



UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DEL ESTADO DE HIDALGO

**INSTITUTO DE CIENCIAS BÁSICAS E INGENIERÍA
ÁREA ACADÉMICA DE CIENCIAS DE LA TIERRA Y
MATERIALES**

LICENCIATURA EN INGENIERÍA EN GEOLOGÍA AMBIENTAL

**“PROSPECCIÓN DE CABO SAN LUCAS, BAJA
CALIFORNIA SUR, MÉXICO, COMO ZONA DE
EXPLORACIÓN CON POTENCIAL
GEOTÉRMICO”**

T E S I S

**PARA OBTENER EL TÍTULO DE:
LICENCIADO EN INGENIERÍA EN GEOLOGÍA
AMBIENTAL**

PRESENTA:

SERGIO CARLOS VÁZQUEZ-TAGLE GALLEGOS

DIRECTOR DE TESIS:

M. en. I. PATRICIA CANDELARIA MONTIEL GARCÍA

CODIRECTOR DE TESIS

DRA. ROSA MARÍA PROL LEDESMA

INSTITUTO DE GEOFÍSICA

UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

MINERAL DE LA REFORMA, HIDALGO, 2018

Agradecimientos

El desarrollo de este trabajo fue posible gracias al apoyo otorgado por el proyecto CeMIE-Geo P-01 “Mapas de Gradiente Geotérmico y Flujo de Calor para la República Mexicana” así como al proyecto 152823 “Evaluación de los recursos geotérmicos de la Península de Baja California: continentales, costeros y submarinos”, correspondiente a la convocatoria del Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología N.S 0019-2010-01.

Agradezco especialmente el apoyo constante de la Maestra Patricia Candelaria Montiel García, no solo en este proyecto, si no a lo largo de toda mi trayectoria universitaria.

Le agradezco fraternalmente a la Doctora Rosa María Prol Ledesma por la invaluable paciencia, guía y buena fe tanto en el proyecto como en mi persona.

¡Infinitas gracias a ambas!

Agradezco a mis sinodales:

Dr. Edgar Misael Uribe Alcántara

Dr. Enrique Cruz Chávez

Dr. Kinardo Flores Castro

Dr. Màrius Ramírez Cardona

Dr. Julián Núñez Benítez

Por su acertados comentarios, sugerencias y correcciones que indudablemente abillantaron este trabajo. En especial les agradezco por acercarse a mí como un colega o sencillamente como un amigo.

Agradezco a los catedráticos, familiares y amigos que creyeron en mí y me impulsaron, en especial agradezco a mis abuelos, Margarita, José Gerardo y Rosa Irma que son excelentes ejemplos de sistemas energéticos inagotables.

Dedico este trabajo:

A mis padres:

Margarita, la persona que más ha creído en mí, incluso sin conocerme.

Sergio Salvador, el primer y único superhéroe en el que aún creo.

Me satisface inimaginablemente la idea de que cada día los enorgullezco más. Gracias por hacerme la persona que soy.

A mis hermanas, Génesis del Rocío y Jissel Sophía, mis mejores cómplices, maestras y alumnas en esta fiesta llamada vida. Literalmente gracias por permitirme crecer a su lado, no podría haber escogido un mejor par.

RESUMEN

En el presente trabajo se realizó una estimación de valores de flujo de calor en el área ubicada en la porción sur de Baja California Sur, en la fracción oceánica; la estimación de valores se obtuvo mediante una interpolación producto de un análisis geoestadístico en donde se procesaron datos obtenidos a partir de expediciones marinas de obtención de núcleos y medición de parámetros termodinámicos en el fondo marino del océano, la interpolación generó como resultado un valor de alrededor de 140 mW/m² un valor próximo a la media de la tasa de flujo de calor en corteza oceánica (127 mW/m²) influenciado por los rasgos tectónicos activos presentes, como la dorsal del Pacífico Oriental.

La determinación de flujo de calor se hace en un intento de prospectar zonas con un potencial de generación de energía geotermoeléctrica que pudiera ser canalizada para el uso comercial en el área conurbada de Cabo San Lucas, en Baja California Sur, en donde en recientes trabajos de extracción de agua de pozos para alimentar a una planta desalinizadora se encontraron flujos con temperaturas anómalamente altas de naturaleza parcialmente geotermal, obteniendo temperaturas de equilibrio en el acuífero por encima de los 100 °C mediante geotermometría, y parcialmente meteórica, dando como origen a un agua de mezcla de una facie cloruro-sódica típica en sistemas geotermales dominados por agua, elementos que conducen a pensar en un sistema geotermal despertando el interés de hacer una prospección más a fondo del área a la vecindad.

El modelo predictivo – obtenido mediante el proceso de *Kriging* – acentuó la naturaleza anómala de la presencia de los fluidos geotermales en el área, persuadiendo a continuar con investigación más a fondo del área de estudio.

ABSTRACT

Hereby is presented a prediction of the heat flow values in the area located south of the peninsula, particularly in the oceanic crust; the heat flow prediction was obtained by implementing a geostatistical analysis to data obtained by previous ocean-drilling programs that retrieved cores and measured thermodynamic values of the sea floor, such prediction assigned a value of around 140 mW/m² to the nearest point of the interest zone, a value relatively normal for young oceanic crust, thus remarking the anomalous nature of the geothermal fluids found in Cabo San Lucas.

Estimating the heat flow value is desired as it has been proved useful in order to project new zones with a high potential of geo-thermoelectrical energy production as it could be economically lucrative in the urban zone of San Jose del Cabo, situated just in the southern shoreline of the peninsula, just where water springs with anomaly high temperatures product of a mixture of geothermal, with equilibrium temperatures above the 100°C calculates by geothermometry, and meteoric water where found thus awakening the research interest in the area.

In general, the predictive model – obtained through the *kriging* process – accented the anomalous nature of the geothermal fluids in the aquifer, persuading to continue with further research.

Índice general

RESUMEN	iii
CAPÍTULO I – GENERALIDADES	1
1.1 INTRODUCCIÓN	1
1.2 ANTECEDENTES	2
1.3 DEFINICIÓN DEL PROBLEMA	3
1.4 JUSTIFICACIÓN	4
1.5 OBJETIVOS	5
1.5.1 Objetivo general	5
1.5.2 Objetivos específicos	5
CAPITULO II – MARCO TEÓRICO	6
2.1 ESTRUCTURA Y FENÓMENOS TRANSITORIOS DE LA TIERRA.....	6
2.1.1 Tectónica de placas	7
2.1.2 Transferencia de calor en la Tierra.....	8
2.1.3 Almacenamiento y distribución de recursos hidráulicos	11
2.2 RESERVORIOS GEOTERMALES	13
2.2.1 Definición.....	13
2.2.2 Clasificación	17
2.3 QUÍMICA DE RESERVORIOS GEOTÉRMICOS	21
2.3.1 Geoquímica de líquidos hidrotermales	21
2.3.2 Geotermometría	22
2.4 USOS DE RESERVORIOS GEOTÉRMICOS.....	31
2.4.1 Producción de energía eléctrica	32
2.4.2 Situación de México en materia de energéticos	35

CAPITULO III – ÁREA DE ESTUDIO	37
3.1 LOCALIZACIÓN Y VÍAS DE ACCESO	37
3.2 GEOLOGÍA REGIONAL	38
3.3 EVOLUCIÓN TECTÓNICA	41
3.4 HIDROLOGÍA	45
CAPITULO IV – METODOLOGÍA	46
4.1 Medición de flujo de calor	46
4.1.1 Etapa exploratoria de la información	48
4.2 Muestreo de fluidos	52
CAPITULO V – RESULTADOS Y DISCUSIÓN	54
5.1 INTERPOLACIÓN DE FLUJO DE CALOR VÍA KRIGING	54
5.2 QUÍMICA DE FLUIDOS GEOTERMALES	60
5.2.1 Parámetros fisicoquímicos y elementos mayores	60
5.2.2 Composición isotópica	61
5.2.3 Geotermometría	62
CAPÍTULO VI – CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES	64
CAPÍTULO VIII – REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS	66

Índice de figuras

Figura 2.1	Estructura interna de la Tierra	6
Figura 2.2	Valores de flujo de calor dominante por área.....	10
Figura 2.3	Corrientes de convección térmica en el manto	11
Figura 2.4	El ciclo hidrológico.....	12
Figura 2.5	Gradiente térmico crítico para la convección	15
Figura 2.6	Esquema de un sistema geotermal ideal	16
Figura 2.7	Modelo de un sistema geotérmico	17
Figura 2.8	Sección transversal de un reservorio geopresurizado.....	19
Figura 2.9	Sistema ideal de producción de un HDR	20
Figura 2.10	Diagrama de <i>Lindal</i> de aplicaciones de recursos geotérmicos.....	32
Figura 2.11	Generación de electricidad en diferentes sistemas geotérmicos.....	33
Figura 2.12	Crecimiento de la capacidad geotérmica instalada	35
Figura 3.1	Localización y vías de acceso	37
Figura 3.2	Configuración tectónica de la Península de Baja California	38
Figura 3.3	Sección estructural del terreno Cochimí	41
Figura 3.4	Mapa tectónico de la microplaca Baja California.....	42
Figura 3.5	Modelo cinemático del cizallamiento alrededor de la microplaca	44
Figura 3.6	Mapa de la Región Hidrológica RH06: Baja California Sureste.....	45
Figura 4.1	El dispositivo " <i>daughter</i> " de la sonda <i>Uyeda/Kinoshita</i>	46
Figura 4.2	Puntos de muestreo de flujo de calor en el área	47
Figura 4.3	Histogramas del dominio de información	50
Figura 4.4	Ploteos <i>quantil-quantil</i> del dominio	51
Figura 4.5	Diagrama de <i>Voronoi</i> de los valores de flujo de calor	51
Figura 4.6	Análisis de tendencia espacial en los valores del dominio	52
Figura 4.7	Muestreo de fluidos en Cabo San Lucas	53
Figura 5.1	Semivariograma de la interpolación por <i>Kriging</i>	56
Figura 5.2	Mapa de predicción de valores de flujo de calor	57
Figura 5.3	Mapa de predicción de error estándar de la interpolación.....	59
Figura 5.8	Diagrama de clasificación química de fluidos	60

Figura 5.5	Relación isotópica de las muestras de agua.....	62
------------	---	----

Índice de tablas

Tabla 2.1	Inventario de agua sobre o cerca de la superficie terrestre.....	12
Tabla 2.2	Clasificación de recursos geotérmicos basada en la temperatura.....	18
Tabla 2.3	Plantas geotérmicas instaladas en México	36
Tabla 4.1	Conjunto de datos de flujo de calor reportados.....	47
Tabla 5.1	Química de aguas de las muestras de Cabo San Lucas.....	60

CAPITULO I

GENERALIDADES

1.1 INTRODUCCIÓN

La energía geotérmica es aquella contenida en forma de calor en el interior de la Tierra (Armstead, 1983; Stober & Bucher, 2013) siendo el origen de este calor el proceso de acreción planetaria hace más de 4 mil millones de años que generó un incremento en la temperatura y dio como resultado la diferenciación gravitacional de la Tierra (Angüita, 1988). El calor generado por el decaimiento de radioisótopos de potasio, uranio y torio también contribuye, aunque en menor medida, a la energía geotérmica contenida en la Tierra (McCay *et al.*, 2014).

La energía geotérmica, ya sea como vapor o agua caliente, ha sido explotada por la humanidad durante siglos para fines de calefacción y esparcimiento (Barbier, 2002): en el antiguo imperio romano, por ejemplo, las pocas fuentes de agua termal eran codiciadas porque el agua caliente era necesaria para los baños públicos indispensables en la cultura romana (Stober & Bucher, 2013). Las fuentes de agua termal también han sido usadas para fines de lavandería e incluso para cocina, se considera a estos como usos directos de recursos geotérmicos (Dickson & Fanelli, 2005).

El uso más importante de la energía geotérmica actualmente es la generación de energía eléctrica, lo cual no fue viable hasta inicios del siglo veinte cuando la energía geotérmica – en forma de vapor- se utilizó para producir electricidad (Younger, 2015). La producción de energía eléctrica inició en la fracción *-frazione-* de Larderello, en el municipio de Pomarance en Italia en 1904, cuando Piero Ginori Conti buscaba diversificar y mejorar su negocio de ácido bórico e inventó una manera de hacer trabajar una pequeña máquina de vapor, utilizando el vapor proveniente de un enorme reservorio geotermal (Breckenridge, 1973).

La invención de Ginori Conti fue realmente un primer paso en términos de generación eléctrica: su dínamo original producía únicamente 10 kW, pero demostró el concepto y muy pronto la idea evolucionó. Para 1913, un generador de 250 kW fue puesto en servicio en Larderello 1, la primera estación de electricidad que funcionaba por energía geotérmica. Varias aldeas alrededor de Larderello recibieron energía conducida a través de cableado de aluminio (DiPippo, 2015), así, la exploración y explotación de recursos geotérmicos para fines eléctricos dio inicio.

La capacidad de energía geotermoeléctrica de México constaba de 4 centrales y 40 unidades de generación sumando 873.6 MW para finales de 2015 (CFE, 2016) y, en particular, la Península de Baja California se identifica como una región de alto potencial geotérmico, al contar con dos campos productores de electricidad -Cerro Prieto y Las Tres Vírgenes- que generan hasta 730 MW de energía eléctrica (Arango-Galván *et al.*, 2015).

1.2 ANTECEDENTES

Después del auge de la planta de Larderello, en Italia, la Comisión Federal de Electricidad entre los años de 1949 y 1950 inició la propuesta de utilizar los recursos geotérmicos en México, en particular el reservorio de Pathé en el estado de Hidalgo, hasta llegar al desarrollo del reservorio de Cerro Prieto, en el estado de Baja California, para poder dar inicio a los trabajos de generación de energía eléctrica tal como lo reporta Espinosa (1978).

En un afán de extender este posible mercado es necesario adentrarse a la complejidad de la tectono-estratigrafía de la Península de Baja California: es posible encontrar en la literatura diversos estudios que tratan de definir su pasado geológico y de predecir su evolución vinculándola con la de Norte América, así como su potencial geotérmico (Gastil *et al.*, 1976; Lewis, 1983; Aranda-Gómez & Pérez-Venzor, 1988; Kimbrough & Moore, 2003; Fletcher *et al.*, 2007; B ncora *et al.*, 2008; DiPippo, 2012; Arango-Galván *et al.*, 2015)

Normark & Curray (1968) propone un modelo evolutivo de la Península de Baja California reconociendo que la configuración continental actual no es epigenética, exponiendo a una teoría que sugería la existencia de al menos tres bloques de corteza que se vieron sometidos a una deformación de desplazamiento debido a actividad tectónica y volcánica del área, vinculándola con la activa dorsal del Pacífico Oriental.

Más tarde, ese mismo año, surge el proyecto Deep Sea Drilling Project auspiciado por el Scripps Institution of Oceanography de la Universidad de California, San Diego cuyo objetivo era, en primera instancia, sustentar la teoría de la tectónica de placas haciendo perforaciones del fondo marino y presentar evidencia en particular de la expansión de corteza oceánica; los primeros reportes de este programa estuvieron a cargo de Ewing *et al.* (1969).

Kelts *et al.* (1982) publicaron los primeros resultados del Deep Sea Drilling Project para el área de la Península de Baja California, cubriendo el área del Golfo de California, la dorsal del Pacífico Oriental y el Océano Pacífico, haciendo mediciones de conductividad térmica, gradiente geotérmico y flujo de calor; la presencia de valores anómalamente altos despertó aún más el interés por el área.

Dado que un reservorio geotérmico está acompañado por una tasa de flujo de calor elevada, y que el flujo de calor es un posible indicador de actividad tectónica local, Hamza & Muñoz (1996) realizaron una interpolación de datos de flujo de calor en Sudamérica para generar un mapa de flujo de calor que les permitiera identificar anomalías térmicas, ya sea con fines de investigación o de prospección geotermoeléctrica.

Por otra parte, con el elevado crecimiento poblacional que enfrentó la Península de Baja California surge el proyecto de desalación de agua con energías renovables a cargo de la Facultad de Ingeniería de la Universidad Nacional Autónoma de México bajo el nombre de IMPULSA. En el contexto de la desalinización de agua de mar Prol-Ledesma *et al.* (2010) llevaron a cabo trabajos de exploración con base en el reporte de la planta desalinizadora en el área de la costa de Cabo San Lucas, respecto a la alta temperatura encontrada en los nuevos pozos perforados para la desalinizadora, ya que esa alta temperatura los hacía

inutilizables para la planta. Al muestrear los pozos encontraron fluidos inusualmente calientes con temperaturas que sobrepasaban los 90°C y, para su sorpresa, justo a un lado se perforó otro pozo de extracción y el fluido era frío: una diferencia de temperatura de alrededor de más de 50 °C entre los dos pozos situados a poco más de 100 metros de distancia.

Este hallazgo, además de la geoquímica del agua, no únicamente dio lugar a la idea de la existencia de un reservorio geotérmico, además planteo que -de existir- este se vería limitado por una barrera hidrogeológica que impediría el intercambio entre los fluidos geotérmicos y el agua subterránea producida por el pozo frío.

Aunque en el sitio se han entorpecido los trabajos de exploración debido a la edificación en 2010 de un complejo turístico o también por la cercanía del agua de mar que provoca una fuerte interferencia con los equipos que se utilizan para prospección electromagnética, Arango-Galván *et al.* (2015) presentó una recopilación de prospectos geotérmicos de la Península, incluyendo a Cabo San Lucas como un posible candidato auxiliándose también de trabajos de percepción remota, así como información obtenida por aero-magnetometría o por información satelital.

1.3 DEFINICIÓN DEL PROBLEMA

Se elige la zona de Cabo San Lucas a raíz de la detección de fluidos de naturaleza hidrotermal en pozos de agua cuyo fin era la de suministrar agua salobre a la planta desalinizadora en el extremo sur de la península de Baja California (López-Sánchez *et al.*, 2006).

En tales pozos la proporción entre diferencia de temperaturas contra distancia entre los pozos suscitan la hipótesis de la existencia de una frontera hidrogeológica entre el acuífero costero y un posible reservorio geotermal que abarca -al menos- una porción de línea de costa de Cabo San Lucas, en Baja California Sur.

Aunque actualmente no se han reportado manifestaciones en la zona circundante al área de estudio, la química de los fluidos demostró (López-Sánchez *et al.*, 2006) que el agua termal es el producto de mezcla de agua marina con agua subterránea de origen meteórico, de tal modo que es necesario estudiar la zona marina ubicada frente a los sitios en que se encuentran los pozos con agua termal. Todo esto aunado a la actividad geotérmica actual presente en la península (Arango-Galván *et al.*, 2015) y la evolución tectónica del área permiten inferir la hipótesis de la existencia de un reservorio geotérmico en el fondo oceánico.

Para demostrar la existencia del reservorio geotérmico, la obtención de valores de flujo de calor en la fracción oceánica del área de estudio es el objetivo del presente estudio, dado que brindaría un panorama de la existencia de un reservorio geotérmico con potencial de generar energía eléctrica.

La detección de un reservorio de esta naturaleza puede brindar un recurso importante para el desarrollo de energía sustentable en la zona y en México, trayendo consigo un beneficio

ambiental, económico y social; así como una contribución al entendimiento de la configuración tectónica Mexicana.

1.4 JUSTIFICACIÓN

En el marco de la promoción de la generación de energía por métodos sustentables alternativos a hidrocarburos surge la energía geotérmica que es una fuente de energía sustentable y que ayuda a reducir el impacto económico debido a la volatilidad de precios de hidrocarburos y por ende a la optimización de recursos.

Con un nivel elevado de confianza, se puede aseverar que la combustión de combustibles fósiles y el cambio de uso de suelo son la causa dominante de la elevación de la concentración de CO₂ atmosférico (Hartmann, Tank, & Rusticucci, 2013) con las consecuencias que este aumento genera a escala global.

Esta elevada liberación de gases de efecto invernadero conllevan el incremento de las temperaturas superficiales promedio del aire, alterando patrones climáticos y acidificando el océano y, de no ser atendido el problema, el continuo incremento de emisiones de gases de efecto invernadero podría causar que las temperaturas globales incrementen otros 4°C o más para el año 2100, implicando un incremento de 1.5 a 2 veces más en tierra dentro de los continentes y en áreas más al norte del ecuador (Obama, 2017).

El CO₂ se incrementó 40%, desde 278 ppm en 1750 hasta 390.5 ppm en 2011, durante el mismo intervalo de tiempo el metano (otro gas de efecto invernadero) se incrementó 150%, desde 772 ppb a 1803 ppb, así como el óxido nítrico que se incrementó 20%, desde 271 ppb a 324.2 ppb. Es inequívoco que las concentraciones actuales de CO₂, metano y óxido nítrico exceden cualquier nivel medido en -al menos- los 800,000 años pasados. Aún más alarmante es la tasa de incremento promedio de estos tres gases la cual excede cualquier incremento medido en los 20,000 años previos.

El implementar una planta de energía geotérmica en el área de estudio resultaría benéfico, no únicamente para Cabo San Lucas, además para el equilibrio ecológico y estabilidad económica a nivel nacional.

Por otro lado, bajo el contexto del complejo marco tectónico-evolutivo propio de la República Mexicana, y en particular debido a la extensa cantidad de contrastes geológicos definidos en la Península de Baja California, el presente trabajo surge como un esfuerzo a tener mejor acercamiento a la caracterización de rasgos tectónicos locales en para contribuir así al mejor entendimiento de la evolución del Terreno Nacional y, a su vez, poder predecir el comportamiento futuro del mismo.

1.5 OBJETIVOS

1.5.1 Objetivo General

Analizar el área de Cabo San Lucas en Baja California Sur, México, desde el punto de vista termodinámico, geoquímico, geotectónico y geofísico, para generar evidencia que soporte la existencia de un reservorio con fluidos hidrotermales con posible potencial geotérmico.

1.5.2 Objetivos Específicos

- Estimar por medio de un análisis geoestadístico de datos una aproximación al valor de la tasa de flujo de calor dominante en el área de estudio para poder detectar una anomalía térmica relacionada a un reservorio geotermal.
- Presentar la clasificación geoquímica de las muestras de agua del acuífero objetivo para poder interpretar los procesos que tienen lugar en él.
- Evaluar características del posible reservorio geotérmico en la zona de estudio para estimar su potencial energético.

CAPÍTULO II

MARCO TEÓRICO

2.1 ESTRUCTURA Y FENÓMENOS TRANSITORIOS DE LA TIERRA

La Tierra es un planeta dinámico y, para fines teóricos, su forma asemeja a una esfera de aproximadamente 6,370 km de radio. Si nos situásemos, entonces, en la superficie y caváramos un pozo con orientación enteramente vertical, requeriría alrededor de 12,740 km llegar al otro extremo del planeta.

La Tierra tiene una estructura interna estratificada (Figura 2.1) con:

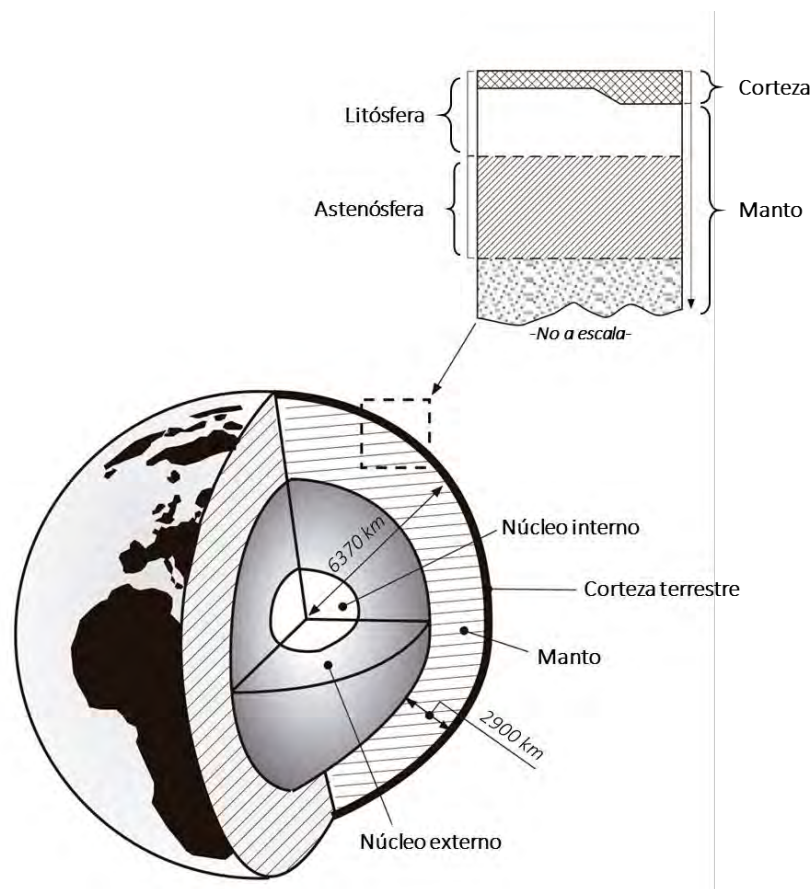


Figura 2.1. Estructura interna de la Tierra. Modificado de Dickson & Fanelli, 2005.

- **Un núcleo interno** sólido de material de una densidad de alrededor de 11 g/cm^3 (Angüita, 1988), una aleación de hierro y níquel, rodeado por un núcleo externo de la misma composición, pero en un estado de menor viscosidad que el núcleo externo; ambos suman un radio de aproximadamente 3,470 km y, aunque su volumen conforma sólo el 16% del volumen total Terrestre, su alta densidad hace

que contribuya al 32% de la masa total del planeta. A 6,000 km de profundidad, en el núcleo interno ya se alcanzan temperaturas por encima de los 5,000°C y una presión de alrededor de 400 GPa.

- **Un núcleo externo** formado de hierro y níquel fundido que está a alrededor de 2,900°C, y es el responsable del campo magnético terrestre debido a un fenómeno llamado convección.
- **Una gruesa capa de silicatos de hierro y magnesio internamente estratificada -llamada manto-** encapsula al núcleo (Stober & Bucher, 2013). De acuerdo con avances en sismicidad se ha clasificado al manto en secciones debido al comportamiento de las ondas sísmicas en distintos medios. Sin embargo, la parte superior del manto, junto con la corteza supra yacente, se comporta de manera relativamente rígida y forman la litósfera, que es de naturaleza irregular con un espesor máximo de 200 km, mientras que el manto debajo de la litósfera se comporta notablemente más plástica (Alden, 2016).
- **La zona superficial, o corteza del planeta** está construida de una delgada capa rígida, cuya composición varía en las zonas continentales u oceánicas.

La litósfera tiene alrededor de 70 km y un rango de entre 100 y 125 km de espesor por debajo de la corteza oceánica y continental respectivamente. Su límite inferior dentro del manto se marca por una capa particular, conocida como la zona de baja velocidad, en la cual el movimiento de las ondas sísmicas se vuelve más lento. Esta zona extendida a una profundidad de quizá 200 km (o más) desde la superficie se conoce como astenósfera. Las rocas en la astenósfera quizá estén más cerca de su punto de fusión que aquellas por encima o por debajo de esta zona (Barbier, 2002).

2.1.1 Tectónica de placas

La teoría de tectónica de placas argumenta que la litósfera se divide en una serie de placas móviles que se mueven individualmente como resultado de fuerzas de empuje y arrastre resultado del movimiento convectivo del manto (Barbier, 2002; Stober & Bucher, 2013).

Estas placas se mueven lentamente (algunos centímetros por año) a lo largo de la superficie terrestre sobre la astenósfera (Figura 2.1) (Barbier, 2002).

Los límites laterales entre las placas pueden ser de tres naturalezas:

- **Divergente:** (centros de expansión *-spreading center-* o dorsales oceánicas). En zonas donde la litósfera es más delgada, y especialmente en áreas oceánicas, la litósfera es empujada hacia arriba y fracturada por el material caliente parcialmente derretido que asciende de la astenósfera (coincidente con el ascenso de las celdas convectivas) (Figura 2.3), es este mecanismo el que crea las dorsales oceánicas

que se extienden por más de 60,000 km por debajo del océano, emergiendo en algunos lugares (Azores, Islandia).

Una pequeña fracción de las rocas derretidas que ascienden de la astenósfera emerge de las crestas de las dorsales y crea -al entrar en contacto con el agua de mar- nueva corteza oceánica. Sin embargo, la mayoría del material que asciende de la astenósfera se divide en dos secciones por debajo de la litósfera (Dickson & Fanelli, 2005).

- **Convergente:** Corresponden a trincheras oceánicas, donde dos placas convergen y colisionan de modo que una placa se desliza y se posiciona debajo de la otra y es eventualmente “reabsorbida” en el manto y destruida.

La placa continental es menos densa que la placa oceánica, al colisionar la diferencia de densidades hace que la placa oceánica se hunda, incrementando su temperatura hasta que se funde y se incorpora al interior de la Tierra (La placa Nazca al este del Océano Pacífico).

- **Conservativo/Transformante:** En este sistema las dos placas se deslizan una respecto a la otra lateralmente en una misma dirección, pero en un sentido contrario, de modo que no existe creación ni destrucción de litósfera. En este caso la dirección de movimiento relativo de las dos placas es paralela a la falla producida.

Los márgenes de placa conservativos pueden ocurrir tanto en litósfera continental como oceánica, sin embargo, el caso más común se da en corteza oceánica. Un ejemplo es la falla de San Andreas, California, E.U. (Barbier, 2002).

2.1.2 Transferencia de calor en la Tierra

El calor (W) se define como una medida de la cantidad de energía transferida de un cuerpo a otro debido a la diferencia de temperatura de esos cuerpos (Wilson, 2005).

El 99% de la Tierra es más caliente que 1,000°C y sólo el 0.1% es más frío que 100°C, la temperatura promedio de la superficie terrestre es 14°C y la temperatura en el núcleo alcanza valores alrededor de los 5,800°C (Stober & Bucher, 2013), por tanto, pensar en un cambio de temperatura con una transferencia de energía desde el núcleo hasta la corteza es algo natural.

Este calor se origina principalmente del calor primordial, que es el calor generado durante la formación de la Tierra, además del calor producto del decaimiento de isótopos radioactivos de larga perduración.

En corteza continental el flujo de calor se deriva de los episodios magmáticos más recientes, del calor proveniente del manto y del decaimiento radioactivo en la parte superior cortical, mientras que en corteza oceánica la concentración de isótopos radioactivos es tan baja que el calentamiento radiogénico es despreciable y el flujo de calor se deriva mayoritariamente del calor fluyendo desde el manto por debajo de la litósfera y por tanto, como máximo, sólo la mitad del flujo de calor terrestre puede ser atribuido a la influencia del fenómeno de decaimiento radioactivo (Barbier, 2002).

Aunque todos los isótopos radioactivos generan calor conforme decaen, sólo los isótopos que son relativamente abundantes y tienen un promedio de vida media semejante a la Tierra son considerables productores de calor a través del tiempo geológico y permanecen hoy día. Existen cuatro importantes isótopos productores de calor ^{40}K , ^{232}Th , ^{235}U y ^{238}U (Barbier, 2002).

Dada su naturaleza dinámica, la Tierra libera al espacio calor desde el interior y lo hace a través de una unidad de área en una unidad de tiempo, este fenómeno es conocido como flujo de calor y varía de lugar a lugar en la superficie (Figura 2.2) y ha variado con el tiempo en cualquier lugar particular, se mide en mili-watt por metro cuadrado (mW/m^2).

Aunque las condiciones geológicas particulares de cada región determinan su capacidad de flujo de calor, en un trabajo de Davies y Davies (2010) las áreas de superficie fueron agrupadas en cuatro principales categorías para fines de determinación de flujo de calor:

- **Corteza oceánica joven** - Tiene un flujo de calor de 23.1 TW ($2.31 \cdot 10^{13} \text{W}$) con una media de transferencia de $128 \text{ mW}/\text{m}^2$. La metodología de discriminación para el término “joven” es el de edades litológicas de hasta 66.5 Ma de antigüedad.
- **Resto de corteza oceánica y continental** – El valor de flujo de calor cae en órdenes de magnitud de 13.8 TW ($1.38 \cdot 10^{13} \text{W}$) con una media de $73 \text{ mW}/\text{m}^2$ para superficie continental y de 7.8 TW ($0.7 \cdot 10^{13} \text{W}$) con $66 \text{ mW}/\text{m}^2$ para el resto de los océanos.
- **Glaciares** – Se determinó un flujo de calor de $65 \text{ mW}/\text{m}^2$ basado en la profundidad de la temperatura de Curie usando un análisis espectral de información aeromagnética (Maule, Purucker, Olsen, & Mosegaard, 2005).
- **Regiones hot-spot**- Típicamente no exhiben una tasa de calor superior a los esperados por su edad cortical, excluyendo algunos sitios sobre o cerca de rasgos volcánicos (Stein & Von Herzen, 2007).

Como resultado, se estima que la superficie continental total ($2.073 \cdot 10^{14} \text{m}^2$) tiene un flujo de calor de 14.7 TW con una media de $70.9 \text{ mW}/\text{m}^2$ mientras que la superficie oceánica total ($3.08 \cdot 10^{14} \text{m}^2$) tiene un flujo de calor de 31.9 TW con una media de $105.4 \text{ mW}/\text{m}^2$, resultando el flujo de calor terrestre total de alrededor de 46.7 TW (Davies & Davies, 2010).

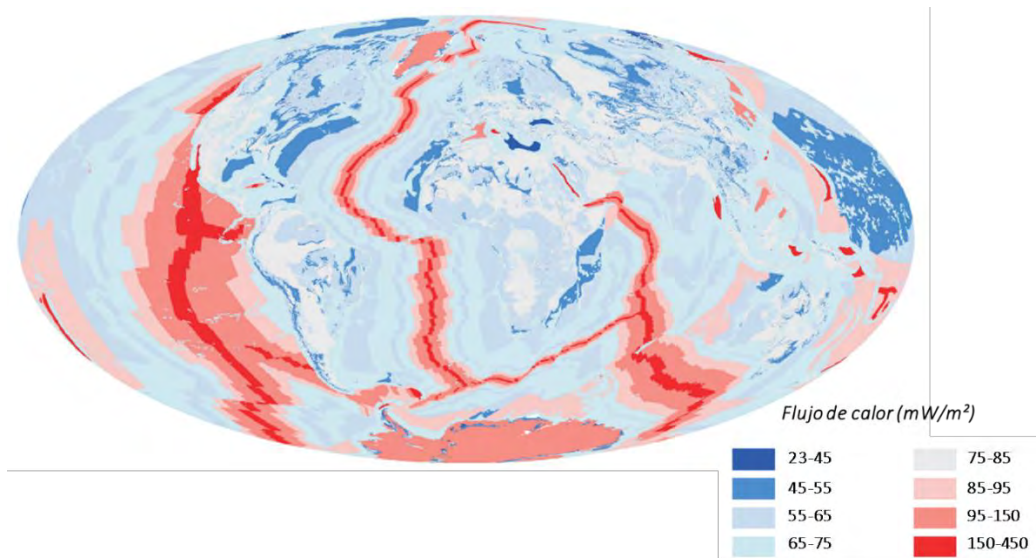


Figura 2.2. Mapa de valores de flujo de calor dominante por área (mW/m^2) obtenido a partir de los estimados para cada categoría geológica e interpolando en áreas sin información. Modificado de Davies & Davies, 2010.

Aunque generalmente este fenómeno no es perceptible, el calor de la Tierra se mueve desde el interior hacia la superficie en donde se disipa, somos conscientes de esto, sin embargo, debido a que la temperatura de las rocas incrementa con la profundidad, demostrando la existencia de un gradiente geotérmico. Aunque el gradiente promedio cerca de la superficie, dentro de algunos kilómetros es alrededor de $30^{\circ}C/km$, puede variar hasta los $10^{\circ}C/km$ (antigua corteza continental) y hasta valores por encima de los $100^{\circ}C/km$ (áreas con volcanismo activo). El gradiente geotérmico es la evidencia directa de la transferencia de calor terrestre.

La transferencia de calor ocurre de dos maneras dentro de la Tierra:

Conducción: Involucra la transferencia de energía cinética entre moléculas sin la transferencia de material. Moléculas en movimiento golpean moléculas vecinas, causando que vibren más rápidamente y dando origen a la transferencia de calor. La Conducción es la manera principal de transferencia de calor en sólidos, donde metales puros presentan una gran conductividad de calor en comparación a las rocas.

Convección: Es el proceso de transferencia de calor por defecto en líquidos o gases y consiste en el movimiento de fluido caliente de un lugar a otro. Dado que existe un movimiento de material, este proceso es mucho más eficiente que la conducción en términos de transferencia de calor.

Ya que el calor se mueve ascendentemente a través de roca sólida impermeable, el fenómeno de conducción es la manera de transferencia de calor por defecto en la litósfera (Barbier, 2002). Mientras que la plasticidad del manto permite el fenómeno de la convección (Figura 2.3) y da origen al movimiento de las placas tectónicas sobre la astenósfera (Stober & Bucher, 2013).

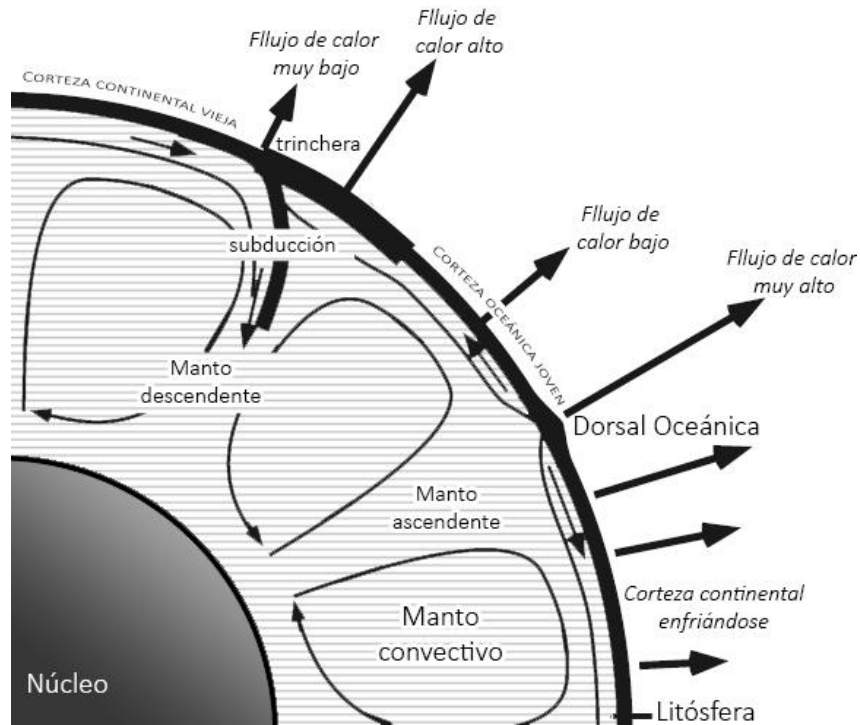


Figura 2.3. Corrientes de convección térmica en el manto viscoso como origen de las placas tectónicas y como regulador del flujo de calor a gran escala (líneas negras). Modificado de Stober & Butcher, 2013.

2.1.3 Almacenamiento y distribución de recursos hidráulicos

Dada la naturaleza dinámica terrestre los recursos hidráulicos se encuentran siempre en movimiento en la corteza, un buen acercamiento a este movimiento es el ciclo del agua, que expresa la continua circulación del agua cerca de la superficie de la Tierra incluyendo los océanos, la atmósfera, la precipitación, escurrimiento superficial y flujo subterráneo para regresar al océano (Hiscock & Bense, 2014)

La Tabla 2.1 muestra la distribución de los recursos en diferentes reservas terrestres. Dado que existe una variabilidad alta en volumen y en tasas de evaporación y precipitación, no es posible dar un promedio simple de los tiempos de residencia de aguas en cada reserva. Por ejemplo, si tomáramos como referencia los datos de la Figura 2.4 junto a la Tabla 2.1, si alrededor de 6% ($2,220 \text{ km}^3 \text{ a}^{-1}$) de escorrentía desde continente se toma como circulación subterránea, entonces el tiempo que tomaría reabastecer el volumen ($4.2 \cdot 10^6 \text{ km}^3$) de agua subterránea somera sería de la magnitud de 2,000 años.

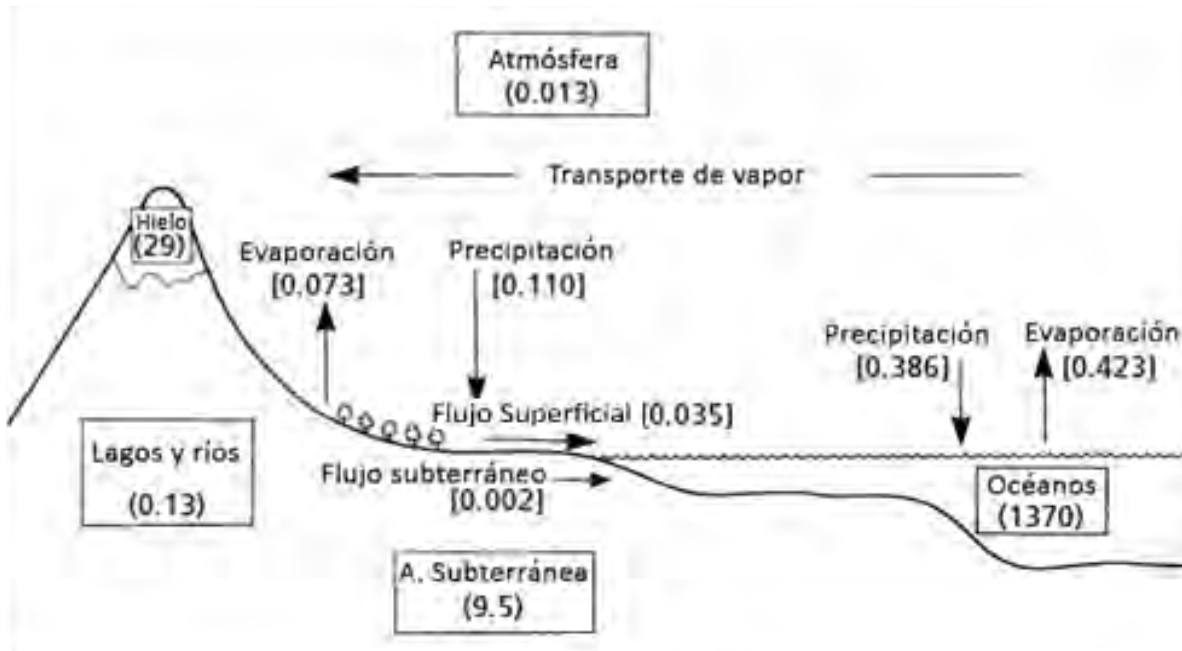


Figura 2.4. El ciclo hidrológico. El ciclo del agua global tiene tres mayores vías: precipitación, evaporación y transporte de vapor de agua. Los números en paréntesis “()” representan volumen en inventarios (Tabla 2.1). Números en corchetes “[]” representan flujos en 106 km³ a-1. Modificado de Berner & Berner, 1987.

Tabla 2.1. Inventario de agua sobre o cerca de la superficie terrestre. Modificado de Berner & Berner, 1987.

Reserva	Volúmen (-10⁶ km³)	Porcentaje del total
Océanos	1370	97.25
Glaciares y hielo	29	2.05
Agua subterránea profunda	5.3	0.38
Agua subterránea somera	4.2	0.30
Lagos	0.125	0.01
Humedad de suelo	0.065	0.005
Atmósfera (vapor de agua)	0.013	0.001
Ríos	0.0017	0.0001
Biósfera	0.0006	0.00004
Total	1408.7	100

En realidad, la residencia de aguas subterráneas varía desde 2 semanas hasta 10,000 años e incluso más (Edmunds, 2001) y su presencia depende no únicamente de la disponibilidad de fuentes de recargas, la existencia de las aguas subterráneas depende además de la naturaleza de los materiales geológicos, la geología estructural regional y de la geomorfología del paisaje.

Esta infiltración de aguas está regida por leyes físicas que describen cambios en la energía del agua subterránea, y, en gran medida, depende de las condiciones naturales en la

permeabilidad y la facilidad de transmisión de agua subterránea en diferentes materiales geológicos.

Según su naturaleza se distinguen los *acuíferos*, *acuitardos* o *acuicludos* (Hiscock & Bense, 2014):

- Un acuífero es una secuencia de rocas o sedimentos que incluye una o más formaciones geológicas que contienen agua y son potenciales transmisores de agua bajo un gradiente hidráulico ordinario. Por tanto, un acuífero tiene suficiente permeabilidad para transmitir agua y puede ser explotado económicamente desde pozos o manantiales. Arenas, gravas, calizas meteorizadas o areniscas fracturadas suelen ser buenos acuíferos.
- El término acuitardo se usa para describir una formación de permeabilidad inferior que puede transmitir cantidades de agua que son significantes en términos de flujo subterráneo, pero que proveen abastecimiento de agua en cantidades despreciables. Limos fluviales y glaciares, arcillas arenosas o rocas sedimentarias o cristalinas con pocas fracturas son ejemplos de acuitardos y,
- Acuicludo es una unidad geológica saturada de una permeabilidad tan baja que es incapaz de transmitir cantidades significativas de agua bajo gradientes hidráulicos convencionales y puede actuar como barrera al flujo subterráneo regional.

En condiciones de flujo de agua subterránea reales se suele encontrar heterogeneidad de materiales (intercalación de materiales permeables e impermeables), por tanto, se suele llamar acuíferos confinados a aquellos que se encuentran entre dos acuitardos o acuicludos. El agua contenida en un acuífero confinado está bajo presión, de modo que al perforar el acuífero el agua subterránea ascenderá a un nivel por encima del límite superior del acuífero. Si en el acuífero confinado se explota demasiado el agua a partir de pozos, el nivel de agua subterráneo puede descender del límite superior del acuífero hasta que se convierte en no confinado (Hiscock & Bense, 2014)

2.2 RESERVORIOS GEOTERMALES

2.2.1 Definición

Como regla general, los gradientes de densidad en agua subterránea causan un efecto de empuje ascendente y los gradientes hidráulicos asociados harán que se dé un flujo de agua subterránea. El ejemplo clásico es aquel donde la variabilidad de densidad de fluidos se da en áreas de costa, donde el agua salada del mar coexiste con agua meteórica sobre la tierra, en donde los gradientes de temperatura son suficientemente grandes para permitir suficientes gradientes de densidad de fluidos, que pueden dar como resultado patrones de flujo convectivo, éstos son conocidos como fenómenos de convección térmica. En Sistemas con convección libre, se manifiestan áreas de fluido ascendente y descendente. En un sistema hidrotermal conducido por convección libre los fluidos calientes

con una baja densidad ascienden a la superficie y se enfrían, entonces, su densidad incrementada sobrepasa el efecto de empuje ascendente resultando en estancamiento.

Un criterio de estabilidad teórica o número Raleigh (Ra) puede ser formulado para determinar en qué condiciones la convección térmica empezará a ocurrir. En un sistema simplificado, en donde los límites superior e inferior de un acuífero horizontal tienen un espesor (L) se mantienen a una temperatura constante (T_{sup} y T_{inf} respectivamente) el número Rayleigh para el inicio de la convección térmica se puede dar como

$$Ra = \frac{\alpha_f \rho_f^2 c_{pw} g k_i L (T_{inf} - T_{sup})}{\mu \lambda}$$

Donde:

α_f = **Expansividad térmica**

k_i = **Permeabilidad (m^2)**

λ = **Conductividad térmica ($W m^{-1} K^{-1}$)**

ρ_f = **Densidad del fluido ($kg m^{-3}$)**

μ = **Viscosidad dinámica ($Pa s$)**

C_{pw} = **Capacidad calorífica volumétrica específica del agua ($J mol^{-1} K^{-1}$)**

g = **Aceleración gravitacional ($m s^{-2}$)**

La temperatura de referencia elegida para evaluar las propiedades dependientes de temperatura en la ecuación anterior es considerada típicamente como $(T_{sup} + T_{inf})/2$.

La convección libre ocurre cuando Ra excede un valor crítico, comúnmente citado como un valor de $\sim 4\pi^2$. Usando entonces un valor de $Ra = 4\pi^2$ y valores comunes para los otros parámetros en la ecuación anterior, la Figura 2.5 muestra los gradientes térmicos críticos necesarios para la convección libre como función del espesor del acuífero y para tres valores de permeabilidad.

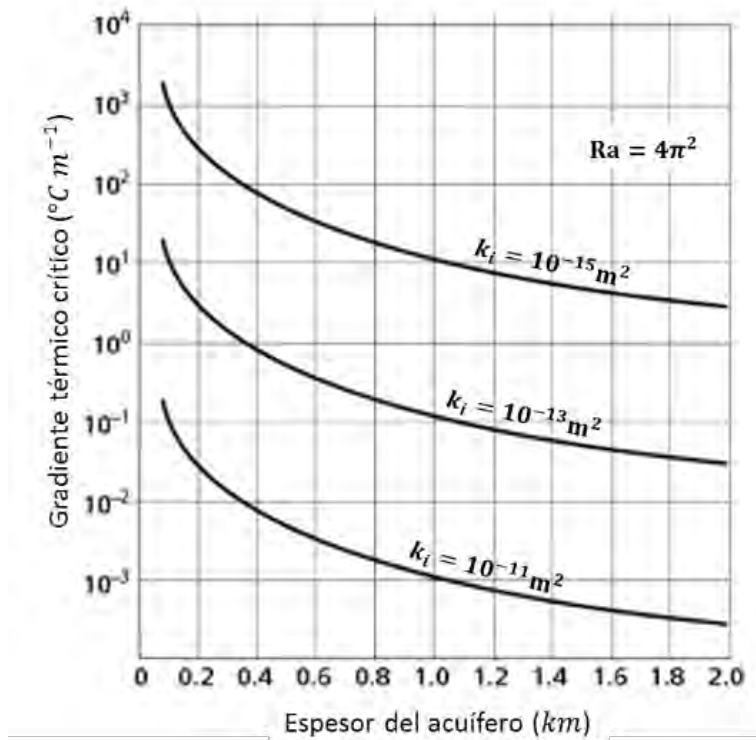


Figura 2.5. En este diagrama, asumiendo un número Raleigh (Ra) para la convección hidrotérmica según la ecuación anterior el gradiente térmico crítico para la convección de agua subterránea ($Ra \geq 4\pi^2$), puede ser estimado. De cualquier manera, este gradiente térmico crítico también es función del espesor del acuífero y la permeabilidad k_i . Modificado de Hiscock & Bense, 2014.

Esto sugiere que los gradientes geotérmicos necesitan exceder las condiciones normales (25°C km^{-1}) sustancialmente para dar inicio a la convección libre como resultado de la diferencia de densidades por el cambio de temperatura.

Rocas permeables con una buena continuidad vertical (en la dirección del gradiente geotérmico) incrementan la posibilidad de la ocurrencia de la convección libre. No es sorprendente, por tanto, que muchas zonas de falla permeables sean identificadas como el lugar de la convección de agua subterránea resultando en la emergencia de fuentes de agua caliente en la superficie. La mayoría de estos sistemas se encuentran controlados también por un flujo de calor cortical alto necesario para mantener los elevados gradientes térmicos (Hiscock & Bense, 2014).

Los sistemas que presentan este fenómeno son conocidos como **reservorios geotermiales** que Hochstein (1990) define esquemáticamente como “agua convectiva en la corteza superior de la Tierra, la cual, en un espacio confinado, transfiere calor desde una fuente hacia otro punto, usualmente la superficie libre”.

Existen tres factores que permiten la existencia de un reservorio geotermal:

- **Una fuente de calor:** puede ser una intrusión magmática ($\approx 600^{\circ}\text{C}$) que ha alcanzado profundidades someras (5-10 km) o, como en algunos sistemas de baja temperatura, la temperatura normal de la Tierra incrementando con la profundidad.
- **Un reservorio:** es un volumen de rocas permeables calientes de las cuales el fluido extrae el calor, ésta permeabilidad puede ser natural a la roca (Dickson & Fanelli, 2005) o además suele existir la presencia de una red de fracturamiento competente para fines de almacenamiento de agua y transporte de calor y agua, éste volumen de rocas generalmente tiene una cubierta impermeable que está conectada a un área de recarga por la cual las aguas meteóricas pueden reemplazar o parcialmente reemplazar los fluidos que escapan del sistema, además, la cubierta limita la pérdida de energía por convección y transporta calor predominantemente por conducción, dando una mayor longevidad al sistema (Lachassagne, Marechal, & Sanjuan, 2009).
- **Un fluido geotermal:** el fluido geotermal es agua, mayoritariamente agua meteórica, en la fase líquida o de vapor (dependiendo de la temperatura y la presión). El agua generalmente va enriquecida con compuestos químicos y gases como dióxido de carbón (CO_2) o ácido sulfhídrico (H_2S) (Dickson & Fanelli, 2005).

La Figura 2.6 es un sistema muy simplificado de un sistema geotermal ideal. El mecanismo que rige a los sistemas geotérmicos es, en gran medida, gobernado por convección de fluidos.

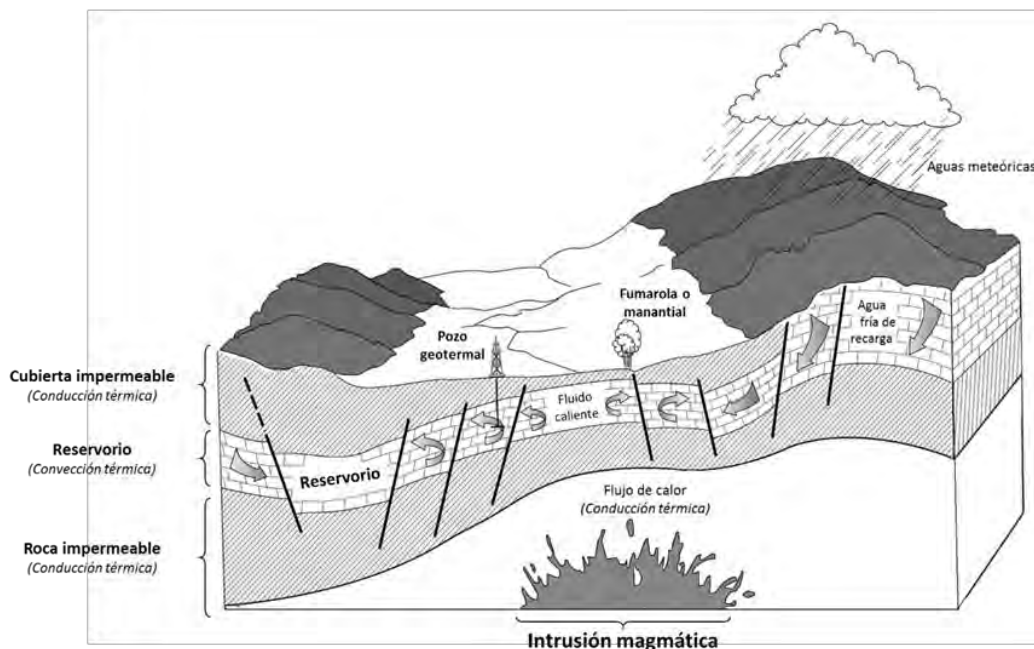


Figura 2.6. Representación esquemática de un sistema geotermal ideal. Modificado de Dickson & Fanelli, 2005.

La Figura 2.7 describe esquemáticamente el mecanismo en el caso de un sistema hidrotermal de media temperatura. La convección ocurre dado que el calor y la consecuente expansión térmica de fluidos en un campo gravitacional; el calor, el cual es administrado desde la base del sistema de circulación, es la energía que alimenta el sistema.

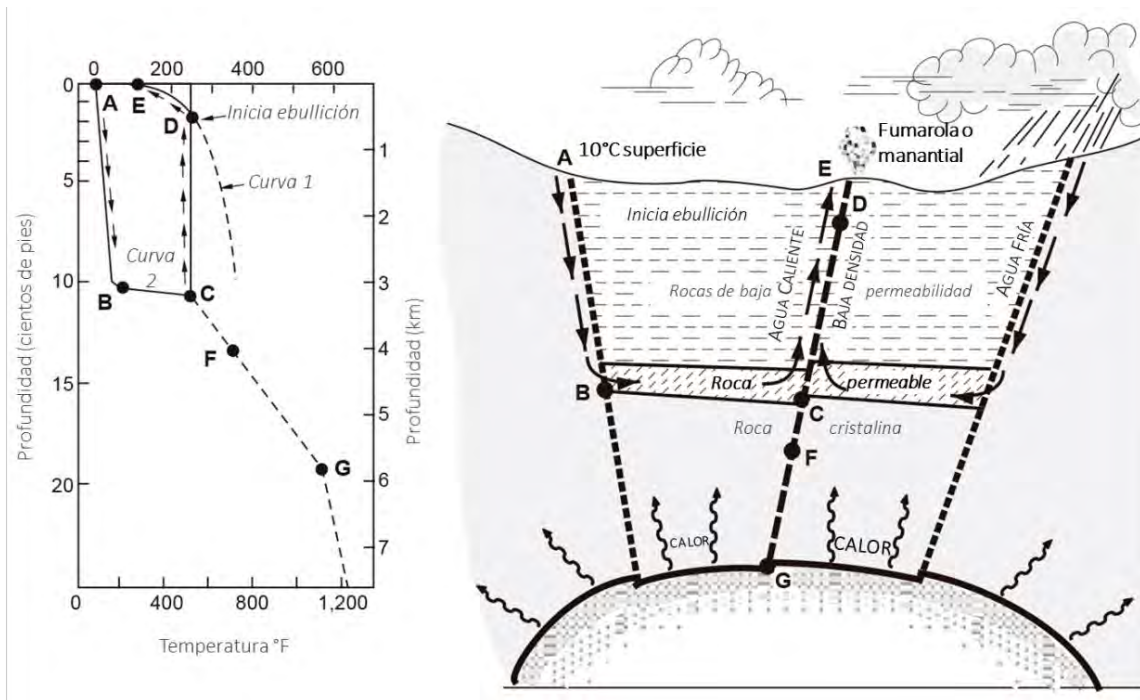


Figura 2.7. Modelo de un sistema geotérmico. La curva 1 es la curva de referencia para el punto de ebullición de agua pura. La curva 2 muestra el perfil de temperatura a lo largo de una típica ruta de circulación desde el punto de recarga 'A' hasta el punto de descarga 'E'. Modificado de White, 1973.

Fluido caliente de menor densidad tiende a ascender y a ser remplazado por fluido más frío de alta densidad, proveniente de los límites marginales del sistema. La convección, por naturaleza, tiende a incrementar la temperatura en la parte superior de un sistema mientras las temperaturas en la parte inferior de éste disminuyen (White, 1973)

Pese a que el fenómeno descrito parezca sencillo, la construcción de un modelo de un sistema geotérmico real no lo es. Los sistemas geotérmicos ocurren en la naturaleza en una variedad de combinaciones, dando lugar a diferentes sistemas (Dickson & Fanelli, 2005)

2.2.2 Clasificación

No existe aún una terminología internacional en uso por la comunidad geotérmica, sin embargo, se enlistan las definiciones y clasificaciones más comunes en esta disciplina:

Entalpia: El criterio más común para clasificar recursos geotérmicos es el basado en la entalpia de los fluidos geotérmicos que actúan como transportadores de calor desde las rocas calientes hasta la superficie. La entalpia, que puede ser considerada como más o menos proporcional a la temperatura, se utiliza para expresar el calor (energía térmica) contenido en los fluidos, y da una aproximación de su "valor" potencial. Los recursos se dividen en de baja, media y alta entalpia (\approx temperatura) de acuerdo con criterios que se

basan generalmente en el contenido energético de los fluidos y sus formas potenciales de utilización. La Tabla 2.2 reporta las clasificaciones propuestas por varios autores. Un método estándar de clasificación, así como de terminología, evitaría confusión y ambigüedad, pero hasta que ese método exista se deben indicar rangos de valores caso por caso, dado que los términos de baja, media y alta entalpía carecen de significado puntual y comúnmente son engañosos (Dickson & Fanelli, 2005).

Tabla 2.2. Clasificación de recursos geotérmicos basados en la temperatura (°C). Modificada de Dickson & Fanelli, 2005.

Recurso	Muffler & Cataldi (1978)	Hochstein (1990)	Benderitter & Cormy (1990)	Nicholson (1993)	Axelsson & Gunnlaugsson (2000)
<i>De baja entalpía</i>	<90	<125	<100	≤150	≤190
<i>De media entalpía</i>	90-150	125-225	100-200	-	-
<i>De alta entalpía</i>	>150	>225	>200	>150	>190

Fluido dominante: Otra clasificación frecuentemente utilizada es entre sistemas geotérmicos dominados por agua – o líquido- (*water-dominated systems*) y aquellos dominados por vapor (vapor seco; *vapour-dominated system*) (White, 1973).

En los *water-dominated systems* (sistemas dominados por agua) el agua líquida es la fase fluida continua controladora de la presión dominante y algo de vapor está inmerso generalmente como pequeñas burbujas, estos sistemas geotérmicos generalmente oscilan en un rango de temperaturas de entre <125°C a >225°C y son más ampliamente distribuidos en todo el mundo. Dependiendo de las condiciones de temperatura y presión pueden producir agua caliente, mezclas de agua y vapor, vapor húmedo y, en algunos casos, vapor seco.

Por otro lado, en los *vapour-dominated systems* (sistemas dominados por vapor) el agua líquida y el vapor normalmente coexisten en el reservorio, siendo el vapor la fase continua controladora de la presión dominante. Los sistemas geotérmicos de esta naturaleza, siendo ejemplos el de Larderello en Italia, Los Geiseros en Estados Unidos, son de alta temperatura y poca existencia. Generalmente producen vapor seco a súper caliente.

Estado de equilibrio: En la división basada en el estado de equilibrio del reservorio se considera la circulación del fluido del reservorio y el mecanismo de transferencia de calor:

En los sistemas dinámicos el reservorio se recarga continuamente por agua que es calentada y después descargada del reservorio, ya sea a la superficie o a formaciones permeables subterráneas. El calor es transferido a través del sistema por convección y circulación del fluido. Esta categoría incluye sistemas de alta y baja temperatura igual o menor a 150°C, éstos son los típicos sistemas económicamente rentables.

En los sistemas estáticos (también llamados sistemas estancados o sistemas de almacenamiento) existe una recarga menor o inexistente al reservorio y el calor se trasfiere únicamente por conducción. Esta categoría incluye sistemas de baja temperatura y geopresurizados (Dickson & Fanelli, 2005), y los de roca caliente seca.

Los sistemas geopresurizados se encuentran característicamente en grandes cuencas sedimentarias (Golfo de México, Estados Unidos) en rocas sedimentarias permeables, incluidos estratos de baja conductividad, conteniendo agua caliente presurizada que permanece atrapada al momento de acumulación de sedimentos. El agua caliente se somete a la presión litostática, excediendo en gran medida la presión hidrostática (Dickson & Fanelli, 2005; Nicholson, 1993).

La Figura 2.8 es una sección transversal simplificada a través de un reservorio geopresurizado. Los sistemas geopresurizados se caracterizan por tres propiedades importantes que los hacen atractivos en términos de rentabilidad: (1) presión muy alta (2) alta temperatura y (3) metano disuelto: la primera propiedad permite el uso de una turbina hidráulica para extraer la energía mecánica almacenada en forma de alta presión, la segunda propiedad permite el uso de una máquina de calor de algún tipo para extraer la energía térmica; y la última propiedad permite ya sea la combustión del gas en el sitio para proveer energía o para venta para mejorar la rentabilidad del proyecto de desarrollo.

Los reservorios geopresurizados formados a lo largo de la costa del Golfo de México fueron creados a través de la acumulación de sedimentos que enterraron a los estratos subyacentes y en estos las presiones eran suficientemente altas para impedir la perforación para aceite y gas. Con mejor entendimiento de estas zonas y mejores técnicas de perforación estos reservorios pueden ser perforados con mayor seguridad.

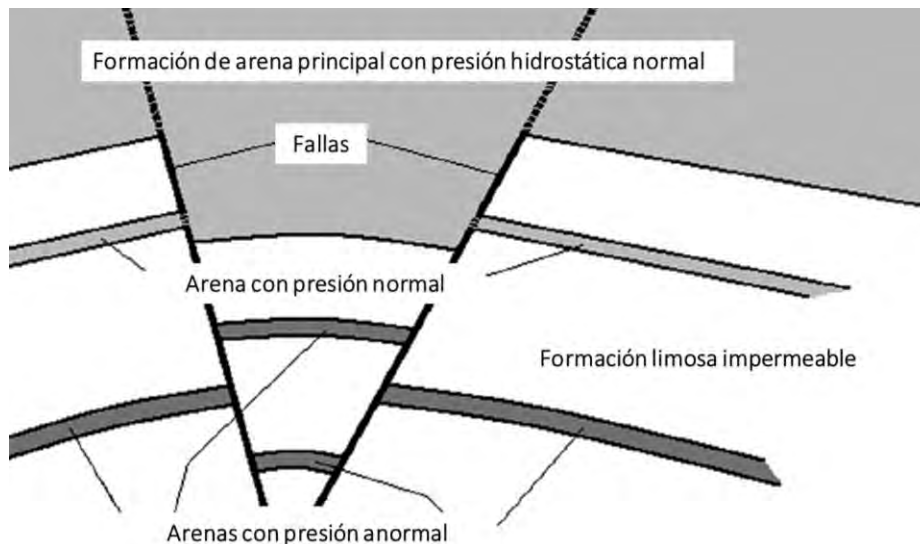


Figura 2.8. Esquema en sección transversal de un reservorio geopresurizado. Modificado de DiPippo, 2012.

Aunque hasta ahora solo se ha hecho referencia al término reservorio geotérmico involucrando a un acuífero, recientemente se han evaluado casos donde el recurso

geotérmico puede ser potencialmente extraído de un acuífugo (roca impermeable no fracturada). Ese es el caso de las rocas calientes secas o comúnmente referidas como HDR (*Hot Dry Rock*) o bien EGS (*Enhanced Geothermal System*)

Los sistemas de rocas calientes secas son aquellos potenciales reservorios geotérmicos explotables, considerando que tienen una elevada temperatura, pero carecen de fluidos dado a que la permeabilidad es muy baja y no permite el desarrollo comercial. Por tanto, se propone que estos sistemas sean “mejorados” por métodos ingenieriles a través del fracturamiento hidráulico: un pozo de inyección es creado en la formación a una profundidad ideal o prometedora, creando (o mejorando) una red de fracturamiento permitiendo la circulación de fluidos, es decir, convirtiéndolo en un sistema dinámico convencional. Idealmente se crea un circuito de fluido cerrado en donde agua fría será inyectada por una entrada y regresará a la superficie después de pasar por la formación artificialmente fracturada (Figura 2.9).

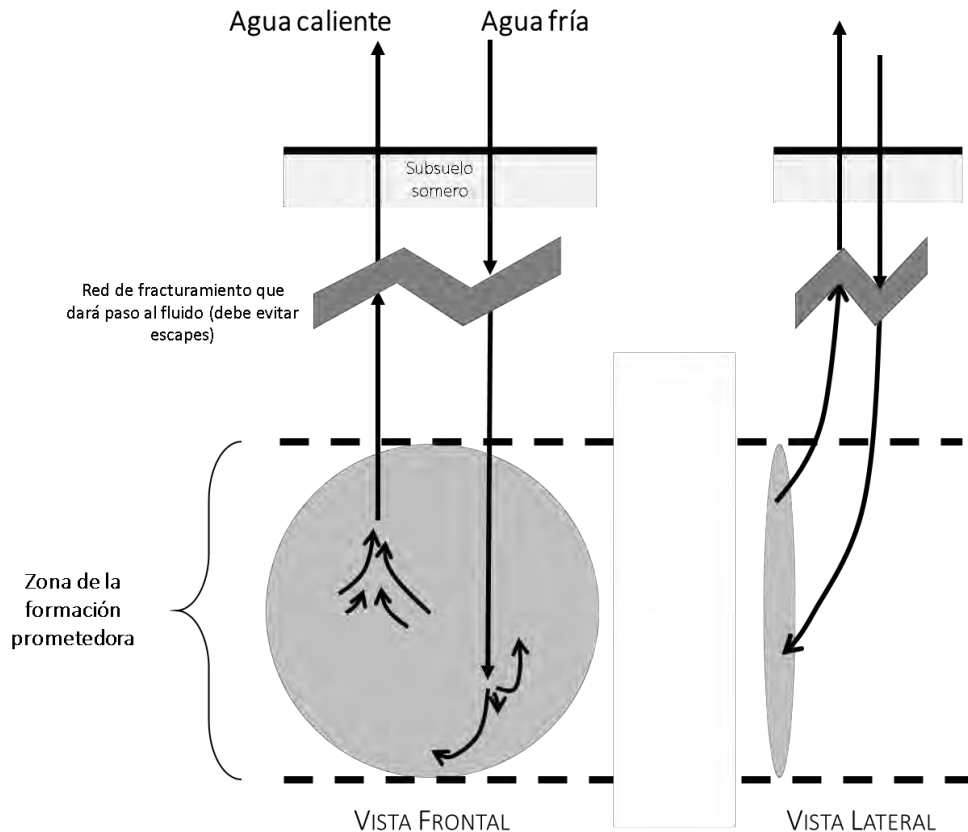


Figura 2.9. Sistema ideal de producción de un HDR. Modificado de DiPippo, 2012.

Existen muchos problemas para desarrollar un sistema HDR, es difícil controlar pozos geotérmicos muy profundos y direccionalmente. Las técnicas de perforación en la industria petrolera ahora permiten a los pozos girar 90 grados mientras se está perforando, permitiendo al pozo cubrir varias burbujas verticales de petróleo. Sin embargo, los pozos petroleros tienden a ser más someros que aquellos visionados en los sistemas HDR, las temperaturas son mucho menores y las rocas no son tan duras como aquellas encontradas

en regiones geotérmicas, aún más, los pozos HDR deben estar orientados con extrema precisión para formar un circuito de flujo cerrado. Por último, si alguna de las fracturas generadas no está conectada al pozo de producción, el fluido inyectado puede ser perdido, lo cual representaría un gasto de recursos hidráulicos de manera constante y permanente, aun así, algunas de estas dificultades parecen ser mitigadas con el paso de la investigación y el proceso ha dado algún resultado positivo en algunos sitios como Fenton Hill y el Volcán Newberry en Estados Unidos, Rosemanowes en el Reino Unido, Bad Urach en Alemania, entre otros (DiPippo, 2012).

2.3 QUÍMICA DE RESERVORIOS GEOTERMALES

2.3.1 Geoquímica de líquidos hidrotermales

El equilibrio de minerales en el fluido juega un rol fundamental determinando la química de los fluidos de descarga: las reacciones que toman lugar son función de la temperatura, presión, salinidad y las rocas que den lugar al sistema geotérmico, los productos de las reacciones fluido-mineral son minerales de alteración.

En aguas geotérmicas las concentraciones de soluto varían en gran medida y estas diferencias se deben a variaciones de temperatura, contenido en gases, fuente de calor, tipo de roca, permeabilidad, edad del sistema hidrotermal y del fluido o la mezcla de aguas. Las siguientes especies son las más comunes:

- Aniones (iones eléctricamente cargados negativamente): Cl^- , HCO_3^- , SO_4^{2-} , F^- , Br^- , I^-
- Cationes (iones positivos): Na^+ , K^+ , Li^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+} , Rb^+ , Cs^+ , Mn^{2+} , Fe^{2+}
- Neutral: SiO_2 , NH_3 , As, B, gases nobles.

En los sistemas dominados por agua el tipo más común de fluido a profundidad es una salmuera de sodio-cloro (Con 1,000-10,000 mg/kg de Cl), con tendencia a pH neutro, conteniendo gases principalmente CO_2 . Es aceptado que estas aguas se forman a una profundidad mayor como de la absorción de volátiles magmáticos (HCl , CO_2 , SO_2 , H_2S) en aguas meteóricas circulantes. La proporción de volátiles magmáticos determina la salinidad de las aguas del reservorio exceptuando los casos de contacto con agua de mar donde funge como fuente primordial de Cloro y los niveles pueden exceder los 100,000 mg/kg.

Vapores ácidos juveniles magmáticos y condensados de vapor enriquecido en HCl son comunes en la superficie de volcanes activos y a menudo son localizados en parte de sistemas hidrotermales más jóvenes o rejuvenecidos (Barbier, 2002).

Aguas cloruradas. También llamadas aguas “ cali-cloruro”, son típicas de flujos geotérmicos profundos en la mayoría de los sistemas de alta temperatura. El flujo clorurado es comúnmente descargado desde fuentes de agua caliente en la mayoría de los géiseres. Las fuentes calientes cloruradas de buen flujo usualmente indican una zona de recarga de alta permeabilidad (Nicholson, 1993).

Aguas sulfatadas. También se conocen como aguas de sulfato ácido y son invariablemente aguas superficiales formadas por la condensación de gases geotérmicos en aguas oxigenadas subterráneas cerca de la superficie.

Aguas bicarbonatadas. Estas aguas, que incluyen a aquellas enriquecidas en CO₂ y aguas bicarbonatadas-sulfatadas neutrales, son el producto del vapor y la condensación de gases en aguas sub-superficiales pobremente oxigenadas, son altamente corrosivas en recubiertas de pozos.

Agua sulfato-cloruradas. Estas aguas se pueden formar por varios procesos, de los cuales el más común es el mezclado de aguas sulfatadas y cloruradas a profundidades variables (Barbier, 2002).

2.3.2 Geotermometría

Durante el ascenso de aguas geotermales desde un reservorio profundo a la superficie pueden ser enfriadas por pérdida de calor conductivo mientras viajan a través de rocas más frías o por efecto de la ebullición al disminuir la cabeza hidráulica. Se espera, por tanto, que los geotermómetros den una predicción precisa de la temperatura del reservorio dentro de la zona de producción antes de perforar, utilizando información obtenida de manifestaciones geotermales.

El enfriamiento por conducción por sí mismo no causa ningún cambio en la composición química e isotópica del agua, aunque el enfriamiento quizá cambie el grado de saturación respecto a los minerales primarios y secundarios. Como resultado, el enfriamiento conductivo puede traer consigo algún nivel de modificación en la composición química del agua ascendente por disolución o precipitación mineral. La ebullición invariablemente causa cambios en la composición de aguas geotermales en ascenso incluyendo desgasificación e incremento en la cantidad de soluto en el agua por pérdida de vapor.

El mecanismo de ebullición afecta el contenido de gas del vapor que se forma. El principio de aplicación de geotermómetros químicos e isotópicos durante la exploración geotérmica involucra la estimación del reservorio por debajo de la zona de enfriamiento. Cuando se aplican estos geotermómetros es invariablemente asumido que no existen cambios en la composición del agua en conjunción con el enfriamiento conductivo; la ebullición se considera adiabática (Karingithi, 2009).

La cantidad de pérdida de calor conductivo es proporcional a la distancia viajada e inversamente proporcional a la velocidad de fluido. Para una tubería vertical se calculó que las temperaturas se reducen a la mitad por aguas fluyendo a 0.4 l/s desde un reservorio a 1 km de profundidad (Truesdell, Nathenson, & Rye, 1977). Se asume que el enfriamiento conductivo es importante para manantiales aislados con un flujo de menos de 1 l/s. En el caso de varios manantiales situados relativamente cerca, al tratar de prever la cantidad de enfriamiento conductivo en el ascenso se debe considerar un flujo agregado.

Cuando los geotermómetros se aplican para estimar las temperaturas de equilibrio o del acuífero, una suposición básica es que las condiciones de temperatura de equilibrio químico o isotópico son las que predominan en el acuífero fuente. También se asume que las reacciones químicas o isotópicas no modifican la composición del fluido desde el acuífero hasta el punto de muestreo.

Para aplicar geotermometría se asume que existe un equilibrio entre el mineral y la solución o entre el soluto con el soluto. El equilibrio entre el cuarzo y la solución, así como el equilibrio entre feldespato alcalino y la solución, es invariablemente alcanzada cuando las temperaturas exceden el valor de entre 150-180°C. Proporcionalmente, la aplicación de los geotermómetros de cuarzo y el de sodio/potasio a reservorios geotermales de alta temperatura suele ser ampliamente usado.

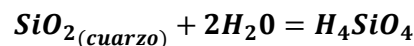
La experiencia muestra que los resultados para diferentes geotermómetros químicos e isotópicos algunas veces se comparan bien para una descarga en particular, aunque algunas veces grandes diferencias se pueden observar. Una buena conformidad entre geotermómetros individuales es usualmente tomada para indicar que la asunción del equilibrio es válida y que se puede dar fiabilidad a los resultados. Discrepancia en los resultados, por otro lado, es indicativa de falta de equilibrio; una discrepancia puede, de cualquier manera, ser utilizada para cuantificar varios procesos en los sistemas geotérmicos como ebullición y mezcla de agua con un agua más fría en las zonas de ascenso de fluido (*upflow zones*). Por tanto, las diferencias en los resultados de geotermómetros individuales no necesitan ser un aspecto negativo para su interpretación (Karingithi, 2009).

Geotermómetros de especies transportadas en agua

Los geotermómetros de agua más importantes son el de sílice (cuarzo y calcedonia) y las relaciones Na/K y Na/KCa. Una ecuación de temperatura para un geotermómetro es una ecuación de temperatura para una constante específica de equilibrio refiriéndose a una reacción específica de mineral-solución.

Geotermómetro de sílice El geotermómetro de sílice se basa en variaciones de la solubilidad de diferentes especies de sílice en el agua experimentalmente determinadas, como una función de la presión y la temperatura.

La reacción básica para disolución de sílice es:



En la mayoría de los sistemas geotérmicos, temperaturas de fluidos profundos mayores a 180°C están en equilibrio con cuarzo; él es estable hasta 870°C y tiene la solubilidad más baja comparada con otros polimorfos de sílice. El cuarzo es común como mineral formador de roca primario y secundario, los polimorfos de sílice con una estructura cristalina menos ordenada (calcedonia, ópalo, cristobalita) tienen solubilidades más altas que el cuarzo y se forman a temperaturas más frías que los 180°C.

Temperatura del geotermómetro (°C) =

$$t^{\circ}\text{C} = \frac{1309}{(5.19 - \log S)} - 273.15 \quad (\text{Fournier, 1977})$$

S representa la concentración de sílice en mg/kg
(*cuarzo sin pérdida de vapor*)

El geotermómetro del cuarzo es mejor para condiciones de reservorio por encima de los 150°C, debajo de esta temperatura la calcedonia en lugar del cuarzo probablemente controle el contenido disuelto de sílice.

Existen cuatro geotermómetros de sílice (Karingithi, 2009)

Adiabático (máxima pérdida de vapor) – esta ecuación compensa la pérdida de vapor de soluciones en ebullición y su resultante incremento en la concentración de la sílice, además del enfriamiento de la solución por expansión adiabática debido a la pérdida de presión hidrostática-hidrodinámica. El geotermómetro de sílice de cuarzo adiabático es mejor empleado para descargas de pozos y manantiales vigorosamente en ebullición, y en estanques con elevadas tasas de descarga (≥ 2 kg/s), especialmente aquellos con depósitos de sínter de sílice (geiseritas).

$$t^{\circ}\text{C} = \frac{1522}{5.75 - \log(\text{SiO}_2)} - 273.15 \quad (\text{Fournier, 1977})$$

Conductivo (sin pérdida de vapor) – esta ecuación representa solubilidades determinadas experimentales y se aplica a aquellas aguas que se enfrían únicamente por conducción durante el ascenso. El geotermómetro de sílice de cuarzo de enfriamiento conductivo es mejor empleado en manantiales a temperaturas cercanas al punto ebullición (dando un estimado máximo de las temperaturas del reservorio basado en la solubilidad de cuarzo), o para información de pozos que ha sido calculada para las condiciones del reservorio.

$$t^{\circ}\text{C} = \frac{1309}{5.19 - \log(\text{SiO}_2)} - 273.15 \quad (\text{Fournier, 1977})$$

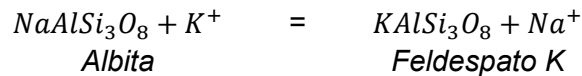
Si el **geotermómetro de cuarzo**, los otros geotermómetros, indican temperaturas de entre 120-180°C es posible que la calcedonia esté controlando la solubilidad de la sílice. Bajo estas circunstancias, se recomienda probar el geotermómetro de calcedonia.

$$t^{\circ}\text{C} = \frac{1112}{4.91 - \log(\text{SiO}_2)} - 273.15 \quad (\text{Arnórsson, Gunnlaugsson, \& Svavarsson, 1983})$$

Si el **geotermómetro de calcedonia** da temperaturas de entre 100 y 120°C, puede representar la verdadera temperatura a profundidad. De cualquier manera, si la temperatura calculada es inferior a los 100°C, la sílice amorfa puede controlar la solubilidad. A temperaturas más bajas en sistemas con rocas almacenadoras silíceas, la abundancia de vidrio volcánico puede dar paso a la saturación de un fluido respecto a la sílice amorfa.

$$t^{\circ}\text{C} = \frac{731}{4.52 - \log(\text{SiO}_2)} - 273.15 \quad (\text{Fournier, 1977})$$

Geotermómetro de Na-K. La respuesta de la relación Sodio/Potasio (Na/K), disminuyendo conforme se incrementa la temperatura del fluido, se basa en la reacción dependiente de temperatura de intercambio de cationes entre la albita y el feldespato K (adularia).



$$t^{\circ}\text{C} = \frac{1217}{1.493 + \log(\text{Na/K})} - 273.15 \quad (\text{Fournier \& Potter, 1979})$$

$$t^{\circ}\text{C} = \frac{1390}{1.75 + \log(\text{Na/K})} - 273.15 \quad (\text{Giggenbach, 1988})$$

Aguas de reservorios de altas temperaturas (180°C) de aguas cloruradas son ajustables a este geotermómetro. Para reservorios de temperaturas más bajas en donde los fluidos tienen grandes periodos de residencia, el geotermómetro Na-K puede ser aplicable en algunos casos, la ventaja de este geotermómetro incluye que es menos afectado por la disolución o la pérdida de vapor dado que se basa en una proporción, esto es si las aguas diluyentes son bajas en Na, K y Ca. Nótese que el agua de mar no es un diluyente, pero un fluido final de una composición distinta.

El geotermómetro es aplicable a 350°C, dado que el reequilibrio es más lento que aquel registrado por el geotermómetro de sílice (cuarzo). Por tanto, el geotermómetro Na-K puede darnos indicaciones de partes más profundas del sistema en comparación al geotermómetro de sílice, dependiendo de la hidrología del sistema. Un fluido de ascensión lenta puede, de cualquier manera, re equilibrar en niveles más someros y temperaturas más frías.

Limitaciones del geotermómetro Na-K

El geotermómetro da resultados pobres por debajo de los 100°C, tampoco es recomendable si el agua tiene elevada concentración de Ca como el caso de las aguas que depositen travertino.

Las siguientes reglas generales aplican:

- Usar para aguas que registren temperaturas mayores a 100°C.
- Usar si las aguas contienen bajo nivel de calcio, es decir, si el valor de $(\log(\text{Ca}^{1/2}/\text{Na}) + 2.06)$ es negativo.
- Usar para aguas cloruradas con pH neutro (Karingithi, 2009).

Geotermómetro Na-K-Ca Este geotermómetro fue desarrollado por Fournier y Truesdell (1973) para aplicación a aguas con altas concentraciones de calcio. Se trata de un geotermómetro empírico y las limitaciones teóricas incluyen el equilibrio entre los feldespatos sódicos-potásicos más la conversión de aluminosilicatos cálcicos (e. g. plagioclasas) a calcita. La ventaja principal del geotermómetro Na-K-Ca en comparación al geotermómetro de cuarzo, y especialmente comparado al geotermómetro Na-K, es que no da resultados altos y erróneos para aguas ligeramente termales frías que no estén en equilibrio.

Las asunciones que se incluyen en el desarrollo de la ecuación empírica son:

- Silicio en exceso está presente
- El aluminio se conserva en fases sólidas

Las siguientes consideraciones aplican cuando se utiliza este geotermómetro:

- Calcular $\{\log(\text{Ca}^{1/2}/\text{Na}) + 2.06\}$; si el resultado es positivo utilizar $\beta=4/3$ en la fórmula para determinar la temperatura. Si esa temperatura calculada es menor a 100 °C, este resultado es apropiado.
- Si la temperatura calculada con $\beta=4/3$ es mayor a 100 °C, o $\{\log(\text{Ca}^{1/2}/\text{Na}) + 2.06\}$ es negativo, entonces utilizar $\beta=1/3$.

$$t^{\circ}\text{C} = \frac{1647}{\log(\text{Na}/\text{K}) + \beta \log(\sqrt{\text{Ca}}/\text{Na}) + 2.24} - 273.15$$

$$\beta = 4/3 \text{ para valores: } \text{Ca}^{1/2}/\text{Na} \text{ y } t < 100^{\circ}\text{C}$$

$$\beta = 1/3 \text{ para valores: } \text{Ca}^{1/2}/\text{Na} \text{ o si } t_{4/3} > 100^{\circ}\text{C}$$

Limitaciones del geotermómetro Na-K-Ca

El fundamento mineralógico del geotermómetro no debe ser olvidado, no es correcto aplicar los geotermómetros Na-K o Na-K-Ca a aguas ácidas, las cuales no estarían en equilibrio con feldespatos, tampoco son aplicables a sistemas de aguas en rocas con

concentraciones inusuales altas o bajas de un particular álcali a menos que correlaciones directas con temperaturas medidas se encuentren disponibles.

Los cambios en la concentración resultante de la ebullición y la dilución afectarán a la temperatura Na-K-Ca, el efecto principal es la pérdida de dióxido de carbono debido a la ebullición, causando la precipitación de la calcita. La pérdida de calcio disuelto resulta en temperaturas Na-K-Ca muy elevadas, la cantidad de error es proporcional a la cantidad de dióxido de carbono en el fluido.

El efecto de la dilución es mínimo si el fluido geotermal es mucho más salino que el fluido diluyente, para dilución mayor a 50%, las temperaturas Na-K-Ca son demasiado bajas dado que la relación $Ca^{1/2}/Na$ se ve fuertemente afectada.

En algunas aguas diluyentes con elevadas temperaturas que contienen dióxido de carbono disuelto en altas concentraciones, así como en aguas con bajas concentraciones de calcio, el término β puede volverse fuertemente negativo. Bajo condiciones afines el geotermómetro Na-K puede ser más útil (Karingithi, 2009).

Corrección de Magnesio para el geotermómetro Na-K-Ca (Fournier & Potter, 1979). La mayoría de los fluidos por encima de los 180°C contienen menos de 0.2 mg/kg de magnesio (Mg). En fluidos más salinos el Mg es relativamente bajo comparado con otros cationes, a temperaturas más frías, el Mg puede ser incorporado en arcillas o carbonatos, ésta fuerte dependencia de la temperatura de la concentración del Mg se debe principalmente a la formación de clorita, a temperaturas más elevadas, otros minerales como biotita o actinolita pueden también eliminar al Mg de la solución.

La corrección de Mg se aplica a esas aguas geotermales (no afectadas por procesos de mezcla) que contienen una gran cantidad de Mg disuelto, porque son salinas o porque las temperaturas del reservorio son menores a 180°C. La presencia de altas concentraciones de Mg da temperaturas elevadas anómalas.

La siguiente corrección fue derivada empíricamente:

- 1) Si $t_{Na-K.Ca}$ es menor a 70 °C no aplicar corrección
- 2) Calcular R, usando equivalentes (molalidad/carga) donde,

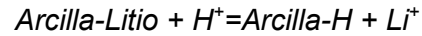
$$R = \frac{Mg}{Mg + Ca + K} (100)$$

- 3) Si R es mayor a 50 se asume que el agua está en condiciones de equilibrio relativamente frías con temperaturas cercanas a la temperatura medida en agua desconsiderando la alta temperatura $t_{Na-K.Ca}$
- 4) Si $t_{Na-K.Ca}$ es mayor a 70 °C y R es menor a 50, se utiliza R para determinar el incremento de temperatura Δt_{Mg} (Fournier, 1979) y restar Δt_{Mg} de $t_{Na-K.Ca}$ para tener el geotermómetro correcto

La corrección de Mg es usualmente aplicada a sistemas de temperatura más fríos, y es mejor emplearla a fuentes cercanas al punto de ebullición con tasas de descarga elevadas.

Geotermómetro de Na-Li. El geotermómetro sodio-litio (Na-Li) es empírico y se basa en el radio Na/Li. Dos ecuaciones existen, una para fluidos con concentraciones de cloro menores a 11,000 mg/kg y la otra para aquellos que contengan más de 11,000 mg/kg de cloro, ambas requieren valores molares.

La teoría detrás de este geotermómetro se basa en la reacción dependiente de temperatura:



En realidad, las condiciones de equilibrio que controlan se basan probablemente en reacciones de intercambio catiónico con las arcillas y las zeolitas en lugar de la formación de fases minerales discretas. Se cree que la proporción es constante conforme el fluido asciende desde el reservorio hacia la superficie, de cualquier manera, una considerable cantidad de Litio puede ser perdida de la solución a la alteración de minerales durante el enfriamiento (Karingithi, 2009).

$$t^{\circ}\text{C} = \frac{1195}{0.130 + \log(mNa/Li)} - 273.15 \quad (\text{Fouillac \& Michard, 1981})$$

(Válido para concentraciones de Cl > 0.3 mol/kg)

$$t^{\circ}\text{C} = \frac{1000}{0.389 + \log(mNa/Li)} - 273.15 \quad (\text{Fouillac \& Michard, 1981})$$

(Válido para concentraciones de Cl < 0.3 mol/kg)

Geotermómetro K-Mg. Este geotermómetro se aplica a situaciones en donde el Na y el Ca disueltos no se han equilibrado entre el fluido y la roca, este geotermómetro se reequilibra rápidamente a temperaturas más frías relacionadas a la reacción:



$$t^{\circ}\text{C} = \frac{4410}{13.95 - \log(K^2/Mg)} - 273.15 \quad (\text{Giggenbach, 1988})$$

Geotermometría de isótopos.

Los elementos químicos con mismo número atómico (protones) y diferentes masas atómicas se definen como isótopos, los isótopos tienen un comportamiento químico idéntico pero diferentes propiedades físicas.

Las reacciones de intercambio isotópico, que alcanzan estado de equilibrio en el sistema natural, son dependientes de la temperatura. Isótopos de diferentes elementos se fraccionan en los procesos químicos que operan en los sistemas de interacción agua-roca (Ellis & Mahon, 1977). El fraccionamiento es más grande para elementos más ligeros

encontrados en sistemas geotérmicos, tales como, helio, hidrogeno, carbón, oxígeno y azufre. Las reacciones de intercambio isotópico quizá puedan darse entre los gases y la fase de vapor; un mineral y una fase gaseosa; agua y un soluto o entre un soluto y otro soluto.

Existen muchos procesos de intercambio isotópico, sin embargo, pocos han sido utilizados debido a la simplicidad de colección y a la facilidad de medición isotópica en muestras, así como debido al conocimiento de tasas de equilibrio isotópico logrado y al conocimiento de las constantes de equilibrio.

El hidrógeno tiene tres isótopos, ^1H , ^2H , y ^3H , respectivamente y el oxígeno tiene también tres isótopos, ^{16}O , ^{17}O , ^{18}O . Los geotermómetros isotópicos que involucran a las reacciones de intercambio con oxígeno o al hidrógeno con el agua asumen equilibrio. Una fracción isotópica ocurre cuando el vapor se separa del agua caliente. Las composiciones isotópicas del vapor y el agua en una muestra de pozo pueden ser determinadas de la descarga total, cuya fracción de agua y vapor es conocida.

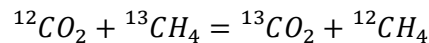
Los factores de fraccionamiento isotópica se simbolizan habitualmente con la letra alfa α . La expresión general para el fraccionamiento isotópico entre dos compuestos, A y B, es:

$$1,000 \ln \alpha = \delta_A - \delta_B$$

En donde δ_A y δ_B designan las proporciones isotópicas en los compuestos A y B (Arnórsson & International Atomic Energy Agency, 2000).

Geotermómetro isotópico de dióxido de carbono y metano

Reacción:



Ecuación de temperatura:

$$1000 \ln \alpha = 15.25 \times 10^3 / T + 2.432 \times 10^6 / T^2 - 9.56$$

Válida en el rango entre 100 y 400 °C

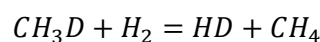
Y

$$t^\circ\text{C} = \frac{15790}{1000 \ln \alpha + 9.0} - 273.15$$

Válida en el rango entre 150 a 500 °C

Geotermómetro isotópico metano – gas hidrógeno

Reacción:



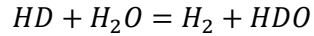
Ecuación de temperatura:

$$1000 \ln \alpha = 288.9 \times 10^3 / T + 31.86 \times 10^6 / T^2 - 238.28$$

Válida en el rango entre 100 y 400 °C

Geotermómetro isotópico agua – gas de hidrogeno

Reacción:



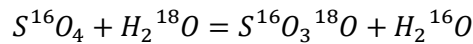
Ecuación de temperatura:

$$1000 \ln \alpha = 396.8 \times 10^3/T + 11.76 \times 10^6/T^2 - 217.3$$

Válida en el rango entre 100 y 400 °C para equilibrio entre H₂ y vapor

Geotermómetro isotópico sulfato-agua-oxígeno. La tasa de reacción del intercambio isotópico es dependiente de la temperatura e inversamente proporcional al pH del acuífero. La limitación con este geotermómetro es que la mezcla de agua subterránea en contacto con suelos sulfatados someros y la oxidación del H₂S pueden modificar la composición isotópica del sulfato disuelto de tal modo que ya no refleje el sulfato geotérmico profundo. La evaporación y la mezcla con agua subterránea somera también pueden afectar la composición isotópica del agua.

Reacción:

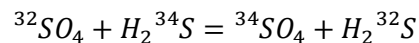


$$1,000 \ln \alpha = 3.25 \times 10^6/T^2 - 5.6$$

Válida en el rango entre 100 y 350 °C

Geotermómetro sulfato – ácido sulfhídrico

Reacción:

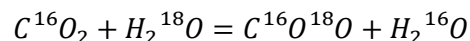


$$1000 \ln \alpha = 6.04 \times 10^6/T^2 - 2.6$$

Válida para temperaturas mayores a 150°C

Geotermómetro isotópico dióxido de carbón - agua

Reacción:



Ecuación de temperatura:

$$1000 \ln \alpha = 7.849 \times 10^3/T + 2.941 \times 10^6/T^2 - 887.28$$

Válida en el rango entre 100 y 400 °C para equilibrio entre CO₂ y vapor

y:

$$1000 \ln \alpha = -18.29 \times 10^3 / T + 7.626 \times 10^6 / T^2 + 19.6$$

Válida en el rango entre 100 y 400 °C para equilibrio entre CO₂ y agua

(Karingithi, 2009)

2.4 USOS DE RESERVORIOS GEOTÉRMICOS

Los recursos geotérmicos pueden destinarse para dos usos: *directos* e *indirectos*:

Los usos **directos** de los recursos geotérmicos datan desde la prehistoria. Los etruscos, romanos, griegos, indios, chinos, mexicanos y japoneses han dejado evidencia de que usaron aguas termales en tiempos antiguos, donde se creía comúnmente que tenían propiedades curativas. El uso recreativo de las aguas termales por estas civilizaciones dio paso a la industria balneológica moderna. La calefacción (doméstica y para invernaderos), acuicultura o -en menor proporción- la extracción de minerales a partir de flujos geotérmicos son algunos de los usos directos más populares, es decir, donde el flujo geotérmico es la materia prima para obtención de beneficio (Barbier, 2002).

El uso **indirecto** de los recursos geotérmicos es la generación eléctrica y es la forma más importante de utilización de recursos de alta temperatura (>150 °C). Los recursos de mediana a baja temperatura (<150 °C) se ajustan a diferentes aplicaciones. El diagrama clásico de Lindal (Figura 2.10) (Lindal, 1973) originalmente propuesto en 1973 muestra los posibles usos de fluidos geotérmicos a diferentes temperaturas, el cual aún permanece válido, sin embargo, la generación de energía en plantas de ciclo binario puede ser extendido hasta arriba de 85°C. El límite inferior de 20°C es excedido solo en condiciones particulares o por el uso de bombas.

El diagrama de Lindal enfatiza dos aspectos importantes de la utilización de recursos geotérmicos: **primero**, cuáles usos en cascada y combinados es posible mejorar según la factibilidad de los proyectos geotérmicos; y **segundo**, la temperatura del recurso puede limitar los posibles usos de éste. Diseños existentes para procesos geotérmicos pueden, de cualquier modo, ser modificados para la utilización del fluido geotérmico en ciertos casos ampliando así su campo de aplicación (Dickson & Fanelli, 2005).

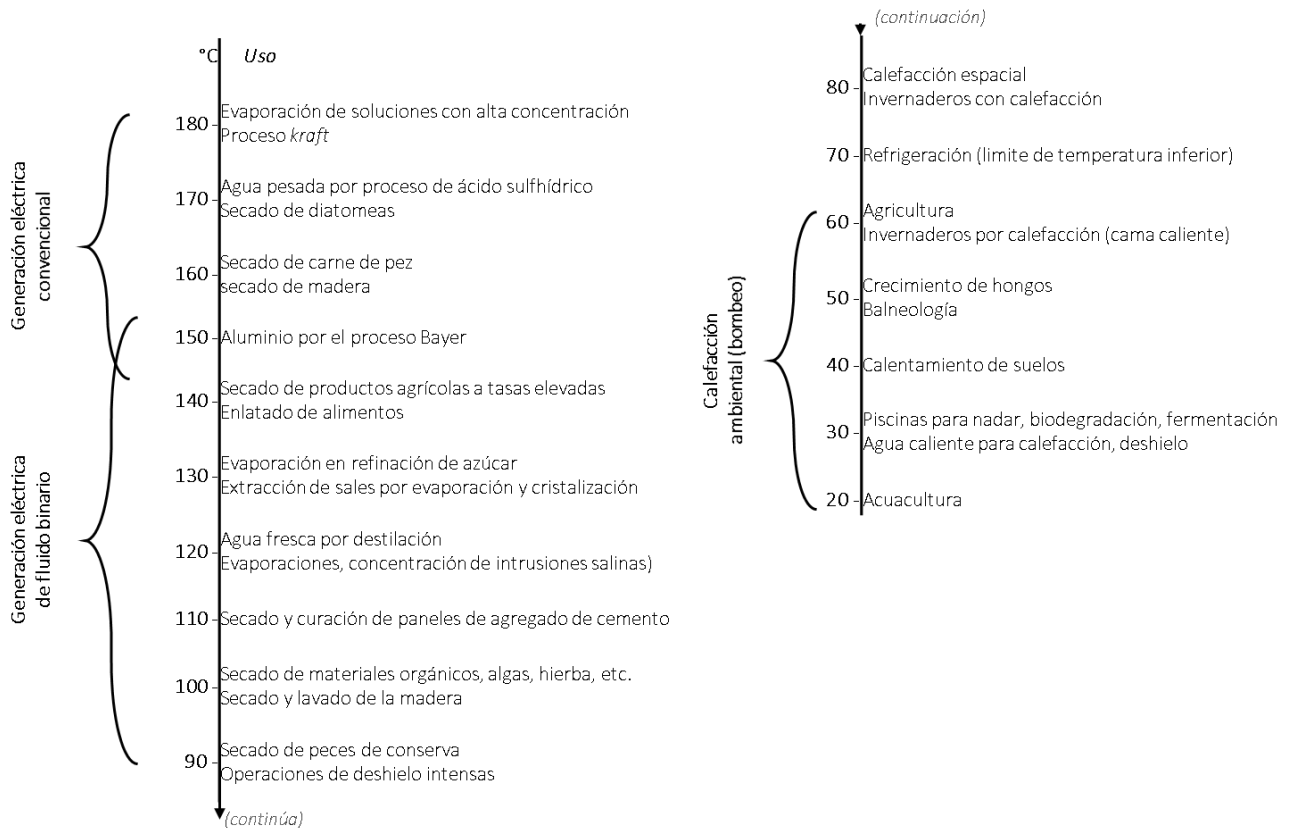


Figura 2.10. El diagrama de Lindal de temperaturas típicas para aplicaciones directas de recursos geotérmicos. Los límites para generación eléctrica (parte izquierda del diagrama) muestran límites no rigurosos y sirven solo como guías. Modificado de Barbier (2002), Dickson & Fanelli (2005) así como Lindal (1973).

2.4.1 Producción de energía eléctrica

Un sistema geotérmico de grado eléctrico es aquel que puede generar electricidad alimentando una turbina con fluidos geotermales, hoy día solo los sistemas de mediana y alta temperatura pueden ser usados para tales fines. La temperatura que separa a los sistemas de grado eléctrico de algunos otros más fríos cambia con la implementación de tecnología, pero se aproxima a un parteaguas de 90 a 150°C. Existen tres tipos de sistemas geotérmicos: agua caliente, dominados por vapor y agua a temperatura moderada o binarios (Duffield & Sass, 2003).

La Figura 2.11 muestra de manera elemental los tres diferentes tipos de planta termoeléctrica, nótese que la reinyección se encuentra incluida:

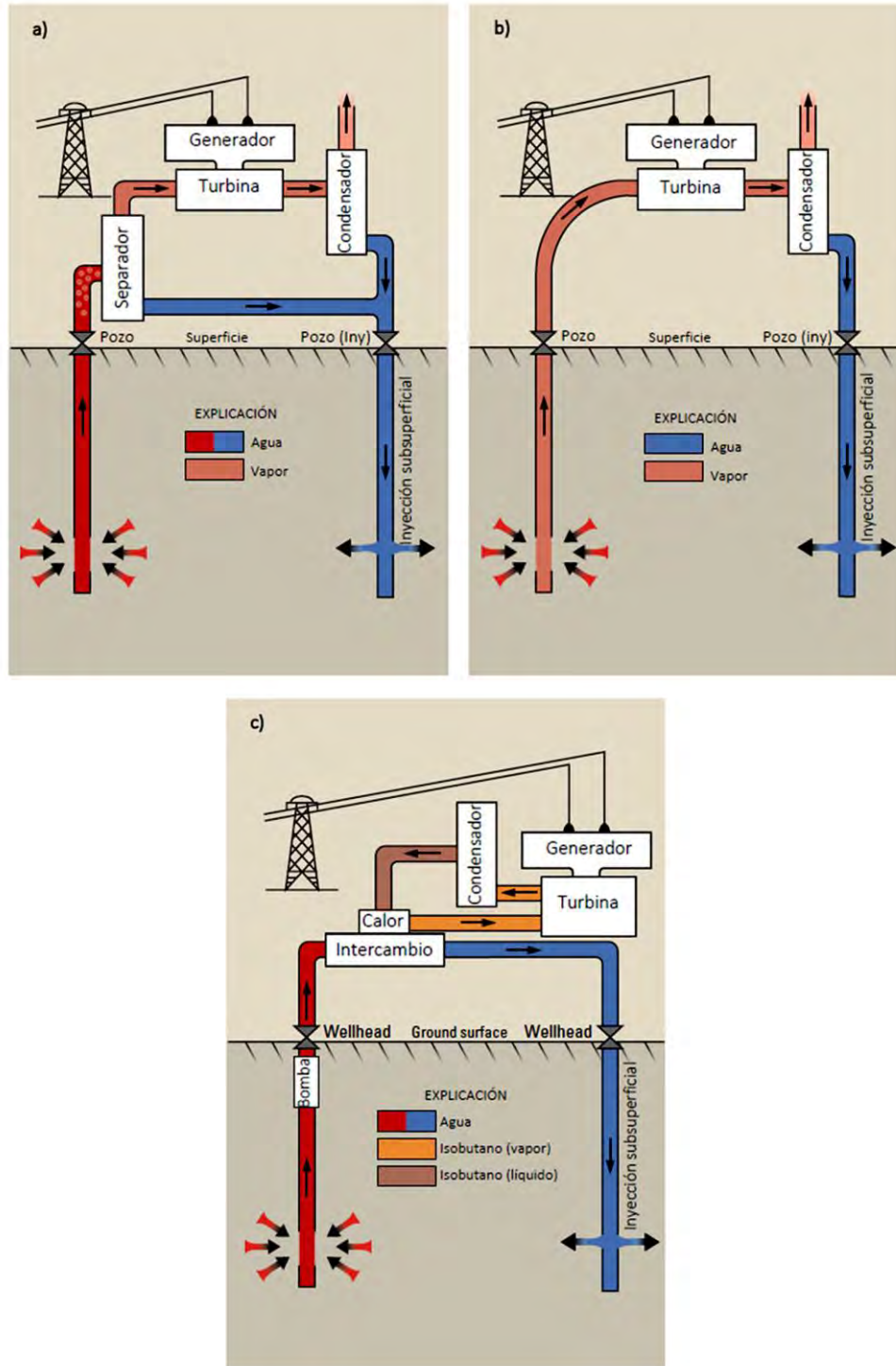


Figura 2.11. Generación de electricidad en diferentes sistemas geotérmicos: a) En un sistema dominado por agua cuya temperatura permite el flasheo del vapor para dirigirse a la turbina generadora; b) En un sistema dominado por vapor. El vapor se usa directamente en la turbina generadora y; c) En un sistema dominado por agua de baja temperatura ($\geq 85^{\circ}\text{C}$ aproximadamente). El fluido geotermal es usado para hacer que un segundo fluido hierva (isobutano en este ejemplo) cuyo vapor es enviado a una turbina generadora. Modificada de Duffield & Sass, 2003.

La manera más simple y económica de usar los ciclos geotérmicos para generar electricidad es la toma directa de ciclos no condensados. El vapor de un pozo geotérmico es simplemente transportado a través de una turbina y liberado a la atmósfera: no existen condensadores en la descarga de la turbina. Tales ciclos consumen alrededor de 15 a 25 kg de vapor por kWh generado. Los sistemas no condensadores deben ser usados si el contenido de gases no condensables en el vapor es muy alto (más del 50% en masa), y generalmente serán usados en preferencia de los ciclos condensadores para contenidos de gases no condensables superiores a 15% dado el alto poder que se necesitaría para extraer los gases del condensador.

Las plantas condensadoras, con condensadores situados en la salida de la turbina y torres de enfriamiento convencionales, muestran un consumo menor (sólo 6 a 10 kg de vapor por kWh generado) pero el contenido de gas no condensable del vapor debe de ser menor a 15%. El consumo específico de estas unidades se influencia en gran medida por la presión de la turbina de entrada: para rangos de presión de 1.5 a 2.0 MPa el consumo se acerca a 6 kg/kWh; para rangos de presión de 0.5 a 1.5 el consumo es de entre 9 a 7 kg/kWh, y se vuelve mucho mejor a presiones más bajas (Barbier, 2002).

Sea cual sea el método de explotación, la reinyección por pozos perforados en partes selectas del reservorio es la manera más común de desecho. La reinyección además ayuda a mantener la presión del reservorio, a extraer más calor de la roca y por ende a prolongar la vida útil del recurso (Duffield & Sass, 2003).

El crecimiento de la energía geotérmica a nivel mundial se muestra en la Figura 2.12, en ella se puede ver que la industria geotermal ha experimentado varios periodos de desarrollo, hasta la Segunda Guerra Mundial, Italia era el único país con plantas de poder geotérmico comerciales. Desde 1930 a 1944, el crecimiento anual promedio era de alrededor de 14%. Nueva Zelanda (1959) y Estados Unidos (1960) fueron los siguientes en colocar plantas geotérmicas en operación comercial, seguidos por Japón (1967), Islandia (1969), México (1973), y las Filipinas (1979), desde 1920 a 1977 la tasa de crecimiento promedio anual era de 8.2%.

Las grandes crisis (la primera en 1973 y la segunda en 1979) orillaron a muchos países a desarrollar sus recursos geotérmicos, pero tomó algunos años antes del punto de funcionamiento de estas plantas. Desde 1977 a 1985 la tasa de crecimiento anual se aceleró a 17.1%, desde entonces y hasta 2011, la tasa de crecimiento se mantuvo a alrededor de 3.2% (DiPippo, 2012).

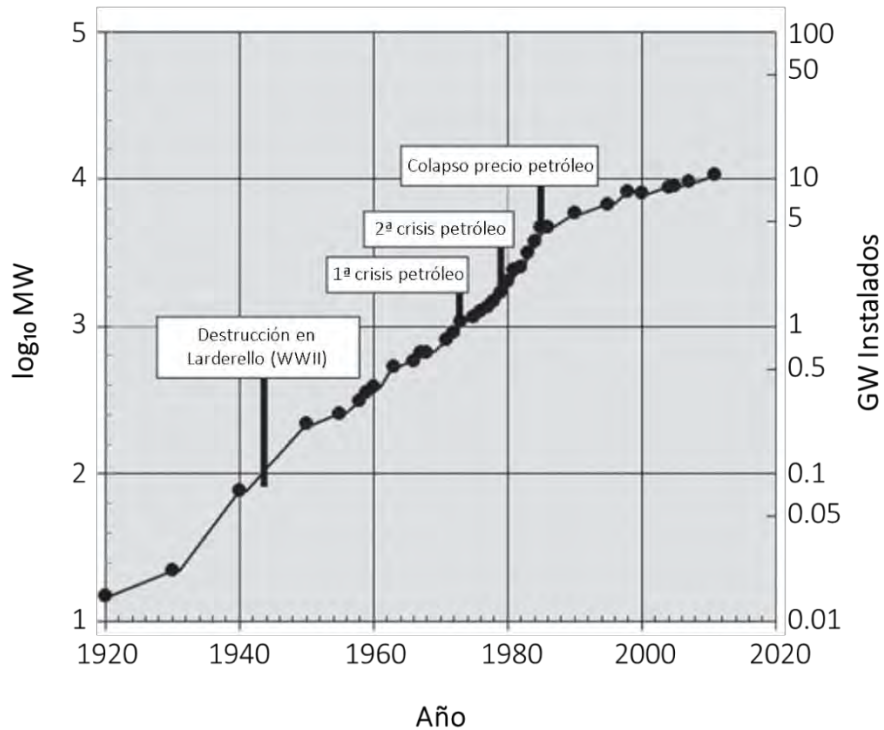


Figura 2.12. Crecimiento de la capacidad instalada geotérmica a nivel mundial. Modificada de DiPippo, 2012.

La cantidad máxima reportada en la Figura 2.12 es de 10,668.52 MW (10.668 GW) capacidad efectiva para finales de 2011. Para enero de 2016 el mercado global es de alrededor de 13.3 GW de capacidad efectiva, repartido en 24 países. Existe una predicción conservativa de hasta 14.8 GW para 2021 basada en las fechas de terminación de plantas que ya se encuentran en construcción.

Dado que los proyectos normalmente toman de entre 2 a 3 años para ser construidos y la predicción es en 5 años al futuro, más proyectos pueden ser anunciados sobre los próximos dos años, incrementando la predicción: se prevé que, con nuevos proyectos por anunciar, el mercado global alcanzará los 18.4 GW para 2021, de cualquier manera, en la última década mantuvo un comportamiento de incremento (Matek, 2016).

2.4.2 Situación de México en materia de energéticos

“La capacidad de generación de electricidad a disposición de la Comisión Federal de Electricidad (CFE) se diversifica en 10 tipos de tecnología: vapor (combustóleo y gas), carboeléctrica, geotermoeléctrica, ciclo combinado, turbogas, combustión interna, hidroeléctrica, eoloeléctrica, nucleoeléctrica y solar fotovoltaica”.

Para diciembre de 2015 la capacidad total era de 41,899.4 MW en centrales operadas por la Subdirección de Generación. La participación de la energía geotérmica en la capacidad total de CFE es de 2.08% con 873.6MW_e capacidad efectiva generada en 4 centrales y 40

unidades geotermoeléctricas. Respecto al 2014 (813.4 MW_e) se registró un incremento del 7.4% (CFE, 2016).

Para 2011, México se situaba en el cuarto lugar a nivel mundial en términos de capacidad geotermoeléctrica efectiva (precedido por Estados Unidos, Filipinas e Indonesia, sucesivamente) y contaba con 39 unidades activas (Tabla 2.3).

Tabla 2.3. Plantas geotérmicas por número de unidades y capacidad instalada de México para fines de 2011. Modificado de DiPippo (2012).

Planta	Año	Tipo	MW	Nº Un.	MW_{TOTAL}	Comentarios
PATHÉ						
Planta Piloto	1959	1-Flash	3.5	1	3.5	Desmantelada
CERRO PRIETO:						
Cerro Prieto, I:						
Unidades 1 y 2	1973	1-Flash	37.5	2	75	
Unidades 3 y 4	1979	1-Flash	37.5	2	75	
Unidad 5	1981	1-Flash	30	1	30	
Cerro Prieto II: Un. 1 y 2	1984	2-Flash	110	2	220	
Cerro Prieto II: Un. 1 y 2	1985	2-Flash	110	2	220	
Cerro Prieto III: Un. 1 - 4	2000	1-Flash	25	4	100	
LOS AZUFRES:						
Unidad 1	1982	1-Flash	5	1	5	Desmantelada
Unidades 2 - 5	1982	1-Flash	5	4	20	No condensador
Unidad 6	1986	1-Flash	5	1	5	No condensador
Unidad 7	1988	1-Flash	50	1	50	
Unidades 9 – 10	1990-92	1-Flash	5	2	10	No condensador
Unidades 11 y 12	1993	Binaria	1.5	2	3	
Unidades 13 – 16	2003	1-Flash	25	4	100	
LOS HUMEROS:						
Unidades 1 y 2	1990	1-Flash	5	2	10	No condensador
Unidades 3 y 5	1991	1-Flash	5	2	10	No condensador
Unidad 6	1992	1-Flash	5	1	5	No condensador
Unidad 7	1994	1-Flash	5	1	5	No condensador
Unidad 4	2004	1-Flash	5	1	5	No condensador
Unidad 8	2008	1-Flash	5	1	5	No condensador
LOS HUMEROS II:						
Unidad 9	2011	1-Flash	25	1	25	
TRES VÍRGENES:						
Unidades 1 y 2	2002	1-Flash	5	2	10	
MAGUARICHIC:						
Piedras de Lumbre	2001	Binaria	0.3	1	0.3	
Totales				41	991.8	
Activas				39	983.3	

CAPÍTULO III

ÁREA DE ESTUDIO

3.1 LOCALIZACIÓN Y VÍAS DE ACCESO

La ciudad de Cabo San Lucas se ubica en el extremo sur de la península de Baja California, en el municipio de los Cabos, en el estado de Baja California Sur. El municipio de los Cabos marca el límite entre la intersección del Golfo de California y el Océano Pacífico (Figura 3.1):

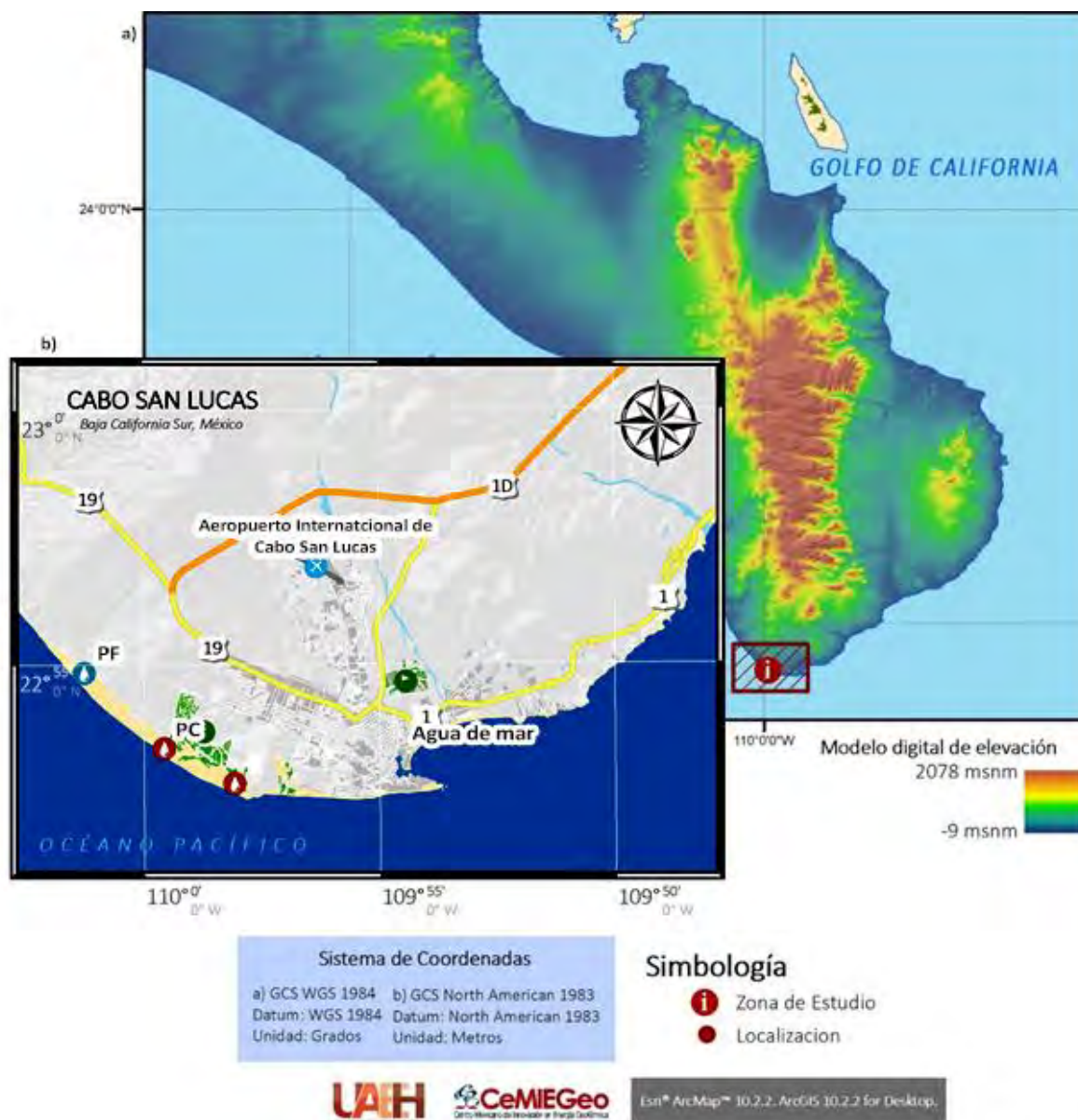


Figura 3.1. Mapa de localización del área de estudio en la Península de Baja California. Las localizaciones hacen referencia a sitios de muestreo de agua. El Modelo digital de elevación (DEM) es provisto por el INEGI (2017)

El área de estudio se ubica en la parte sureste de la ciudad de Cabo San Lucas con las coordenadas $-109^{\circ}58'43.446''$ hacia el Este y $22^{\circ}52'59.329''$ hacia el Norte con una elevación promedio de 10 msnm.

Al ser una importante ciudad turística, Cabo San Lucas acceder vía aérea es el medio más práctico situándose el aeropuerto *Los Cabos International Airport* (IATA: SJD) justo a las afueras de San José del Cabo, la localidad más cercana, situada a aproximadamente 40 km de distancia involucrando un tiempo de desplazamiento de alrededor de 40 minutos por el trayecto Baja California Sur San José del Cabo – Santa Anita y la autopista federal México 1D.

3.2 GEOLOGÍA REGIONAL

En el trabajo de Sedlock *et al.* (1993) se señala la existencia de tres terrenos tectonoestratigráficos en la parte sur de la Península de Baja California (Figura 3.2)



Figura 3.2. Mapa de la configuración tectónica de la Península de Baja California en donde (Y): Terreno Yuma, (C): Terreno Cochimí, (P): Terreno Pericú y (FP): Falla La Paz. Modificado de Sedlock *et al.* (1993)

- **El terreno compuesto Yuma** se compone de un subterreno de arco volcánico Jurásico-Cretácico para la parte oeste y un subterreno de tipo cuenca Triásico Jurásico al este. Estos terrenos se amalgamaron durante el Cretácico temprano y fueron intrusionados por *Ranges* -o zonas de extensión territorial- Peninsulares batolíticos durante el cretácico, desde temprano hasta el tardío.
- **El terreno compuesto Cochimí** incluye rocas oceánicas tanto en afloramientos como sepultadas, al sur de la latitud 30, equiparables a las descritas bajo el nombre de terreno Vizcaíno en Campa & Coney (1983).
En la Isla Cedros, Islas San Benito y la península Vizcaína las rocas del terreno Cochimí se asignan a los subterrenos Choyal, Vizcaíno Norte, Vizcaíno Sur y Western Baja (que antes recibieran la denominación de terrenos) mientras que en la Isla Magdalena e Isla Santa Margarita se asignan a terrenos de arco, ofiolíticos y a complejos de subducción.
 - **Región Cedros-Benitos-Vizcaíno:** Se compone del subterreno Choyal que es un complejo de arco/ofiolítico del Jurásico medio, del subterreno Vizcaíno Norte que incluye una ofiolita del triásico tardío en la cual descansan de manera conforme rocas sedimentarias tufáceas del triásico tardío, así como rocas de origen volcánico que van del jurásico tardío al cretácico tardío; y del subterreno Vizcaíno sur que incluye una ofiolita del triásico tardío infra yaciendo de manera conforme a rocas sedimentarias del triásico tardío (pedernal, caliza, brecha y arenisca) así como rocas volcánicas y vulcano-sedimentarias pre-jurásico tardío y tonalitas del jurásico medio al cretácico temprano.

Los subterrenos Vizcaíno Norte y Sur son fragmentos de arco de isla que probablemente se formaron en corteza oceánica del triásico tardío y fueron acrecionados a Norte América para fines del jurásico tardío o el cretácico temprano, basado en un cambio de litología de unidades de origen volcánico a unidades parcial o predominantemente siliciclásticas. Para el cretácico temprano, ambos subterrenos fueron yuxtapuestos el uno con el otro a lo largo de una zona de falla que contiene el mélange de Sierra Placeres (Kimbrough & Moore, 2003).

Los tres subterrenos de arco/ofiolíticos fueron sepultados por la Formación Valle, que consiste en turbiditas siliciclásticas del Albiano-Campaniano, que probablemente se acumularon en una cuenca trasarco

En la parte inferior de la placa se encuentra el subterreno Western Baja cuyos esquistos azules se encuentran expuestos en la Isla Cedros e Islas San Benito. Los protolitos incluyen basalto oceánico, rocas siliciclásticas

meta sedimentarias y pedernal del triásico tardío a cretácico medio, y en menor proporción calizas. Las unidades presentan foliación, plegamiento y fallas corticales originadas durante un episodio de condiciones metamórficas de 5 a 8+ kbar – 170° a 300°C correspondiente a esquistos azules, que se dieran en una zona de subducción debajo del oeste de Norte América para finales del cretácico tardío (entre 115 a 105 Ma).

Un mélange con matriz de serpentinita ocupa la mayor parte de las zonas de falla entre las placas superior e inferior. Consiste en diversos bloques tectónicos de hasta 1 km de longitud en una matriz de crisotilo-lizardita fuertemente foliada. Estudios petrológicos y radiométricos indican que los bloques se derivaron de diferentes terrenos fuente, incluyendo anfibolita de alta presión del jurásico medio con trazas de esquistos azules del cretácico medio, esquistos azules cretácicos con tamaño de grano de grava distintos a los presentes en el subterreno Western Baja, esquistos verdes del jurásico tardío o inicios del cretácico, ortogneis de edad desconocida y rocas ultramáficas serpentinizadas de edad desconocida. Las zonas de falla entre las placas superior e inferior se interpretan como fallas normales.

- **Región Magdalena-Margarita.** La Isla Santa Margarita y el Sur de la Isla Magdalena consisten primordialmente de rocas mesozoicas de origen oceánico que han sufrido un proceso de metamorfismo y deformación, así como rocas volcánicas y diques del terciario en menor proporción. Las islas se separan de las rocas sedimentarias del terciario correspondientes al terreno Yuma que no han sufrido metamorfismo por una falla sepultada que se orienta al noroeste.

Se le agrupa con la región Vizcaíno debido a que estratigráficamente también se divide en tres unidades estructurales: Una placa superior que consiste en ofiolita, un arco, rocas de cuenca de tras arco y lógicamente anfibolitas garnetíferas; una placa inferior de un complejo de subducción; y un mélange con matriz de serpentinita que atraviesa ambas unidades a través de fallas (Figura 3.3).

El complejo de subducción y el mélange con matriz de serpentinita aflora únicamente en la Isla Santa Margarita. Las rocas de cuenca de tras arco, de arco y ofiolíticas afloran en ambas islas y es posible hacer una correlación genética entre ambas como lo indican rasgos ígneos, sedimentarios, estructuras tectónicas, asociaciones metamórficas y condiciones de P-T inferidas (Sedlock *et al.*, 1993).

NW

SE

Región Cedros-Benitos-Vizcaíno

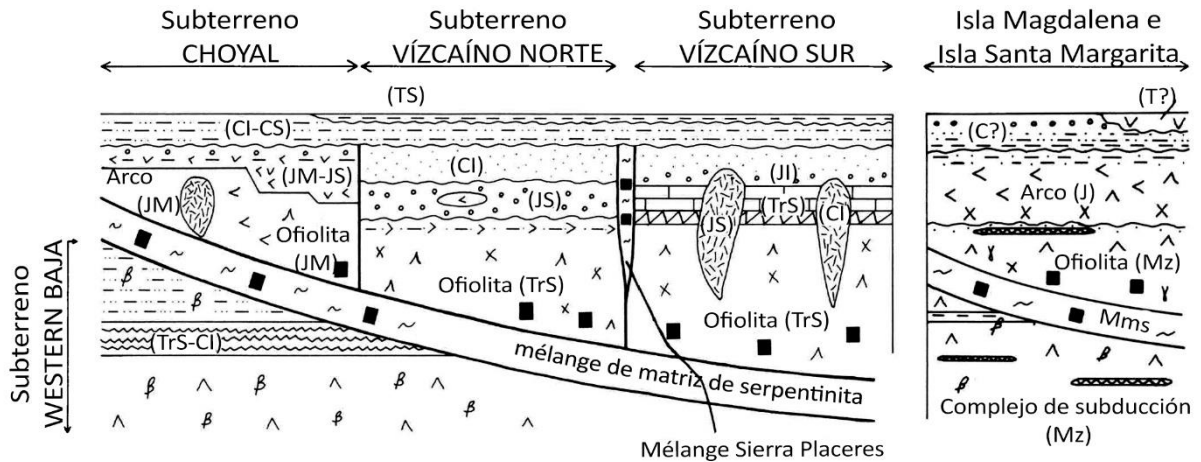


Figura 3.3. Sección estructural transversal del terreno Cochimí. Las relaciones entre la región Cedros-Benitos- Vizcaíno con la región Isla Magdalena e Isla Santa Margarita son desconocidas. En cada región el mélangé de matriz de serpentinita (Mms) separa complejos de subducción con facies de esquistos azules de rocas de trasarco, ofiolíticas y de arco. Las fallas normales en la placa superior y todas las deformaciones en las placas inferiores no se encuentran representadas. Modificado de Sedlock et al. (1993)

- **El Terreno Pericú.** El terreno Pericú consiste principalmente en una serie de rocas pre batolíticas meta sedimentaria y en menor proporción rocas meta ígneas que fueron intrusionadas por plutones de máfico a intermedio para finales del Cretácico Temprano. Todo el conjunto se vio fuertemente deformados en el Cretácico Medio, y después se dio un fenómeno de intrusión de granitoides no deformados en el Cretácico Tardío.

Los granitoides del Cretácico Tardío probablemente se formaron en el arco magmático que se dio en el margen oeste de México, así como rocas similares de los terrenos Seri, Tahué y Náhuatl. El origen y la historia temprana de las rocas pre batolíticas es poco conocido. El terreno Pericú fue, probablemente, despegado del este de México y añadido a la punta sur de Baja California previo al Cenozoico Tardío, con la llegada del Golfo de California (Sedlock et al., 1993).

3.3 GEOLOGÍA LOCAL

Existen dos importantes sistemas de falla a lo largo del margen del Pacífico de la parte sur de Baja California: la zona de fallas Tosco-Abreojos, que se constituye como la característica dominante estructural y geomorfológica en el margen continental (Normark & Curray, 1968) así como a la más recientemente reconocida zona de falla Santa Margarita-San Lázaro, la cual es una importante estructura y tiene una longitud equivalente (Figura 3.4) de alrededor de 400 km (Fletcher et al., 2007)

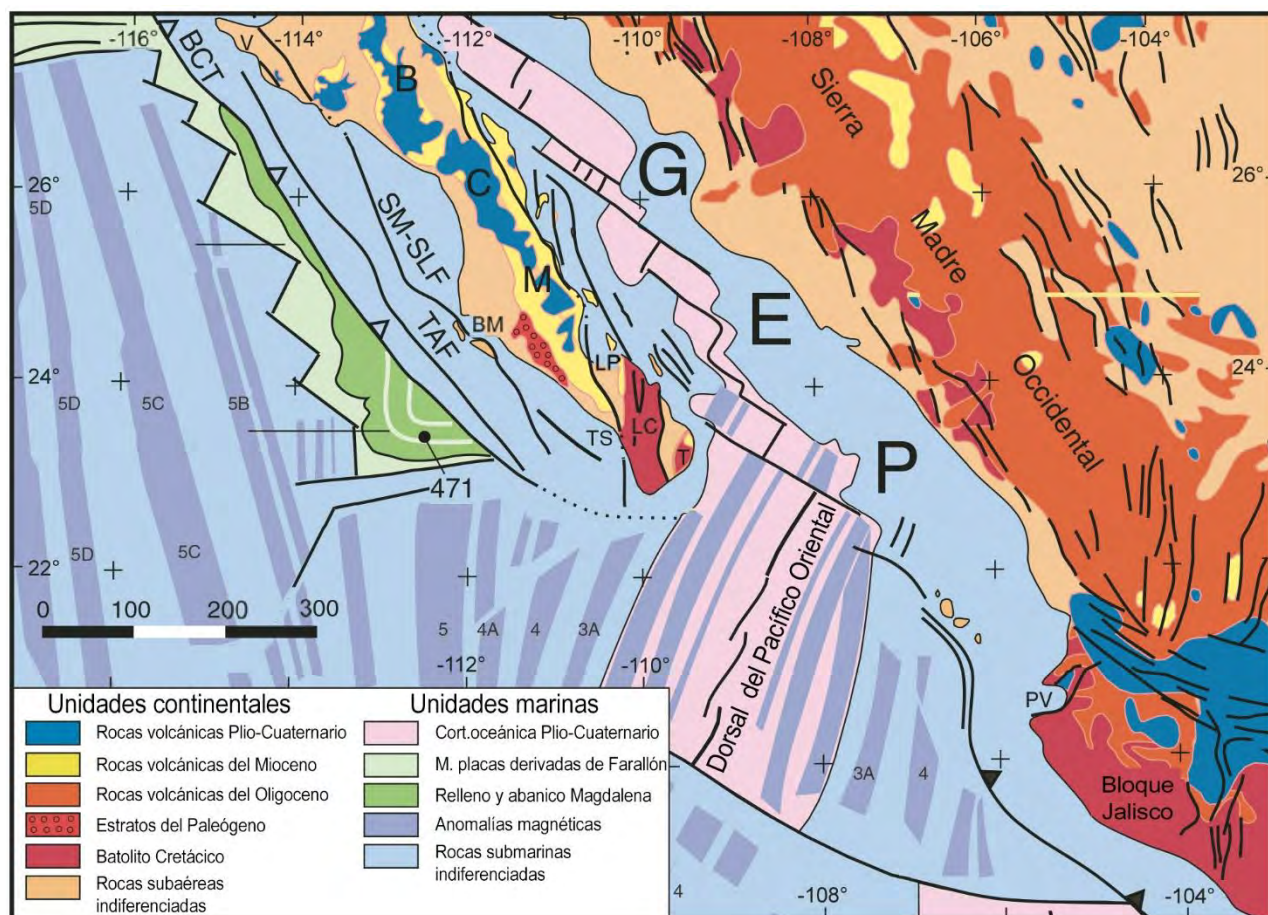


Figura 3.4. Mapa tectónico de la microplaca Baja California (BCM) y de la provincia extensional del Golfo de California (GEP). El abanico Magdalena se deposita en corteza continental en la microplaca Magdalena derivada de Farallón al este de Baja California. Abreviaciones: BCT – Trinchera Baja California, BM – Bahía Magdalena, LC – Bloque Los Cabos, T – Bloque Trinidad, LP – La Paz, PV – Puerto Vallarta, SMSLF – Falla Santa Margarita-San Lázaro, TAF – Falla Tosco-Abrejos, TS – Todos Santos, V – Península Vizcaíno. La geología se simplifica de la propuesta por Muehlberger et al. (1996). La interpretación de anomalías magnéticas con números identificando el cron de las tiras positivamente magnetizadas es de Severinghaus & Atwater (1990) y Lonsdale (1991). Modificado de Fletcher et al. (2007).

3.4 EVOLUCIÓN TECTÓNICA

Falla La Paz. La falla La Paz (Figura 3.2) es el límite entre los terrenos Yuma y Pericú y probablemente incluye estructuras asociadas a varios episodios de desplazamiento. Para el Mioceno Medio la paleo dorsal del Pacífico Oriental (*East Pacific Rise*) se aproximó a la trinchera de Baja California en una distancia de aproximadamente 1000 km. Esta yuxtaposición de dorsal y trinchera trajo consigo la apertura del Golfo de California y al subsecuente aislamiento de la micro placa Baja California (Sedlock et al., 1993)

En el trabajo de Fletcher *et al.* (2007) titulado “*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*” se expone una teoría genética para la separación de la Península de Baja California y por consiguiente para la apertura del Golfo de California:

El cizallamiento del margen entre las placas Pacífico y Norteamérica afectó a la región de Baja California en el Mioceno (del Medio al Tardío) mientras que la apertura se detenía a lo largo de segmentos de dorsal emergido y las parcialmente subducidas micro placas derivadas de Farallo eran incorporadas a la placa del Pacífico (Mammerickx & Klitgord, 1982).

Existió un fuerte estímulo entre la dorsal de la microplaca Magdalena y la trinchera de la microplaca Baja California, trayendo consigo una fuente para el material detrítico que se depositara en el abanico Magdalena, esta interacción dorsal-trinchera inició hace 16 Ma y fue el culmine de una historia larga de convergencia entre la paleo dorsal del Pacífico Oriental y Norte América, que eventualmente trajo consigo la incorporación de la mayoría de la placa Farallón (Bohannon & Parsons, 1995).

La mayor parte de la deformación de compresión en la secuencia sedimentaria inferior observada en la plataforma Magdalena probablemente ocurrió durante el periodo de rápida subducción de progresivamente más joven corteza oceánica previo al encuentro dorsal trinchera. Para 15 Ma, la dorsal Magdalena se fragmentó y rotó en el sentido de las manecillas del reloj (Mammerickx & Klitgord, 1982), este cambio radical en la dirección de alongamiento cortical probablemente ocurrió después de que la corteza subduciéndose se separara enteramente del manto, esto como una posible respuesta al gran gradiente térmico producido entre el reciente y somero bloque de la plataforma Magdalena y la corteza oceánica más densa y antigua que estaba descendiendo hacia el manto debajo del continente en la dirección del vector convergente Magdalena-Norte América (Figura 3.5).

El elevado flujo de calor y la elevada fuerza de ascenso del manto debido a gradiente de densidad a lo largo del margen continental como producto a la proximidad del centro de expansión Magdalena verosímilmente persistió hasta 12.3 Ma (Mammerickx & Klitgord, 1982). Parece ilógica que la dirección de expansión del Mioceno a lo largo del sistema dorsal Magdalena fuera reestablecida de entre aproximadamente 8 a 12 millones de años más tarde (Figura 3.5B), a la paridad de series de dorsales a lo largo del eje del golfo, sin embargo, esto es posible dado que, aunque el sistema dorsal al oeste de Baja nunca fue subducido, el manto debajo de la dorsal pudo continuar convergiendo con la placa Norte América, así como lo hiciera a lo largo de la mayor parte del Cenozoico (Fletcher *et al.*, 2007).

Si la expansión de Magdalena ocurriese continuamente, hubiera traído consigo que la dorsal Magdalena a detenerse o incluso a revertir su dirección de migración respecto al margen oeste de la placa Norte América, por tanto, se propone que la dorsal Magdalena eventualmente se inactivó debido a la desalineación progresiva de la dorsal con sus raíces del manto (Fletcher *et al.*, 2007).

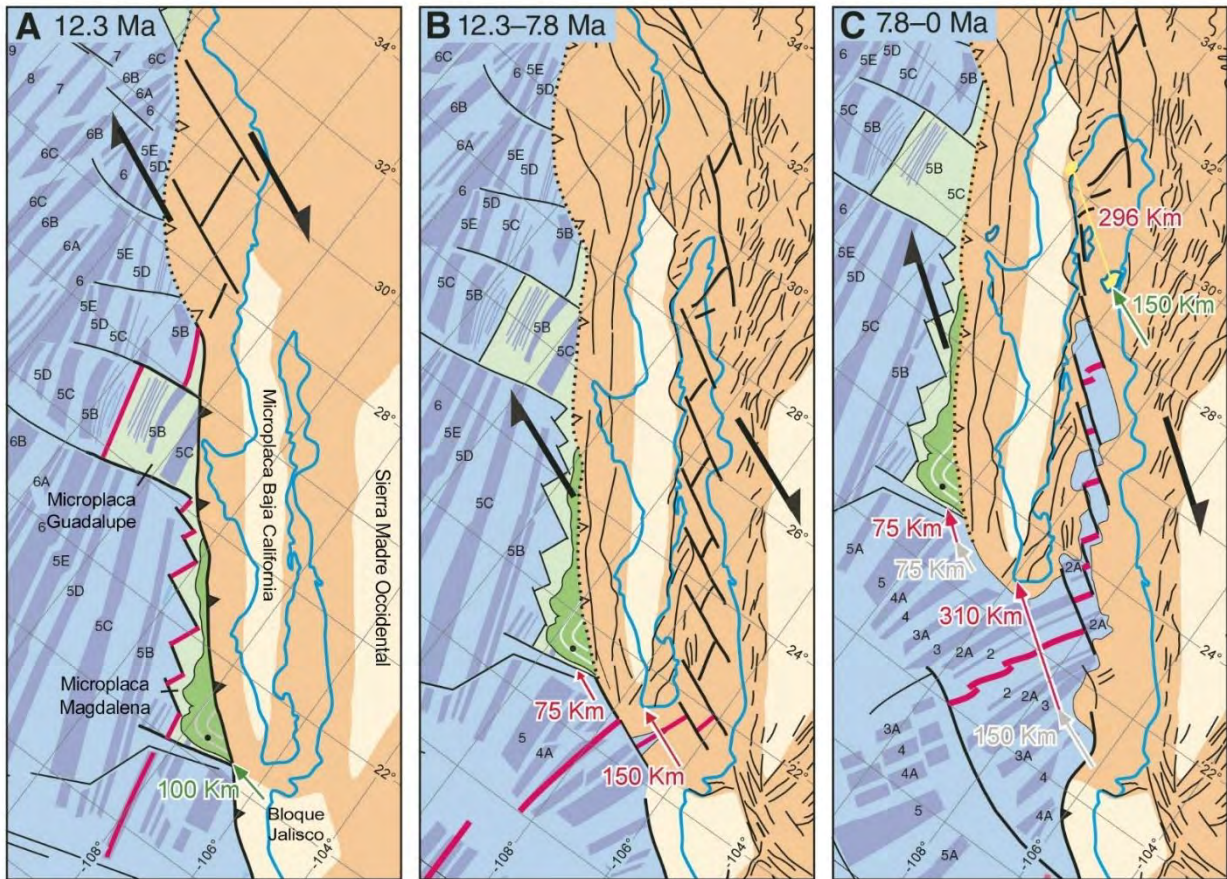


Figura 3.5. Modelo cinemático del cizallamiento alrededor de la microplaca Baja California. El estimado de desplazamiento máximo (150 km) en dirección a la plataforma Magdalena requiere 460 km de cizallamiento en la provincia extensional del Golfo de California, lo cual sugiere que las tasas de desplazamiento decrecieron gradualmente desde el inicio hace 12.3 millones de años. Se asume que la relación de movimiento de placa Pacífico-Norte América mantuvo una tasa de movimiento constante, pero se inclinó hacia el Norte desde hace 7.8 Ma como lo reportado por Atwater & Stock (1998). En la figura: A) Las dorsales de expansión al oeste de Baja California justo antes de pasar a su inactividad se muestran en rosa; B) Desde 12.3 a 7.8 Ma, 75 km y 150 km de cizallamiento transtensional integrado se debió acumular en dirección a la plataforma Magdalena y a la provincia extensional del Golfo de California, respectivamente; C) Desde 7.8 a 0 Ma, 75 km y 310 km de cizallamiento transtensional se acumuló a lo largo de la plataforma Magdalena y de la provincia extensional del Golfo de California, respectivamente. Un nuevo sistema de sistemas de expansión escalonados, o en echelón, (mostrados en rosas) se formó en la parte sur de la provincia extensional del Golfo de California con una dirección muy similar a la que fuera abandonada con anterioridad al oeste de Baja California.

3.5 HIDROLOGÍA

Toda la península de Baja California se encuentra bajo la denominación de Región Hidrológica Administrativa I, según la Comisión Nacional del Agua (CONAGUA, 2015).

La Región Hidrológica Administrativa I (RHA I) tiene una superficie continental total de 154,279 km² y, con información del año 2014, cuenta con 4,958 km³/año de recurso de agua renovable, considerando su población total de 4.37 millones de habitantes genera 1,135 m³/habitante/año de recurso de agua renovable per cápita

El área de San José del Cabo pertenece a la Región Hidrológica 06 (RH06) que recibe el nombre de Baja California Sureste, cuenta con una extensión continental de 11,558 km², una tasa de precipitación promedio de 291 mm normal anual, 200 hm³/año de recurso en escorrentía y se subdivide en 14 cuencas hidrológicas (Figura 3.6) (CONAGUA, 2015)



Figura 3.6. Mapa de la Región Hidrológica RH06: Baja California Sureste (área iluminada). Nótese que la delimitación de las cuencas hidrológicas (líneas tenues dentro del área iluminada) fueron estimadas a partir del modelo de elevación digital provisto por INEGI (2017) así como el límite de la Región Hidrológica..

CAPÍTULO IV

METODOLOGÍA

4.1 MEDICIÓN DE FLUJO DE CALOR

Se llevó a cabo una recopilación de datos de muestreo de valores de flujo de calor en la vecindad de Cabo San Lucas. El principio de obtención de datos se basó en utilizar una sonda térmica *in situ* que toma datos de temperatura y conductividad térmica y que actúa en conjunto a la perforación: las sondas utilizadas por el programa Deep Sea Drilling Project (Tabla 4.1) se conocen como sondas de temperatura de fondo de arreglo *Uyeda/Kinoshita* que esencialmente consiste de dos componentes: el primero, llamada "daughter (hija)" es una serie de memoria digital en estado sólido (CMOS RAM) que guarda registro de los valores de temperatura y tiene una disipación de poder eléctrico suficientemente pequeña para que pueda ser alimentada por celdas de batería y se coloca en el fondo del suelo marino; la segunda parte, llamada también "parent (padre)", permanece a bordo del navío y es un circuito de recopilación de información con un panel digital.

El sensor de temperatura es un termistor tipo perla moldeado sobre una carcasa impermeable de teflón, el sistema de medición y registro -excepto por el termistor- se guarda en una funda resistente a la presión dentro de la carcasa y es descendida por un cable en el pozo perforado, el termistor debe entrar en contacto con el material no perforado. (Figura 4.1) (Yokota *et al.*, 1980)

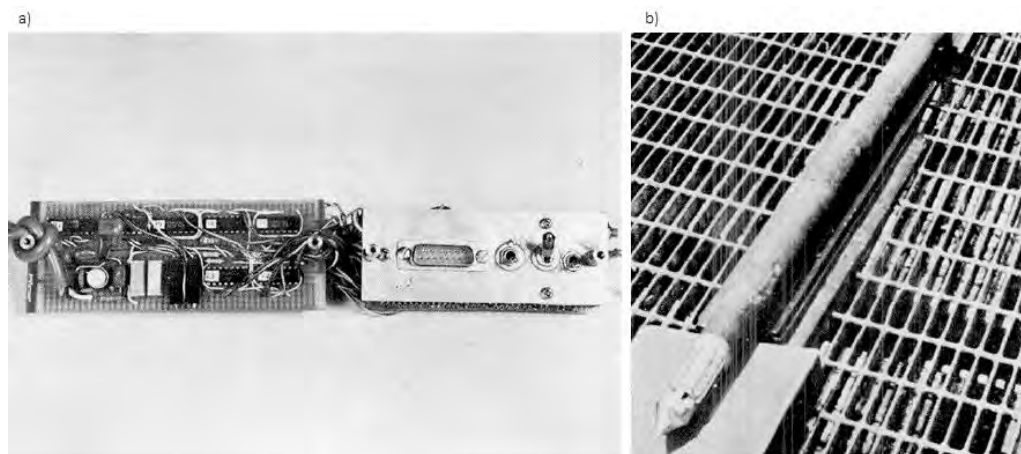


Figura 4.1. El dispositivo "daughter" de la sonda Uyeda/Kinoshita. a) el componente de medición y registro descubierto que se introduce en una tubería, b) el dispositivo en su estado listo para medición, con el termistor expuesto. Modificado de Yotoka *et al.*, 1980.

En la tabla 5.1 se enlistan los datos de flujo de calor que conforman el dominio de información. Los datos fueron recuperados a partir de resultados de diferentes navíos de exploración, en particular aquellos del programa Deep Sea Drilling Project (*DSDP*), cuyo objetivo principal era la caracterización del fondo marino y describir la naturaleza termodinámica de la corteza oceánica y de los límites de placas tectónicas.

Tabla 4.1. Conjunto de datos reportados de flujo de calor en la zona más próxima a Cabo San Lucas, en la desembocadura del Golfo de California

Muestra	Sitio	Latitud	Longitud	Flujo de calor (mW/m ²)	Fuente
1	DSPS S-474	22°59.5'	-108°59.2'	96.70	<i>Baja California Passive Margin Transect: Sites 474, 475, and 476 (1982).</i>
2	DSDP S-475	23°3.03'	-109°3.19'	167.40	
3	DSDP S-476	23°2.43'	-109°5.35'	100.00	
4	DSDP HF-05	22°46.8'	-107°58.5'	493.10	Lewis, B. T. R. (1983).
5	DSDP HF-10	22°45.5'	-108°21'	298.00	
6	DSDP HF-11	22°50.6'	-107°35.7'	264.00	
7	DSDP HF-13	22°55.5'	-108°42.9'	224.80	
8	DSDP HF-16	23°02.7'	-109°04.4'	221.40	Lawver, L. A., & Williams, D. L. (1979).
9	HYPO-68	23°27.7'	-108°20.7'	293.00	
10	HYPO-69	23°2.1'	-107°59.6'	92.00	
11	68HF-4m	23°27.6'	-108°20.9'	239.00	Lawver, Sclater, Henyey, & Rogers (1973)
12	69HF-4m	23°1.99'	-107°59.6'	72.00	
13	67HFG	23°48.7'	-109°7.2'	32.00	
14	V-5	24°9'	-108°55'	177.44	Von Herzen, R. P., & Uyeda, S. (1963).
15	V-6	22°58'	-108°4'	25.95	
16	V-13	22°33'	-109°29'	257.38	

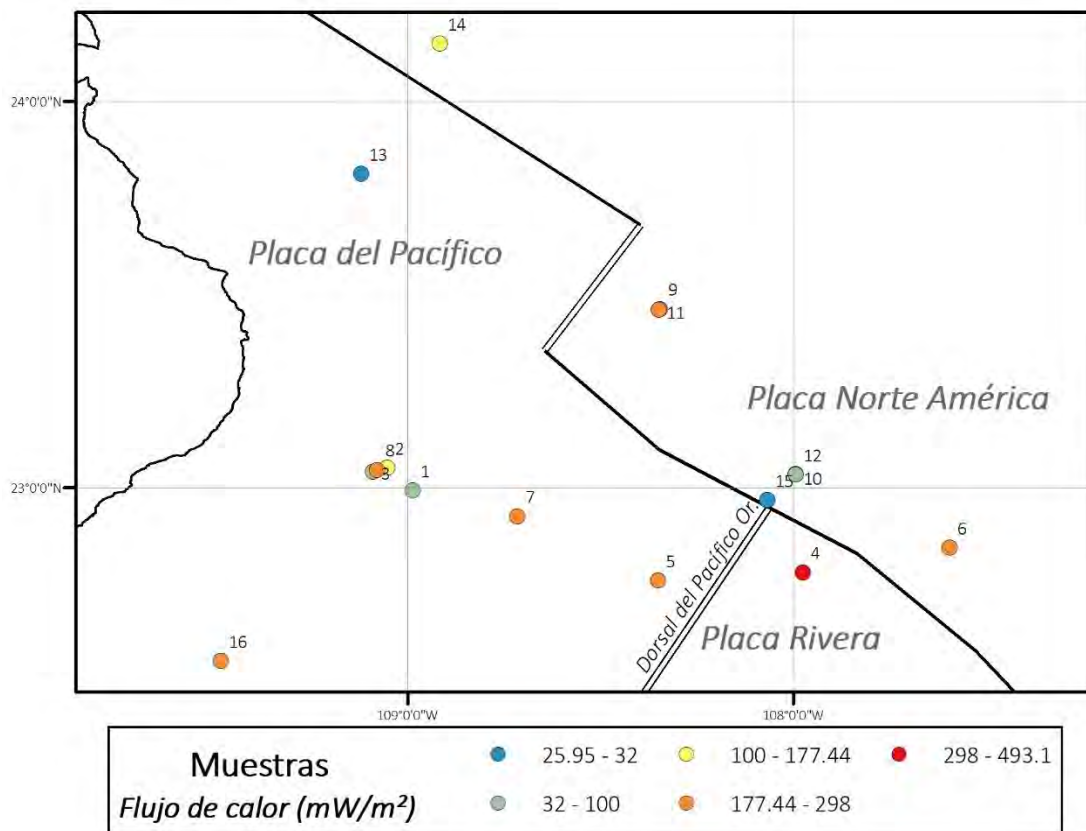


Figura 4.2. Puntos de muestreo de flujo de calor en la parte oceánica de Baja California Sur.

Debido al elevado costo de barrenación y de medición en el sitio las muestras se ven concentradas en rasgos tectónicos, en este caso en la dorsal del Pacífico Oriental y es por eso por lo que registran valores relativamente altos de flujo de calor en comparación a la media de 127 mW/m² asignada a la corteza oceánica (Davies & Davies, 2010).

Los nombres de los sitios en la tabla hacen referencia al código que se le asignó al sitio de caracterización por parte del navío que tomara registro de éste; el prefijo DSDP hace alusión a muestras obtenidas por el programa Deep Sea Drilling Project. La latitud y longitud de todos los sitios fue homologada en un sistema de coordenadas geográficas para fines de interoperabilidad

4.1.1 Etapa exploratoria de la información

Todos los elementos en el campo constituyen un universo o una población y, desde un punto de vista práctico, no es posible recolectar todos los elementos en una población para un análisis a menos que la población en sí sea muy pequeña. Por tanto, se procede a formar lo que es conocido como “*muestra*” que, matemáticamente, si el tamaño de la población es “*N*”, una parte de ella “*n*” ($n < N$) es seleccionada para estudiar algunas características de la población, siendo el conjunto de unidades o elementos “*n*” llamado muestra.

En el campo de ciencias de la Tierra analizar muestras permite la identificación de tendencias, acumulaciones, para establecer correlaciones simples o múltiples de un conjunto y particularmente para realizar estimaciones de variables geológicas, obviando esfuerzo y recursos.

El análisis exploratorio de información es una aproximación simple, pero efectiva en la etapa de análisis en donde inferencias extremadamente útiles pueden ser obtenidas a partir de información de muestras y sus tendencias.

En este caso, y teniendo en cuenta que los datos proceden de diversas fuentes, es necesario comprobar que los datos sean homologables, que presenten cierta coherencia uno con otro para mitigar un error en la predicción y, bajo esta premisa, se omitieron en el análisis los siguientes datos:

Muestra	Sitio	Flujo de calor (mW/m ²)
15	V-6	25
13	67HFG	32
12	69hf-4m	72
10	HYPO-69	92
1	DSDP 474	96.7

El principal criterio de remoción de estos puntos es el valor bajo de flujo de calor que presentan, que es completamente anómalo a lo que se esperaría en una zona tan próxima a un rasgo tectónico activo como la dorsal del Pacífico Oriental, que si bien, el valor de flujo de calor en corteza continental tiene una media de alrededor de 74 mW/m² (Davies & Davies, 2010) y al menos tres de los valores descartados aún podrían ser permisibles, la cercanía de dichos puntos al borde de placas es lo que lleva a pensar en registros equívocos. Si bien el error puede deberse a la ubicación y metodología de obtención de una muestra en particular también puede deberse al registro de la misma. De cualquier manera, no tienen coherencia geoespacial con los valores vecinos.

Es importante resaltar que pese a que estos datos fueron obtenidos por diferentes metodologías no es necesaria una normalización por la litología, dado que todos los sitios de muestreo corresponden a una corteza oceánica que, para esta porción, presenta un mismo proceso genético y evolutivo; además al tratarse de un mismo estrato (basáltico) con mínimas variaciones mineralógicas se asume una conductividad térmica constante.

Naturaleza estadística del dominio

Para realizar una interpolación conjuntos de información que presenten distribuciones normales son preferibles dado que se aproximan de mejor manera a las condiciones reales de variabilidad probabilística -*Entropía* probabilística (Shannon, 1948).

Un indicio de la aproximación de un conjunto de datos a la distribución normal o gaussiana es la similitud entre la media y la mediana (en una distribución normal ideal la media y la mediana son iguales). Alternativamente, se puede aplicar una transformación de datos logarítmica como auxiliar para conseguir una media y una mediana con mayor similitud.

Se aplicó el método de transformación logarítmica según la fórmula (Cressie, 1993)

$$Y(s) = \ln(Z(s))$$

Siempre y cuando $Z(s) > 0$

Transformación	Media	Mediana	Similitud
Sin transformación	248.69	239	96.1%
Logarítmica	5.44	5.47	99.45%

Por la distribución del dominio, y en primera instancia, la similitud entre media y mediana es mayor aplicando la transformación logarítmica y, para corroborar que esta transformación sea la idónea para el análisis de datos se analizan los histogramas que muestran qué tan a menudo los valores observados caen dentro de ciertas clases o intervalos para poder conocer así la distribución de la información (Sarma, 2009). A partir del dominio se obtuvieron dos histogramas (Figura 4.3)

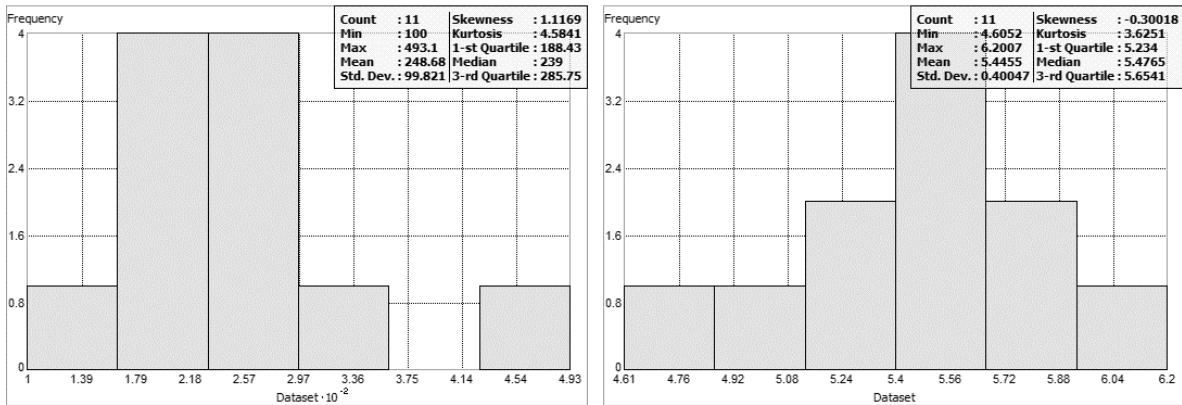


Figura 4.3. Histogramas del dominio en donde no se realizó transformación de datos (izquierda) y donde se realizó una transformación logarítmica (derecha). Nótese que la información tiende a una distribución gaussiana de mejor manera una vez aplicada la transformación.

Analizar el valor de la curtosis (β_2) es útil para determinar la aproximación de un conjunto de datos a la distribución normal, dado que el valor de la curtosis en distribuciones normales es de tres (Sarma, 2009).

El valor de curtosis ($\beta_2=3.62$) de la información con transformación se aproxima mejor al valor ideal que su contraparte ($\beta_2=4.58$) en la información sin transformación; sin embargo, la naturaleza del fenómeno hace más coherente el uso de la información sin transformación debido a la asimetría estadística que presenta, la cual, es un indicador de qué tan simétricamente están distribuidos los datos:

La información sin transformación tiene una asimetría positiva (*skewness*: +1.1169) mientras que la información transformada tiene una asimetría negativa (*skewness*: -0.30018), en otras palabras, en el primer caso la información se acumula más en clases menores, esto se traduce en más datos de flujo de calor más bajo, respetando el principio de que, en efecto, un elevado flujo de calor es una anomalía que se presenta con menor probabilidad.

En una situación real tendremos una situación similar dado que la tendencia natural de la pérdida de calor global trae consigo que distribuidos sobre la corteza existan más puntos de flujo de calor bajo que puntos de flujo de calor alto, en el universo de información los valores de flujo de calor presentarán una asimetría negativa. Por tanto, mantener esta asimetría negativa es más coherente con el fenómeno que se está manejando.

Otra herramienta para analizar la naturaleza del dominio son los *plots quantil – quantil* que son gráficos en los que cuantiles de dos distribuciones se contrastan relativamente una con otra: se contraponen un gráfico generado de una distribución normal (media de cero y desviación estándar de 1) a la información que almacena el dominio. Son una herramienta para evaluar la proximidad de un conjunto de datos a la distribución normal.

Los ploteos cuantil – cuantil de la información (Figura 4.4) muestran que, aunque ambos conjuntos de datos (puntos) ya presentan una tendencia a la normalidad (líneas continuas), en la información con transformación logarítmica la línea de la distribución normal interseca la mayoría de los puntos de mejor manera que la información sin transformación, la cual deja los datos más elevados “por debajo” de la línea de distribución normal.

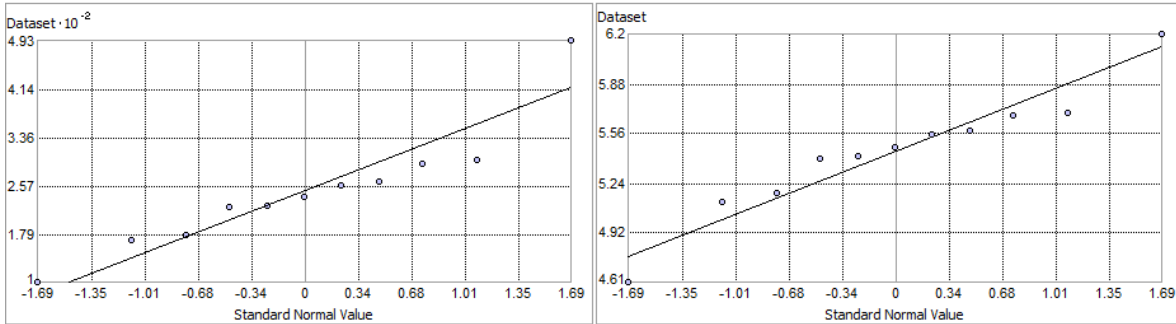


Figura 4.4. Ploteos cuantil – cuantil del dominio en donde no se realizó transformación de datos (izquierda) y donde se realizó una transformación logarítmica (derecha)

Esto, al igual que la asimetría estadística, nos dice que la información sin transformación tiene una aproximación más real a valores intermedios minimizando el efecto de las anomalías termodinámicas más elevadas haciéndola, por tanto, más óptima para crear un modelo predictivo.

Naturaleza geoespacial de la información

En los diagramas de Voronoi se hace una división del dominio en regiones tomando como punto de partida las distancias euclidianas, es decir, la distancia obtenida al unir dos muestras entre sí y formar polígonos a partir de las mediatrices de los segmentos de unión y son una herramienta para examinar la tendencia y distribución de la información (Figura 4.5)

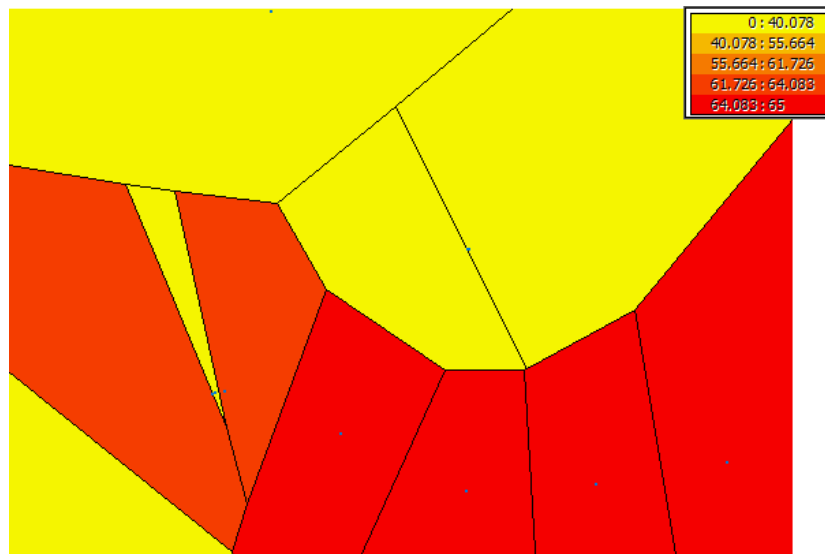


Figura 4.5. Diagrama de Voronoi de los valores de flujo de calor en el dominio

Del diagrama de Voronoi se puede deducir que en el dominio:

- La distribución espacial de los valores no es homogénea debido a la irregularidad de área de los polígonos, particularmente en la parte superior, donde la densidad de muestreo es menor.
- Se presenta cierta tendencia espacial sentido sureste-noroeste, que es coherente con la anomalía calorífica que representa la dorsal del Pacífico Oriental
- Es esperable un error de muestreo, dado que las muestras están distribuidas con cierta irregularidad

Para comprobar si existe una tendencia espacial en la información del dominio se hace el análisis de tendencia en sus componentes "x-y" (Figura 4.6) en donde se muestra que, en efecto, existe una tendencia espacial.

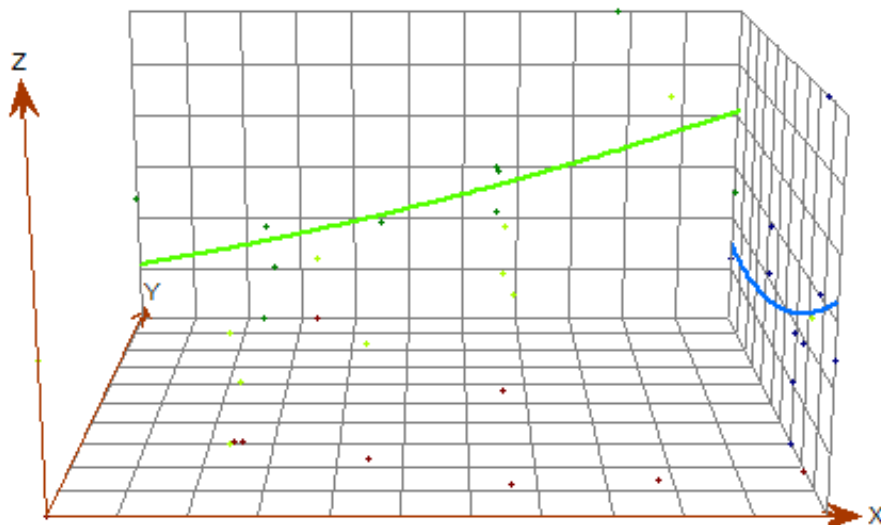


Figura 4.6. Análisis de tendencia en los valores del dominio

4.2 MUESTREO DE FLUIDOS

El 25 de octubre de 2006 se recolectaron tres muestras de agua subterránea de pozos, y una muestra de agua marina en el área de Cabo San Lucas (Figura 4.7a). Las muestras fueron analizadas *in situ* para determinación de parámetros de temperatura, pH, salinidad, sólidos totales disueltos (TDS) y conductividad eléctrica utilizando un dispositivo SenION156 (Figura 4.7b) (López-Sánchez *et al.*, 2006; Prol-Ledesma *et al.*, 2010).



Figura 4.7. Imágenes del muestreo de fluidos en Cabo San Lucas. a) Panorama del sitio de muestreo b) obtención de muestra y medición de pruebas *in situ*. Créditos Prol-Ledesma, 2018.

Para determinar su naturaleza geoquímica se implementaron métodos volumétricos: bicarbonatos utilizando la técnica de naranja de metilo como indicador y cloruros mediante el uso de nitrato de plata y cromato de potasio como indicadores; los sulfatos fueron determinados por el método de turbidímetro utilizando cloruro de bario, los sulfuros fueron determinados por el método de azul metileno así como la concentración isotópica ($\delta^{18}\text{O}$, δD) a través de la espectrometría de masas en el Laboratorio Universitario de Geoquímica isotópica UNAM. Los cationes fueron medidos, a partir de muestras acidificadas *in situ*, por la técnica de *Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry* (ICP/MS) por el laboratorio ActLabs (Ontario, Canadá) (Prol-Ledesma *et al.*, 2004; López-Sánchez *et al.*, 2006).

En la Figura 3.1 se presentan los sitios muestreos realizados por López-Sánchez *et al.*, (2006) para caracterizar geoquímicamente las aguas subterráneas 'PF1' y las aguas termales con temperaturas mayores a 70°C que se muestrearon en los pozos 'PC1' y 'PC2':

CAPÍTULO IV

RESULTADOS Y DISCUSIÓN

5.1 INTERPOLACIÓN DE FLUJO DE CALOR

Al registrar datos de temperatura, conductividad térmica y profundidad provistos por la sonda, el flujo de calor puede ser obtenido según:

$$T_z = T_0 + q \sum_n \frac{D_n}{K_n}$$

En donde

T_z = Temperatura a una profundidad $z = \sum_n D_n$

K_i = Conductividad térmica de la i -ésima sección con espesor D_n

T_0 = Una temperatura de agua de fondo constante

q = Flujo de calor

Antes de transformar una variable, es decir, antes de comenzar a analizar los datos se comprueba que la información de las muestras presenta coherencia: que se manejan las mismas unidades. En la literatura se suelen encontrar datos de flujo de calor expresados HFU (heat flow units) que representan $1 \mu cal/cm^2s$.

Dado que el sistema internacional de unidades (SI) utiliza unidades de mW/m^2 para flujo de calor se homogeneizaron las magnitudes de los datos según la equivalencia:

$$W = \frac{239.006 \mu cal}{s}$$

Con el fin de obtener información en el área del dominio donde no se presentan puntos de muestreo, se procede a hacer una interpolación para la cual existen dos métodos:

- **Determinístico:** se centra en parámetros que controlan 1) la similitud de los valores (funciones de distancia ponderada inversa, por ejemplo) y 2) el grado de suavizado espacial (funciones radiales, por ejemplo) que se quiere lograr en la superficie. Los métodos determinísticos no se basan en un modelo de procesos aleatorios espaciales, y no hay una manera explícita de generar una correlación en la información.

- **Geoespacial:** asume que al menos una parte de la variación espacial observada en fenómenos naturales puede ser modelada por procesos aleatorios con una autocorrelación espacial y requiere que la autocorrelación espacial sea modelada explícitamente. Las técnicas geoestadísticas pueden ser utilizada para describir y modelar patrones espaciales (variografía), predecir valores en locaciones sin muestra (kriging) y evaluar el grado de incertidumbre asociado con un valor predicho en una locación sin muestra (ESRI, 2014).

La principal ventaja de los métodos geoespaciales comparados contra los métodos determinísticos es la consideración que de todos los puntos en el dominio estarán relacionados, todos guardan correlación: se fundamenta en que el comportamiento de un fenómeno dado (una variable aleatoria) se ve influenciado -en mayor o menor proporción- por todos los puntos del universo de información y dado que el fenómeno de flujo de calor no es aislado en la naturaleza, es decir, que se comporta bajo las mismas leyes de la física en toda la Tierra, aplicar un método geoespacial es más recomendado para la predicción en un sitio donde no se tenga un muestreo.

La precisión y grado de confiabilidad de los métodos geoespaciales se ven respaldados por que éstos se apegan a las leyes de la estadística, mismas que se derivan de la ocurrencia y observación de las leyes naturales.

Por definición los métodos geoestadísticos son óptimos cuando la información (Bohling, 2005):

- Tiene una distribución normal
- Es estacionaria (la media y la varianza no cambian significativamente en el espacio)

Al utilizar métodos geoestadísticos se asocia la probabilidad a la predicción: kriging cae en la noción de la correlación entre los elementos de una serie y otros de la misma serie (flujo de calor) separados por un intervalo dado (distancia) (Oxford English Dictionary, 2015).

La información presenta una distribución que tiende a la normalidad y tiene un comportamiento que se ajusta al universo sin necesidad de aplicar una transformación, además, dado que es un fenómeno que no tiene una media constante global (el flujo de calor depende de la conductividad térmica de las rocas, de la presencia de rasgos tectónicos o de *hotspots*, la ocurrencia de barreras o conductores térmicos, entre otros) y a que la información presenta una tendencia espacial es recomendable utilizar el método de Kriging universal (Sarma, 2009). En este método no es recomendable remover tendencias.

5.1.2 Interpolación vía Kriging

Se procedió, entonces, a interpolar la información usando el método de Kriging universal sin remoción de tendencias y sin ningún tipo de transformación aplicada a la información de donde se obtuvo el semivariograma de la interpolación (Figura 5.1) que describe la relación del flujo de calor sobre la distancia que guarda un punto cualquiera con otro, es decir, a partir de la diferencia del valor de flujo de calor entre dos muestras sobre la distancia entre ellos distancia (puntos) construye una media (cruces), y crea un modelo (línea continua) que se apegue a las medias de manera fidedigna. Por supuesto que, en primera instancia, las distancias más cortas (el extremo izquierdo del semivariograma) van a tener un mejor apego al modelo propuesto, entre más alejado esté el modelo de una muestra original menos fidedigno será el modelo predictivo

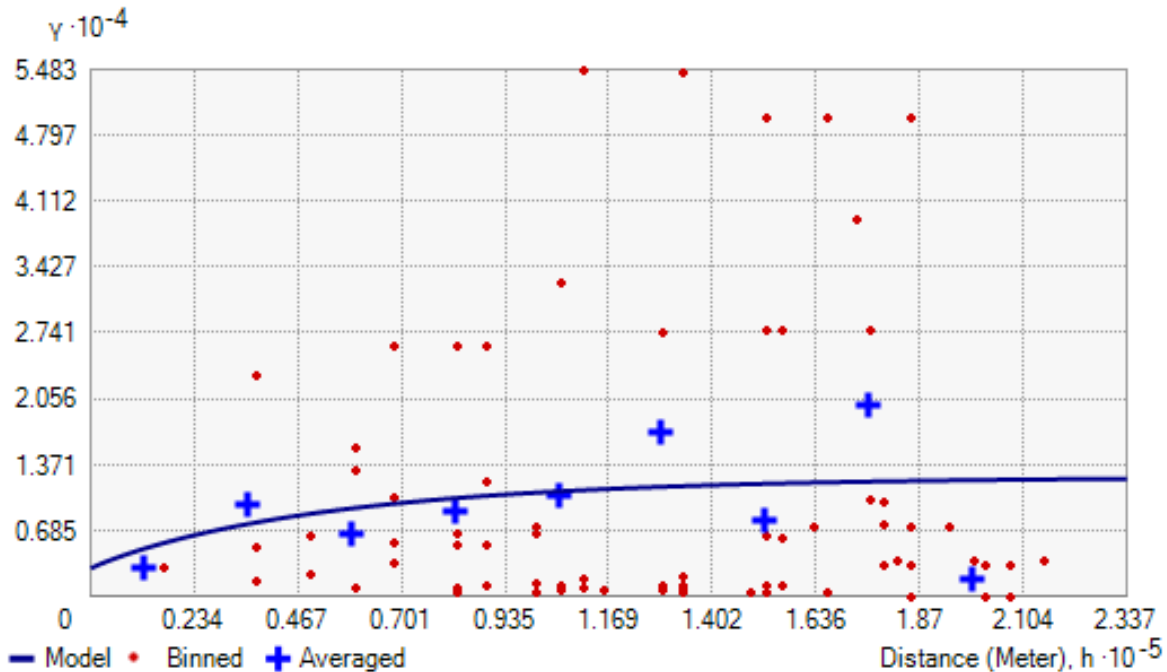


Figura 5.1. Semivariograma de la interpolación obtenida mediante Kriging universal. El modelo tiene un nugget de 2,901.123 metros un error medio cuadrático (RMS) es de 87.179

En el modelo propuesto se establece un rango de 178,346.29 metros que representa la distancia en la que el modelo puede encontrar correlación entre las muestras. Más allá de esta distancia el modelo no puede predecir valores de manera fidedigna y tiene un valor de nugget de 2,901.123 metros que representa la distancia mínima donde la predicción de valores es incierta principalmente atribuible a un error de muestreo.

Contrastando el valor medio cuadrático (RMS) con la media de los valores originales se obtiene el porcentaje error de predicción según:

$$\frac{RMS \text{ del error}}{Media \text{ de los valores originales}} * 100 = \frac{87.179}{248.69} * 100 = 35\%$$

El error que presenta el modelo es de 35% un valor relativamente bajo considerando el limitado número y la heterogénea densidad de muestras, así como la naturaleza del fenómeno y su relativa variabilidad (contrastes existentes) en el dominio.

Se presenta, entonces, el modelo predictivo de valores de flujo de calor del área y en esta representación gráfica (Figura 5.2) se sobrepuso la ubicación de las muestras (puntos) homologando la escala de colores asignada a los valores de flujo de calor para permitir el cotejamiento visual de las diferencias entre el valor previsto por el modelo para una celda y el valor real en los lugares que exista. Adicionalmente se sobrepusieron las fallas descritas con anterioridad (Figura 3.2) con el objetivo de hacer evidente la tendencia del comportamiento de los valores de flujo de calor del modelo con los rasgos tectónicos.

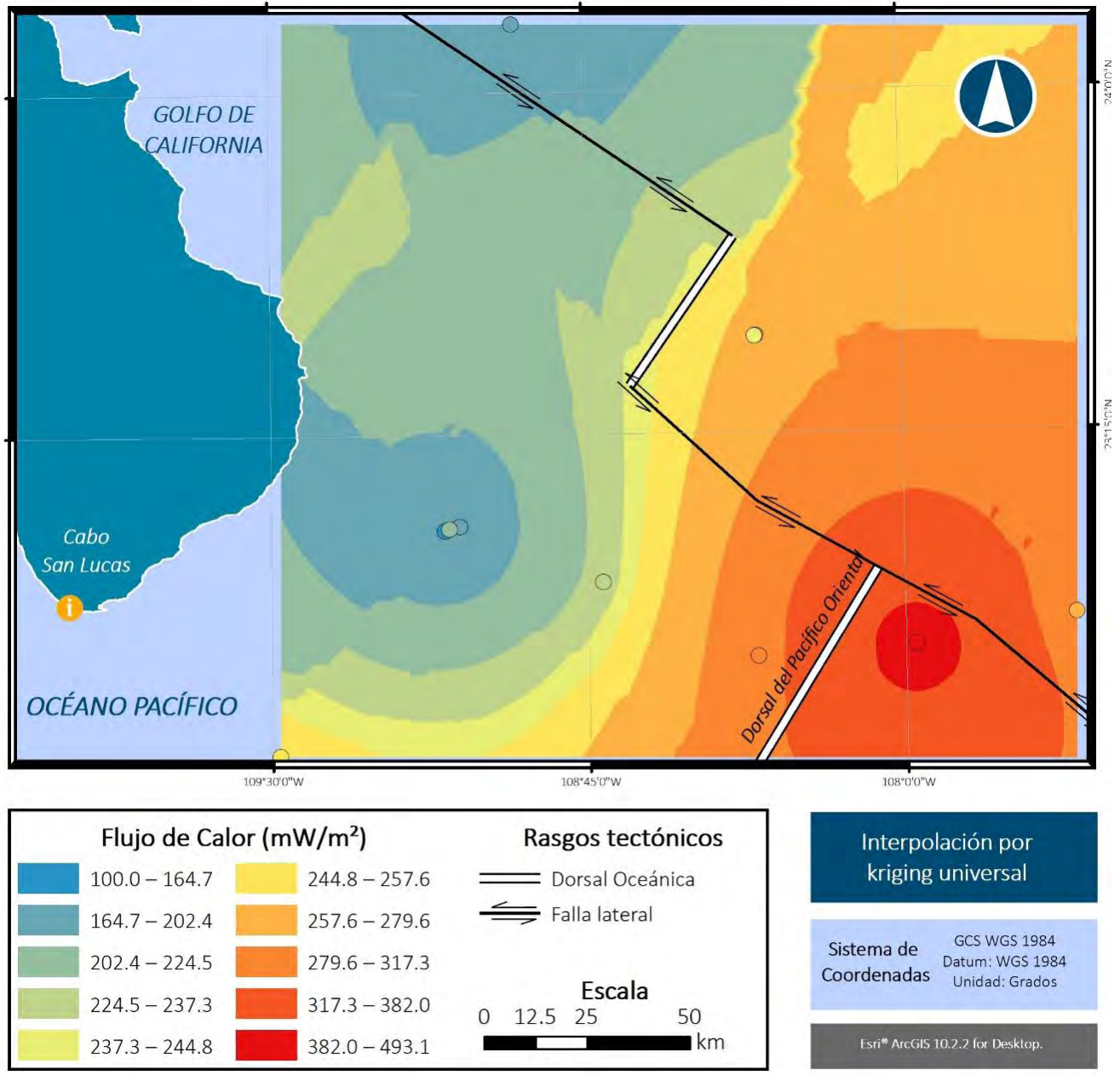


Figura 5.2. Modelo predictivo de valores de flujo de calor obtenido por Kriging universal. Los círculos en el mapa son las ubicaciones de las muestras representando el valor de flujo de calor con la misma escala que el modelo predictivo. La homologación de escala permite comparar la información real (puntos) con el modelo (curvas).

Aunque el modelo se limita únicamente al área del dominio que se sitúa, en su punto más cercano a más de 40 kilómetros del área de Cabo San Lucas, este no refleja un incremento gradual del flujo de calor dirección Este-Oeste, de hecho, el modelo muestra una disminución del valor de flujo de calor en esta dirección. La evidencia geológica (Figura 3.4), por otro lado, no sugiere una justificación a este decremento debido a la litología, tratándose de una estructura batolíticas en ambas partes de la Falla La Paz datada para el cretácico (Fletcher *et al.*, 2007) sin volcánica reportada. De cualquier manera, este fenómeno de decremento direccional del flujo de calor tiene coherencia, también, debido a que en el área de la dorsal del Pacífico Oriental se concentran valores elevados de flujo de calor, como es de esperarse.

Esto parece indicar que tener una anomalía termodinámica que dé lugar al ascenso de fluidos en el área de Cabo San Lucas no es producto de una configuración regional si no de un fenómeno local, pudiendo ser la causa una falla, según sugiere la evolución tectónica del área de estudio y las anomalías magnéticas presentes en el área.

Además del modelo predictivo, es recomendado realizar un mapa de error previsto (Figura 5.3) que entre más alejado de datos reales se encuentre una determinada celda el error previsto para esta particular celda tenderá a incrementar inherentemente. Se puede observar que, como es de esperarse, entre más alejadas se encuentran las celdas de la dorsal del Pacífico Oriental el error previsto aumenta, principalmente debido a las muestras disponibles

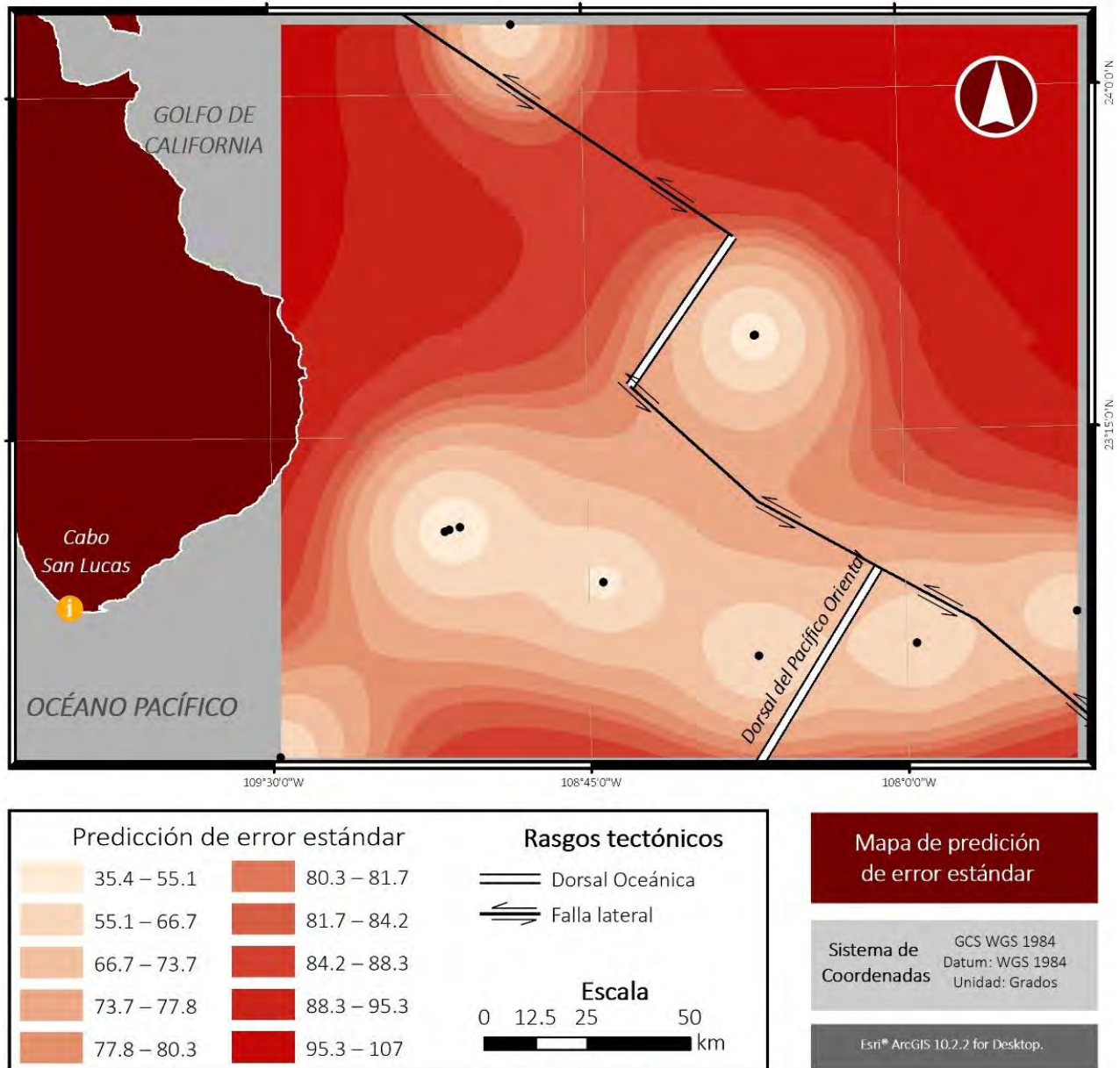


Figura 5.3. Predicción de error estándar generado a partir de la interpolación de valores de flujo de calor. Los puntos en el mapa representan los sitios de muestreo original. Nótese que conforme las celdas se alejan de los sitios de muestreo el error estándar incrementa.

5.2 QUÍMICA DE FLUIDOS HIDROTERMALES

5.1.1 Parámetros fisicoquímicos y elementos mayores

Los resultados de los parámetros fisicoquímicos y de la composición química de fluidos se presentan a continuación (Tabla 5.1)

Tabla 5.1. Química de aguas de las muestras de Cabo San Lucas. Modificado de Prol-Ledesma et al., (2010)

ID	T (°C)	pH	Cond mS/cm	mg/L								
				TDS	Na	Mg	K	Ca	Cl	HCO ₃	SO ₄	Si
PF2	22	7.1	0.6	305	123	59	12.4	23.6	438	205	58	8
PC1	71	6.8	25.8	15200	4690	71.9	186	1170	8037	93	425	30
PC2	79	6.5	45.8	28600	8940	33.8	1050	2370	15342	74	525	59
Agua de mar (LC11)	30	8.2	47.9	30000	10200	1050	581	368	20091	223	2708	2

Tomado de: Reporte Impulsa (2010).

En primera instancia, las muestras de los pozos calientes (PC1 y PC2) presentan un pH significativamente más ácido y una conductividad menor respecto a los valores del agua de mar, la cual contiene un pH más alcalino y una mayor conductividad que el agua del pozo frío (PF1), lo cual conduce a pensar en diferentes orígenes: uno de ellos puede ser debido a un proceso de mezcla de aguas en el acuífero, o en algún punto de ascenso de un fluido a la superficie, en donde el agua de los pozos (PC1 y PC2) es resultado de la mezcla del agua meteórica resistiva y relativamente neutra (PF2) que entra en contacto con agua de mar alcalina y conductiva (LC11).

Al introducir los datos en un diagrama de Piper (Figura 5.4) es posible observar su naturaleza:

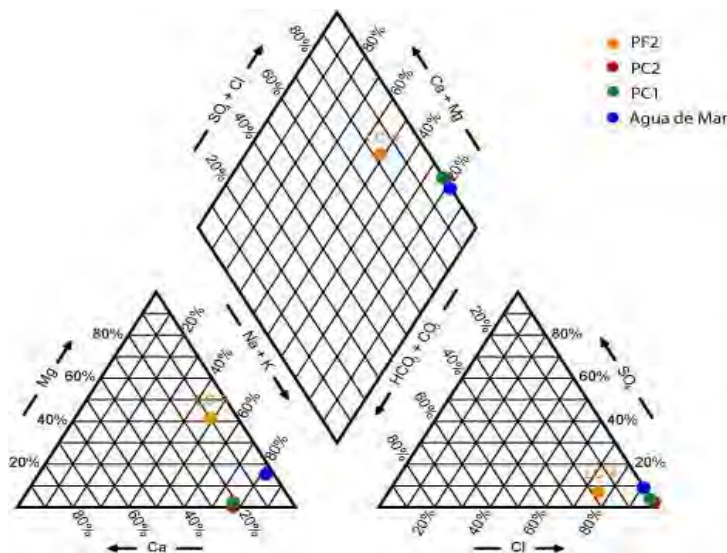


Figura 5.4. Diagrama de Piper que muestra la clasificación química de los fluidos en Cabo San Lucas. Modificado de Prol-Ledesma et al., (2010)

A partir del diagrama se puede deducir cierta información (W. Al-Muqdadí & J. Merkel, 2012):

- La muestra de agua fría -PF2- cae en la porción de no dominante del diagrama de cationes, y en el de tipo clorurada en el diagrama de aniones, resultando un agua de mezcla.
- Las muestras de pozos calientes -PC1 y PC2- así como la muestra de agua de mar -LC11- caen, de igual manera, en el agua de tipo clorurada en el diagrama de aniones y en la región de sódico potásica en el diagrama de cationes, resultando en aguas de tipo sódico clorurada.

Es importante resaltar el comportamiento aniónico de los fluidos como indicio de su evolución ya que nos revela que las muestras de pozos calientes se encuentran más enriquecidas de cloro que la muestra de agua fría, un fenómeno que bien tendría sentido por la consideración de tratarse de agua de mezcla y porque el agua de mar está más enriquecida en cloro, también lleva a pensar a que en sistemas geotermales, y en particular en aquellos dominados por agua, el tipo más común de fluido es el de tipo sódico-clorurado, con concentraciones de entre 1,000 a 10,000 mg/L de Cl, con tendencia a pH neutro (Barbier, 2002).

Si bien la concentración de cloro en la muestra PC2 es de 15,342 mg/L y éste se encuentra por encima de la concentración asignada a fluidos geotermales mencionado en la literatura (1,000-10,000 mg/L; Barbier, 2002) esto bien puede deberse al proceso de mezcla con agua de mar que presenta una concentración de 20,091 mg/L.

5.2.2 Composición isotópica

La composición isotópica de los fluidos nos puede dar un indicio adicional de su naturaleza, en la Figura 5.5 se yuxtaponen las líneas de relación isotópica global y mexicana (líneas continuas) y se colocan los puntos de relación isotópica correspondiente a las muestras. Uniendo la trayectoria desde agua meteórica mexicana (que se asemeja en un punto al a relación isotópica del pozo frío "PF2") hasta la muestra de agua de mar se crea una línea (punteada) que alberga las muestras de pozos calientes, indicando procesos de mezcla (López *et al.*, 2006; Prol-Ledesma *et al.*, 2010).

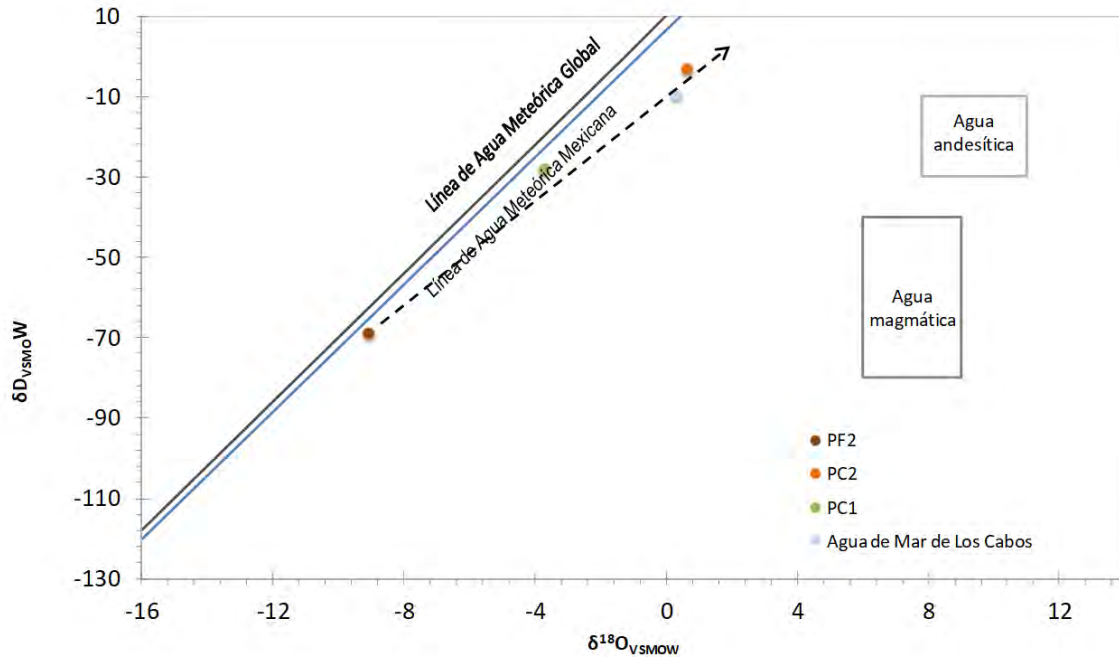


Figura 5.5. Relación isotópica de las muestras de agua. Se comparan con la línea de relación isotópica global y mexicana (líneas continuas). Se denotan procesos de mezcla al verse las muestras inmersas entre la relación isotópica de agua meteórica y la relación isotópica de agua de mar. Modificado de Prol-Ledesma et al., 2010.

La muestra PC2 tiene una composición isotópica más pesada, es decir, que la proporción de $\delta^{18}\text{O}$ respecto a δD , ésta característica bien puede ser atribuible a que el agua sea el resultado de la mezcla de agua de mar local mezclada con un fluido similar al de un sistema hidrotermal de cresta oceánica que, inherentemente, presenta fluidos con una composición isotópica más pesada, y se suelen atribuir como las fuentes oceánicas de $\delta^{18}\text{O}$ (Jean-Baptiste, Charlou, & Stievenard, 1997; Prol-Ledesma et al., 2010)

5.2.3 Geotermometría

Al aplicar el geotermómetro de sílice sin pérdida de vapor de Fournier (1977) según:

Temperatura del geotermómetro ($^{\circ}\text{C}$) =

$$t^{\circ}\text{C} = \frac{1309}{(5.19 - \log S)} - 273.15 \quad (\text{Fournier, 1977})$$

Se obtienen temperaturas de equilibrio para cada muestra:

Muestra	Si	Cálculo de geotermómetro	Temperatura
PC1	79	$t^{\circ}\text{C} = \frac{1309}{(5.19 - \log 79)} - 273.15$	124.43 $^{\circ}\text{C}$
PC2	110	$t^{\circ}\text{C} = \frac{1309}{(5.19 - \log 110)} - 273.15$	142.59 $^{\circ}\text{C}$

Por otro lado, al aplicar el geotermómetro de Na/K propuesto por Fournier y Porter (1979) según:

$$t^{\circ}\text{C} = \frac{1217}{\log(\text{Na}/\text{K}) + 1.493} - 273.15 \quad (\text{Fournier \& Potter, 1979})$$

Se obtienen temperaturas de equilibrio para cada muestra:

<i>Muestra</i>	<i>Na (ppm)</i>	<i>K (ppm)</i>	<i>Cálculo del geotermómetro</i>	<i>Resultado (°C)</i>
PC1	4690	186	$t^{\circ}\text{C} = \frac{1217}{\log(4690/186) + 1.493} - 273.15$	147.28 °C
PC2	8940	1050	$t^{\circ}\text{C} = \frac{1217}{\log(8940/1050) + 1.493} - 273.15$	229.01 °C

Estos resultados deben tomarse con precaución dado que se está hablando de agua de mezcla y, aunque se habla de un reservorio con temperaturas elevadas, en geotermometría la temperatura exacta está en función de la concentración

De cualquier modo, estas temperaturas de fondo pueden ser atribuidas, dependiendo del criterio elegido, a sistemas geotermales de media a alta entalpía lo cual denota su elevado potencial de generación eléctrica y, de manera más puntual, el fenómeno termodinámico anómalo que las caracteriza (Muffler & Cataldi, 1978; Nicholson, 1993; Axelsson & Gunnlaugsson, 2000).

CAPÍTULO VI

CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

Conclusiones:

- La interpolación de valores de flujo de calor puede ser considerada como geoestadísticamente aceptable considerando las limitaciones de información en el dominio que trajeron consigo por un lado un error de muestreo por la distribución irregular de la información y; por el otro una limitación del área del dominio impidiendo hacer la predicción en el área de estudio; sin embargo el valor otorgado en el modelo de 145 mW/m^2 para el área más próxima a Cabo San Lucas presenta coherencia al tratarse de corteza oceánica joven (con una media de 127 mW/m^2) y por la presencia de rasgos tectónicos activos (la dorsal oceánica del Pacífico y la falla La Paz); de cualquier manera el muestreo para ampliar el dominio es requerido para tener una aproximación más fidedigna.
- Los resultados de química de fluidos dan cabida a pensar que el reservorio geotérmico se encuentra en la porción oceánica del área de estudio, dado que las muestras presentan una química isotópica de mezcla con más aproximación al agua oceánica que a la meteórica y corresponden por definición a fluido geotermal (pH relativamente neutro, cloruradas).

Por otro lado, la muestra PC2 presenta el valor de proporción isotópica más grande con $4 \delta^{18}\text{O}_{\text{VSMOW}}/ 1 \delta^{18}\text{D}_{\text{VSMOW}}$ acentuando su naturaleza geotérmica. Además, dada su ubicación, y la falta de manifestaciones evidentes, tanto en la fracción continental como en la oceánica, se da cabida a pensar que se trata es un acuífero parcialmente confinado y que una posible fractura sea la que permitiera el ascenso de los fluidos calientes

- Es posible especular que, de acuerdo a la geotermometría realizada y la temperaturas de equilibrio (órdenes superiores a los 150°C para el equilibrio del reservorio) que se obtuvieron, el reservorio probablemente cubra -al menos parcialmente- las características de los reservorios geopresurizados, implicando un elevado potencial para la generación eléctrica al ser inherentemente reservorios con presiones y temperaturas muy elevadas que economizan los procesos de generación de energía, todo esto aunado a una ubicación preferencial a ubicarse cerca de la línea de costa que pudiera convertir en un proyecto rentable. Debe de tenerse en consideración, sin embargo, que la mezcla de agua trae consigo incertidumbre.

Recomendaciones:

Existe evidencia para hablar de una anomalía térmica e hidrológica en el área de estudio. Sin embargo, para definir la naturaleza física del reservorio y su potencial geotermoeléctrico es necesaria más investigación para disminuir el grado de incertidumbre:

- Utilizar la interpolación presentada en este trabajo como base para futuras interpolaciones puede resultar de utilidad dado que tiene buena naturaleza geostatística. Hacer un muestreo más uniformemente distribuido y con mayor proximidad al área de estudio podría no únicamente ampliar el tamaño del dominio si no mitigar el porcentaje de error de muestreo, de cualquier manera y pese a sus limitaciones, el modelo predictivo sí muestra influencia de las líneas de falla.
- Realizar un muestreo de agua en el área de estudio es recomendado, sin embargo, la evidencia indica que probablemente se trate de un acuífero en la porción oceánica de tal manera que muestras más allá de la línea de costa probablemente sean requeridas. Hacer el muestreo en época de baja escorrentía superficial, es decir, en época de sequía probablemente pueda dar mejor indicio de la química del agua mitigando el efecto de dilución propio del proceso de mezcla.
- La caracterización geofísica de la zona resultaría en extremo útil, manteniendo en mente que al hacerla se debe tener en consideración el método a emplear debido al ruido que el agua de mar pueda provocar por su naturaleza conductiva. Probablemente calibrar con alguna isla aledaña pueda proveer información útil para la disminución del ruido.
- Debido a la evolución tectónica a la que se ha visto sometida la península de Baja California, la existencia una falla que intersecte el área de estudio se recomienda como viable. La naturaleza de esta falla podría ser homologable a la de la Falla La Paz, un estudio estratigráfico del fondo marino podría resultar útil para soportar o contradecir esta hipótesis.

CAPÍTULO VIII

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Alden, A.** (2016). Today's Mantle, a Guided Tour: Into the Mantle, Part 5. Retrieved January 1, 2017, from geology.about.com/library/weekly/aa031598.htm
- Angüita, F.** (1988). Origen e Historia de la Tierra. Madrid, España: Editorial Rueda.
- Aranda-Gómez, J. J., & Pérez-Venzor, J. A.** (1988). Estudio geológico de punta coyotes Baja California Sur. Univ. Nat. Autón. México, Inst. Geología, 7, 1–21. Retrieved from <http://dialnet.unirioja.es/servlet/dcart?info=link&codigo=2231727&orden=104757>
- Arango-Galván, C., Prol-Ledesma, R. M., & Torres-Vera, M. A.** (2015). Geothermal prospects in the Baja California Peninsula. *Geothermics*, 55, 39–57. <https://doi.org/10.1016/j.geothermics.2015.01.005>
- Armstead, H. C. H.** (1983). Geothermal energy: its past, present, and future contributions to the energy needs of man (2nd ed.). Londres, Reino Unido; E. & F.N. Spon.
- Arnórsson, S., & International Atomic Energy Agency.** (2000). Isotopic and chemical techniques in geothermal exploration, development and use: sampling methods, data handling, interpretation. Viena, Austria: International Atomic Energy Agency.
- Arnórsson, S., Gunnlaugsson, E., & Svavarsson, H.** (1983). The chemistry of geothermal waters in Iceland. III. Chemical geothermometry in geothermal investigations. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 47(3), 567–577. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(83\)90278-8](https://doi.org/10.1016/0016-7037(83)90278-8)
- Atwater, T., & Stock, J.** (1998). Pacific-North America Plate Tectonics of the Neogene Southwestern United States: An Update. *International Geology Review*, 40(5), 375–402. <https://doi.org/10.1080/00206819809465216>
- Axelsson, G., & Gunnlaugsson, E.** (2000). Long-term monitoring of high- and low-enthalpy fields under exploitation: WGC short courses, Kokonoe, Kyushu District, Japan, 28-30 May 2000. Japanese Organizing Committee for WGC2000. Retrieved from <https://books.google.com.mx/books?id=7VnKKQAACAAJ>
- Baja California Passive Margin Transect: Sites 474, 475, and 476.** (1982). In Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, 64. U.S. Government Printing Office. <https://doi.org/10.2973/dsdp.proc.64.103.1982>
- Bancora, C., Prol-Ledesma, R. M., Oleschko, K., Cherkasov, S., Prieto, J. L. P., Argüelles, V. T., ... Castro, S. A. Z.** (2008). Geothermal Exploration Using Remote Sensing in the South of Baja California Sur, Mexico. In AIP Conference Proceedings (Vol. 1009, pp. 180–188). AIP. <https://doi.org/10.1063/1.2937285>
- Barbier, E.** (2002). Geothermal energy technology and current status: An overview. *Renewable and Sustainable Energy Reviews*. [https://doi.org/10.1016/S1364-0321\(02\)00002-3](https://doi.org/10.1016/S1364-0321(02)00002-3)
- Benderitter, Y., & Cormy, G.** (1990). Possible approach to geothermal research and relative costs. In M. H. Dickson, M. Fanelli, & UNITAR (Eds.), *Small Geothermal Resources: A Guide to Development and Utilization* (pp. 59–69). Roma, Italia: UNITAR/UNDP Centre on Small Energy Resources.
- Berner, E. K., & Berner, R. A.** (1987). The global water cycle: geochemistry and environment. Englewood Cliffs, N.J., Estados Unidos: Prentice-Hall.
- Bohannon, R. G., & 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. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1995\)107<0937:TROPMP>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1995)107<0937:TROPMP>2.3.CO;2)

- Bohling, G.** (2005). Introduction to geostatistics and variogram analysis. *Earth*, (October), 1–20. <https://doi.org/10.1162/0162287054769931>
- Breckenridge, L. P.** (1973). Subterranean heat as a source of energy; Larderello, Italy. Special Report.
- Campa, M. F., & Coney, P. J.** (1983). Tectono-stratigraphic terranes and mineral resource distributions in Mexico. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 20(6), 1040–1051. <https://doi.org/10.1139/e83-094>
- CFE - Comisión Federal de Electricidad.** (2016). Informe Anual 2015. Retrieved from <http://www.cfe.gob.mx/inversionistas/informacionareguladores/Documents/InformeAnual/Informe-Anual-2015-CFE-Acc.pdf>
- CONAGUA - Comisión Nacional del Agua** (2015). Atlas del Agua en México 2015. México, Distrito Federal.
- Cressie, N. A. C.** (1993). *Statistics for Spatial Data*. Hoboken, NJ, USA: John Wiley & Sons, Inc. <https://doi.org/10.1002/9781119115151>
- Davies, J. H., & Davies, D. R.** (2010). Earth's surface heat flux. *Solid Earth*, 1(1), 5–24. <https://doi.org/10.5194/se-1-5-2010>
- Dickson, M. H., & Fanelli, M.** (2005). *Geothermal energy: utilization and technology (2a)*. Londres, Reino Unido: Earthscan.
- DiPippo, R.** (2012). *Geothermal power plants: principles, applications, case studies, and environmental impact*. Butterworth-Heinemann.
- (2015). Geothermal power plants: Evolution and performance assessments. *Geothermics*, 53, 291–307. <https://doi.org/10.1016/j.geothermics.2014.07.005>
- Duffield, W. a., & Sass, J. H.** (2003). Geothermal energy: Clean power from the earth's heat. U. S. Geological Survey Circular, (1249), 1--36. Retrieved from <http://cat.inist.fr/?aModele=afficheN&cpsidt=16240582>
- Edmunds, W. M.** (2001). Palaeowaters in European coastal aquifers — the goals and main conclusions of the PALAEAUX project. Geological Society, London, Special Publications, 189(1), 1–16. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2001.189.01.02>
- Ellis, A. J., & Mahon, W. A. J.** (1977). *Chemistry and geothermal systems* (Nueva York). Academic Press. Retrieved from <http://trove.nla.gov.au/version/13055100>
- Espinosa, H. A.** (1978). Presente y futuro del campo geotermico de Cerro Prieto. In *Proceedings/actas, first Symposium on the Cerro Prieto Geothermal Field*. Comisión Federal de Electricidad.
- ESRI - Environmental Systems Research** Institute (2014). *ArcGIS Desktop: Release 10.3*. Redlands CA.
- Ewing, M., Worzel, J. L., & Burk, C. A.** (1969). Introduction. In *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, 1*. U.S. Government Printing Office. <https://doi.org/10.2973/dsdp.proc.1.intro.1969>
- Fisher, A. T., Giambalvo, E., Sclater, J., Kastner, M., Ransom, B., Weinstein, Y., & Lonsdale, P.** (2001). Heat flow, sediment and pore fluid chemistry, and hydrothermal circulation on the east flank of Alarcon Ridge, Gulf of California. *Earth and Planetary Science Letters*, 188(3–4), 521–534. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(01\)00310-7](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(01)00310-7)
- Fletcher, J. M., Grove, M., Kimbrough, D., Lovera, O., & 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.
<https://doi.org/10.1130/B26067.1>

- Fouillac, C., & Michard, G.** (1981). Sodium/lithium ratio in water applied to geothermometry of geothermal reservoirs. *Geothermics*, 10(1), 55–70. [https://doi.org/10.1016/0375-6505\(81\)90025-0](https://doi.org/10.1016/0375-6505(81)90025-0)
- Fournier, R. O.** (1977). Chemical geothermometers and mixing models for geothermal systems. *Geothermics*, 5(1–4), 41–50. [https://doi.org/10.1016/0375-6505\(77\)90007-4](https://doi.org/10.1016/0375-6505(77)90007-4)
- (1979). A Revised Equation for the Na/K Geothermometer. *Geothermal Resources Council Transactions*, 3, 221–224.
- Fournier, R. O., & Potter, R. W.** (1979). Magnesium correction to the Na/KCa chemical geothermometer. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 43(9), 1543–1550. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(79\)90147-9](https://doi.org/10.1016/0016-7037(79)90147-9)
- Fournier, R. O., & Truesdell, A. H.** (1973). An empirical Na-K-Ca geothermometer for natural waters. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 37(5), 1255–1275. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(73\)90060-4](https://doi.org/10.1016/0016-7037(73)90060-4)
- Gastil, G., Krummenacher, D., Doupont, J., Bushee, J., Jensky, W., & Barthelmy, D.** (1976). La zona batolítica del Sur de California y el Occidente de México. *Boletín de La Sociedad Geológica Mexicana*, XXXVII, 84–90.
- Giggenbach, W. F.** (1988). Geothermal solute equilibria. Derivation of Na-K-Mg-Ca geoindicators. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 52(12), 2749–2765. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(88\)90143-3](https://doi.org/10.1016/0016-7037(88)90143-3)
- Hamza, V. M., & Muñoz, M.** (1996). Heat flow map of South America. *Geothermics*, 25(6), 599–646. [https://doi.org/10.1016/S0375-6505\(96\)00025-9](https://doi.org/10.1016/S0375-6505(96)00025-9)
- Hartmann, D. L., Tank, A. M. G. K., & Rusticucci, M.** (2013). IPCC Fifth Assessment Report, Climate Change 2013: The Physical Science Basis. IPCC, AR5(January 2014), 31–39. <https://doi.org/10.1017/CBO9781107415324.004>
- Hiscock, K. M., & Bense, V. F.** (2014). *Hydrogeology: principles and practice (2a)*. Reino Unido: John Wiley & Sons, Inc.
- Hochstein, M. P.** (1990). Classification and assessment of geothermal resources. In M. H. Dickson, M. Fanelli, & UNITAR (Eds.), *Small geothermal resources: a guide to development and utilization*. Roma, Italia: UNITAR/UNDP Centre on Small Energy Resources.
- Jean-Baptiste, P., Charlou, J. L., & Stievenard, M.** (1997). Oxygen isotope study of mid-ocean ridge hydrothermal fluids: Implication for the oxygen-18 budget of the oceans. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 61(13), 2669–2677. [https://doi.org/10.1016/S0016-7037\(97\)00090-2](https://doi.org/10.1016/S0016-7037(97)00090-2)
- Karingithi, C.** (2009). Chemical Geothermometers for Geothermal Exploration. Short Course on Exploration for Geothermal Resources, 1–12. Retrieved from <http://www.os.is/gogn/unu-gtp-sc/UNU-GTP-SC-10-0603.pdf>
- Kelts, K., Curray, J. R., & Moore, D. G.** (1982). Introduction and Explanatory Notes. In Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, 64. U.S. Government Printing Office. <https://doi.org/10.2973/dsdp.proc.64.101.1982>
- Kimbrough, D. L., & Moore, T. E.** (2003). Ophiolite and volcanic arc assemblages on the Vizcaino Peninsula and Cedros Island, Baja California Sur, México: Mesozoic forearc lithosphere of the Cordilleran magmatic arc. In Special Paper 374: Tectonic evolution of northwestern Mexico and the Southwestern USA (pp. 43–71). <https://doi.org/10.1130/0-8137-2374-4.43>

- Lachassagne, P., Marechal, J. C., & Sanjuan, B.** (2009). Hydrogeological model of a high-energy geothermal field (Bouillante area, Guadeloupe, French West Indies). *Hydrogeology Journal*, 17(7), 1589. <https://doi.org/10.1007/s10040-009-0486-3>
- Lawver, L. A., & Williams, D. L.** (1979). Heat flow in the central Gulf of California. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 84(B7), 3465–3478. <https://doi.org/10.1029/JB084iB07p03465>
- Lawver, L. A., Sclater, J. G., Henyey, T. L., & Rogers, J.** (1973). Heat flow measurements in the southern portion of the Gulf of California. *Earth and Planetary Science Letters*, 19(2), 198–208. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(73\)90115-5](https://doi.org/10.1016/0012-821X(73)90115-5)
- Lewis, B. T. R.** (1983). Temperatures, Heat Flow, and Lithospheric Cooling at the Mouth of the Gulf of California. In *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, 65. U.S. Government Printing Office. <https://doi.org/10.2973/dsdp.proc.65.109.1983>
- Lindal, B.** (1973). Industrial and other applications of geothermal energy. In C. H. Armstead H. (Ed.), *Geothermal Energy: review of research and development* (pp. 135–147). Paris, Francia: UNESCO.
- Lonsdale, P.** (1991). Structural patterns of the Pacific floor offshore of peninsular California. *The Gulf and Peninsular Province of the Californias*, 47, 87–125. Retrieved from http://scholar.google.com/scholar?q=related:Ob4rC3E0FgsJ:scholar.google.com/&hl=en&num=30&as_sdt=0,5
- López-Sánchez, A., Bâncora-Alsina, C., Prol-Ledesma, R. M., & Hiriart, G.** (2006). A new geothermal resource in Los Cabos, Baja California Sur, Mexico. In *28th New Zealand Geothermal Workshop* (pp. S3-6).
- Mammerickx, J., & Klitgord, K. D.** (1982). Northern East Pacific Rise: Evolution from 25 m.y. B.P. to the present. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 87(B8), 6751–6759. <https://doi.org/10.1029/JB087iB08p06751>
- Matek, B.** (2016). 2016 Annual U.S. & Global Geothermal Power Production Report. Retrieved from [http://geo-energy.org/reports/2016/2016 Annual US Global Geothermal Power Production.pdf](http://geo-energy.org/reports/2016/2016%20Annual%20US%20Global%20Geothermal%20Power%20Production.pdf)
- Maule, C. F., Purucker, M. E., Olsen, N., & Mosegaard, K.** (2005). Heat Flux Anomalies in Antarctica Revealed by Satellite Magnetic Data. *Science*, 309(5733), 464–467. <https://doi.org/10.1126/science.1106888>
- McCay, A. T., Harley, T. L., Younger, P. L., Sanderson, D. C. W., & Cresswell, A. J.** (2014). Gamma-ray spectrometry in geothermal exploration: State of the art techniques. *Energies*. <https://doi.org/10.3390/en7084757>
- Muehlberger, W. R., Moustafa, A. R., Tauvers, P. R., American Association of Petroleum Geologists, & Colourmap Scanning Ltd.** (1996). *Tectonic map of North America*. Tulsa, Okla.
- Muffler, P., & Cataldi, R.** (1978). Methods for regional assessment of geothermal resources. *Geothermics*, 7(2), 53–89. [https://doi.org/10.1016/0375-6505\(78\)90002-0](https://doi.org/10.1016/0375-6505(78)90002-0)
- Nicholson, K.** (1993). *Geothermal Fluids*. Berlin, Heidelberg: Springer Berlin Heidelberg. <https://doi.org/10.1007/978-3-642-77844-5>
- Normark, W. R., & Curray, J. R.** (1968). Geology and Structure of the Tip of Baja California, Mexico. *Geological Society of America Bulletin*, 79(11), 1589. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1968\)79\[1589:GASOTT\]2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1968)79[1589:GASOTT]2.0.CO;2)
- Obama, B.** (2017). The irreversible momentum of clean energy. *Science*, 355(6321), 126–129. <https://doi.org/10.1126/science.aam6284>

- Oxford English Dictionary.** (2015). Oxford English Dictionary Online. Retrieved from <http://dictionary.oed.com>
- Prol-Ledesma, R. M., Arango-Galván, C., Flores-Márquez, E. L., & Villanueva-Estrada, R. E.** (2010). Energía geotérmica para desalación de agua de mar. Proyecto IMPULSA IV Desalación de agua de mar con energías renovables. México, Distrito Federal.
- Prol-Ledesma, R. M., Canet, C., Torres-Vera, M. A., Forrest, M. J., & Armienta, M. A.** (2004). Vent fluid chemistry in Bahía Concepción coastal submarine hydrothermal system, Baja California Sur, Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 137(4), 311–328. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2004.06.003>
- Sarma, D. D.** (2009). Geostatistics with applications in earth sciences. *Geostatistics with Applications in Earth Sciences*. <https://doi.org/10.1007/978-1-4020-9380-7>
- Sedlock, R. L., Ortega-Gutiérrez, F., & Speed, R. C.** (1993). Tectonostratigraphic Terranes and Tectonic Evolution of Mexico (pp. 1–153). <https://doi.org/10.1130/SPE278-p1>
- Severinghaus, J., & Atwater, T.** (1990). Chapter 1: Cenozoic geometry and thermal state of the subducting slabs beneath western North America (pp. 1–22). <https://doi.org/10.1130/MEM176-p1>
- Shannon, C. E.** (1948). A mathematical theory of communication. *The Bell System Technical Journal*, 27(July 1928), 379–423. <https://doi.org/10.1145/584091.584093>
- Stein, C. A., & Von Herzen, R. P.** (2007). Potential effects of hydrothermal circulation and magmatism on heatflow at hotspot swells. In *Special Paper 430: Plates, Plumes and Planetary Processes* (pp. 261–274). Geological Society of America. [https://doi.org/10.1130/2007.2430\(13\)](https://doi.org/10.1130/2007.2430(13))
- Stober, I., & Bucher, K.** (2013). *Geothermal Energy (2a)*. Berlin, Heidelberg, Alemania: Springer-Verlag. <https://doi.org/10.1007/978-3-642-13352-7>
- Truesdell, A. H., Nathenson, M., & Rye, R. O.** (1977). The effects of subsurface boiling and dilution on the isotopic compositions of Yellowstone thermal waters. *Journal of Geophysical Research*, 82(26), 3694–3704. <https://doi.org/10.1029/JB082i026p03694>
- Von Herzen, R. P., & Uyeda, S.** (1963). Heat flow through the eastern Pacific ocean floor. *Journal of Geophysical Research*, 68(14), 4219–4250. <https://doi.org/10.1029/JZ068i014p04219>
- W. Al-Muqdad, S., & J. Merkel, B.** (2012). Interpretation of Groundwater Flow into Fractured Aquifer. *International Journal of Geosciences*, 3(2), 357–364. <https://doi.org/10.4236/ijg.2012.32039>
- White, D. E.** (1973). Characteristics of geothermal resources. In P. Kruger & C. Otte (Eds.), *Geothermal Energy* (pp. 69–94). Connecticut, Estados Unidos: Stanford University Press.
- Wilson, F. L.** (2005). heat. In C. J. Cleveland, C. J. Cleveland, & C. G. Morris (Eds.), *Dictionary of energy* (1a, p. 520). Elsevier Science.
- Yokota, Tetsuya & Kinoshita, Hajimu & Uyeda, Seiya.** (1980). New DSDP (Deep Sea Drilling Project) downhole temperature probe utilizing IC RAM (memory) elements. *Bull. Earthquake Res. Inst. Univ. Tokyo*. 55.
- Younger, P. L.** (2015). *Geothermal Energy: Delivering on the Global Potential*. *Energies*. <https://doi.org/10.3390/en81011737>