

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



---

**Maestría en Ciencias  
en Ciencias de la Tierra  
con orientación en Geología**

---

**Geometría y estructura de sistemas hidrotermales sub-  
superficiales en la cuenca Pescadero Sur, Golfo de California, a  
partir de batimetría de alta resolución y perfiles acústicos  
someros**

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

Presenta:

**Isabela Macias Iñiguez**

Ensenada, Baja California, México  
2022

Tesis defendida por

**Isabela Macias Iñiguez**

y aprobada por el siguiente Comité

---

Dra. Raquel Negrete Aranda  
Co-directora de tesis

---

Dr. Usama Ismael Yarbuh Lugo  
Co-director de tesis

Dr. Juan Contreras Pérez

Dr. Jesús Favela Vara



---

Dr. José Alejandro González Ortega  
Coordinador del posgrado en Ciencias de la Tierra

---

Dr. Pedro Negrete Regagnon  
Director de Estudios del Posgrado

*Isabela Macias Iñiguez © 2022*

*Queda prohibida la reproducción parcial o total de esta obra sin el permiso formal y explícito del autor y director de la tesis.*

Resumen de la tesis que presenta Isabela Macias Iñiguez como requisito parcial para la obtención del grado de Maestra en Ciencias en Ciencias de la Tierra con orientación en Geología.

**Geometría y estructura de sistemas hidrotermales sub-superficiales en la cuenca Pescadero Sur, Golfo de California, a partir de batimetría de alta resolución y perfiles acústicos someros**

Resumen aprobado por:

---

Dr. Raquel Negrete Aranda  
Co-directora de tesis

---

Dr. Usama Ismael Yarbuh Lugo  
Codirector de tesis

El Golfo de California (GC) es el resultado de un sistema de deformación transtensional, caracterizado por un arreglo de fallas normales y de rumbo que conectan una serie de cuencas sedimentarias de tipo *pull-apart*. Aquí, el adelgazamiento de la corteza continental por la apertura del golfo, la actividad volcánica reciente (i.e., corteza oceánica joven), el desarrollo de fallas y fracturas que se propagan a lo largo del golfo y la rápida sedimentación, proveen las condiciones ideales para el desarrollo de sistemas hidrotermales. Estos sistemas necesitan tres componentes principales para su formación: (i) una fuente de calor, (ii) un medio sedimentario permeable y (iii) fluidos sometidos a altas temperaturas por tiempo prolongado. Estos sistemas se forman en zonas de fallamiento activo, donde se producen anomalías de calor que están asociados con la formación de nueva corteza oceánica, emplazamiento de cuerpos ígneos hipoabisales (sills) y deformación plástica del fondo marino. Estos sistemas están caracterizados por la formación de chimeneas hidrotermales y por la proliferación de un ecosistema extremófilo bastante diverso. La cuenca Pescadero Sur (CPS) está ubicada en la porción sur del GC, la cual presenta una morfología sigmoidal con una marcada asimetría en forma de Z delimitada por las fallas transformes de Pescadero Norte y Sur. En esta región, las cuencas se caracterizan por grandes tirantes de agua, bajas tasas de sedimentación y un fondo marino fuertemente fracturado por estructuras subsidiarias. El adelgazamiento cortical en esta parte del golfo y el flujo de calor cercano a la superficie del fondo marino, han generado las condiciones ideales para la formación de los campos hidrotermales Auka' y Jaichmaat' los cuales hacen de esta parte del GC un lugar megadiverso. Con el propósito de caracterizar la geometría del sistema térmico de la CPS, se llevó a cabo un análisis estructural a partir de batimetría de alta resolución y se interpretaron perfiles acústicos someros de alta resolución que cubren un área de  $\sim 60 \text{ km}^2$ . Se escogieron aquellos perfiles levantados de manera paralela, en donde se observaron un conjunto características como una zona transparente (i.e., material sedimentario que contiene el fluido hidrotermal), cobertura sedimentaria, basamento cristalino y zonas de fallas y fracturas. Posteriormente se realizó un cálculo del volumen del acuífero a partir de un método simple conocido como triangulación Delaunay. Los resultados indican que el volumen total del fluido presente en el sistema es de  $228.6 \times 10^6 \text{ m}^3$ . Se ha encontrado que en regiones cercanas a las chimeneas hidrotermales el volumen es mayor, lo cual posiblemente esté relacionado con inyecciones magmáticas o fluidos que percolan a través de las fallas y fracturas interpretadas en

la región. Se infiere que existe un sistema de plomería compuesto por sills los cuales son emplazados a profundidades somera (~750 m). Aquí, el tiempo de residencia resultante del fluido en el sistema es de ~4600 años, lo cual se podría traducir en la una edad aproximada de los campos hidrotermales de la CPS.

Abstract of the thesis presented by Isabela Macias Iñiguez as a partial requirement to obtain the Master in Science degree in Earth Science with orientation in Geology.

**Geometry and structure of subsurface hydrothermal systems in the Pescadero Sur basin, Gulf of California, from high-resolution bathymetry and shallow acoustic profiles.**

Abstract approved by:

---

Dra. Raquel Negrete Aranda  
Thesis codirector

---

Dr. Usama Ismael Yarbuh Lugo  
Thesis codirector

The Gulf of California is the result of a transtensional deformation system, characterized by an array of normal and strike-slip faults that connect a series of pull-apart sedimentary basins. Here, the thinning of the continental crust by the opening of the gulf, recent volcanic activity (i.e., young oceanic crust), the development of faults and fractures that propagate along the gulf, and rapid sedimentation provide ideal conditions for the development of hydrothermal systems. These systems need three main components for their formation: a heat source, permeability, and fluid, they form in active fault zones, where heat anomalies occur that are associated with the formation of new oceanic crust, emplacement of hypabyssal igneous bodies (sills), and plastic deformation of the seafloor. These systems are characterized by the formation of hydrothermal vents and the proliferation of a diverse extremophile ecosystem. The Pescadero Sur basin (CPS) is located in the southern portion of the CG, which presents a sigmoidal morphology with a marked Z-shaped asymmetry delimited by the Pescadero Norte and Sur transform faults. In this region, the basins are characterized by large water draws low sedimentation rates, and a seafloor strongly fractured by subsidiary structures. Cortical thinning in this part of the gulf and heat flow near the seafloor surface has created ideal conditions for the formation of the Auka' and Jaichmaat' hydrothermal fields, which make this part of the GC a megadiverse place. To characterize the geometry of the thermal system of the SCP, a structural analysis was carried out from high-resolution bathymetry and high resolution shallow acoustic profiles covering an area of ~60 km<sup>2</sup> were interpreted. Parallel profiles were chosen, where a set of transparent zones (i.e., sedimentary material containing the hydrothermal fluid), sedimentary cover, crystalline basement, and fault and fracture zones were observed. Subsequently, an aquifer volume calculation was performed by the Delaunay triangulation method. The results indicate that the total volume of the fluid present in the system is  $228.6 \times 10^6 \text{ m}^3$ . It has been found that in regions close to the hydrothermal vents the volume is greater, which is possibly related to magmatic injections or fluids percolating through the faults and fractures interpreted in the region. It is inferred that there is a plumbing system composed of sills that are emplaced at shallow depths. Here, the resulting residence time of the fluid in the system is ~4600 years.

**Keywords: California Gulf, Hydrothermal Systems, Hydrothermal vents.**

## Dedicatoria

A mis papás  
A mi hermana

## Agradecimientos

Al Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada por darme la oportunidad de realizar mi posgrado. En especial al departamento de Ciencias de la Tierra por brindarme las herramientas y apoyo para realizar mi proyecto de investigación.

Al financiamiento de CONACyT por brindarme el apoyo económico para realizar el posgrado lejos de casa. No. Becario 19284524

A mis asesores la Dra. Raquel Negrete y el Dr. Ismael Yarbuh, por guiarme, motivarme y apoyarme durante todo este proceso. Así como mi comité, el Dr. Juan Contreras y el Dr. Jesús Favela por la disposición, ayuda y todas las invaluable enseñanzas.

Al laboratorio de flujo de calor por la bienvenida, amistad y enseñanzas.

Al Dr. Antonio González, así como al laboratorio del Dr. Mario González y los técnicos Cristian Gallegos y Sergio Arregui por su disposición y apoyo en cada bache del procesado sísmico.

A todo el personal de administración de CICESE, a los investigadores y secretarias, sin su ayuda este trabajo de investigación no habría sido posible.

A las instituciones Mbari y Schmidt Ocean por la apertura y disposición de los datos acústicos, así como la invitación a la expedición oceanográfica en el Golfo de California.

A todos mis compañeros de Ciencias de la Tierra por ser un gran pilar en mi formación durante la maestría. En especial a mi gran amigo Gabo por escucharme y apoyarme. Gracias por dos años increíbles.

A mis papás y hermana por su amor, confianza y apoyo. A mis amigos de Ensenada y Guadalajara por el acompañamiento realizando mi posgrado. En especial a Héctor, mi persona favorita en el mundo por la confianza y motivación.

A todos los llevo en mi corazón, gracias por ser parte de mi formación personal y académica.

## Tabla de contenido

	Página
Resumen en español .....	ii
Resumen en inglés .....	iv
Dedicatoria .....	v
Agradecimientos .....	vi
Lista de figuras .....	ix
<b>Capítulo 1. Introducción</b>	
1.1. Sistemas hidrotermales .....	1
1.2. Estado térmico de la corteza.....	2
1.3. Flujo de calor en el Golfo de California .....	3
1.4. Área de estudio .....	4
1.5. Planteamiento del problema .....	5
1.6. Importancia y justificación .....	6
1.7. Hipótesis.....	7
1.8. Objetivos .....	8
1.8.1. Objetivo general .....	8
1.8.2. Objetivos específicos.....	8
<b>Capítulo 2. Marco geológico</b>	
2.1. Evolución tectónica del Golfo de California .....	9
2.2. Geometría y estructura del Complejo de Cuencas Pescadero.....	12
<b>Capítulo 3. Métodos</b>	
3.1. Revisión bibliográfica .....	16
3.2. Selección de datos acústicos.....	16
3.3. Procesado de datos.....	17
3.4. Interpretación acústica .....	17
3.5. Condiciones de frontera y cálculo de volumen.....	18
3.5.1. Superficie superior e inferior .....	20
3.5.2. Algoritmo cálculo de volumen .....	21

**Capítulo 4. Resultados**

4.1. Interpretación sísmica y volumen de acuífero.....	23
4.1.2 Volumen total del acuífero .....	27

**Capítulo 5. Discusiones**

5.1. Zonas transparentes en perfiles acústicos someros .....	30
5.2. Circulación hidrotermal y el tiempo de residencia .....	32
5.3. Estimación de la edad del campo Auka .....	35

**Capítulo 6. Conclusiones**

<b>Literatura citada</b> .....	39
<b>Anexos</b> .....	49

## Lista de figuras

Figura	Página
1. Esquema simplificado que muestra un sistema hidrotermal. Tomado de <a href="#">Humphris and Klein (2018)</a> .....	2
2. Mapa regional que muestra la estructura del complejo de cuencas de la región de Pescadero, el cual forma parte del sistema de cuencas <i>pull-apart</i> del Golfo de California, caracterizado por una serie de depresiones delimitadas por fallas transformes con desplazamiento lateral derecho. En la figura se observa la arquitectura de las principales fallas y zonas de fractura de la cuenca Pescadero y zonas adyacentes (Modificado de <a href="#">Fletcher et al., 2007</a> , <a href="#">Duque-Trujillo et al., 2015</a> , <a href="#">Macias-Iñiguez et al., 2019</a> ; <a href="#">Ramírez-Zerpa et al., 2021</a> ). El cuadro de color negro muestra la ubicación de la cuenca Pescadero sur (ver <a href="#">Figura 4</a> ). La Cuenca Pescadero está delimitada por una serie de fallas oblicuas regionales como son la falla transforme Atl al noreste, y las fallas transformes Pescadero y Pescadero sur hacia el suroeste. Este último sistema de fallas se propaga hacia el noroeste a través de la zona de fractura Santa Cruz (fz). El modelo de elevación digital fue creado utilizando GeoMapApp ( <a href="http://www.GeoMapApp.org">http://www.GeoMapApp.org</a> ). SPB-Cuenca Pescadero Sur, CPB-Cuenca Pescadero Centro; NPB-Cuenca Pescadero Norte, FT-Cuenca Foca, CES-Sistema Extensional Cerralvo, WBC-Cuenca Occidental de Cerralvo, CB-Banco de Cerralvo, ECB-Cuenca Oriental Cerralvo .....	5
3. Vehículo submarino autónomo (AUV) de MBARI en superficie. Imagen tomada de <a href="http://www.mbari.com">www.mbari.com</a> .....	6
4. Ejemplo de un perfil acústico somero (sub-bottom profile) .....	8
5. Modelo de la evolución tectónica del Golfo de California (A) Visto en perfil. Tomado y modificado de <a href="#">Negrete-Aranda et al., 2013</a> . (B) Vista aérea. Tomado y modificado de <a href="#">Fletcher et al., 2007</a> .....	11
6. La cuenca Pescadero presenta una morfología romboidal delimitada por fallas con desplazamiento oblicuo-divergente. Esta se puede subdividir en 3 sub-cuencas (porción sur, centro y norte; ver <a href="#">Figura 1</a> ). En estas regiones la corteza continental adelgazada, el emplazamiento de cuerpos hipoabisales, y el flujo de calor cercano a la superficie genera las condiciones propicias para la formación de sistemas hidrotermales que forman estructuras columnares (chimeneas) hacia el fondo marino ( <a href="#">Alvarenga et al., 2016</a> ; <a href="#">Schmiedel et al., 2017</a> ; <a href="#">Paduan et al., 2018</a> ; <a href="#">Negrete-Aranda et al., 2019</a> ). (A) Mapa estructural de la porción sur de la cuenca Pescadero (Modificado de <a href="#">Fletcher et al., 2007</a> , <a href="#">Duque-Trujillo et al., 2015</a> , <a href="#">Ramírez-Zerpa et al., 2021</a> ). El área de estudio (polígono de color negro) está ubicada en una porción de la cuenca Pescadero Sur (CPS), delimitada por la falla transforme Pescadero y Alarcón ( <a href="#">Negrete-Aranda et al., 2021</a> ). Las chimeneas hidrotermales pueden ser interpretadas en el mapa como un conjunto de pequeños cúmulos de material que afloran en el fondo marino. La línea de color verde (ver <a href="#">fig. 7</a> ) corresponde con un perfil acústico interpretado. El modelo de elevación digital en (A) fue creado utilizando GeoMapApp ( <a href="http://www.GeoMapApp.org">http://www.GeoMapApp.org</a> ) .....	13

7.	Cobertura de los datos levantados por el AUV en la Cuenca Pescadero Sur. (A) Datos tomados los días 5 y 6 de marzo de 2015. (B) Datos tomados los días 4,5,6 y 7 de 2018. Los mapas fueron realizados en un sistema de información geográfica QGIS. ( <a href="http://www.qgis.com">www.qgis.com</a> ). La batimetría corresponde a los datos tomados por el AUV .....	15
8.	(A) Perfil acústico en la etapa de pre-apilamiento. (B) Perfil acústico en la etapa de post-apilamiento .....	17
9.	Ejemplo de un perfil acústico somero (sub-bottom profile) interpretado en (B), la cual se encuentra ubicada de manera paralela a la zona de estudio. Observe en el perfil (B) el área de color amarillo se interpreta como un paquete sedimentario que contiene fluidos geotérmicos. Observe también el fallamiento normal asociado a dicho sistema hidrotermal .....	18
10.	En esta figura se muestra un mosaico de perfiles acústicos someros visualizado con un programa de uso libre llamado Opendtect. Las líneas de color rojo son horizontes que representan el límite superior ( $U_s$ ) de las zonas transparentes ( $U_{s1}$ , $U_{s2}$ , $U_{s3}$ , ..., $U_{sn}$ ), mientras que las líneas color amarillo representan el límite inferior ( $L_s$ ) de dicha región hidrotermal ( $L_{s1}$ , $L_{s2}$ , $L_{s3}$ , ..., $L_{sn}$ ).....	19
11.	Modelo conceptual de la estimación del volumen de un medio poroso a partir de dos superficies. $U_s$ = Horizonte superior, $L_s$ = Horizonte inferior, $Z$ = profundidad, $V_1$ =volumen $U_s$ , $V_2$ =volumen $L_s$ $V_f$ = Volumen final.....	20
12.	(A) Interpretación sísmica de uno de los perfiles de la sección 1 y estimación de volumen en una sección sísmica del día 05-03-2015 .....	24
12.	(B) Interpretación sísmica de uno de los perfiles de la sección 2 y estimación de volumen en una sección sísmica del día 06-05-2015 .....	24
12.	(C) Interpretación sísmica de uno de los perfiles de la sección 3 y estimación de volumen en una sección sísmica del día 04-11-2018.....	25
12.	(D) Interpretación sísmica de uno de los perfiles de la sección 4 y estimación de volumen en una sección sísmica del día 05-11-2018 (1).....	25
12.	(E) Interpretación sísmica de uno de los perfiles de la sección 5 y estimación de volumen en una sección sísmica del día 05-11-2018 (2).....	26
12.	(F) Interpretación sísmica de uno de los perfiles de la sección 6 y estimación de volumen en una sección sísmica del día 07-11-2018.....	26
12.	(G) Interpretación sísmica de uno de los perfiles de la sección 7 y estimación de volumen en una sección sísmica del día 07-11-2018 (2).....	27
13.	Cambio de la porosidad en función de la porosidad en regiones de aguas profundas y aguas someras. Tomado de Nafe et al. (1957).....	28
14.	Acuífero ubicado en una región porosa .....	29
15.	Pliegues forzados ubicados en una superficie del fondo marino.....	32

16. Modelo del tiempo de residencia de un fluido en un sistema hidrotermal ..... 34

## Capítulo 1. Introducción

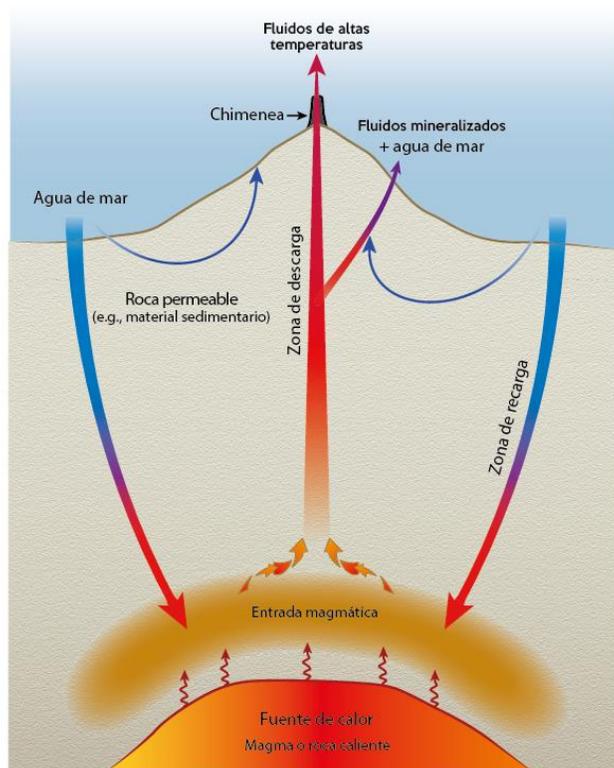
---

### 1.1. Sistemas hidrotermales

Los sistemas hidrotermales (Figura 1) se forman en regiones tectónicamente activas y ocurren en ambientes continentales, transicionales y marinos. Pueden ser clasificados en someros (<200m) y profundos (>200m). Su formación requiere de tres componentes principales: fluidos, una fuente de calor y permeabilidad (Soto and Romero, 2013; German and Seyfried, 2014; Francesco et al., 2019). En sistemas extensionales de aguas profundas, los fluidos (agua de mar) percolan a través de fallas y fracturas que se propagan a través de la corteza oceánica quebradiza (e.g., peridotita y basalto) y roca permeable (e.g., material sedimentario), e interactúan con una fuente de calor subyacente somera (i.e., emplazamiento magmático).

La variación en la temperatura y la densidad de los fluidos conducen a una circulación hidrotermal dentro de la corteza (De Ronde and Stucker; 2015; Humphris and Klein, 2018). Durante su trayecto, los fluidos se separan en fases debido a la ebullición, lo que modifica la composición original del agua. El producto de este proceso es la formación de un fluido hidrotermal mineralizado con temperaturas de hasta ~400 °C empobrecido en elementos como Mg y SO<sub>4</sub> y enriquecido en Ca, K, SiO<sub>2</sub>, Co<sub>2</sub>, H<sub>2</sub>S y metales como Cu, Zn y Pb (e.g., German and Von Damm, 2003; Hannington et al., 2005, De Ronde and Stucker; 2015).

Eventualmente estos fluidos flotan y brotan hacia el fondo marino en forma de fumarolas negras a través de una chimenea hidrotermal, la cuál es una estructura tubular formada por la ruptura, el transporte y la erupción de fluidos a altas temperaturas y/o en sedimentos volcanoclásticos (Tarbuck and Lutgens, 2005; Alvarenga et al., 2016; Schmiedel et al., 2017). El venteo en las chimeneas de alta temperatura en el fondo del mar da lugar a la formación de plumas hidrotermales que pueden ascender cientos de metros en la columna de agua y mezclarse con el agua de mar (Craig and Lupton 1981; Joseph, 2017; Humphris and Klein, 2018).



**Figura 1.** Esquema simplificado que muestra un sistema hidrotermal. Tomado de [Humphris and Klein \(2018\)](#).

## 1.2. Estado térmico de la corteza

En ambientes de aguas profundas, la fuente de calor que produce la circulación hidrotermal está asociada con centros de dispersión, emplazamiento de cuerpos hipoabisales y deformación plástica subsuperficial (e.g., [cuenca Guaymas](#); [Stein et al., 1995](#); [Neumann et al., 2017](#); [Schmiedel et al., 2017](#); [Paduan et al., 2018](#); [Barry et al., 2020](#)). Estos sistemas hidrotermales regulan el flujo de calor en la litósfera, el manto terrestre y la biogeografía de organismos endémicos de estos ambientes ([Baker et al., 1995c](#); [van Dover, 2002](#) [Joseph, 2017](#)). Además, estas manifestaciones de calor juegan un papel primordial en el enfriamiento del planeta y su evolución dinámica ([Lowell et al., 1995](#); [Negrete-Aranda et al., 2021](#)). Del flujo de calor total procedente del interior de la Tierra,  $\sim 32$  TW (terawatt) ( $\sim 43$  TW;  $1 \text{ TW} = 10^{12} \text{ W}$ ) están asociados al enfriamiento a través de la corteza, y de ellos se estima que un 34% se produce en forma de circulación hidrotermal en la corteza oceánica con edades menores a los 65 Ma ([Stein and Stein, 1994](#); [German and Seyfried, 2014](#)). Mediciones globales de flujo de calor en la litósfera han reportado valores promedio de  $60 \text{ mW/m}^2$  hasta  $100 \text{ mW/m}^2$ , donde  $1 \text{ mW} = 10^{-3} \text{ W}$  (e.g., [Revelle and Maxwell, 1952](#);

Davies, 2013; Hasterok, 2013). Para regiones donde la corteza es más joven (<65 Ma) se han reportado valores de flujo de calor más altos que van desde los 100 mW/m<sup>2</sup> hasta anomalías de 4900 mW/m<sup>2</sup>, los cuales son una manifestación de la circulación hidrotermal y del ascenso magmático (Hasterok, 2013; Lister, 1980; Davies, 2013).

### 1.3. Flujo de calor en el Golfo de California

El Golfo de California (GC) es una cuenca joven y activa de edad Oligoceno-Mioceno (e.g., Contreras-Pérez et al., 2012; Ferrari et al., 2013; Duque-Trujillo et al., 2015). Se caracteriza por una deformación transtensional en donde se han desarrollado una serie de cuencas con geometrías de tipo *pull-apart* conectadas por fallas transformes que transfieren desplazamiento lateral derecho, asociados con la formación de centros de dispersión y acreción de nuevo piso oceánico. El adelgazamiento de la corteza continental por la apertura del golfo, la actividad volcánica reciente (i.e., corteza oceánica joven), el desarrollo de fallas y fracturas que se propagan a lo largo del golfo y la rápida sedimentación, proveen las condiciones ideales para el desarrollo de sistemas hidrotermales (e.g., Neumann et al., 2017; Paduan et al., 2018; Negrete-Aranda et al., 2019, 2021). En ambientes continentales, las manifestaciones de flujo de calor en el GC actúan como un recurso geotérmico con interés económico y comercial (e.g., campo geotérmico de Cerro Prieto, provincia volcánica de Puertecitos, los campos volcánicos monogenéticos de San Quintín, y el complejo volcánico Tres Vírgenes; Barry et al., 2020).

En ambientes de aguas profundas del GC, los fluidos hidrotermales y las fumarolas compuestas principalmente de sulfuro de hidrógeno (H<sub>2</sub>S), metano (CH<sub>4</sub>) y dihidrógeno (H<sub>2</sub>) pueden alcanzar temperaturas de hasta 290-349° C, en donde se ha originado un ecosistema biodiverso (e.g., cnidarios, anélidos, moluscos, crustáceos y vertebrados) producto de los residuos biogénicos de las fumarolas y fluidos (Goffredi et al., 2017; Paduan et al., 2018). Algunos ejemplos de estos campos hidrotermales se pueden observar en la cuenca Pescadero sur (CPS) (e.g., campos hidrotermales activos Auka y JaichMaa 'ja'ag (Negrete-Aranda et al., 2019) y en la cuenca Alarcón (e.g., Ja Sít, Pericú, y Meyibó (Paduan et al., 2018). Mediciones sistemáticas de flujo de calor al norte del GC, en la cuenca Wagner, han reportado valores de flujo de calor de 83 mW/m<sup>2</sup> hasta los 1500 mW/m<sup>2</sup> (Neumann et al., 2017).

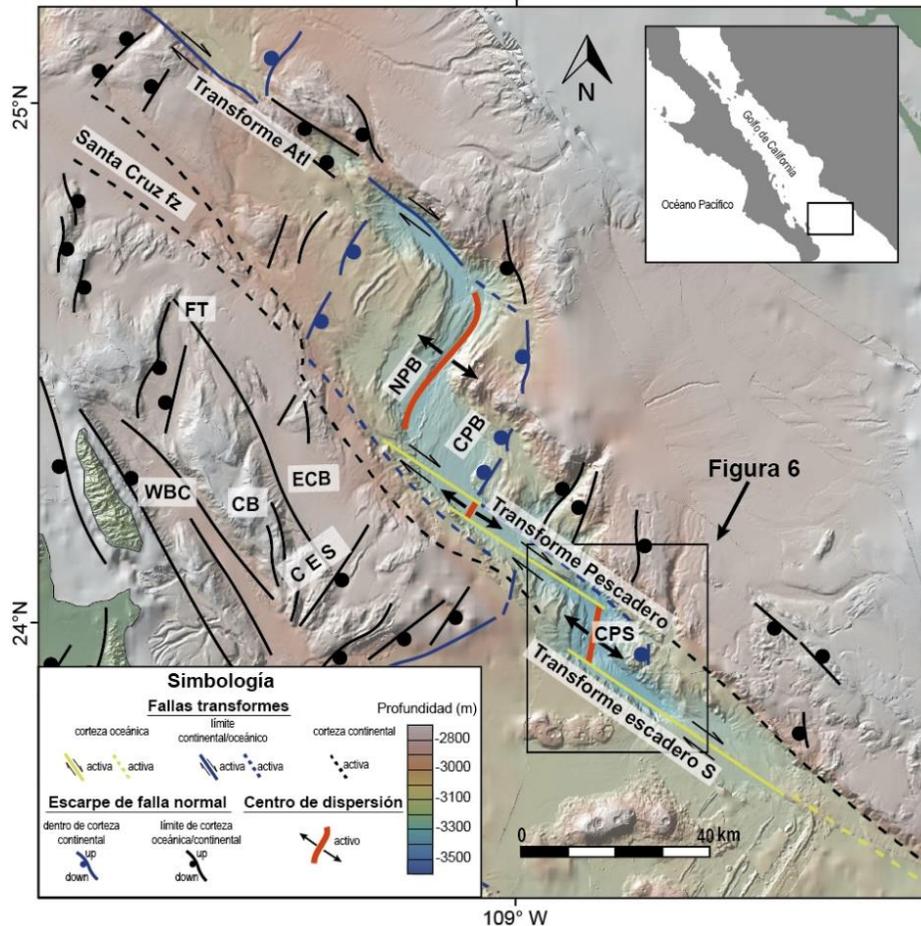
Por otro lado, en la CPS se han reportado valores más bajos desde 2.0 a 124 W/m<sup>2</sup> (Negrete-Aranda et al., 2019). Desde que los sistemas hidrotermales del fondo marino fueron descubiertos, determinar la magnitud de su flujo hacia el océano y, por tanto, su importancia en el control de la química, biología, geología y física oceánica ha sido un área que numerosos autores han evaluado a lo largo del tiempo (Elderfield and Schultz, 1996; Schultz and Elderfield, 1997; Baker, 2017; Neumann et al., 2017; German et al., 2016; Paduan et al., 2018; Negrete-Aranda et al., 2019).

La presencia de los campos hidrotermales en la CPS representa una gran oportunidad para cuantificar los fluidos que albergan los cuerpos sedimentarios que rellenan la cuenca, y para entender circulación hidrotermal la cual controla el estado térmico de la corteza en esta parte del golfo.

#### 1.4. Área de estudio

La CPS se encuentra ubicada en la porción sur del GC y forma parte de un sistema de cuencas de tipo “*pull-apart*”, con geometría fuertemente asimétrica, en forma de Z, controlada por una serie de fallas transformes sub-paralelas (i.e., falla transforme Atl Pescadero sur y Pescadero Norte; Gürbüz, 2010; Valdéz, 2017; Figura 2).

En esta región del GC las cuencas se caracterizan por grandes tirantes de agua, son estrechas, alargadas y con bajas tasas de sedimentación (espesores sedimentarios de hasta 1 km; Lonsdale, 1989; Fenby and Gastil, 1991; Ramírez-Zerpa et al., 2021).



**Figura 2.** Mapa regional que muestra la estructura del complejo de cuencas de la región de Pescadero, el cual forma parte del sistema de cuencas *pull-apart* del Golfo de California, caracterizado por una serie de depresiones delimitadas por fallas transformes con desplazamiento lateral derecho. En la figura se observa la arquitectura de las principales fallas y zonas de fractura de la cuenca Pescadero y zonas adyacentes (Modificado de Fletcher et al., 2007, Duque-Trujillo et al., 2015, Macías-Iñiguez et al., 2019; Ramírez-Zerpa et al., 2021). El cuadro de color negro muestra la ubicación de la cuenca Pescadero sur (ver Figura 4). La Cuenca Pescadero está delimitada por una serie de fallas oblicuas regionales como son la falla transforme Atl al noreste, y las fallas transformes Pescadero y Pescadero sur hacia el suroeste. Este último sistema de fallas se propaga hacia el noroeste a través de la zona de fractura Santa Cruz (fz). El modelo de elevación digital fue creado utilizando GeoMapApp (<http://www.GeoMapApp.org>). CPS-Cuenca Pescadero Sur, CPB-Cuenca Pescadero Centro; NPB-Cuenca Pescadero Norte, FT-Cuenca Foca, CES-Sistema Extensional Cerralvo, WBC-Cuenca Occidental de Cerralvo, CB-Banco de Cerralvo, ECB-Cuenca Oriental Cerralvo.

## 1.5. Planteamiento del problema

Este trabajo tiene como objetivo caracterizar la geometría y estructura de los sistemas térmicos someros en la porción sur de la cuenca Pescadero, a partir de cartografía superficial de alta resolución y

perfiles acústicos someros de muy alta resolución. Las recientes expediciones oceanográficas representan una gran oportunidad para poder caracterizar el estado térmico del GC y su evolución, además de complementar investigaciones anteriores. La expedición oceanográfica realizada en 2015 por MBARI a bordo del R/V *Rachel Carson* tuvo, entre otros objetivos, generar la cartografía a detalle de la cuenca Pescadero a partir de Batimetría de alta resolución de 1-m tomados a 40-m del fondo marino. Esta batimetría fue colectada utilizando un vehículo submarino autónomo (AUV; [Figura 3](#)) equipado con un sonar multihaz de 200 kHz y un sonar de barrido lateral de 100 kHz y 410 kHz. El levantamiento de datos acústicos del sub-suelo (*Sub-Bottom Profiles*) fue llevada a cabo a partir de un perfilador del subsuelo de 2-16 kHz integrado al AUV. La expedición oceanográfica FK18103 realizada por Schmidt Ocean Institute (SOI) durante el 2018 tuvo, entre otros objetivos, completar la cartografía de la porción sur de la Cuenca Pescadero, utilizando un AUV. La densidad de datos es de ~320 km lineales en un área que cubre ~60 km<sup>2</sup>. La resolución horizontal de los datos del perfilador es de 1 m y la resolución vertical es de 0.1 m, con una penetración de hasta 50 m ([Carees et al., 2008](#)).



**Figura 3.** Vehículo submarino autónomo (AUV) de MBARI en superficie. Imagen tomada de [www.mbari.com](http://www.mbari.com)

## 1.6. Importancia y justificación

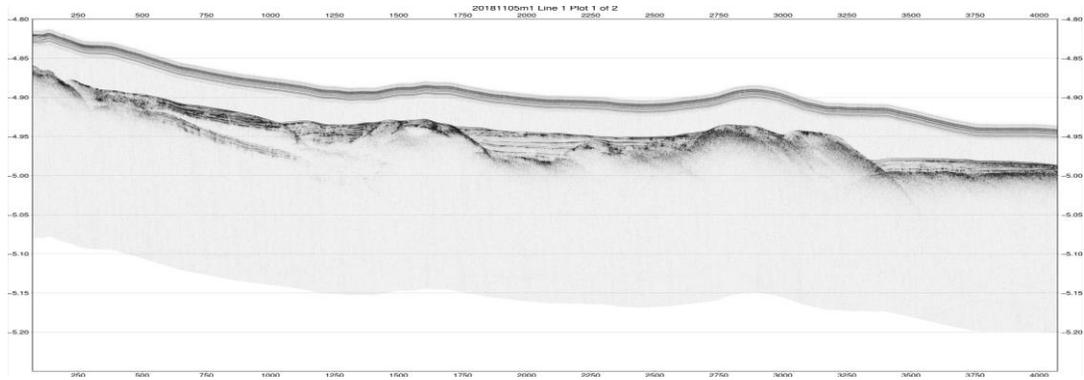
La valoración del estado térmico del GC es un problema de importancia estratégica para México ya que es una región que presenta anomalías geotérmicas producto de los recursos hidrotermales ([Grijalva, 1986](#); [Neumann et al., 2017](#); [Prol-Ledesma et al., 2018](#); [Negrete-Aranda et al., 2021](#)). Los recientes

descubrimientos de nuevos campos hidrotermales en la porción sur de la cuenca Pescadero ([Paduan et al., 2018](#)) representan una excelente oportunidad para investigar cómo se forman estas ventilas hidrotermales y cómo impactan la evolución de esta cuenca, misma que hasta el momento, ha sido pobremente estudiada. Hasta hoy, la cobertura de datos sísmicos en la cuenca Pescadero se concentra en la porción Norte.

## 1.7. Hipótesis

La geometría y estructura de sistemas térmicos someros de la porción sur de la cuenca Pescadero, GC, pueden ser inferidos a partir de observaciones de primer orden en datos acústicos ([Figura 4](#)). Se espera constreñir el área de aquellas zonas de blanqueamiento de cada perfil acústico interpretados como aquellos paquetes sedimentarios con contenido de fluidos calientes en sus poros. Estas zonas transparentes en los datos acústicos se pueden deber a la baja reflectancia de las ondas de sonido al propagarse a través de medios porosos con contenido de fluidos. Se espera que las zonas de fallas y fracturas actúen como conductos de fluidos hidrotermales ([Negrete-Aranda et al., 2021](#)).

Los resultados de la interpretación sísmica permitirán determinar si esta hipótesis es correcta, y además permitirá inferir en aquellos procesos magmáticos (intrusiones hipoabisales) que puedan ser responsables de la maduración de rocas fuente, la deformación de sedimentos someros provocados por el emplazamiento de sills y la formación sistemas hidrotermales. La batimetría de alta resolución será contrastada con los perfiles acústicos con el fin de constreñir estructuras geológicas asociadas con los campos hidrotermales en la CPS. Con toda esta información se espera poder inferir el origen y evolución de los campos hidrotermales de esta parte del golfo, así como también estimar sus volúmenes en metros cúbicos.



**Figura 4.** Ejemplo de un perfil acústico somero (sub-bottom profile).

## 1.8. Objetivos

### 1.8.1. Objetivo general

Caracterizar la geometría y estructura de los sistemas hidrotermales sub-superficiales en la porción sur de la cuenca Pescadero, a partir de cartografía superficial de alta resolución y perfiles acústicos someros de muy alta resolución (*Sub-Bottom Profiles*).

### 1.8.2. Objetivos específicos

- Caracterizar el estado térmico de la cuenca Pescadero.
- Interpretar la geometría de los sistemas hidrotermales.
- Realizar un análisis estructural de las fallas que controlan el flujo de fluidos
- Estimar el volumen del sistema hidrotermal y su potencial geotérmico.

## Capítulo 2. Marco geológico

---

### 2.1. Evolución tectónica del Golfo de California

Tradicionalmente ha existido controversia en cuanto al origen y evolución tectónica del GC. Distintos autores han establecido diferentes modelos que explican cómo se formó el GC. Para este trabajo se utilizó la revisión bibliográfica propuesta por [Mammerickx and Klitgord \(1982\)](#); [Fletcher et al. \(2007\)](#); [Wang et al. \(2009\)](#); [Ligi et al. \(2011\)](#); [Umhoefer et al. \(2011\)](#); [Contreras-Pérez et al., 2012](#); [Miller and Lizarralde \(2013\)](#); [Martin-Barajas et al. \(2013\)](#); [Ferrari et al. \(2013\)](#); [Duque-Trujillo et al. \(2015\)](#); [Balestrieri et al. \(2017\)](#); [Jain et al. \(2019\)](#); [Macias-Iñiguez et al. \(2019\)](#); [Ramírez-Zerpa et al. \(2021\)](#); entre otros autores. La historia que se muestra a continuación destaca lo relevante de cada evento ocurrido desde el Cenozoico hasta el Reciente.

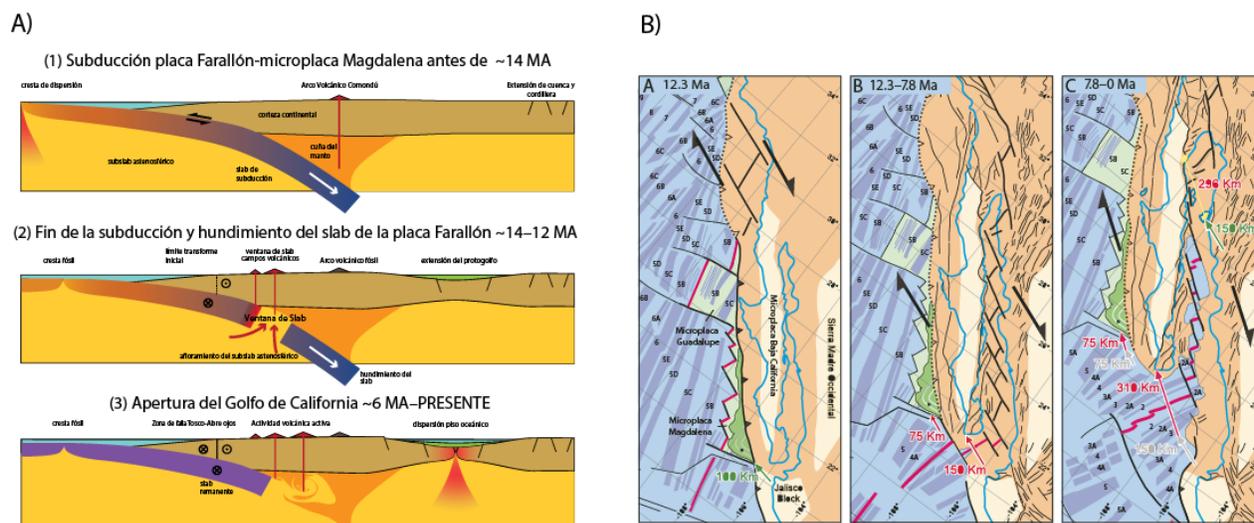
El margen continental del noroeste de México es un ejemplo de un sistema transicional entre un límite de placas convergente que evolucionó a uno divergente para formar el sistema de rift del GC a partir la transición entre el Paleógeno y el Neógeno. El inicio de la evolución del GC ocurrió con la subducción de la placa oceánica Farallón bajo la placa Norteamérica. Este evento también originó el movimiento divergente entre la placa del Pacífico y la placa Farallón el cual se acercó a la trinchera activa de Baja California hacia el este (e.g., [Ferrari et al., 2017](#)). La reorganización de placas ocurrió por la intersección de la dorsal oceánica Pacífico-Farallón con la zona de subducción que limita con Norteamérica, al sur de la zona de fractura de Mendocino ([Atwater, 1970](#); [Mammerickx and Klitgord, 1982](#); [Lonsdale, 1989](#)). Durante el Eoceno, mientras la placa Farallón se subducía por debajo de Norteamérica, una parte de la Elevación del Pacífico Este se acercaba a la trinchera paleo-activa (e.g., [Atwater, 1970](#)). Fue hasta el Oligoceno donde la Elevación del Pacífico Este entró en contacto directo con la paleo-trinchera y la placa Norteamérica ([Atwater, 1970](#); [Stock and Hodges, 1989](#); [Bunge and Grand, 2000](#); [Wright et al., 2016](#)). A medida que el centro de dispersión Pacífico-Farallón se acercaba a Norteamérica ([Wright et al., 2016](#)), la ruptura de la placa Farallón dio como resultado la formación el punto triple Mendocino al norte (Pacífico-Norteamérica-Juan de Fuca) y al sur el punto triple Rivera (Pacífico-Norteamérica-Rivera), los cuales definieron los límites de la actual Provincia Extensional del Golfo (e.g., [Fletcher et al., 2003](#); [Seiler et al., 2010](#)).

La aproximación del margen divergente de la Placa Farallón, delimitado por la elevación del Pacífico Oriental frente a Baja California marca el fin de la subducción durante el Neógeno y el inicio de la cizalla extensional y dextral a lo largo del límite de la placa de Magdalena, la cual fue derivada de Farallón (i.e., zona de falla Tosco-Abreojos-Santa Margarita-San Lázaro; [Atwater and Stock, 1998](#); [Fletcher et al., 2007](#)). Durante el Mioceno temprano, la placa Farallón se fragmentó por completo en una serie de microplacas (Guadalupe y Magdalena) las cuales, en conjunto con la microplaca de Baja California, se acoplaron a la placa del Pacífico y comenzaron a moverse hacia el noroeste, lo que forma un sistema oblicuo de rift del GC que se conoce hoy en día ([Nicholson et al., 1994](#); [Bohannon and Parson, 1995](#)). Además, durante el Mioceno Medio, la microplaca Magdalena giró en sentido horario, el centro de dispersión del Pacífico cesó, la placa del Pacífico capturó la actual península de Baja California y la trinchera subducida de Farallón retrocedió (i.e., roll-back; [Ferrari et al., 2017](#)), lo que dio lugar a un rifting continental oblicuo que afectó a la región del actual bloque Sonora-Sinaloa-Nayarit ([Ferrari et al., 2017](#); [Ferrari et al., 2018](#)). La parte más densa y profunda de la trinchera se rompió al final de la subducción de Farallón, mientras que la más ligera se acopló a Baja California para unirse a la placa del Pacífico. Esta nueva configuración de placas se desplazó hacia el noroeste y arrastró a Baja California, provocando la ruptura continental y el sistema de rift actual. La ruptura de la trinchera subducida de Magdalena y el ascenso de la astenósfera establecieron la fase del protogolfo en  $\sim 12,5$  Ma ([Figura 5](#); [Fletcher et al., 2007](#); [Negrete-Aranda et al., 2013](#)).

[Fletcher et al. \(2007\)](#) sugirieron una tectónica transtensional a partir de  $\sim 12,3$  Ma en el actual Bloque los Cabos fuera y dentro del GC. Por lo tanto, el cizallamiento transtensional migró desde la placa Magdalena a lo largo del margen continental hacia el actual GC (e.g., [Stock and Hodges, 1989](#); [Fletcher et al., 2007](#); [Umhoefer et al., 2020](#)). De esta manera, se estableció un régimen de rifting oblicuo dirigido hacia el noroeste a lo largo del límite de la placa Pacífico-Norteamérica para formar un sistema de rift angosto ([Umhoefer et al., 2020](#)). El adelgazamiento de la corteza es el resultado de un sistema de despegue regional con dirección hacia el este que, y se extiende a lo largo de los márgenes continentales de Baja California y Sinaloa, lo cual conduce a la aceleración del cizallamiento transtensional ([Ferrari et al., 2018](#)). El bloque de techo del sistema de despegue regional está compuesto por una serie de bloques rotados hacia el este a través de la plataforma continental occidental de Baja California (e.g., Sistema Extensional Cerralvo, [Macias-Iñiguez et al., 2019](#)), lo que promueve una deformación frágil/dúctil hacia el actual GC ([Wernicke, 1981](#); [McKenzie, 1986](#)).

La tectónica de cizalla simple y la extensión de la corteza de la placa superior es desacoplada de la corteza inferior (e.g., segmento de la cuenca Tiburón-Superior Delfín; [Martín-Barajas et al., 2013](#)), lo que trae como consecuencia una compensación isostática, al ascenso del manto, la intrusión de diques y sills, la ruptura de la corteza continental y la creación de nueva litosférica oceánica ([Wernicke, 1981](#); [Lizarralde et al., 2007](#); [Piñero-Lajas, 2008](#); [Martín-Barajas et al., 2013](#)).

Hacia los ~6 Ma, durante la transición entre el Mioceno y el Plioceno, la Elevación del Pacífico Este se propagó por debajo del GC, provocando un exceso de suministro de magma y la formación de un rápido centro de dispersión ([Wang et al., 2009](#)). La propagación de estos centros de dispersión en el fondo marino comenzó durante el Plioceno, cuando la península de Baja California se separó del continente norteamericano e inició la formación del piso oceánico en el sur del golfo ([Lizarralde et al., 2007](#); [Negrete-Aranda et al., 2021](#)). Aquí, la acreción magmática es promovida por la propagación de fallas transformes que transfieren movimiento oblicuo al movimiento principal de la microplaca de Baja California ([Fletcher et al., 2007](#)), la cual a su vez generó una segmentación de los centros de dispersión ([Gregg et al., 2007](#)).



**Figura 5.** Modelo de la evolución tectónica del Golfo de California. (A) Visto en perfil. Tomado y modificado de [Negrete-Aranda et al., 2013](#). (B) Vista aérea. Tomado y modificado de [Fletcher et al., 2007](#).

El nuevo piso oceánico conduce a subsidencia debido a la compensación isostática, y a una serie de geometrías similares a las de cuencas de tipo pull-apart desarrolladas de manera sincrónica con la

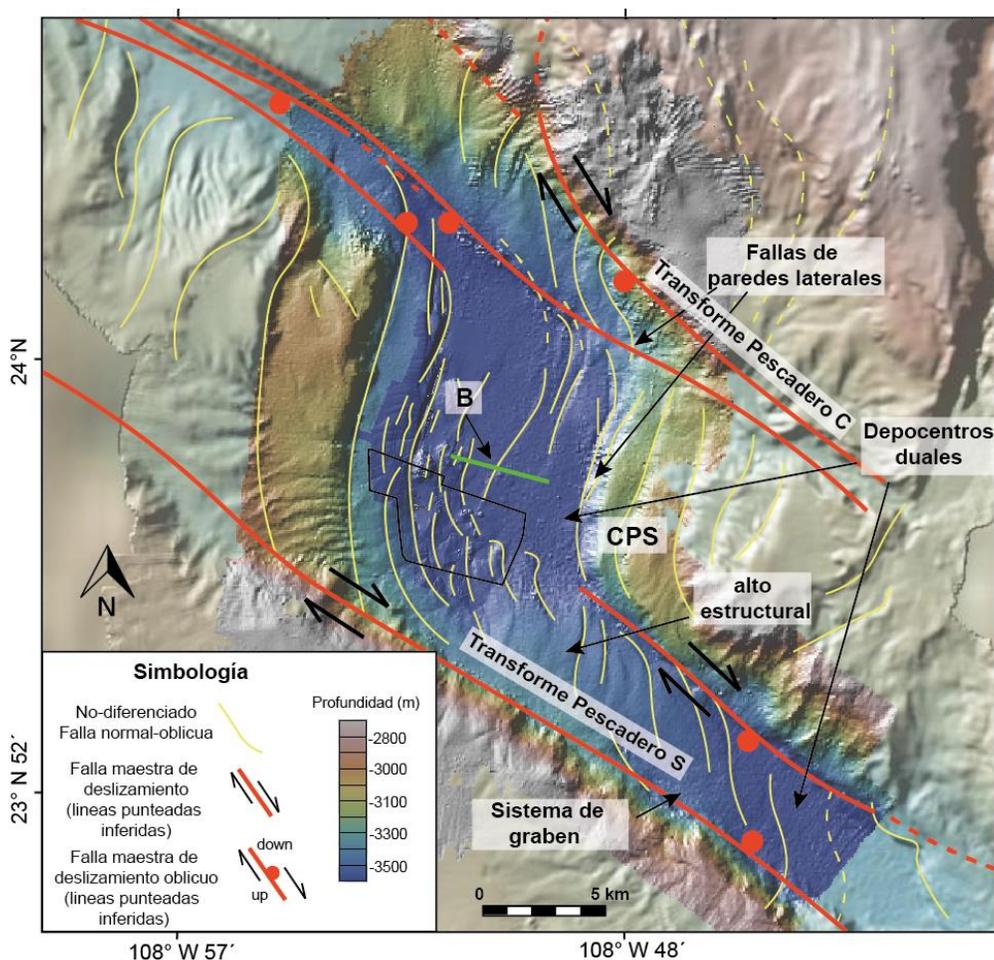
propagación de las fallas transforme que las delimitan (Negrete-Aranda et al., 2021; Ramírez-Zerpa et al., 2021).

## 2.2. Geometría y estructura del Complejo de Cuencas Pescadero

El Complejo de Cuencas Pescadero (CCP) descrito por Ramírez Zerpa et al. (2021) está compuesto por tres cuencas romboidales delimitadas por fallas transformes cortas y superpuestas: Cuenca Pescadero Norte, Cuenca Pescadero Centro y Cuenca Pescadero Sur. La Cuenca Pescadero Norte es la cuenca pull-apart más grande y evolucionada del Complejo de Cuencas Pescadero. Es una cuenca simétrica y sus márgenes longitudinales de subsidencia están controlados por un sistema de fallas laterales con cinemática de deslizamiento normal y oblicuo. La cuenca se forma en el sobrepaso entre las fallas de transformación Central Pescadero y Atl, que se superponen, y tiene una arquitectura de segmento extendido con una geometría en forma de Z. Sus flancos están caracterizados por la presencia de varios canales de abanico turbidíticos, barrancos de ladera y cañones submarinos los cuales están ampliamente expuestos en franjas de plataforma continental de ~35-45 km de ancho a lo largo de los márgenes cizallados de Baja California y el continente.

La Cuenca Pescadero Central es una cuenca con forma de cono limitada al oeste por la transforme Pescadero y al este por un conjunto de dos fallas de deslizamiento oblicuo que se inclinan hacia la derecha (falla Juno y Kai), ambas fallas son sintéticas a la transforme Pescadero Central y cortan diagonalmente la cuenca dividiéndola en dos subcuencas distintas con geometrías y asimetrías estructurales contrastadas. La subcuenca más pequeña, situada en la esquina sureste de la cuenca, se caracteriza por un sistema de graben largo y estrecho en línea con la zona de deformación principal de Pescadero Central. La otra subcuenca, es una cuenca pull-apart de forma romboidal delimitada por las fallas Central Pescadero y Kai. Tiene un aspecto longitud/anchura de ~1, una asimetría en forma de Z y una subsidencia controlada por un sistema de fallas laterales de forma sigmoidal con cinemática de deslizamiento oblicuo y polaridad de buzamiento opuesta. La Cuenca Pescadero Sur (CPS) es una cuenca sigmoidal de tipo *pull-apart* con una fuerte asimetría en forma de Z y está delimitada por las fallas transformes Pescadero Sur y Norte (Figura 6). Los márgenes longitudinales de subsidencia están controlados por un sistema transversal de fallas laterales oblicuo-extendidas. Aquí, las fallas laterales de la cuenca se curvan en forma sigmoidal alargada,

conectándose con los límites de las fallas transformes que son parte de la zona de deformación principal (Aydin and Nur, 1982; Gürbüz, 2010). El depocentro de la cuenca está en la mitad del norte de la cuenca y está delimitado por segmentos de fallas normales oblicuas, en esta región las fallas más jóvenes e internas de la cuenca están asociadas a la presencia de los campos hidrotermales Jaaichma' y Auka' (Paduan et al., 2028; Negrete-Aranda et al., 2021). En esta región también se identifican dos sistemas de graben estrechos y alineados a la zona principal de deformación de las fallas transformes, y están caracterizados por ser estrechos en forma de V y tener estructuras de flor negativa. Considerables cañones submarinos, canales turbidíticos y barrancos de ladera son rasgos erosivos comunes que diseccionan el margen noroeste levantado de la CPS.



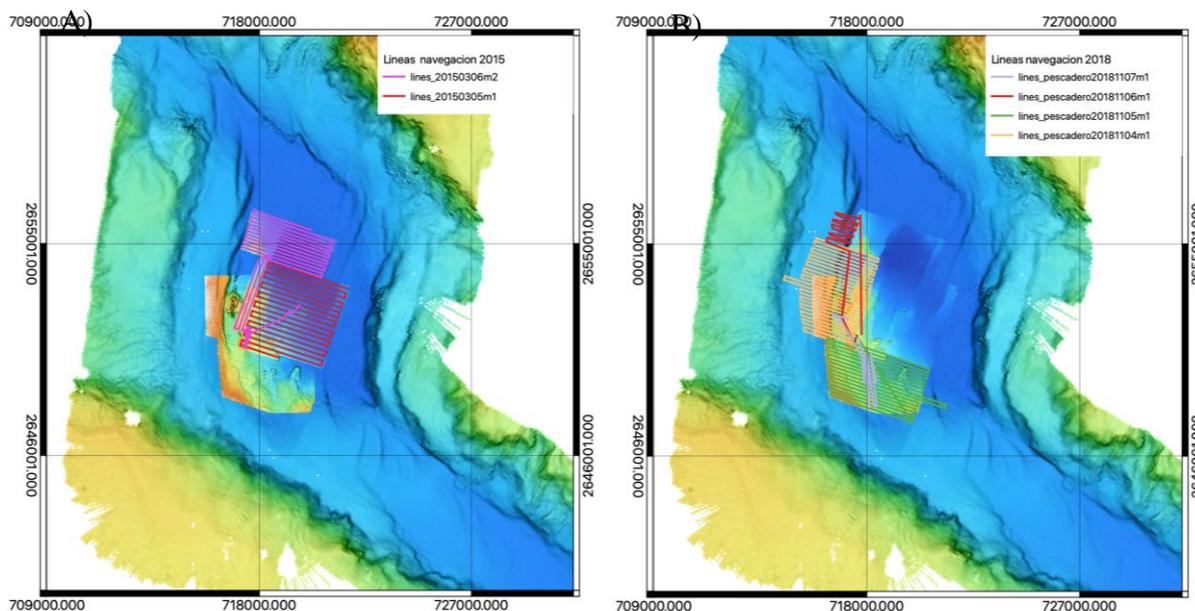
**Figura 6.** La cuenca Pescadero presenta una morfología romboidal delimitada por fallas con desplazamiento oblicuo-divergente. Esta se puede subdividir en 3 sub-cuencas (porción sur, centro y norte; ver Figura 1). En estas regiones la corteza continental adelgazada, el emplazamiento de cuerpos hipoabisales, y el flujo de calor cercano a la superficie genera las condiciones propicias para la formación de sistemas hidrotermales que forman estructuras columnares (chimeneas) hacia el fondo marino (Alvarenga et al., 2016; Schmiedel et al., 2017; Paduan et al., 2018;

Negrete-Aranda et al., 2019). (A) Mapa estructural de la porción sur de la cuenca Pescadero (Modificado de Fletcher et al., 2007, Duque-Trujillo et al., 2015, Ramírez-Zerpa et al., 2021). El área de estudio (polígono de color negro) está ubicada en una porción de la cuenca Pescadero Sur (CPS), delimitada por la falla transforme Pescadero y Alarcón (Negrete-Aranda et al., 2021). Las chimeneas hidrotermales pueden ser interpretadas en el mapa como un conjunto de pequeños cúmulos de material que afloran en el fondo marino. La línea de color verde (ver fig. 7) corresponde con un perfil acústico interpretado. El modelo de elevación digital en (A) fue creado utilizando GeoMapApp (<http://www.GeoMapApp.org>).

## Capítulo 3. Métodos

En perfiles acústicos someros, los fluidos hidrotermales se pueden interpretar en función de atributos sísmicos como la continuidad lateral de las reflexiones, amplitud y polaridad, la variabilidad horizontal, el carácter sísmico y la geometría interna de los sismo-reflectores (e.g., [Chopra and Marfurt, 2007](#)). Aquí, los fluidos y gases pueden ser observados como zonas de blanqueamiento con reflexiones tenues, que contrastan con materiales sedimentarios con buena continuidad lateral y con inyecciones magmáticas hipoabisales de alta reflectividad.

Los datos utilizados para este proyecto consisten en ~320 km lineales en un área que cubre ~60 km<sup>2</sup> ([Figura 7](#)), los cuales corresponden a la campaña oceanográfica realizada por MBARI en 2015 y por Schmidt Ocean Institute en 2018. Se proporcionaron perfiles acústicos someros ya procesados en formato .jpg y sin procesar en formato .sgy, además de datos de batimetría de alta resolución de la CPS.



**Figura 7.** Cobertura de los datos levantados por el AUV en la Cuenca Pescadero Sur. (A) Datos tomados los días 5 y 6 de marzo de 2015. (B) Datos tomados los días 4,5,6 y 7 de 2018. Los mapas fueron realizados en un sistema de información geográfica QGIS. ([www.qgis.com](http://www.qgis.com)). La batimetría corresponde a los datos tomados por el AUV.

A continuación, se muestran cada uno de los pasos metodológicos y actividades realizadas para cumplir con los objetivos general y específicos propuestos en este trabajo de tesis. La metodología consta de seis partes: (1) una revisión bibliográfica sobre flujo de calor e interpretación sísmica/perfiles acústicos

someros; (2) selección de la cobertura de datos; (3) procesado de datos; (4) interpretación de los perfiles acústicos seleccionados; y (5) condiciones de frontera y cálculo del volumen del acuífero. Estas etapas se detallan en las siguientes subsecciones.

### **3.1. Revisión bibliográfica**

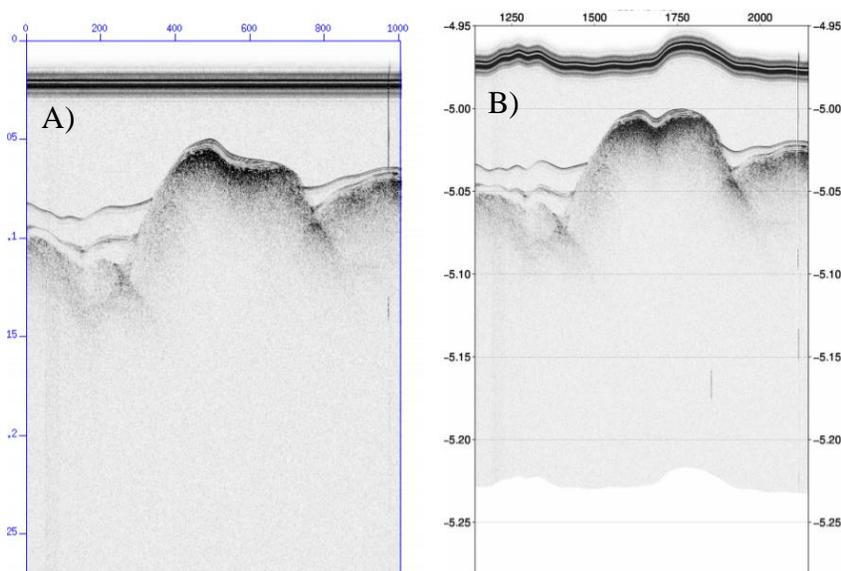
Se realizó una revisión bibliográfica basada en literatura actual (e.g. [Goffredi et al., 2017](#); [Schmiedel et al., 2017](#); [Umhoefer et al., 2018](#); [Omosaya et al., 2017, 2018](#); [Negrete-Aranda et al., 2019, 2021](#); [Liu and Zheng, 2021](#); [Ramirez-Zerpa et al., 2021](#)) sobre el estado térmico de la corteza continental gruesa, transicional adelgazada y nueva corteza oceánica en la cuenca Pescadero y como se relaciona con la tectónica activa y los procesos de sedimentación en la región. Esto permite comprender la ocurrencia de campos hidrotermales y ubicar zonas de interés que puedan ser discutidas con los resultados obtenidos en esta tesis.

### **3.2. Selección de datos acústicos**

La selección de los datos se realizó a partir de la observación de cada uno de los perfiles acústicos ya procesados (formato .jpg). Los perfiles considerados de interés se interpretaron uno a uno utilizando un software libre de interpretación de datos sísmicos (en formato. sgy). Se escogieron aquellos perfiles que fueron levantados para formar un conjunto de perfiles paralelos entre sí, en donde se observan en conjunto zonas de blanqueamiento, una cobertura sedimentaria y zonas de fallas y fracturas.

### 3.3. Procesado de datos

El procesamiento de datos sísmicos consiste en la selección y aplicación de una serie de parámetros y algoritmos a la información adquirida en el campo. Este consta de 3 etapas: pre-apilamiento, apilamiento y post-apilamiento (ver detalles en [Sheriff and Geldart, 1991](#) [Yilmaz, 2001](#)). En este trabajo únicamente se realizó un pre-apilamiento debido a que los datos en crudo fueron únicamente utilizados en una etapa y no se necesitó un pre-procesado ([Figura 8](#)) el cual corresponde a un dato crudo (un perfil acústico sin procesar) y un apilamiento en donde se ajustó la geometría de los datos a un sistema de referencia de coordenadas geográficas, así como también un ajuste de profundidad.

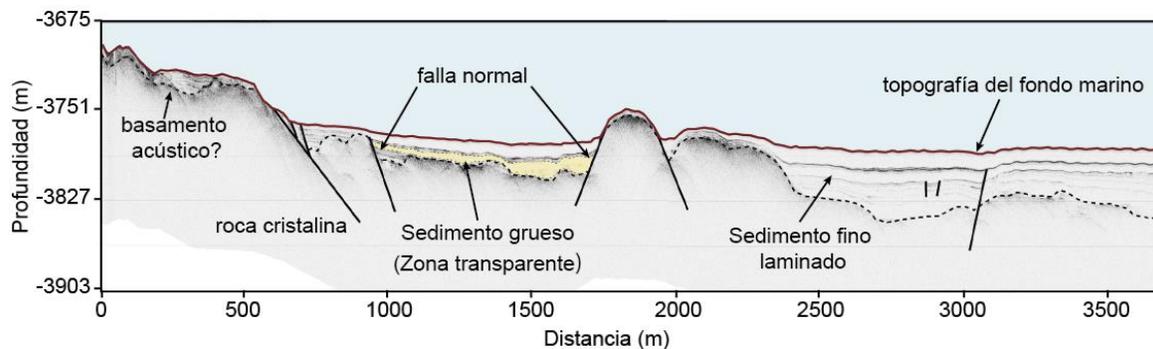


**Figura 8.** (A) Perfil acústico en la etapa de pre-apilamiento. (B) Perfil acústico en la etapa de post-apilamiento.

### 3.4. Interpretación acústica

Para poder relacionar la presencia de fluidos con las fallas es necesario realizar una interpretación estructural del área de estudio. Para este fin, se utilizaron los perfiles acústicos en formato .jpg, en donde únicamente los perfiles más representativos de cada sección fueron interpretados ([Figura 9](#)). En esta

etapa se identificaron las principales fallas y zonas de blanqueamiento, las cuales se interpretan como aquellas regiones con alto potencial de albergar fluidos.



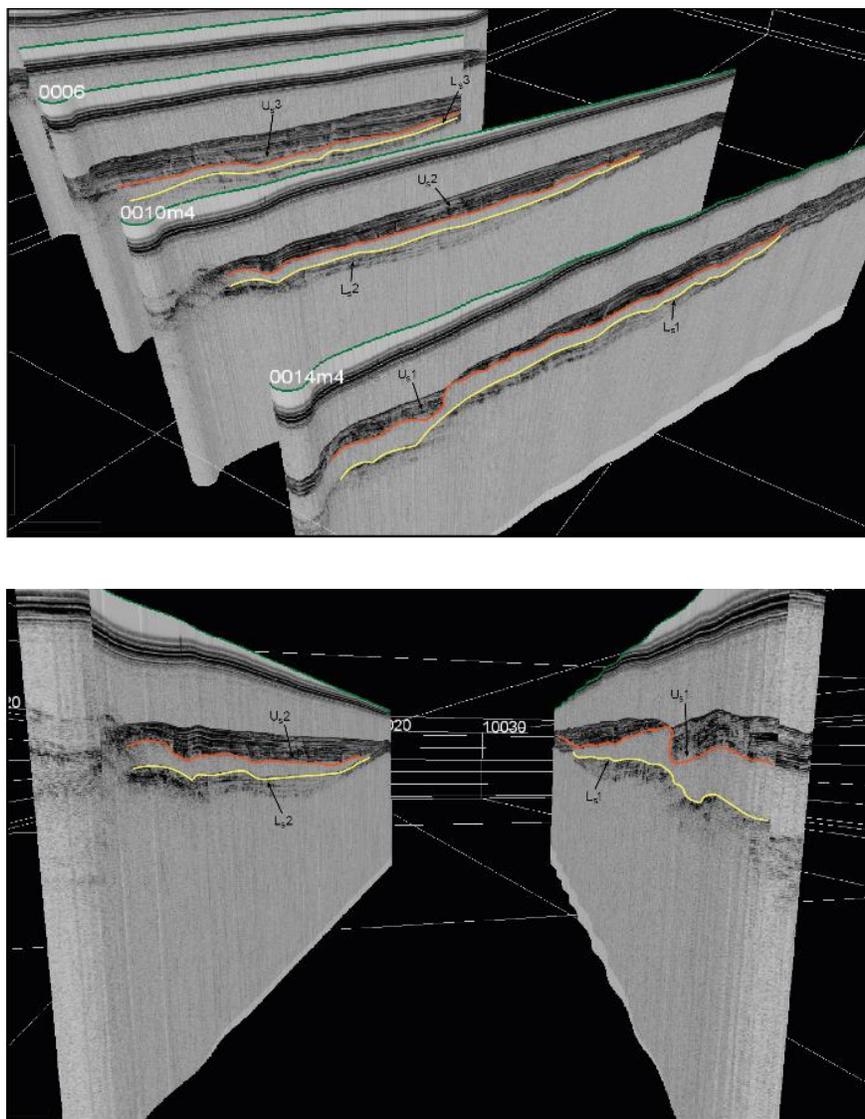
**Figura 9.** Ejemplo de un perfil acústico somero (sub-bottom profile) interpretado en (B), la cual se encuentra ubicada de manera paralela a la zona de estudio. Observe en el perfil (B) el área de color amarillo se interpreta como un paquete sedimentario que contiene fluidos geotérmicos. Observe también el fallamiento normal asociado a dicho sistema hidrotermal.

### 3.5. Condiciones de frontera y cálculo de volumen

Se realizó una interpretación sísmica para establecer las condiciones de frontera necesarias para estimar el volumen de los fluidos geotérmicos (Figura 10). Esto se llevó a cabo utilizando el programa OpendTect, el cual es un sistema de software libre para interpretación sísmica de datos de reflexión sísmica en 2D y 3D. En este trabajo se interpretaron siete secciones acústicas, en donde cada sección consiste de una serie de perfiles acústicos paralelos que contienen zonas de blanqueamiento. La interpretación consiste en delimitar la parte superior e inferior de la zona de blanqueamiento de donde se obtienen dos horizontes para cada perfil. Estos dos horizontes corresponden a una serie de puntos con coordenadas UTM (XY) y profundidad en milisegundos (Z). El producto final de la interpretación es un archivo ASCII de cada horizonte interpretado.

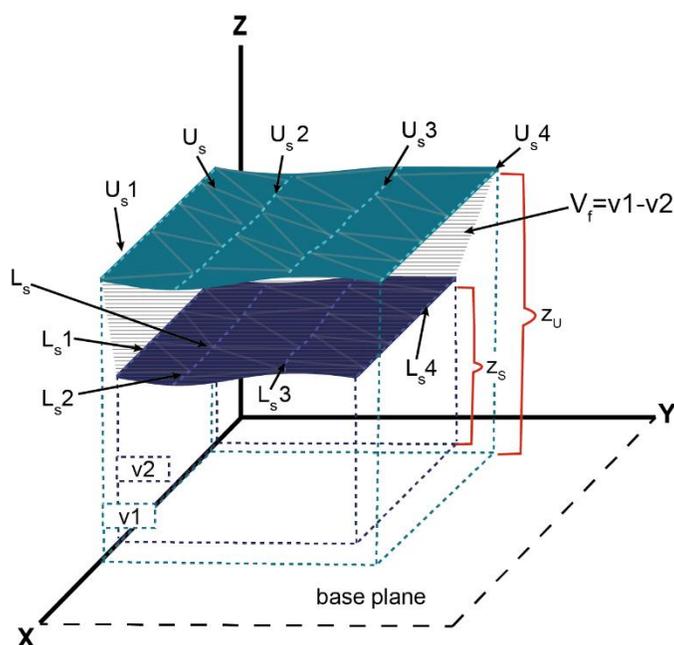
Uno de los métodos para calcular el volumen de un objeto irregular es la Triangulación de *delaunay*, en donde una superficie es proyectada sobre otra y la diferencia entre estas corresponde al volumen del objeto; en nuestro caso, el volumen del paquete sedimentario que contiene el fluido hidrotermal. La triangulación conecta los puntos de los horizontes marcados y forman el mayor número de triángulos

compactos y regulares posibles sin que se crucen sus aristas para formar una malla triangular en 3D (Chang et al., 2020; Liu and Zheng, 2021). A cada vértice de cada triángulo le corresponde una coordenada y profundidad diferente, por lo que las superficies están ubicadas en un plano real (xyz).



**Figura 10.** En esta figura se muestra un mosaico de perfiles acústicos someros visualizado con un programa de uso libre llamado Opendtect. Las líneas de color rojo son horizontes que representan el límite superior ( $U_s$ ) de las zonas transparentes ( $U_{s1}$ ,  $U_{s2}$ ,  $U_{s3}$ , ...,  $U_{sn}$ ), mientras que las líneas color amarillo representan el límite inferior ( $L_s$ ) de dicha región hidrotermal ( $L_{s1}$ ,  $L_{s2}$ ,  $L_{s3}$ , ...,  $L_{sn}$ ).

Con el objetivo de estimar el volumen del medio sedimentario que contiene el fluido hidrotermal, se presenta el siguiente modelo conceptual, el cual requiere un conjunto de líneas paralelas superior e inferior como se muestra en las Figuras 10 y 11. La suma de los horizontes superiores ( $U_{s1} + U_{s2} + \dots + U_{sn}$ ) e inferiores ( $L_{s1} + L_{s2} + \dots + L_{sn}$ ), se utilizan para construir superficies a partir de la triangulación *delaunay* (Ojeda-Chong, 2016). En el modelo se denominan a estas superficies como superficie superior (Upper Surface,  $U_s$ ) e inferior (Lower Surface,  $L_s$ ), respectivamente. Estas dos áreas delimitan la geometría del medio poroso. El eje  $z$  representa la profundidad en metros. Al multiplicar cada área  $U_s$  y  $L_s$  con su respectiva altura  $Z_u$  y  $Z_s$ , se obtienen dos volúmenes  $V_1$  y  $V_2$ , respectivamente. El volumen final se obtiene al restar estos dos  $V_f = V_1 - V_2$ .



**Figura 11.** Modelo conceptual de la estimación del volumen de un medio poroso a partir de dos superficies.  $U_s$ = Horizonte superior,  $L_s$ = Horizonte inferior,  $Z$ = profundidad,  $V_1$ =volumen  $U_s$ ,  $V_2$ =volumen  $L_s$   $V_f$ = Volumen final.

### 3.5.1. Superficie superior e inferior

Los archivos ASCII que se obtienen de las condiciones de frontera (Figura 10) contienen la longitud, latitud y profundidad ( $x, y, z$ ) de cada horizonte superior ( $U_s$ ) e inferior ( $L_s$ ) marcados en cada sección. Con estos archivos se crea un arreglo vectorial:

$$x_i = [x_{i1} \quad x_{i2} \quad x_{i3} \quad x_{in}]$$

$$y_i = [y_{i1} \quad y_{i2} \quad y_{i3} \quad y_{in}]$$

$$z_i = [z_{i1} \quad z_{i2} \quad z_{i3} \quad z_{in}]$$

Donde  $i$  representa corresponde a los datos de los horizontes superiores ( $U_s$ ),  $x_{i1}$  representa la primera columna del primer archivo ASCII (primer horizonte marcado) y así ocurre sucesivamente para todos los horizontes, de mismo modo ocurre para las superficies inferiores ( $L_s$ ). Después se realiza la triangulación con la función de *delaunay* y se grafica el resultado en 3D, donde observa la proyección de ambas superficies.

### 3.5.2. Algoritmo cálculo de volumen

Recordando que el volumen es la diferencia entre las dos superficies, primero se debe de calcular el volumen de cada una con respecto al plano base (Figura 11). Para esto se realiza un algoritmo el cual va a tomar en cuenta cada valor de cada vértice de cada triángulo, de misma forma cada valor de los datos de los horizontes superiores e inferiores. Al tomar el plano XY (Figura 11) como el plano base primero se realiza el cálculo de la profundidad promedio de cada triángulo:

$$\bar{z} = \frac{z_{i1} + z_{i2} + z_{i3}}{3}. \quad (1)$$

donde  $z$  representa la profundidad y debido a que solo son 3 vértices del triángulo únicamente se obtienen 3 vectores. Después se realiza el cálculo del área total:

$$A = \left| \left( \frac{x_1y_2 + x_2y_3 + x_3y_1 - y_1x_2 - y_2x_3 - y_3x_1}{2} \right) \right|. \quad (2)$$

Finalmente se puede obtener un volumen metros cúbicos del volumen de cada superficie ( $U_s$ ) y ( $L_s$ ) con la fórmula del volumen de una figura irregular al utilizar ambas ecuaciones (1) y (2) de la siguiente manera:

$$v_{1,2} = A * \bar{Z}. (3)$$

La diferencia de volúmenes de ambas superficies es el resultado del volumen final ( $v_q$ ) del medio poroso:

$$v_q = V1 - V2. (4)$$

Aquí se dividen los datos en diferentes campos hidrotermales que finalmente se suman para obtener el volumen total del acuífero:

$$v_f = \sum_{i=1}^i v_{qi}. (5)$$

Con estos valores calculados es posible inferir en un volumen total estimado de los poros y del fluido que contienen.

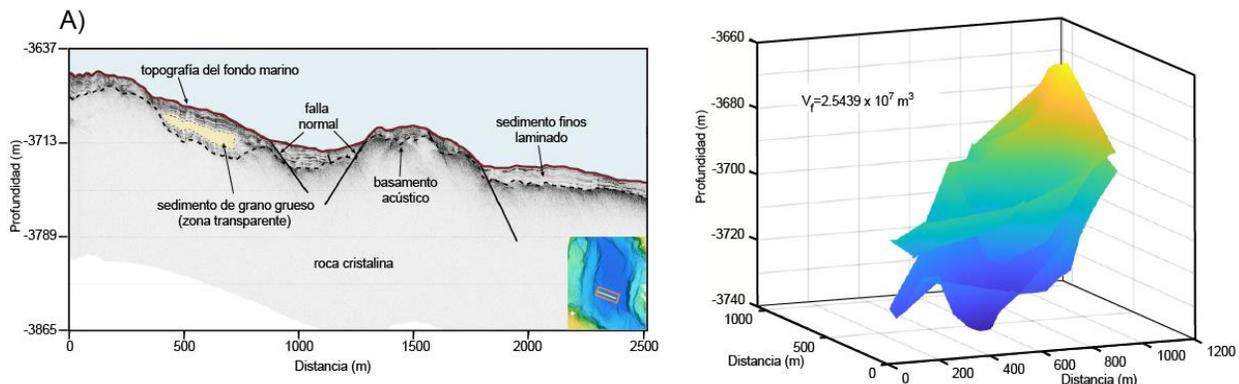
## Capítulo 4. Resultados

---

### 4.1. Interpretación de los perfiles acústicos y volumen del acuífero

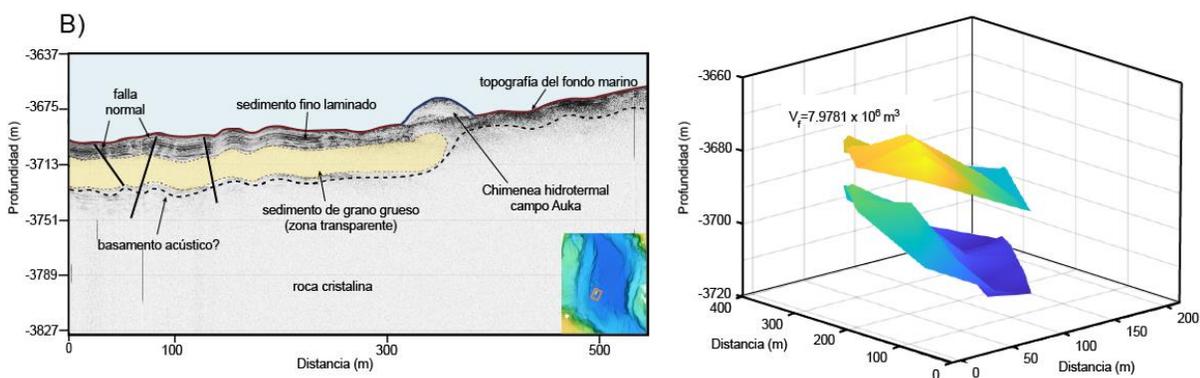
La interpretación de los datos acústicos sigue el mismo principio de la interpretación sísmica. Esta es una herramienta que permite identificar estructuras de carácter sísmico, a partir de las reflexiones que ocurren en el fondo marino y en los diferentes materiales que componen la corteza terrestre. El método utiliza el carácter sísmico, la continuidad lateral y la geometría interna de los sismo-reflectores. Estas características pueden ser expresadas en términos de desarrollo de fallas, sedimentación sin-tectónica, intrusiones hipoabisales (sills, diques) y probable litología a escala cortical, en donde se puede delimitar el basamento y el relleno sedimentario en cuencas marinas (e.g., [Badley, 1985](#); [Harding, 1990](#); [Yilmaz, 2001](#); [Lines and Newrick, 2004](#)). En el presente trabajo se interpretan aquellas zonas de blanqueamiento como materiales sedimentarios con presencia de fluidos en sus poros, lo que promueve un cambio significativo en la velocidad de propagación de las ondas acústicas y baja reflectividad de los paquetes sedimentarios que conforman el acuífero de aguas profundas (e.g., [Chopra and Martfurt, 2007](#)).

El área de estudio se dividió en siete secciones ([Figura 12A-G](#)). Para que una sección sea funcional es indispensable que existan una serie de perfiles acústicos paralelos donde se observe una continuidad considerable de una zona de blanqueamiento. En la CPS, los recientes descubrimientos de chimeneas hidrotermales ([Paduan et al., 2018](#); [Negrete-Aranda et al., 2021](#)) son interpretados en los perfiles acústicos someros como zonas de blanqueamiento debido a las reflexiones tenues que ocurren en sedimentos con contenido de fluidos. Por lo tanto, cada sección está muy cercana a los campos hidrotermales de la CPS. Los datos alejados de esta región no fueron tomados en cuenta para el cálculo de volumen ya que no se observaron zonas de blanqueamiento significativas.



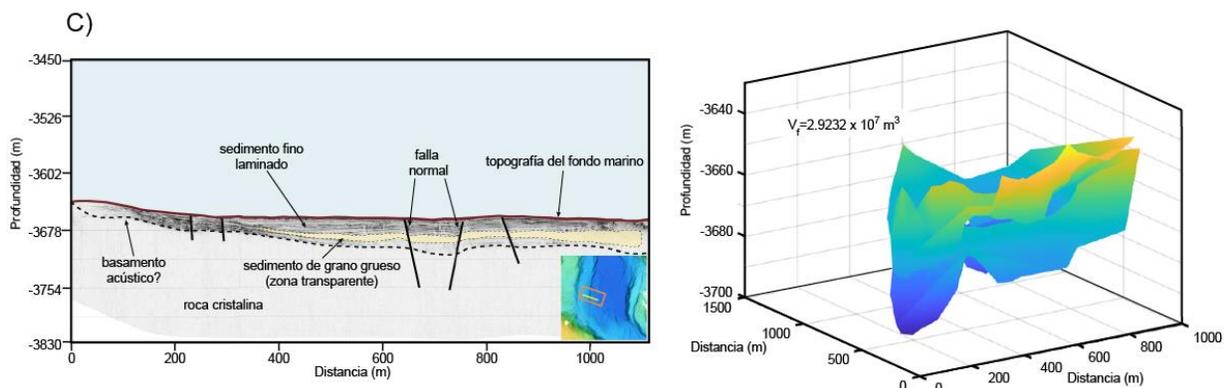
**Figura 12A.** Interpretación sísmica de uno de los perfiles de la sección 1 y estimación de volumen en una sección sísmica del día 05-03-2015.

La [Figura 12A](#) describe una zona ubicada en la porción sur cercana al campo hidrotermal JaichMaa'ja'ag'. Está definida por un sistema de dos mini cuencas separadas por un alto estructural, delimitado por fallas normales con un escarpe de  $\sim 9$  m. El espesor del paquete sedimentario es de  $\sim 30$  m. Estos sedimentos se corresponden con una secuencia intercalada de capas finas y gruesas (e.g., arenas, arcillas, carbonatos). Aquí la zona de blanqueamiento se encuentra constreñida dentro del espesor sedimentario con materiales gruesos (e.g., arenas). Se interpreta que el basamento estructural se encuentra justo por debajo del espesor sedimentario. El volumen calculado para esta sección es de  $\sim 25 \times 10^6 \text{ m}^3$ .



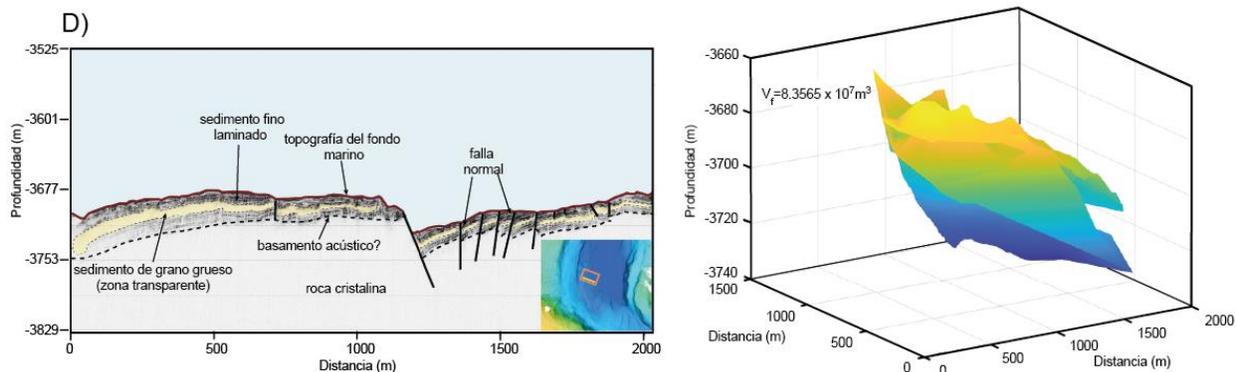
**Figura 12B.** Interpretación sísmica de uno de los perfiles de la sección 2 y estimación de volumen en una sección sísmica del día 06-05-2015.

La **Figura 12B** muestra una chimenea hidrotermal del campo Auka. No se observan altos estructurales. Sin embargo, la capa sedimentaria es lateralmente continua con un espesor de  $\sim 16$  m, con una zona de blanqueamiento bastante amplia y con una sedimentación fina o laminada hacia la superficie del fondo marino. El volumen calculado para esta sección es de  $\sim 8 \times 10^6$  m<sup>3</sup>.



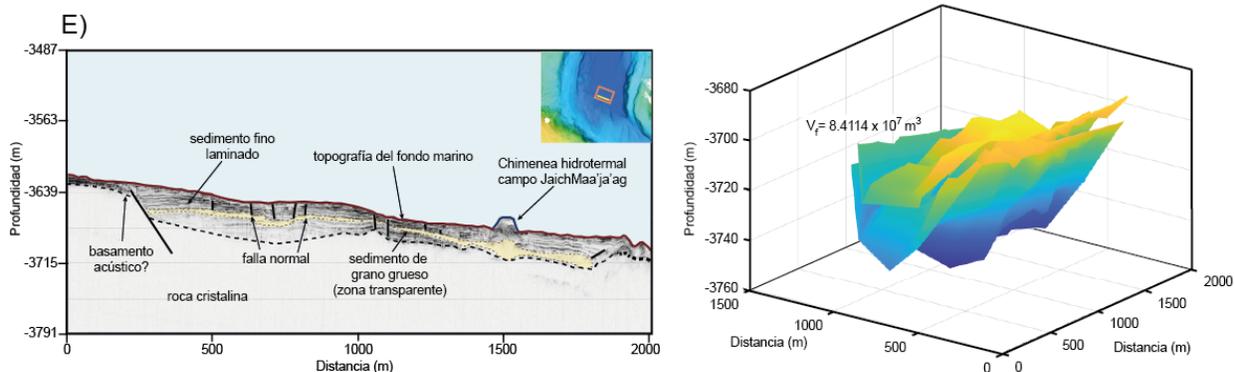
**Figura 12C.** Interpretación sísmica de uno de los perfiles de la sección 3 y estimación de volumen en una sección sísmica del día 04-11-2018.

La **Figura 12C** describe una zona ubicada al sur del campo Auka aquí se observa una región sin altos estructurales. La capa sedimentaria es lateralmente continua fina laminada con espesor de  $\sim 15$  m. En esta sección el volumen final calculado es de  $\sim 29 \times 10^6$  m<sup>3</sup>.



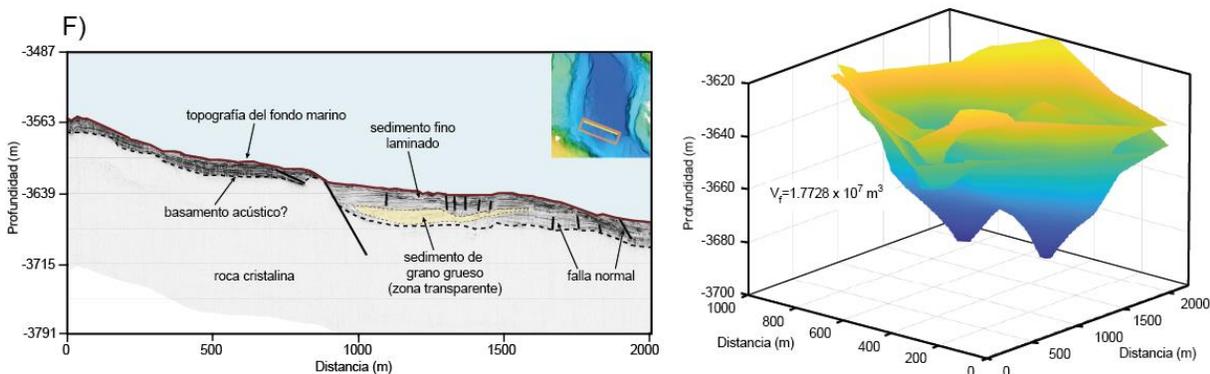
**Figura 12D.** Interpretación sísmica de uno de los perfiles de la sección 4 y estimación de volumen en una sección sísmica del día 05-11-2018 (1).

La [Figura 12D](#) describe una región cercana al campo hidrotermal JaichMaa'ja'ag. Aquí se observa una serie de fallas normales con una capa sedimentaria con un espesor de  $\sim 9$  m. Se observa un escarpe de falla de  $\sim 19$  m. El basamento está ubicado justo en por debajo de la zona de blanqueamiento. El volumen final calculado de esta región es de  $\sim 84 \times 10^6 \text{ m}^3$ .



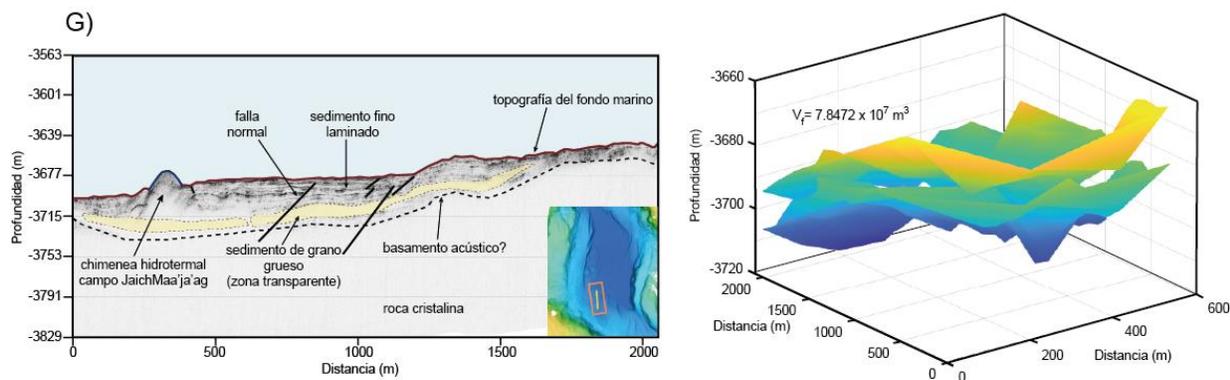
**Figura 12E.** Interpretación sísmica de uno de los perfiles de la sección 5 y estimación de volumen en una sección sísmica del día 05-11-2018 (2).

En la [Figura 12E](#) describe una zona ubicada en una de las chimeneas hidrotermales del campo JaichMaa'ja'ag, se puede observar una sedimentación lateralmente continua de granos finos y gruesos (e.g., arcillas y arenas) de  $\sim 9$  m de espesor. El volumen final en esta región es de  $\sim 84 \times 10^6 \text{ m}^3$ .



**Figura 12F.** Interpretación sísmica de uno de los perfiles de la sección 6 y estimación de volumen en una sección sísmica del día 07-11-2018.

La [Figura 12F](#) está ubicada en la porción sur del campo hidrotermal JaichMaa'ja'ag, aquí se puede observar una menor área de zona transparente, también una sedimentación lateral continúa compuesta de capas finas y gruesas de ~12 m de espesor, la zona de blanqueamiento está aislada dentro del espesor sedimentario con materiales gruesos (e.g., arenas). El volumen final en esta sección es de  $\sim 18 \times 10^6 \text{ m}^3$ .



**Figura 12G.** Interpretación sísmica de uno de los perfiles de la sección 7 y estimación de volumen en una sección sísmica del día 07-11-2018 (2).

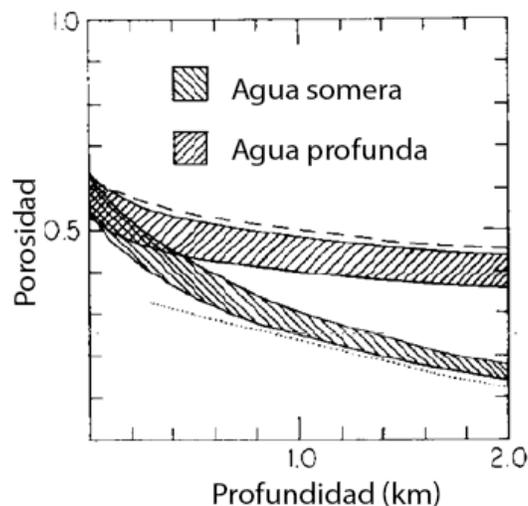
La [Figura 12G](#) está ubicada en una de las chimeneas hidrotermales del campo JaichMaa'ja'ag. Se puede observar una zona transparente lateralmente continua al igual que la capa sedimentaria. Las capas sedimentarias están compuestas por granos finos (e.g., arcilla) de ~19 m. También se observa un pequeño alto estructural. El volumen calculado en esta sección es de  $\sim 78 \times 10^6 \text{ m}^3$ .

#### 4.1.2. Volumen total del acuífero

Los acuíferos son formaciones geológicas subterráneas permeables compuestas por sedimentos como gravas, arenas, arcillas y materiales calcáreos ([Johnson and Watt, 1996](#); [González De Vallejo et al., 2002](#); [Pirajino, 2008](#)). Estos tienen una alta capacidad de almacenar, transmitir y drenar agua que pueden ser cuantificada a partir de la evaluación de distintos parámetros del acuífero como son la porosidad, el

coeficiente de almacenamiento, la permeabilidad y la transmisividad (González de Vallejo et al., 2002; Pirajino, 2008).

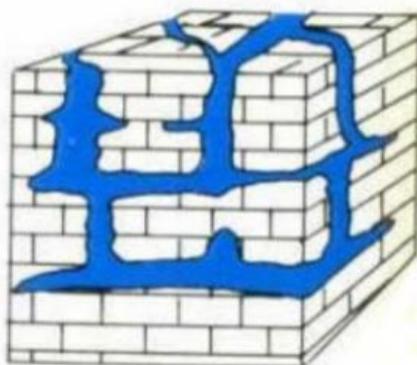
La porosidad es la relación entre el volumen de espacios y el volumen total de una roca. Es un parámetro adimensional y depende únicamente de la constitución de la roca o el suelo (i.e., textura). Según el tipo de formación, los poros pueden ocurrir debido a espacios intergranulares en formaciones detríticas, o bien a través de grietas y fisuras en especial para materiales calcáreos como la caliza. Este parámetro influye directamente en los estudios del flujo de los fluidos a través de medios porosos, así como las estimaciones del contenido de fluidos para el estudio de reservorios (González de Vallejo et al., 2002; Kominz et al., 2011; Medina et al., 2011). En ambientes de aguas profundas distintos autores han reportado valores de porosidad que van desde 65% hasta 80% (e.g., Shatsky Rise, Pacífico, Kominz et al., 2011; Sur de la Placa Filipina, Kominz et al., 2011; Cuenca Guaymas, Horstman et al., 2021). En la Cuenca Pescadero Gonzalez-Yajimovich et al. (2005) reportaron valores de porosidad similares (75-85%). Estos valores disminuyen en función de la edad, profundidad, litología y condiciones locales (Figura 13; Giles et al., 2002; Kominz et al., 2011).



**Figura 13.** Cambio de la porosidad en función de la profundidad en regiones de aguas profundas y aguas someras. Tomado de Nafe et al. (1957).

Considerando que el volumen de los diferentes campos hidrotermales (Figura 12) están conectados entre sí (Figura 14), se puede estimar que el volumen total del acuífero es de  $326.5 \times 10^6 \text{ m}^3$ . El volumen del fluido se puede calcular a partir de la relación  $v_f = v_t \times \phi$ , donde  $v_f$  es el volumen del fluido,  $v_t$  es el

volumen del acuífero y  $\phi$  es la porosidad. Aquí, utilizamos un valor de porosidad del 70% (Nafe et al., 1957, Figura 13). De esta manera el volumen del fluido es de  $228.6 \times 10^6 \text{ m}^3$ .



**Figura 14.** Acuífero ubicado en una región porosa

## Capítulo 5. Discusiones

---

### 5.1. Zonas transparentes en perfiles acústicos someros

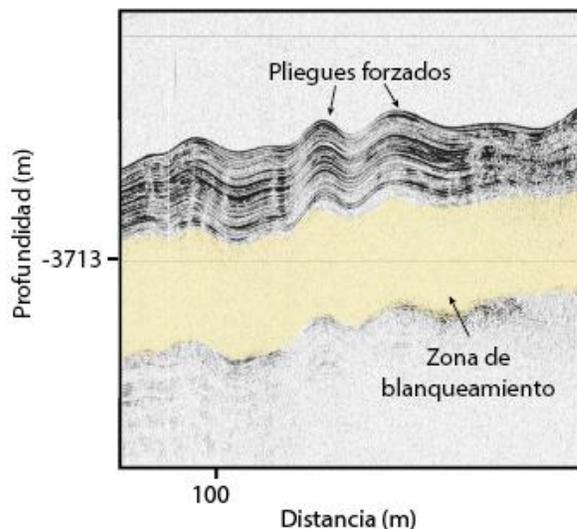
En perfiles acústicos someros es posible interpretar diferentes materiales rocosos a partir de cambios en la impedancia acústica. La impedancia acústica es un parámetro elástico que relaciona la densidad del material y la velocidad a la que el sonido viaja a través de ese material (Stoker et al., 1997; Penrose et al., 2005). En general, la industria petrolera utiliza la interpretación de las anomalías de reflexión sísmica para identificar gas e hidrocarburos bajo el fondo marino. En superficie, es posible identificar fugas de hidrocarburo y gas, chimeneas hidrotermales, o plumas acústicas observadas en las columnas de agua. Algunos indicadores característicos de los hidrocarburos y del gas que se observan en los perfiles sísmicos del subsuelo son los puntos brillantes, los puntos oscuros, los puntos tenues (zonas de transparencia) y las inversiones de fase (Litenberg, 2005; Andreassen et al., 2007; Løseth et al., 2008; Kluesner, 2011). Cuando el agua de los poros de una roca de un reservorio es sustituida por hidrocarburos/fluidos, la impedancia acústica se reduce. Cuando el reservorio se vuelve más poroso, la impedancia se reduce aún más. Si el reservorio está encerrado en una roca de mayor impedancia, se produce un mayor contraste y, por tanto, un punto sísmico brillante (*bright spot*). Si el reservorio está ubicado en una roca de menor impedancia se produce un menor contraste y, por tanto, un punto sísmico débil (zona transparente/*dim spot*) (Brown, 2011).

En un estudio realizado por Negrete-Aranda et al. (2021) se menciona que la estratigrafía de la CPS consiste principalmente de intercalaciones de arena limosa fina a muy fina, mal clasificada, con depósitos masivos de flujo de masa y oozes de diatomeas hemipelágicas (Escorza-Reyes et al., 2013; Flores-Trujillo et al., 2009). Los autores mencionan además que la fuente sedimentaria puede tener distintas proveniencias. Una fuente siliciclástica continental que se transporta como flujos de carga suspendida para formar secuencias laminares hacia el fondo de la cuenca, y otra fuente biogénica que precipita a través de la columna de agua y que puede estar relacionada con variaciones climáticas interanuales y de Milankovitch y cambios del nivel del mar (Barron et al., 2005). Aquí, se infiere que los paquetes transparentes en los perfiles acústicos someros corresponden con arenas pobremente consolidadas con alta porosidad mientras que los oozes siliciclasticos tienen aún mayor porosidad. Negrete-Aranda et al. (2021) menciona también que la sedimentación de la CPS es muy similar a aquella observada en las cuencas Pescadero Norte y Guaymas, hacia el norte de la CPS, y que las fallas y fracturas funcionan como

conductos permeables saturados de fluidos en donde las mediciones de flujo de calor son máximas (Kluesner, 2011; Ramírez-Zerpa et al., 2021).

A pesar de que los perfiles acústicos someros colectados en la CPS tienen poca penetración (~30-50 m), se propone que las zonas transparentes observadas en estas secciones están relacionadas con la intrusión de sills en zonas más profundas de la cuenca (Jamtveit et al., 2004; Svensen et al., 2006; Sun et al., 2014; Gillard et al., 2016; Omosanya et al., 2018). Estas intrusiones pueden inclusive conducir a un metamorfismo hidrotermal de bajo grado, alteración termal, migración de compuestos orgánicos, cambios en la química del agua intersticial, y la expulsión a gran escala de fluidos de poros calentados (Einsele et al., 1980). Además, estos emplazamientos dan lugar al calentamiento de la sucesión sedimentaria huésped, lo que promueve la maduración temprana de hidrocarburos en sedimentos ricos en materia orgánica (Aarnes et al., 2015; Svensen et al., 2004; Omosanya et al., 2017).

Una observación de peso en los perfiles acústicos someros de la CPS es la presencia de pliegues forzados hacia la superficie del fondo marino (ver Figura 15), lo que implica una zona de emplazamiento magmático en regiones someras de la cuenca. Existen numerosos estudios que muestran este tipo de deformación plástica asociada con la formación de sistemas hidrotermales en diferentes ambientes tectónicos y en otras regiones del GC, como son la cuenca Guaymas y Pescadero Norte (e.g., Kluesner, 2011; Ramírez-Zerpa et al., 2021). Aún más, nuestra interpretación sugiere la existencia de un basamento cristalino en zonas tan someras como 50 m de profundidad hacia los márgenes de la CPS. Según observaciones de primer orden de Negrete-Aranda et al. (2021), el basamento de la CPS se encuentra delimitado por una capa de sedimentos limosos de baja permeabilidad intercalados materiales de arena fina permeable.



**Figura 15.** Pliegues forzados ubicados en la superficie del fondo marino.

Estos autores mencionan además que dentro del paquete sedimentario más basal, la estratificación está compuesta por arreglos de tres elementos de permeabilidad contrastante: (1) capas de limo que restringe la circulación vertical de fluidos (e.g., León et al., 2017), lo que da lugar a un transporte conductivo vertical de calor a través de los sedimentos de la cuenca; (2) un sistema de fracturas permeable que captura plumas ascendentes aisladas que ventilan salmueras geotérmicas a través del fondo marino; y (3) capas de arena que proporcionan rutas porosas para la filtración de flujos paralelos a la estratificación, lo que permite una amplia interacción con el sedimento.

## 5.2. Circulación hidrotermal y el tiempo de residencia

La composición química de los fluidos hidrotermales puede variar en función de la mineralogía de la roca fuente, el ambiente tectónico, la temperatura de la corteza, el régimen de presión y el aporte de volátiles (Von Damm, 1990; Hannington et al., 2005; Tarbuck and Lutgens, 2005; Monecke et al., 2019). Por ejemplo, en el campo Auka los fluidos de descarga son claros, contienen hidrocarburos, pH neutro, salinidad elevada y temperaturas de hasta 291 °C. En la geoquímica de sedimentos de la CPS se observa que los fluidos están cargados de sales minerales de magnesio, barita, sulfuros y carbonatos (Paduan et al., 2018). Estos fluidos tienen una composición similar a los de la cuenca de Guaymas, y son producidos

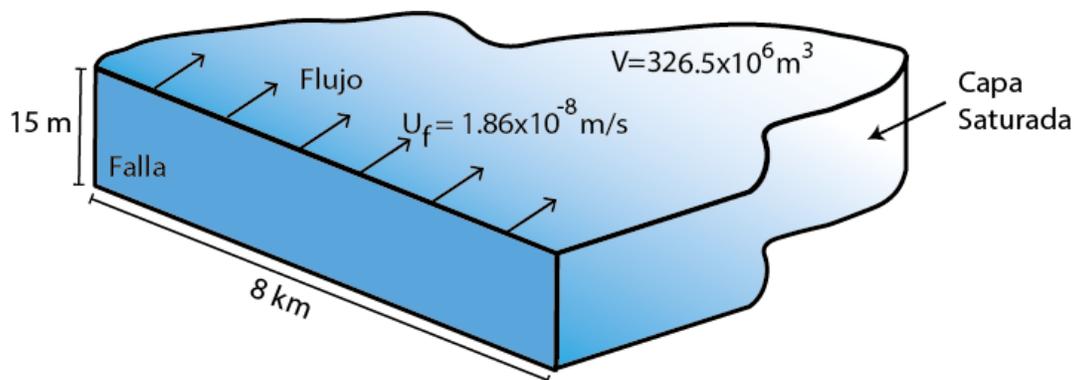
por la interacción basalto-agua de mar a alta temperatura, seguida de una reacción química con los sedimentos (Negrete-Aranda et al., 2021).

La edad de los campos hidrotermales necesariamente está relacionada con la fuente de calor proporcionada por el magmatismo y tectonismo local. El reto de datar campos hidrotermales reside en descubrir rasgos medibles que proporcionen estimaciones del crecimiento promedio de las chimeneas y sus edificios. Para abordar este problema existen diversas opciones que se discuten en la siguiente sección con mayor detalle. En este trabajo se propone un enfoque alternativo basado en la interacción fluido/sedimento, argumentando que: (i) los fluidos hidrotermales deben haber muestreado, al menos, el volumen de sedimentos en el sistema de plomería hasta ahora documentado en este trabajo antes de ser expulsados en los sitios de venteo del campo Auka; y (ii) el tiempo que tarda una parcela de fluido en muestrear el espacio poroso de las capas transparentes debe proporcionar con una estimación mínima de la edad del sitio de venteo, ya que el fluido expulsado debe haber completado al menos una vez tal circuito. Esta idea está estrechamente relacionada con el concepto de tiempo de residencia, que es el tiempo que una parcela de fluido pasa en un volumen de control antes de salir de él a través de un conducto.

Existen dos modelos que permiten explicar la circulación de un sistema hidrotermal. El primero supone una fuente de calor conectada por un conducto vertical hacia la superficie (Paduan et al., 2018 y referencias ahí citadas). Esto quiere decir que la única trayectoria en donde los fluidos pueden interactuar de manera extensiva con los sedimentos es en este conducto vertical. A partir de un valor típico de velocidad de flujo vertical de  $v_f = 8 \times 10^{-7} \frac{m}{s}$  (Negrete-Aranda et al., 2021) podríamos estimar el tiempo ( $t = d/v_f$ ) que le toma a un fluido atravesar ese conducto vertical. Sólo bastaría conocer la profundidad a la que se encuentra la fuente de calor. Para una fuente magmática ubicada a  $d=4$  km de profundidad, el tiempo que le tomaría al agua atravesar el sistema sería de  $\sim 160$  años. Si se supone una fuente de calor mucho más profunda (15 km), el tiempo resultaría en  $\sim 600$  años. Este modelo falla en el sentido de que la circulación de fluidos en un período de cientos de años es insuficiente para explicar la extensiva interacción agua-sedimento y la remineralización geotérmica. El segundo modelo consiste de una circulación hidrotermal vertical a lo largo de una zona de fractura o una falla, mientras que en zonas más someras el flujo es transportado de manera horizontal por un flujo paralelo a las capas sedimentarias permeables (i.e., areniscas y oozes), lo que genera una redistribución lateral en la circulación de fluidos e interacción extensiva en los sedimentos.

En este caso, se puede utilizar un valor típico de velocidad de flujo lateral de  $u_f = 1.86 \times 10^{-8} \frac{m}{s}$  (Negrete-Aranda et al., 2021). Con esta velocidad de flujo calculada, el tiempo ( $t = d/u_f$ ) que le tomaría al agua intersticial atravesar el acuífero sería del orden de  $10^3$  años. Este resultado es relevante porque a partir de estos valores se podría estimar la profundidad a la que se encuentra fuente de calor en la CPS. Interpretaciones sísmicas realizadas por Piñero-Lajas (2006); Ramírez-Zerpa et al. (2021) en las cuencas Guaymas y Pescadero Norte, respectivamente, muestra la intrusión de cuerpos de sills en forma de plato a una profundidad de  $\sim 750$  m. Con esta fuente somera el tiempo de circulación del fluido sería de  $\sim 1200$  años. Otros autores sugieren una fuente de calor más profunda de 3 km, por lo que la circulación sería de  $\sim 5400$  años bajo este escenario.

Como podemos apreciar de los cálculos de orden de magnitud anteriores, el proceso de construcción del campo hidrotermal de Auka está controlado por al menos dos tiempos característicos de circulación de fluido: uno que es rápido relacionado con el tiempo de transporte rápido asociado con la circulación de fluidos en la zona de daño fallas y otro lento asociado con el escape de fluidos a través de la columna de sedimentos controlado por la permeabilidad de las capas de grano fino. Se argumenta que existe un tercer tiempo característico asociado con el tiempo de residencia de los fluidos en los estrados de grano grueso por la circulación horizontal en estas capas permeables (Figura 16). El tiempo de residencia se define como el tiempo que le toma al agua intersticial en remineralizarse por interacción extensiva durante la circulación del fluido a través del acuífero. El tiempo de residencia puede ser medido como el tiempo,  $t$ , que le toma al caudal del flujo,  $Q_f$ , atravesar el volumen del acuífero,  $v_q$ , de tal manera que  $t = \frac{v_q}{Q_f}$ , donde  $Q_f = A_s \times u_f$ , donde  $A_s$  es el área delimitada por la longitud de una falla y el espesor,  $e$ , de la capa saturada de fluido geotérmico.



**Figura 16.** Modelo del tiempo de residencia de un fluido en un sistema hidrotermal.

A pesar de que se piensa que la longitud de la falla asociada con la formación de los campos hidrotermales en la CPS es de  $\sim 3\text{km}$  (Negrete-Aranda et al., 2021), nuestras mediciones siguieron un sistema mucho más grande con fallas curvadas del orden de los 8km (ver Figura 6) Para un espesor de la capa saturada  $e = 15\text{ m}$  (ver Figura 12),  $A_s = 120000\text{ m}^2$ . Con este valor podemos estimar el caudal  $Q_f = 2.23 \times 10^{-3} \frac{\text{m}^3}{\text{s}}$ . De esta manera, el tiempo de residencia  $t \sim 4600$  años. Si la falla fuera de 3 km, el tiempo de residencia se incrementaría en un factor de  $\sim 2$  y se acercaría a la edad estimada del campo de 10 mil años. Sin embargo, esta edad no daría tiempo suficiente para construir las estructuras observadas que pueden alcanzar 12-25m de altura y diámetros de 15-50m. Esto sugiere que la tasa de crecimiento no es uniforme. Aquí hipotetizamos que la tasa de crecimiento debió ser lenta inicialmente y el transporte de especies químicas estuvo dominado por el tiempo de transporte característico rápido. La tasa de crecimiento debió acelerarse con el tiempo, una vez que los tiempos de transporte lento comenzaron a dominar el transporte de especies químicas en solución. Es importante mencionar que ambos, el tiempo de circulación hidrotermal y el tiempo de residencia del fluido tienen una buena correlación, por lo que podríamos estimar que la edad mínima del sistema hidrotermal se encuentra en el orden de  $5 - 10 \times 10^3$  años, para fuentes de calor a 3km de profundidad considerando que la formación de los edificios no debió ser inmediata.

### 5.3. Estimación de la edad del campo hidrotermal de Auka.

El carácter periódico de la actividad hidrotermal en el campo de respiraderos hidrotermales de Auka puede estar relacionado con la fuente de calor proporcionada por la interacción del magmatismo y el tectonismo locales. Sin embargo, estimar la edad de un campo de respiraderos hidrotermales no es trivial. El reto de datar estas estructuras reside en descubrir rasgos medibles que sean susceptibles de ser datados y proporcionen estimaciones del crecimiento medio de los edificios.

Hay pocas fases hidrotermales susceptibles de ser datadas, especialmente en la cuenca Pescadero. Una posible aproximación de saber cuándo comenzó la actividad hidrotermal es una cuestión de primer orden. El enfoque en otros yacimientos (en ausencia de núcleos de perforación en el interior del

montículo) es datar una cantidad considerable del talud e intentar encontrar las edades más antiguas. Intentos previos en "grupos" de muestras con edades similares con lagunas temporales sin edades, han sido interpretados como evidencia de actividad hidrotermal periódica/episódica, pero la naturaleza de estas lagunas de edad sigue sin estar definida (van der Zander et al., 2004; Wheat et al., 2020).

Por otra parte, los radio-relojes potenciales que podrían utilizarse en los campos de ventilación de Pescadero son escasos y problemáticos. La datación por desequilibrio de la serie U en la calcita, que se ha realizado con éxito en depósitos cuevas y otros ambientes, requiere una verdadera preparación de la muestra en "sala blanca de elementos traza" y una espectrometría de masas de alta precisión. Por tanto, debería realizarse en algunos de los principales laboratorios que dominan la técnica. El problema de hacer esto en la calcita hidrotermal es que el U es insoluble en los fluidos hidrotermales reducidos, y básicamente se extrapola a una concentración cero en el fluido hidrotermal puro. El otro reloj potencial disponible es el decaimiento del Ra en la barita. La barita absorbe fácilmente el Ra y sus productos de desintegración proporcionan algunos relojes en el rango de edad adecuado. Sin embargo, la datación con barita tiene el mismo problema de que las muestras de barita más antiguas están enterradas en el fondo de las chimeneas/montículos y no son fácilmente accesibles.

El otro enfoque de la datación consiste en utilizar el registro sedimentario para buscar el inicio de los sedimentos hidrotermales. En el caso de las fumarolas negras, la deposición de humo negro rico en pirrotita alrededor de la periferia del campo de fumarolas significa que un posible enfoque es llevar a cabo perfiles geoquímicos de fondo de pozo y buscar señales elevadas de Cu, Zn, Pb, etc. como señales de actividad hidrotermal en profundidad e intentar relacionarlas con la edad mediante la datación del sedimento. Sin embargo, hay dos problemas con esto en el campo de respiraderos de la cuenca de Pescadero: 1) los fluidos de los respiraderos son extremadamente pobres en metales (es decir, no hay humo negro) y 2) el fondo de la cuenca está por debajo de la profundidad de compensación de carbonatos, por lo que no hay foraminíferos para datar.

Teniendo en cuenta este conjunto de condiciones particulares, un enfoque que podría probarse aquí es buscar barita hidrotermal en el sedimento, que probablemente se esté formando en pequeñas cantidades en la pluma hidrotermal al mezclarse el fluido hidrotermal rico en Ba con agua de mar rica en sulfato. Desafortunadamente, es probable que la barita se esté formando diagenéticamente, lo que complica la distinción entre la barita de la pluma hidrotermal y la barita diagenética. La barita diagenética

debería tener un  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  igual al del agua de mar (0,709) mientras que la barita hidrotermal procedente de las chimeneas de carbonatos debería estar desplazada hacia el Sr basáltico (0,703) como la calcita hidrotermal (Paduan et al. 2018). Sin embargo, los datos preliminares de isótopos de Sr en la barita del edificio Matterhorn en Auka son altamente radiogénicos ( $>0,710$ ), lo que indica la interacción con sedimentos más antiguos derivados de la corteza continental. Como se discutió anteriormente no hay enfoques simples o triviales, pero puede haber algunas opciones en la datación de estos depósitos.

Se podría obtener una estimación aproximada de 10.000 años para el campo de respiraderos de Auka, basándose en el gran volumen de carbonato depositado de sistemas que no parecen formarse muy rápidamente. En la cuenca de Pescadero estas observaciones fueron sesgadas al comparar las observaciones de 2015, 2017 y 2018, en las que no se observó el crecimiento de nuevas chimeneas y otros cambios en el sistema de venteo de alta temperatura. De hecho, durante la reciente expedición de 2021, las observaciones de cambios importantes y el crecimiento de extensas bridas y chimeneas hidrotermales nuevas en Tay Uгаа, indican que la edad sugerida podría haber sido sobreestimada ya que las tasas de crecimiento de los depósitos podrían haber sido subestimadas.

Es evidente que la respuesta definitiva es intentar obtener datos reales para limitar esta importante cuestión. En última instancia, es necesario contar con núcleos de perforaciones formales, aunque núcleos de sedimentos más profundos podrían contribuir a responder a estas preguntas. En este trabajo se ha planteado un enfoque diferente al tema de la edad de los campos hidrotermales de la CPS. En resumen, se propone que en base a la extensa interacción fluido/sedimento, (i) los fluidos hidrotermales deben haber muestreado, al menos, el volumen de sedimentos antes de ser expulsados en los sitios de venteo del campo Auka; y (ii) el tiempo que tarda una parcela de fluido en muestrear el espacio poroso de las capas transparentes debe proporcionar con una estimación mínima de la edad del sitio de venteo, ya que el fluido expulsado debe haber completado al menos una vez tal circuito.

## Capítulo 6. Conclusiones

---

- Las zonas de blanqueamiento se pueden interpretar como material sedimentario con presencia de fluidos a altas temperaturas en los poros. Se interpreta que la geometría del acuífero en la CPS es de tipo confinado, en donde el espesor sedimentario que contiene el fluido hidrotermal está delimitado por materiales finos hacia el tope (limos, arcillas, carbonatos) y materiales cristalinos (basamento acústico) hacia la base, en donde las regiones más cercanas a las chimeneas presentan mayor espesor y se van adelgazando hacia los márgenes del rift.
- La conexión entre campos permite la circulación del fluido en distintas direcciones. La circulación puede ocurrir a través de fallas, permitiendo un transporte horizontal cerca de la superficie. Esto permite que el agua almacenada se transmita lentamente formando un acuitardo, produciendo una interacción extensiva agua-sedimento y la remineralización geotérmica.
- El tiempo de residencia es el tiempo que el fluido completa su ciclo de ingreso, permanencia y salida en un medio permeable. El modelo que mejor se ajusta al cálculo del tiempo de residencia es el que propone una circulación vertical a lo largo de una zona de fractura o una falla y mientras sube a la superficie el fluido se transporta de manera horizontal.
- El cálculo de la edad de los campos hidrotermales no es trivial debido a la complejidad en la obtención de los datos relevante. Una de las posibles aproximaciones para este problema es considerar el tiempo de residencia, el cual indica el tiempo en el que una parcela de fluido pasa en un volumen de control antes de salir de él a través de una salida.
- La CPS es un sistema de rift activo en donde el magma se formó a partir de la extensión de la corteza y la ruptura continental. Las inyecciones magmáticas, las fracturas y el fluido han permitido la presencia de campos hidrotermales. El volumen encontrado en estos campos no representa un recurso de potencial energético, pero sí de interés científico.

## Literatura citada

---

- Alvarenga, R. S., Iacopini, D., Kuchle, J., Scherer, C. M. S., and Goldberg, K. 2016. Seismic characteristics and distribution of hydrothermal vent complexes in the Cretaceous offshore rift section of the Campos Basin, offshore Brazil. *Marine and Petroleum Geology*, **74**, 12-25.
- Aarnes, I., Planke, S., Trulsvik, M., and Svensen, H. 2015. Contact metamorphism and thermogenic gas generation in the Vøring and Møre basins, offshore Norway, during the Paleocene–Eocene thermal maximum. *Journal of the Geological Society*, **172**(5), 588-598.
- Atwater, T. 1970. Implications of plate tectonics for the Cenozoic tectonic evolution of western North America. *Geological Society of America Bulletin*, **81**(12), 3513-3536.
- Atwater, T., and Stock, J. 1998. Pacific-North America plate tectonics of the Neogene southwestern United States: an update. *International Geology Review*, **40**(5), 375-402.
- Aydin, A., and Nur, A. 1982. Evolution of pull-apart basins and their scale independence. *Tectonics*, **1**(1), 91-105.
- Humphris, S. E., Zierenberg, R. A., Mullineaux, L. S., & Thomson, R. E. 1995. Seafloor hydrothermal systems: physical, chemical, biological, and geological interactions. *Washington DC American Geophysical Union Geophysical Monograph Series*, **91**, 47-71.
- Baker, E. T. 2017. Exploring the ocean for hydrothermal venting: new techniques, new discoveries, new insights. *Ore Geology Reviews*, **86**, 55-69.
- Balestrieri, M. L., Ferrari, L., Bonini, M., Duque-Trujillo, J., Cerca, M., Moratti, G., and Corti, G. 2017. Onshore and offshore apatite fission-track dating from the southern Gulf of California: Insights into the time-space evolution of the rifting. *Tectonophysics*, **719**, 148-161.
- Barry, P. H., Negrete-Aranda, R., Spelz, R. M., Seltzer, A. M., Bekaert, D. V., Virrueta, C., and Kulongoski, J. T. 2020. Volatile sources, sinks and pathways: a helium-carbon isotope study of Baja California fluids and gases. *Chemical Geology*, **550**, 119722.
- Barron, J. A., and Bukry, D. 2007. Solar forcing of Gulf of California climate during the past 2000 yr suggested by diatoms and silicoflagellates. *Marine Micropaleontology*, **62**(2), 115-139.
- Badley, M E. 1985. *Practical seismic interpretation*. United States: N. p. Consultado el 20/11/2021 en <https://www.osti.gov/biblio/566938>
- Bohannon, R. G., and Parsons, T. 1995. Tectonic implications of post–30 Ma Pacific and North American relative plate motions. *Geological Society of America Bulletin*, **107**(8), 937-959.

- Brown, A. R. 2011. *Interpretation of three-dimensional seismic data* (No. **553.98** BRO). American Association of Petroleum Geologists.
- Bunge, H. P., and Grand, S. P. 2000. Mesozoic plate-motion history below the northeast Pacific Ocean from seismic images of the subducted Farallon slab. *Nature*, **405**(6784), 337-340.
- Caress, D. W., Thomas, H., Kirkwood, W. J., McEwen, R., Henthorn, R., Clague, D. A., ... and Greene, H. G. 2008. High-resolution multibeam, sidescan, and subbottom surveys using the MBARI AUV D. Allan B. *Marine habitat mapping technology for Alaska*, 47-69.
- Chang, T. H., Watson, L. T., Lux, T. C., Butt, A. R., Cameron, K. W., and Hong, Y. 2020. Algorithm 1012: DELAUNAYSPARSE: Interpolation via a Sparse Subset of the Delaunay Triangulation in Medium to High Dimensions. *ACM Transactions on Mathematical Software (TOMS)*, **46**(4), 1-20.
- Chopra, S., & Marfurt, K. J. 2007. *Seismic Attributes for Prospect Identification and Reservoir Characterization* (No. **11**). SEG Books.
- Contreras-Pérez, J., Ramírez-Zerpa, N., and 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**(1), 140-157.
- Craig, H., & Lupton, J. E. 1981. 11. Helium-3 and mantle volatiles in. *The oceanic lithosphere*, **7**, 391.
- Davies, J. H. 2013. Global map of solid Earth surface heat flow. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, **14**(10), 4608-4622.
- De Ronde, C. E., and Stucker, V. K. 2015. Seafloor hydrothermal venting at volcanic arcs and backarcs. *In The encyclopedia of volcanoes* (pp. 823-849). Academic Press.
- Duque-Trujillo, J., Ferrari, L., Orozco-Esquivel, T., López-Martínez, M., Lonsdale, P., Bryan, S. E., ... and Solari, L. 2015. Timing of rifting in the southern Gulf of California and its conjugate margins: Insights from the plutonic record. *Bulletin*, **127**(5-6), 702-736.
- Einsele, G., Gieskes, J. M., Curray, J., Moore, D. M., Aguayo, E., Aubry, M. P., ... and Vacquier, V. 1980. Intrusion of basaltic sills into highly porous sediments, and resulting hydrothermal activity. *Nature*, **283**(5746), 441-445.
- Elderfield, H., and Schultz, A. 1996. Mid-ocean ridge hydrothermal fluxes and the chemical composition of the ocean. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, **24**(1), 191-224.
- Escorza-Reyes, M., Perez-Cruz, L. L., and Fucugauchi, J. U. 2013, May. Paleoclimatic record of the last 18 ka cal BP in marine sediments from Pescadero Basin, southern Gulf of California. In *AGU Spring Meeting Abstracts* (Vol. **2013**, pp. PP41B-02).

- Fawad, M., Hansen, J. A., & Mondol, N. H. 2020. Seismic-fluid detection-a review. *Earth-Science Reviews*, **210**, 103347.
- Fenby, S.S., and Gastil, R.G. 1991. A seismo-tectonic map of the Gulf of California and surrounding areas. In: J.P. Dauphin, and Simoneit, B. R. (Editor), *The Gulf and Peninsular Provinces of the Californias. American Association of Petroleum Geologists Memoir* **47**, pp.79-83.
- Ferrari, L., López-Martínez, M., Orozco-Esquivel, T., Bryan, S. E., Duque-Trujillo, J., Lonsdale, P., and Solari, L. 2013. Late Oligocene to Middle Miocene rifting and synextensional magmatism in the southwestern Sierra Madre Occidental, Mexico: The beginning of the Gulf of California rift. *Geosphere*, **9**(5), 1161-1200.
- Ferrari, L., Bonini, M., and Martín, A. 2017. From continental to oceanic rifting in the Gulf of California. *Tectonophysics*, **719**, 1-3.
- Ferrari, L., Orozco-Esquivel, T., Bryan, S. E., Lopez-Martinez, M., and Silva-Fragoso, A. 2018. Cenozoic magmatism and extension in western Mexico: Linking the Sierra Madre Occidental silicic large igneous province and the Comondú Group with the Gulf of California rift. *Earth-Science Reviews*, **183**, 115-152.
- Fletcher, J. M., Grove, M., Kimbrough, D., Lovera, O., and Gehrels, G. E. 2007. Ridge-trench interactions and the Neogene tectonic evolution of the Magdalena shelf and southern Gulf of California: Insights from detrital zircon U-Pb ages from the Magdalena fan and adjacent areas. *Geological Society of America Bulletin*, **119**(11-12), 1313-1336.
- Flores-Trujillo, J. G., Helenes, J., Herguera, J. C., and Orellana-Cepeda, E. 2009. Palynological record (1483–1994) of *Gymnodinium catenatum* in Pescadero Basin, southern Gulf of California, Mexico. *Marine Micropaleontology*, **73**(1-2), 80-89.
- Francesco, P., Salvatore, M., Roberto, I., Antonella, P., Giuseppe, L., Pauline, G., and Daniela, F. 2019. Ambient noise techniques to study near-surface in particular geological conditions: A brief review. *Innovation in near-surface geophysics*, 419-460.
- German, C. R., and Von Damm, K. L. 2003. Hydrothermal processes. *Treatise on geochemistry*, **6**, 625.
- German, C. R., and Seyfried Jr, W. E. 2014. 8.7-hydrothermal processes. *Treatise on Geochemistry*, 2<sup>nd</sup> Ed, eds HD Holland and KK Turekian (Oxford: Elsevier), 191-233.
- German, C. R., Petersen, S., and Hannington, M. D. 2016. Hydrothermal exploration of mid-ocean ridges: where might the largest sulfide deposits be forming? *Chemical Geology*, **420**, 114-126.
- Gillard, M., Autin, J., & Manatschal, G. (2016). Fault systems at hyper-extended rifted margins and embryonic oceanic crust: Structural style, evolution and relation to magma. *Marine and Petroleum Geology*, **76**, 51-67.

- Giles, D., Betts, P., and Lister, G. 2002. Far-field continental backarc setting for the 1.80–1.67 Ga basins of northeastern Australia. *Geology*, **30**(9), 823-826.
- Goffredi, S. K., Johnson, S., Tunnicliffe, V., Caress, D., Clague, D., Escobar, E., ... and Vrijenhoek, R. 2017. Hydrothermal vent fields discovered in the southern Gulf of California clarify role of habitat in augmenting regional diversity. *Proceedings of the Royal Society B: Biological Sciences*, **284**(1859), 20170817.
- González de Vallejo, L. I., Ferrer, M., Ortuño, L., y Oteo, C. 2002. *Ingeniería geológica*. Pearson Educación.
- González-Yajimovich, O., Douglas, R. G., and Gorsline, D. S. 2005. The preserved carbonate record in Holocene sediments of the Alfonso and Pescadero basins, Gulf of California, Mexico. *Proceedings of the Geologists' Association*, **116**(3-4), 315-330.
- Grijalva, N. 1986. Investigación de la Energía Geotérmica en la Depresión de Wagner en el Golfo de California. Latitud 31° 00' al 31° 15' y Longitud 113° 50' al 114° 10'. Unpublished reports prepared for the Comisión Federal de Electricidad, Cerro Prieto, B.C. Date of 1st Report: 0/1/86, 22 pp. Date of 2<sup>nd</sup> Report: 11/22/86, 38 pp. Under Contract No. CCP--- CLS--- 002/86, Mexico.
- Gregg, P. M., Lin, J., Behn, M. D., and Montési, L. G. 2007. Spreading rate dependence of gravity anomalies along oceanic transform faults. *Nature*, **448**(7150), 183-187.
- Gürbüz, A. 2010. Geometric characteristics of pull-apart basins. *Lithosphere*, **2**(3), 199-206.
- Hannington, M. D., de Ronde, C. E. J. and Petersen, S. 2005. *Sea-floor tectonics and submarine hydrothermal systems*. In: *Economic Geology 100th Anniversary Volume.*, ed. by Hedenquist, J. W., Thompson, J. F. H., Goldfarb, R. J. and Richards, J. P.. Society of Economic Geologists, Littleton, Colorado, USA, pp. 111-141.
- Harding, T. P. 1990. Identification of wrench faults using subsurface structural data: criteria and pitfalls. *AAPG bulletin*, **74**(10), 1590-1609.
- Hasterok, D. 2013. Global patterns and vigor of ventilated hydrothermal circulation through young seafloor. *Earth and Planetary Science Letters*, **380**, 12-20.
- Humphris, S. E., and Klein, F. 2018. Progress in deciphering the controls on the geochemistry of fluids in seafloor hydrothermal systems. *Annual review of marine science*, **10**, 315-343.
- Horstmann, E., Tomonaga, Y., Brennwald, M. S., Schmidt, M., Liebetau, V., and Kipfer, R. 2021. Noble gases in sediment pore water yield insights into hydrothermal fluid transport in the northern Guaymas Basin. *Marine Geology*, **434**, 106419.
- Jain, C., Rozel, A. B., Tackley, P. J., Sanan, P., and Gerya, T. V. 2019. Growing primordial continental crust self-consistently in global mantle convection models. *Gondwana Research*, **73**, 96-122.

- Jamtveit, B., Svensen, H., Podladchikov, Y. Y., and Planke, S. 2004. Hydrothermal vent complexes associated with sill intrusions in sedimentary basins. *Physical Geology of High-Level Magmatic Systems. Geological Society, London, Special Publications*, **234**, 233-241.
- Johnson, M. L., and Watt, M. K. (1996). *Hydrology of the unconfined aquifer system, Mullica River basin, New Jersey, 1991-92* (No. **94-4234**).
- Joseph, A. 2017. Chapter 6-seafloor hot chimneys and cold seeps: mysterious life around them. *Investigating Seafloors and Oceans*, ed. A. Joseph (Amsterdam: Elsevier), 307-375.
- Kluesner, J. W. 2011. *Marine geophysical study of cyclic sedimentation and shallow sill intrusion in the floor of the Central Gulf of California*. University of California, San Diego.
- Kominz, M. A., Patterson, K., and Odette, D. 2011. Lithology dependence of porosity in slope and deep marine sediments. *Journal of Sedimentary Research*, **81**(10), 730-742.
- Laberg, J. S., and Andreassen, K. 2007. Submarine Paleo-Failure Morphology On A Glaciated Continental Margin From 3d Seismic Data. In *Submarine Mass Movements and Their Consequences* (pp. 11-18). Springer, Dordrecht.
- León, V. M., Moreno-González, R., García, V., and Campillo, J. A. 2017. Impact of flash flood events on the distribution of organic pollutants in surface sediments from a Mediterranean coastal lagoon (Mar Menor, SE Spain). *Environmental Science and Pollution Research*, **24**(5), 4284-4300.
- Ligi, M., Bonatti, E., Tontini, F. C., Cipriani, A., Cocchi, L., Schettino, A., ... and Rasul, N. 2011. Initial burst of oceanic crust accretion in the Red Sea due to edge-driven mantle convection. *Geology*, **39**(11), 1019-1022.
- Ligtenberg, J. H. 2005. Detection of fluid migration pathways in seismic data: implications for fault seal analysis. *Basin Research*, **17**(1), 141-153.
- Lines, L. R., and Newrick, R. T. 2004. *Fundamentals of geophysical interpretation*. Society of Exploration Geophysicists.
- Lister, C. R. B. 1980. Heat flow and hydrothermal circulation. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, **8**(1), 95-117.
- Liu, Y., and Zheng, Y. 2021. Accurate Volume Calculation Driven by Delaunay Triangulation for Coal Measurement. *Scientific Programming*, 2021.
- Lizarralde, D., Axen, G. J., Brown, H. E., Fletcher, J. M., González-Fernández, A., Harding, A. J., ... and Umhoefer, P. J. 2007. Variation in styles of rifting in the Gulf of California. *Nature*, **448**(7152), 466-469.

- Lonsdale, P.F. 1989. Geology and tectonic history of the Gulf of California, in Winterer, E.L., Hussong, D.M., Decker, R.W. (eds.), *The Eastern Pacific Ocean and Hawaii: Boulder, Colorado, Geological Society of America, Decade of North American Geology*, 499-521.
- Lowell, R. P., Rona, P. A., and Von Herzen, R. P. 1995. Seafloor hydrothermal systems. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, **100**(B1), 327-352.
- Løseth, H., Gading, M., & Wensaas, L. 2009. Hydrocarbon leakage interpreted on seismic data. *Marine and Petroleum Geology*, **26**(7), 1304-1319.
- Macías Iñiguez, I. M., Yarbuh, I., Madero, R. S., Fernández, A. G., Fletcher, J. M., Contreras, J., ... y France, R. G. 2019. Modo de extensión de la corteza y formación del Sistema Extensional de Cerralvo, sur del Golfo de California, a partir de datos de reflexión sísmica en 2D. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, **36**(3), 334-347.
- Mammerickx, J., and Klitgord, K. D. 1982. Northern East Pacific Rise: Evolution from 25 my BP to the present. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, **87**(B8), 6751-6759.
- Martín-Barajas, A., González-Escobar, M., Fletcher, J. M., Pacheco, M., Oskin, M., and 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), 1294-1311.
- McKenzie, D., and Jackson, J. 1986. A block model of distributed deformation by faulting. *Journal of the Geological Society*, **143**(2), 349-353.
- Medina, C. R., Rupp, J. A., and Barnes, D. A. 2011. Effects of reduction in porosity and permeability with depth on storage capacity and injectivity in deep saline aquifers: A case study from the Mount Simon Sandstone aquifer. *International journal of greenhouse gas control*, **5**(1), 146-156.
- Miller, N. C., and Lizarralde, D. 2013. Thick evaporites and early rifting in the Guaymas Basin, Gulf of California. *Geology*, **41**(2), 283-286.
- Monecke, T., Monecke, J., and Reynolds, T. J. 2019. The influence of CO<sub>2</sub> on the solubility of quartz in single-phase hydrothermal fluids: Implications for the formation of stockwork veins in porphyry copper deposits. *Economic Geology*, **114**(6), 1195-1206.
- Nafe, J. E., and Drake, C. L. 1957. Variation with depth in shallow and deep-water marine sediments of porosity, density and the velocities of compressional and shear waves. *Geophysics*, **22**(3), 523-552.
- Negrete-Aranda, R., Contreras, J., and Spelz, R. M. 2013. Viscous dissipation, slab melting, and post-subduction volcanism in south-central Baja California, Mexico. *Geosphere*, **9**(6), 1714-1728.

- Negrete-Aranda, R., Neumann, F., Harris, R. N., Contreras, J., Zierenberg, R. A., and Caress, D. W. 2019. First Heat Flow Measurements in the Auka and JaichMaa'ja'ag vent fields Pescadero Basin, Southern Gulf of California. AGUFM, 2019, V13D-0187.
- Negrete-Aranda, R., Neumann, F., Contreras, J., Harris, R. N., Spelz, R., Zierenberg, R., and Caress, D. W. 2021. Transport of Heat by Hydrothermal Circulation in a Young Rift Setting: Observations from the Auka and JaichMaa Ja'ag'vent Field in the Pescadero Basin, Southern Gulf of California. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, e2021JB022300.
- Neumann, F., Negrete-Aranda, R., Harris, R. N., Contreras, J., Sclater, J. G., and González-Fernández, A. 2017. *Systematic heat flow measurements across the Wagner Basin, northern Gulf of California. Earth and Planetary Science Letters*, **479**, 340-353.
- Nicholson, C., Sorlien, C. C., Atwater, T., Crowell, J. C., and Luyendyk, B. P. 1994. Microplate capture, rotation of the western Transverse Ranges, and initiation of the San Andreas transform as a low-angle fault system. *Geology*, **22**(6), 491-495.
- Ojeda Chong, J. B. 2016. Algoritmo paralelo para vacíos poligonales en triangulaciones de Delaunay.
- Omosanya, K. O., Johansen, S. E., Eruteya, O. E., and Waldmann, N. 2017. Forced folding and complex overburden deformation associated with magmatic intrusion in the Vøring Basin, offshore Norway. *Tectonophysics*, **706**, 14-34.
- Omosanya, K. O., Eruteya, O. E., Siregar, E. S., Zieba, K. J., Johansen, S. E., Alves, T. M., and Waldmann, N. D. 2018. Three-dimensional (3-D) seismic imaging of conduits and radial faults associated with hydrothermal vent complexes (Vøring Basin, Offshore Norway). *Marine Geology*, **399**, 115-134.
- Paduan, J. B., Zierenberg, R. A., Clague, D. A., Spelz, R. M., Caress, D. W., Troni, G., ... and Lupton, J. 2018. Discovery of hydrothermal vent fields on Alarcón Rise and in Southern Pescadero Basin, Gulf of California. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, **19**(12), 4788-4819.
- Penrose, J.D., Siwabessy, P.J.W., Gavrilov, A., Parnum, I., Hamilton, L.J., Bickers, A., Brooke, B., Ryan, D.A., and Kennedy, P. 2005. Acoustic techniques for seabed classification. Cooperative Research Centre for Coastal Zone Estuary and Waterway Management, Technical Report 32.
- Pirajno, F. 2008. *Hydrothermal processes and mineral systems*. Springer Science and Business Media.
- Piñero Lajas, D. 2008. Sísmica de reflexión y fechamiento  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  del basamento continental en el margen oeste de la Cuenca Farallón (sur del Golfo de California, México). Tesis de Maestría en Ciencias. Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, Baja California. 160 pp.
- Planke, S., Rasmussen, T., Rey, S. S., and Myklebust, R. 2005, January. Seismic characteristics and distribution of volcanic intrusions and hydrothermal vent complexes in the Vøring and Møre basins.

- In *Geological Society, London, Petroleum Geology Conference series* (Vol. 6, No. 1, pp. 833-844). Geological Society of London.
- Prol-Ledesma, R. M., Carrillo-de la Cruz, J. L., Torres-Verab, M. A., Membrillo-Abad, A. S., and Espinoza-Ojedac, O. M. 2018. Heat flow map and geothermal resources in Mexico \$ Mapa de flujo de calor y recursos geotérmicos de México. *Terra Digitalis*, **2**(2), 1-38.
- Ramírez-Zerpa, N., Spelz, R. M., Yarbuh, I., Negrete-Aranda, R., Contreras, J., Clague, D. A., ... and González-Fernández, A. 2021. Architecture and tectonostratigraphic evolution of the Pescadero Basin Complex, southern Gulf of California: Analysis of high-resolution bathymetry data and seismic reflection profiles. *Journal of South American Earth Sciences*, 103678.
- Revelle, R., and Maxwell, A. E. 1952. Heat flow through the floor of the eastern North Pacific Ocean. *Nature*, **170**(4318), 199-200.
- Roy, S., Senger, K., Hovland, M., Römer, M., and Braathen, A. 2019. Geological controls on shallow gas distribution and seafloor seepage in an arctic fjord of spitsbergen, norway. *Marine and Petroleum Geology*, **107**, 237-254.
- Schmiedel, T., Galland, O., and Breitzkreuz, C. 2017. Dynamics of sill and laccolith emplacement in the brittle crust: role of host rock strength and deformation mode. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, **122**(11), 8860-8871.
- Schultz, A., and Elderfield, H. 1997. Controls on the physics and chemistry of seafloor hydrothermal circulation. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences*, **355**(1723), 387-425.
- Seiler, C., Fletcher, J. M., Quigley, M. C., Gleadow, A. J., and Kohn, B. P. 2010. Neogene structural evolution of the Sierra San Felipe, Baja California: Evidence for proto-gulf transtension in the Gulf Extensional Province? *Tectonophysics*, **488**(1-4), 87-109.
- Sheriff, R.E., and Geldart, L.P. 1991. Exploración sísmológica: procesamiento e interpretación de datos. Ed. Limusa, vol. II, México, D.F., 275 pp.
- Stein, C.A., and Stein, S. 1994. Constraints on hydrothermal heat flux through the oceanic lithosphere from global heat flow. *Journal of Geophysical Research* 99: 3081–3095.
- Stein, C. A., Stein, S., and Pelayo, A. M. 1995. Heat flow and hydrothermal circulation. *Seafloor hydrothermal systems: physical, chemical, biological, and geological interactions*, **91**, 425-445.
- Soto, L. A., and Romero, A. E. 2013. La exploración en el mar profundo de ambientes extremos: sistemas hidrotermales. *La frontera final: el océano profundo. INECC, México*, 105-149.

- Stoker, M. S., Pheasant, J. B., & Josenhans, H. 1997. Seismic methods and interpretation. In *Glaciated Continental Margins* (pp. 9-26). Springer, Dordrecht.
- Stock, J. M., and Hodges, K. V. 1989. Pre-Pliocene extension around the Gulf of California and the transfer of Baja California to the Pacific plate. *Tectonics*, **8**(1), 99-115.
- Sun, Q., Wu, S., Cartwright, J., Wang, S., Lu, Y., Chen, D., & Dong, D. 2014. Neogene igneous intrusions in the northern South China Sea: Evidence from high-resolution three-dimensional seismic data. *Marine and Petroleum Geology*, **54**, 83-95.
- Svensen, H., Jamtveit, B., Planke, S., & Chevallier, L. 2006. Structure and evolution of hydrothermal vent complexes in the Karoo Basin, South Africa. *Journal of the Geological Society*, **163**(4), 671-682.
- Tarback, E. J., and Lutgens, F. K. 2005. *Ciencias de la Tierra*. Universitario, 32.
- Trude, J., Cartwright, J., Davies, R. J., and Smallwood, J. 2003. New technique for dating igneous sills. *Geology*, **31**(9), 813-816.
- Umhoefer, P. J. 2011. Why did the Southern Gulf of California rupture so rapidly? —Oblique divergence across hot, weak lithosphere along a tectonically active margin. *GSA Today*, **21**(11), 4-10.
- Umhoefer, P.J., Plattner, C., and Malservisi, R. 2020. Quantifying rates of “rifting while drifting” in the southern Gulf of California: The role of the southern Baja California microplate and its eastern boundary zone. *Lithosphere*, v. **12**, p. 122–132.
- Valdéz, I. 2017. Análisis mediante modelos analógicos del sistema de cuencas pull-apart en la parte sur del golfo de California (Tesis de Maestría). Universidad Nacional Autónoma de México.
- van Dover, C. 2002. Trophic relationships among invertebrates at the Kairei hydrothermal vent field (Central Indian Ridge). *Marine Biology*, **141**(4), 761-772.
- van der Zander, I., Rubin, K. H., Zierenberg, R. A., Voight, J. R., Von Damm, K., and McClain, J. 2004, December. 210 Po-210 Pb Dating and U-Series Disequilibria of a Young Basaltic Flow at 10° 44'N EPR. In *AGU Fall Meeting Abstracts* (Vol. **2004**, pp. B13A-0178).
- Von Damm, K. L. 1990. Seafloor hydrothermal activity: black smoker chemistry and chimneys. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, **18**(1), 173-204.
- Wang, Y., Forsyth, D. W., and Savage, B. 2009. Convective upwelling in the mantle beneath the Gulf of California. *Nature*, **462**(7272), 499-501.
- Wernicke, B., 1981, Low-angle normal faults in the Basin and Range Province: Nappe tectonics in an extending orogen: *Nature*, **291**, 645-648

- Wheat, C. G., Zierenberg, R. A., Paduan, J. B., Caress, D. W., Clague, D. A., and Chadwick Jr, W. W. 2020. Changing Brine Inputs Into Hydrothermal Fluids: Southern Cleft Segment, Juan de Fuca Ridge. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, **21**(11), e2020GC009360.
- Wright, N. M., Seton, M., Williams, S. E., and Mueller, R. D. 2016. The Late Cretaceous to recent tectonic history of the Pacific Ocean basin. *Earth-Science Reviews*, **154**, 138-173.
- Yilmaz, Ö. 2001. *Seismic data analysis: Processing, inversion, and interpretation of seismic data*, vol. **1**, Society of Exploration Geophysicists, Tulsa, 2027 pp.

## Anexos

Script Ejemplo del cálculo de volumen para una región

```
%Volumenes dia 2018/07
clear all;
close all;

%Cargar datos
%Horizontes inferiores
load i_2.txt;
load i_4.txt;
load i_6.txt;
load i_8.txt;
load i_10.txt;
load i_12.txt;

%Horizontes superiores
load s_2.txt;
load s_4.txt;
load s_6.txt;
load s_8.txt;
load s_10.txt;
load s_12.txt;

%Crear vectores para hacer las gráficas, inferiores
xi= [i_2(:,1)' i_4(:,1)' i_6(:,1)' i_8(:,1)' i_10(:,1)'
i_12(:,1)'];
yi= [i_2(:,2)' i_4(:,2)' i_6(:,2)' i_8(:,2)' i_10(:,2)'
i_12(:,2)'];
zi= [i_2(:,3)' i_4(:,3)' i_6(:,3)' i_8(:,3)' i_10(:,3)'
i_12(:,3)']*-1500/2000;

%Crear vectores para hacer las gráficas, superiores
xs= [s_2(:,1)' s_4(:,1)' s_6(:,1)' s_8(:,1)' s_10(:,1)'
s_12(:,1)'];
ys= [s_2(:,2)' s_4(:,2)' s_6(:,2)' s_8(:,2)' s_10(:,2)'
s_12(:,2)'];
zs= [s_2(:,3)' s_4(:,3)' s_6(:,3)' s_8(:,3)' s_10(:,3)'
s_12(:,3)']*-1500/2000;

figure(1)
tri=delaunay (xi,yi);
trisurf(tri,xi,yi,zi)
```

```

hold on;
tri=delaunay (xs,ys);
trisurf(tri,xs,ys,zs)
shading interp

%Nuevos vectores referidos hacia el origen, horizontes
inferiores
xio=[xi-xi(end)];
yio=[yi-yi(end)];
xso=[xs-xs(end)];
yso=[ys-ys(end)];

figure(2)
tri=delaunay (xio,yio);
trisurf(tri,xio,yio,zi)
hold on;
tri=delaunay (xso,yso);
trisurf(tri,xso,yso,zs)
xlabel ('longitud (m)')
ylabel ('latitud (m)')
zlabel('depth (m)')
shading interp

% %volumen horizonte superior
% trisup=delaunay (xso,yso);
% voll=0;
% for i=1:length(trisup)
%     p1=trisup(i,1);
%     p2=trisup(i,2);
%     p3=trisup(i,3);
%     zp=(zs(p1)+zs(p2)+zs(p3))/3.0;
%
As=abs(xso(p1)*yso(p2)+xso(p2)*yso(p3)+xso(p3)*yso(p1)-
yso(p1)*xso(p2)-xso(p3)*yso(p2)-yso(p3)*xso(p1))/2;
%     vols=voll+As*zp;
% end
%
% volumen horizonte inferior
% triinf=delaunay (xio,yio);
% vol2=0;
% for i=1:length(triinf)
%     p1=triinf(i,1);
%     p2=triinf(i,2);
%     p3=triinf(i,3);

```

```

%      zpi=(zi(p1)+zi(p2)+zi(p3))/3.0;
%
Ai=abs(xio(p1)*yio(p2)+xio(p2)*yio(p3)+xio(p3)*yio(p1)-
yio(p1)*xio(p2)-xio(p3)*yio(p2)-yio(p3)*xio(p1))/2;
%      voli=vol2+Ai*zpi;
% end
%
% volfinal=abs(vols-voli)

% Cálculo de volúmenes con coordenadas utm
% volumen horizonte superior
trisup=delaunay(xs,ys);
voll=0;
for i=1:length(trisup)
    p1=trisup(i,1);
    p2=trisup(i,2);
    p3=trisup(i,3);
    zp=(zs(p1)+zs(p2)+zs(p3))/3.0;
    As=abs(xs(p1)*ys(p2)+xs(p2)*ys(p3)+xs(p3)*ys(p1)-
ys(p1)*xs(p2)-xs(p3)*ys(p2)-ys(p3)*xs(p1))/2;

    %Aquí estaba el 1er error, el contador voll estaba mal
    empleado
    %se tiene que usar de forma recursiva
    voll=voll+As*zp;
end

% Aquí se asigna el resultado de la suma de volúmenes voll
a vols
vols = voll;

%volumen horizonte inferior
triinf=delaunay(xi,yi);
vol2=0;
for i=1:length(triinf)
    p1=triinf(i,1);
    p2=triinf(i,2);
    p3=triinf(i,3);
    zpi=(zi(p1)+zi(p2)+zi(p3))/3.0;
    Ai=abs(xi(p1)*yi(p2)+xi(p2)*yi(p3)+xi(p3)*yi(p1)-
yi(p1)*xi(p2)-xi(p3)*yi(p2)-yi(p3)*xi(p1))/2;

```

```
    %Aqui estaba el 2do error, el contador vol1 estaba mal
    empleado
    %se tiene que usar de forma recursiva
    vol2=vol2+Ai*zpi;
end

% Aqui se asigna el resultado de la suma de volúmenes vol2
a voli
voli = vol2;

volf=abs(voli-vols)
```