
Universidad Nacional Autónoma de México



Facultad de Ciencias



Evaluación del Potencial Geotérmico
Del Sistema Hidrotermal
San Siquismunde

T E S I S

Que para obtener el título de:
Licenciado en Ciencias de la Tierra

P R E S E N T A

González García Héctor

Directora de Tesis:
Dra. Rosa María Prol Ledesma



Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

Todo el material contenido en esta tesis esta protegido por la Ley Federal del Derecho de Autor (LFDA) de los Estados Unidos Mexicanos (México).

El uso de imágenes, fragmentos de videos, y demás material que sea objeto de protección de los derechos de autor, será exclusivamente para fines educativos e informativos y deberá citar la fuente donde la obtuvo mencionando el autor o autores. Cualquier uso distinto como el lucro, reproducción, edición o modificación, será perseguido y sancionado por el respectivo titular de los Derechos de Autor.

Resumen

A partir de la exploración geotérmica realizada en el sistema hidrotermal San Siquismunde, ubicado en la parte sur de la Península de Baja California, entre los poblados de Mulegé y Loreto; se pudo determinar el potencial geotérmico del yacimiento, encontrando que en un proyecto para la generación de energía eléctrica operando por 30 años se pudiera obtener una potencia de hasta 400 MW.

La evaluación del potencial geotérmico del campo se realizó por medio de la aplicación del modelo de la USGS *heat in place*. Para el cual se necesitó de la realización de 3 estudios que involucran, a su vez, 3 ramas de las geociencias: geología, geofísica y geoquímica. En los estudio geológico se determinó la extensión geográfica del yacimiento. Con el reconocimiento geológico del área, se caracterizaron las principales descargas del yacimiento. En el área se recolectaron muestras de rocas con alteración hidrotermal. Los minerales de alteración fueron analizados por medio de la espectroscopía de reflectancia de onda corta (SWIR). En el área también se recolectaron muestras de agua de los manantiales que se encontraron. Con las muestras de agua se realizaron análisis químicos para determinar el contenido de especies químicas disueltas en las mismas. Con las concentraciones de especies químicas se hizo uso de geotermómetros para la determinación de la temperatura a profundidad del yacimiento. Se tomaron los resultados de la prospección geofísica realizada en el área por González-Morales (1998). Con los resultados de la prospección se estimó el área del yacimiento, así como la profundidad y el volumen.

Con la exploración geológica se obtuvo que la litología dominante en la zona es el Grupo Comondú. Se encontraron dos familias de fallas en el sistema en direcciones diferentes: NS, ENE-OSO. Por último los depósitos de minerales de alteración forman patrones en direcciones paralelas a las fallas. Con esta información se desarrolló un mapa geológico. La temperatura obtenida con el geotermómetro de $\frac{Na}{K}$ es de 215°C. El volumen estimado con la prospección es de aproximadamente $2,584,034,754m^3$. Finalmente, tras la aplicación del modelo *heat in place*, el calor en el sistema es de aproximadamente $8.7 \times 10^8 MJ$.

PALABRAS CLAVE: San Siquismunde, Baja California Sur (Méx.), *heat in place*, Potencial Geotérmico, Energía Geotérmica.

Agradecimientos

Agradezco al CONACyT por el apoyo económico brindado, por medio del proyecto Fondo de Sustentabilidad SENER-CONACyT 152823 “Evaluación de los recursos geotérmicos de la Península de Baja California: continentales, costeros y submarinos”. Así como al Proyecto P-01 del Centro Mexicano de Innovación en Energía Geotérmica “Mapas de Gradiente Geotérmico y Flujo de Calor para la República Mexicana”.

A mis Padres.

*A Eslí, los días todos.
Del libro del viajero: Siempre terminamos llegando a donde nos esperan.*

Índice general

Lista de figuras	VI
Lista de tablas	VIII
1. Introducción General	1
1.1. Planteamiento del Problema	1
1.2. Justificación	3
1.3. Hipótesis	3
1.4. Objetivo General	3
1.5. Conceptos Generales	4
1.6. Manifestaciones Geotérmicas	7
1.7. Estimación del Potencial Geotérmico	9
2. Antecedentes	13
2.1. Marco Geológico Regional	13
2.2. Grupo Comondú	15
2.3. Marco Geológico Local	15
2.4. Antecedentes de estudios Geofísicos	16
2.5. Hidrogeología	20
2.5.1. Antecedentes de estudios en Hidrogeoquímica	20
2.6. Modelos Previos para la evaluación del potencial Geotérmico	21
3. Metodología	23
3.1. Mapeo Geológico	23
3.1.1. Recopilación y análisis de datos	23
3.1.2. Realización del mapa	24
3.2. Estimación del Volumen	25
3.2.1. Retratamiento de datos y reinterpretación de resultados	25
3.3. Estimación de la temperatura	26
3.3.1. Recolección de muestras y tratamiento	26
3.3.2. Análisis de las Muestras	27
3.3.3. Estimación de la Temperatura a profundidad	27
3.4. Evaluación del potencial Geotérmico	29
4. Evaluación del Potencial Geotérmico	30
4.1. Resultados	30
4.2. Análisis de resultados	39

<i>ÍNDICE GENERAL</i>	VI
4.3. Discusión	42
5. Conclusiones	45

Índice de figuras

1.1. Ubicación de la zona de estudio, San Siquismunde, en el estado de Baja California Sur.	2
1.2. Modelo conceptual de una planta geotérmica operando sobre un sistema geotérmico en un margen de divergencia tectónico (Figura tomada de Sigurdsson et al., 1999)	6
1.3. Esquema de una sección transversal que muestra el tipo de alteración que se presenta de acuerdo a la interacción roca-fluidos-temperatura (tomado de Giggenbach, 1988)	9
2.1. Columna estratigráfica construida a partir de la información tomada de Umhoefer et al. (2001) y Casarrubias-Unzeta y Gómez-López, (1994)	14
2.2. Arreglo de bobinas propuesto por González-Morales (1998) para la realización de la prospección eléctrica en la zona San Siquismunde-Los Volcanes, BCS.	17
2.3. Curva de resistividades y aplicación del modelo Occam (González-Morales, 1998) para cada una de los valores obtenidos en un punto donde se colocó un sensor.	18
2.4. Mapa de resultados del sondeo electromagnético (TEM) de González-Morales (1998), en donde se presentan las diferentes profundidades alcanzadas de acuerdo a la frecuencia del sondeo.	19
2.5. Diagrama de Piper, modificado de Tovar-Aguado (1986)	21
3.1. Espectrometro ASD-LabSpec Pro®	24
3.2. Botella usada para la obtención de las muestras de agua.	26
4.1. Diagrama de piper correspondiente a los manantiales muestreados en la zona de estudio en el que se visualiza a qué familia pertenece el agua de la zona.	31
4.2. Diagrama ternario de Na-K-Mg para el análisis del equilibrio de la interacción Agua-Roca (Giggenbach, 1988).	32
4.3. Localización de la alteración mineral en muestra de mano.	32
4.4. Resultados de la espectroscopía (SWIR) aplicada a los minerales, presentados en gráficas que representan los espectros de absorción característicos de los minerales de alteración presentes en las rocas de la zona de estudio.	33
4.5. Mapa Geológico	34
4.6. Diagrama de rosa para los rumbos de fallas y fracturas del sistema San Siquismunde.	35

4.7. Mapa de Resistividades con Fallas (Modificado de González-Morales, 1998)	36
4.8. Modelo de Bloque resultado del retratamiento de los perfiles electroestratigráficos de González-Morales (1998)	38
4.9. A) Veta de Jaspe identificada en campo, B) Falla rellena de calcita; C) Depósito de barita; D) Fracturas rellenas de ópalo en estructuras tipo <i>Sotck-work</i>	39
4.10. Manantial sobre fallas	40
4.11. Unidad conductiva (Modificado de González-Morales, 1998)	41

Índice de cuadros

1.1. Resumen de las principales metodologías usadas en la exploración geotérmica de un sistema (Tomado de Sigurdsson et al., 1999)	8
2.1. Temperaturas estimadas con geotermómetros por Tovar-Aguado (1986). . .	22
4.1. Parámetros físico-químicos del agua determinados en campo.	30
4.2. Concentraciones de iones mayores y traza	31

Capítulo 1

Introducción General

1.1. Planteamiento del Problema

Actualmente en México se tiene instalada una capacidad geotérmica de 1076.4 MW, que equivale al 1.5% de la capacidad de energía eléctrica producida en el país. Esta capacidad mantiene una producción total de 6069.7 GWh al año (Gutiérrez-Negrín et al., 2015), posicionándonos en el lugar número 4 del mundo en cuanto a explotación del recurso (Flores-Armenta, 2012). De esta capacidad, en la Península de Baja California se obtiene la mayor producción de electricidad, habiendo dos plantas geotérmicas en la región. En la parte norte encontramos la planta de Cerro Prieto, cuya capacidad instalada operativa es de 570 MW y en la zona central está el campo de Tres Vírgenes, el cual a penas llega a una capacidad operativa de 10 MW, produciendo 4128 GWh y 55 GWh, respectivamente (Gutiérrez-Negrín et al., 2015).

Hasta hace unos 15 años nuestro país estaba en el segundo lugar mundial en cuanto a producción de energía eléctrica mediante el uso de la energía geotérmica. En fechas recientes este tipo de tecnologías se han venido desarrollando a lo largo del mundo, incrementando el número de instalaciones dedicadas al aprovechamiento de este recurso. Sin embargo, en México no se ha visto un desarrollo favorable que impulse el uso de la geotermia. Debido a esto es necesario recalcar la importancia del desarrollo de la geotermia en el país ya que se cuenta con un potencial geotérmico muy alto. En particular en este trabajo se propone hacer la evaluación del potencial energético en el campo geotérmico de la zona de San Siquismunde, la cual se localiza en la parte central de la península de Baja California.

La zona de San Siquismunde se halla en la parte este de Baja California Sur, entre los poblados Loreto y Mulegé (Figura 1.1). Esta zona está directamente afectada por el régimen de apertura oceánica del Golfo de California, por lo que es una zona tectónicamente activa. Presenta volcanismo relacionado con este proceso extensivo desde hace aproximadamente 20 millones de años (Pallares et. al, 2007). Se han reportado en la zona numerosas manifestaciones hidrotermales, por lo que se ha impulsado la exploración geotérmica, siendo la Comisión Federal de Electricidad (CFE) quien ha realizado la mayor parte de estos estudios, entre los que destacan reconocimientos geológicos y geoquímicos, cuyos resultados se han reportado en los trabajos de Lira (1985a, 1985b), Quijano (1985) y

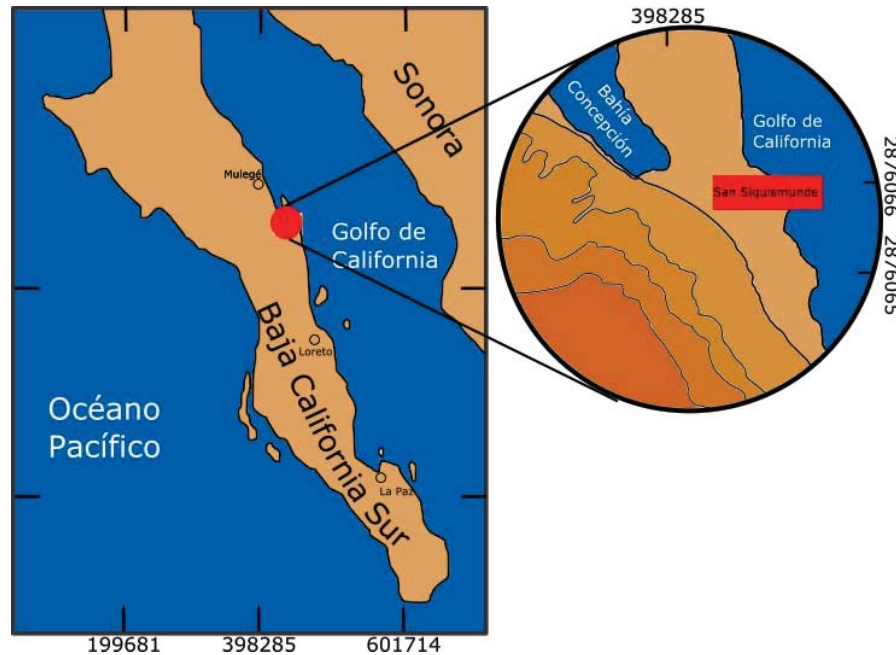


Figura 1.1: Ubicación de la zona de estudio, San Siquismunde, en el estado de Baja California Sur.

Ramírez-Silva y Canul-Dzul (1986). También se han hecho dos levantamientos geofísicos, uno por parte de CFE y el otro realizado por González-Morales (1998) del CICESE.

La evaluación completa de un yacimiento geotérmico comprende tres fases: reconocimiento, exploración y perforación. En la primera fase la meta principal es delimitar la extensión geográfica del yacimiento con base en las manifestaciones superficiales, ya sea por medio de percepción remota o de recorridos presenciales en el área de estudio. Si los resultados de la primera fase resultan favorables, entonces se procede con la segunda fase que es la exploración. En esta etapa se usan técnicas geológicas, geofísicas y geoquímicas. Al término de los estudios se obtiene una evaluación preliminar del potencial energético del yacimiento. Para realizar la evaluación preliminar de la energía almacenada en un yacimiento geotérmico (previo a la perforación) se necesitan principalmente 3 estudios de diferentes ramas de las geociencias (Muffler y Cataldi, 1978; Garg y Combs, 2015).

- 1) **Geología:** reconocimiento de la estructura de la zona para poder reconocer particularidades comunes en los sistemas geotérmicos y definir los parámetros hidrogeológicos.
- 2) **Geoquímica:** se realizan estudios de la química de los fluidos de descarga en pozos o en las mismas manifestaciones hidrotermales de la zona para poder estimar la temperatura a profundidad con base en los geotermómetros químicos (Muffler y Cataldi, 1978).
- 3) **Geofísica:** también se usan las prospecciones eléctrica y electromagnética en la zona, pues estos son los únicos estudios que pueden proporcionar información en esta etapa acerca del volumen del yacimiento geotérmico, así como la localización y profundidad de las principales zonas con altas temperaturas y la visualización de estructuras geológicas a profundidad que faciliten el movimiento de fluidos (Hersir y Björnsson, 1991).

Cabe resaltar que la información hidrológica es de suma importancia para la evaluación de un recurso geotérmico ya que el transporte de energía se da a través de fluidos convectivos y las técnicas de explotación actuales dependen directamente de la permeabilidad en las formaciones que hospedan el yacimiento, aun cuando se encuentran en desarrollo metodologías que permitan la explotación de yacimientos con baja permeabilidad (Enhanced Geothermal Systems, **EGS**). Con los resultados en los estudios realizados con cada una de las ramas de conocimiento en geociencias ya descritas, se aportará información para el uso del método volumétrico del United States Geological Service (en adelante, **USGS**) “*heat in place*” que permite realizar la evaluación del potencial energético del sistema geotérmico.

A pesar de que se ha demostrado la existencia de un alto potencial geotérmico en el área y de que la CFE ha aprobado proyectos para la exploración geotérmica en varios puntos de la Península, incluido San Siquismunde, no se ha realizado la evaluación geotérmica de esta zona con métodos avalados internacionalmente.

1.2. Justificación

Debido a la necesidad de incrementar la producción de energías limpias para mitigar la emisión de gases de efecto invernadero a la atmósfera, es de vital importancia conocer el potencial geotérmico del país. En este sentido, también lo es el evaluar adecuadamente los yacimientos geotérmicos del mismo, ya que la geotermia es una alternativa sustentable para la generación de energía eléctrica.

Esta razón avala la realización de los trabajos de exploración en la zona media de la Península de Baja California, para así poder determinar la factibilidad de construir nuevas plantas geotérmicas e incrementar la producción de electricidad principalmente en las áreas que se encuentran fuera de la red de distribución de CFE.

1.3. Hipótesis

Los sistemas hidrotermales reportados en esta zona de la Península pueden ser una fuente sustentable de energía a diversas escalas que a su vez pueden ser clasificados de acuerdo al potencial energético que presenten y lograr un mejor aprovechamiento del recurso para incrementar la producción de energía eléctrica limpia del país.

1.4. Objetivo General

En esta tesis se evaluará el potencial energético del yacimiento geotérmico en la zona de San Siquismunde en el estado de Baja California Sur. Para llegar a esto fue necesario alcanzar las siguientes metas, también llamadas objetivos particulares:

Objetivos Particulares

- El mapeo geológico de la zona, identificando las principales zonas de manifestaciones hidrotermales, así como estructuras geológicas que faciliten la movilidad de fluidos geotérmicos.
- El reconocimiento de los minerales de alteración en las manifestaciones activas y fósiles por medio de espectroscopia infrarroja y la determinación de los parámetros físico-químicos de la interacción agua-roca.
- La reinterpretación de los resultados de la prospección geofísica presentados en el trabajo de González-Morales (1998) para estimar el volumen del yacimiento así como la identificación de las estructuras geológicas de interés como fallas o fracturas que determinan la permeabilidad del sistema.
- El análisis geoquímico de las muestras de agua termal tomadas en las manifestaciones superficiales de la zona para calcular la temperatura de equilibrio en el yacimiento por medio del uso de geotermómetros.
- La integración de la información obtenida y la evaluación del potencial energético por medio del método volumétrico “*heat in place*” de la USGS.

1.5. Conceptos Generales

La palabra “geotermia” se refiere al calor que se encuentra en el interior de la Tierra, aunque hoy en día llamamos Geotermia a la disciplina de las geociencias encargada del estudio y explotación de esta forma de energía. Desde hace varios siglos el hombre descubrió que al entrar y descender en grutas o minas, a profundidades considerables, la temperatura aumentaba. Fue entonces cuando se inició con el estudio de este fenómeno desarrollando pozos de exploración para medir la variación de la temperatura con la profundidad y se observó que la temperatura en la corteza de la Tierra aumenta a razón de 3°C por 100 m de profundidad. Esto nos indica que en alguna parte en el interior de la Tierra existe una fuente de calor que lo irradia hacia la superficie.

Actualmente se conoce la configuración en la que se encuentran las capas interiores que conforman a nuestro planeta, así como el flujo de calor que se tiene en la corteza. Con esta información en Geotermia se han definido tres zonas de interés; (1) áreas no térmicas, cuyo valor del gradiente geotérmico es “normal” teniendo temperaturas que van de 10 a 40°C por km de profundidad; (2) áreas semitermales, cuyo valor de gradiente geotérmico va de 70 a 80°C por km de profundidad; (3) las zonas hipertermales, cuyo valor de gradiente geotérmico es mucho más grande que el normal, en estas zonas es difícil establecer un rango de valores para la temperatura del gradiente debido a la diferencia que existe entre las distintas áreas termales alrededor del mundo (Armstead, 1983). En la industria geotérmica la clasificación para las zonas hipertermales se hace de acuerdo entalpía de los fluidos que se desgargan en el sistema (Muffler y Cataldi, 1978). En este sentido la entalpía puede ser más o menos proporcional a la temperatura y se considera como la cantidad de calor contenido en los fluidos, que son el medio por el cual se extrae el calor

del reservorio geotérmico. Las zonas se dividen en baja ($< 90^{\circ}\text{C}$), media ($90\text{-}150^{\circ}\text{C}$) y alta entalpía ($> 150^{\circ}\text{C}$) (Muffler y Cataldi, 1978).

El aprovechamiento de la energía en los campos geotérmicos varía de acuerdo a la cantidad de calor del reservorio. Los sistemas geotérmicos están generalmente asociados a zonas de intensa actividad tectónica. A su vez, algunos campos están cerca de complejos volcánicos. Los sistemas geotérmicos de alta entalpía están localizados en complejos volcánicos, mientras que los de baja a media entalpía se encuentran en zonas sísmicas en las que algunas veces no es necesaria la presencia de vulcanismo efusivo (Armstead, 1983; Stober y Bucher, 2013). La extracción de la energía calorífica se realiza por medio de pozos profundos por los que circulan los fluidos hidrotermales que comúnmente son mezclas de agua con sales disueltas y vapor de agua.

Los sistemas geotérmicos convencionales se componen de una fuente de calor, un acuífero y una capa sello (Figura 1.2). La fuente de calor puede estar constituida por algún cuerpo plutónico emplazado en la corteza, con temperaturas entre 600 y 850°C (Sigurdsson et al., 1999; Stober y Bucher, 2013) y que se encuentra en proceso de enfriamiento. El acuífero es un sistema hidrológico cuya permeabilidad primaria o secundaria permite el flujo de agua. La capa sello, es cualquier formación rocosa cuya permeabilidad es menor a la del acuífero e impide la disipación de fluidos provenientes del yacimiento. Es importante mencionar que el sistema necesita una fuente de recarga de fluidos, debido a que la extracción de la energía en el yacimiento necesita la existencia de un medio por el cual se pueda transportar. El material que lleva la energía calorífica de la fuente hacia la superficie es el agua y resulta ser un mecanismo de transferencia energética muy eficiente debido a su alta capacidad calorífica (Stober y Bucher, 2013). Las fuentes de recarga pueden ser las aguas meteóricas, aguas magmáticas o aguas connatas (Armstead, 1983).

Tomando en cuenta el uso que se le dará a la energía contenida en el reservorio, se ha realizado una clasificación para los sistemas geotérmicos: (1) sistemas semitermales o de baja entalpía, capaces de producir salmueras calientes, por encima de los 100°C a profundidades de 2 km en promedio, que, dependiendo de la presión a la que se encuentre puede estar en estado líquido o líquido y gaseoso; (2) sistemas húmedos o de mediana entalpía, que producen salmueras arriba de los 100°C bajo valores de presión mayor a la atmosférica, que cuando alcanza la superficie disminuye la presión a la que se encontraba, causando que el fluido se divida en una pequeña parte de vapor y el resto como agua caliente; (3) sistemas de alta entalpía, produciendo agua por arriba de 200°C . Los sistemas de alta entalpía generan una cantidad mayor de vapor, siendo los más comunes los sistemas húmedos, aunque en esta clasificación se encuentran los sistemas que generan vapor seco supercaliente a presiones superiores a la atmosférica, aunque estos son muy raros (Armstead, 1983, Dickson y Fanelli, 1983, Stober y Bucher, 2013).

En general podemos incluir a la mayoría de sistemas geotérmicos en las siguientes categorías:

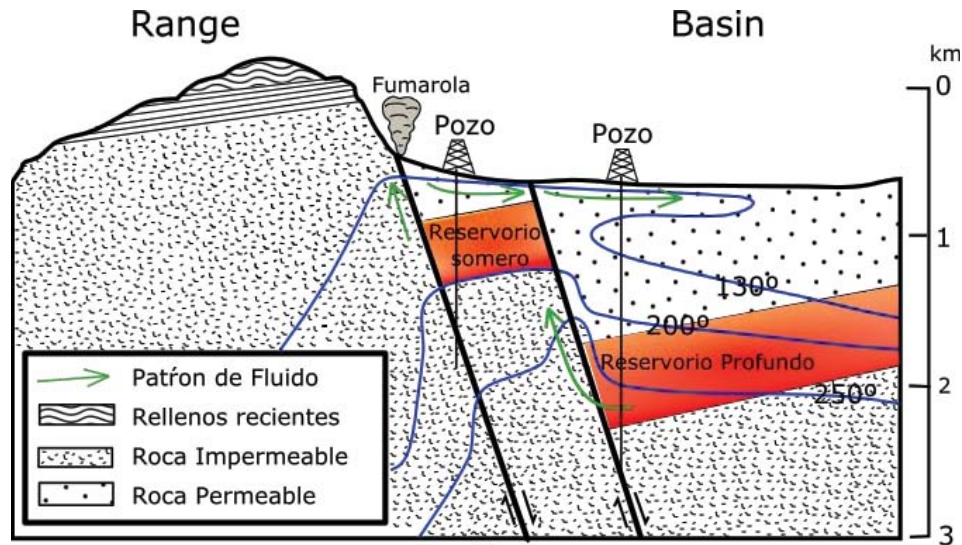


Figura 1.2: Modelo conceptual de una planta geotérmica operando sobre un sistema geotérmico en un margen de divergencia tectónica (Figura tomada de Sigurdsson et al., 1999)

Sistemas Hidrotermales Los sistemas hidrotermales se dividen en dos partes, los sistemas dominados por líquido, y los sistemas dominados por vapor. En los sistemas dominados por líquido, el agua líquida es el agente que controla la presión de los fluidos en el yacimiento. Estos sistemas son los más comunes. Son de media entalpía y generan salmueras con temperaturas entre 100 y 200°C. Estos sistemas están presentes en casi todo el mundo. Los sistemas dominados por líquido de alta entalpía generan salmueras súper calientes las cuales están entre 200 y 300°C. Estos sistemas de alta entalpía descargan una pequeña cantidad de vapor húmedo, aunque también pudieran generar vapor seco dependiendo de las condiciones de presión y temperatura que prevalecen a profundidad. Algunos ejemplos de estos sistemas son el campo de Cerro Prieto en México, Wairakei en Nueva Zelanda y Krafla en Islandia (Stober y Bucher, 2013).

En los sistemas dominados por gas la mezcla vapor de agua y gases es el agente que controla la presión. Estos sistemas son extremadamente raros. Los campos más conocidos en esta categoría son Larderello en Italia y el campo de Geysers en EE.UU., estos sistemas son de alta entalpía y producen vapor seco a altas presiones y súper caliente, es decir, con temperaturas muy por encima del punto de ebullición a esa presión.

Sistemas Geopresurizados Estos sistemas contienen agua y metano disuelto a 150°C. Pueden existir en áreas no térmicas y se forman gracias a su gran profundidad. Particularmente están asociados a cuencas sedimentarias muy profundas y bajo presiones muy altas. Se cree que estas presiones son consecuencia de una subsidencia de sedimentos hidratados. Estos recursos pueden producir energía en tres formas: termal (salmueras calientes), química (metano disuelto en salmuera caliente) e hidráulica (presión del fluido) (Armstead, 1983).

Sistemas Geotérmicos Mejorados (Enhance Geothermal Systems, EGS)

Estos sistemas se caracterizan por presentar una fuente de calor de mediana a alta entalpía. Debido a que tienen poco o nada de agua, pues se encuentran hospedados en rocas de muy baja o nula porosidad, es necesaria la creación de un sistema hidrológico artificial. El concepto fue concebido en la década de los 70 en los Álamos en EE. UU., y fue propuesto como un modelo de explotación en las áreas donde se carecía por completo de agua subterránea.

Mientras que en los sistemas hidrotermales convencionales se explota el calor de los fluidos calientes extraídos de la corteza, en los sistemas geotérmicos mejorados (**EGS**) se extrae el calor de un reservorio geotérmico a varios kilómetros de profundidad a través de un circuito hidrológico creado por el hombre. Dicho modelo presenta la ventaja de que puede ser aplicado en cualquier parte. El desarrollo de **EGS** ha venido rindiendo frutos. Se ha demostrado que el potencial energético de los EGS supera el potencial de los recursos energéticos fósiles alrededor del mundo (Brown et al., 2012). Actualmente se están desarrollando proyectos de investigación en **EGS** en la comunidad Europea. En el Reino Unido han logrado desarrollar una planta demostrativa con una capacidad instalada operativa de 3MW y en la localidad francesa de Soultz-sous-Forêts se ha desarrollado una planta con capacidad operativa de 1.5MW. También en Australia se está trabajando en esta tecnología (Brown et al., 2012).

Antes de definir en qué se usará la energía calorífica en un reservorio geotérmico se necesita un modelo del campo. La postulación de un modelo para un campo geotérmico que sea capaz de determinar la mejor vía para la explotación del recurso va acorde con la información que se obtenga a partir de la exploración del área. En general la meta principal en la exploración es la evaluación de las posibilidades de explotación del recurso, esto incluye: (1) localización y delimitación geográfica del campo; (2) estimación del volumen del yacimiento; (3) configuración geológica del área; (4) estimación del flujo de calor en el área; (5) estimación del potencial energético del yacimiento. Una vez que el modelo se ha realizado, se pone a prueba la confiabilidad del mismo realizando perforaciones en el sitio. El modelo se considera exitoso si los resultados de las perforaciones confirman la presencia de zonas productoras. Las principales metodologías usadas en la exploración geotérmica están resumidas en la Cuadro 1.1.

1.6. Manifestaciones Geotérmicas

El elemento más importante en el yacimiento es la fuente de calor, cuya localización se encuentra a miles de metros de profundidad y sólo puede estimarse a partir de evidencias indirectas halladas en superficie. En general podemos encontrar: manantiales calientes, pozas de lodo, fumarolas, geysers, alteración hidrotermal de las rocas y otros indicios de actividad hidrotermal. Una de las consecuencias más importantes de los procesos que tienen lugar en los sistemas geotérmicos es la química de los fluidos, que está en función de la interacción que se tenga entre el fluido y las rocas encajonantes.

Geología	Geoquímica	Geofísica
Delimitación geográfica del campo	Análisis de especies disueltas en los fluidos hidrotermales para estimar de la temperatura del reservorio	Estudios de flujo de calor
Mapeo Geológico	Análisis de descargas de gas para determinar patrones de flujo	Estudios eléctricos para la definición estructural a profundidad del yacimiento
Análisis de alteraciones hidrotermales en minerales	Análisis de isótopos para la estimación de la edad de los fluidos	Estimación del volumen del yacimiento

Cuadro 1.1: Resumen de las principales metodologías usadas en la exploración geotérmica de un sistema (Tomado de Sigurdsson et al., 1999)

Un sistema hidrotermal consiste principalmente de dos componentes: una fuente de calor, la cual provee al sistema de la energía necesaria, y una fase fluida, que usualmente proviene de la mezcla de diversos fluidos, que pueden incluir fluidos magmáticos, agua subterránea, agua de mar, agua connata y agua meteórica. Para que los fluidos del sistema puedan moverse es necesaria la existencia de estructuras geológicas, como fallas, fracturas o una porosidad conectada en las rocas, es decir, una alta permeabilidad en los estratos rocosos del área. Debido a la interacción entre los fluidos calientes y las rocas encajonantes, el sistema se encuentra en desequilibrio físico-químico, llevándose a cabo numerosas reacciones entre los minerales que componen a las rocas y el fluido en movimiento.

Una de las principales consecuencias de la tendencia del sistema al equilibrio es la alteración hidrotermal. La alteración es un proceso durante el cual se forman minerales de alteración, mucho más estables bajo las nuevas condiciones de temperatura y presión (Figura 1.3). Otra consecuencia importante de esta interacción es la existencia de especies químicas disueltas en el agua. En la exploración geotérmica es necesaria la estimación de la temperatura a profundidad del reservorio. Para la estimación de la temperatura se hace uso de una técnica conocida como geotermometría. Un geotermómetro es una ecuación analítica, desarrollada a partir del análisis de temperatura y composición química de fluidos, tras la experimentación de la solubilidad de minerales, análisis de datos calorimétricos o estudios de interacción agua-roca bajo equilibrio químico y termodinámico.

En este trabajo se usarán dos tipos de geotermómetros, aquéllos basados en la solubilidad mineral y los geotermómetros fundamentados en intercambio iónico. Ambos geotermómetros usan la concentración de alguna especie química disuelta en el agua. Su fundamento es una relación directa entre la temperatura y el equilibrio de la interacción

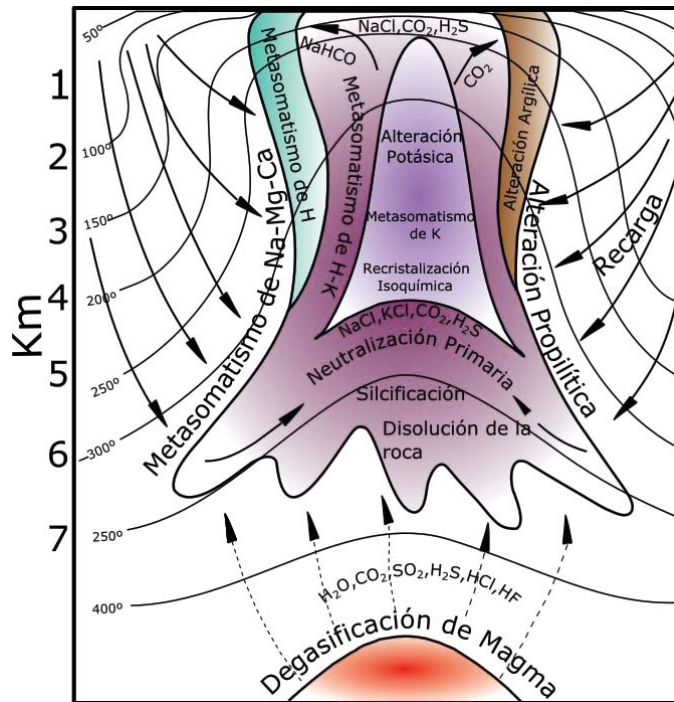


Figura 1.3: Esquema de una sección transversal que muestra el tipo de alteración que se presenta de acuerdo a la interacción roca-fluidos-temperatura (tomado de Giggenbach, 1988)

mineral-fluido. Su correcta aplicación requiere de al menos 4 supuestos (Nicholson, 1991): (1) la concentración de especies usadas en el geotermómetro está controlada sólo por una reacción mineral-fluido, que además es dependiente de la temperatura; (2) la reacción alcanza el equilibrio en el reservorio; (3) el ascenso de fluidos no perturba el equilibrio; (4) durante el ascenso, el fluido no experimenta procesos de mezcla.

Finalmente, se puede definir como una expresión “fósil” del sistema, a una veta de depósito mineral en la cual ha “congelado” la actividad hidrotermal. Usualmente las vetas de cuarzo son expresiones “fósiles” de la descarga de fluidos del sistema hidrotermal, las vetas son los sitios predominantes donde podemos entender la naturaleza de los fluidos de descarga (Pirajno, 2009).

1.7. Estimación del Potencial Geotérmico

El objetivo principal en la fase de exploración de un sistema geotérmico es la estimación del potencial energético que se tiene en el yacimiento. Para lograr esta estimación se hace uso de metodologías basadas en los parámetros físico-químicos que se miden en el área, cada uno de estos parámetros es usado de manera distinta en los métodos para la estimación del potencial (Muffler y Cataldi, 1978). Hasta el momento se han propuesto algunos modelos para la evaluación de la energía calórica de un yacimiento:

Método basado en el **flujo de calor superficial**. Como su nombre lo indica se fundamenta en el cálculo de la descarga de calor un tiempo dado y en un área determinada. La descarga se da desde el suelo hacia la atmósfera y a los cuerpos de agua. Es una de las metodologías más sencillas. Como resultado se obtiene “potencial térmico natural (P)” que representa la suma del flujo de calor por conducción (P_1) y el flujo de calor por convección debido a la descarga de fluidos en el área,

$$P = P_1 + P_2, \quad (1.1)$$

donde P_1 representa el flujo de calor q por unidad de área A , y P_2 es igual a la masa del flujo M por la capacidad calórica del agua (C_W) y por la diferencia de temperatura (ΔT) entre el agua que se descarga y la temperatura media anual. A partir de este flujo de calor se puede calcular la energía (H) almacenada en el reservorio a partir de un tiempo dado (t),

$$H = Pt. \quad (1.2)$$

Método basado en **fracturamiento plano**. Este método fue desarrollado en Islandia. El fundamento del método es suponer fracturas planas que afectan a todo el paquete lítico (generalmente de porosidad nula o muy baja) que encajona al yacimiento. En este método el calor es transferido por convección a través del agua que circula por las fracturas. El resultado es el cálculo de una tasa de calor por unidad de área fracturada (r) con el siguiente modelo (Bodvarsson, 1974),

$$r = \frac{T_m - T_r}{T_0 - T_r}, \quad (1.3)$$

donde, T_m es la temperatura mínima que alcanza el líquido luego de la extracción, T_0 es la temperatura a la que la roca se encuentra, y T_r es la temperatura del flujo cuando entra en contacto con la roca caliente. Aunque este método resulta muy elegante debido al reducido número de parámetros que necesita para su aplicación, resulta que existen muy pocos campos geotérmicos en el mundo que tienen las características físicas que el modelo necesita, por lo que lo hace muy poco aplicable.

Finalmente está el método **volumétrico de la USGS** (Bolton, 1973; Nathenson, 1975; White y Williams, 1975; Muffler y Cataldi, 1977). Este método integra una serie de parámetros de carácter físico-químico, los cuales se obtienen luego de la exploración en el área. Es el más usado en el mundo para la estimación energética de los yacimientos geotérmicos y está basado en el cálculo del calor contenido (H) en cierto volumen de roca. El cálculo del calor contenido en el yacimiento se puede realizar con dos modelos. En ambos se delimita el área del yacimiento, luego, se toman diferentes perfiles de profundidad y sobre estos volúmenes se estima un valor de temperatura. Dependiendo de las características del yacimiento, el resultado tras la aplicación de ambos modelos varía entre 5 y 10 %, por lo que podemos considerarlos equivalentes (Muffler y Cataldi, 1977), el primer

modelo es (Muffler y Cataldi, 1977)

$$a) H = C_{vi} V_i (T_i - T_a), \quad (1.4)$$

siendo, C_{vi} el calor específico del material a volumen constante, V_i el volumen, T_i la temperatura del yacimiento y T_a debe representar la temperatura de desecho, sin embargo, generalmente se consideraba como la temperatura media anual de la localidad. El subíndice i se refiere al volumen específico de roca sobre el que se aplica.

El segundo modelo toma un par de parámetros extra del yacimiento que son la porosidad total (ϕ_i) y la densidad (δ_i) de las rocas encajonantes (r) y del agua (W). Con estos parámetros se obtiene la energía contenida en cada una de las fases: sólida (H_s), propia de las rocas, y líquida, que se traduce como la energía contenida en los poros (H_ϕ) suponiendo que están totalmente saturados. El segundo modelo es (Muffler y Cataldi, 1977)

$$b) H = H_s + H_\phi, \quad (1.5)$$

es decir,

$$H = (1 - \phi)(C_r)(\rho_r)(V_r)(T_r - T_a) + (\phi_r)(C_w)(\rho_w)(V_w)(T_i - T_a), \quad (1.6)$$

donde C_r y C_w son los términos para el calor específico de la roca y el agua respectivamente y r y w representan la densidad de la roca y el agua.

De ese calor almacenado en el sistema, sólo una pequeña parte puede ser extraída. La energía que se extrae depende de una serie de factores geológicos y físicos, los cuales muchas veces son muy difíciles de determinar. Ante esta limitante se desarrolló un concepto llamado *factor de recuperación* (R_g) el cual permite expresar el calor extraíble como un porcentaje de la energía contenida en el reservorio,

$$H_r = (R_g)H, \quad (1.7)$$

el valor de R_g varía de 5 a 20% y depende del modelo de producción propuesto (Muffler y Cataldi, 1977).

La estimación del factor de recuperación se determina una vez que se ha puesto en marcha un modelo de producción de vapor para una planta geotérmica. Como se ha ya mencionado, la implementación la metodología de evaluación, que se está proponiendo para aplicarse en el campo, se realiza en la fase exploratoria del yacimiento. En esta fase exploratoria no se han realizado modelos de producción. Esto hace que la selección de un modelo de producción erróneo afecte de manera significativa el resultado final de la estimación del potencial.

Ante esta limitante, Garg y Combs (2010) han presentado una reformulación para el modelo de la USGS “heat in place” en donde se propone el uso del factor de recuperación con valores de entre 0 y 0.05, usando a su vez una función de probabilidad rectangular

para estimación del valor adecuado de los parámetros usados en el modelo. En fechas recientes Garg y Combs (2015) han presentado una nueva reformulación del modelo de estimación volumétrico. En esta reformulación Garg y Combs (2015) sugieren una estimación teórica para el factor de recuperación, dependiendo del modelo de producción que se tenga (procesos *Flash o ciclo binario*). Con el valor del factor de recuperación estimado se procede al uso del Método Montecarlo. Con la aplicación del método Montecarlo se busca estimación, con probabilidad asociada, del calor almacenado en el sistema. El modelo es

$$q_r = V\overline{\rho c}(T_R - T_r), \quad (1.8)$$

donde q_r representa la energía calorífica que puede ser extraída del yacimiento, V es el volumen estimado para el yacimiento geotérmico, $\overline{\rho c}$ es la capacidad calorífica a volumen constante de la roca encajonante, T_R es la temperatura del yacimiento y T_r es una temperatura de referencia, que, en este caso usualmente se toma la temperatura ambiente (Garg y Combs, 2015); cada uno de estos parámetros es obtenido en la fase de exploración de un yacimiento geotérmico.

Cada uno de los estudios realizados aportará un parámetro en específico para la aplicación del modelo. El volumen se estima tras la aplicación de la prospección eléctrica. La temperatura es estimada mediante el uso de geotermómetros a partir de las especies químicas disueltas en el agua.

Capítulo 2

Antecedentes

Como anteriormente se ha mencionado, para realizar la evaluación del potencial geotérmico en un área es necesario contar con información sobre las características del recurso de al menos tres ramas de las Geociencias: Geología, Geofísica y Geoquímica. Aquí se presentan los datos disponibles en la zona, a partir de los cuales se desarrolló el trabajo de campo para completar la información necesaria para la caracterización del sistema geotérmico.

2.1. Marco Geológico Regional

La estratigrafía de la zona de San Siquismunde comprende principalmente al Grupo Comondú. La evolución tectónica de la zona es compleja. El desarrollo más reciente comienza con un régimen extensional continental conocido como la provincia *Basin And Range* a mediados del Eoceno (Ca. 50 Ma), el cual a su vez se relaciona con el régimen extensional que predomina en la zona y que dio inicio a la apertura del Golfo de California (Karig y Jensky, 1972). La apertura del Golfo comenzó aproximadamente hace unos 14 Ma (Ferrari et al., 2013) y es el evento principal que dictamina la complejidad de la historia geológica regional, ya que al estar sometida a un régimen de apertura, la zona se sometió a una serie de esfuerzos compresivos que generaron los 3 principales sistemas de fallas en las direcciones NE-SO, NO-SE y N-S, correspondientes a tres episodios de apertura (Casarrubias-Unzeta y Gómez-López, 1994) y que originaron diversos episodios de actividad volcánica (Pallares et al., 2007; Biggiogero et al., 1995).

El volcanismo activo se ha mantenido desde hace 14 Ma (Pallares et al., 2007), relacionado con el término de la subducción de la placa Farallón y los procesos de apertura del Golfo de California. La zona de San Siquismunde se encuentra entre dos áreas que recientemente han presentado actividad volcánica, hacia el norte en Santa Rosalía se han identificado estructuras volcánicas con edad de aproximadamente 7 Ma (Pallares et al., 2007), y en la zona sur se encuentra el Complejo Cerro Mencenares, el cual es un estratovolcán cuya última erupción fue hace aproximadamente 1.8 ± 0.1 Ma (Biggiogero et al., 1995).

Como basamento de la zona está identificado un batolito peninsular intercalado por areniscas no consolidadas pertenecientes a la Formación El Salto (Gastil, 1983) y por esquistos azules. El basamento forma paleotopografías en algunas regiones cerca de la

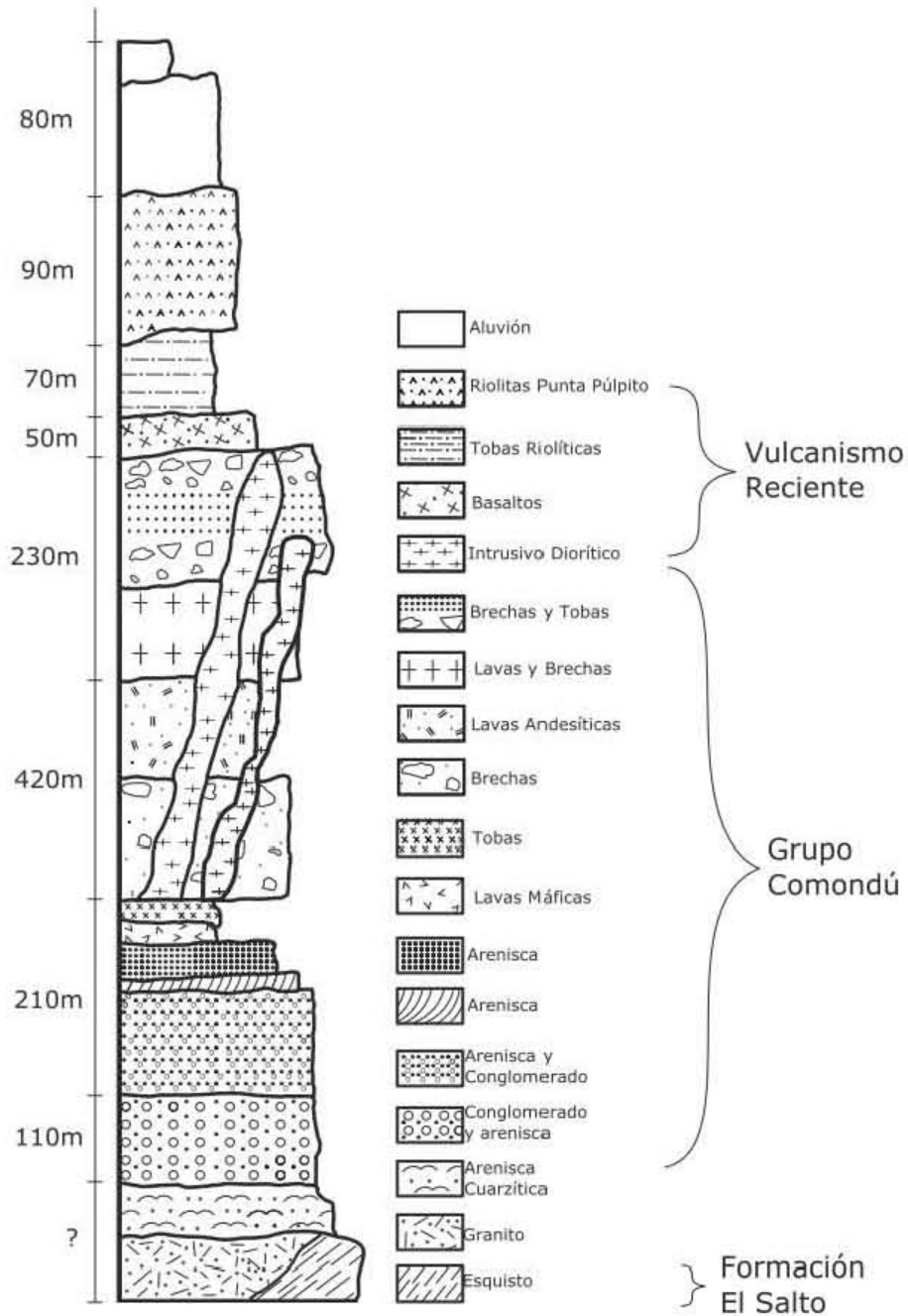


Figura 2.1: Columna estratigráfica construida a partir de la información tomada de Umhoefer et al. (2001) y Casarrubias-Unzeta y Gómez-López, (1994)

falla de Loreto de dirección SE (Umhoefer et al., 2002). Este paquete presenta fracturas con orientaciones preferenciales NE-SO y NO-SE. Le sobreyace el Grupo Comondú. Se hizo la descripción de la litología del Grupo Comondú cerca del área de Loreto, usando la columna estratigráfica (Figura 2.1) y la misma nomenclatura de Umhoefer et al. (2001).

2.2. Grupo Comondú

El basamento del Grupo está conformado por rocas sedimentarias, cuya litología dominante es de areniscas con estratificación cruzada. La formación más baja reconocida dentro del Grupo Comondú es un conjunto de unidades sedimentarias, siendo la unidad más baja un conglomerado mal clasificado cuya composición mineral dominante es cuarzo y feldespato. La unidad intermedia de esta formación es una arenisca con estratificación tabular. La parte superior de la formación está dominada por otra arenisca con estratificación cruzada. Umhoefer et al. (2001) interpretan las diferencias en estratificación y orientación como resultado de distintos regímenes formacionales para cada una de las Unidades.

Terminando con la parte sedimentaria e iniciando la parte media del Grupo Comondú sigue una Formación volcánica que representa la migración del volcanismo hacia el oeste (Pallares, et al. 2007). Se trata de dos Unidades, la primera es una brecha volcánica ácida cuyos clastos principales son de andesita, dacita, y en menor proporción riolita y arenisca, siendo la matriz una mezcla entre ceniza y arena. La segunda Unidad está conformada por flujos andesíticos. Esta segunda Formación varía de espesor en los distintos puntos donde se halla. Se tiene también la particularidad de que en ciertas zonas, en especial al este de Loreto, la Formación está sobre el basamento de granito y esquistos, interpretando a este contacto como la parte alta de una paleotopografía.

La Formación superior del Grupo Comondú está conformada por dos unidades: un flujo de lava y una brecha volcánica. La principal diferencia entre la Formación Media y la Formación Superior es la edad (15-12 Ma). Esta Formación presenta diversas fracturas con dirección NO-SE (Casarrubias-Unzeta y Gómez-López, 1994).

Por último, se describen dos diques que intrusionan la Unidad Superior de la Formación Basal y toda la Formación Intermedia. Estos son diques andesíticos con fenocristales de plagioclasa, hornblenda y piroxeno, el más antiguo de edad calculada de 19.4 ± 0.9 Ma cuya configuración es hipabisal, y otro con una edad de 14.6 ± 0.1 Ma (McLean, 1988).

2.3. Marco Geológico Local

En la zona de estudio afloran en mayor proporción rocas volcánicas con edades de aproximadamente 10 Ma (Ramírez-Silva y Canul-Dzul, 1986). Las principales litologías son tobas, brechas y flujos andesíticos. Estas litologías pertenecen a la Formación Media y

Superior del Grupo Comondú. Siguiendo la descripción de Covarrubias-Unzueta y Gómez-López (1994), las brechas volcánicas revelan un ambiente acuático de depósito debido al fuerte sellamiento que presentan. También existen afloramientos de rocas sedimentarias, principalmente detríticas con algunas intercalaciones de coquinas e intrusivos, así como areniscas calcáreas con fósiles de gasterópodos y pectínidos. Estos estratos sedimentarios pudieran representar paleotrasgresiones marinas (Covarrubias-Unzueta y Gómez-López 1994).

Covarrubias-Unzueta y Gómez-López (1994) reportan que el sistema de fallas más importante sucede en dirección N-S con inclinaciones de 60° y 80° , al SO y al NE. Los autores interpretan que la familia de fallas en dirección NE representa un conjunto de fallas escalonadas direccionadas hacia el Golfo de California, sobre las cuales se encontraron numerosas manifestaciones hidrotermales. Covarrubias-Unzueta y Gómez-López (1994) concluyen que esta familia de fallas corresponde a un sistema holocénico con ligeras desviaciones hacia el NE y NO, ellos llegan a esta conclusión debido a que las fallas afectan a unidades en formación. También interpretan que el sistema NO-SE es probablemente activo pero no al nivel del anterior.

De acuerdo a lo reportado por Covarrubias-Unzueta y Gómez-López (1994) las principales manifestaciones hidrotermales en la zona son los manantiales y las descargas de vapor. Estas manifestaciones se asocian a los derrames basálticos cuaternarios sobre el Grupo Comondú y se relacionan con un sistema de fallas N-S. Además de los derrames basálticos se observó la presencia de domos riolíticos que indican la existencia de un ciclo volcánico de edad reciente (Ramírez-Silva y Canul-Dzul, 1986). El marco geológico y tectónico de la zona indica condiciones favorables para la existencia de un sistema hidrotermal debido a la presencia de fracturas de edad cuaternaria y vulcanismo reciente.

En esta zona se encuentran numerosas fallas con direcciones preferenciales NO-SE y NE-SO. Algunas fallas se encuentran rellenas de ópalo y calcita oscura. En la zona también existe un vetilleo intenso de ópalo y jaspe, estratificados sobre las fracturas encontradas. En algunas rocas, generalmente cerca de las fallas o fracturas se pudo reconocer alteración fílica en las rocas andesíticas. También se hallaron depósitos de barita. En la zona se encontraron cuatro manantiales, uno de ellos sobre una falla y los otros tres en dirección a dos de las tres fallas principales del terreno; el cuarto era un manantial submarino.

2.4. Antecedentes de estudios Geofísicos

Hay dos estudios geofísicos previos en la zona, uno realizado por CFE y el otro realizado por González-Morales en 1998. A continuación se describen los resultados del segundo trabajo, debido a que el trabajo de exploración de CFE es un informe ejecutivo de carácter restringido, por lo que no se pudo tener acceso al mismo.

En el trabajo de González-Morales (1998) se realizaron sondeos electromagnéticos transitorios para medir las variaciones de conductividad eléctrica y resistividad en el subsuelo. Esta metodología consiste de un arreglo con bobinas en espiral espaciadas cada 100 metros por las que se hace pasar una corriente eléctrica que varía con el tiempo. El

objetivo es medir la disipación de esta corriente cuando atraviesa los diferentes estratos. Para realizar las mediciones, se coloca una red de receptores en lugares donde no se ha inyectado corriente (Figura 2.2). Las variaciones de la corriente inyectada están en función de la resistividad del subsuelo, por lo que al registrarse variaciones de intensidad pequeñas se interpreta que el medio por el que atraviesa la corriente mantiene una conductividad alta. El resultado contrario se refiere a un medio cuya resistividad es alta.

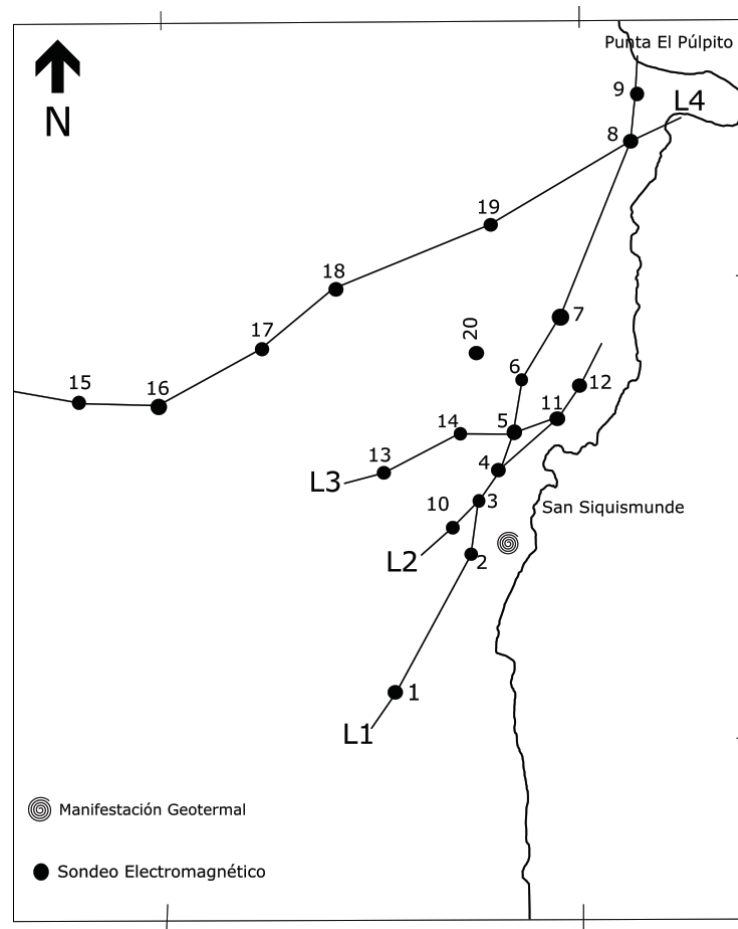


Figura 2.2: Arreglo de bobinas propuesto por González-Morales (1998) para la realización de la prospección eléctrica en la zona San Siquismunde-Los Volcanes, BCS.

El modelo propuesto para el análisis de datos es un modelo de capas hecho a partir de una inversión. En las técnicas de prospección geofísica, la inversión se conoce como una técnica por la cual se pueden determinar las características físicas del medio aplicando un conjunto de técnicas estadísticas a partir de las inferencias logradas con la observación (Menke, 1989). Para la inversión de los datos González-Morales (1998) aplicó el algoritmo de Occam (Constable et al., 1986) para la detección de variaciones en la intensidad de la corriente aplicada, lo que se traduce como diferencias en los valores de resistividad propios de los estratos. El algoritmo de Occam propuesto por Constable et al. (1986) es un modelo que opera con multiplicadores de Lagrange para identificar los valores máximos o

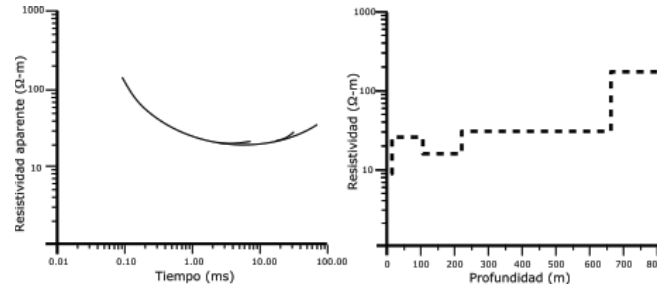


Figura 2.3: Curva de resistividades y aplicación del modelo Occam (González-Morales, 1998) para cada una de los valores obtenidos en un punto donde se colocó un sensor.

mínimos en los que cambia el valor de una función cuyo dominio está restringido, en este caso la función es la curva de resistividades (Figura 2.3).

Como resultado de la inversión en el modelo de capas se logró la identificación de 2 unidades: la primera unidad está conformada por dos capas de comportamiento resistivo intercambiable, es decir, el valor de resistividad entre capas se invertía. En algunos puntos la capa superior era más resistiva y en otros la capa inferior era la más resistiva. Se calculó el espesor de esta unidad en 121 m con un valor para la resistividad de $31\Omega - m$. La segunda unidad que se identificó en la zona es un cuerpo resistivo, del cual no se logró una definición clara del espesor debido a la cercanía con el mar. En forma similar a la primera unidad descrita, esta unidad está compuesta por dos capas teniendo una tendencia a que la capa inferior sea la más conductiva.

González-Morales (1998) interpretó la interfase entre las unidades como el límite superior del manto acuífero. Se interpretó como un acuífero libre ya que no se identificó algún cuerpo impermeable como capa confinante. La tercera unidad en el modelo de inversión se definió como una capa resistiva profunda con una resistividad de $82\Omega - m$ en promedio. Para toda el área también se identifica un basamento granítico de edad cretácica (Ca. 90 Ma), al cual se le calcula una resistividad de $83\Omega - m$, que se interpreta como un efecto de alteración del granito original.

De acuerdo a los resultados obtenidos por González-Morales (1998), el 70 % del paquete estratigráfico está compuesto por rocas vulcano-sedimentarias de permeabilidad media a alta; mientras que el 30 % restante está conformado por andesitas y brechas volcánicas, rocas con permeabilidad baja y resistividad alta. Se pudo observar que al acercarse los sondeos a la línea de costa, la resistividad disminuía, esto se interpretó como una fuerte influencia de la intrusión marina al continente.

En la sección de la línea 1 se interrumpe la continuidad del basamento detectado en los sondeos 2, 3 y 4 por una capa conductora de $2\Omega - m$ a la profundidad a la que se esperaba la capa resistiva, además de que el punto 3 tiene el valor más bajo de resistividad de todos los sondeos, por lo que puede asociarse a un yacimiento geotérmico dada la lejanía a la costa y la cercanía a las manifestaciones hidrotermales.

En el mapa de resistividad (Figura 2.4) podemos visualizar una continuación de la anomalía hacia el NW. González-Morales (1998) sugiere que la actividad hidrotermal de San Siquismunde es una consecuencia de la intersección de dos sistemas de fallas, uno en dirección N-S que alcanza una profundidad de 600 m y otro que llega hasta 500 m en dirección NE-SW.

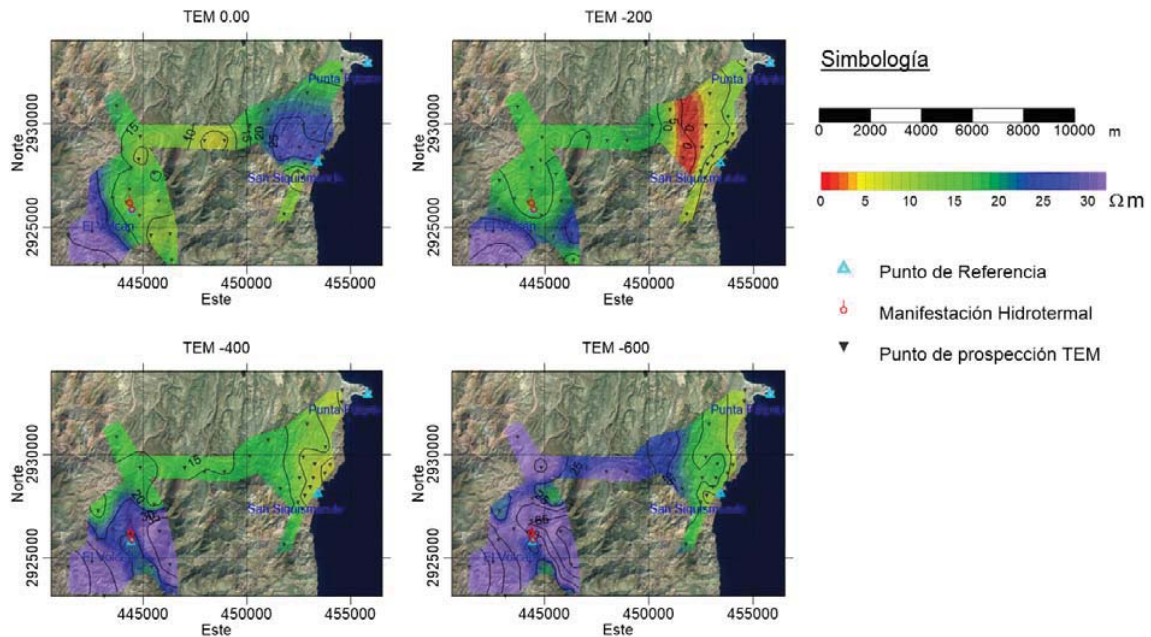


Figura 2.4: Mapa de resultados del sondeo electromagnético (TEM) de González-Morales (1998), en donde se presentan las diferentes profundidades alcanzadas de acuerdo a la frecuencia del sondeo.

Las conclusiones a las que González-Morales (1998) llega en este trabajo son en tres rubros: hidrogeológicas, geológicas y geotérmicas. En cuanto a las características hidrogeológicas, infiere que la estructura geoléctrica está dominada por el acuífero regional, caracterizada por intercalación de capas que se alternan: resistiva-conductora-resistiva. Además propone que el espesor promedio del acuífero es de aproximadamente 500 m y que existe una clara intrusión de agua marina de hasta 1 km, lo cual interfiere con el objetivo de la prospección porque esto genera problemas para la identificación de posibles yacimientos.

Por otra parte, el sustrato resistivo a más de 600 m, se identifica como el basamento granítico de edad cretácica. En particular en San Siquismunde este basamento está caracterizado por un bajo topográfico con tendencia N-S, lo que puede ser interpretado como un graben. Además, dentro del basamento hay un corredor conductor con dirección NW-SE, que puede interpretarse como una expresión de la presencia de fluido geotérmico. Otra anomalía de baja resistividad fue encontrada bajo el sitio 3 a una profundidad de 600 m, a casi 1 km de la manifestación hidrotermal en San Siquismunde y extendiéndose por casi 500 m. Esta anomalía puede estar relacionada con un reservorio somero que genera

las manifestaciones hidrotermales.

2.5. Hidrogeología

De acuerdo con la delimitación de acuíferos de CONAGUA, la zona geotérmica de San Siquismunde se encuentra en la zona del acuífero de Rosarito. El acuífero Rosarito se localiza en la porción centro-oriental del Estado de B.C.S. entre los paralelos 26°19' y 26°33' de latitud N y los meridianos 111°25' a 111°42' de longitud W cubriendo una superficie de 356 Km². El acuífero descarga hacia el Golfo de California y pertenece a la cuenca “Arroyo Fijol-Arroyo San Bruno” que incluye a los acuíferos de Baja California Sur desde Bahía Concepción hasta llegar a Cabo San Lucas (CONAGUA, 2010).

Las rocas impermeables que encajonan al acuífero son unidades volcánicas pertenecientes al grupo Comondú que generalmente funcionan como barreras laterales e inferiores. Este acuífero es de tipo libre y su permeabilidad va de media a alta; sin embargo, el espesor y el área de exposición de estos materiales aluviales son muy reducidos (CONAGUA, 2010b). Las principales recargas se deben a la infiltración del agua meteórica y a la del agua superficial a través de arroyos intermitentes debido a la escasa precipitación durante la temporada. La descarga es de manera natural por flujo subterráneo hacia el mar, por evapotranspiración en zonas con niveles freáticos someros y de manera artificial por extracción (CONAGUA, 2010b). El nivel estático, de acuerdo con los datos de 2010, varía de 0.5 a 20 m y la elevación de 5 a 123 msnm por efecto de la topografía.

2.5.1. Antecedentes de estudios en Hidrogeoquímica

En los informes de CFE elaborados por Casarrubias-Unzeta y Leal-Hernández (1993), Lira-Herrera (1985b) y Ramírez-Silva y Canul-Dzul (1986) se reportan los resultados del estudio de manantiales termales cuyas temperaturas oscilan entre 69 y 72°C y se encuentran en la zona cerca de la desembocadura del Arroyo San Siquismunde, al NE de la boca de San Juanico (Playa Pedragosa) siendo visibles cuando la marea es baja (Casarrubias-Unzeta y Leal-Hernández, 1993).

Quijano-León (1985) reporta datos de hidrogeoquímica para manantiales termales en la parte central de la Península. Los resultados para los puntos cercanos a San Siquismunde, los cuales resultan ser El Rosarito y San Nicolás se describen como un tipo de agua mixta sódico-clorurada con un rango de concentraciones de cloruros que va de 191 a 273 $\frac{mg}{L}$ (Figura 2.5) . Y dado que la relación potasio-magnesio ($\frac{K}{Mg}$) es baja y la presencia del Boro tampoco es alta, este autor concluye que existe baja temperatura a profundidad. Quijano-León (1985) utilizó el geotermómetro de K-Mg (Giggenbach, 1988) para la estimación de la temperatura a profundidad. Los resultados que se obtuvieron indican que los dos pozos cercanos a San Siquismunde presentan temperaturas a profundidad por debajo de 38°C.

Por otra parte, los resultados que Tovar-Aguado (1986) indican temperaturas entre 180 y 222°C aplicando geotermómetros de K-Mg, Na-Ca-K y Na/K en aguas que se encuentran en equilibrio parcial (Tabla 2). También emplea la concentración de cloruros como referencia para calcular la dilución con agua de mar en las muestras de San Siquismunde. Dando como resultado que la dilución con agua de mar es del orden de 46 a 63%. Concordando con las bajas temperaturas que se obtienen con el geotermómetro de SiO_2 .

Además de los resultados presentados en la primera parte de este capítulo, algunos autores han propuesto modelos geotérmicos que se mencionan a continuación.

2.6. Modelos Previos para la evaluación del potencial Geotérmico

Hasta el momento algunos de los trabajos ya citados (Ramírez-Silva y Canul-Dzul, 1986; Casarrubias-Unzeta y Gómez-López, 1994; González-Morales, 1998) han intentado proponer un modelo que presente una evaluación geotérmica. En el trabajo de Ramírez-Silva y Canul-Dzul (1986) la evaluación geotérmica parte del hallazgo de manifestaciones termales, (manantiales con temperaturas de 69°C a 72°C), además de encontrar suelos vaporizantes asociados con vetas de sílice. Estos autores asocian estos fenómenos a derrames basálticos de edad cuaternaria y a los domos riolíticos de Punta Púlpito (0.5 Ma),

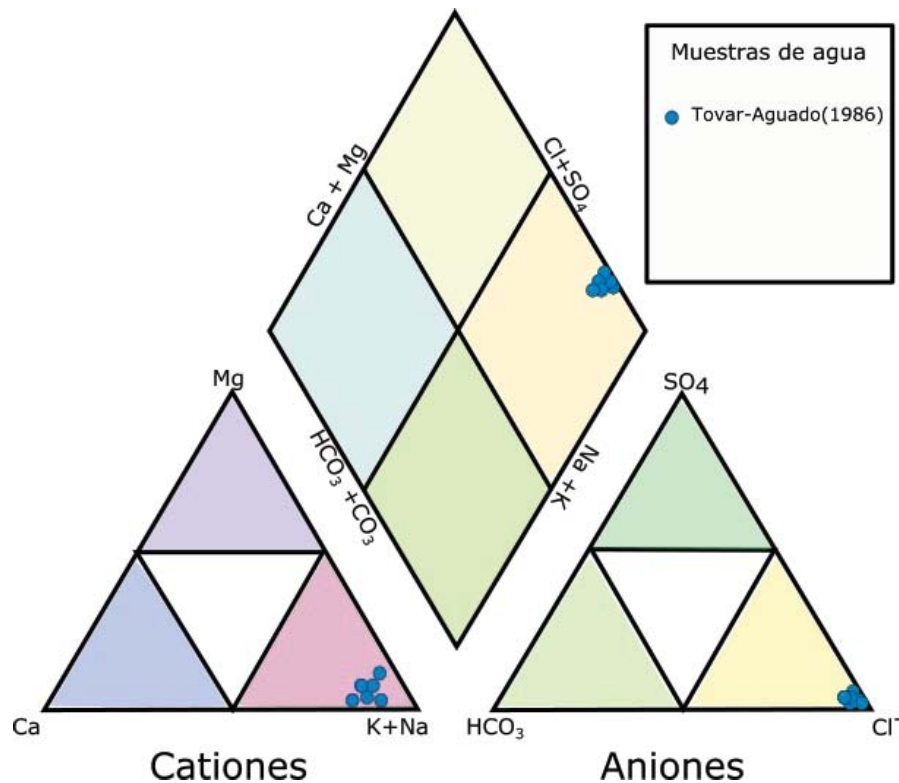


Figura 2.5: Diagrama de Piper, modificado de Tovar-Aguado (1986)

Manantial	Temperatura Na-K		Giggenbach (1988)	Na-K-Ca	
	<i>In situ</i>	Fournier (1979)		Fournier Truesdell (1979)	<i>SiO₂</i> TCH
1	67	185	203	192	90
2	79	192	209	195	94
3	82	191	208	196	107
4	75	193	210	196	99
5	73	180	197	189	86
6	84	205	222	206	246

Cuadro 2.1: Temperaturas estimadas con geotermómetros por Tovar-Aguado (1986).

que a su vez son consecuencia del vulcanismo reciente generado por la apertura del Golfo.

Por otro lado Casarrubias-Unzeta y Gómez-López (1994) reportan dos manifestaciones geotermales, un manantial a 84° C que según mencionan es visible sólo cuando la marea es baja, además mencionan la existencia de suelos vaporizantes en un área de 250m² a 47°C relacionadas con el sistema de fallas en dirección NW-SE y N-S. Vinculan la ubicación de las manifestaciones con la presencia de una cámara magmática entre la costa de Bahía Concepción y el Golfo de California que a su vez son consecuencia de la misma actividad volcánica que generó los domos de Punta Púlpito. En cuanto a la hidrogeología de la zona, los trabajos previos consideran que el movimiento de fluidos es controlado por el sistema de fallas de la zona.

Todos estos autores concluyen que San Siquismunde tiene posibilidades de explotación por estar asociado a vulcanismo reciente, así como a un régimen extensional. Dado que no existen más trabajos relacionados con la exploración geotérmica en la zona se tomarán los resultados presentados en este capítulo. A saber: la litología de la zona es predominantemente el Grupo Comondú (Umhoefer et al., 2001; Ramírez-Silva y Canul-Dzul, 1986); en la zona existe una anomalía resistiva que pudiera ser interpretada como un yacimiento geotérmico (González-Morales (1998); la temperatura más alta estimada con geotermometría es de 226°C (Tovar-Aguado, 1986).

Capítulo 3

Metodología

Para la presente investigación se utilizaron diferentes análisis. Estos incluyen: (1) mapeo geológico de la zona; (2) estimación del volumen del yacimiento geotérmico; y (3) estimación de la temperatura a profundidad. Los resultados obtenidos de cada análisis se integraron al modelo volumétrico de la USGS (Garg y Combs, 2015) para completar la evaluación del potencial energético del yacimiento. Antes de proceder con la descripción de los procedimientos en cada una de las metodologías de análisis implementadas, conviene mencionar que el orden en el que se irán presentando será como se ha establecido en el capítulo anterior, es decir, iniciaremos con la geología.

3.1. Mapeo Geológico

En el mapa geológico se incluyen, además de la información geológica, la localización de manantiales y alteraciones hidrotermales. Se utilizó un mapa base con la información de varios autores (Umhoefer et al., 2001; Casarrubias-Unzeta y Gómez-López 1994) al cual se le agregó la información recopilada durante la campaña de campo. Las rocas que presentaban alteración hidrotermal en muestra de mano fueron analizadas por medio de espectroscopía infrarroja de onda corta (SWIR) y se añadió esta información en el mapa.

3.1.1. Recopilación y análisis de datos

En el trabajo de campo de San Siquismunde la principal tarea fue el muestreo de manifestaciones geotérmicas y la localización de estructuras geológicas principales que pudieran actuar como canales para el movimiento de fluidos hidrotermales. Se recolectaron alrededor de 25 muestras de roca que presentaron algún tipo de alteración hidrotermal registrando el contexto geológico donde se encontraba, es decir, si se hallaba dentro de una veta, si había una falla, etc.

Para el análisis de las alteraciones minerales se usó un espectrómetro ASD-LabSpec Pro® (Figura 3.1)¹. El rango de trabajo del espectro-radiómetro va de 350 a 2500 μm . El

¹El espectrómetro está ubicado en el departamento de Recursos Naturales del Instituto de Geofísica

protocolo de análisis de muestras fue el siguiente: (1) calibración del radiómetro tomando la medida del estándar cuya reflectancia es igual a 1; (2) toma de 10 mediciones de cada muestra para la validación estadística de los datos; (3) procesado de los espectros obtenidos e identificación mineral por medio de su correlación con la base de espectros para minerales hidrotermales del USGS; (4) inclusión de los resultados en el mapa base.

Se tuvieron consideraciones especiales de uso con el espectrómetro al momento de ejecutar la medición para que la confiabilidad de los resultados no disminuyera: el instrumento tenía que estar debidamente calibrado cada que se tomaba una medición; evitar lo más posible el movimiento de la pistola del espectrómetro para disminuir ruido sobre el resultado y además, había que trabajar por periodos de una hora por media hora de descanso para evitar que el aparato se sobrecalentara.

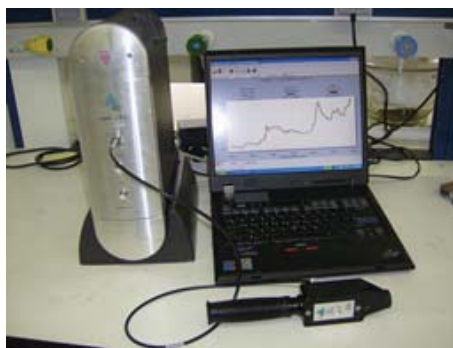


Figura 3.1: Espectrometro ASD-LabSpec Pro®

Por cada una de las mediciones realizadas, el software Indico View ® mostraba la firma espectral obtenida para la muestra, sin embargo, durante las mediciones se tuvieron problemas de reproductibilidad, por lo que para incrementar la confiabilidad de los resultados se hizo un promedio de mediciones. Para realizar el promedio, se tomaron 5 mediciones por muestra, los datos se importaron a Matlab 2015a ®. Finalmente la identificación del mineral se hizo mediante la correlación y comparación de cada firma espectral usando la base de datos de la USGS de espectros de minerales hidrotermales.

3.1.2. Realización del mapa

El mapa se construyó mediante el uso del software libre Quantum-Gis ². Luego de analizar y extraer los mapas reportados en los trabajos de Umhoefer et al. (2001), y Covarrubias-Unzueta y Gómez-López (1994) se georreferenciaron e importaron al software con el cual se marcaron los polígonos de las diferentes litologías reportadas por cada autor. A los polígonos se les asignó un color de acuerdo a la litología reconocida en el área; para los lugares donde no se corroboró la información, la litología se tomó de acuerdo a los resultados de Umhoefer et al. (2001) y Covarrubias-Unzueta y Gómez-López (1994).

El mapa se construyó mediante el uso del software libre Quantum-Gis (Q-Gis) Pisa 2.10®. Luego de analizar y extraer los mapas reportados en los trabajos de Umhoefer et al. (2001), y Covarrubias-Unzueta y Gómez-López (1994) se georreferenciaron e importaron al software con el cual se marcaron los polígonos de las diferentes litologías reportadas

de la UNAM

²(Q-Gis) Pisa 2.10®

por cada autor. A los polígonos se les asignó un color de acuerdo a la litología reconocida en el área. Para los lugares donde no se corroboró la información litológica de manera presencial, la litología se tomó de acuerdo a los resultados de Umhoefer et al. (2001) y Covarrubias-Unzueta y Gómez-López (1994).

Sobre este mapa se colocaron los resultados de los análisis por SIWR a los que se les asignó un número, de tal manera que permitiera la visualización de patrones de alteración. Este número estaba relacionado con la temperatura de formación de los minerales. También se agregaron las principales fallas del sistema, así como la localización de los manantiales y las vetas.

3.2. Estimación del Volumen

Para la estimación del volumen del reservorio se tomaron los resultados reportados por González-Morales (1998) de la prospección geofísica que realizó en la zona, se reinterpretaron teniendo en cuenta que el principal enfoque era la determinación de la configuración y geometría del yacimiento, así como la orientación de posibles estructuras del sistema, detectando algún patrón que incrementara localmente la permeabilidad para facilitar el flujo, así como la estimación de la profundidad a la que se encuentra el yacimiento.

3.2.1. Retratamiento de datos y reinterpretación de resultados

Para realizar la reinterpretación de los resultados se hizo uso, nuevamente, del software Q-Gis ® además de usar también Global Mapper 11® y Surfer 11®³. Antes de proceder al análisis en el Sistema de Información Geográfica fue necesaria la digitalización de los mapas reportados por González-Morales (1998), por lo que, para la digitalización, georreferenciación e interpolación de los mapas de resistividades en el modelo de Occam (Figura 2.4) reportados por González-Morales (1998) se hizo uso de Global Mapper y para la reinterpretación se usó conjuntamente Q-Gis y Surfer.

Teniendo digitalizados y georreferenciados los mapas de resistividades de Occam se importaron a Q-Gis con el fin de conjuntar la información geológica y así poder delimitar las dimensiones del yacimiento. El objetivo principal en la correlación de información fue verificar si las zonas de menor resistividad coincidían con las fallas que se midieron en campo o si se encontraban en las cercanías de los manantiales termales. Además, se trató de reconocer la presencia de patrones formados por las alteraciones minerales y las zonas de resistividad baja así como la delimitación del área que abarca el yacimiento.

Como primer paso para la reinterpretación, se importó a Q-Gis el mapa que presenta el arreglo de bobinas (González-Morales, 1998) utilizado durante el estudio (Figura BOBINAS) y se trazaron puntos sobre las líneas del arreglo cada 10m y para cada punto se obtuvo un valor de resistividad y la profundidad a la que se encontraba. El resultado de

³la licencia de estos paquetes pertenecen al Instituto de Geofísica de la UNAM

este proceso fue una tabla de valores con las coordenadas del punto, la profundidad y la resistividad asociada. En total, para cada Unidad resistiva se obtuvieron 10 profundidades con sus 10 valores de resistividad, con estos valores se hizo una malla de Surfer. Las capas se armaron con dos mapas. El primero es una malla de elevaciones, que en este caso marca relieves de profundidad. Sobre estas se colocó un segundo mapa de contornos, en donde se resalta el gradiente de resistividad. Este procedimiento se realizó para cada una de las 10 profundidades obtenidas para cada capa. Al final se integraron todos los mapas, logrando una visualización 3-D de las capas. Con la digitalización de los mapas, se hizo un análisis mediante el SIG para determinar la extensión del yacimiento.

3.3. Estimación de la temperatura

Uno de los parámetros más importantes para que la explotación de un recurso geotérmico sea económicamente sustentable es la temperatura del yacimiento. Para la estimación de la temperatura del yacimiento, se hizo el cálculo por geotermómetros con los cationes K, Ca, Si, Mg, Li, con la cual se puede catalogar al yacimiento de acuerdo a la entalpía asociada a esta temperatura (Muffler y Cataldi, 1978).

3.3.1. Recolección de muestras y tratamiento

Antes de ir a campo fue necesario que las botellas donde se almacenarían y transportarían las muestras de agua colectadas tuvieran un tratamiento previo para asegurar su descontaminación. Las botellas se lavaron tres veces con jabón libre de fosfatos,⁴ después de esto fueron sumergidas en una solución de agua con ácido nítrico al 10%. Para finalizar, se enjuagaron con agua desionizada y se dejaron secar por tres días. Pasado este tiempo se revisó cada una y aquellas que aún tuvieran rastros de agua se secaron manualmente con toallas de papel. Durante el recorrido del terreno en el trabajo de campo se hallaron 3 manantiales a los cuales se les midió la temperatura, el pH, la conductividad eléctrica y la cantidad de sólidos disueltos. En cada uno se recolectaron 5 muestras de agua con ayuda de una botella muestreadora (Figura 3.2).



Figura 3.2: Botella usada para la obtención de las muestras de agua.

⁴Se usó la marca Extran®

Para la recolección de agua se aseguró que se estuviera en medio del acuífero y luego a la profundidad media, con la botella usada para la obtención de muestras, se extrajo el agua de pozos y se llenaron las 5 botellas que se necesitaban para el análisis de: parámetros físico-químicos “in situ” y otros análisis de aniones, cationes, elementos traza, isótopos estables de hidrógeno y oxígeno; además de tener una réplica para conservar. Se obtuvieron 15 botellas.

Uno de los principales cuidados al momento de llenar las botellas era que se extrajera todo el aire dentro. Luego de llenar las botellas con agua, se sellaban con Parafilm® y se colocaban dentro de una hielera con refrigerantes que aseguraban temperaturas cercanas a los 4°C. Las muestras destinadas a análisis de cationes fueron acidificadas con 10 ml de ácido nítrico al 30 %.

3.3.2. Análisis de las Muestras

Al final del día y una vez terminado el recorrido, se utilizó una de las botellas de muestra para analizar la alcalinidad del manantial y el contenido de sílice. La alcalinidad del agua fue determinada mediante una titulación con naranja de metilo, es decir, a 15 ml de la muestra se le agregaban 5ml de naranja de metilo y luego con una pipeta de alta precisión se le vertían gotas de 0.5 ml de ácido clorhídrico al 10 % hasta que el colorante cambiaba de naranja a rosa, tomando el volumen inicial de la muestra y el volumen final. La alcalinidad fue determinada por el método de balance de masas (Hem, 1985):

$$Alk_o = \frac{1000BC_a(1.01)}{V_0}, \quad (3.1)$$

donde B es el volumen final de la muestra, C_a es la normalidad del ácido usado para la titulación y V_0 es el volumen inicial de la muestra. El contenido de sílice disuelto fue determinado con un analizador portátil marca Hach®, el cual analizaba la muestra por colorimetría. La determinación de especies químicas disueltas (cationes y aniones) se realizó en los laboratorios Actlabs en Canadá por ICP-AES.

3.3.3. Estimación de la Temperatura a profundidad

Con los resultados de las especies químicas disueltas en el agua, se utilizaron los geotermómetros químicos para poder estimar la temperatura a profundidad en el yacimiento. Antes de proceder a la aplicación de los geotermómetros fue necesaria la verificación de que la interacción agua-roca había alcanzado el equilibrio. Para esto, se graficaron las concentraciones de Na-K-Mg en un diagrama ternario del tipo propuesto por Giggenbach (1988).

El diagrama de Piper fue graficado con un programa de uso libre llamado Easy-Quim ©, en el cual se importan los datos y se obtienen las gráficas deseadas; el diagrama de Giggenbach (1998) fue realizado con un programa desarrollado en Matlab 2015a®. La edición final de ambos gráficos se hizo con InkScape 0.91 ®.

Para poder usar la concentración de sílice fue necesario calcular la concentración de sílice por medio de la siguiente fórmula:

$$SiO_2 = \frac{Si}{maSi}(maSi + 2maO), \quad (3.2)$$

donde Si es el resultado de la concentración de silicio obtenida por ICP-AES, $maSi$ y maO , es la masa atómica del silicio y del oxígeno respectivamente. Esta transformación es necesaria debido a que el análisis de ICP-AES arroja resultados de la concentración atómica de silicio y la aplicación del geotermómetro de sílice requiere conocer la concentración de SiO_2 .

Para el uso del sílice cuya concentración en el agua depende de la calcedonia (Arnorsson, 1983):

$$T^{\circ}C = \frac{1112}{4.91 - \log(SiO_2)} - 273. \quad (3.3)$$

Debido a que la concentración de sílice es muy vulnerable ante la disolución del agua termal por la mezcla con acuíferos locales o agua de mar, es necesaria la utilización de geotermómetros de especies disueltas que no sean afectados por esto. Con ayuda del diagrama ternario de Giggenbach (1988) fue posible la localización de las aguas en equilibrio parcial, a las cuales se les aplicaron los siguientes geotermómetros:

para la relación $\frac{Na}{K}$. En una muestra con un contenido de $Cl > 3\frac{mg}{L}$. El geotermómetro propuesto por Giggenbach, (1988) y con el que se estima la temperatura más profunda del sistema hidrotermal debido a que es el más tardado en alcanzar el equilibrio (Karingithi, 2009), es el siguiente:

$$T^{\circ}C = \frac{1390}{\log(\frac{Na}{K}) + 1.750} - 273. \quad (3.4)$$

Para la relación $\frac{Na}{Li}$ (Foulliac y Michards, 1981) se usa

$$T^{\circ}C = \frac{1195}{\log(\frac{Na}{Li}) + 0.130} - 273. \quad (3.5)$$

Para las especies químicas disueltas Ca-K-Na (Fournier y Truesdell, 1973):

$$T^{\circ}C = \frac{1647}{\log(\frac{Na}{K}) + b\log(\frac{Ca^{1/2}}{Na}) + 2.06} - 273, \quad (3.6)$$

donde $b = \frac{4}{3}$ para $t < 100^{\circ}C$ y $b = \frac{1}{3}$ para $t > 100^{\circ}C$.

Aunque debido a que la cantidad de magnesio es muy alta se tuvo que aplicar la corrección de Magnesio para el geotermómetro de Ca-K-NA. Primero se calculó el valor R:

$$R = \frac{Mg}{Mg + 0.61Ca + 0.31K} 100. \quad (3.7)$$

El siguiente paso fue la implementación de la corrección de magnesio:

$$\Delta t_{Mg} = 10.664 - 4.7415 \log(R) + 325.87 (\log R)^2 - \frac{1.032 \times 10^5 \log(R)^2}{T_{NaKCa}^2} + \frac{1.605 \times 10^7 \log(R)^3}{T_{NaKCa}^2}, \quad (3.8)$$

tomando en cuenta que si la corrección de Magnesio era negativa o menor a 1.5 el geotermómetro no era aplicable o si el valor de R resultaba mayor a 50. Finalmente se restó la corrección al valor original, dando como resultado la temperatura correcta.

Para la relación $\frac{K}{Mg}$ que representa el equilibrio químico más rápido de la interacción roca-agua, el geotermómetro es:

$$T^{\circ}C = \frac{4410}{13.95 - \log\left(\frac{K}{Mg}\right)} - 273.2. \quad (3.9)$$

3.4. Evaluación del potencial Geotérmico

Con cada metodología de estudio se obtuvo un parámetro específico del yacimiento. Teniendo la temperatura a profundidad y el volumen se puede llegar a una estimación del potencial energético con el modelo volumétrico “heat in place” de la USGS de Garg y Combs (2015):

$$q_r = V \overline{\rho_r c_r} (T_R - T_r), \quad (3.10)$$

este modelo es adecuado para la etapa actual de exploración en este prospecto, pues no se cuenta con la información necesaria (densidad, porosidad, saturación, etc) para la aplicación del modelo que incluye las fases gaseosa y líquida del yacimiento. Para la elección de la temperatura de referencia (definida como la temperatura de desecho del fluido geotérmico, según el tipo de planta que se instale) se utilizó la temperatura mínima de producción con plantas de ciclo binario⁵ que es de 90°C.

⁵Las plantas de ciclo binario usan el fluido geotérmico para calentar un fluido secundario, generalmente con un punto de ebullición mucho más bajo que el agua, y así crear vapor con el que las turbinas productoras funcionan.

Capítulo 4

Evaluación del Potencial Geotérmico

4.1. Resultados

El objetivo principal de este estudio es la evaluación del potencial energético del yacimiento geotérmico de San Siquismunde para determinar si las condiciones a las que se encuentra son económicamente rentables para su explotación y así continuar con la siguiente fase de evaluación la cual involucra la perforación.

Como ya se ha mencionado con anterioridad, para lograr este objetivo es necesaria la realización de tres estudios en los que se involucran tres ramas de las geociencias: la geología, la geofísica y la hidrogeoquímica. Con la información obtenida de los estudios de las dos primeras se realizaron dos mapas, el primero de estos es de carácter geológico y contiene la localización de las zonas con alteraciones hidrotermales, así como la de fallas y fracturas. El segundo mapa presenta los datos geofísicos de resistividad en conjunto con los rasgos geológicos, cuyo fin es la delimitación geográfica del yacimiento. Finalmente, con la hidrogeoquímica se estimó la temperatura del yacimiento tras la aplicación de geotermómetros.

Los resultados del análisis químicos del agua se presentan en dos partes, en la tabla 4.1 se muestran los parámetros físico-químicos determinados “in situ”. En la Tabla 4.2 se incluyen las concentraciones de iones mayores y dos elementos traza que son relevantes en exploración geotérmica: el litio y el boro. Los resultados de la Tabla 4.2 se graficaron en un diagrama de Piper (Figura 4.1) en el cual podemos visualizar que los manantiales descargan aguas de tipo sódico-clorurado.

Muestra	Norte	Oeste	Temperatura °C <i>in situ</i>	pH <i>in situ</i>	Conductividad $\mu S/cm$	TDs ppm	$CaCO_3$ mg/L
SS-15-01	26.24876	111.46640	38.3	7.1	22650	13700	80
SS-15-02	26.47111	111.46808	71	6.8	30500	15800	95

Cuadro 4.1: Parámetros físico-químicos del agua determinados en campo.

Muestra	Cl mg/L	SO ₄ mg/L	B mg/L	Na mg/L	K mg/L	Ca mg/L	Mg mg/L	Li μg/L	Si mg/L	SiO ₂ mg/L
SS-15-01	8200	840	4.630	2770	283	493	162	1570	76.8	88.6
SS-15-02	9700	300	7.070	3540	283	493	162	2130	76.8	137.6

Cuadro 4.2: Concentraciones de iones mayores y traza

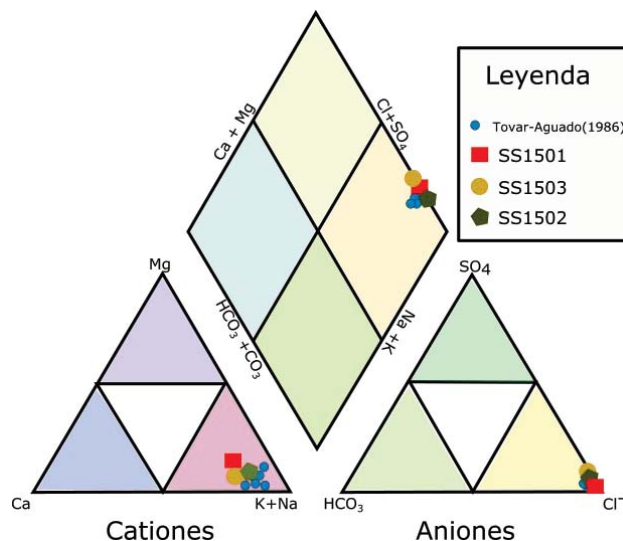


Figura 4.1: Diagrama de piper correspondiente a los manantiales muestreados en la zona de estudio en el que se visualiza a qué familia pertenece el agua de la zona.

Para poder hacer uso de los geotermómetros químicos de cationes disueltos es necesario conocer si la interacción agua-roca ha alcanzado el equilibrio completamente o de manera parcial. Para visualizar el equilibrio, se grafican las concentraciones de Na-K-Mg en un diagrama ternario (Giggenbach, 1988). En este se observan dos manantiales en equilibrio parcial: SS-15-01 y SS-15-02 (Figura 4.2). Con estos manantiales se puede estimar la temperatura con los geotermómetros de cationes. También para estos manantiales se aplicó el geotermómetro de calcedonia (Arnorson, 1983). Los resultados en la estimación de la temperatura con los diferentes geotermómetros son los siguientes:

	°C (SiO ₂)* Arnorsson (1983)	°C (SiO ₂) Arnorsson (1983)	°C ($\frac{Na}{K}$) Giggenbach (1988)	°C ($\frac{Na}{Li}$) Foulliac y Michards (1981)	°C (Na-K-Mg) y Fournier y Truesdell (1973)	°C ($\frac{K}{Mg}$) Giggenbach (1988)
SS-15-01	98	102	194	146	99	104
SS-15-02	140	128	215	149	153	119

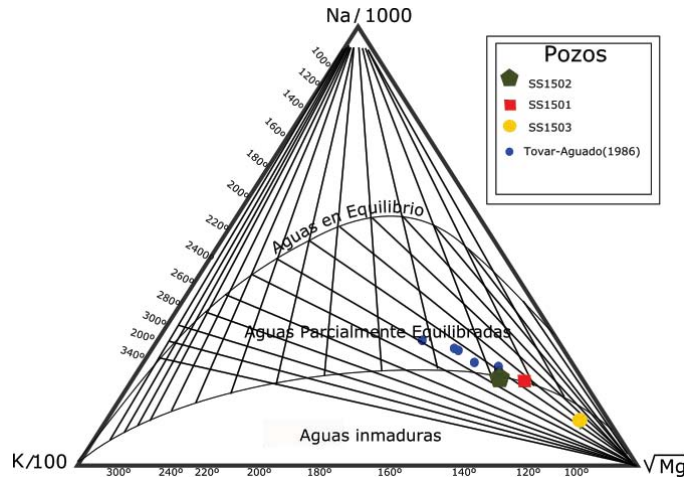


Figura 4.2: Diagrama ternario de Na-K-Mg para el análisis del equilibrio de la interacción Agua-Roca (Giggenbach, 1988).

Las muestras de roca recolectadas presentan algún tipo de alteración hidrotermal, también se recolectaron muestras de minerales que se encontraban depositados en vetas. La identificación de los minerales de alteración se realizó con base en tablas de referencia del estándar de cada mineral para compararlo con cada espectro resultante del análisis por espectroscopía de reflectancia de las muestras recolectadas en San Siquismunde. Los datos fueron analizados sistemáticamente, agrupando los espectros más representativos e identificando los picos de absorción característicos. Con la información recolectada es posible reconocer el zoneamiento de la alteración hidrotermal y correlacionarlo con la localización de las principales áreas de descarga. En total, fueron identificados dos minerales y un mineraloide: illita, esmectita y ópalo. En campo también se identificaron jaspe, calcita, barita y óxidos de manganeso. Se presentan los 4 espectros más representativos de las muestras analizadas: Com-20; Com-32; Com-34 y, Com-40.



Figura 4.3: Localización de la alteración mineral en muestra de mano.

En la muestra Com 20 (Figura 4.4-A) se identificó la presencia de illita concordando lo visto en campo, debido a que las rocas encajonantes eran andesitas con oxidación y alteración fílica. La muestra Com-32 (Figura 4.4-B) fue recolectada sobre una veta de aproximadamente un metro de longitud por 10 cm de espesor rellena de cuarzo bandedado con alteración muy localizada y se identificó como esmectita (Figura 4.3). La muestra 34 se colectó en una zona con fracturas rellenas de ópalo y calcita negra, identificando a la muestra como ópalo (Figura 4.4-C). La muestra Com-40 se encontraba en una toba que formaba parte del sustrato encajonante de un manantial, a unos metros de la zona

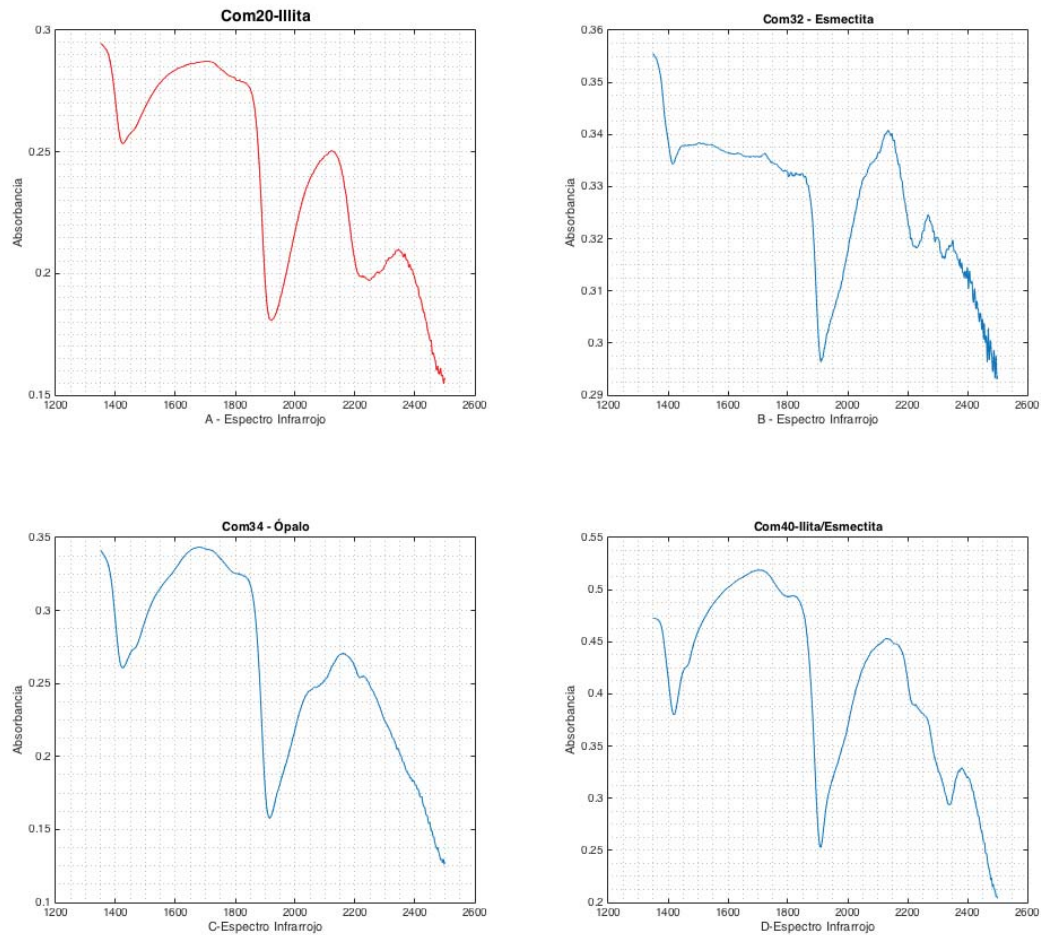


Figura 4.4: Resultados de la espectroscopía (SWIR) aplicada a los minerales, presentados en gráficas que representan los espectros de absorción característicos de los minerales de alteración presentes en las rocas de la zona de estudio.

también se hallaron vetas de calcita negra, el mineral en la muestra fue identificado como una interestratificación illita-esmeclita (Figura 4.4-D).

Durante el trabajo de campo también se midieron los rumbos y echados de las fallas y fracturas; con los rumbos medidos se realizó un diagrama de rosa (Figura 4.6) para resaltar la dirección preferencial de los sistemas de fallas; también se tomó la ubicación de manantiales. Durante el trabajo de campo se pudo verificar la información reportada por Umhoefer et al. (2001) y Ramírez-Silva y Canul-Dzul (1986) para las estructuras y la litología de la zona. La integración de la información se resume en un mapa geológico que incluye las zonas de alteración hidrotermal que se identificaron en el campo (Figura 4.5).

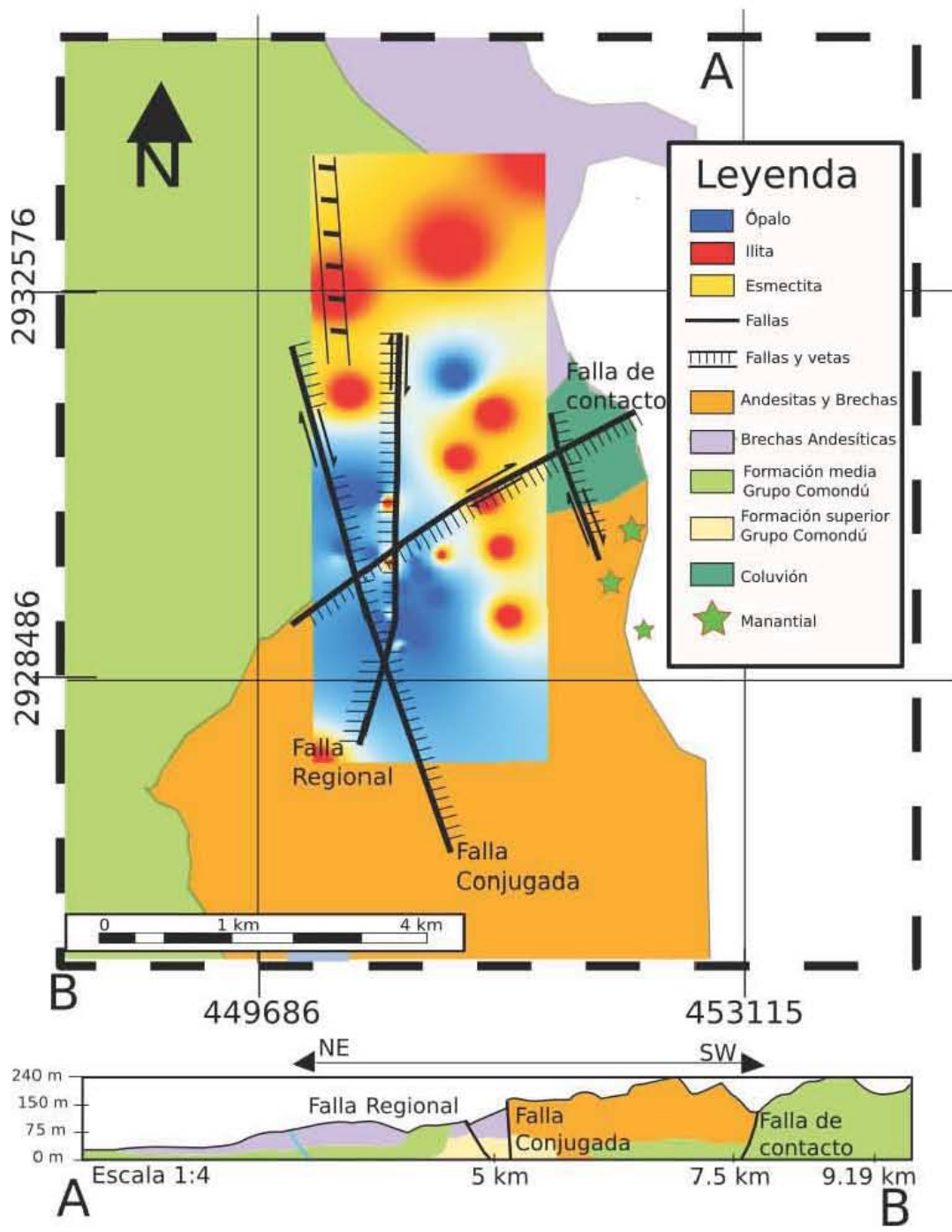


Figura 4.5: Mapa Geológico

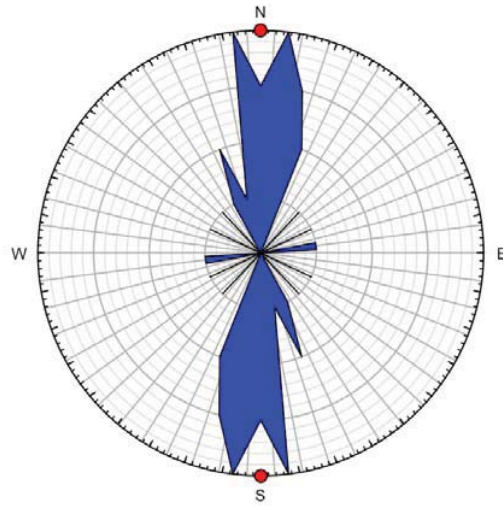


Figura 4.6: Diagrama de rosa para los rumbos de fallas y fracturas del sistema San Siquismunde.

En el mapa geológico (Figura 4.5) se presentan los rasgos característicos de la zona incluyendo los manantiales y zonas con alteración hidrotermal. En la sección geológica de la parte inferior del mapa (Figura 4.5) podemos identificar un hundimiento del terreno entre la falla regional y la falla conjugada, cabe mencionar que este tipo de estructuras se encontraron frecuentemente en la zona a diferentes escalas. Algunos rasgos geológicos relevantes se incorporaron al mapa de resistividad reportado por González-Morales (1998) (Figura 4.7).

La información geológica que se incorporó a la Figura 4.7 es la localización del área donde se identificó la alteración fílica y los depósitos de ópalo. También se incluyeron las fallas y los manantiales termales. En este mapa (Figura 4.7) se delimitó el área donde puede inferirse la presencia del yacimiento geotérmico, definida por las resistividades más bajas. También se observa que la zona de alteración fílica no se encuentra directamente sobre la zona conductiva sino aproximadamente a 1 km hacia el NE sobre la zona del mapa de resistividad que corresponde a valores de 13 Ω -m. Por medio de un modelo de bloque (Figura 4.8) fue posible la estimación del espesor y en conjunto con la delimitación del área se logró realizar el cálculo del volumen para el yacimiento. El modelo de bloque fue realizado después de haber hecho la reinterpretación de los datos reportados en los perfiles electro-estratigráficos de González-Morales (1998) mediante la superposición de capas.

En el modelo de bloque (Figura 4.8) se visualizan dos componentes importantes del sistema, en el bloque A) podemos observar las tres capas resistivas reportadas por González-Morales (1998). Mientras que en el bloque B) se presenta únicamente la capa que presentó resistividades por debajo de 15 Ω -m. A su vez, sobre los bloques se colocó la tendencia de las principales fallas en superficie, proyectándolas hacia abajo respetando el rumbo y echado medidos en campo y complementando la profundidad con lo que

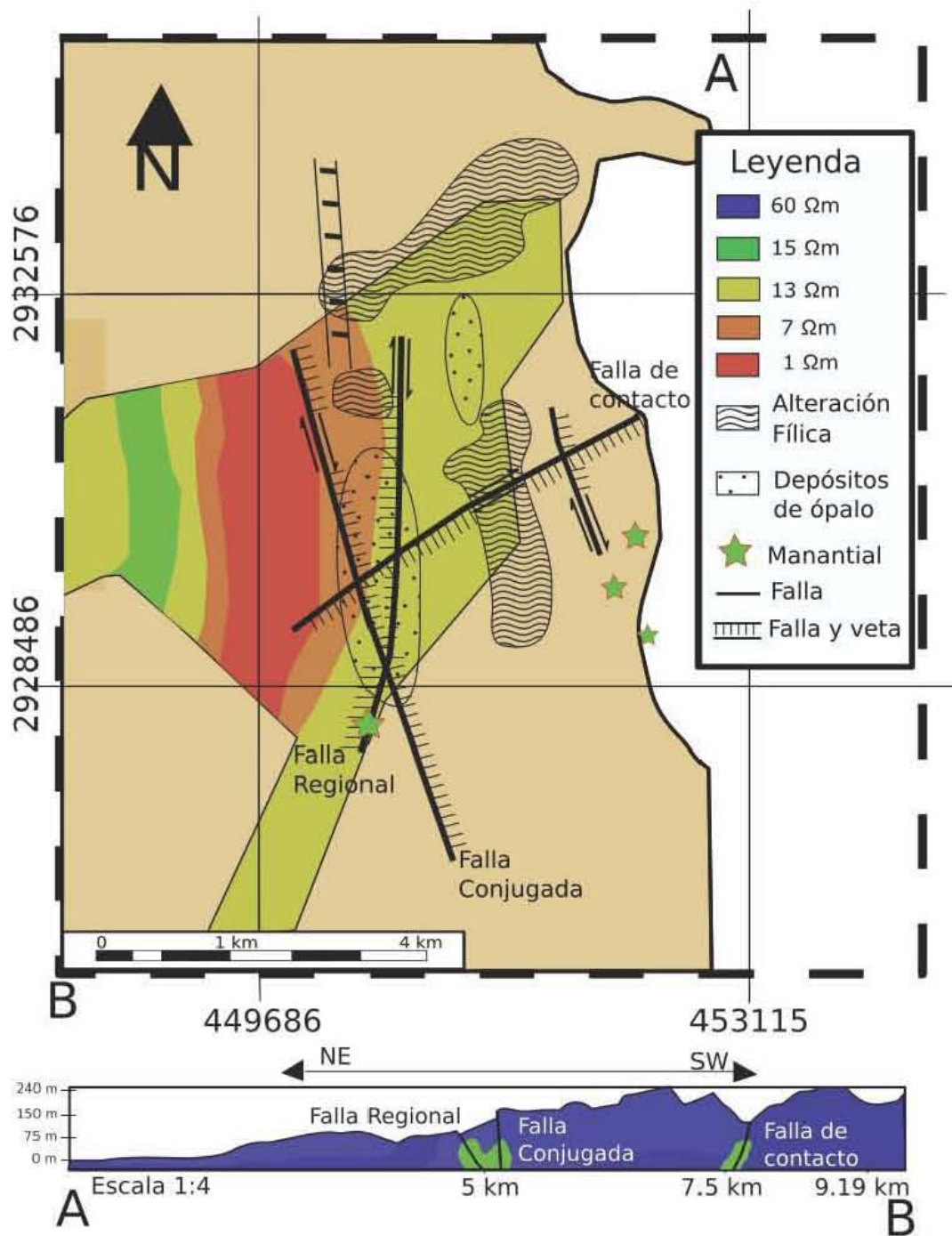


Figura 4.7: Mapa de Resistividades con Fallas (Modificado de González-Morales, 1998)

González-Morales (1998) menciona en su trabajo, es decir, que las fallas deben llegar a una profundidad de 600m.

Para la estimación del volumen se consideraron los valores máximo y mínimo que este puede tomar, para el cálculo del valor máximo se tomaron en cuenta los cuerpos cuyas resistividades fueran menores a $5\Omega - m$, con lo que el área es aproximadamente de $9.8km^2$, estando a una profundidad promedio de 500m y con un espesor estimado en 260m. El resultado de la estimación del volumen máximo es aproximadamente de $2,584,034,754m^3$ (aproximadamente $2.50km^3$). Para la estimación del valor mínimo del volumen se tomaron los valores más bajos de resistividad reportados por González-Morales (1998) son de $2\Omega - m$ y que se presentan en un área de aproximadamente $170,737m^2$ con una profundidad promedio de 600m y un espesor aproximado de 330m. Lo que resulta en una estimación de $56,343,210m^3$ para el volumen mínimo del yacimiento. Los bajos valores de resistividad se interpretan como una alta probabilidad de que en esta zona se tenga un yacimiento geotérmico y sirven para definir el valor mínimo y máximo del volumen que se utilizará en los cálculos del potencial energético del sistema.

De esta forma fueron determinados los parámetros esenciales para aplicar el modelo “heat in place” (Garg y Combs, 2015) para realizar la evaluación de la energía almacenada en el yacimiento geotérmico de San Siquismunde:

Volumen (m^3)		Capacidad Calorífica ($\frac{J}{m^3K}$)	Temperatura K (T_R)	Temperatura K (T_r)
Máximo	Mínimo		Máxima	Mínima
2,584,034,754	56,343,210	2700	488.15	422.15 363.15

Donde se tomó el valor medio de la capacidad calorífica específica de la roca (c_r), donde el valor máximo y mínimo de temperaturas calculadas por geotermometría se toman con un valor de $215^\circ C$ (geotermómetro Na/K) y de 210 (geotermómetro Na/Mg) y, de acuerdo a Garg y Combs (2015) se usaron $90^\circ C$ como valor para la temperatura de referencia (T_r) que corresponde a la temperatura de abandono, quedando:

$$q_R = (2,584,034,754m^3)(2700\frac{J}{m^3K})(488.15K - 363.15K). \quad (4.1)$$

Resultando en un potencial energético en el sistema de:

$$q_R = 9.72 \times 10^{14} J. \quad (4.2)$$

Tomando en cuenta que la cantidad de calor extraíble máxima (Q) de un sistema cuya permeabilidad está dominada por fracturamiento es del 20 % (Garg y Combs, 2010); el calor máximo que podemos extraer de la fuente es de $Q_{max} = 4.74 \times 10^{14} J$. Adicionalmente se tiene que la eficiencia en la conversión del calor recuperable a energía mecánica (W) es de 45 % (Garg y Combs, 2010), por lo que el valor máximo del trabajo mecánico es de $W_{max} = 3.92 \times 10^{14} J$. Proyectando este resultado en una planta geotérmica operando por 30 años, se puede generar hasta 400 MW de energía eléctrica.

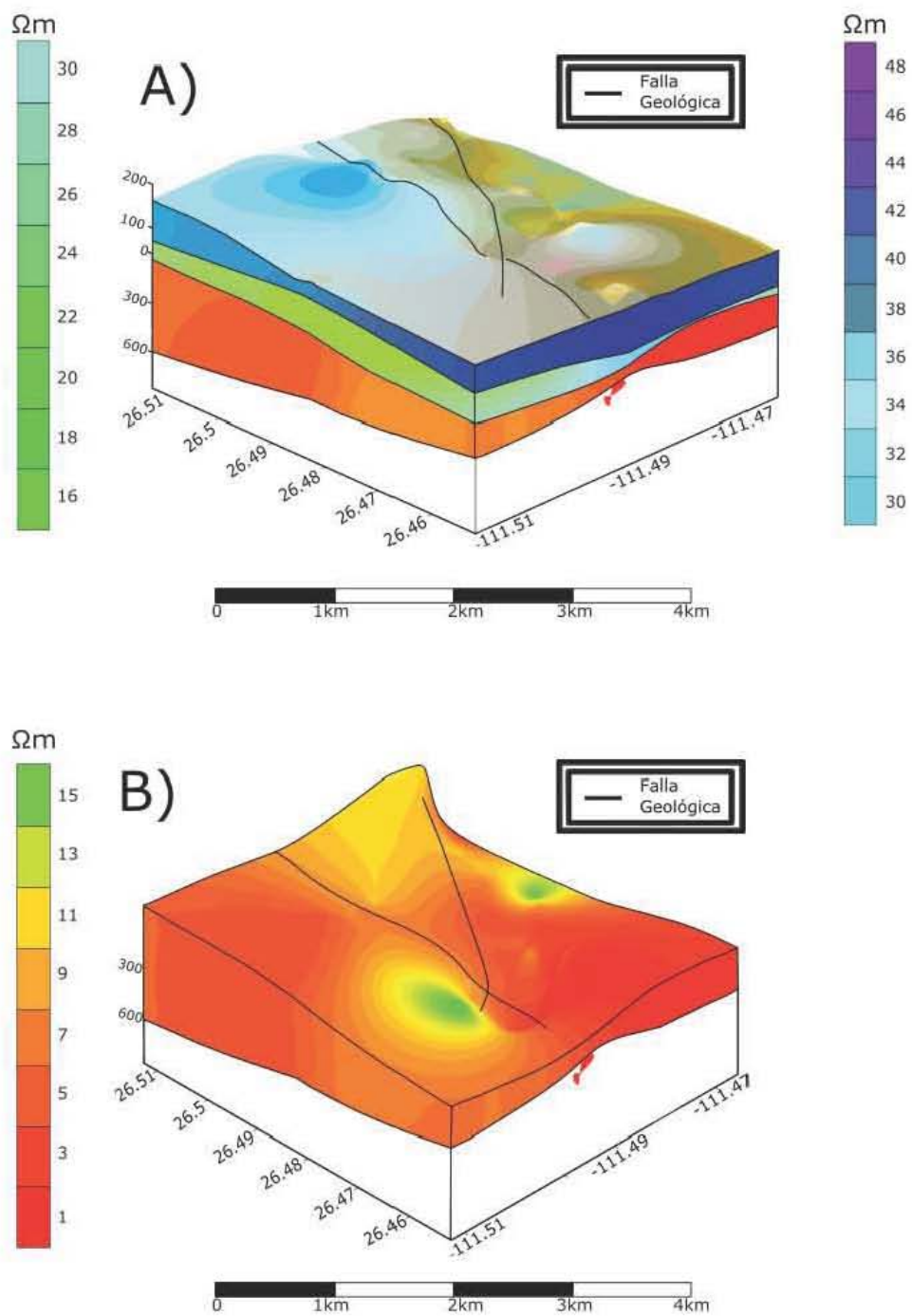


Figura 4.8: Modelo de Bloque resultado del retratamiento de los perfiles electroestratigráficos de González-Morales (1998)

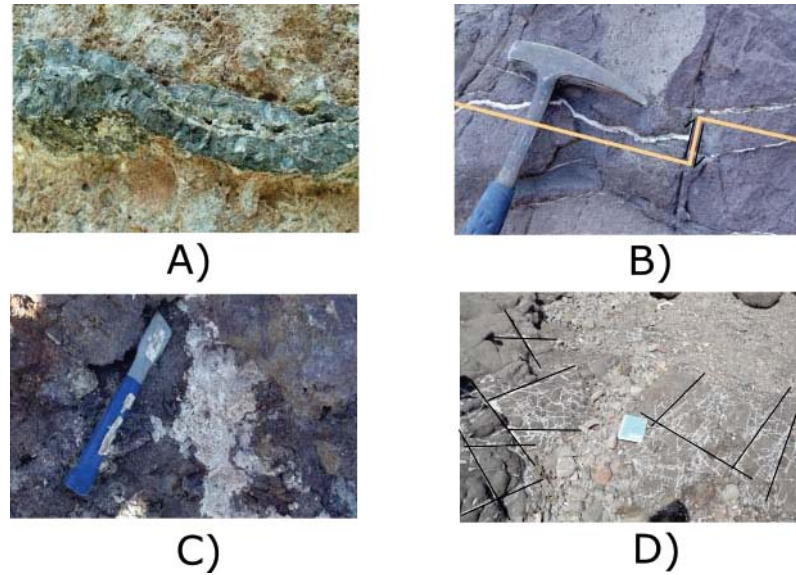


Figura 4.9: A) Veta de Jaspe identificada en campo, B) Falla rellena de calcita; C) Depósito de barita; D) Fracturas rellenas de ópalo en estructuras tipo *Sotckwork*.

4.2. Análisis de resultados

Los resultados obtenidos en los estudios de exploración del campo geotérmico de San Siquismunde ofrecen una buena oportunidad para tomar la decisión de si es económicamente viable continuar con la perforación del subsuelo y de esta manera terminar una evaluación de factibilidad del campo, determinando si es posible el desarrollo de un modelo para la generación de energía eléctrica o para la utilización directa en procesos agroindustriales.

Hay diversos aspectos a resaltar de los resultados, ya que durante el trabajo de campo se identificaron estructuras geológicas muy complejas, correspondientes a un graben posiblemente causado por el acomodo tectónico derivado de la apertura del Golfo de California (Rodríguez-Díaz, 2009); que incluye un sistema de fallas, muchas de las cuales permanecen activas (Figura 4.9 – B).

Predominantemente, la zona de San Siquismunde forma parte de una estructura tipo graben con una geometría escalonada (en échelon), parte de estas estructuras se muestran en la sección geológica de la Figura 16. Adicionalmente, se pudo observar en el mapa geológico (Figura 4.5) que las manifestaciones termales presentan un alineamiento preferencial en dirección NE-SW y NNW-SSE, correspondiente a los sistemas de fallas observados. Sin embargo, aunque los depósitos de illita-esmectita en la parte norte del mapa no coinciden con las fallas identificadas en campo, es posible que estas manifestaciones indiquen la continuación de una de las fallas que se encuentra cubierta por los depósitos recientes. La misma situación puede ocurrir con los depósitos al centro del mapa con orientación NW-SE, que pueden ser asociados a la “Falla Conjugada”.

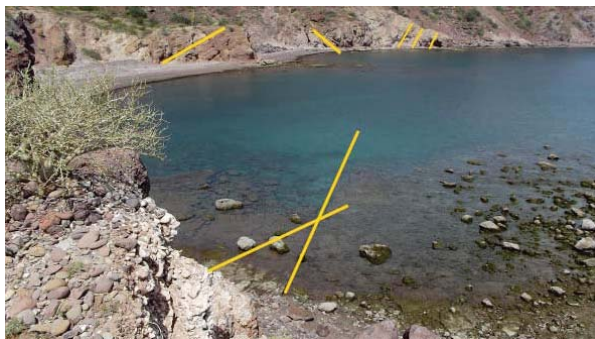


Figura 4.10: Manantial sobre fallas

En la parte central del mapa se observa una alineación para los depósitos de ópalo en dirección NNW-SSE. En la zona se encontraron numerosas fracturas en las rocas, las cuales estaban rellenas por ópalo y barita, ambos estratificados, y también se reconocieron estructuras tipo sotckwork (Figura 4.9-D) así como depósitos de calcita de color negro, jaspe y manganeso, inclusive había fallas rellenas también de estos minerales que tenían una orientación preferencial NW-SE (Figura 4.9 - A).

No sólo las alteraciones y los depósitos se encontraban en dirección de las fallas, algunos manantiales se encontraron orientados en direcciones preferenciales, incluso se encontró un manantial sobre una falla regional (Figura 4.10) y dado que la litología más somera del terreno está dominada por rocas cristalinas con una porosidad baja, el vetilleo en las fracturas y el relleno de las fallas refleja que las principales descargas hidrotermales del sistema están limitadas y definidas por estas estructuras.

La alteración hidrotermal es un proceso metasomático, en el que los minerales originales de una roca son reemplazados por minerales de alteración que son estables bajo las nuevas condiciones hidrotermales. La características físico-químicas son las que definen el tipo alteración. Es decir, la alteración hidrotermal implica procesos de reemplazamiento y de depositación directa de minerales, los cuales comúnmente incluyen hidrólisis e intercambios catiónicos. La alteración encontrada en las rocas del sistema es del tipo fílica. Habiendo dos grupos minerales: esmectitas, esmectita-illita e illita. Mientras más cerca estaba la roca de la veta el mineral de alteración fue reconocido en el grupo de la illita. Cuando la roca se encontraba a mayor distancia de las vetas, la asociación mineral cambiaba a illita-esmectita. Al final, los minerales de alteración en las rocas más lejanas (10 m) se identificaron en el grupo de las esmectitas, ya que al alejarse de los conductos del fluido hidrotermal la alteración corresponde a minerales de formación de menor temperatura y a una relación agua/roca más baja. Las rocas que presentaron alteración más intensa se encontraron siempre cerca de fallas o vetas.

En el mapa de resistividad (Figura 4.7) se logra apreciar que el área de la zona de alta conductividad no es muy grande, a pesar de esto se encuentran manifestaciones hidrotermales a unos 2 kilómetros de la misma, además de que los lugares donde se identificó alteración fílica tampoco están sobre esta zona. Aunque no se identificó fallamiento

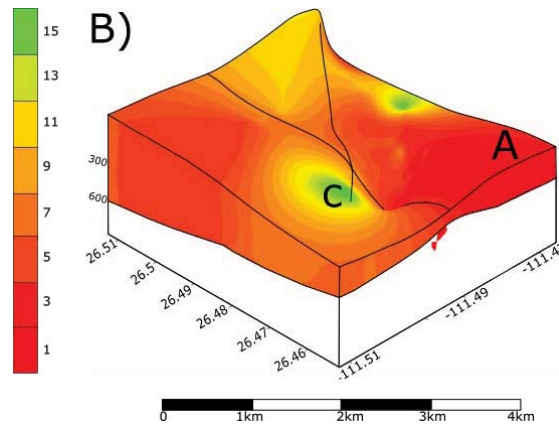


Figura 4.11: Unidad conductiva (Modificado de González-Morales, 1998)

de un orden mayor a las fallas principales en las zonas de alteración, las manifestaciones se encontraron cerca de fallas y fracturas y dada la orientación que se tienen con las mismas, se puede interpretar que las fallas mayores marcadas en el mapa representan la parte más grande de una familia de fallas y fracturas en el sistema. La información que se aprecia en el diagrama de rosa (Figura 4.6) indica que hay varias familias de fallas, siendo la dirección preferencial N-S, aunque también existe una familia de fallas en dirección ENE-WSW; y con menor frecuencia hay otra familia en dirección NNW-SSE.

De acuerdo a los resultados reportados por González-Morales (1998), una de las fallas con echado de aproximadamente 75° , cuyo rumbo está en dirección SW, continúa hasta los 600 m de profundidad, lo cual se aprecia en el modelo de bloque que se realizó basado en la reinterpretación de los perfiles electrostratigráficos. La identificación de tres unidades con resistividades diferentes nos permite visualizar que el paquete resistivo pertenece a derrames volcánicos andesíticos y a brechas intermedias en las cuales podemos encontrar diversas facies de andesita; este paquete corresponde a una capa confinante de muy baja porosidad. Los valores de resistividades en la capa intermedia corresponden a rocas de permeabilidad baja a media, y de acuerdo a la literatura (Umhoefer et al, 2001; Ramírez-Silva y Canul-Dzul, 1986) y a la información recolectada durante la campaña de campo, se interpreta que esta unidad corresponde a la unidad media del Grupo Comondú la cual es un paquete volcano-sedimentario. A su vez en el punto A del bloque B (Figura 4.11) se puede apreciar parte de la intrusión marina reportada por González-Morales (1998), adicionalmente en esta unidad se encuentra el límite del acuífero, es decir, en la separación de la unidad conductiva inferior y la unidad intermedia, caracterizando al acuífero como libre, ya que no se identificó ninguna capa confinante.

En la capa conductiva se encuentran anomalías resistivas, que de acuerdo a la interpretación de González-Morales (1998) pertenecen a puntos donde penetra el basamento granítico. Uniendo la información del mapa de resistividades (Figura 4.7) con el bloque B (Figura 4.11), se logra identificar que el manantial (SS-15-02), que está sobre la falla regional, se encuentra directamente situado sobre el punto C, lo que parece revelar una estructura que permite la circulación de los fluidos hidrotermales, debido a que aparente-

mente la falla conjugada atraviesa la parte más conductiva.

En este sentido se logra visualizar que la falla regional puede atravesar la parte más conductiva y además tiene el potencial de ser el canal principal del yacimiento geotérmico. A pesar de que no se tiene evidencia para definir una falla a profundidad en dirección NNE-SSW, dada la alteración fílica encontrada en superficie, se puede inferir que la configuración hidrogeológica del área favorece la descarga de fluidos hidrotermales en esta dirección. También se aprecia que la anomalía conductiva que reporta González-Morales (1998) se encuentra en dirección NNW-SSE.

Respecto a los resultados del análisis hidrogeoquímico, en el diagrama de Piper (Figura 11) podemos observar que el tipo de agua es clorurada sódica, coincidiendo con los resultados reportados anteriormente por Tovar-Aguado (1986). En cuanto a la estimación de la temperatura, una de las principales limitaciones para el uso de la geotermometría es la necesidad de la existencia del equilibrio entre el fluido y la roca encajonante ya que una vez que este punto se ha alcanzado se estabilizan las concentraciones de iones disueltos que son las que se usan para determinar la temperatura. Con base en el diagrama de Giggenbach (Figura 4.2) se determina que los manantiales muestreados en el área de San Siquismunde se encuentran en equilibrio parcial, lo cual indica que los geotermómetros pueden aplicarse en este caso. Se estimó un rango de temperaturas entre 180 y 220° C (geotermómetro de Na/K) pudiendo determinar que se trata de un yacimiento de entalpía media a alta.

Los valores más bajos se obtuvieron con el geotermómetro de sílice, lo que indica que el agua de los manantiales debe haber experimentado procesos de mezcla con agua cuya concentración de sílice era menor y de menor temperatura, por lo que una mejor aproximación a la temperatura del yacimiento se puede obtener aplicando los geotermómetros de cationes disueltos, por ejemplo de Na/K o el de Na-Li, los cuales son menos sensibles a procesos de dilución. Teniendo en cuenta que una contribución a la recarga del sistema puede ser el agua marina fue necesaria la aplicación de la corrección de magnesio dada la alta concentración de este elemento en las aguas muestreadas.

4.3. Discusión

En el trabajo de campo se encontraron 3 fallas mayores: la Falla Conjugada, Regional y de Contacto, cuyo rumbo de falla fue medido en 20 NW, 15 NE y 80 NE, respectivamente. Gracias al diagrama de rosa de la Figura 4.6 podemos visualizar que la falla conjugada y la falla regional están dentro de la familia de fallas cuya dirección preferencial es NS, mientras que la falla en dirección 80 NE pertenece a otra familia que además tiene menor frecuencia de aparición y tiene la dirección ENE-WSW. Adicionalmente se aprecia en la figura 19-B), que la veta cuyo rumbo está en dirección ENE-WSW, es afectada por una falla posterior en dirección NS. Sobre éstas fallas mayores no se encontraron numerosas manifestaciones hidrotermales, a pesar de esto, las alteraciones minerales y los manantiales sí están en esta dirección, además el manantial SS-15-02 presentó la temperatura más

alta y se encuentra sobre una de las fallas mayores (falla regional).

Esta observación, referente a las manifestaciones hidrotermales del sistema, discrepa con lo reportado en los trabajos de Ramírez-Silva y Canul-Dzul (1986) y Casarrubias-Unzeta y Gómez-López (1994), ya que, a pesar de se encontraron las familias de fallas que los autores describen, en sus trabajos se reporta una numerosa actividad hidrotermal sobre las fallas mayores del sistema. Aunque estos autores también hacen hincapié en que la actividad hidrotermal en la zona está gobernada por el mismo sistema de fallas mayores que se encontró, reportando que las manifestaciones hidrotermales lejanas a las fallas están también en dirección NS y NE-SW.

Las manifestaciones hidrotermales encontradas en el área de estudio corresponden principalmente a alteraciones hidrotermales de illita-esmectita y manantiales termales (arriba de 5°C del promedio de temperatura ambiental). En algunos trabajos (Meunier y Velde, 2004; Pirajno, 2009) se describe a los depósitos de sílice amorfo, cuya textura está en forma de stockworks, o barita en vetas y fallas como representaciones de signos de extinción para ese punto de descarga en particular; tomando esto en consideración pudiéramos interpretar que el intenso vetilleo de ópalo en la zona (Figura 4.9 - D), representa una huella de la existencia de numerosas descargas de fluidos en el terreno que se sellan de manera muy rápida, o también pudiera presentarse en el sistema una migración en la descarga de fluidos, pudiendo interpretar que dicha descarga se transfiere del NW-SE hacia el N-S y posiblemente esta migración en la descarga es causada por la actividad tectónica de la zona (Figura 4.9-B).

Este resultado concuerda con lo que reportan Ramírez-Silva y Canul-Dzul (1986) quienes también concluyen que los canales de descarga de los fluidos en el sistema migran, estando en una dirección NW-SE a otra en sentido NS, esta migración va dejando un intenso vetilleo de ópalo y calcedonia, además de algunos carbonatos amorfos.

Otro punto a resaltar son los depósitos de ópalo en los que no se encontró alteración fílica, si consideramos que en el punto A del bloque B (Figura 4.11) se encuentra la intrusión marina, los depósitos de ópalo sucederían a temperaturas mucho menores por la mezcla de fluidos geotérmicos con el agua de mar. En esta fase de evaluación del yacimiento no se cuenta con suficiente evidencia para dar un resultado concluyente sobre la química del fluido que se tiene en el yacimiento debido a que la caracterización de las alteraciones hidrotermales está principalmente determinada por procesos superficiales o en los estratos más someros. Sin embargo, dado el objetivo de este trabajo, sí podemos asegurar que la descarga está dominada por fallas y fracturas con base en los patrones de alteración que se identificaron.

Debido a las evidencias en la extinción de algunas descargas del sistema, la interpretación a la que se llega es que la actividad tectónica en la zona no ha cesado, teniendo que actualmente la dirección de esfuerzos principales ($\Sigma 1$) está en dirección W-E, es decir, en el eje axial de las fallas conjugadas (Anderson, 1951), así como las alteraciones minerales, concordando con los modelos para la evaluación del campo geotérmico propuestos por Casarrubias-Unzeta y Gómez-López (1994).

En cuanto a la recarga hídrica del sistema, en el modelo de bloque B (Figura 4.11) se observa que adyacente a lo que pareciera el cuerpo más conductivo se encuentra otra anomalía conductiva perteneciente a la intrusión salina, evidenciando que el agua de mar es una importante componente de recarga. Además, el estrato a esta profundidad pertenece a rocas vulcano-sedimentarias cuya porosidad permite que la intrusión marina pueda entrar al continente y siguiendo la interpretación de González-Morales (1998) esta intrusión llega a alcanzar 1 km. Esto explica que las temperaturas calculadas con el geotermómetro de sílice difieren en aproximadamente 50°C con el resto de los geotermómetros de especies disueltas, pues la concentración de sílice es afectada por los fenómenos de mezcla.

Capítulo 5

Conclusiones

El campo geotérmico San Siquismunde, Baja California Sur México, se encuentra sobre una zona de acomodo tectónico causada por la apertura del Golfo de California lo que origina vulcanismo reciente, el cual actúa como una fuente de calor en el sistema hidrotermal activo; así como numerosas fallas y fracturas que ocasionan un aumento en la permeabilidad de los estratos facilitando la circulación de fluidos geotérmicos.

En cuanto al uso de geotermometría, la aplicación del geotermómetro de Na/K a muestras que se encuentran en equilibrio parcial, indican valores de la estimación de la temperatura en un intervalo de entre 180 y 220°C, permitiendo clasificar al sistema hidrotermal como un yacimiento de entalpía a alta.

De acuerdo a la reinterpretación de los resultados reportados del trabajo de González-Morales (1998) se concluye que se identifica claramente la presencia de intrusión marina. Además, con los datos de resistividad se logra la identificación de la posible continuidad de fallas a profundidad.

Con la implementación del modelo volumétrico de la USGS “heat in place” se puede realizar una evaluación preliminar del yacimiento que permite la planeación de futuras etapas de exploración avanzada con la capacidad de incluir la perforación de pozos de exploración.

Considerando que el calor total que se calculó para el yacimiento delimitado con los trabajos de exploración es de $9.54 \times 10^{12} J$, es posible calcular el rendimiento de una planta geotérmica cuya operación se mantenga por 30 años. Estos cálculos indican que con las consideraciones de un volumen máximo estimado y usando la temperatura estimada con el geotermómetro de $\frac{Na}{K}$ se puede generar una potencia hasta 400 MW, suficiente para incrementar el abastecimiento de energía eléctrica limpia, satisfaciendo la demanda de localidades cercanas al área en cuestión y que no han sido cubiertas por la red de alimentación de CFE.

A pesar de que la reforma energética ha entrado en vigor y con ella se impulsa el uso de energías alternativas para la producción de energía eléctrica, en el área de la energía geotérmica aún se encuentran dificultades para su explotación debido a que la mayoría de

campos geotérmicos en el país todavía son desconocidos. Si bien, el yacimiento geotérmico de San Siquismunde es muy pequeño, con la energía que contiene se puede desarrollar una planta que asegure el abastecimiento de energía eléctrica para varios poblados en el municipio.

Aún cuando no se ha encontrado un combustible que asegure el 100 % del potencial energético que se libera con el petróleo y sus derivados, el abastecimiento de energía eléctrica puede ser asegurado si se tiene disposición y voluntad, ya que si el país aprovechara el potencial geotérmico que posee, se disminuiría en gran medida el uso de plantas termoeléctricas. Tomando como ejemplo a Islandia, que sustituyendo la calefacción con carbón por geotermia y con tan sólo 25 % de generación de energía eléctrica por medio de plantas geotérmicas, han logrado reducir en un 80 % las emisiones de gases de efecto invernadero, mejorando su calidad de vida y aumentando la plusvalía del país.

Bibliografía

- [1] Armstead H.C.H., 1983. Cap: The heat Energy Resources of the Earth, The Nature and Occurrence of Geothermal Fields. *Geothermal Energy: in the past, present, and future contributions to the energy needs for man*. E & F.N. Spon. Secod edition. 389 pp.
- [2] Arnorsson S., 1983. *Chemical Equilibria in Icelandic Geothermal Systems-Implications for Chemical Geothermometry Investigations*. Geothermics, vol: 12, no 2/3. 119-128 pp.
- [3] Brown D. W., Duchane D.V., Heiken G., Hriscu V.T., 2012. *Cap: The Enormous Potential for Hot Dry Rock Geothermal Energy. Mining in the Earth's Heat: Hot Dry Rock Geothermal Energy*. Springer-Heidelberg. 641 pp.
- [4] Biggiogero B., Chiesa S., Zanchi A., Montrasio A., Vezzoli L., 1995. *The cerro Mancanares volcanic center, Baja California Sur: Source and tectonic control on postsubduction magmatism within the Gulf Rift*. GSA Bulletin. Vol: 107, pag: 1108-1122.
- [5] Bodvarsson, G.; 1974. *Geothermal Resource Energetics*. Geothermics,v. 3, 83-92 pp.
- [6] Bolton R.S., 1974. *Management of a Geothermal Field, Geothermal Energy: Review of Research and Development*. UNESCO, 164 pp.
- [7] Casarrubias-Unzeta Z., Gómez-López G., 1994. *Estudio Geológico Regional del proyecto geotérmico de Bahía Concepción, B.C.S.*. Informe interno CFE OGL-BC-94, 34pp
- [8] Consteable S. C., Parker R. L., Consteable C.G., 1987. *Occam's Inversion: A practical algorithm for generating smooth models from electromagnetic soundig data*. Geophysics, vol: 52, no: 3. 289-300 pp.
- [9] Dickson M.H., Fanelli M., 1995. *Geothermal Energy*. John Wiley And Sons, 207 p.
- [10] Evans J.M., Rossenthal J.S., 2010. *Sampling Distributions and Limits, Probability And Statistics*. 751 pp.
- [11] Ferrari L., López-Martínez- M., Orozco-Esquivel T., Bryan S., Duque-Trujillo J., Lonsdale P., Solari L., 2013. *Late Oligocene to Middle Miocene rifting and synextensional magmatism in the southwestern Sierra Madre Occidental, Mexico: The beginning of the Gulf of California rift*. Geosphere, vol: 9, no 5. 1161-1200 pp

- [12] Flores-Armenta M., 2012. *Geothermal Activity and Development in México-Keeping the production Going* United Nations University, 10 p.
- [13] Fouillac, R.; Michard, S., 1981. *Sodium/Lithium ratio in water applied to geothermometry of geothermal reservoirs*. Geothermics, vol: 10, 55-70 pp.
- [14] Fournier, R.O.; Truesdell, A.H., 1973. *An empirical Na-K-Ca geothermometer for natural waters*. Geochim. Cosmochim. Acta, vol: 37, 1255-1275 pp.
- [15] Gastil G., 1983. *Mesozoic and Cenozoic granitic rocks of southern California and western of Mexico* Geological Society of America memo: 159. 13 .
- [16] Garg and Combs , S.K., 2010. *Appropriate use of USGS Volumetric “Heat in Place” Method and Monte Carlo Calculations* Proceedings, Sanford University. Pag: 10.
- [17] Garg S.K., Combs J., 2015. *A reformulation of USGS volumetric “heat in place” resource estimation method*. Geothermics, vol: 55, pag: 150-158.
- [18] Giggenbach, W.F., 1988. *Geothermal Solute Equilibria, Derivation of Na-Mg-Ca geoindicators*. Geochemica et Cosmochimica Acta, vol: 52, 2749-2765 pp.
- [19] González-Morales C.A., 1998. *Exploración Electromagnética de la Zona geotérmica de San Siquismunde-Los Volcanes, B.C.S., México* Tesis de Maestría. CICESE. 280 pp.
- [20] Gutiérrez-Negrín L.C.A., Maya-González R., Quijano-León J-L., 2015. *Present Situation and Perspectives of Geothermal in México*. Proceedings World Geothermal Congress, 10 p. .
- [21] Karig D.E., Jensky W., 1972. *The Protogulf of California*. Earth and Planetary science letters, vol: 17, pag: 169-174
- [22] Kirsch R., 2009. *Electrical Methods, Ground Water Geophysics* Springer-Hedelberg. 541 pp.
- [23] Lira-Herrera H., 1985a. *Estudio fotogeológico del área termal San Nicolás-Volcán San Juan, B.C.S.*; Informe interno CFE GG 21/85.
- [24] Lira-Herrera H., 1985b. *Reconocimiento y Evaluación de focos Termales en el estado de Baja California Sur*. Informe interno CFE 21/85
- [25] McLean H., 1988. *Reconnaissance geologic map of the Loreto and part of the San Javier quadrangles, Baja California Sur, Mexico*. Department of the interior U.S. Geological Service. P 10.
- [26] Meunier A., Velde B., 2004. *Illite: Origins, Evolution and Metamorphism*.
- [27] Menke W., 1989. *Geophysical Data Analysis: Discrete Inverse Theory*. Academic Press Inc. 288 p.
- [28] Muffler P., Cataldi R., 1978. *Methods for Regional Assessment of Geothermal Resources*. Geothermics. Vol: 7, pag: 53-89

- [29] Nathenson M. J., 1975. *Physical factors determining the fraction of stored energy recoverable from hydrothermal convection systems and conduction-dominated areas*. Geological Survey Open File Report 75-525, 35 p.
- [30] Nathenson M.J., Muffler L.J.P., 1975. *Geothermal Resources in Hydrothermal Convection Systems and Conduction-Dominated Areas, Assesment of Geothermal Resources of the United States*. Geological Service Circular, 726, 162 pp.
- [31] Páll-Hersir G., Flóvenz Ó. G., 2013. *Resistivity surveying and electromagnetic methods*. ISOR Grensásvegur , vol: 9, 10 pp.
- [32] Pallares C., Maury R. C., Bellon H., Royer J-Y., Calmus T., Aguillon-Robles A., Cotten J., Benoit M., Michaud F., Bourgois J., 2007. *Slab-tearing following ridge-trench collision: Evidence from Miocene Vulcanism in Baja California, México*. Journal of Vulcanology and Geothermal Research. Vol: 161, pag: 95-117.
- [33] Prol-Ledesma R.M., 1988. *El calor de la Tierra. La ciencia desde México*; Fondo de Cultura Económica; quinta reimpresión; 96 pp.
- [34] Pirajno F., 2009. *Cap: Water and Hydrothermal Fluids on Earth, Hydrothermal Processes and Wall Rock Alteration. Hydrothermal Processes and Mineral Systems*. Springer. 1243 pp.
- [35] Quijano-León J.L., 1985. *Evaluación Geoquímica de las Zonas Termales de Baja California Sur*. Informe interno CFE 3-85.
- [36] Ramírez-Silva G.R., Canul-Dzul R., 1986. *Reconocimiento Geológico de la zona geotérmica de San Siquicisunde-El Volcán San Juan, BCS*. Informe interno, CFE 29-86.
- [37] Sigurdsson H., Houghton B., McNutt S.R., Rymer H., Stix J., 1999. *Encyclopedia of Volcanoes*. Academic Press, 1243-1259 pp.
- [38] Stober I., Bucher K., 2013. *Cap: History of geothermal Energy Use; Geothermal Energy Resources; Applications of Geothermal Energy; Potential Perspectives of Geothermal Utilization. Geothermal Energy: From theoretical models to exploration and development*. Springer-Heidelberg. 279 pp.
- [39] Tovar-Aguado R., 1986. *Evaluación Geoquímica De La Zona Geotérmica Saquisismunde-Volcán San Juan Baja California Sur*. Informe interno CFE: 27-86 26 pp.
- [40] Umhoefer P.J., Stone K. A., 1996. *Description and Kinematics of the SE Loreto Basin fault array, Baja California Sur, México: a possitive field test of oblique-rift models*. Journal of Structural Geology. Vol: 85, pag: 595-614
- [41] Umhoefer P.J., Rebbeca J D., Willsey S., Mayer L., Renne P., 2001. *Stratigraphy and geochronology of the Comondú Group near Loreto, Baja California sur, Mexico*. Sedimentary Geology. Vol: 144, pag: 125-147

- [42] White, D. E., and Williams, D. L., eds., 1975, *Assessment of Geothermal Resources of the United States 1975*. Geological Survey Circular 726, 155 p.