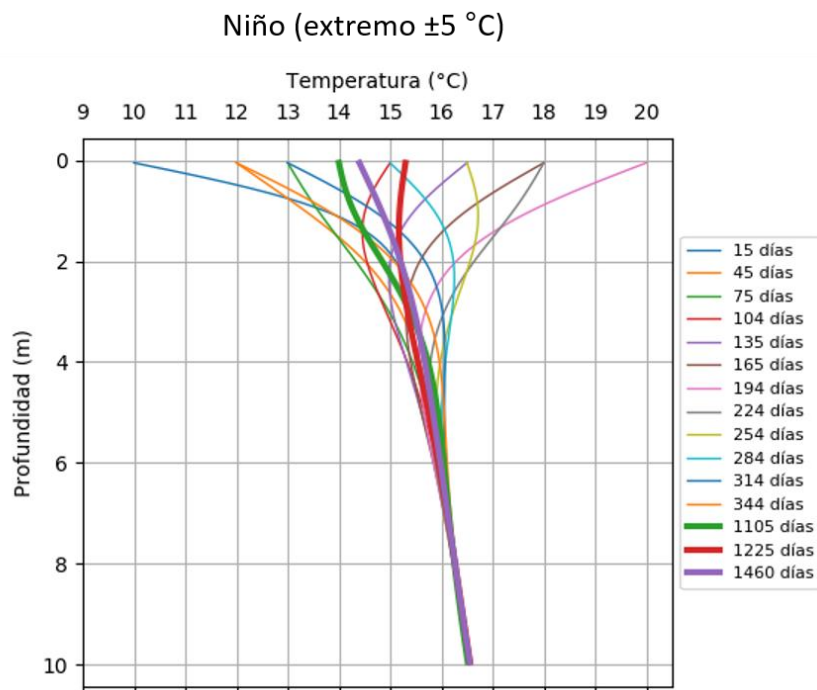
Las temperaturas de superficie del mar se ven afectadas durante este fenómeno y por consecuencia, la temperatura del agua del fondo marino también. En secciones anteriores se ha visto que el espesor de la

capa superficial de temperaturas transientes es función de la amplitud de la variación de temperatura. Por esta razón se investigó la respuesta térmica de la columna sintética de sedimentos a tal tipo de eventos. Se consideraron dos casos: un caso moderado con una variación de  $\pm 2$  °C (Figura 20) en la temperatura de fondo, y un caso extremo con una variación de  $\pm 5$  °C (Figura 21). En ambas simulaciones se inyectó un flujo de calor basal de  $150 \text{ mWm}^{-2}$ . Para el caso moderado de corta duración, se realizó una simulación de 2 años. En el primer año de simulación se consideró una variación de temperatura sinusoidal máxima de  $\pm 2$  °C en la frontera superior del modelo con una temperatura inicial de 10 °C; en el segundo año de simulación, la temperatura de la frontera superior permaneció fija en 10 °C. Para el caso extremo y de larga duración, se realizó una simulación de 4 años. Los primeros 3 años de simulación consideraron una variación de temperatura sinusoidal máxima de  $\pm 5$  °C en la frontera superior y una temperatura inicial de 15 °C. El cuarto año, se consideró una variación de temperatura sinusoidal de  $\pm 1$  °C. En este segundo caso, el valor de temperatura inicial es de 15 °C y no 10 °C, ya que si se considera una variación de  $\pm 5$  °C y una temperatura inicial de 10 °C, el valor alusivo al mes más frío sería de 5 °C y esto no sería realista para profundidades entre 100 y 200 m en la cuenca Wagner, de acuerdo a la base de datos CTD.

El objetivo de realizar un caso moderado con un segundo año de temperatura fija en la frontera superior es analizar únicamente el efecto del Niño y observar si es posible recuperar un perfil lineal posterior a este fenómeno; mientras que, en el caso extremo, se consideró 1 año de variaciones de temperatura de forma sinusoidal después del fenómeno del Niño, para observar qué tanto tiempo le toma al gradiente térmico adoptar un comportamiento lineal.



**Figura 20.** Gráfica de Temperatura ( $^\circ\text{C}$ ) vs. Profundidad (m) con una variación máxima de temperatura del agua de fondo de  $\pm 2^\circ\text{C}$  por 1 año, inyección de flujo de calor de  $150\text{ mWm}^{-2}$  y una temperatura fija en la frontera superior de  $10^\circ\text{C}$  por 1 año. La línea roja representa el gradiente térmico al finalizar los 2 años de simulación.



**Figura 21.** Gráfica de Temperatura ( $^\circ\text{C}$ ) vs. Profundidad (m) con una variación sinusoidal máxima de temperatura del agua de fondo de  $\pm 5^\circ\text{C}$  durante 3 años, inyección de flujo de calor de  $150\text{ mWm}^{-2}$  y una variación de temperatura de  $\pm 1^\circ\text{C}$  por 1 año posterior a los 3 años. La línea morada y de mayor grosor en la parte central representa el gradiente térmico al terminar los 4 años de simulación. Se muestran 15 perfiles de los 48 meses para no saturar con curvas la gráfica.

Como es de esperarse, las simulaciones muestran que este fenómeno puede afectar la temperatura de los sedimentos por algunos metros debajo el piso oceánico. Sin embargo, la perturbación no supera los 5 m de profundidad cuando la variación de temperatura máxima es de  $\pm 5$  °C. Una vez terminado el fenómeno del Niño, y regresando a una variación sinusoidal de temperatura de  $\pm 1$  °C por un año, se observó que el gradiente térmico regresa a su estado inicial sin perturbaciones mayores a los 2 m de profundidad (línea morada de mayor grosor en la parte central, representando 1460 días). En la figura 21, la curva verde y roja de mayor grosor en la parte central representan el gradiente térmico a 1 y 4 meses después de finalizado el fenómeno del Niño, respectivamente. El resto de las líneas corresponden al primer año del fenómeno climático. El perfil verde de mayor grosor presenta una curvatura que alcanza los 5 m, mientras que la curvatura del perfil rojo de mayor grosor alcanza únicamente los 2 m de profundidad, lo cual permite inferir que es recomendable esperar al menos 4 meses para realizar mediciones de flujo de calor confiables.

### **3.1.4 Alcance del método de inversión**

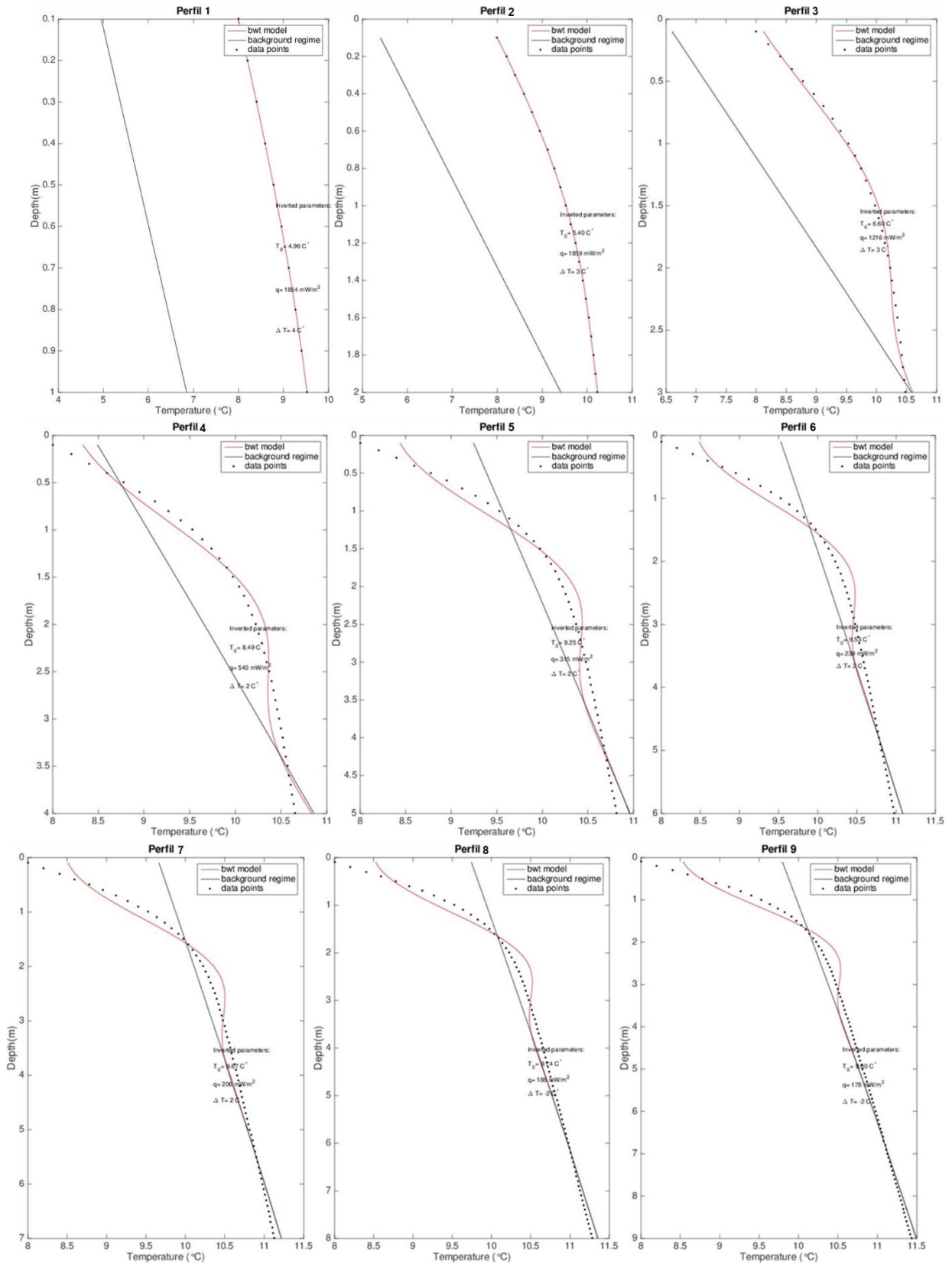
Una parte importante de este trabajo consiste en analizar la validez y alcance del método de inversión aplicado por Neumann (2017) a los datos adquiridos en la cuenca Wagner. Con este objetivo se aplicó el método de inversión a 10 perfiles de una simulación con las siguientes condiciones iniciales y de frontera: temperatura inicial en la frontera superior de 8°C (simulando un mes frío), una variación anual de temperatura del agua de fondo de  $\pm 2$  °C y un flujo de calor de  $150 \text{ mWm}^{-2}$ . El tiempo de simulación fue de 1 año y se utilizó la curva del mes de enero para aplicar la inversión (curva de color naranja en la Figura 15b). Se utilizaron 10 perfiles de diferentes profundidades para analizar la sensibilidad de la inversión en función de la profundidad de penetración (Figura 22). El perfil 1, representa una penetración parcial de la sonda de 1 m, el perfil 2 representa una penetración de 2 m, y así sucesivamente, hasta llegar al perfil 10, que representa una penetración de 10 m.

La siguiente tabla resume los valores de temperatura inicial, variación de temperatura y flujo de calor obtenidos al aplicar la inversión, también se muestra el error calculado en el flujo de calor, así como los valores iniciales de los perfiles.

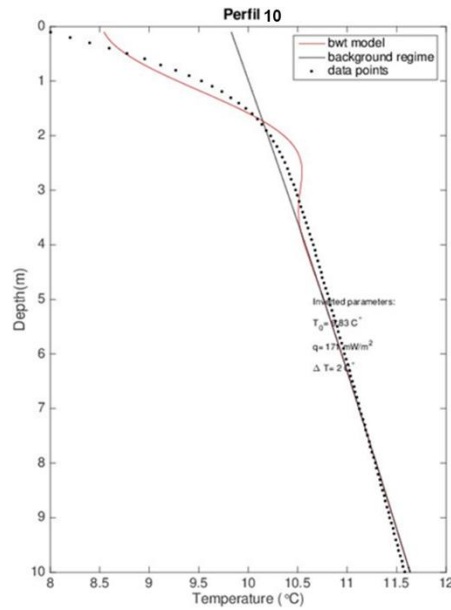
**Tabla 2.** Comparación de los resultados de temperatura inicial, variación de temperatura y flujo de calor obtenidos por inversión con los valores iniciales de los perfiles y cálculo del error en el flujo de calor.

Perfil	Valores iniciales			Valores por inversión			Error en q (%)
	$T_0$ (°C)	$\Delta T$ (°C)	q (mWm <sup>-2</sup> )	$T_0$ (°C)	$\Delta T$ (°C)	q (mWm <sup>-2</sup> )	
Perfil 1	8.00	2.00	150.00	4.96	4.00	1854.00	1136.00
Perfil 2	8.00	2.00	150.00	5.40	3.00	1859.00	1139.33
Perfil 3	8.00	2.00	150.00	6.60	3.00	1216.00	710.67
Perfil 4	8.00	2.00	150.00	8.49	2.00	540.00	260.00
Perfil 5	8.00	2.00	150.00	9.25	2.00	315.00	110.00
Perfil 6	8.00	2.00	150.00	9.53	2.00	239.00	59.33
Perfil 7	8.00	2.00	150.00	9.67	2.00	206.00	37.33
Perfil 8	8.00	2.00	150.00	9.74	2.00	188.00	25.33
Perfil 9	8.00	2.00	150.00	9.80	2.00	178.00	18.67
Perfil 10	8.00	2.00	150.00	9.83	2.00	171.00	14.00





**Figura 22 (primera parte).** Gráficas de Temperatura ( $^\circ\text{C}$ ) vs. Profundidad (m), donde se muestran los resultados obtenidos por inversión, todos los perfiles tienen un  $T_0 = 8\text{ }^\circ\text{C}$ ,  $\Delta T = \pm 2\text{ }^\circ\text{C}$ ,  $q = 150\text{ mWm}^{-2}$

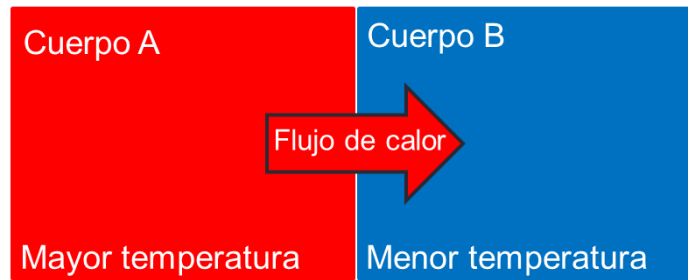


**Figura 22 (segunda parte).** Gráficas de Temperatura ( $^{\circ}\text{C}$ ) vs. Profundidad (m), donde se muestran los resultados obtenidos por inversión, todos los perfiles tienen un  $T_0 = 8^{\circ}\text{C}$ ,  $\Delta T = \pm 2^{\circ}\text{C}$ ,  $q = 150 \text{ mWm}^{-2}$

La inversión de los 10 perfiles permite concluir que, si la penetración de la sonda es somera, la inversión no permite calcular los parámetros de forma correcta. También se puede apreciar que el error en el flujo de calor disminuye conforme la profundidad de los perfiles aumenta, por lo que el error aparentemente sigue una ley de potencia  $\epsilon = \alpha \gamma^{-m}$  con la profundidad  $\gamma$ . Esto se debe a que los datos pueden ajustarse mejor a una línea recta y aproximarse más a los valores introducidos al modelo inicialmente.

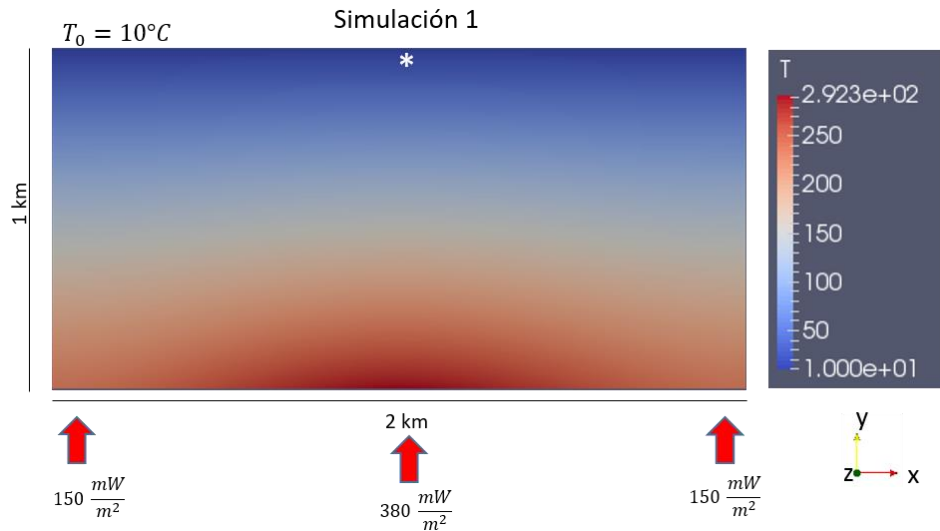
### 3.1.5 Migración lateral de calor

Si existen diferencias de temperatura en un cierto volumen de roca no permeable, se produce una transferencia de calor de las regiones más calientes a las más frías (Figura 23). La transferencia de calor continuará hasta alcanzar el equilibrio térmico. En la cuenca Wagner se han reportado flujos de calor que varían entre 83 y  $1,581 \text{ mWm}^{-2}$ , lo que sugiere que existen regiones con mayor temperatura que otras. Es por lo anterior que se cuantificó el impacto que puede tener la presencia de zonas más calientes o más frías contiguas al punto de medición con la sonda.

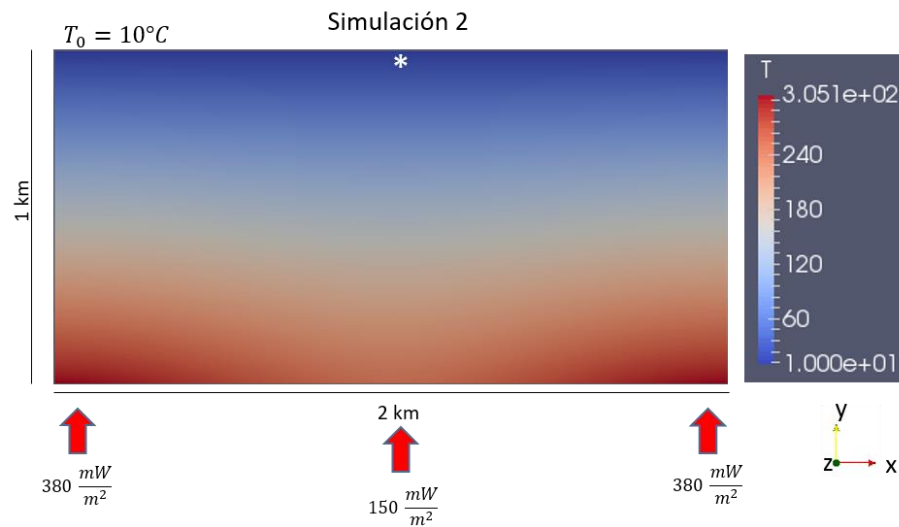


**Figura 23.** Representación esquemática de la transferencia de calor de cuerpos con distintas temperaturas en contacto.

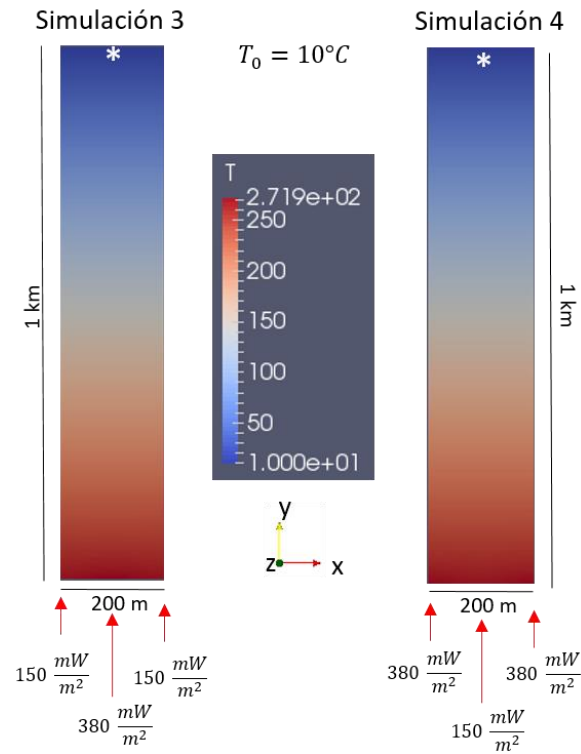
Se simularon 4 escenarios principales. (i) Una malla con 2 kilómetros de longitud (eje x), 1 kilómetro de profundidad (eje y) y un espesor de 1 m (eje z), con una inyección de calor de  $380 \text{ mWm}^{-2}$  en la parte central y decrementos de forma lineal hasta llegar a  $150 \text{ mWm}^{-2}$  en los costados de la malla (Figura 24). (ii) Otra malla con 2 kilómetros de longitud (eje x), 1 kilómetro de profundidad (eje y) y un espesor de 1 m (eje z), con una inyección de calor  $150 \text{ mWm}^{-2}$  en la parte central e incrementos lineales hasta llegar a  $380 \text{ mWm}^{-2}$  en los costados de la malla (Figura 25). (iii) Malla de 200 metros de longitud (eje x), 1 kilómetro de profundidad (eje y) y un espesor de 1 m (eje z), con una inyección de calor de  $380 \text{ mWm}^{-2}$  en la parte central y decrementos de forma lineal hasta llegar a  $150 \text{ mWm}^{-2}$  en los costados y. (iv) Finalmente, una malla de 200 metros de longitud (eje x), 1 kilómetro de profundidad (eje y) y un espesor de 1 m (z), con una inyección de calor de  $150 \text{ mWm}^{-2}$  en la parte central e incrementos lineales hasta llegar a  $380 \text{ mWm}^{-2}$  en los costados (Figura 26). El resto de las condiciones iniciales y de frontera corresponden a las presentadas en la tabla 1. Las simulaciones se dejaron correr hasta llegar a condiciones de estado estacionario.



**Figura 24.** Distribución de temperatura obtenida en condiciones de equilibrio usando la malla de 2 km de extensión horizontal y 1 km de extensión vertical con un flujo de calor central de  $380 \text{ mWm}^{-2}$  y de  $150 \text{ mWm}^{-2}$  en los costados. El asterisco blanco en la parte superior simboliza los 6 m de penetración de la sonda de flujo de calor.



**Figura 25.** Distribución de temperatura obtenida en condiciones de equilibrio usando la malla de 2 km de extensión horizontal y 1 km de extensión vertical con un flujo de calor central de  $150 \text{ mWm}^{-2}$  y de  $380 \text{ mWm}^{-2}$  en los costados. El asterisco blanco en la parte superior simboliza los 6 m de penetración de la sonda de flujo de calor.



**Figura 26.** Distribución de temperatura obtenida en condiciones de equilibrio usando la malla de 200 m de extensión horizontal y 1 km de extensión vertical con un flujo de calor central de  $380 \text{ mWm}^{-2}$  (simulación 3) y  $150 \text{ mWm}^{-2}$  (simulación 4). El asterisco blanco en la parte superior simboliza los 6 m de penetración de la sonda de flujo de calor.

Los valores de temperatura y flujo de calor obtenidos a través de las simulaciones se muestra la tabla 3. El flujo de calor inicial es el flujo de calor basal introducido en la parte inferior del modelo; el flujo de calor calculado es el flujo de calor obtenido al utilizar la Ley de Fourier (ecuación 3) y los valores de temperatura de los 6 m superiores de la malla. Se presenta también en la tabla el error en porcentaje entre el flujo de calor calculado con la Ley de Fourier y el flujo de calor basal.

**Tabla 3.** Cálculo del error entre el flujo de calor introducido al modelo inicialmente y el valor obtenido a través de las simulaciones.

No. simulación	q calculado ( $\text{mWm}^{-2}$ )	q inicial ( $\text{mWm}^{-2}$ )	Error (%)
1	266.83	380	29.78
2	263.17	150	75.44
3	258.17	380	32.06
4	258.33	150	72.22

Las simulaciones 1 y 2, representan escenarios donde el flujo de calor más alto (representando una fuente de calor) se encuentra en la parte central o en los costados de la malla, respectivamente. Las zonas inicialmente más frías adquieren temperaturas más altas para estar en equilibrio con las zonas calientes. Por el contrario, las regiones calientes del modelo transfieren calor a las zonas más frías.

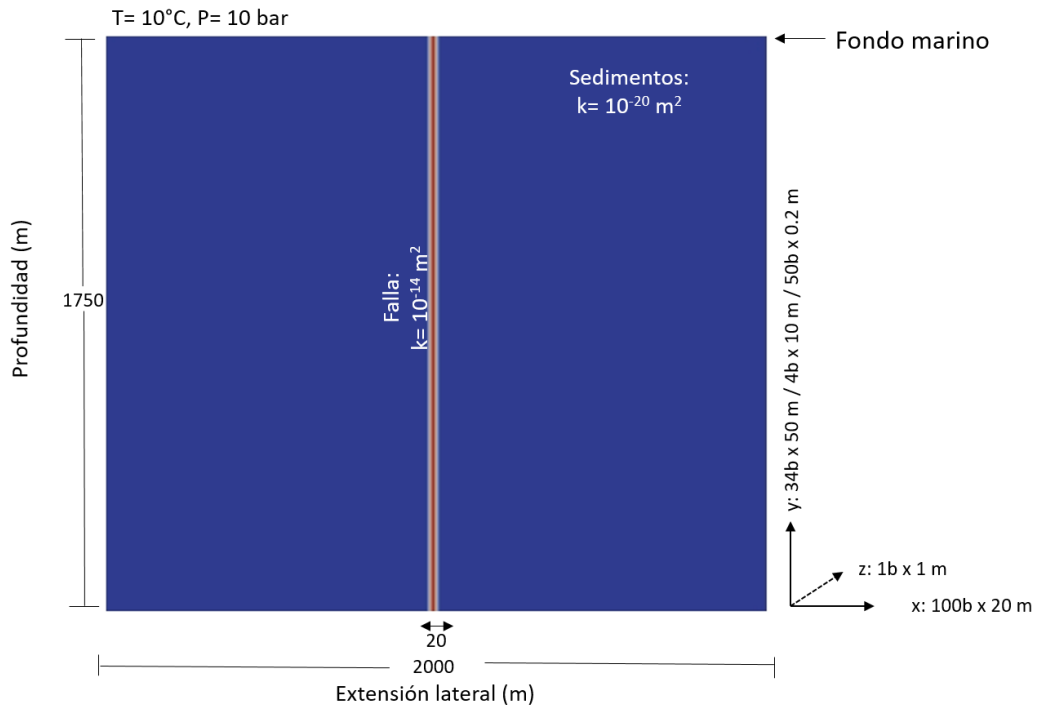
Las simulaciones 3 y 4 funcionan como una prueba de sensibilidad, para observar el comportamiento de la transferencia de calor en una malla 10 veces más pequeña que en el caso 1 y 2.

El flujo de calor inferido con la sonda en estos 4 escenarios de simulación, es un valor intermedio entre los flujos de calor central y de los costados, lo que resulta en valores que fluctúan entre los 258 y 267  $\text{mWm}^{-2}$ . Los errores calculados oscilan entre el 29 y 75%. Cuando el flujo de calor más alto se encuentra en la parte central de la malla, el flujo de calor calculado a partir de los resultados de las simulaciones se encuentra por debajo del valor introducido al modelo inicialmente, ya que la zona central transfiere calor a los costados de la malla para llegar al equilibrio térmico, como es el caso de las simulaciones 1 y 3. Por el contrario, cuando el flujo de calor más alto se encuentra en los costados de la malla, como es el caso de las simulaciones 2 y 4, las zonas laterales transfieren calor a la zona central, lo que resulta en una sobrestimación de flujo de calor profundo.

## **3.2 Simulaciones de transporte de calor por advección**

### **3.2.1 Circulación de fluidos hidrotermales**

Para simular la circulación de fluidos hidrotermales se generó una malla en 2 dimensiones. La malla tiene las siguientes dimensiones (Figura 27): 1.75 km de profundidad (eje y), 2 km de largo (eje x) y 1 m de espesor (eje z). La profundidad fue elegida de acuerdo al trabajo de Neumann et al. (2017), quienes afirman que las fallas en el flanco este y oeste de la cuenca pueden cortar los sedimentos marinos hasta una profundidad aproximada de 1.75 km. La discretización de la malla 2D se muestra en la figura 27. La falla está dividida en dos dominios: (i) roca encajonante con una baja permeabilidad ( $k= 10^{-20} \text{ m}^2$ ) y (ii) una falla permeable ( $k= 10^{-14} \text{ m}^2$ ) con una anchura de 20 m. Estas características permiten simular flujo advectivo dentro de la parte central de la malla, mientras que el calor advectivo puede ser disipado lateralmente por conducción.



**Figura 27.** Representación esquemática del modelo en 2D. El área roja corresponde a la falla. A los dos diferentes dominios (falla y sedimentos) se les asignan permeabilidades específicas ( $k$ ).

Para obtener un flujo de calor basal de  $150 \text{ mWm}^{-2}$  en la malla 2D, la temperatura en los bloques inferiores debe de ser de  $270^\circ\text{C}$ . Es necesario que el fluido introducido tenga una temperatura mayor a esta para que sea considerado un "fluido caliente". Debido a lo anterior y a que no existen valores medidos de temperatura de los fluidos hidrotermales de esta región, la temperatura del fluido introducido al modelo en las simulaciones fue  $350^\circ\text{C}$ . La temperatura en la parte superior de la malla fue fijada en  $10^\circ\text{C}$ . No se considera oscilación por variaciones de temperatura de agua de fondo para poder caracterizar únicamente el efecto del transporte advectivo. Se asignó como presión inicial en la frontera superior un valor de  $1,000,000 \text{ Pa}$ , correspondiendo a la presión generada por una columna de agua de mar de  $100 \text{ m}$ . La distribución inicial de presión dentro del resto de la malla es hidrostática. El resto de los parámetros introducidos al modelo se muestran en la tabla 4.

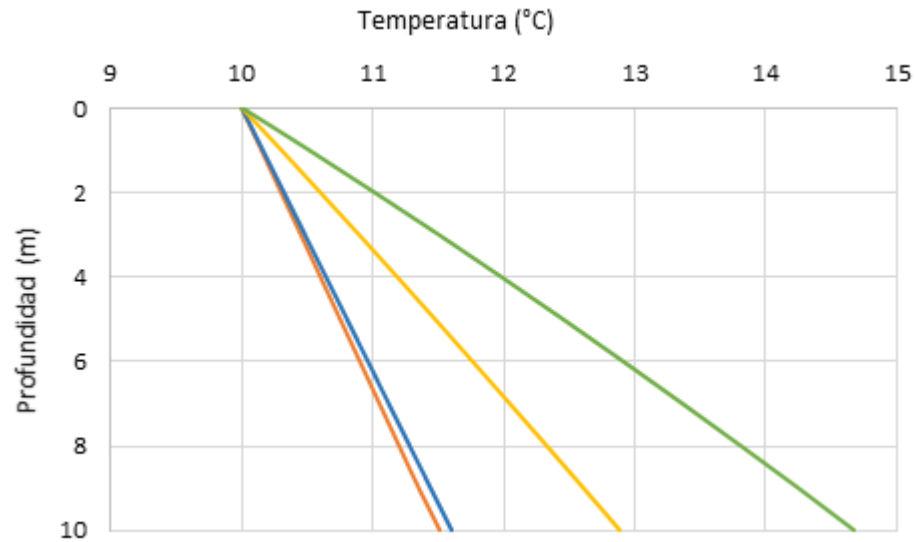
**Tabla 4.** Valores asignados a los parámetros considerados en el modelo de advección.

Parámetros	Valor
Temperatura frontera superior (°C)	10
Densidad de la roca (kg m <sup>-3</sup> )	1950
Permeabilidad (m <sup>2</sup> )	1x10 <sup>-14</sup> a 1x10 <sup>-20</sup>
Conductividad térmica (Wm <sup>-1</sup> °C <sup>-1</sup> )	1.0
Calor específico (Jkg <sup>-1</sup> °C <sup>-1</sup> )	1225
Presión hidrostática en la frontera superior (Pa)	1,000,000
Porosidad	0.2
Flujo de calor basal (mWm <sup>-2</sup> )	150

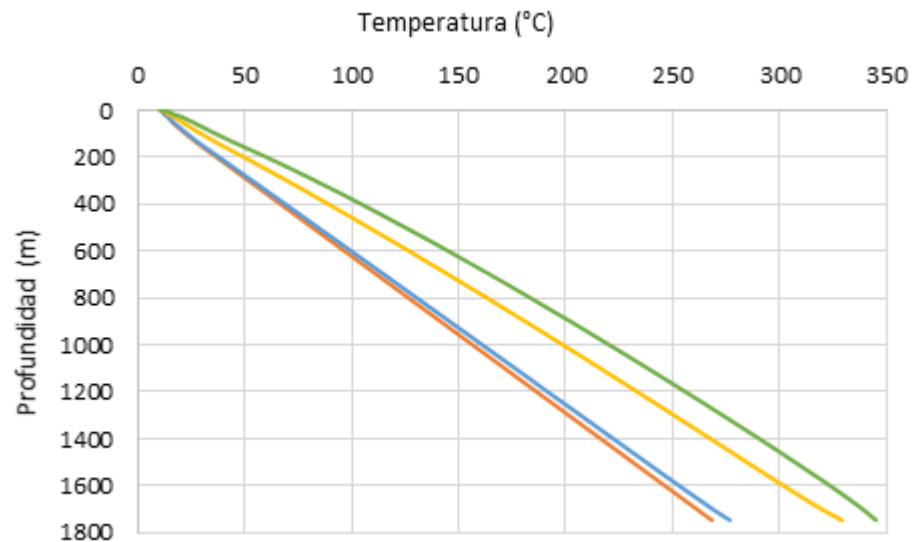
Para explorar distintas tasas de inyección de fluido y evaluar la sensibilidad del modelo, se utilizó la velocidad propuesta por Neumann et al., (2017) de 8 cm yr<sup>-1</sup>, así como también 80 cm yr<sup>-1</sup> y 160 cm yr<sup>-1</sup>. Para pasar de velocidad a flujo másico, fue necesario considerar algunos parámetros, como el área del bloque de inyección (20 m<sup>2</sup>), la porosidad del medio (0.2), la densidad del fluido (1000 kg/m<sup>3</sup>) y la velocidad. Con esto se obtuvieron los siguientes valores de flujo másico para la parte central e inferior de la malla: 5.88x10<sup>-06</sup> kg s<sup>-1</sup>, 5.88x10<sup>-05</sup> kg s<sup>-1</sup> y 1.18x10<sup>-04</sup> kg s<sup>-1</sup>. Por otra parte, la temperatura del fluido inyectado fue introducida al modelo por medio de su entalpía. Para 350 °C se utilizó una entalpía de 1670 kJ kg<sup>-1</sup> (NIST Chemistry WebBook, 2018).

Las simulaciones fueron corridas hasta que alcanzaron estado estacionario. Los resultados de temperatura vs. profundidad de cada simulación, a lo largo de un perfil vertical centrado sobre la falla, se muestran en las figuras 28 (de 0 a 10 m) y 29 (de 0 a 1750 m).





**Figura 28.** Distribución de temperatura dentro de los 10 m superiores centrales de la malla 2D. La línea roja representa pura transferencia de calor por conducción, mientras que las líneas azul, verde y naranja fueron obtenidas de las simulaciones con velocidades de inyección de fluido de 8 cm yr<sup>-1</sup>, 80 cm yr<sup>-1</sup> y 160 cm yr<sup>-1</sup> y temperatura de 350 °C.



**Figura 29.** Distribución de temperatura dentro de los 1750 m centrales de la malla 2D. La línea roja representa pura transferencia de calor por conducción, mientras que las líneas azul, verde y naranja fueron obtenidas de las simulaciones con velocidades de inyección de fluido de 8 cm yr<sup>-1</sup>, 80 cm yr<sup>-1</sup> y 160 cm yr<sup>-1</sup> y temperatura de 350 °C.

La temperatura resultante en el fondo de la malla es el resultado de varios procesos. Es una combinación de la difusión de la temperatura inicial del agua en el fondo del modelo, más advección por el fluido que

se inyecta a 350 °C, y transferencia conductiva de calor hacia el resto de la malla. Es por ello que en la Figura 29 los perfiles de temperatura no llegan hasta los 350 °C.

A partir de las simulaciones anteriores, se estimó el flujo de calor advectivo en la parte central de la malla (falla), de acuerdo a la siguiente expresión:

$$Q = \sum h_{\beta} \cdot F_{\beta} \quad (13)$$

En donde:

$h_{\beta}$  es la entalpía específica de la fase y  $F_{\beta}$  es el flujo másico de la fase.

La tabla 5 resume los valores de flujo de calor conductivo y advectivo simulados.

**Tabla 5.** Valores de flujo de calor advectivo inyectado al modelo 2D en la parte central y flujo de calor conductivo en la base de la malla.

	8 cm yr <sup>-1</sup>	80 cm yr <sup>-1</sup>	160 cm yr <sup>-1</sup>
<b>Flujo de calor basal (mWm<sup>-2</sup>)</b>	150	150	150
<b>Flujo de calor advectivo en la base de la malla (mWm<sup>-2</sup>)</b>	491.24	4,912.44	9,858.31

Los perfiles de las figuras 28 y 29 poseen comportamientos relativamente lineales. Sin conocimiento sobre advección en la zona, estos perfiles podrían ser equivocadamente interpretados como indicativos de un régimen completamente conductivo. Contemplando esta posibilidad, se procedió a calcular el flujo de calor con la ley de Fourier (ecuación 3) usando los datos de temperatura generados en los 6 m (igual a la longitud de la sonda) superiores de la falla en condiciones de equilibrio.

Para la simulación con una velocidad del fluido de 8 cm yr<sup>-1</sup>, se calculó un flujo de calor conductivo de 157 mWm<sup>-2</sup>. Esta estimación es similar al flujo de calor basal de 150 mWm<sup>-2</sup> asignado al modelo y la sobreestimación es solo del 5%. En este caso los sedimentos que rodean el conducto de la falla son capaces de disipar por conducción la mayoría del calor advectivo. Por el contrario, a velocidades mayores del fluido, como es el caso de 80 cm yr<sup>-1</sup> y 160 cm yr<sup>-1</sup>, el flujo de calor calculado con la ley de Fourier es de 283 mWm<sup>-2</sup>.

<sup>2</sup> y  $460 \text{ mWm}^{-2}$ , respectivamente. Lo que corresponde a una sobreestimación del flujo de calor basal por 89% y 207%. Naturalmente, a velocidades del fluido aún más altas, la sobreestimación se vuelve mayor.

## Capítulo 4. Discusiones

---

Los modelos numéricos presentados son una representación simplificada de los procesos que ocurren en las cuencas marinas someras. Sin embargo, a pesar de que estos capturan crudamente dichos procesos, nos permiten inferir información importante para comprender la transferencia de calor en zonas estructuralmente complejas y con una fuerte influencia ambiental (Sclater et al., 2014).

Las zonas con flujos de calor anómalos, como lo es la cuenca Wagner, son de interés para la explotación de la energía geotérmica. Los resultados de esta tesis proporcionan información importante que puede ser de utilidad para obtener estimaciones confiables de flujo de calor en ambientes marinos someros como la cuenca Wagner.

Por otra parte, los resultados de las simulaciones numéricas presentadas en esta tesis también son de relevancia para entender el proceso de ruptura litosférica. Los modelos muestran que la disipación de calor en cuencas de rift es un proceso muy dinámico. Transporte de calor por conducción se presenta en sedimentos conductivos y sujetos a gradientes térmicos, mientras que el transporte de calor por advección se concentra en zonas con altas permeabilidades, como las fallas, las cuales funcionan como conductos para que los fluidos sean descargados en el piso oceánico a diferentes velocidades.

### **4.1 Implicaciones de las variaciones climáticas y variaciones laterales de flujo de calor en las mediciones de flujo de calor marino**

#### **4.1.1 Variaciones de temperatura del agua de fondo marino**

En condiciones donde la temperatura del agua del fondo marino es estable y no hay circulación de fluidos hidrotermales, las temperaturas medidas de los sedimentos deben mostrar un incremento lineal con la profundidad, siempre y cuando el sistema se encuentre en condiciones de estado estacionario. Al respecto hay que aclarar que cualquier perturbación que se origine a partir de las variaciones de temperatura del agua de fondo se considera como ruido. Davis et al. (2003) afirman que en ambientes marinos profundos ( $\geq 2000$  m) esto no es un problema para estimar el flujo de calor, ya que la columna de agua filtra las variaciones superficiales de temperatura del agua. Consecuentemente, la temperatura de los sedimentos

no se encuentra perturbada. Por el contrario, en regiones menos profundas, las variaciones de temperatura del agua de fondo son un problema bastante común (Miester et al., 2015).

En las simulaciones de transporte de calor por conducción en 1D mostradas en este trabajo, se puede observar que la máxima profundidad de afectación por las variaciones de temperatura del agua de fondo se encuentra entre 3 y 5 m, volviéndose un perfil completamente lineal a partir de esta profundidad. Estos resultados se obtuvieron considerando variaciones sinusoidales de  $\pm 1$  °C y  $\pm 2$  °C, las cuales son típicas en cuencas marinas someras, como lo es la cuenca Wagner. Los resultados obtenidos en este estudio son coherentes con la información que se ha reportado en la literatura científica. En efecto, múltiples trabajos de investigación reportan perturbaciones en la temperatura de los sedimentos marinos entre los 3 y 5 m de profundidad (Davis et al., 2003; Müller et al., 2016; Miester et al., 2015), causadas por variaciones de temperatura del agua.

Se analizó también la sensibilidad del método de inversión presentado por Neumann (2017). La inversión incorpora la parte no lineal de los perfiles de temperatura, ya que esta es representativa de procesos de circulación de fluidos o de perturbaciones en la temperatura de los sedimentos por las variaciones de la temperatura del agua de fondo, y busca determinar el conjunto de parámetros completos de la ecuación (1). Se demostró que esta metodología tiene una mayor validez conforme la sonda tiene una mayor penetración en los sedimentos marinos. Cuando la sonda tiene penetraciones parciales, el error entre flujo de calor real y el valor obtenido por inversión puede llegar a ser elevado. En los resultados de este trabajo se observó que cuando la sonda tiene una penetración parcial de 3 m, el flujo de calor es sobreestimado por un 710%, por mencionar un ejemplo.

#### **4.1.2 El efecto de “El Niño”**

El fenómeno climático del Niño es capaz de perturbar los ciclos anuales de cambio de temperatura superficial del agua de mar y la temperatura de la columna de agua. En este trabajo, se encontró que este fenómeno es capaz de perturbar la temperatura de los sedimentos por algunos metros debajo el piso oceánico, alcanzando los 5 m de profundidad cuando se tiene una variación sinusoidal de temperatura de  $\pm 5$  °C por 3 años. En las simulaciones realizadas se observó que una vez que el fenómeno finaliza y se mantiene una variación de temperatura sinusoidal de  $\pm 1$  °C por un año, el gradiente térmico adquiere un comportamiento casi lineal presentando una sutil curvatura en los primeros 2-3 m de profundidad. Esto

permite concluir que, pese a que la zona de estudio haya sido afectada por fenómenos climáticos de periodo largo, es posible realizar mediciones de flujo de calor fiables una vez que el fenómeno termine y transcurran de 4 a 5 meses. Una vez transcurrido este tiempo, permite que las perturbaciones de temperatura se disipen en los sedimentos. Sin embargo, no es recomendable realizar mediciones durante el tiempo que los sedimentos estén afectados por el Niño, ya que si la variación de temperatura es alta ( $\pm 5$  °C), la perturbación puede alcanzar los 5-5.5 m de profundidad en los sedimentos. Para este caso no existe forma de estimar el flujo de calor correcto, ya que la zona de perturbación es muy similar al tamaño de la sonda.

Para poder estimar de manera confiable el flujo de calor en cuencas someras que se ven afectadas por los fenómenos climáticos mencionados anteriormente, es recomendable instalar sensores de registro de temperatura en el fondo del mar, para monitorear continuamente las variaciones de temperatura en la interfaz agua-sedimento. Esto ayudará a complementar bases de datos CTD y verificar si la variación de temperatura del agua es realmente sinusoidal y comprobar que tan rápido se propaga en los sedimentos.

Con los resultados de este trabajo se comprueba que los estudios de flujo de calor en cuencas someras son un caso diferente a los estudios en cuencas más profundas, ya que las variaciones de temperatura del agua no representan un problema en el cálculo de flujo de calor en ambientes marinos profundos.

#### **4.1.3 Variaciones laterales de flujo de calor conductivo**

Al simular variaciones laterales de flujo de calor conductivo, se observó que el flujo de calor inferido con la sonda es un valor intermedio entre las regiones con distintos flujos de calor. Las zonas con mayor temperatura transfieren calor a las zonas más frías, por lo que el flujo de calor calculado es, en general, sobreestimado en las zonas más frías y subestimado en las zonas más calientes.

## 4.2 Implicaciones del flujo advectivo en las mediciones de flujo de calor marino

Neumann et al (2017) asocian los altos flujos de calor medidos en la zona este y oeste de la cuenca Wagner, con circulación de fluidos hidrotermales a través de conductos permeables como las fallas. Con la velocidad de fluido propuesta por Neumann et al. (2017) de  $8 \text{ cm yr}^{-1}$  para la zona este de la cuenca Wagner, se determinó que el mecanismo que domina la transferencia de calor en las simulaciones de transporte de calor advectivo en 2D es la conducción, ya que el flujo de calor advectivo introducido al modelo logra disiparse por conducción a través de los sedimentos. Sin embargo, si la velocidad del fluido fuese mayor, obviamente el aporte de calor transportado por advección se vuelve más importante. Lo anterior se demostró en las simulaciones donde se exploraron velocidades de fluido más altas. Los perfiles de temperatura vs. profundidad de estas simulaciones aparecen lineales en los primeros metros. Sin embargo, cuando se observa la temperatura a lo largo del modelo completo (1750 m de profundidad), los perfiles de temperatura vs. profundidad presentan una curvatura suave. Esta curvatura se debe a que el calor transportado por advección se disipa por conducción a través del medio rodeando la falla. Por lo tanto, en cuestiones de interpretación de los datos de temperatura obtenidos en los primeros metros de sedimentos, se demostró que un perfil de temperatura lineal no es forzosamente un indicador de condiciones totalmente conductivas. Con base en lo anterior se puede concluir que las mediciones de flujo de calor en cuencas con circulación hidrotermal activa y descarga de gases a lo largo de los principales sistemas de fallas deben de ser analizadas cuidadosamente, ya que el flujo de calor conductivo puede sobreestimarse significativamente.

Los valores de velocidad de fluidos simulados fueron comparados con valores reportados en la literatura científica para comprobar su validez. Existen múltiples trabajos donde se reportan flujos máscicos y velocidades de fluidos en cuencas submarinas. Los valores reportados oscilan entre flujos máscicos similares a las que se utilizaron en este trabajo, como  $0.4 \text{ kg s}^{-1}$  reportada por Sleep y Wolery (1978) para dorsales medio oceánicas, como el East Pacific Rise y Galápagos, hasta  $670\text{-}1000 \text{ kg s}^{-1}$  reportado por Anschurtz y Blanc (1996) para una depresión topográfica llamada Atlantis II Deep, localizada en el rift del Mar Rojo. Baker et al. (1991) sugieren una velocidad de agua de poro entre  $1 \text{ y } 10 \text{ m yr}^{-1}$  para los sedimentos oceánicos en el centro ecuatorial del pacífico. Anderson et al. (1979) reportan un valor de velocidad de fluido entre  $0.95 \text{ y } 1.58 \text{ m yr}^{-1}$  para los sedimentos arcillosos de aguas profundas del Océano Índico. Los estudios mencionados anteriormente permiten inferir que se podrían esperar altas velocidades de fluido en los sedimentos de la cuenca Wagner y, por lo tanto, esto explicaría los elevados valores de flujo de calor reportados para la zona este y oeste de dicha cuenca.

Con la finalidad de mejorar los modelos de transporte advectivo presentados en este trabajo, es muy recomendable muestrear fluidos y medir sus temperaturas al mismo tiempo que se realizan mediciones de flujo de calor. Al contar con estos datos, se podrá cuantificar de una manera más precisa el impacto de la advección en las mediciones de flujo de calor en cuencas marinas. Otro parámetro de importancia es el contenido total en sales disueltas transportadas por los fluidos, una vez que se cuente con este tipo de datos se podrán realizar modelos analíticos y numéricos de transporte difusivo en los sedimentos.

### **4.3 Importancia de las mediciones de flujo de calor marino**

Los procesos de convección del manto y la tectónica de placas activa alteran los valores de flujo de calor en la corteza oceánica, por lo que, realizar mediciones de flujo de calor marino, junto con un amplio conjunto de otros parámetros, permiten entender la evolución térmica de las placas, ya que proveen la evidencia más directa del estado térmico de una placa antes de verse sometida a deformación litosférica o procesos de subducción (Harris et al., 2007).

Las cuencas marinas con anomalías térmicas son recursos geotérmicos que tienen alto potencial para producir energía eléctrica. Es por lo anterior que actualmente se están desarrollando tecnologías enfocadas en explotar estos recursos en el océano (Hiriart et al., 2010). Una contribución de este trabajo es disminuir la incertidumbre en las mediciones de flujo de calor marino para mejorar la estimación del potencial geotérmico marino.



## Capítulo 5. Conclusiones

A través de simulaciones numéricas se logró cuantificar el impacto de diversos procesos en las mediciones de flujo de calor en la cuenca Wagner. Las simulaciones realizadas en este trabajo, demuestran que la profundidad hasta la cual se ve afectada la temperatura de los sedimentos por las variaciones de temperatura del agua del fondo oceánico, depende de la amplitud de dicha variación. Para variaciones de  $\pm 1$  °C y  $\pm 2$  °C, la profundidad afectada es de 3 y 5 m. Por otro lado, el fenómeno climático del Niño es capaz de perturbar la temperatura de los sedimentos por algunos metros bajo el piso oceánico. Cuando el fenómeno tiene una variación de temperatura del agua de fondo de  $\pm 5$  °C, la profundidad perturbada alcanza los 5.5 m. Por lo tanto, no es recomendable realizar mediciones de flujo de calor durante este periodo. Otro fenómeno que afecta las mediciones son las variaciones laterales de flujo de calor, ya que generan una transferencia de calor horizontal que puede encubrir los valores reales de flujo de calor, ya sea sobreestimándolo (en zonas con menor temperatura) o subestimándolo (zonas con mayor temperatura). La circulación de fluidos hidrotermales a través del piso oceánico de la cuenca, ocasiona que el flujo de calor interpretado como conductivo sea sobreestimado significativamente, por lo que las mediciones en cuencas con advección de fluidos deben de ser analizadas cuidadosamente. En cuanto a la interpretación de las mediciones de flujo de calor, se encontró que un perfil de temperatura vs. profundidad con comportamiento lineal no es forzosamente un indicador de condiciones totalmente conductivas, si no también puede representar circulación de fluidos hidrotermales.

## Literatura citada

---

- Anderson, R. N., Hobart, M. A., & Langseth, M. G.** (1979). *Geothermal convection through oceanic crust and sediments in the Indian Ocean*. *Science*, 204(4395), 828-832.
- Anschutz, P. & Blanc, G.** (1996). *Heat and salt fluxes into the Atlantis II Deep (Red Sea)*. *Earth and Planetary Science Letters*, 142, 147-159.
- Baker, P. A., Stout, P. M., Kastner, M., & Elderfield, H.** (1991). *Large-scale lateral advection of seawater through oceanic crust in the central equatorial Pacific*. *Earth and Planetary Science Letters*, 105(4), 522-533.
- Beardmore, G. R., & Cull, J. P.** (2001). *Crustal heat flow: a guide to measurement and modelling*. Cambridge University Press.
- Canet, C., Prol-Ledesma, R., Dando, P., Vázquez-Figueroa, V., Shumilin, E., Birosta, E., Sánchez, A., Robinson, C., Camprubí, A. & Tauler, E.** (2010). *Discovery of massive seafloor gas seepage along the Wagner fault, Northern Gulf of California*. *Sedimentary Geology*. 228, pp. 292–303.
- Contreras-Pérez, J., Ramírez-Zerpa, N., Negrete-Aranda, R.** (2012). *Modelos tectonoestratigráficos de las cuencas de Tiburón y Wagner en el norte del Golfo de California*. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 29, pp. 140-157.
- Damm, E., & Budéus, G.** (2003). *Fate of vent-derived methane in seawater above the Håkon Mosby mud volcano (Norwegian Sea)*. *Marine Chemistry*, 82(1-2), 1-11.
- Davis, E., Wang, K., Becker, K., Thomson, R. & Yashayaev, I.** (2003). *Deep-ocean temperature variations and implications for errors in seafloor heat flow determinations*. *Journal of Geophysical Research*, 108, pp. 6.
- Diaz, H., Markgraf, V.** (2000). *El Niño and The Southern Oscillation*. United Kingdom. Cambridge University Press.
- Einsele, G., Gieskes, J. M., Curray, J., Moore, D. M., Aguayo, E., Aubry, M. P., & Lyle, M.** (1980). *Intrusion of basaltic sills into highly porous sediments, and resulting hydrothermal activity*. *Nature*, 283(5746), 441.
- FIELAX** (2018). FIELAX Gesellschaft für wissenschaftliche Datenverarbeitung mbH. Recuperado de: <https://www.fielax.de/>.
- Hiriart, G., Prol-Ledesma, R. M., Alcocer, S., & Espíndola, S.** (2010). *Submarine geothermics: Hydrothermal vents and electricity generation*. In *Proceedings World Geothermal Congress* (pp. 1-6).
- Godínez, V., Lavín, M., Galindo-Bect, M., and Sánchez-Velasco, L.** (2013). *Datos Hidrográficos en el Alto Golfo de California: Campaña PANGAS-1306 (11 al 21 de junio del 2013)*. Informe técnico 106556. Reporte técnico doi:10.13140/RG.2.1.4622.8645, Departamento de Oceanografía Física, CICESE.

- González-Escobar, M., Martín-Barajas, A., Abdeslem-García, J., & Aragón-Arreola, M.** (2006). *Evolución tectonoestratigráfica de las Cuencas del Norte del Golfo de California, Volumen 2, Procesamiento e interpretación de datos de sísmica de reflexión*. Reporte técnico No. 80303843, PEMEX, pp. 23.
- González-Escobar, M., Aguilar-Campos, C., Suárez-Vidal, F. & Martín-Barajas, A.** (2009). *Geometry of the Wagner basin, upper Gulf of California based on seismic reflections*. *International Geology Review*, 51(2), pp.133-144.
- Harris, R., Fisher, A., Martinez, F. & Ruppel, C.** (2007). *The future of marine heat flow: defining scientific goals and experimental needs for the 21st century*. U.S. National Science Foundation, pp 39.
- Hartmann, A. and Villinger, H.** (2002). *Inversion of marine heat flow measurements by expansion of the temperature decay function*. *Geophysical Journal International*, 148(3): 628–636.
- Helenes, J., Carreño, A.L. & Carrillo, R.M.** (2009). *Middle to late Miocene chronostratigraphy and development of the northern Gulf of California*. *Marine Micropaleontology*, 72(1), pp.10-25.
- Heney, T. L. & Bischoff, J. L.** (1973). *Tectonic elements in the northern part of the Gulf of California*. *Geological Society of American Bulletin*. 84, pp. 315–330.
- Linstrom, P.J. & Mallard, W.G.,** (2018). *NIST Chemistry WebBook, NIST Standard Reference Database Number 69*, National Institute of Standards and Technology, Gaithersburg MD, 20899.
- Manger, G.** (1963). *Porosity and bulk density of sedimentary rocks*. *Geological Survey Bolletin*, 1114, p. 43.
- Martín-Barajas, A., González-Escobar, M., Fletcher, J.M., Pacheco, M., Oskin, M. & Dorsey, R.** (2013). *Thick deltaic sedimentation and detachment faulting delay the onset of continental rupture in the Northern Gulf of California: Analysis of seismic reflection profiles*. *Tectonics*, 32(5), pp.1294-1311.
- Miesner, F., Lechleiter, A., & Müller, C.** (2015). *Reconstructing bottom water temperatures from measurements of temperature and thermal diffusivity in marine sediments*. *Ocean Science*, 11(4), 559-571.
- Montoya Valenzuela, J. A.** (2014). *Evidencias basadas en sísmica de reflexión de un sector de tectónica inactiva en el norte del Golfo de California*. Tesis de Maestría en Ciencias. Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, Baja California. pp. 97.
- Müller, C., Usbeck, R., & Miesner, F.** (2016). *Temperatures in shallow marine sediments: Influence of thermal properties, seasonal forcing, and man-made heat sources*. *Applied Thermal Engineering*, 108, 20-29.
- Narasimhan, T. N., & Witherspoon, P. A.** (1976). *An integrated finite difference method for analyzing fluid flow in porous media*. *Water Resources Research*, 12(1), 57-64.
- Neumann, Florian** (2017). *The conductive and advective heat flow budget across the Gulf of California rift system*. Tesis de doctorado en ciencias. Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, Baja California.

- Neumann, F., Negrete-Aranda, R., Harris, R. & Contreras, J., Sclater, J. & González-Fernández, A.** (2017). *Systematic heat flow measurements across the Wagner Basin, Northern Gulf of California*. Earth and Planetary Science Letters, 479, 1-14.
- Pan, L., Spycher, N., Doughty, C., Pruess, K.,** (2016). *ECO2N V2.0: a TOUGH2 fluid property module for modeling CO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O-NACL systems to elevated temperatures of up to 300°C*. Greenh. Gases7 (2), 313–327.
- Persaud, P., Stock, J. M., Steckler, M. S., Martín-Barajas, A., Diebold, J. B., González-Fernández, A., & Mountain, G. S.** (2003). *Active deformation and shallow structure of the Wagner, Consag, and Delfin Basins, northern Gulf of California, Mexico*. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 108(B7).
- Prol-Ledesma, R.M., Torres-Vera, M.A., Rodolfo-Metalpa, R., Ángeles, C., Deveze, C.H.L., Villanueva-Estrada, R.E., Shumilin, E. & Robinson, C.** (2013). *High heat flow and ocean acidification at a nascent rift in the northern Gulf of California*. Nature communications, 4, pp. 1388.
- Pruess, K., Oldenburg, C., Moridis, G.,** (1999). *TOUGH2: User's Guide, Version 2.0*. Rep. LBNL-43134. Lawrence Berkeley National Laboratory, Berkeley, California.
- Sanchez-Zamora, O., Doguin, P., Couch, R. W. & Ness, G. E.** (1991). *Magnetic anomalies of the Northern Gulf of California: structural and thermal interpretations*. The Gulf and Peninsular Provinces of the Californias (eds Dauphin, J. P. & Simoneit, B. R.) 47, pp. 377–401 (AAPG Mem).
- Sclater, J. G., Crowe, J., & Anderson, R. N.** (1976). *On the reliability of oceanic heat flow averages*. Journal of Geophysical Research, 81(17), 2997-3006.
- Sclater, J., Hasterok, D., Goutorbe, B., Hillier, J. & Negrete, R.** (2014). *Marine Heat Flow*. Encyclopedia of Marine Geosciences, 1-17.
- Sleep, N. & Wolery, T.** (1978). Egress of hot water from midocean ridge hydrothermal systems: some thermal constraints. *Journal of Geophysical Research*, 83, 5913-5922.
- Turcotte, D.L. & Schubert, G.,** (2014). *Geodynamics*. Cambridge University Press. pp. 840.
- Vázquez-Figueroa, V., Canet, C., Prol-Ledesma, R., Sánchez, A., Dando, P., Camprubí, A., Robinson, C. & Hiriart, G.** (2009). *Batimetría y características hidrográficas (Mayo, 2007) en las Cuencas de Consag y Wagner, Norte del Golfo de California México*. Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana. 61, pp. 119-127.
- Von Damm, K. V., Edmond, J. T., & Grant, B.** (1985). *Chemistry of submarine hydrothermal solutions at Guaymas Basin, Gulf of California*. Geochimica et Cosmochimica Acta, 49(11), 2221-2237.

## Anexo

### BACKGROUND CONDUCTIVE HEAT FLOW ESTIMATE IN A THERMAL BOUNDARY LAYER AFFECTED BY CLIMATIC VARIATIONS AND FLUID ADVECTION

**Olguin, M.<sup>1\*</sup>, Peiffer, L.<sup>1</sup>, Negrete-Aranda, R.<sup>1</sup>, Neumann, F.<sup>1</sup>, Contreras, J.<sup>1</sup>**

<sup>1</sup>Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada (CICESE)  
Carretera Ensenada-Tijuana No. 3918, Zona Playitas  
Ensenada, Baja California, 22860, Mexico  
\*e-mail: [olguinm@cicese.edu.mx](mailto:olguinm@cicese.edu.mx)

#### ABSTRACT

The Gulf of California (GC) is a transtensional rift system located at the boundary between the North American and Pacific tectonic plates. A series of marine heat flow measurements were obtained in 2015 within the Wagner Basin (WB), to gain insights into the regional geodynamics and thermal regime. Measurements were conducted with a 6.5 m long Fielax violin-bow probe, which directly measures the temperature of the sediments. The thermal conductivity of the medium was inferred by examining the temperature evolution after the probe released a calibrated heat pulse. The conductive heat flow was then computed by means of Fourier's law of heat conduction. There are two main limitations with such measurements and extrapolations. (i) Their accuracy highly depends on the bottom water temperature (BWT) which is far from being uniform throughout the year in the WB. (ii) Heat flow estimates can be biased if the heat transfer is not fully conductive. There is evidence of hydrothermal circulation and gas discharge through the WB seafloor. For this study, we used TOUGH2 to evaluate to which extent the heat-flow measurements within the WB are affected by the thermal boundary layer created by variable BWT's and hydrothermal fluid circulation. We formulated a series of one-dimensional and two-dimensional models of the upper portion of the WB basin (maximum depth of 1750 m below seafloor). Our results show that an annual cyclic perturbation of  $\pm 2$  °C of the BWT is able to propagate within the first 3-5 meters of sediments. Without any proper correction, the estimated heat flow would be either under or overestimated. The impact of fluid advection is also evaluated by discussing the results of several simulations in which injection rates were varied.

#### INTRODUCTION

Heat flow measurements in marine environments have provided insights on the thermal evolution of the oceanic crust, the geodynamics of plate's boundaries and their seismicity, as well as on the dynamic of fluid circulation and associated water-rock interactions (Harris et al., 2007). In 2015, a series of heat flow measurements were performed in the northern section of the Gulf of California (GC), to characterize the complex geodynamics of this transtensional rift system between the North American and Pacific tectonic plates (Neumann et al., 2017). The GC extension started ~6.5 Ma ago and it has been demonstrated that continental rupturing is complete for the southern and central sections of the gulf (Lizarralde et al., 2007). Nevertheless, the situation is less clear for the northern section of the GC due to the thick sediment deposits (> 7 km) hampering deep crustal imaging (Aragón-Arreola and Martín-Barajas, 2007).

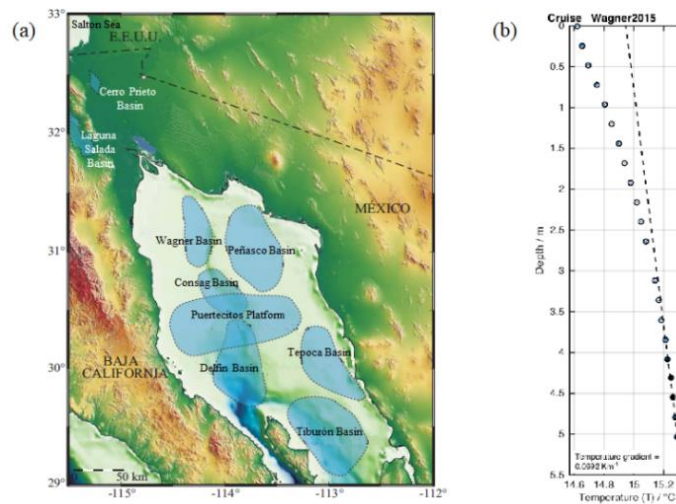
This northern section of the GC is divided into several active rift basins identified as for example the Wagner, Consag and Delfin basins (Figure 1 a). The heat flow measurements were obtained within the Wagner basin, the northernmost and shallowest (maximum depth of 250 m) basin of the GC. Average

conductive heat flow over the WB is  $150 \text{ mW m}^{-2}$  (Neumann, et al., 2017). Measurements were carried out with a Fielax violin-bow probe, which has a length and precision of 6.5 m and 1 mK, respectively. Each measurement starts when the probe penetrates the sediments by gravity. Friction between the sediments and the probe generates a heat pulse which dissipates in approximately 10 minutes, its decay over time within the medium is recorded by 22 thermistors along the vertical axis of the probe. Subsequently, a 20 s calibrated heat pulse of  $1 \text{ kJm}^{-1}$  is generated by the probe; the analysis of the decay of both pulses permits the characterization of the initial temperature and thermal conductivity of the medium as a function of depth.

The conductive heat flow is calculated using Fourier's law,

$$q = -k\nabla T \quad (\text{Eq. 1})$$

where  $q$  is the heat flow density ( $\text{mW m}^{-2}$ ),  $k$  is the thermal conductivity ( $\text{W m}^{-1} \text{ }^\circ\text{C}^{-1}$ ), and  $\nabla T$  ( $^\circ\text{C m}^{-1}$ ) is the thermal gradient. Under fully conductive conditions, the thermal gradient corresponds to a straight line in a temperature-depth (T-D) profile. However, this is not the case for most of our measurements. In fact, the T-D profiles obtained within the WB show a distinct curvature in the first upper 4 meters (Figure 1b). Neumann et al. (2017) demonstrated that such a feature can be explained as the product of two processes: (i) variations in bottom water temperature (BWT), which is far from being steady-state in shallow basins such as the WB, and (ii) advective transport of heat. On one hand, BWT variations create a thermal boundary layer within the first few meters of sediments that perturb the background conductive geothermal heat flow. On the other hand, heat flow estimates are not completely valid if heat transfer is not fully conductive. Indeed, observations suggest hydrothermal circulation and gas discharge along major fault systems throughout the WB seafloor (Canet et al., 2010). The objectives of this contribution are to quantify to which extent heat-flow measurements within the WB are affected by the thermal boundary layer created by variable BWT and hydrothermal fluid circulation.



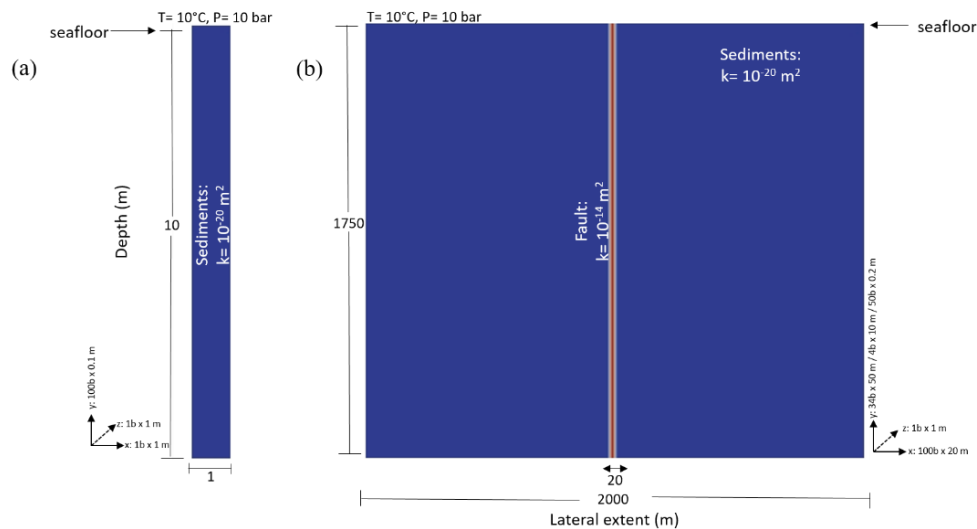
**Figure 1.** (a) Location map of the Gulf of California (GC) and some of the rift basins (modified from Contreras et al., 2012), (b) Typical temperature-depth (T-D) profile from the WB characterized by a slight curvature in the first upper 4 meters.

## MODEL SETTING

One-dimensional (1D) and two-dimensional (2D) numerical simulations of heat transport were carried out using the TOUGH2 software (Pruess et al., 1999) and the equation of state EOS1. The 1D model represents a 10 m deep sediment column of constant lithology; the horizontal width of the modeled column is 1 m. The domain was partitioned using equidistributed grid points with a vertical spacing of 10 cm. A low permeability of  $10^{-20} \text{ m}^2$  was assigned to the synthetic sediment column to simulate pure conductive heat transport. The 2D model, by contrast, explore the effect of advective fluid flow along a narrow permeable channel ( $k= 10^{-14} \text{ m}^2$ ) embedded in low permeability sediments ( $k= 10^{-20} \text{ m}^2$ ). The permeable channel is located in the center of the domain, dips  $90^\circ$  and has a width of 20 m. The modeled region is a rectangular domain with 2 km wide, and 1.75 km deep. The discretization of the 2D mesh is shown on Figure 2b.

For the 1D simulation, we impose time-dependent Dirichlet boundary conditions along the upper boundary to simulate annual variations in BWT typical of shallow basins. Following Neumann et al. (2017) we assume BWT variations are sinusoidal with an annual period due to seasonal heating and cooling. The long-term average temperature is  $10^\circ\text{C}$  with a variation of  $\pm 2^\circ\text{C}$  throughout the year.

We also assign to the upper boundary a fixed pressure of 1 MPa. This pressure corresponds to the pressure generated by a seawater column with a height of  $\sim 100$  m. This is the average depth at which most measurements were obtained. As initial conditions, we define hydrostatic pressure conditions and a conductive heat flow of  $150 \text{ mW m}^{-2}$  (using a ‘GENER’ term), which corresponds to the typical conductive heat flow observed by Neumann et al. (2017) for the WB. Lateral boundaries are closed to fluid and heat flow. For the 2D model, we simulate three different flow velocities along the permeable channel:  $8 \text{ cm yr}^{-1}$ ,  $80 \text{ cm yr}^{-1}$  and  $160 \text{ cm yr}^{-1}$ .

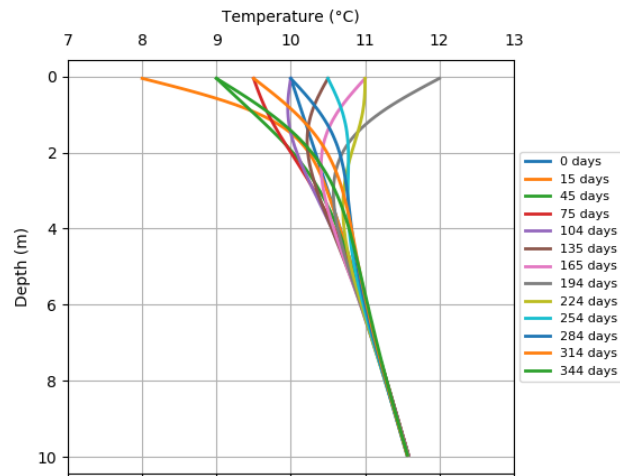


**Figure 2.** (a) 1D modeling mesh, representing a marine sediments column, (b) 2D modeling mesh. The red area corresponds to the permeable channel (‘fault’), while the blue one corresponds to the low-permeability sediments.

## RESULTS AND DISCUSSION

### Influence of Variations in Bottom water temperature for 1D Sediment Columns

An annual cyclic perturbation of  $\pm 2$  °C is able to propagate within the first 4 m of sediments below the seafloor (see results in Figure 3). This boundary layer is characterized by rapid changes in temperature both in space and time. This figure also shows that after 4 m the temperature profile follows a straight line. Thus, temperature measurements at depths in excess of 4 m yield reliable estimates of heat flow whereas those collected in the thermal boundary layer will either underestimate or overestimate heat flow, depending on the time of the year they are collected. We performed additional simulations (not shown) where the simulation time was increased (e.g. 10, 20 years). However, we do not observe significant differences with our base-case simulation because the BWT variation is cyclical and repeats identically over the years.



**Figure 3.** Temperature-depth profiles obtained through the 1D conductive simulation considering a  $\pm 2$  °C variation of the upper boundary. Simulation was run for a period of 1 year.

From this simulation, it becomes evident that a proper estimation of the background conductive heat flow requires correction for BWT's variations. The typical methodological approach adjusts a straight line to the data and extends it to the horizontal axis, discarding the perturbation (curvature) in the thermal gradient. This is, the conductive heat flow only considers the linear part of the T-D profile. This methodology is valid only if the heat flow probe has fully penetrated the sediments, or at least, 4 or 5 meters.

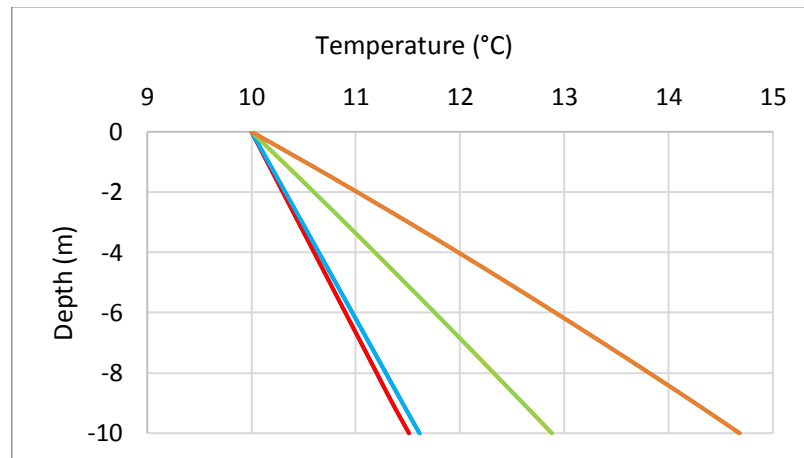
### Fluid advection

We injected a fluid at the base of our 2D models with an initial temperature of 350 °C and internal enthalpy of 1670.9 kJ kg<sup>-1</sup>. We explored different injection rates of  $5.88 \times 10^{-06}$  kg s<sup>-1</sup>,  $5.88 \times 10^{-05}$  kg s<sup>-1</sup> and  $1.18 \times 10^{-04}$  kg s<sup>-1</sup>, which corresponds to fluid velocities of 8 cm yr<sup>-1</sup>, 80 cm yr<sup>-1</sup> and 160 cm yr<sup>-1</sup>, respectively. Accordingly, we simulate advective heat flows of 491.24 mW m<sup>-2</sup>, 4,912.45 mW m<sup>-2</sup> and 9,858.31 mW m<sup>-2</sup> (fluid enthalpy time mass rate through a surface of 1 m<sup>2</sup>). The fluid flow velocity of 8 cm yr<sup>-1</sup> is based on the analytical solution of the 2D steady-state equations by Neumann et al. (2017). While the fluid temperature is arbitrary, its aim is to simulate the advection of a fluid significantly hotter than the background temperature. Additionally, a background conductive heat flow of 150 mW m<sup>-2</sup> is imposed



through the entire mesh. Simulations are ran until they reach steady-state conditions. For these simulations, the temperature of the upper boundary is fixed at 10°C (no oscillation of the BWT).

The corresponding T-D profiles within the fault domain are shown in Figure 4, together with the profile corresponding to a pure conductive heat transfer. These profiles are almost straight lines, although a slight curvature is observed at depth higher than 8 m. Without any knowledge of a possible advective heat input, such profiles would be mistakenly interpreted as indicative of fully conductive conditions. We entertained this possibility and proceeded to calculate the background conductive heat flow using Fourier's law (equation 1) for the uppermost 6.5 m of the profiles, the probe's length. For the simulation with a fluid velocity of 8 cm yr<sup>-1</sup>, a conductive heat flow of 157 mW m<sup>-2</sup> would be computed. Such estimate is similar to the 150 mW m<sup>-2</sup> assigned in our model. In this case, the sediments surrounding the channel are able to dissipate by conduction most of the advected heat. On the opposite, at higher fluid velocity, e.g. 80 cm yr<sup>-1</sup>, the conductive heat flow computed by Fourier's law is 283 mW m<sup>-2</sup>, which corresponds to an overestimation the basal conductive heat flow by 89%. At even higher fluid velocities, the overestimation becomes greater.



**Figure 4.** Temperature distribution within the upper central 10 m of the 2D mesh. The red line represents pure conductive heat transfer, while the blue, green and orange lines were obtained from the simulations with fluid velocities of 8 cm yr<sup>-1</sup>, 80 cm yr<sup>-1</sup> and 160 cm yr<sup>-1</sup>.

Our results thus indicate that conductive heat flow estimates in shallow basins undergoing active hydrothermal circulation are swamped by advective disturbances.

## CONCLUSION

We showed that the temperature of the upper 3-5 meters of sediments in shallow marine basins is significantly affected by variation of the bottom water temperature, even in the case of limited perturbation of  $\pm 2$  °C. Without any proper correction, measurements either under or overestimated the actual conductive background heat flow. A possible way to avoid data corrections is to design longer heat probes (e.g. 10 m long) that would allow to register the temperature of the sediments at depth non-affected by shallow temperature variations.

Heat flow measurements in basins with active hydrothermal circulation and gas discharge along major fault systems, must be analyzed carefully, since the conductive heat flow can be significantly overestimated.

## REFERENCES

Aragón-Arreola, M. and Martín-Barajas, A. Westward migration of extension in the northern Gulf of California, Mexico. *Geology*. 35 (6), 571-574, 2007.

Canet, C., Prol-Ledesma, R., Dando, P., Vázquez-Figueroa, V., Shumilin, E., Birosta, E., Sánchez, A., Robinson, C., Camprubí, A. & Tauler, E. Discovery of massive seafloor gas seepage along the Wagner fault, Northern Gulf of California. *Sedimentary Geology*. 228, pp. 292–303, 2010.

Contreras-Pérez, J., Ramírez-Zerpa, N., Negrete-Aranda, R., Modelos tectonoestratigráficos de las cuencas de Tiburón y Wagner en el norte del Golfo de California. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 29, pp. 140-157, 2012.

Harris, R., Fisher, A., Martinez, F. & Ruppel, C, The future of marine heat flow: defining scientific goals and experimental needs for the 21st century. *U.S. National Science Foundation*, pp 1-39, 2007.

Lizarralde, D., Axen, G. J., Brown, H. E., Fletcher, J. M., González-Fernández, A., Harding, A. J., ... & Umhoefer, P. J. Variation in styles of rifting in the Gulf of California. *Nature*, 448(7152), 466, 2007.

Neumann, F., Negrete-Aranda, R., Harris, R. & Contreras, J., Sclater, J. & González-Fernández, A., Systematic heat flow measurements across the Wagner Basin, Northern Gulf of California. *Earth and Planetary Science Letters*, 479, 1-14, 2017.

Pruess, K., C. Oldenburg, and G. Moridis, *TOUGH2 User's Guide, Version 2.0*, Report LBNL-43134, Lawrence Berkeley National Laboratory, Berkeley, Calif., 1999.