



**UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO**

---

**FACULTAD DE INGENIERÍA**

**Análisis termodinámico de  
deposición de calcita en sistemas  
hidrotermales.**

**TESIS**

Que para obtener el título de  
**Ingeniero Geólogo**

**P R E S E N T A**

Alfonso Reyes Sandoval

**DIRECTORA DE TESIS**

Dra. Rosa María Prol Ledesma



**Ciudad Universitaria, Cd. Mx., 2018**



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.

## **AGRADECIMIENTOS**

**Al proyecto CeMIE-Geo P-01 “Mapas de Gradiente Geotérmico y Flujo de Calor para la República Mexicana” por el apoyo para elaboración de mi tesis de licenciatura.**

**A la Dra. Prol por su gran paciencia, enseñanzas y confianza que me brindó durante todo el camino recorrido para la elaboración de este trabajo.**

**A mis sinodales, por su tiempo y acertados comentarios brindados, que me permitieron mejorar el contenido de este trabajo.**

## DEDICATORIAS

*A mi familia. Por siempre ser el pilar de mi vida, sin su inmenso apoyo y amor nada de esto hubiera sido posible. Estaré siempre agradecido por todo lo que me han dado.*

*A mis amigos, más mis hermanos. Raúl y Jordy, por todo el apoyo, risas y la gran amistad que me han brindado por más de una década.*

*A tí Au, por el gran amor, apoyo y enseñanzas, que me has brindado en tan poco tiempo.*

*A todos ustedes, ¡gracias!*

## **RESUMEN**

La incrustación mineral en sistemas hidrotermales y pozos geotérmicos, es común, lo cual puede generar dificultades durante la explotación del recurso geotérmico. En este trabajo se analizan los principales factores que controlan el proceso de depositación de calcita.

En México este problema se presenta en el campo geotérmico de Las Tres Vírgenes (LTV), el cual se encuentra ubicado en la porción noreste del estado de Baja California Sur. Este campo geotérmico, actualmente cuenta con una capacidad instalada de 10 MW. La composición de las aguas en el sistema varía entre sódicas, sódicas-cloruradas y bicarbonatadas-sódicas.

A partir de información geoquímica recopilada anteriormente, se obtuvieron temperaturas a condiciones de reservorio, así como el índice de saturación de calcita. Posteriormente se elaboraron mapas de curvas de iso-concentración de calcio y del índice de saturación de calcita. Con base en dichos mapas, se pueden comprender mejor los procesos que controlan la saturación de calcita, así como las zonas con mayores probabilidades de presentar incrustaciones dentro del campo.

## **ABSTRACT**

Mineral scaling in hydrothermal systems and geothermal wells is common, which may cause difficulties during the geothermal resource exploitation. This dissertation presents the major factors that control calcite deposition.

In Mexico this problem is present in Las Tres Vírgenes geothermal field (LTV), located in the northeastern portion of the state of Baja California Sur. This geothermal field has an installed capacity of 10 MW. Water composition varies from sodium, sodium-chloride and sodium-bicarbonate types.

Based on previous gathered geochemical data, reservoir temperatures and calcite saturation index were calculated. Later calcium concentration and calcite saturation index maps were made. Based on these maps, it was possible to obtain a better understanding on the processes that control calcite saturation, as well as the areas with higher possibilities of presenting calcite scaling in the geothermal field.

ÍNDICE	
PORTADA .....	1
RESUMEN.....	4
ÍNDICE .....	6
CAPÍTULO I: INTRODUCCIÓN .....	1
1.1 JUSTIFICACIÓN: ¿POR QUÉ GEOTERMÍA?.....	1
1.2 CONCEPTOS FUNDAMENTALES .....	3
1.2.1 SISTEMAS GEOTÉRMICOS .....	3
1.2.2 PROCESOS HIDROTERMALES .....	5
1.3 OBJETIVO .....	10
1.4 ANTECEDENTES .....	10
1.4.1 CAMPO GEOTÉRMICO LAS TRES VÍRGENES (LTV), MÉXICO.....	12
CAPÍTULO II: DESCRIPCIÓN DE LA ZONA DE ESTUDIO.....	13
2.1 GEOGRAFÍA.....	13
2.1.1 LOCALIZACIÓN.....	13
2.1.2 CLIMA.....	14
2.1.3 FISIOGRAFÍA .....	14
2.1.4 HIDROLOGÍA .....	17
2.2 GEOLOGÍA .....	19
2.2.1 GEOLOGÍA REGIONAL.....	19
2.2.2 MARCO TECTÓNICO REGIONAL .....	19
2.2.3 APERTURA DEL GOLFO DE CALIFORNIA .....	23
2.2.4 GEOLOGÍA LOCAL .....	26
2.3 GEOQUÍMICA.....	31
2.3.1 GEOQUÍMICA DE AGUA DE MANANTIALES TERMALES Y POZOS .....	31
CAPÍTULO III: TERMODINÁMICA DE PRECIPITACIÓN DE CALCITA.....	38
3.1 RELACIÓN DE LAS ESPECIES CARBONATADAS CON EL pH .....	38
3.2 MEZCLA DE FLUIDOS.....	40
3.3 CALENTAMIENTO .....	40
3.4 EBULLICIÓN .....	40
3.4.1 CONTENIDO DE CO <sub>2</sub> .....	41
CAPÍTULO IV: METODOLOGÍA Y RESULTADOS.....	44
4.1 METODOLOGÍA.....	44

4.1.1	ÍNDICE DE SATURACIÓN MINERAL.....	46
4.1.2	GEOTERMÓMETROS DE SÍLICE.....	46
4.1.3	INTERPOLACIÓN.....	49
4.2	RESULTADOS.....	52
4.2.1	TEMPERATURA E ÍNDICE DE SATURACIÓN DE CALCITA.....	52
4.2.2	MAPAS DE ISO-CONCENTRACIÓN.....	55
CAPÍTULO V: DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES .....		59
5.1	DISCUSIÓN .....	59
5.1.1	CONCENTRACIÓN DE CALCIO .....	59
5.1.2	ÍNDICE DE SATURACIÓN DE CALCITA.....	61
5.2	CONCLUSIONES.....	66
REFERENCIAS .....		68



## Lista de Figuras

<i>Figura 1. 1.- Comparación de emisiones de CO<sub>2</sub> en centrales eléctricas.....</i>	<i>1</i>
<i>Figura 1. 2.- Principales usos de la energía geotérmica en función de la temperatura.....</i>	<i>2</i>
<i>Figura 1. 3.- Modelo conceptual de un sistema geotérmico .....</i>	<i>4</i>
<i>Figura 1. 4.- Esquema de la composición mineralógica de las alteraciones hidrotermales asociadas a la formación de depósitos minerales según el pH de las soluciones. ....</i>	<i>9</i>
<i>Figura 1. 5.- Incrustación de carbonatos de calcio en una tubería del campo geotérmico Kizildere, Turquía.....</i>	<i>11</i>
<i>Figura 2. 1.- Localización del área de estudio.....</i>	<i>13</i>
<i>Figura 2. 2.- Mapa que indica la distribución de climas.....</i>	<i>15</i>
<i>Figura 2. 3.- Mapa que indica las subprovincias de la Península de Baja California Sur.....</i>	<i>16</i>
<i>Figura 2. 4.- Mapa que indica las regiones hidrológicas de Baja California Sur....</i>	<i>18</i>
<i>Figura 2. 5.- Columna estratigráfica generalizada de Baja California Sur .....</i>	<i>20</i>
<i>Figura 2. 6.- Esquema tectónico general de B.C.S .....</i>	<i>21</i>
<i>Figura 2. 7.- Representación esquemática de los procesos geodinámicos en el Mesozoico.....</i>	<i>22</i>
<i>Figura 2. 8.- Marco tectónico regional del Golfo de California.....</i>	<i>24</i>
<i>Figura 2. 9.- Modelo alternativo que explica la evolución del rift del Golfo de California en una sola fase en la que la deformación es acomodada en la margen oblicua del rift, el cual tiene variaciones angulares sutiles .....</i>	<i>25</i>
<i>Figura 2. 10.- Geología del Complejo Volcánico Las Tres Vírgenes .....</i>	<i>26</i>
<i>Figura 2. 11.- Modelo geológico del complejo LTV .....</i>	<i>29</i>
<i>Figura 2. 12.- Muestra la ubicación de las fallas principales, volcanes y pozos (LV), de la región de Tres Vírgenes. ....</i>	<i>30</i>
<i>Figura 2. 13.- Diagrama de Piper: clasificación hidrogeoquímica de las muestras tanto de manantial como de pozos.....</i>	<i>33</i>

<i>Figura 2. 14.- Clasificación de los tipos de agua presentes en el sistema LTV así como su origen, con base en Giggenbach (1992).</i> .....	34
<i>Figura 2. 15.- Clasificación de los tipos de agua presentes en el sistema LTV así como su origen, con base en Giggenbach (1992).</i> .....	35
<i>Figura 3. 1 .- Efecto del pH a 25 °C en la solubilidad del carbonato de calcio y sílice. Las líneas continuas delimitan la cantidad de calcita que precipita, mientras que las punteadas delimitan la cantidad que se encuentra disuelta</i> .....	39
<i>Figura 3. 2.- Condiciones de precipitación para distintas fases minerales de sistemas geotérmicos.</i> .....	43
<i>Figura 4. 1.- Mapa que indica los puntos de muestreo georeferenciados de manantiales termales</i> .....	44
<i>Figura 4. 2.- Mapa que indica la ubicación de los pozos del campo Geotérmico LTV.</i> .....	45
<i>Figura 4. 3.- Mapa que muestra las curvas de iso-concentración de calcio (ppm) de muestras de manantiales</i> .....	55
<i>Figura 4. 4.- Mapa que muestra las curvas de iso-concentración de calcio (ppm) a condiciones de reservorio</i> .....	56
<i>Figura 4. 5.- Mapa que muestra las curvas de iso-concentración del índice de saturación de calcita de muestras de manantiales</i> .....	57
<i>Figura 4. 6.- Mapa que muestra las curvas de iso-concentración del índice de saturación de calcita a condiciones de reservorio</i> .....	58
<i>Figura 5. 1. Mapa que muestra la concentración de calcio, las principales estructuras volcánicas, fallas y la ubicación de los pozos del campo geotérmico LTV.</i> .....	61
<i>Figura 5. 2.- Mapa que muestra el índice de saturación de calcita, las principales estructuras volcánicas, fallas y la ubicación de los pozos del campo geotérmico LTV.</i> .....	62
<i>Figura 5. 3.- Gráfica que muestra el índice de saturación (SI) vs proporción de mezcla (X) de dos fluidos, con distintas concentraciones de calcio</i> .....	63
<i>Figura 5. 4.- Gráfica que muestra el índice de saturación (SI) vs proporción de mezcla (X) de dos fluidos, con distintas salinidades</i> .....	64

*Figura 5. 5.- Gráfica que muestra el índice de saturación (SI) vs proporción de mezcla (X) de dos fluidos, con distintos valores de pH. .... 65*

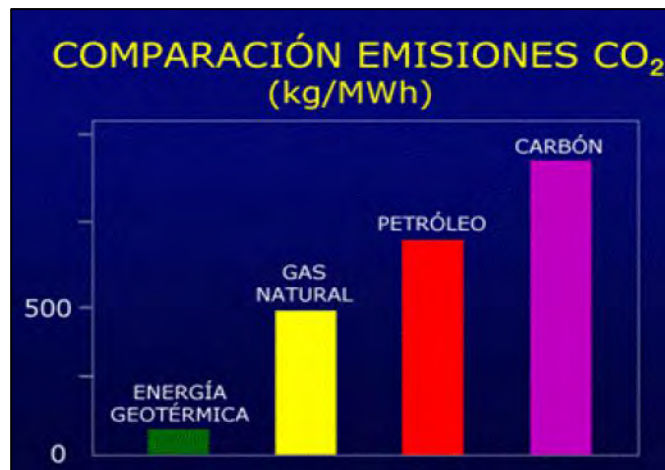
## Lista de Tablas

<i>Tabla 1.- Tabla comparativa de los costos de generación kWh, para distintos tipos de plantas eléctricas.....</i>	<i>3</i>
<i>Tabla 2.- Tipos de agua geotérmica, rango de pH y aniones principales. ....</i>	<i>7</i>
<i>Tabla 3.- Composición química e isotópica de muestras de manantial. ....</i>	<i>32</i>
<i>Tabla 4.- Composición química e isotópica de las muestras de manantiales.. ....</i>	<i>36</i>
<i>Tabla 5.- Composición química de los fluidos a condiciones de reservorio. ....</i>	<i>37</i>
<i>Tabla 6.- Temperaturas e índice de saturación de calcita obtenidos con base en los datos de dos muestreos de manantiales, obtenidos por Portugal (2000). ....</i>	<i>53</i>
<i>Tabla 7.- Temperaturas e índice de saturación de calcita, obtenidos con base en los datos para manantiales de González Partida (2001). ....</i>	<i>54</i>
<i>Tabla 8.- Índices de saturación a condiciones de reservorio, obtenidos con base en los datos de Barragán et al. (2010). ....</i>	<i>54</i>
<i>Tabla 9.- Composición química de agua de manantial de distintos países. ....</i>	<i>60</i>

## CAPÍTULO I: INTRODUCCIÓN

### 1.1 JUSTIFICACIÓN: ¿POR QUÉ GEOTERMÍA?

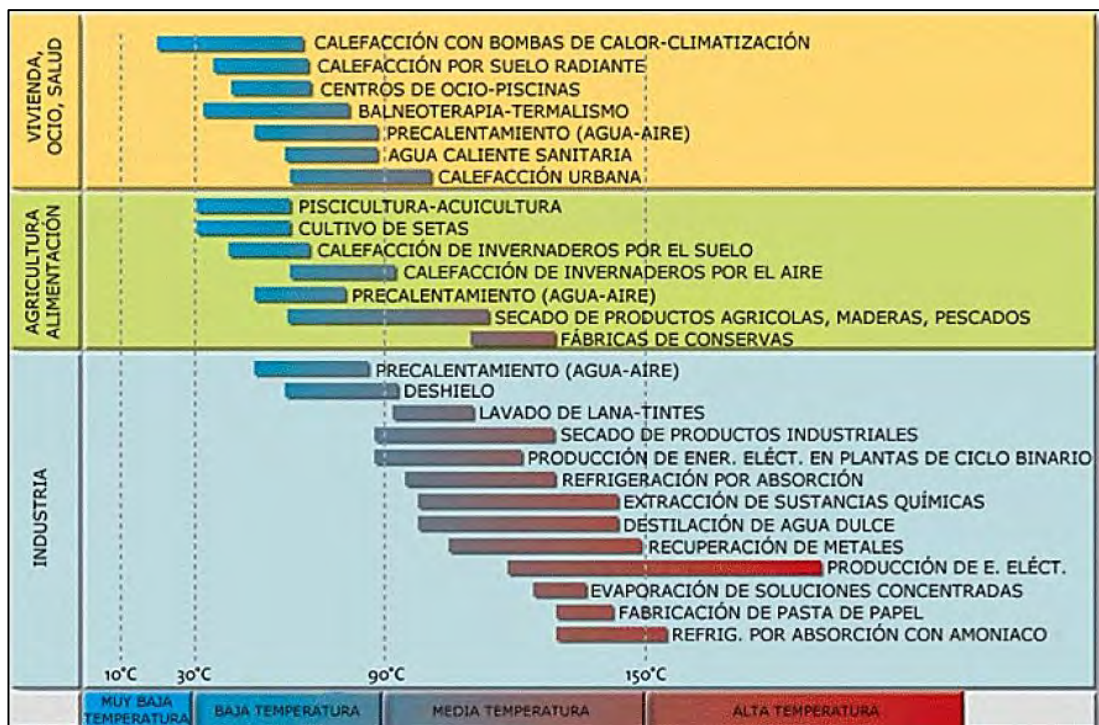
La energía sin duda alguna ha sido y será un factor de gran importancia en el desarrollo y crecimiento de la humanidad. Como muchos otros recursos, la explotación de energía se ha ido adaptando de acuerdo a las necesidades de cada civilización. Con el rápido crecimiento de la población y el desarrollo de tecnologías, la demanda por energía eléctrica ha aumentado considerablemente a lo largo de los años. Trayendo consigo un alto incremento en la explotación de recursos no renovables, y un gran impacto al medio ambiente. Es aquí donde la exploración y explotación de energías limpias juega un papel de gran importancia. La energía geotérmica, es una fuente muy importante a considerar en dicho escenario. Esta clase de energía, produce emisiones significativamente menores de CO<sub>2</sub> que las producidas por centrales eléctricas de carbón, petróleo o gas natural (*figura 1.1*). Generando así, un menor impacto al medio ambiente.



**Figura 1. 1.- Comparación de emisiones de CO<sub>2</sub> en centrales eléctricas (tomada de Llopis Trillo et al., 2008).**

La energía geotérmica tiene una gran variedad de aplicaciones, dependiendo de la temperatura a la que se esté extrayendo el recurso. En la *figura 1.2*, se ilustran las distintas aplicaciones que se le pueden dar, tomando en cuenta cuatro distintos rangos de temperatura (Llopis Trillo et al., 2008):

- *Muy baja temperatura (menos de 30 °C)*: al utilizar bombas de calor puede ser utilizada para climatización.
- *Baja temperatura (entre 30 y 90 °C)*: puede ser utilizada para calefacción en edificios y en ciertos procesos industriales y agrícolas.
- *Media temperatura (entre 90 y 150 °C)*: producción de energía eléctrica utilizando un fluido de intercambio en plantas de ciclo binario.
- *Alta temperatura (> 150 °C)*: transformación de vapor en energía eléctrica.



**Figura 1. 2.- Principales usos de la energía geotérmica en función de la temperatura (tomada de Llopis Trillo et al., 2008).**

Además de una gran variedad de aplicaciones, la energía geotérmica presenta una ventaja en costos de producción, comparados con los de otras fuentes de energía (ver *tabla 1*).

**Tabla 1.- Tabla comparativa de los costos de generación kWh, para distintos tipos de plantas eléctricas. Datos tomados de Sierra y Pedro, 1998.**

	Rango	Promedio
	US \$/ kWh	US \$/ kWh
Grandes plantas hidroeléctricas	0.030 - 0.1	0.065
Plantas diésel	0.072 - 0.084	0.078
Plantas geotérmicas	0.035 - 0.045	0.040
Plantas hidroeléctricas de pequeña y mediana capacidad	0.017 - 0.07	0.043

Otra gran ventaja que tiene la energía geotérmica sobre otras fuentes renovables como la solar y eólica, es que no depende del clima como las hidroeléctricas, ni de la presencia de radiación solar, ni del viento. Es un recurso que se encuentra disponible 24 horas al día, los 365 días del año.

## **1.2 CONCEPTOS FUNDAMENTALES**

### **1.2.1 SISTEMAS GEOTÉRMICOS**

Un recurso geotérmico se puede definir como un reservorio que se encuentra dentro de la Tierra a partir del cual, se puede extraer calor para la generación de electricidad, tomando en cuenta el potencial económico del mismo. Un sistema geotérmico ideal consiste de los siguientes elementos (*figura 1.3*): fuente de calor, un reservorio que permita la acumulación de calor, una barrera que almacene dicho calor y que es denominada “capa sello” y la presencia de agua subterránea para recargar el reservorio bajo las condiciones de explotación.



**Figura 1. 3.- Modelo conceptual de un sistema geotérmico (modificada de Sierra y Pedro, 1998).**

### *Fuente de calor*

La fuente de calor en los sistemas geotérmicos puede ser una masa de magma a alta temperatura (600–900 °C) a profundidades variables ente 5 y 15 km (Sierra y Pedro, 1998). En zonas con fuerte actividad tectónica, el magma se encuentra más cerca de la superficie y además puede ascender por fallas (Llopis Trillo et al., 2008).

### *Reservorio*

El reservorio geotérmico está formado por roca de alta permeabilidad con un volumen suficiente para contener una cantidad de fluido que asegure su



explotación comercial. En algunos casos la permeabilidad se debe a las fracturas de rocas impermeables, a esto se le llama permeabilidad secundaria (e.g. 0.3 a 3 miliDarcy en el campo geotérmico Las Tres Vírgenes, México; *Contreras y García, 1998, citado por Prol Ledesma et al., 2016*). El agua contenida en el reservorio es mayormente de origen meteórico. Parte de ella puede ser magmática o juvenil, esto es, vapor de agua producido como resultado de la evolución del magma (*Sierra y Pedro, 1998*).

### *Capa Sello (Cap rock)*

La capa sello situada encima del reservorio geotérmico posee una baja permeabilidad, resultado de la actividad hidrotermal, por la depositación de minerales de la solución, fundamentalmente sílice, o bien otros productos de alteración hidrotermal (*Sierra y Pedro, 1998*).

## **1.2.2 PROCESOS HIDROTERMALES**

Un componente fundamental en un sistema geotérmico es el fluido que se encuentra interactuando con las rocas del reservorio. Al ascender, dicho fluido genera un proceso llamado alteración hidrotermal. Los procesos de interacción fluido-roca, pueden producir los siguientes mecanismos de formación de minerales secundarios o de alteración hidrotermal (*González Romo, 2016*):

- **Depositación directa:** para la depositación de minerales, a partir de soluciones hidrotermales, es necesario que la roca tenga espacios vacíos (e.g. fallas, fracturas, fisuras, etc.) para que el fluido pueda moverse dentro de estos (*Maksaev, 2001*).
- **Reemplazamiento:** los minerales primarios de las rocas (en su gran mayoría) son inestables en condiciones hidrotermales y tienden a ser reemplazados por nuevos minerales que lo son o, al menos metaestables

en las nuevas condiciones. La velocidad del reemplazo es muy variable y depende de la permeabilidad de la roca (relación agua/roca) y del tipo de mineral (*González Romo, 2016*).

- Lixiviación: es aquel proceso en el cual se extrae uno o varios solutos de un sólido, mediante la utilización de un disolvente líquido. Algunos de los componentes químicos de las rocas son extraídos por los fluidos hidrotermales al atravesarlas, particularmente cationes, de modo que la roca queda empobrecida en dichos componentes o lixiviada (*Maksaev, 2001*).

La alteración hidrotermal es un término general que incluye la respuesta mineralógica, textural y química de las rocas a un cambio ambiental, en términos químicos y térmicos, es debida a la presencia de fluidos calientes (*Henley y Ellis, 1983*). El grado y tipo de alteración hidrotermal, dependerá de los siguientes factores: temperatura, permeabilidad, composición del fluido, duración de la actividad, composición de la roca y la relación fluido-roca.

La temperatura es uno de los factores de mayor importancia en la formación de los minerales autógenos en sistemas hidrotermales activos. Los intervalos de temperatura en el subsuelo pueden ser identificados mediante la presencia de ciertos minerales altamente sensibles a los cambios de ésta.

La permeabilidad es un factor que regula el volumen del fluido que circula por las rocas y consecuentemente en la formación de los minerales hidrotermales (*Browne y Ellis, 1970*). La composición de la roca encajonante y el proceso de alteración dan ciertas características a los minerales y a la composición química de los fluidos. Al interactuar el fluido geotérmico con minerales primarios en un medio no permeable, dan lugar a la formación de minerales de metamorfismo de contacto, mientras que cuando existe la permeabilidad necesaria, la convección del fluido produce una mineralogía hidrotermal (*González Romo, 2016*).

La composición del fluido, especialmente su pH, tiene una gran influencia en la mineralogía autigénica, mientras que la mineralogía secundaria refleja la composición y evolución espacial del fluido, siempre y cuando el fluido y los minerales autigénicos estén en equilibrio (en la *tabla 2*, se muestran los principales tipos de aguas geotérmicas, su pH y aniones principales). Asimismo, la relación paragénesis-fluido hidrotermal se puede analizar a través de diagramas de estabilidad los cuales evidencian las condiciones fisicoquímicas del fluido a distintos niveles de profundidad y temperaturas en función de las paragénesis encontradas (*Maksaev, 2001*).

**Tabla 2.- Tipos de agua geotérmica, rango de pH y aniones principales. Tomada de Henley et al., 1984.**

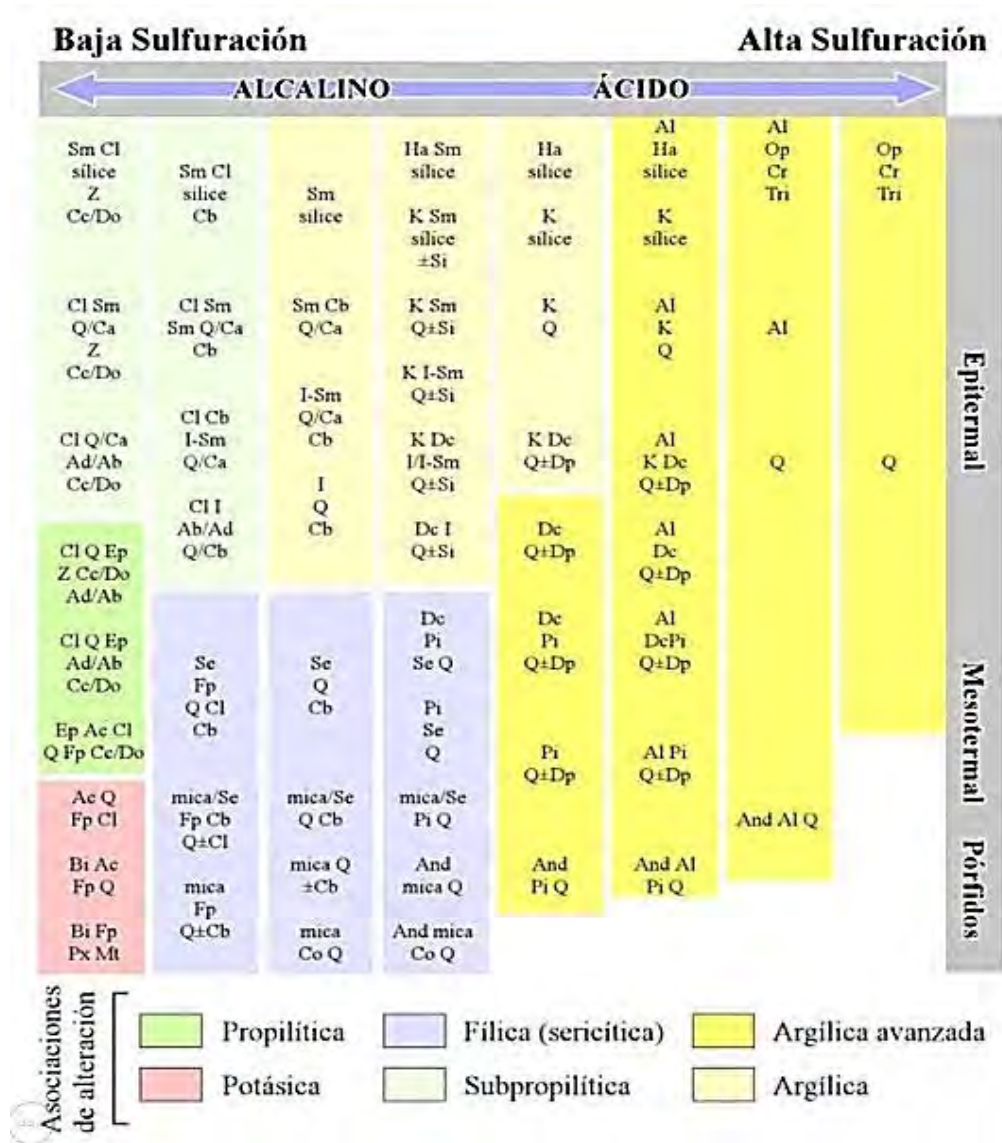
Tipo de agua	Rango pH	Aniones principales
Agua subterránea	6.0 – 7.5	Trazas de $\text{HCO}_3$
Agua clorurada	4.0 – 9.0	$\text{Cl}_-$ y bajas concentraciones de $\text{HCO}_3$
Clorurada-bicarbonatada	7 – 8.5	$\text{Cl}_-$ , $\text{HCO}_3$
Calentada por vapor	4.5 – 7.0	$\text{SO}_4^{2-}$ , $\text{HCO}_3$ , y trazas de $\text{Cl}$
Ácida-sulfatada-clorada	1.0 – 5.0	$\text{SO}_4^{2-}$ , $\text{Cl}$
Ácida sulfatada	1.0 – 3.0	$\text{SO}_4^{2-}$ y trazas de $\text{Cl}$
Bicarbonatada	5.0 – 7.0	$\text{HCO}_3$
Clorada diluida	6.5 – 7.5	$\text{Cl}_-$ y bajas concentraciones de $\text{HCO}_3$

La alteración hidrotermal produce una gran variación de mineralogía (*figura 1.4*), abundancia mineral y texturas en distintas rocas por lo que se han propuesto clasificaciones con base en grupos de minerales. Una de las clasificaciones más usadas fue propuesta por *Meyer y Henley (1967)*:

- Propilítica: se tiene la presencia de minerales como clorita, epidota, actinolita, tremolita, piritita, calcita, cuarzo y albita. Los cuales le dan una tonalidad verde a las rocas. Dichos minerales se forman a partir de la descomposición de minerales que contienen Fe–Mg.

Representa un bajo grado de hidrólisis y es generada por soluciones con un pH de neutro a alcalino ( $\text{pH} \geq 7$ ) y en rangos de temperatura entre los 200 y 350 °C.

- Argílica intermedia: importantes cantidades de caolinita, montmorillonita, esmectita o arcillas, principalmente reemplazando a plagioclasas. Hay una lixiviación significativa de Ca, Na y Mg de las rocas. La alteración argílica intermedia representa un grado más alto de hidrólisis relativo a la alteración propilítica.
- Argílica avanzada: se tiene la destrucción total de feldespatos en condiciones de hidrólisis muy fuerte, promoviendo la formación de caolinita y/o alunita. Gran parte de los minerales de las rocas son transformados a dickita, caolinita, pirofilita, diásporo, alunita y cuarzo. Este tipo de alteración se da en condiciones de pH muy ácido (entre 1 y 3.5).
- Sericítica: altera la roca generando una mica blanca de grano muy fino llamada sericita, la cual se forma generalmente por la descomposición de feldespatos. Este tipo de alteración implica una hidrólisis moderada a fuerte de los feldespatos, en un rango de temperatura de los 200 y 400 °C, con valores de pH entre 5 y 6 (ligeramente ácido).
- Potásica: presencia de biotita, feldespato potásico y adularia. Este tipo de alteración no implica hidrólisis y ocurre en condiciones de pH neutro o alcalino a altas temperaturas (entre 300 y 550 °C). La alteración potásica corresponde a un intercambio catiónico con la adición de K a las rocas.



**Figura 1. 4.- Esquema de la composición mineralógica de las alteraciones hidrotermales asociadas a la formación de depósitos minerales según el pH de las soluciones. Abreviaciones: Ab = albita, Ac = actinolita, Ad = adularia, Al = alunita, And = andalucita, Bi = biotita, Ca = calcedonia, Cb = carbonatos (de Ca, Mg, Mn y/o Fe), Cc = calcita, Cl = clorita, Co = corindón, Cr = cristobalita, Dc = dickita, Di = diáspora, Do = dolomita, Ep = epidota, Fp = feldspatos potásicos, Ha = halloysita, I = illita o illita–esmectita, K = caolinita, Mt = magnetita, Op = ópalo o sílice opalina, Pi = pirofilita, Px = clinopiroxenos, Q = cuarzo, Se = sericita, Si = siderita, Sm = esmectita o esmectita– illita, Tri = tridimita, Z = zeolitas (de menor a mayor temperatura: natrolita, chabazita, mordenita, heulandita; laumontita; wairakita) (tomada de Camprubí et al., 2003).**

### 1.3 OBJETIVO

El objetivo principal de la presente investigación es: comprender los mecanismos y factores, por medio de los cuales se ve favorecida la saturación y depositación de calcita presente en el campo geotérmico Las Tres Vírgenes, B.C.S., México.

### 1.4 ANTECEDENTES

La incrustación mineral en pozos geotérmicos es un gran problema en la producción de un campo. La precipitación de calcita como incrustaciones genera un bloqueo en la tubería, reduciendo la producción del pozo, trayendo consigo pérdidas económicas importantes debido a la inversión en costos y tiempo, necesaria para estudiar que métodos se utilizarán para remover las incrustaciones minerales (*Valdéz et al., 2013*).

Los fluidos geotérmicos (vapor y agua) generalmente se encuentran saturados en sílice y calcita (*Stefán, 1989*). Cambios en la temperatura, presión y composición del fluido, pueden alterar el equilibrio, provocando la formación de incrustaciones minerales.

La incrustación de carbonatos de calcio en pozos geotérmicos (*figura 1.5*) ha sido estudiada en países donde se ha presentado, como es el caso de: Nueva Zelanda, Islandia, Turquía, México y Alemania (*Granados, 1983; Wanner et al., 2017*).



**Figura 1. 5.- Incrustación de carbonatos de calcio en una tubería del campo geotérmico Kizildere, Turquía (tomada de Haklidir et al., 2017).**

Como se mencionó antes un pequeño cambio de un componente puede alterar considerablemente la tasa de depositación de calcita en un pozo geotérmico. Por ejemplo, la pérdida de 1 ppm de calcio o sílice de una solución, en un pozo con un diámetro de 20 cm, produciendo 100 toneladas de agua por hora, producirá una tasa de depósito de aproximadamente 2 mm de espesor por día, en una longitud de 1 m en la tubería (Granados, 1983). La restricción de flujo que esto puede generar en los pozos puede llegar incluso hasta un 45% (Vetter, 1985).

La presencia de incrustaciones de calcita en las tuberías de pozos, provoca, en primera instancia, una disminución en la producción y a largo plazo, la producción se puede ver interrumpida para remover, ya sea de manera mecánica o química, las incrustaciones minerales (Serkan et al., 2002). La remoción mecánica se puede llevar a cabo mediante un chorro abrasivo que corta las incrustaciones, sin afectar a la tubería (Schlumberger, 2018). Mientras que los

métodos químicos incluyen la adición de compuestos, cuyo objetivo es la inhibición de precipitación de calcita (*Tapia Salazar et al., 2013*)

#### **1.4.1 CAMPO GEOTÉRMICO LAS TRES VÍRGENES (LTV), MÉXICO.**

El campo geotérmico Las Tres Vírgenes está localizado en la porción norte del estado de Baja California Sur, en la Península de Baja California. Los estudios en la zona comenzaron en 1982 por la Comisión Federal de Electricidad (CFE). El área de explotación está dividida en dos zonas: norte, en la que se perforaron los pozos productores LV-1 y LV-5 y los inyectores LV-2 y LV-8, y zona sur, en la que se han perforado los pozos LV-3, LV4, LV-13, LV11, LV-4A, LV-13D y LV-7, siendo productivos actualmente el LV-11, LV-4A, LV-13D, mientras que el pozo LV-7 se utiliza para reinyección (*Viggiano-Guerra et al., 2009*). Se tienen instaladas dos plantas de condensación, de 5 MW las cuales iniciaron sus operaciones en julio de 2001. La electricidad producida por este campo es distribuida a ciudades cercanas, las cuales se encuentran desconectadas de la red eléctrica nacional (*Quijano León et al., 2003*).

En este campo geotérmico, se ha reportado la incrustación de calcita (*Viggiano-Guerra et al., 2009; Ramírez Montes et al., 2013; Tapia Salazar et al., 2013*). Se determinó que existe sobresaturación de calcita a las temperaturas de flasheo. Debido a esto se han implementado distintos métodos para prevenir la incrustación mineral. El método más usado en este campo geotérmico, el cual es uno de los más populares consiste en la inyección de reactivos químicos los, cuales buscan inhibir la precipitación de calcita (*Tapia Salazar et al., 2013*).



## CAPÍTULO II: DESCRIPCIÓN DE LA ZONA DE ESTUDIO

### 2.1 GEOGRAFÍA

#### 2.1.1 LOCALIZACIÓN

El área de estudio es el campo geotérmico Las Tres Vírgenes (LTV), el cual se localiza en la parte norte del estado de Baja California Sur (*figura 2.1*), en el municipio de Mulegé. Se delimita al norte con la localidad de San Carlos, al sur por las localidades de Santa Rosalía y San Ignacio, al oeste por la localidad de San Pablo y al este por el Golfo de California.



*Figura 2. 1.- Localización del área de estudio.*

### 2.1.2 CLIMA

En el estado de Baja California Sur predominan los climas: muy seco semicálido (63%) y muy seco muy cálido y cálido (29%). Asimismo, en menor proporción se presentan climas: seco semicálido (3.95%), seco templado (2.6%) y templado subhúmedo con lluvias en verano (1%). La temperatura media anual está en el rango de 18 a 22 °C. En la *Figura 2.2*, se muestra un mapa con la distribución de los climas de la región (*INEGI, 2015*).

### 2.1.3 FISIOGRAFÍA

Baja California Sur se encuentra comprendida dentro de la provincia Península de Baja California. A su vez, la provincia se encuentre dividida en cuatro subprovincias fisiográficas (*Figura 2.3*):

- *Discontinuidad Desierto de San Sebastián Vizcaíno*: se ubica en la parte noroeste del estado y se extiende a lo largo de toda la Península, desde Baja California Norte hasta Baja California Sur; hacia el oriente limita con la Sierra de La Giganta, al oeste y sur con el Océano Pacífico. Fisiográficamente tiene una estructura con forma semejante a una cuenca (*Bustamante-García, 1999*).
- *Sierra de la Giganta*: forma parte de la Cordillera Peninsular cuya topografía en el norte, en la costa del Golfo de California y en el sur, dominan las sierras altas con mesetas; y en el occidente, mesetas con cañadas (*INEGI, 1995*).
- *Discontinuidad Llanos de la Magdalena*: la porción noroeste y más de la mitad de la zona costera de la discontinuidad están formadas por llanuras con dunas, en el área correspondiente a la Ensenada de La Paz se ubican llanuras principalmente y hacia el sur, sureste y suroeste de esta ensenada hay lomeríos. (*INEGI, 1995*).

- *Discontinuidad Del Cabo*: la característica más destacada es la presencia de un conjunto de sierras que se extiende, de norte a sur, desde el costado oriental de la Bahía de La Paz hasta las cercanías de Cabo San Lucas (INEGI, 1995).



**Figura 2. 2.-** Mapa que indica la distribución de climas (tomada de INEGI, 2015).



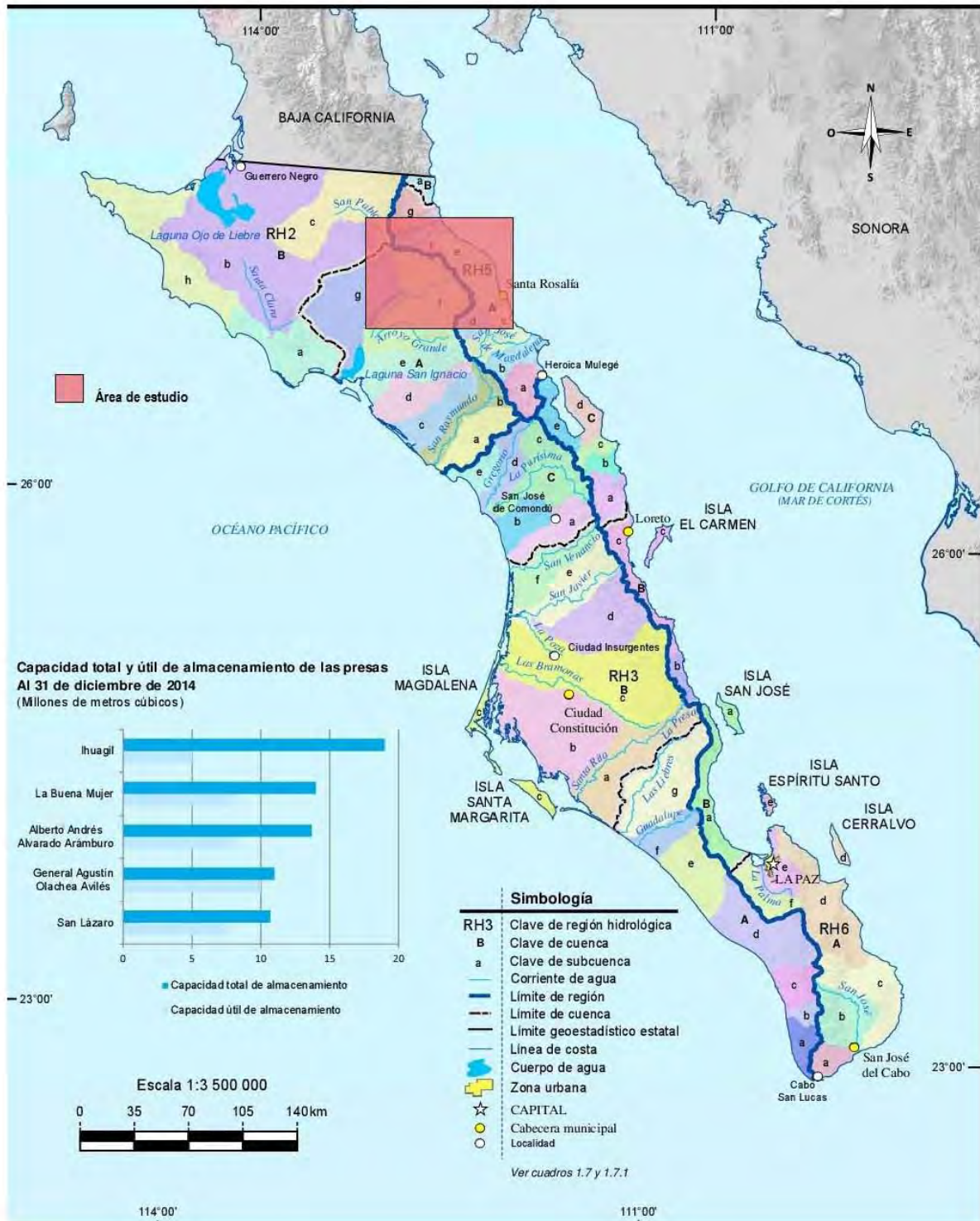
**Figura 2. 3.- Mapa que indica las subprovincias de la Península de Baja California Sur (tomada de INEGI, 2015).**



## 2.1.4 HIDROLOGÍA

Para el estado de Baja California Sur, se tienen dos vertientes: la oriental y la occidental. Siendo el parteaguas entre estas vertientes: Las sierras de San Francisco, Agua Verde, La Giganta, Las Tarabillas y La Laguna (*Bustamante-García, 1999*). Para la hidrografía del estado, se consideran cuatro regiones hidrológicas (*figura 2.4*): RH2, RH5, RH3 y RH6. Las cuales a su vez forman parte de las vertientes del Océano Pacífico y Golfo de California.

- *Región Hidrológica Baja California Centro-Oeste (Vizcaíno) (RH2)*: se encuentra conformada por las cuencas siguientes: 2A "Laguna San Ignacio-Arroyo San Raymundo" y una porción de la 2B "San Miguel-Arroyo del Vigía" (*INEGI, 1995*).
- *Región Hidrológica Baja California Suroeste (Magdalena) (RH3)*: la integran las cuencas: 3A "Arroyo Caracol-Arroyo Candelaria", 3B "Arroyo Venancio-Arroyo Salado" y 3C "Arroyo Mezquital-Arroyo Comondú". En las tres cuencas el escurrimiento es de 0 a 5% para las partes topográficamente bajas y de 5 a 10%, para las zonas altas (*Bustamante-García, 1999*).
- *Región Hidrológica Baja California Centro-Este (Santa Rosalía) (RH5)*: se encuentra conformada por las cuencas: 5A "Arroyo La Trinidad-Arroyo Mulegé" y una porción de la 5B "Arroyo Santa Isabel" (*INEGI, 1995*).
- *Región Hidrológica Baja California Sureste (La Paz) (RH6)*: se encuentra conformada por las cuencas: 6A "La Paz-Cabo San Lucas", 6B "Loreto-Bahía La Paz" y 6C "Arroyo Frijol-Arroyo San Bruno" (*INEGI, 1995*). El rango de escurrimiento para esta región es de 5 a 19% en las sierras y de 0 a 5% en las zonas llanas (*Bustamante-García, 1999*).



**Figura 2. 4.- Mapa que indica las regiones hidrológicas de Baja California Sur (tomada de INEGI, 2015).**

## **2.2 GEOLOGÍA**

### **2.2.1 GEOLOGÍA REGIONAL**

La geología de la Península de Baja California Sur, se encuentra constituida por rocas oceánicas de afinidad ofiolítica, complejos volcánicos intrusivos y secuencias volcano-sedimentarias marinas del Mesozoico. También se encuentran rocas metamórficas e intrusivas del Mesozoico. Por otra parte, el Paleogeno-Neogeno, se encuentra representado por secuencias sedimentarias marinas y continentales y rocas extrusivas y volcanoclásticas (*figura 2.5*). Durante el Pleistoceno, tiene lugar un episodio de volcanismo continental que sobreyace a las formaciones del Cenozoico en la localidad Las Tres Vírgenes y también se tienen numerosos depósitos lagunares, de litoral, aluviales y eólicos del Holoceno (*Bustamante-García, 1999*).

### **2.2.2 MARCO TECTÓNICO REGIONAL**

La evolución tectónica de la Península de Baja California Sur, se puede dividir en tres regiones principales. Noreste-oeste, el bloque tectónico de los Cabos y la franja central y este del estado (*figura 2.6*). Para la parte occidental, la cual abarca desde la Península de Vizcaíno y las Islas Santa Margarita y Magdalena, se tienen rocas ofiolíticas y secuencias tipo melange acrecionadas. Para esta área, se tiene la evolución estructural de una paleocorteza oceánica en un límite convergente, producto del choque entre la placa de América del Norte y la placa del Pacífico, generando subducción, obducción, y en ocasiones cabalgamientos de roca de piso oceánico que arrancaron partes de corteza continental, mezclándolas y originando así los complejos tipo melange de Puerto Nuevo (*Bustamante-García, 1999*).

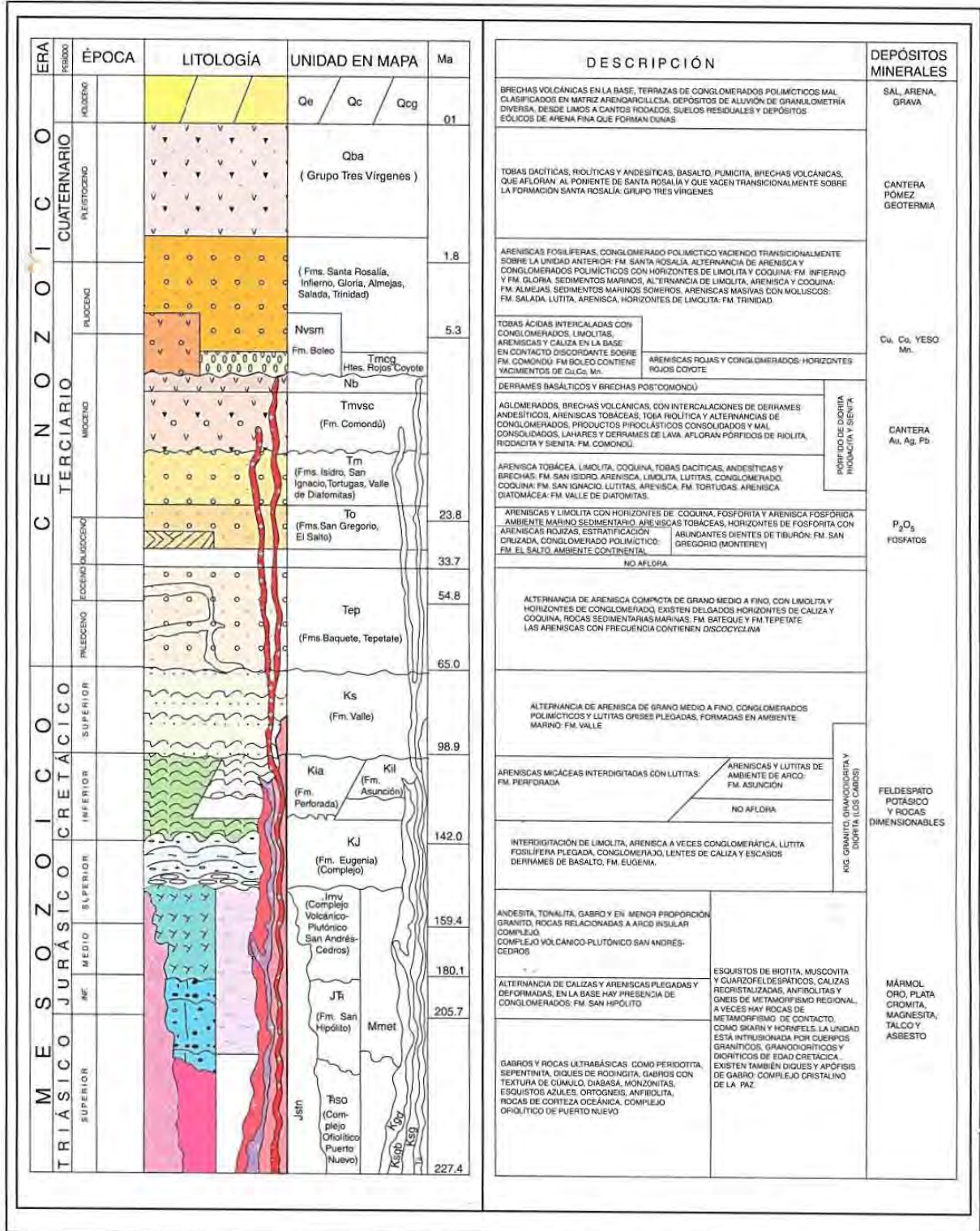
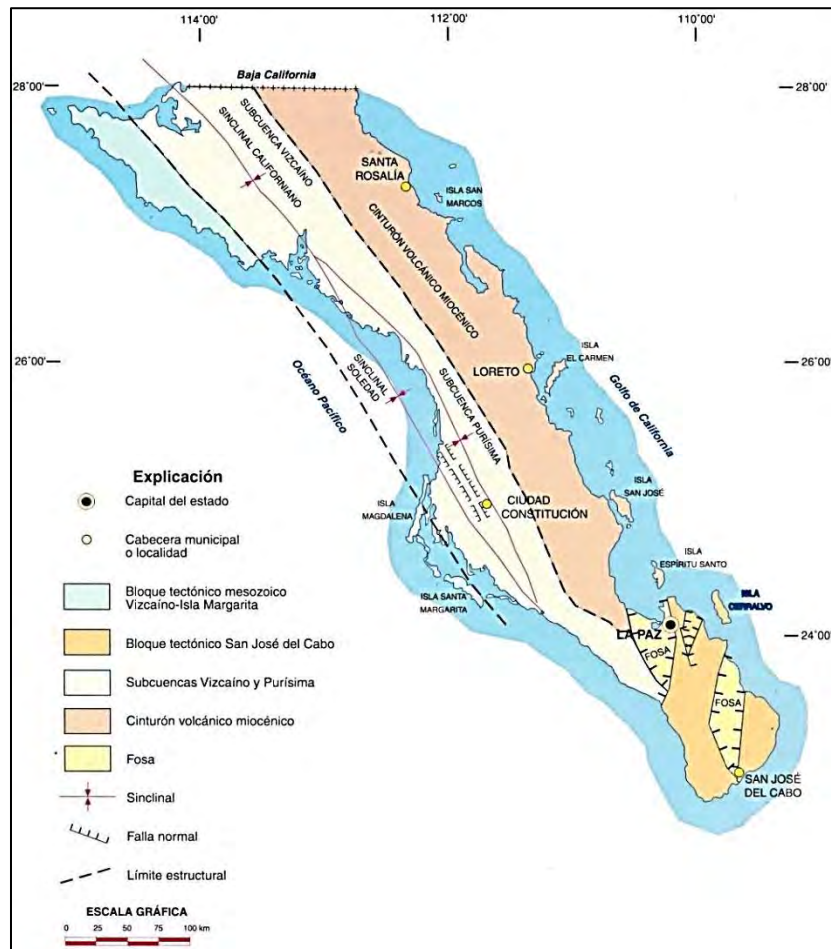


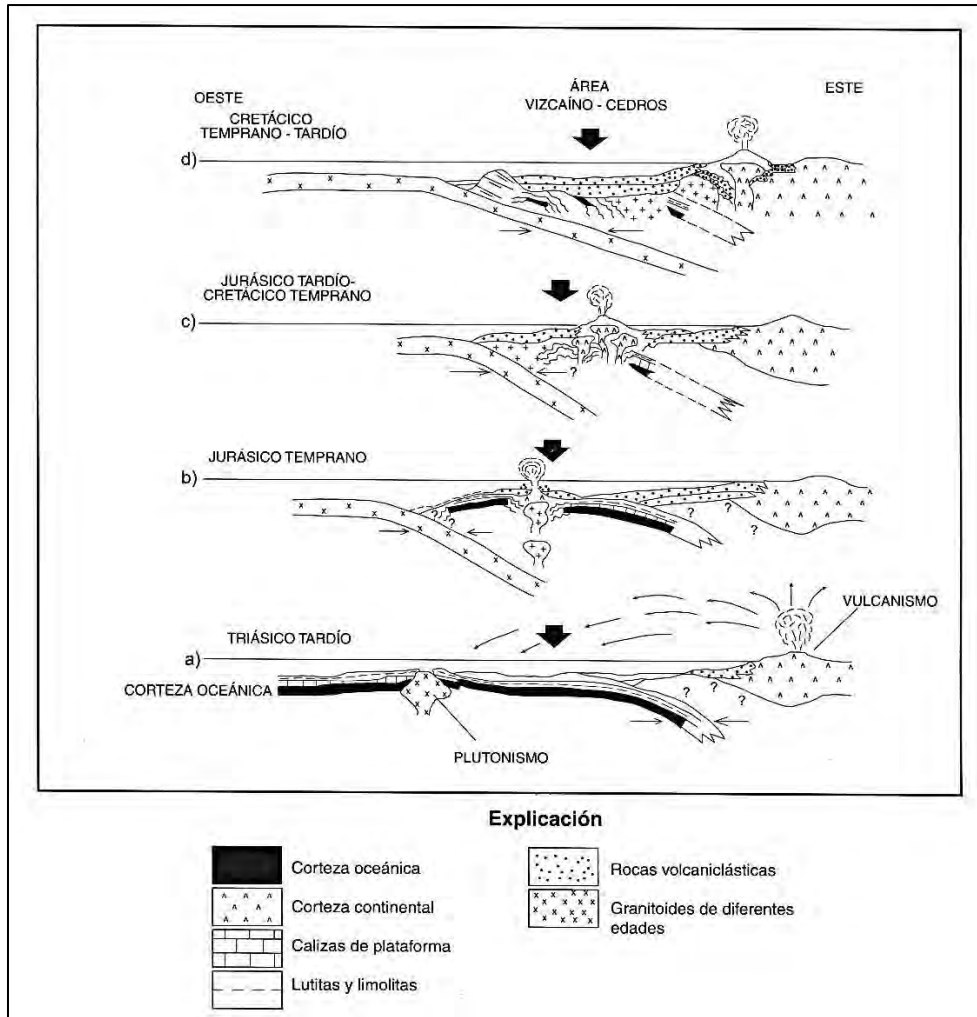
Figura 2. 5.- Columna estratigráfica generalizada de Baja California Sur (tomada de Bustamante-García, 1999).



Durante el Mesozoico, en la cuenca de la Península de Vizcaíno se tienen procesos de subducción con su respectivo arco magmático (*Figura 2.7*). El proceso convergente se dio por lo menos en tres períodos distintos de subducción y volcanismo, los cuales sucedieron en el Triásico Tardío, Jurásico-Cretácico Temprano y Cretácico Tardío (*Bustamante-García, 1999*). En el Jurásico Temprano, se da un volcanismo andesítico y basáltico debido a un arco insular acompañado por el emplazamiento de intrusivos en las rocas ofiolíticas preexistentes (*Moore, 1984*). Durante el Jurásico Tardío-Cretácico Temprano, continúa el magmatismo y emerge el arco de San Andrés-Cedros, propiciando el depósito de estratos volcánoclasticos de las Formaciones Eugenia y Asunción.



**Figura 2. 6.- Esquema tectónico general de B.C.S (tomada de Bustamante-García, 1999).**



**Figura 2. 7.- Representación esquemática de los procesos geodinámicos en el Mesozoico (tomada de Bustamante-García, 1999).**

Por último, se da el depósito de la Formación Valle en un complejo de abanico submarino en la zona de trasarco, dicha unidad se origina dentro de un largo episodio mesozoico de subducción-arco magmático, iniciado en el Aptiano-Albiano (Bustamante García, 1999).

El bloque tectónico de San José del Cabo se encuentra al sur de la Península. Los granitoides del Cretácico Tardío de esta área se formaron en un arco magmático a lo largo del margen occidental de México. Probablemente este terreno fue desprendido del occidente de México y añadido al extremo sur de Baja

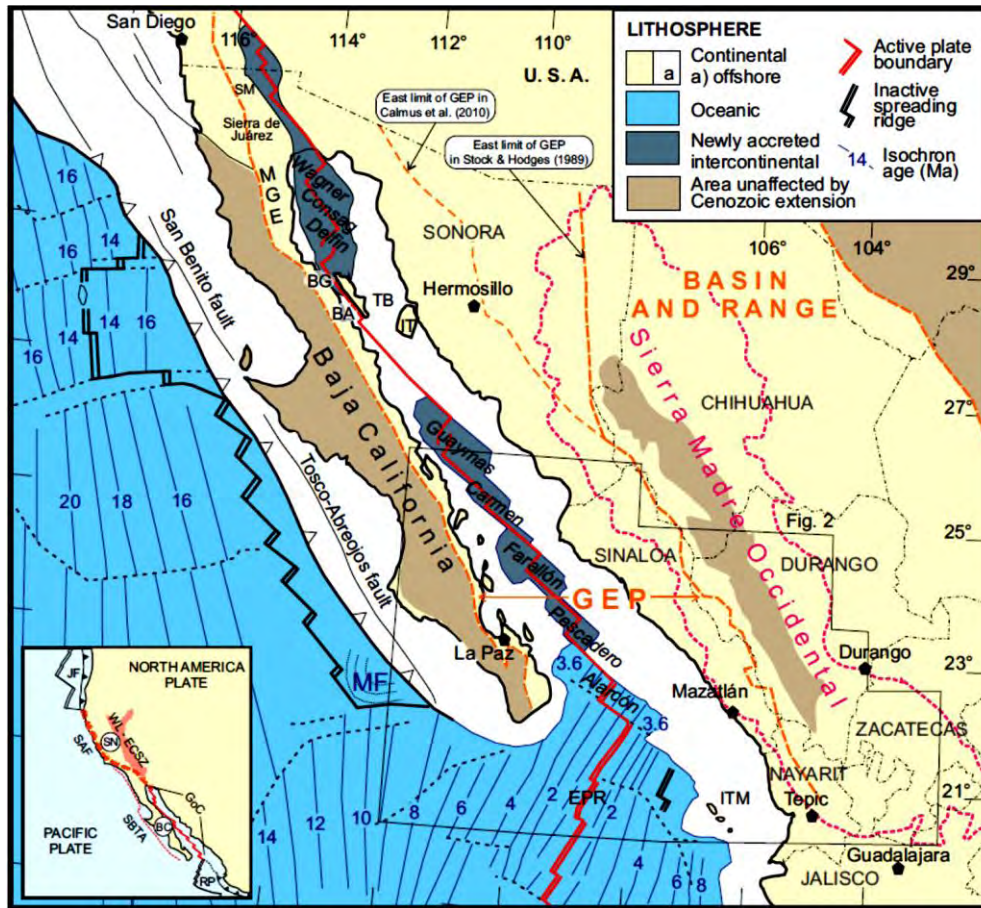
California Sur durante la apertura del Golfo de California (*Schaaff, 2000*). La franja central donde se depositaron formaciones del Cenozoico y algunas del Mesozoico, está constituida por una unidad tectónica conocida como Sinclinal Californiano (*Lozano, 1976*). Las rocas sedimentarias presentan poca deformación. El Sinclinal se encuentra dividido en dos subcuencas. La primera, Vizcaíno Norte, presenta deformación en sus unidades del Jurásico Superior y Cretácico, formando anticlinales y sinclinales cuyos ejes se encuentran orientados NW-SE. La segunda subcuenca, llamada Purísima-Iray, se encuentra conformada por estructuras tectónicas que *Mina-Uhink (1957)*, denominadas como: Sinclinal Cenozoico de Soledad, Alto estructural de Santo Domingo y Macizo Volcánico de la Purísima.

### **2.2.3 APERTURA DEL GOLFO DE CALIFORNIA**

El cese de la subducción a lo largo de la Península hace aproximadamente 12 Ma (*Calmus et al., 2003; Conly et al., 2005*), se debió a la configuración de la dorsal oceánica, las fallas de transformación y por la migración hacia el sur de la junta triple de las placas del Pacífico, Rivera y América del Norte a medida que la subducción cesaba. La junta triple se desplaza hacia el sur de la Península entre 12 Ma y 5.5 Ma atrás, efectuándose el movimiento entre las placas a lo largo del sistema de falla transforme dextral Tosco-Abreojos (*Bustamante-García, 1999*).

La tectónica extensional en la región del golfo (*figura 2.8*) comienza en el Mioceno medio, como una cuenca oceánica joven. Antes de la formación del Golfo se cree que existió un protogolfo que fue una zona de dispersión del piso oceánico o una pequeña cuenca marginal, donde estos rasgos tectónicos, posteriormente controlaron la apertura del golfo como una zona de dispersión de placas. En el Plioceno inferior, la dorsal del Pacífico oriental se sitúa en el extremo meridional de la Península que cabalga sobre la placa pacífica, iniciando así su deriva con la formación del sistema de fallas San Andrés y la zona de fractura Tamayo. Finalmente, el basamento continental es cortado por fallas normales, lítricas y transcurrentes, debido al proceso de extensión de la corteza terrestre que dio

origen a la apertura del Golfo, después de la deriva de la Península (*Bustamante-García, 1999*).

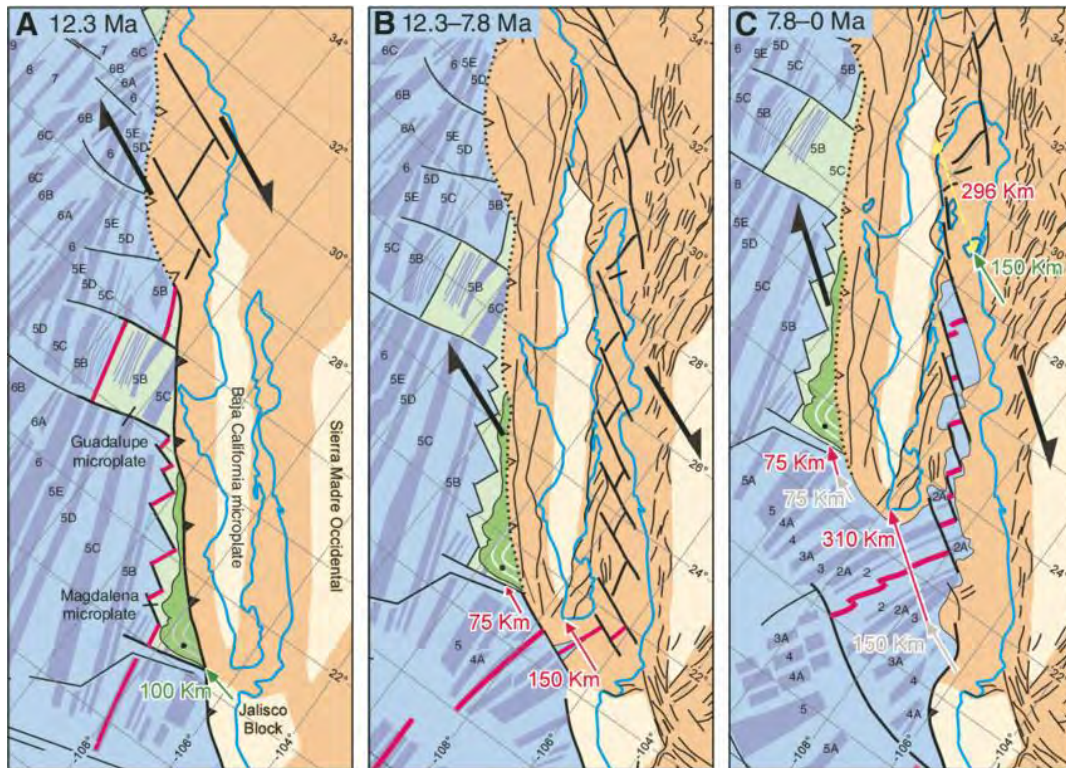


**Figura 2. 8.- Marco tectónico regional del Golfo de California (tomada de Ferrari et al., 2013).**

En 2007, *Fletcher et al.*, propone una hipótesis distinta para el rift del Golfo de California (*figura 2.9*). En la cual se propone que la Península de Baja California pudo haberse desplazado hacia el noroeste al menos 500 km a lo largo del sistema trasforme del Golfo de California-San Andrés en los últimos 10 Ma. Existen también 450 km de desplazamiento lateral derecho que están acomodados en la provincia extensional del Golfo y solo un máximo de 150 km de desplazamiento estaría acumulado a través de la frontera de Baja California en el Pacífico. Se ha interpretado también que la deformación dentro de la provincia



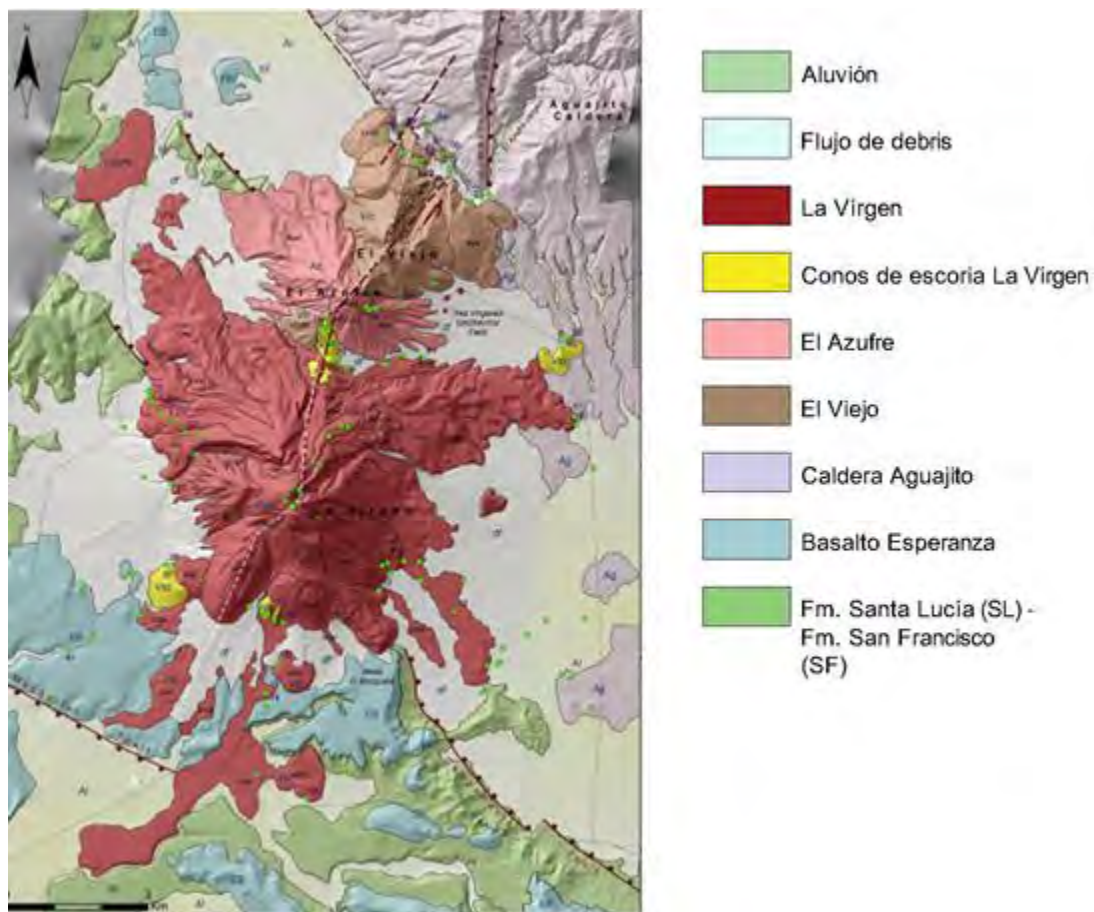
extensional del Golfo ocasionada por extensión oblicua, migro del margen oriental al poniente, en los últimos 3 Ma (*Portillo, 2012*).



**Figura 2. 9.- Modelo alternativo que explica la evolución del rift del Golfo de California en una sola fase en la que la deformación es acomodada en la margen oblicua del rift, el cual tiene variaciones angulares sutiles (tomada de Fletcher et al., 2007).**

## 2.2.4 GEOLOGÍA LOCAL

Las principales estructuras volcánicas en el área de Las Tres Vírgenes son: la caldera La Reforma, formada hace aproximadamente 12 millones de años, la caldera El Aguajito (0.8 millones de años) y El Complejo Volcánico Las Tres Vírgenes o CVLTV (*figura 2.10*), el cual consiste en tres conos volcánicos con una orientación N-S: El Viejo, El Azufre y La Virgen, con una edad que va desde 0.44 Ma. al reciente (*López Hernández et al., 1995*).



**Figura 2. 10.- Geología del Complejo Volcánico Las Tres Vírgenes (modificada de Avellán et al., 2018)**

La formación del CVLTV inicia hace aproximadamente 300,000 años a partir de flujos de lava dacíticos que formaron el volcán El Viejo. Posteriormente la actividad volcánica migra hacia el suroeste formando el volcán el Azufre (hace aproximadamente 173,000 años. El volcán La Virgen inicia su formación a partir de flujos de lava cuya composición varió entre andesítica-dacítica, como resultado de la migración de la actividad volcánica hacia el suroeste, hace 112,000 años (Avellán et al., 2018).

El basamento de LTV, se encuentra compuesto por una intrusión granodiorítica de edad Cretácica entre 84 y 81 Ma (figura 2.11) (Verma et al., 2006), la cual puede ser encontrada a profundidades variables entre los 900 y 1100 m (Portugal et al., 2000). Por encima de la intrusión, podemos encontrar las siguientes formaciones:

- El Grupo Comondú: corresponde a las rocas volcánicas y volcanoclásticas del Mioceno en Baja California Sur; su distribución superficial es muy amplia, ya que cubre la mayor parte del extremo oriente de la Península de Baja California Sur a partir de las inmediaciones de Santa Rosalía hasta el extremo sur en La Paz (Romero Rojas, 1992). En donde la secuencia puede alcanzar hasta los 1200 m de espesor. Hausback (1984) divide a la Formación en tres principales zonas: proximal, distal y central. En la zona central, predominan los derrames de lava y los depósitos de ceniza; en la facies volcánica proximal, abundan las brechas, aglomerados y areniscas tobáceas de grano grueso; por último, la facies volcánica distal se compone principalmente por areniscas tobáceas y aglomerados de grano fino a medio. Las rocas de la Formación Comondú se depositaron en un ambiente de evolución típica de un arco volcánico continental y de su cuenca ante-arco.
- Formación Santa Lucía: consiste principalmente de lavas andesíticas con edades entre 13 a 5 Ma. (Portugal, 2000).

- Formación La Gloria: sobreyace discordantemente a las rocas volcánicas del grupo Comondú. Su composición en las áreas de la costa consiste de rocas clásticas con fósiles marinos de poca profundidad, esta composición va disminuyendo gradualmente tierra adentro, hasta presentarse conglomerados (no marinos) y areniscas (*Ochoa et al., 2000*).

Desde un punto de vista estructural, el área de LTV es una depresión con orientación preferencial NW-SE (*figura 2.12*), conocida como cuenca de Santa Rosalía. El basamento se encuentra afectado por fallas extensionales con dirección NW-SE, y sus bloques tectónicos se encuentran cizallados principalmente en dirección NE. Asimismo existe un segundo sistema de fallas con orientación NE-SW, relacionado con la migración al noroeste de la Península de Baja California (*Macías Vázquez et al., 2013*).

En lo que se refiere a alteración hidrotermal, el área de LTV presenta un grado bajo de alteración (en promedio del 10%). Se presenta alteración fílica en donde los principales minerales de alteración presentes son zeolitas, asociadas a cuarzo, calcita, clorita, smectita e illita. Esta zona de alteración fílica se presenta desde la superficie hasta aproximadamente 1000 m de profundidad, profundidad a la cual comienza a presentarse una alteración propilítica, con minerales de alteración como: epidota, cuarzo, calcita, wairakita, sericita, clorita, esmectita, marcasita, calcopirita y piritita (*López Hernández et al., 1995*).



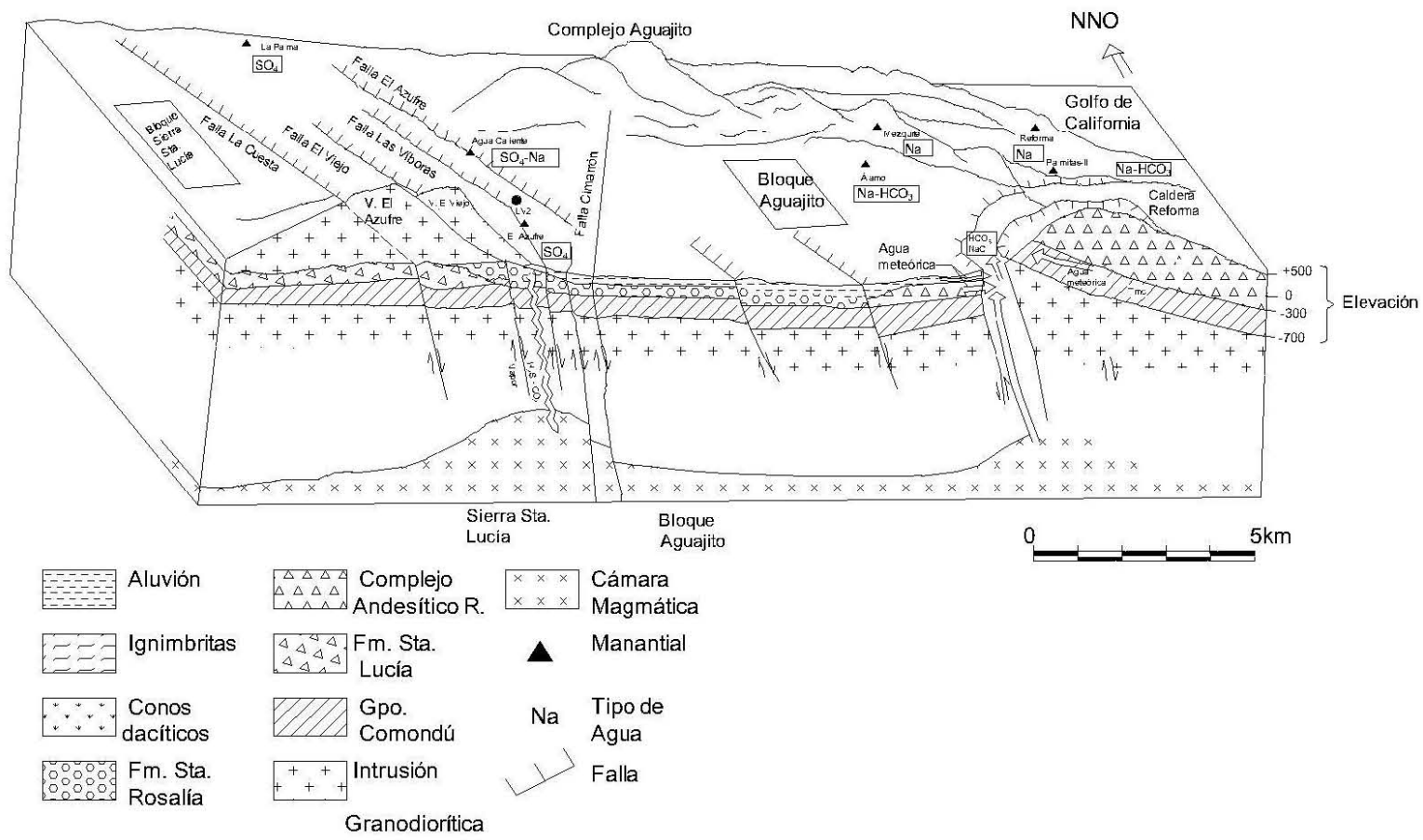
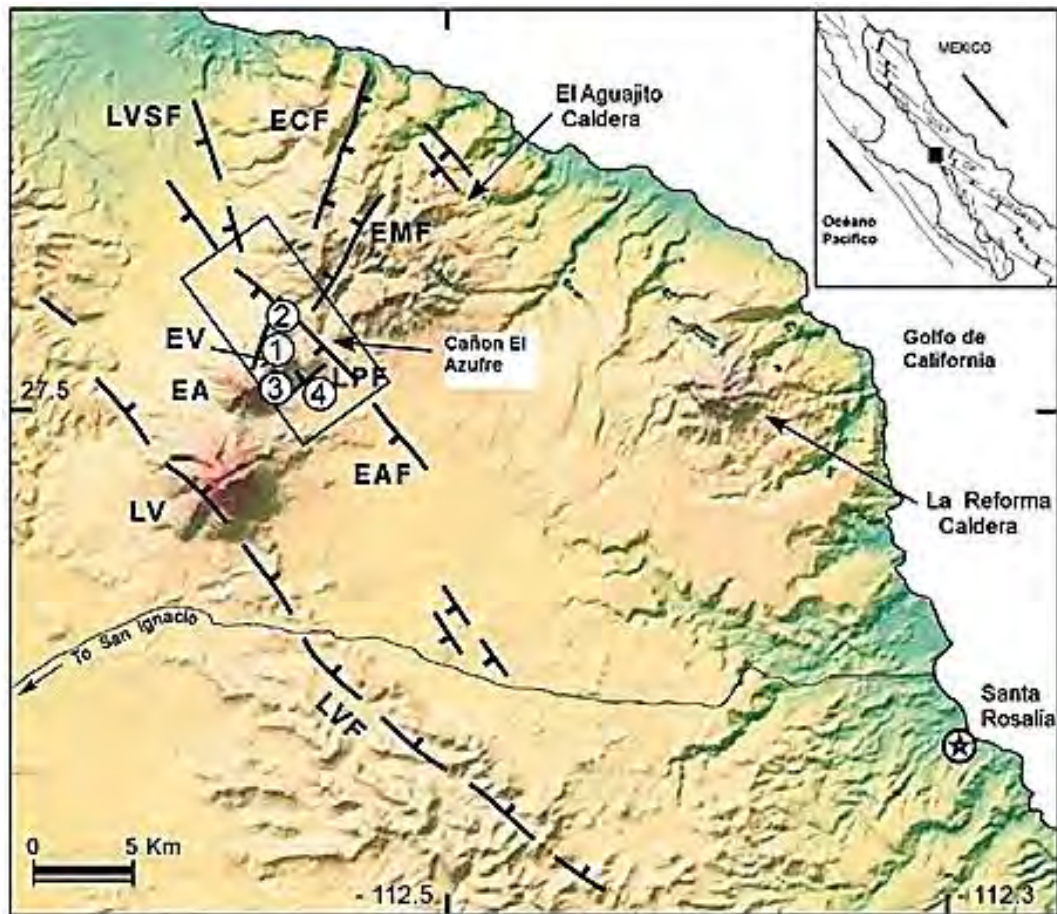


Figura 2. 11.- Modelo geológico del complejo LTV (modificada de Portugal et al., 2000).



Volcanes	Fallas	Pozos
LV .... La Virgen	<u>LVF</u> .... La Virgen	1 .... LV - 1/5
EA .... El Azufre	EAF .... El Azufre	2 .... LV - 2/6
EV .... El Viejo	ECF .... El Cimarrón	3 .... LV - 3/4
	LVSF .... Las Víboras	4 .... LV - 7
	EMF .... El Mosquito	

**Figura 2. 12.- Muestra la ubicación de las fallas principales, volcanes (LV), de la región de Tres Virgenes (modificada de Wong et al., 2006).**

## 2.3 GEOQUÍMICA

### 2.3.1 GEOQUÍMICA DE AGUA DE MANANTIALES TERMALES Y POZOS

Previamente se han realizado estudios geoquímicos de la zona de estudio tanto en manifestaciones superficiales, como en pozos (*Portugal et al., 2000; Gonzáles Partida et al., 2001; Barragán et al., 2010*). En las tablas siguientes (*tablas 3 a 7*), se presenta la información obtenida por distintos autores.

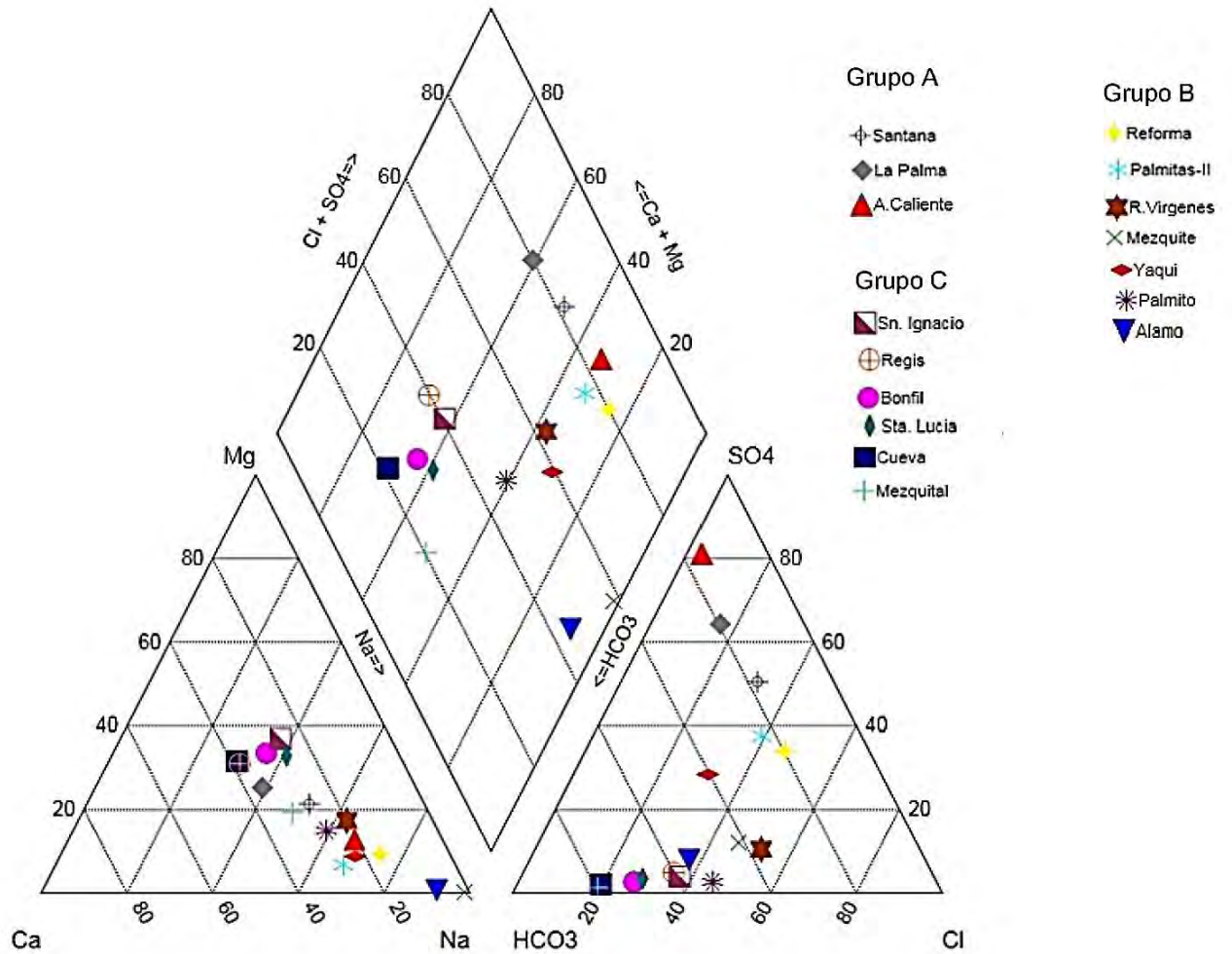
La *tabla 3* muestra la información reportada por *Portugal et al. (2000)*, en donde se obtuvieron un total de 41 muestras, tanto de pozos como de manantiales termales.

A partir de esta información y utilizando el diagrama de Piper (*figura 2.13*), *Portugal (2000)* reportó la existencia de tres tipos principales de agua presentes en el complejo de Las Tres Vírgenes, así como su origen (*figura 2.14, con base en el diagrama ternario  $Cl^- - HCO_3^- - SO_4^{2-}$* ):

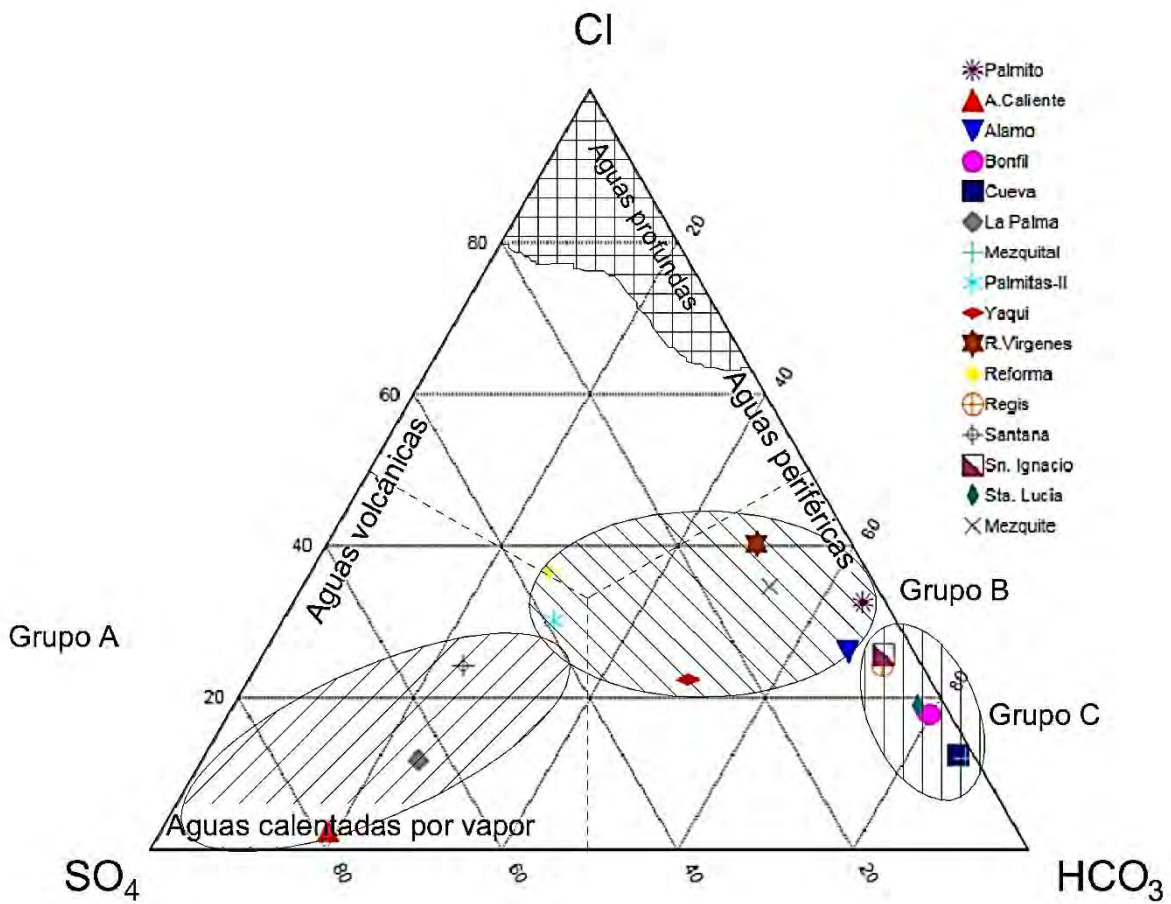
- Grupo A: agua diluida en la parte noroeste, con un alto contenido de sulfato.
- Grupo B: en la parte noreste y sureste de la zona de estudio, se encuentran aguas de composición: sódicas, sódicas-cloruradas y bicarbonatadas-sódicas.
- Grupo C: en la zona sur y suroeste del sistema, se tienen aguas bicarbonatadas.

**Tabla 3.- Composición química e isotópica de muestras de manantial. Datos tomados de Portugal et al., 2000.**

Lugar - Fecha dd/mm/aa	pH (campo)	T (°C)	Li <sup>+</sup>	Na <sup>+</sup>	K <sup>+</sup>	Mg <sup>2+</sup>	Ca <sup>2+</sup>	Cl <sup>-</sup>	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	CO <sub>3</sub>	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	Al	As	SiO <sub>2</sub>	B
A.Caliente - 5/12/97	8.5	43	0.13	283	18.8	28.3	75.9	23.6	744.2	3	180.2			118	0.26
Yaqui - 13/06/97	7.73	32	0.05	201	5	13.6	59.6	143.2	118.6		304.3			75	0.63
Yaqui - 5/12/97	8.2	21	0.05	253	3.9	16.8	69	163.7	258.7	8.8	379.6			86	0.26
Regis - 12/06/97	7.29	27	0.01	48	5.6	27.8	51.2	88.4	8.4		240.9			87	0.18
Regis - 11/02/97	8.1	23	0.02	54	6.9	26	59	85	24		269			59	0.27
Mezquital - 12/06/97	8.53	32	0.01	67	4.9	13.4	36.6	44.9	0.7		286.5			59	0.27
Mezquital - 4/12/97	7.8	30	0.02	86	5.9	18.4	49.7	48.8	7.8		383.5			45	0
Cueva - 12/06/97	7.7	30	0.01	41	3.8	25.3	45.9	40.7	1.1		301.6			87	0.18
Cueva - 11/02/97	7.59	27	0.01	42	4.6	20.6	46.8	45.7	11.4		293			81	0
Palmito - 13/06/97	7.63	29	0.01	107	1.7	14.3	41	120.7	9.5		240.1			73	0.09
La Palma - 6/12/97	7.58	25	0.13	226	20.8	77.2	180.7	144.8	782.9		303.1			114	1.21
Santana - 14/06/97	7.46	25	0.18	334	20.9	70.4	133	301.9	469.4		274.4			98	1.45
Santana - 6/12/97	7.9	23	0.15	286	19.8	63.8	146.2	266.7	756		276.1			105	0.95
Álamo - 10/06/97	7.99	34	0.03	199	5.6	0.8	14.8	137.6	24.7		344.4			105	0.54
Álamo - 2/12/97	8.48	20	0.02	196	5	0.7	12.9	130.7	52.5	3	338			96	0.17
Mezquite - 10/06/97	8.55	34	0.14	547	16.2	0.9	7.6	438	99.7		681.4			115	1.54
Mezquite - 2/12/97	8.44	31	0.13	539	15.1	0.3	3.3	406.1	195.7	12.3	612.4			107	1.56
Reforma - 10/06/97	7.98	30	0.14	663	23.8	45.2	135.4	631.8	430.1		470.2			122	0.72
Reforma - 3/12/97	7.99	24	0.15	688	25.8	42.9	120.8	653.3	842.2		473.8			107	0.6
Palmitas-II - 11/06/97	7.49	26	0.05	199	11.7	10.6	77.5	181.1	154.2		183			98	0.18
Palmitas-II - 3/12/97	7.36	24	0.08	333	16.4	17.6	103	286.5	450.7	3	294.7			90	0.26
San Ignacio - 12/06/97	7.97	31	0.05	98	6.1	50	61.1	151.6	12.5		417.6			102	0.99
San Ignacio - 5/12/97	7.84	30	0.04	99	6.8	52.5	56.4	152.7	30		416.5			90	0.78
Sta. Lucía - 12/06/97	7.15	31	0.01	94	4.5	38.2	45.8	105.3	12.3		403.4			96	0
Sta. Lucía - 11/02/97	7.72	18	0.01	79	4.5	35.2	51.7	91.3	19.7		401.5			68	0
R. Vírgenes - 12/06/97	7.76	35	0.04	179	5.1	26.4	51.8	207.8	39.2		254.7			71	0.54
R. Vírgenes - 1/12/97	8.01	33	0.05	179	4.1	25.9	48.1	207.8	72.4		248.6			68	0
Bonfil - 12/06/97	7.59	30	0.02	84	4.7	39.8	78.9	92.7	5.7		492			102	0.27
Bonfil - 1/12/97	7.5	25	0.02	82	3.9	42	44.8	92.9	18.8	1.5	339.6			103	0.52



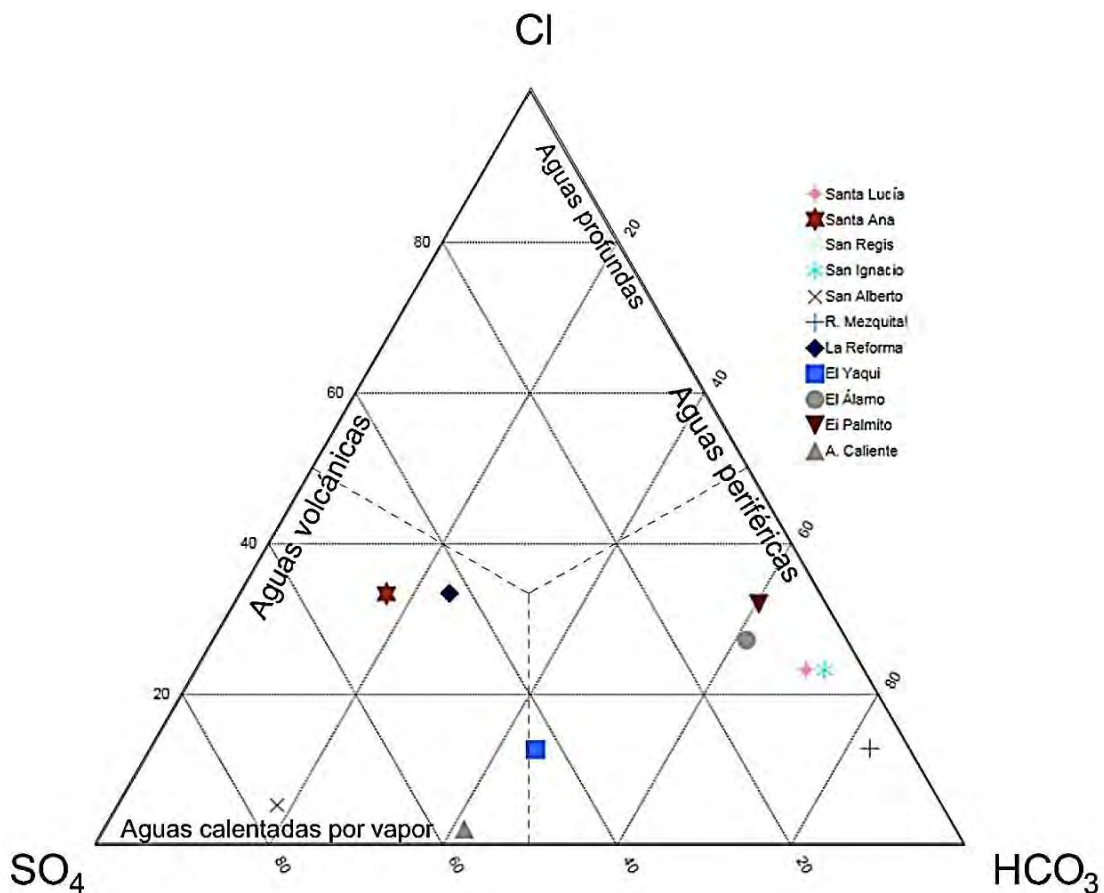
**Figura 2. 13.- Diagrama de Piper: clasificación hidrogeoquímica de las muestras tanto de manantial como de pozos. Datos tomados de Portugal et al., 2000.**



**Figura 2. 14.- Clasificación de los tipos de agua presentes en el sistema LTV así como su origen, con base en Giggenbach (1992). Datos tomados de Portugal et al., 2000.**



En 2001, *González Partida* realizó el análisis de 21 muestras, 15 provenientes de manantiales, 5 de norias y una del Golfo de California (*figura 2.15*). Los datos geoquímicos obtenidos se presentan en la *tabla 4*. *González Partida et al. (2001)* graficó esta información en el diagrama ternario Cl – HCO<sub>3</sub> – SO<sub>4</sub>, a partir del cual determina que las muestras de Agua Agria y El Azufre presentan un carácter sulfatado-ácido. Las muestras provenientes de El Yaqui, El Carrizo, La Palma, Santa Ana, La Reforma y La Palmita presentan un carácter sulfatado-sódico. Las muestras provenientes del Golfo de California, El Tule y El Mezquite son de tipo clorurado-sódico. Las muestras restantes, presentan un carácter bicarbonatado-sódico típico de aguas de origen meteórico que han circulado someramente a través de la corteza terrestre (*González Partida et al., 2001*).



**Figura 2. 15.- Clasificación de los tipos de agua presentes en el sistema LTV así como su origen, con base en Giggenbach (1992). Datos tomados de González Partida et al., 2001.**

**Tabla 4.- Composición química e isotópica de las muestras de manantiales. Datos tomados de González Partida et al., 2001.**

Lugar	pH	Ts ( °C)	Na <sup>+</sup>	K <sup>+</sup>	Ca <sup>2+</sup>	Mg <sup>2+</sup>	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	Cl <sup>-</sup>	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	SiO <sub>2</sub>
A. Caliente	8.4	53	290	16.4	68	26	333	17	454	118
Agua Agria	2.9	97	12	14	30	3.2	0	13.6	850	280
El Yaqui	7.9	26	270	4	30	9.5	350	100	340	85
San Alberto	7.6	24	278	15	240	156	344	100	1439	161
San Regis	8	24	55.9	5.9	54	4.8	230	76.8	23	81.6
R. Mezquital	7.8	23	81.5	4.9	36.4	18.8	273	42.3	14.8	59
La Cueva	7.8	24	67	3.4	53.8	28.6	253	92.2	21.2	83
El Carrizo	8	31	513	9.3	223.8	31.6	249	192	1477	94
El Palmito	7.9	23	120	1.6	38	21.4	224	119	28.5	60
El Tule	7.9	24	202	10.4	103	88.6	361	405	81.6	62
Santa Ana	8.1	24	459	24.9	159.4	11.6	256	507	757	91
El Álamo	8.7	30	216	6	21	1.6	309	137	57.9	89
La Reforma	7.9	24	768	29.9	145.6	7.8	462	642	816	103
La Palmita II	7.7	18	393	16.9	157.8	1.3	340	311	584	105
San Ignacio	7.9	24	98	5	67	5.2	358	115	22.4	90
Santa Lucía	8.7	26	140	10.2	41	5.8	335	111	31.5	64

En 2010, *Barragán et al.* realizaron un modelo geoquímico de los fluidos de LTV para calcular la composición química de fluido a condiciones de reservorio, utilizando información proporcionada por CFE para los pozos LV-1, LV-2, LV-3, LV-4, LV-5, LV-11 y LV-13. En la *tabla 5*, se muestran parámetros (a condiciones de reservorio), de los ya mencionados pozos, en donde podemos observar que presentan valores de pH que van de 5.4 – 6,8 (valores correspondientes a un pH alcalina, ya que a la temperatura de reservorio, 250 – 280 °C el pH neutro es de aproximadamente 5), asimismo se calcularon temperaturas de 220 a 290 °C utilizando geotermómetros de Na/K y Na–K–Ca. Es importante mencionar que el componente principal de la fase de vapor es el CO<sub>2</sub> (el cual juega un papel fundamental en la precipitación de calcita en sistemas hidrotermales).



**Tabla 5.- Composición química de los fluidos a condiciones de reservorio. Datos tomados de Barragán et al., 2010.**

Condiciones de reservorio	Pozos (LV-)					
	LV-1	LV-3	LV-4	LV-5	LV-11	LV-13
T <sub>RES</sub> ( °C)	265	245	270	220	290	295
pH	5.4	6	6.5	6.8	6.3	5.9
Na <sup>+</sup>	2950	3284	2818	3558	2842	2608
K <sup>+</sup>	503	584	510	616	554	618
Ca <sup>2+</sup>	154	71	133	280	192	149
Mg <sup>2+</sup>	0.4	0.07	0.02	0.14	0.04	0.14
Cl	5490	5720	5182	6402	5359	4972
SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	21.3	25.7	11.6	34.7	3.1	11
HCO <sub>3</sub>	30.6	59.4	7.9	4.3	8.6	6
H <sub>4</sub> SiO <sub>4</sub>	844	690	860	553	1010	1060
H <sub>3</sub> BO <sub>3</sub>	680	906	631	623	706	848
H <sub>2</sub> CO <sub>3</sub>	4548	1365	114	9.4	279	682

## CAPÍTULO III: TERMODINÁMICA DE PRECIPITACIÓN DE CALCITA

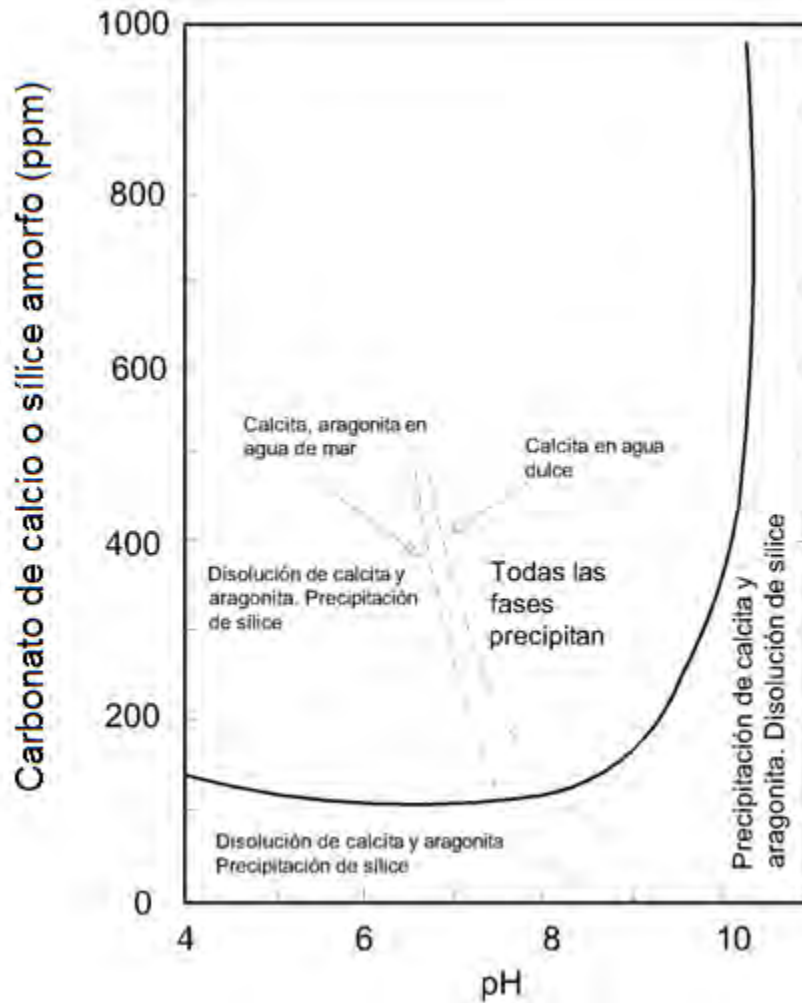
En los sistemas hidrotermales, se sabe que existen distintas fuentes de agua, ya sea: marina, meteórica, magmática, metamórfica y combinaciones de las mismas (*Henley et al., 1984*). Las cuales a su vez se pueden clasificar en distintas categorías dependiendo de su pH y contenido de iones principales. Estas aguas reaccionarán, de distintas maneras dependiendo de los cambios de temperatura, permeabilidad, composición de las rocas y la duración misma de la actividad hidrotermal. Generando así distintos tipos de minerales de alteración.

La formación de la calcita en sistemas hidrotermales se encuentra controlada por la concentración de  $\text{CO}_2$ , el pH, la temperatura y la actividad del calcio (*Browne, 1984*). La mezcla de fluidos y la ebullición son los procesos principales que afectan la concentración de  $\text{CO}_2$ , que a su vez afecta la formación de calcita (*Simmons et al., 1994*).

### 3.1 RELACIÓN DE LAS ESPECIES CARBONATADAS CON EL pH

El pH afecta de una manera muy significativa, los procesos de disolución y precipitación del carbonato de calcio ( $\text{CaCO}_3$ ), a su vez la concentración de  $\text{CO}_2$  afecta el pH. Si hay una alta concentración de  $\text{CO}_2$ , se tendrá un pH bajo, lo cual provocará la disolución de carbonato de calcio. También es importante tomar en cuenta el aumento de presión que genera la disociación de ácido carbónico ( $\text{H}_2\text{CO}_3$ ).

En la *figura 3.1* se indica la cantidad en ppm, en relación al pH, de  $\text{CaCO}_3$  que disuelve o precipita. Por debajo de un pH de 6, la calcita se disuelve.



**Figura 3. 1 .- Efecto del pH a 25 °C en la solubilidad del carbonato de calcio y sílice. La línea continua delimita la cantidad de calcita que precipita, mientras que las punteadas delimitan la cantidad que se encuentra disuelta (modificada de Friedman, 1992).**

### **3.2 MEZCLA DE FLUIDOS**

Al ascender el agua a través de un sistema geotérmico, esta se puede mezclar con agua subterránea de menor profundidad, un indicador de esta mezcla puede ser la correlación positiva en las concentraciones de componentes conservativos químicos e isotópicos.

Al mezclarse fluidos geotérmicos con agua subterránea, se tendrá como resultado agua con menor temperatura y diluida (comparada con el fluido geotérmico original). Esto provocará en general, condiciones no favorables para la precipitación de calcita, es decir, al tenerse una disminución de temperatura y aumento del pH entrará en juego la solubilidad inversa de la calcita (*Browne, 1984*).

### **3.3 CALENTAMIENTO**

El calentamiento es un proceso que afecta directamente la precipitación de calcita debido a su solubilidad inversa. Al existir fluidos saturados en calcita, un calentamiento de estos, por muy pequeño que sea, puede generar la precipitación de calcita. Dicho calentamiento puede ocurrir cuando fluidos de menor temperatura entran en contacto con rocas de mayor temperatura. Este proceso se presentará principalmente en las partes superficiales y marginales de un sistema (*Simmons et al., 1994*).

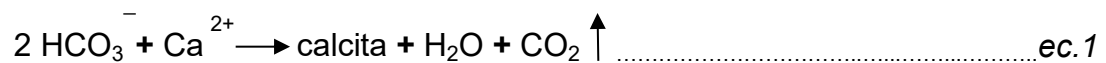
### **3.4 EBULLICIÓN**

La ebullición se refiere al proceso de transición que tiene un líquido a una fase gaseosa. En los sistemas geotérmicos de alta temperatura, la ebullición es un proceso de primer orden de importancia. Este proceso puede ocurrir de manera natural durante la disminución de la presión, que se presenta durante el ascenso del fluido a través del sistema geotérmico y, debido al calentamiento que

pueden generar intrusiones ígneas. Asimismo se puede presentar en pozos productores y exploratorios (*Henley et al., 1984*).

La ebullición tiene grandes efectos en la composición química de los fluidos, y esto se ve reflejado en la depositación de minerales hidrotermales. En sistemas fluido-dominantes al incrementar el dióxido de carbono disuelto, aumenta la solubilidad de la calcita. Es decir, al aumentar el contenido de CO<sub>2</sub> disuelto, trae consigo una disminución del pH la cual es una condición favorable para el aumento de la solubilidad de la calcita (*Simmons et al., 1994*).

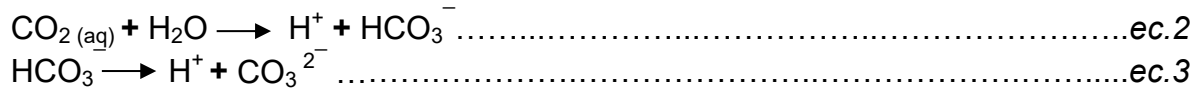
Durante la ebullición (en sistemas con una alta relación fluido/roca), se tienen pérdida de gases disueltos, principalmente de CO<sub>2</sub> y H<sub>2</sub>S lo cual propicia que el fluido restante se vuelva más alcalino promoviendo así la precipitación de calcita. La ecuación 1 representa dicho proceso (*Browne, 1984*):



Al tener claro que el contenido de CO<sub>2</sub> disuelto se ve controlado en gran parte por aumento en la temperatura, se puede decir que la distribución de calcita es una evidencia del movimiento del CO<sub>2</sub> en un sistema.

### 3.4.1 CONTENIDO DE CO<sub>2</sub>

Tanto en los procesos de ebullición y calentamiento, un factor de gran importancia que se ve afectado por estos procesos es el contenido de CO<sub>2</sub>. El dióxido de carbono gaseoso CO<sub>2(g)</sub>, se disuelve en el agua para formar H<sub>2</sub>CO<sub>3(aq)</sub> el cual se sabe que hidroliza para formar bicarbonato (HCO<sub>3</sub><sup>-</sup>) y especies carbonatadas. Las reacciones generales de hidrólisis para el CO<sub>2(aq)</sub>, son las siguientes (*Bénézeth, 2013*):



El reemplazamiento de calcita se da por medio de reacciones de hidrólisis que involucran aluminosilicatos de calcio, dichas ecuaciones son las siguientes (*Simmons et al., 1994*):

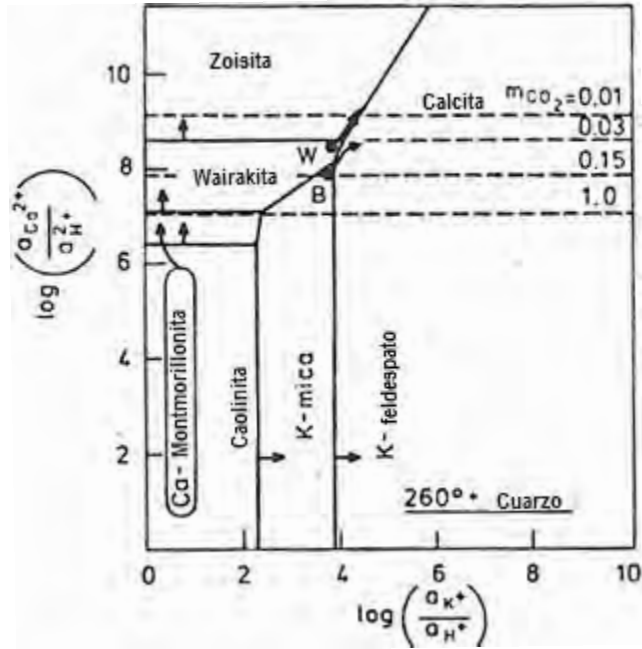
- anortita + k-feldespatos + CO<sub>2</sub> + H<sub>2</sub>O = calcita + K-mica + 2 SiO<sub>2</sub>.....ec.4
- 0.5 clinozoisita + 0.75 K-feldespatos + CO<sub>2</sub> + 0.5 H<sub>2</sub>O = calcita + 0.75 K-mica + 1.5 SiO<sub>2</sub> .....ec.5
- wairakita + K-feldespatos + CO<sub>2</sub> = calcita + K-mica + 4 SiO<sub>2</sub> + H<sub>2</sub>O.....ec.6
- laumontita + K-feldespatos + CO<sub>2</sub> = calcita + K-mica + 4 SiO<sub>2</sub> + 3H<sub>2</sub>O.....ec.7

En las ecuaciones (4 a 7), el CO<sub>2</sub> interviene de dos formas principalmente:

- 1) Al proveer iones de hidrógeno, hace que el fluido se haga reactivo, promoviendo la hidrólisis y aportar calcio en la solución.
- 2) Aportar el carbonato disuelto necesario para la formación de calcita.

Es importante mencionar que el reemplazamiento de calcita por hidrólisis se ve favorecido en ambientes donde el fluido interactúa el tiempo necesario para que reaccione con la roca.

La *figura 3.2* muestra condiciones de precipitación para distintas fases minerales de los sistemas geotérmicos Broadlands y Wairakei (Nueva Zelanda), podemos observar que se tiene una zona en la cual (dependiendo de la concentración molar de CO<sub>2</sub> y su relación con la actividad de iones de calcio e hidrógeno) la calcita precipita y en la misma no existen condiciones apropiadas para la precipitación de minerales calcio-silicatados (*Browne, 1984*).



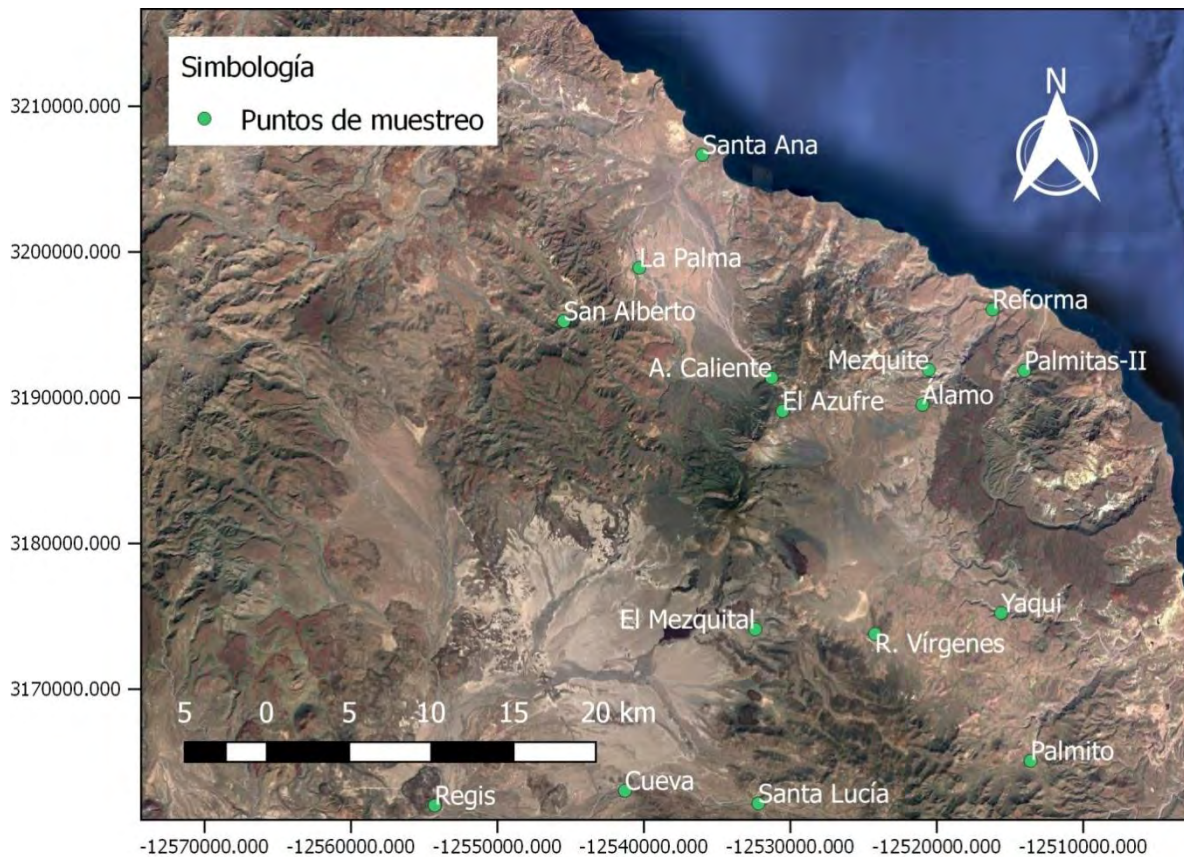
**Figura 3. 2.- Condiciones de precipitación para distintas fases minerales de sistemas geotérmicos Broadlands y Wairakei. Las líneas punteadas delimitan para que valores  $m$  de  $CO_2$  ( $m$  se refiere a molalidad, la cual se define por:**

$$m = \frac{\text{moles de soluto (n)}}{\text{masa de disolvente (kg)}} \text{), precipita calcita en una solución hidrotermal, en relación al } \log \left( \frac{a_{Ca^{2+}}}{a_{H^+}} \right) \text{ y } \log \left( \frac{a_{K^+}}{a_{H^+}} \right) \text{ (modificada de Browne, 1984).}$$

## CAPÍTULO IV: METODOLOGÍA Y RESULTADOS

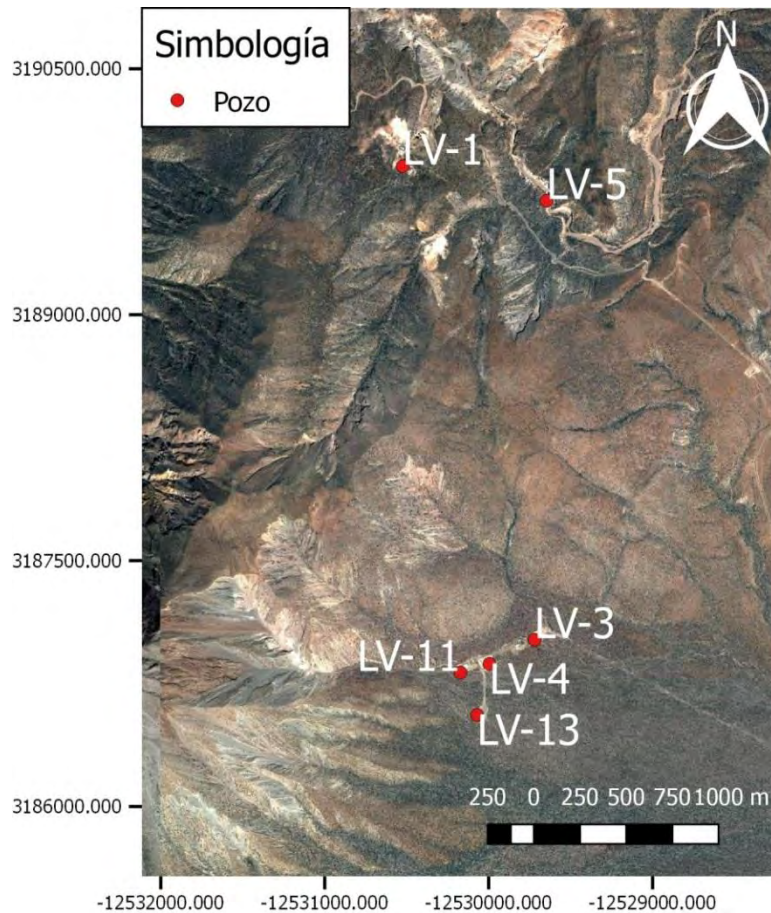
### 4.1 METODOLOGÍA

Como primer paso, para la elaboración de este trabajo se requirió la investigación y selección de los datos geoquímicos de fluidos termales superficiales y de pozos, necesarios que permitieran comprender los procesos de precipitación de calcita presente en el campo geotérmico Las Tres Vírgenes. Los puntos de muestreo donde fueron reportados los datos geoquímicos (Portugal et al., 2000; González Partida et al., 2001) se muestran en las *figuras 4.1 y 4.2*.



**Figura 4. 1.- Mapa que indica los puntos de muestreo georeferenciados de manantiales termales, con base en las investigaciones de Portugal (2000), y González Partida (2001).**





**Figura 4. 2.- Mapa que indica la ubicación de los pozos del campo Geotérmico LTV, con base en Barragán et al., 2010.**

Posterior a esto, se procesaron dichos datos poniendo particular atención en la concentración de calcio presente en las muestras tomadas. Asimismo con ayuda del software *AqQa*, se obtuvieron tanto el índice de saturación mineral de calcita, así como la temperatura de equilibrio del reservorio con ayuda del geotermómetro de cuarzo (conductivo).

Por último, por medio del método de interpolación de ponderación de distancia inversa (IDW), se elaboraron mapas con curvas de iso-concentración tanto de la concentración de calcio, como del índice de saturación de calcita, para las muestras de manantiales y, para las condiciones de reservorio con base en la modelación realizada por *Barragán et al. (2010)*.

#### 4.1.1 ÍNDICE DE SATURACIÓN MINERAL

Para la obtención del índice de saturación mineral el software AqQa, se basa en la siguiente ecuación:

$$SI = \log Q - \log K = \log (Q/K) \dots \dots \dots \text{ec.8}$$

dónde: SI = índice de saturación

Q = producto de la actividad iónica

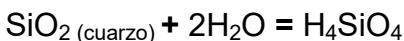
K = constante del producto de solubilidad mineral.

El índice de saturación nos indicará si un fluido se encuentra saturado o no, tomando en cuenta las siguientes condiciones:

- Un fluido se encontrará saturado si el índice de saturación es igual a cero ( $SI = 0$ ).
- Cuando el índice es mayor a cero ( $SI > 0$ ), se encontrará sobresaturado.
- Y, cuando el índice es menor a cero ( $SI < 0$ ), el fluido se encuentra subsaturado.

#### 4.1.2 GEOTERMÓMETROS DE SÍLICE

El principio general en el que se basan los geotermómetros es que los solutos del agua que intervienen en las reacciones están en equilibrio químico a condiciones del reservorio, una vez que el agua asciende a la superficie va enfriándose por varios procesos que incluyen dilución, conducción o ebullición (*Fournier, 1977*). Conforme baja la temperatura, la cinética de reequilibrio se hace cada vez más lenta, por lo cual, el agua del manantial mantiene las características químicas e isotópicas de la temperatura original del reservorio (*Quijano León, 2003*).



(Reacción básica para la disolución de sílice)

Existen distintos tipos de geotermómetros los cuales se deben de aplicar dependiendo de las condiciones presentes en el sistema geotérmico (como la temperatura). Al presentarse temperaturas mayores a los 180 °C, el geotermómetro de cuarzo es el más adecuado para estimar la temperatura de equilibrio. Los geotermómetros de sílice están basados en las variaciones de solubilidad de los distintos polimorfos de sílice, dependiendo de las condiciones de temperatura (*Quijano León, 2003*).

En la mayoría de los sistemas geotérmicos los fluidos a profundidad se encuentran en equilibrio con el cuarzo a temperaturas mayores de los 180 °C (*Quijano León, 2007*). Los polimorfos de sílice con un menor orden en su estructura cristalina (calcedonia y ópalo), tienen mayor solubilidad que el cuarzo y se forman a temperaturas menores a 180 °C.

El geotermómetro de cuarzo es aplicable para reservorios con condiciones de temperatura mayores a los 150 °C, ya que debajo de estas temperaturas es más probable que la calcedonia controle el contenido de sílice disuelto. A continuación se describen los principales geotermómetros de sílice (*Fournier, 1977; Karingithi 2009*):

- 1) Máxima pérdida de vapor: en esta ecuación, se compensa la pérdida de vapor debida a ebullición, se aplica en: descargas de pozos, agua termal y manantiales con altas tasas de descarga y temperatura cercana al punto de ebullición.

$$T \text{ (}^\circ\text{C)} = \frac{1522}{5.75 - \log (\text{SiO}_2)} - 273.15 \dots\dots\dots\text{ec.9}$$

2) Conductivo: se aplica solo para aguas que se enfrían debido a la conducción durante su ascenso. Se utiliza en agua termal con temperaturas por debajo del punto de ebullición.

$$T (^{\circ}\text{C}) = \frac{1309}{5.19 - \log (\text{SiO}_2)} - 273.15 \dots\dots\dots ec.10$$

3) Si el geotermómetro de cuarzo conductivo indica una temperatura entre 120 °C y 180 °C, la solubilidad de calcedonia controla la solubilidad de sílice, por lo que en estos casos se debe aplicar el geotermómetro de la calcedonia

$$T (^{\circ}\text{C}) = \frac{1112}{4.91 - \log (\text{SiO}_2)} - 273.15 \dots\dots\dots ec.11$$

4) Las temperaturas de 100 °C y 120 °C indican el límite de aplicación del geotermómetro de calcedonia, pero si este da valores menores de los 100 °C, es el sílice amorfo el que controla la solubilidad y la ecuación 12 es la que debe aplicarse.

$$T (^{\circ}\text{C}) = \frac{731}{4.52 - \log (\text{SiO}_2)} - 273.15 \dots\dots\dots ec.12$$

### 4.1.3 INTERPOLACIÓN

Para la realización de los mapas que muestran la concentración de calcio presente en el agua geotérmica, así como el índice de saturación de calcita, se utilizó el software *Surfer*, el cual permite el procesamiento de datos georeferenciados donde, por medio de métodos de interpolación, se generan mapas con curvas de iso-concentración.

Las herramientas de interpolación por lo general se dividen en métodos determinísticos y estadísticos geográficos (geoestadísticos), aunque también existen métodos combinados (*Jin Li, 2014*).

- Los métodos determinísticos de interpolación asignan valores a las ubicaciones basándose en los valores medidos circundantes y en fórmulas matemáticas específicas que determinan la suavidad de la superficie resultante. Los métodos determinísticos incluyen IDW (ponderación de distancia inversa), vecino natural, tendencia y splines.
- Mientras que, la geoestadística es una rama de la estadística especializada en el análisis e interpretación de datos georeferenciados (*Jin Li, 2014*). La geoestadística utiliza técnicas para determinar, estimar y modelar los valores de la variable de interés en un área, con base en la relación estadística entre los puntos medidos. Y debido a esto, las técnicas de estadística geográfica no sólo tienen la capacidad de producir una superficie de predicción sino que también proporcionan alguna medida de la certeza o precisión de las predicciones.

La mayoría de los métodos de interpolación, se basan en la siguiente fórmula general de estimación:

$$\hat{Z}(x_0) = \sum_{i=1}^n \lambda_i z(x_i) \dots\dots\dots ec. 13$$

donde  $\hat{Z}$  es el valor estimado de la variable en el punto de interés  $x_0$ ,  $z$  es el valor observado en el punto de muestra  $x_i$ ,  $\lambda_i$  es el peso asignado al punto de muestra, y  $n$  representa el número de muestras, utilizadas para la estimación.

Para este trabajo se consideraron dos métodos de interpolación; el método de Kriging y distancia inversa ponderada (IDW). El método de interpolación de Kriging, el cual cuantifica la estructura espacial de los datos mediante el uso de variogramas (y semivariogramas) y calcula los valores en las zonas donde no se tiene determinado el dato. Se asume que los datos más cercanos a un punto conocido tienen mayor peso o influencia sobre la interpolación, influencia que va disminuyendo conforme se aleja del punto de interés.

En geoestadística, el cálculo de la semi-varianza se encuentra definido por la siguiente ecuación:

$$\bar{\gamma}(h) = \frac{\sum Z(x+h)-Z(x)^2}{2n} \dots\dots\dots ec.14$$

Donde  $Z(x)$  es el valor de la variable en el sitio  $x$ ,  $Z(x + h)$  es otro valor separado del anterior por una distancia  $h$  y  $n$  es el número de parejas (de puntos) que se encuentran separadas por dicha distancia. El numerador de la fracción en la *ecuación 14*, es la fórmula para el cálculo de la varianza. A partir de esto se puede determinar que la semivarianza es la mitad de la varianza para el número de parejas de puntos  $n$  dentro de los intervalos.

La interpretación del variograma (y semivariograma) es que, a menor distancia entre los sitios, mayor similitud o correlación espacial entre las observaciones. Por ello en presencia de autocorrelación se espera que para valores de  $h$  pequeños el semivariograma experimental tenga magnitudes menores a las que toma cuando las distancias  $h$  se incrementan.

El método IDW es similar al Kriging, ya que da más peso a los valores cercanos a un punto, pero posee una menor complejidad del cálculo y no tiene una afectación significativa por el comportamiento del variograma. El IDW utiliza un algoritmo simple basado en distancias (Johnston et al. 2001). Ambos modelos, Kriging ordinario e IDW, asumen que las predicciones son una combinación lineal de los datos.

Al aplicar ambos métodos de interpolación, se determinó que el más viable para este trabajo es el método IDW. La selección de este método se debió a que los variogramas obtenidos no mostraban una correlación adecuada al aplicar la interpolación de Kriging.

## 4.2 RESULTADOS

### 4.2.1 TEMPERATURA E ÍNDICE DE SATURACIÓN DE CALCITA

En las siguientes tablas (6 a 8), se muestran las temperaturas obtenidas a partir de los geotermómetros de cuarzo conductivo (ec.10) de calcedonia (ec.11) así como el índice de saturación de calcita. Lo anterior se calculó con base en datos geoquímicos reportados por: *Portugal et al. (2000)*, *González Partida et al (2001)* y *Barragán et al. (2010)*. Los datos se presentan en las *tablas 3 a 5 de este trabajo*.

En el caso de las muestras de manantiales, al aplicar el geotermómetro de cuarzo conductivo, se obtuvieron temperaturas que van desde los 96 °C hasta los 149 °C. Al obtener estos valores de temperatura y con base en *Fournier (1977)* y *Karingithi (2009)*, fue necesario aplicar el geotermómetro de calcedonia, obteniendo temperaturas que van de los 100 a 123 °C. En algunas muestras fue necesario también aplicar el geotermómetro de sílice amorfo (ec.12) (dichas muestras se indican con doble asterisco).

Tanto las muestras de pozos (recalculadas a condiciones de reservorio), como el agua de manantial muestran una alta concentración de calcio (*figura 4.3 y 4.4*), valores hasta 270 y 240 ppm, respectivamente. El agua de manantial presenta una mayor concentración de calcio, en la zona centro-noreste del área de estudio.

La mayoría de las muestras de manantiales se encuentran sobre-saturadas en calcita (*figura 4.5*), presentándose los valores más altos en la zona centro-centro este, del área de estudio. Los valores obtenidos del índice de saturación van desde 0.2 hasta 1.7 (aproximadamente). Por otra parte, las muestras de pozos (recalculadas a condiciones de reservorio) muestran sub-saturación de hasta -2.2 (*tabla 8*).



**Tabla 6.- Temperaturas e índice de saturación de calcita obtenidos con base en los datos de dos muestreos de manantiales, obtenidos por Portugal (2000).**

Lugar – Fecha dd/mm/aa	Índice de saturación	Temperatura °C (geotermómetro de cuarzo)	Temperatura °C (geotermómetro de calcedonia-sílice amorfo **)
A. Caliente – 5/12/97	1.44	147	121
Álamo – 10/06/97	0.49	140	114
Álamo – 2/12/97	0.71	135	108
Bonfil – 1/12/97	0.32	139	112
Bonfil – 12/06/97	0.87	138	112
Cueva – 11/02/97	0.43	126	75**
Cueva – 12/06/97	0.59	130	102
La Palma – 6/12/97	0.82	145	119
Mezquital – 4/12/97	0.82	259	237
Palmitas-II – 11/06/97	0.26	136	60**
Palmito – 13/06/97	0.35	120	100
R. Vírgenes – 1/12/97	0.83	145	119
R. Vírgenes – 12/06/97	0.65	141	115
Reforma – 10/06/97	1.35	136	109
Reforma – 3/12/97	1.2	131	104
Regis – 11/02/97	0.94	120	70**
Regis – 12/06/97	0.05	117	66**
San Ignacio – 12/06/97	1.09	138	115
San Ignacio – 5/12/97	0.9	131	60**
Santana – 14/06/97	0.53	136	68**
Santana – 6/12/97	0.99	140	123
Sta. Lucía – 11/02/97	0.59	117	102
Sta. Lucía – 12/06/97	0.11	135	109
Yaqui – 13/06/97	0.71	140	114
Yaqui – 5/12/97	1.16	138	112

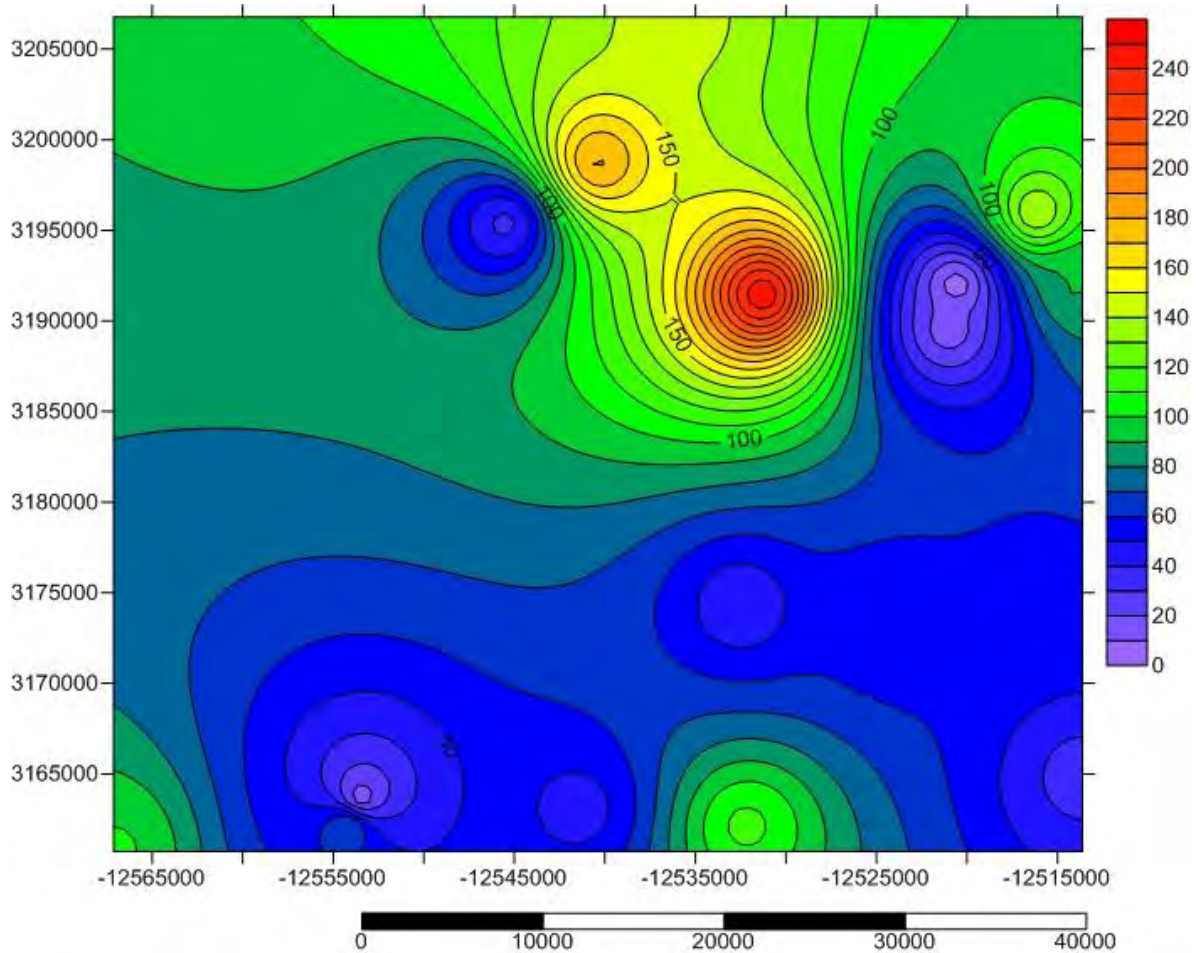
**Tabla 7.- Temperaturas e índice de saturación de calcita, obtenidos con base en los datos para manantiales de González Partida (2001).**

Lugar	Índice de saturación	Temperatura °C (geotermómetro de cuarzo)	Temperatura °C (geotermómetro de sílice amorfo**)
A. Caliente	1.71	146	118
El Yaqui	0.54	128	100
San Alberto	0.94	165	115**
San Regis	0.77	126	100
R. Mezquital	0.45	109	60**
El Palmito	0.47	110	60**
Santa Ana	1.2	131	105
El Álamo	1.23	130	103
La Reforma	1.19	138	112
San Ignacio	0.93	131	104
Santa Lucía	1.51	113	70**

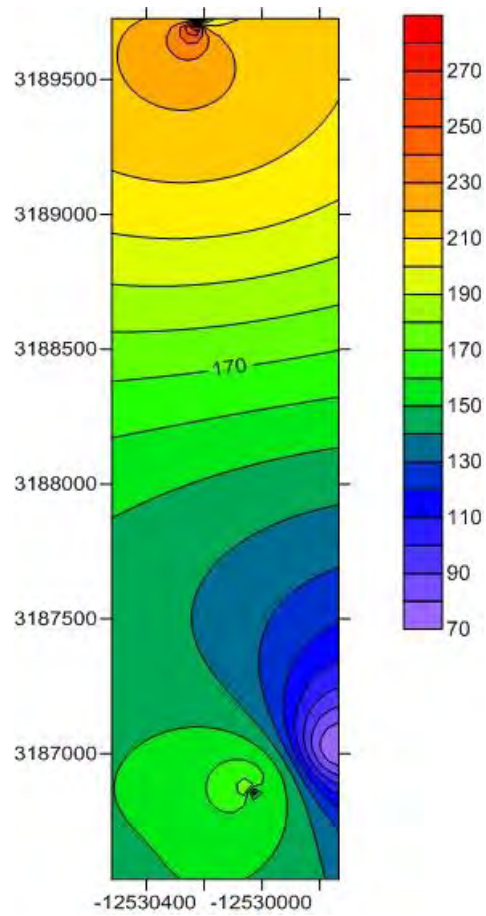
**Tabla 8.- Índices de saturación a condiciones de reservorio, obtenidos con base en los datos de Barragán et al. (2010).**

Pozo (LV)	Índice de saturación
1	-2.25
3	-1.13
4	-0.70
5	-0.24
11	-0.88
13	-1.91

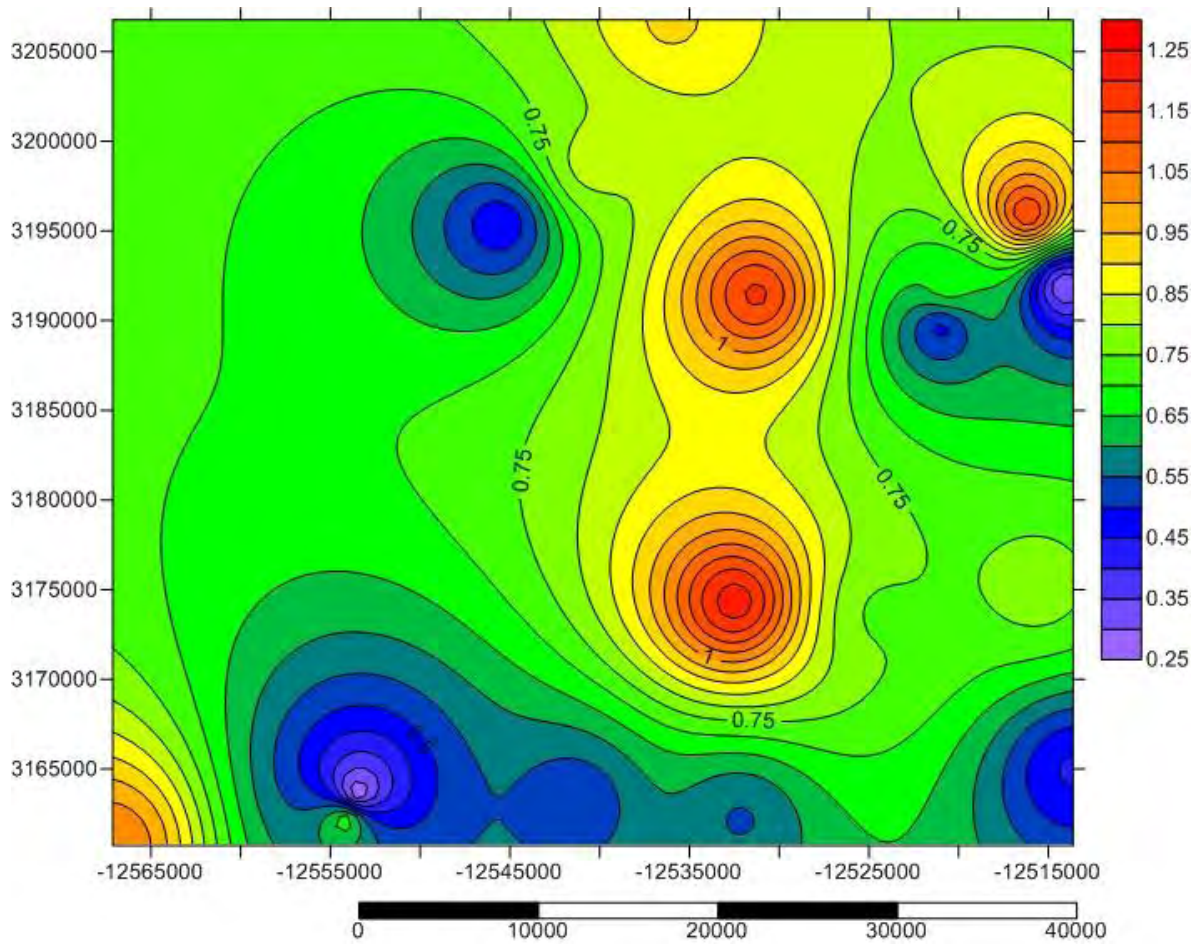
#### 4.2.2 MAPAS DE ISO-CONCENTRACIÓN



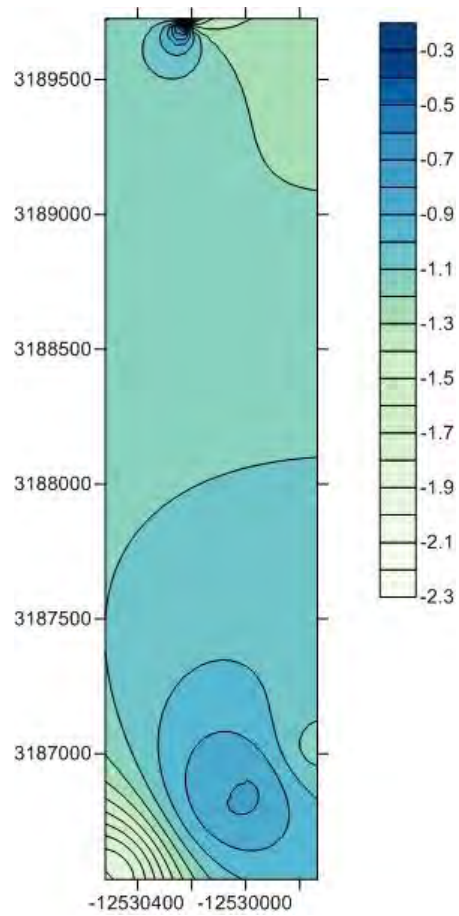
**Figura 4. 3.- Mapa que muestra las curvas de iso-concentración de calcio (ppm) de muestras de manantiales, elaborado con base en los datos recopilados por Portugal et al., 2000 y González Partida et al., 2001. Se observa una tendencia general de aumento en la concentración de calcio, que va de sur a norte.**



**Figura 4. 4.- Mapa que muestra las curvas de iso-concentración de calcio (ppm) a condiciones de reservorio, elaborado con base en los datos recopilados por Barragán et al., 2010.**



**Figura 4. 5.- Mapa que muestra las curvas de iso-concentración del índice de saturación de calcita de muestras de manantiales, elaborado con base en los datos recopilados por Portugal et al., 2000 y González Partida et al., 2001. Se observa una tendencia general de aumento en el índice de saturación, que va del sur hacia la zona centro-este del área de estudio.**



**Figura 4. 6.- Mapa que muestra las curvas de iso-concentración del índice de saturación de calcita a condiciones de reservorio, elaborado con base en los datos recalculados por Barragán et al., 2010.**

## **CAPÍTULO V: DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES**

### **5.1 DISCUSIÓN**

Previo a la perforación y explotación de recursos geotérmicos, se realizan una gran cantidad de estudios ya sean: geológicos, geofísicos y/o geoquímicos. Al tomar en cuenta todos esos estudios, se seleccionan los sitios más adecuados para perforar e instalar pozos productores. Sin embargo, en ocasiones, estos estudios no toman en cuenta ciertas particularidades del sistema hidrotermal, las cuales pueden llegar a disminuir la eficiencia en la explotación del recurso, tal como lo es el caso de la incrustación mineral.

Como ya se mencionó, la incrustación de calcita en sistemas hidrotermales, es un problema que genera una disminución en la producción de pozos geotérmicos. En particular en el campo de Las Tres Vírgenes, es un problema que se ha presentado desde que se inició la producción en el mismo.

#### **5.1.1 CONCENTRACIÓN DE CALCIO**

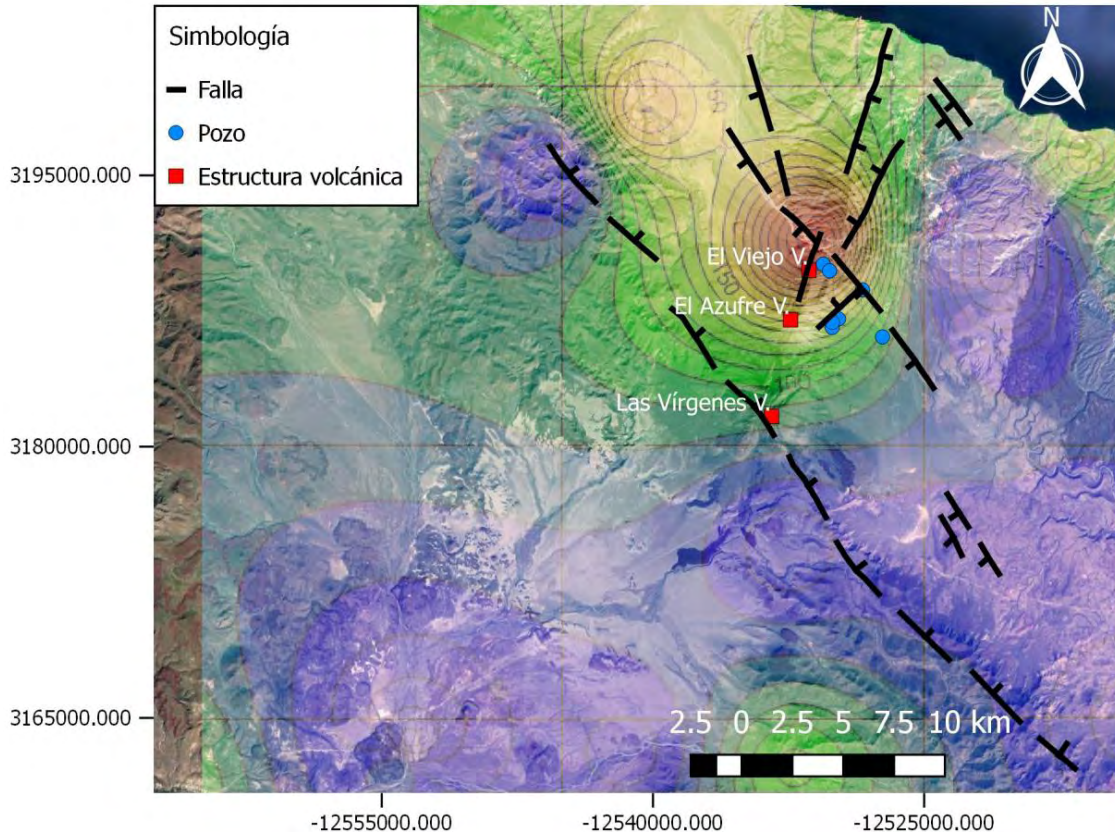
Es importante mencionar que el agua de manantial de LTV, muestra concentraciones de calcio con valores hasta las 400 ppm (*tablas 3 a 5*), las cuales son más elevadas de lo reportado en otros campos (e.g. Tahuara 14 ppm, Wairakei 26 ppm y Tongonan 86 ppm; *Ellis et al., 1977*). Esto es un factor fundamental en la formación de calcita. La composición reportada en otros campos se muestra en la siguiente tabla, en donde se observa que se tienen concentraciones de calcio que van entre las 10 y 90 ppm.

**Tabla 9.- Composición química de agua de manantial de distintos países. Tomada de Ellis, A.J et al., 1977.**

Ubicación	Temperatura superficial (°C)	Na <sup>+</sup>	K <sup>+</sup>	Ca <sup>2+</sup>	Mg <sup>2+</sup>	Cl <sup>-</sup>	B	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	SiO <sub>2</sub>
Wairakei (NZ)										
Champagne Pool	99	1070	102	26	0.4	1770	21.9	26	76	294
Tahuara (NZ)										
Manantial "A.C."	70	56	14	14	6	8	0.1	105	375	230
Manantial "Hierro terracota"	76	403	46	14	14	537	9.8	105	276	250
Broadlands (NZ)										
Ohaaki	95	860	82	2.5	0.1	1060	32	100	679	338
Waimangu NZ										
Lago "Frying Pan"	67	545	49	10.5	-	762	6.5	320	193	380
Nigawha (NZ)										
Manantial Jubilee	50	870	79	8	2.5	1336	1020	500	333	186
Tongonan (Filipinas)										
Manantial "Banati"	98	1990	211	86	0.4	3397	34.5	74	7	278

Los mapas de iso-concentración de calcio en el campo (a partir de muestras de manantiales) muestran que la concentración de calcio tiende a aumentar de sur a norte, encontrándose los valores más elevados en el Complejo Volcánico Las Tres Vírgenes (*figura 5.1*). Al comparar dichas concentraciones de calcio de manantiales, con las presentes en el reservorio (concentraciones obtenidas por *Barragán et al., 2010*), se observa que se presenta la misma tendencia.

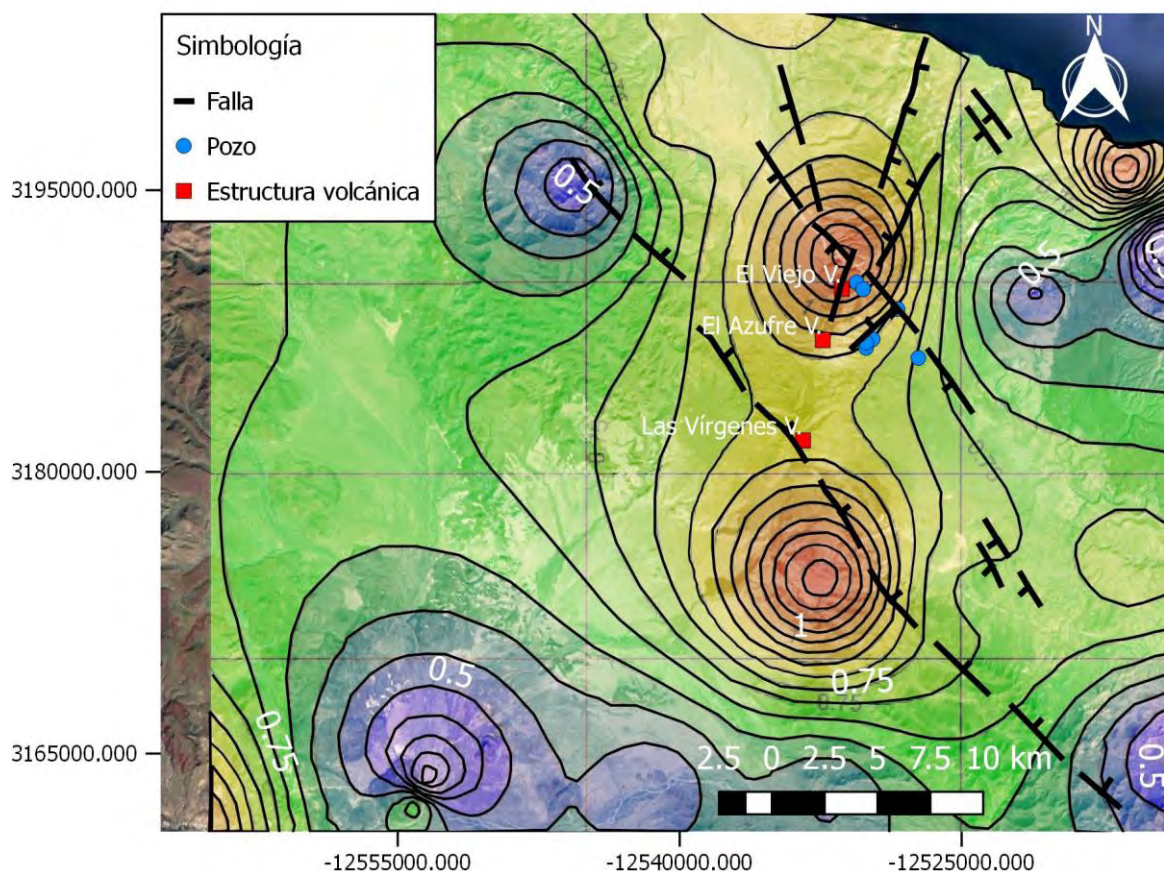




**Figura 5. 1. Mapa que muestra la concentración de calcio (ppm), las principales estructuras volcánicas, fallas (con base en Wong et al., 2006) y la ubicación de los pozos del campo geotérmico LTV.**

### 5.1.2 ÍNDICE DE SATURACIÓN DE CALCITA

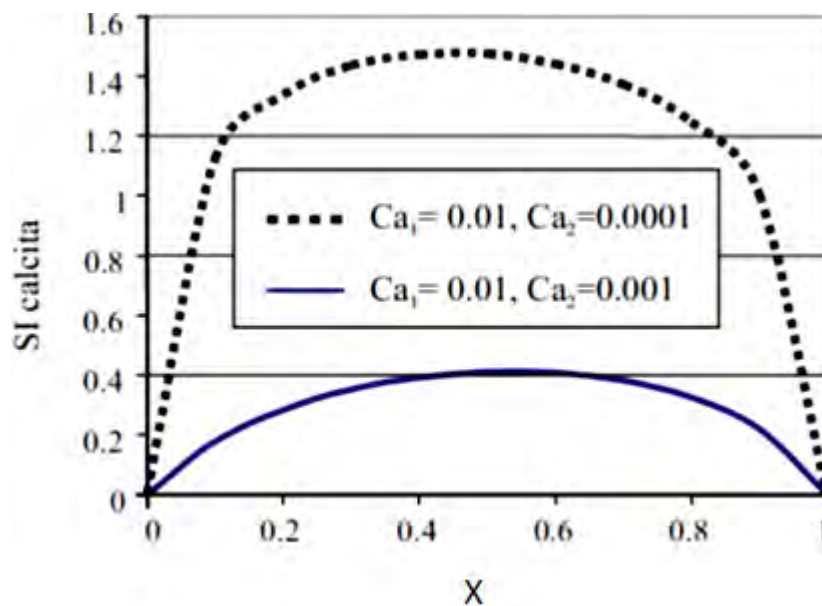
En lo que se refiere a los mapas obtenidos del índice de saturación de calcita, se observa que las aguas de manantial se encuentran saturadas en calcita en la mayor parte del área de estudio. En la *figura 5.2*, podemos observar que las áreas que presentan mayor índice de saturación, se encuentran delimitadas por el Complejo Volcánico Las Tres Vírgenes y al mismo tiempo, coincide con el patrón preferencial de fallas presente en la zona (SE-NW) y la topografía de la zona, factores que determinan en gran medida el flujo del agua subterránea del campo geotérmico. También los valores más altos de saturación, coinciden con el área donde se ubican los pozos instalados en el campo geotérmico.



**Figura 5. 2.- Mapa que muestra el índice de saturación de calcita, las principales estructuras volcánicas, fallas (con base en Wong et al., 2006) y la ubicación de los pozos del campo geotérmico LTV.**

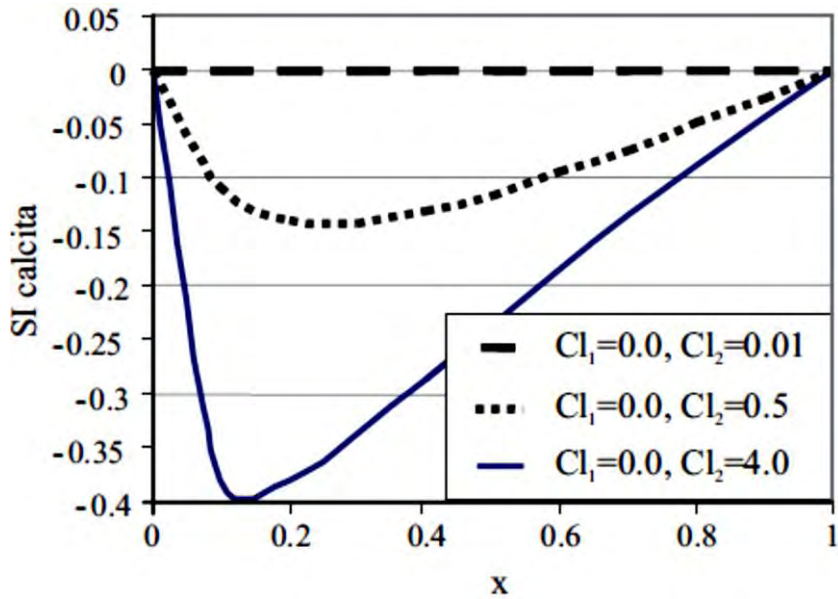
Con respecto a los resultados obtenidos para las condiciones de reservorio (obtenidos a partir de la modelación realizada por Barragán et al., 2010), los fluidos hidrotermales no presentan saturación de calcita. Esto concuerda con el planteamiento propuesto por Barragán et al. (2010) que sugieren que en los pozos de producción se tiene una mezcla de fluidos de diferentes niveles del sistema hidrotermal. Esta mezcla (con algún acuífero somero) sería el mecanismo principal por el cual se genera la saturación de calcita, ya que al ubicar los pozos a partir de los cuales se obtuvo la modelación geoquímica para las condiciones de reservorio, se observa que en esa zona en la superficie (manantiales), los resultados muestran saturación de calcita.

Al considerar que la principal razón de saturación de calcita, es la mezcla de fluidos, es importante pensar que características tienen los fluidos que se están mezclando. En 2007, *Corbella et al.*, describe las posibles características y factores que favorecen (o no), la saturación. En las siguientes figuras (*figuras 5.2 a 5.4*) se presentan gráficas las cuales muestran los efectos intrínsecos de la mezcla química. Se grafica índice de saturación (SI) vs la proporción de mezcla (X) de dos fluidos inicialmente equilibrados con calcita, y cómo estos se ven afectados cuando presentan distintas concentraciones de calcio, valores de salinidad y pH.

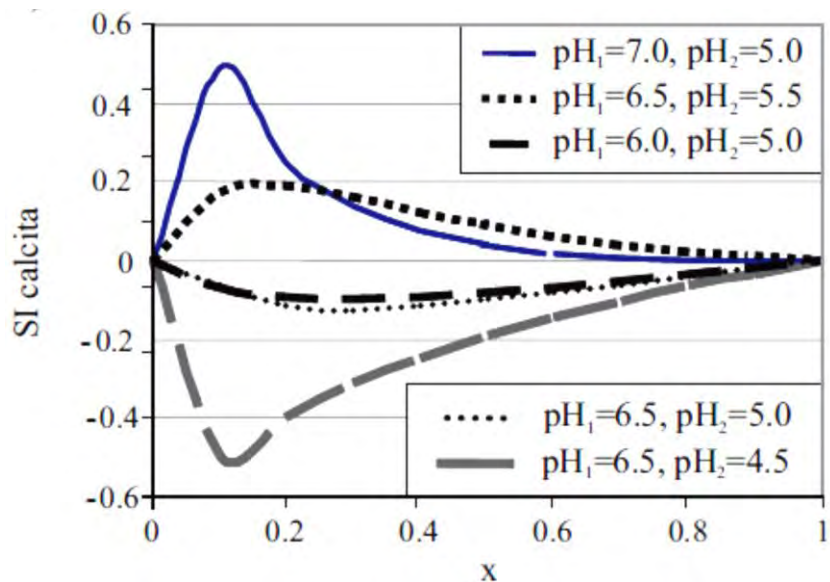


**Figura 5. 3.- Gráfica que muestra el índice de saturación (SI) vs proporción de mezcla (X) de dos fluidos, con distintas concentraciones de calcio (dos órdenes de magnitud: línea de puntos; un orden de magnitud: línea continua). Se observa que para ambos ordenes de magnitud, el mayor índice de saturación se genera al tenerse una proporción de mezcla de 0.5 (aproximadamente). De la misma manera, la mezcla que presentara un mayor índice de saturación, será entre un fluido con una concentración de calcio de 0.1, con otro de 0.0001 (línea punteada). Tomada de Corbella et al., 2007.**





**Figura 5. 4.- Gráfica que muestra el índice de saturación (SI) vs proporción de mezcla (X) de dos fluidos, con distintas salinidades (dos órdenes de magnitud: línea discontinua; medio orden de magnitud: línea de puntos; 4 unidades de diferencia: línea continua). Al ocurrir una mezcla entre fluidos con salinidad 0, con otros de mayor salinidad, se genera una sub-saturación de calcita. Y entre mayor sea la salinidad del segundo fluido, mayor será la sub-saturación. Tomada de Corbella et al., 2007.**



**Figura 5. 5.- Gráfica que muestra el índice de saturación (SI) vs proporción de mezcla (X) de dos fluidos, con distintos valores de pH. Se muestran cinco casos distintos con diferencias de pH entre el fluido 1 y el fluido 2, que varían entre una y dos unidades. Se observa que la mayor saturación de calcita se dará cuando se tengan fluidos con un pH más alcalino, y se tenga una proporción de mezcla aproximadamente menor a 0.2. Esto es debido a la variación de la especiación de C con el pH, y constituye el llamado “efecto pH-pCO<sub>2</sub>”. Los tres efectos ocurren simultáneamente si las soluciones que se mezclan tienen una química completamente distinta aunque estén saturadas en calcita estén saturadas en calcita. Tomada de Corbella et al., 2007.**

Algo importante a considerar también es la pérdida de CO<sub>2</sub> que se tiene al producirse procesos de ebullición durante la explotación del recurso, generando la incrustación en los pozos de producción, ya que como se vio en el capítulo 3, la pérdida del CO<sub>2</sub> durante la ebullición es un mecanismo muy importante en la depositación de calcita (e.g el campo geotérmico Broadlands en Nueva Zelanda; Browne, 1984). En el caso del campo LTV se sabe que la ebullición no juega un papel fundamental en la depositación de calcita.

## 5.2 CONCLUSIONES

La concentración de calcio en el sistema geotérmico LTV se encuentra controlada principalmente por la composición del fluido geotérmico original, por la interacción del mismo con las rocas del sistema en las áreas de mayor temperatura y la presencia de procesos de mezcla y ebullición en el reservorio o en los pozos.

La ebullición se había descartado como el proceso principal que afecte la depositación de calcita, debido a que se ha reportado en estudios de inclusiones fluidas que en el reservorio no se alcanzan condiciones de ebullición (*Verma et al., 2006*). Sin embargo, como resultado de la explotación del reservorio se pueden tener zonas que presenten un descenso en la presión donde se puede generar ebullición.

Se puede ver un patrón en el área de estudio, en el cual el índice de saturación en manantiales, aumenta con una tendencia general de sur a norte, y los mayores valores se presentan en la zona centro-este, la cual se encuentra delimitada por el sistema de fallas del área y el CVLTV. Esto se puede deber a los siguientes factores:

- El primero se encuentra relacionado a la concentración de calcio del fluido geotérmico original y su posterior mezcla con otro fluido con una concentración distinta de calcio.
- Seguido de esto, al encontrarse en constante movimiento el fluido geotérmico en el sistema, este se va enfriando gradualmente. Esto es muy importante recordando la solubilidad inversa de la calcita.
- La mezcla del fluido geotérmico caliente con aguas termales como la descargada en los manantiales de Agua Caliente puede influir también en la sobre-saturación de calcita.

Considerando la información publicada por *Corbella et al., 2007*, se pueden hacer propuestas sobre las características que presentan los fluidos que participan en el proceso de mezcla:

- El fluido más superficial, presentaría una concentración de calcio menor a la del fluido más profundo (se sabe por los valores recalculados por *Barragán et al., 2010*, que a condiciones de reservorio se tienen concentraciones de calcio altas), ya que esta es una condición favorable para la saturación de calcita, con base en la *figura 5.2*.
- La salinidad de los fluidos debiera ser similar, de lo contrario se favorecería la sub-saturación y no se presentaría precipitación por calcita (*figura 5.3*).
- Finalmente, sabemos que el fluido a condiciones de reservorio presenta valores de pH entre 5.4 y 6.8 (*tabla 5*), y con base en la *figura 5.4*, la explicación de la sobre-saturación con calcita requiere que el fluido menos profundo tenga también un pH alcalino.

Al observar las zonas donde se presentan los valores más altos de saturación, se determina que los mapas obtenidos son válidos, ya que ahí es donde se ubican los pozos del campo, y es ahí donde precisamente, se han reportado los problemas de incrustación.

Tomando en cuenta lo anterior, es necesaria la integración completa, con su respectivo análisis, de todos los estudios previos (geoquímicos, geológicos, geofísicos y económicos) necesarios, a tomar en cuenta antes de la selección de los sitios para instalar pozos. Sobre todo es importante analizar los modelos geoquímicos que calculan el estado de saturación del fluido hidrotermal, para prevenir la depositación de calcita en los pozos o en el reservorio. Todo lo anterior con la finalidad de prevenir futuras pérdidas económicas debido a la disminución de producción y a la implementación de metodologías para la remoción de las incrustaciones en los pozos o en las tuberías de transporte del fluido geotérmico a la planta.

## REFERENCIAS

- Avellán D.R., Macías J.L., Arce J.L., Jiménez-Haro A., Saucedo-Girón R, Garduño-Monroy V.H., Sosa-Ceballos G., Bernal J.P., López-Loera H., Cisneros G., Paul W. Layer, García-Sánchez L, Reyes-Agustín G., Santiago Rocha V., Rangel R. (2018). Eruptive chronology and tectonic context of the late Pleistocene Tres Vírgenes volcanic complex, Baja California Sur (México). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, vol. 319, 418 p.
- Barragán R.M, Iglesias E.R., Arellano V.J. Torres R., Tapia R., Hernández P., Ramírez Miguel. (2010). Chemical Modeling of Fluids from the Las Tres Vírgenes B.C.S (México) Geothermal Field. *Proceedings World Geothermal Congress 2010*. Bali, Indonesia, pp. 25-29.
- Beal C.H. (1948). Reconnaissance of the geology and oil possibilities of California, Mexico. *Geological Society Of America Memoir* 31, 138 p.
- Browne, P. (1984). *Lectures on Geothermal Geology and Petrology* National Energy Authority, Grensasvegur 9, Reykjavik, Islandia, 90 p.
- Browne, P.R.L., Ellis A. (1970). The Ohaki-Broadlands hydrothermal area, New Zealand: mineralogy and related geochemistry. *American Journal of Science*, Vol. 269, pp. 97-131.
- Bustamante García (1999). *Monografía geológico-minera del estado de Baja California Sur*, Consejo de Recursos Minerales. SECOFI, Coordinación de Minería, 237 p.
- Camprubí, A., González Partida, E., Levresse, G., Tritlla, J. y Carrillo Chávez, A. (2003). Depósitos epitermales de alta y baja sulfuración: una tabla comparativa. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, Tomo LVI, Núm. 1, pp. 10-18.



- Calmus T., Aguillón-Robles A., Maury R.C., Bellon H., Benoit M., Cotton J., Bourgois J., Michaud F. (2003). Spatial and temporal evolution of basalts and magnesian andesites (bajaites) from Baja California, Mexico: the role of slab melts. *Lithos*, vol. 66, pp. 77-105.
- Conly A.G., Brenan J.M., Bellon H., Scott S.D. (2005). Arc to rift transitional volcanism in the Santa Rosalía Region, Baja California Sur, Mexico. *Volcanology Geothermal Res.*, vol. 142, pp. 303-341.
- Corbella M., Cardellach Ayora C. (2007). Disolución y precipitación de carbonatos en sistemas hidrotermales. Implicaciones en la génesis de depósitos tipo MVT. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, tomo LIX, núm. 1, pp. 83-99.
- Karingithi Cyrus W. (2009). Chemical Geothermometers For Geothermal Exploration. Short Course IV on Exploration for Geothermal Resources, UNU-GTP, Kenya, 12 p.
- Lester D. R., Ord A., Bruce E. (2012). The mechanics of hydrothermal systems: II. Fluid mixing and chemical reactions. *ELSEVIER, Ore Geology Reviews*, pp. 45–71.
- Ellis A.J., Mahon W.A.J. (1977). *Chemistry and Geothermal Systems*. Academic Press, 392 p.
- Ferrari L., López-Martínez M., Orozco-Esquivel T., Scott E. 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*; 9 (5): pp. 1161–1200.
- Fletcher J., Grove M, Kimbrough D., Lovera O., Gehrels George. (2007). Ridge-trench interactions and the Neogene tectonic evolution of the Magdalena Shelf and southern Gulf of California: Insights from detrital zircon U-Pb ages from the

Magdalena Fan and adjacent areas. Geological Society of America Bulletin, v. 119, no. 11/12, pp 1313–1336.

Fournier R.O. (1977). Chemical Geothermometers And Mixing Models For Geothermal Systems, Geothermics, Vol. 5, pp. 41-50.

Friedman Gerald M. (1992). Principles of sedimentary deposits: Stratigraphy and sedimentology, Nueva York, Macmillan, 792 p.

Gastil R.G., Philipps R.P., Allison E.C. (1975). Reconnaissance geology of the State of Baja California, Geological Society of America, Memoir 14, 170 p.

Gastil R.G. (1979). Current problems in the geology of the Cedros-Vizcaino Region. Geological Society of America, Annual Meeting, San Diego, California, Field guides and papers of Baja California, pp. 149-158.

Giggenbach W.F. (1992). Chemical techniques in geothermal exploration. Aplicaciones of Geochemistry in Geothermal Reservoir Development. UNITAR/UNDP, pp. 119–144.

Giraldo Henao R. (2010). Introducción a la Geoestadística. Material no publicado. Universidad Nacional de Colombia, Facultad de Ciencias, Bogotá, 94 p.

González Partida, E., Tello Hinojosa E., Pal Verma M. (2001). Características geoquímicas de las aguas del reservorio del sistema hidrotermal actual de Las Tres Vírgenes, Baja California Sur, México, Ingeniería hidráulica en México, vol.XVI, núm 1, pp. 47-56.

González Romo I. (2016). Caracterización de depósitos y alteración hidrotermal en la región geotérmica Los Volcanes, Baja California Sur. Tesis de licenciatura., UNAM, 89 p.

- Granados. E. (1983). Calcium carbonate deposition in geothermal wellbores Miravalles geothermal field Costa Rica. Tesis de maestría. Universidad de Stanford, 154 p.
- Haklidir Fusun Tut, Mehemet H. (2017). Fuzzy control of calcium carbonate and silica scales in geothermal systems. *Geothermics* 70, 230-238.
- Hausback B.P. (1984). Cenozoic volcanic and tectonic evolution of Baja California Sur , Berkeley, University of California, 18 p.
- Henley R. W., Truesdell A. H., Barton P. B., Whitney J. A. (1984). Fluid-Mineral Equilibria In Hydrothermal Systems. SOCIETY OF ECONOMIC GEOLOGISTS, Reviews in economic geology, Volumen 1, 258 p.
- INEGI (1995). Síntesis Geográfica del Estado de Baja California Sur. Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática, 30 p.
- INEGI (2015). Anuario estadístico y geográfico de Baja California Sur. Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática, 382 p.
- Jin Li, Andrew D. H. (2014). Spatial interpolation methods applied in the environmental sciences: A review, *Environmental Modelling & Software*, vol. 53, pp.173-189.
- Llopis Trillo G., Angulo, V. C. (2008). Guía de la energía geotérmica, FENERCOM, Madrid, España, 178 p.
- López Hernández A., García Estrada G., Arellano Guadarrama J.F. (1994). Geological and Geophysical Studies at Las Tres Virgenes, B.C.S., Mexico, Geothermal Zone. *Geothermal Resources Council Transactions*, vol. 18, pp. 275-280.

- Lozano F. (1976). Evaluación petrolífera de la Península de Baja California, México. Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, v. 27, núm. 4-6, pp. 106-303.
- Macías Vázquez J.L, Jiménez Salgado E. (2013). Estudio de Estratigrafía y Geología del Complejo Volcánico Tres Vírgenes, B.C.S., Geotermia, Vol. 26, No.1, pp. 14-23.
- Maksaev V., 2001. Apuntes de Metalogénesis. FCSM, Universidad de Chile, 378 p.
- Martínez Alfaro Pedro E., Martínez Santos P., Castaño S. (2006). Fundamentos de Hidrogeología. Grupo Mundi-Prensa, Madrid, 284 p.
- McCloy C. (1984). Stratigraphy and depositional history of the San Jose del Cabo trough, Baja California, Mexico, Geology of the Baja California Peninsula. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Pacific Section, v.39, pp. 267-273.
- McFall C.C. (1968). Reconnaissance geology of the Concepcion Bay Area, Baja California Mexico. Stanford University, Publications of Geological Sciences, v.10, núm. 5, 25 p.
- Meyer, C., Hemley, J.J. (1967). Wall Rock Alteration: Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits, Primera Edición, Hubert L. Barnes (ed.), Holt, Rinehart and Winston Inc. Publication, pp. 166-235.
- Mina Uhink F. (1957). Bosquejo geológico del Territorio Sur de la Baja California. Boletín de la Asociación Minera de Geólogos Petroleros, pp. 139-270.
- Miranda Avilés R. (1992). Estudio geológico a detalle del área San Joaquín-La Gobernadora, Baja California Sur, México, La Paz. Tesis de licenciatura. Universidad Nacional Autónoma de Baja California Sur, Departamento de Geología Marina, 96 p.

- Moore T.E. (1984). Geology, petrology and tectonic significance of the Mesozoic paleoceanic terranes of the Vizcaino Peninsula, Baja California Sur, Mexico. Tesis Doctoral. Harvard University, 376 p.
- Ochoa Landín L., Ruíz J., Calmus T., Pérez Segura E., Escandón F. (2000). Sedimentology And Stratigraphy Of The Upper Miocene El Boleo Formation, Santa Rosalía, Baja California, Mexico. Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, volumen 17, número 2, 83-96.
- Ortega Gutiérrez F. (1982). Evolución magmática y metamórfica del complejo cristalino de La Paz, B.C.S. Sociedad Geológica Mexicana, Convención Geológica Nacional, 90 p.
- Pantoja Alor J., Carrillo Bravo J. (1996). Bosquejo geológico de la región de Santiago, San José del Cabo, Baja California, Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, v.17, pp. 1-11.
- Portillo Pineda R., 2012. Estructura y cinemática de la apertura del Golfo de California, por Medio de experimentos físicos de extensión cortical y litosférica. Tesis de maestría. UNAM, 151 p.
- Portugal E., Birkle P., Barragán R. R.M., Arellano V.M., Tello E., Tello M. (2000). Hydrochemical–isotopic and hydrogeological conceptual model of the Las Tres Vírgenes geothermal field, Baja California Sur, México., Journal of Volcanology and Geothermal Research 101, 223 p.
- Prol-Ledesma, R.M., Arango-Galván, C., Torres-Vera, MA. (2016). Rigorous Analysis of Available Data from Cerro Prieto and Las Tres Virgenes Geothermal Fields with Calculations for Expanded Electricity Generation. Natural Resources Resesearch, vol. 25, ed. 4, pp. 445-458.

Quijano León, José Luis, Gutiérrez Negrín, Luis C.A. (2003). "An Unfinished journey: 30 years of geothermal-electric generation in Mexico". GRC Boletín, Vol. 32, No. 5, 81 p.

Quijano León, J.L. (2007). Manual de geotermia. Material no publicado. 109 p.

Ramírez M., Morales Alcalá L., Flores Armenta, Sandoval Medina F., Hernández L. (2013). Selección del orificio de integración para mejorar la vida útil del pozo LV-6 del campo geotérmico de Las Tres Vírgenes, B.C.S. Geotermia, Vol. 26, No.1, pp. 44-52.

Rangin Claude (1978). Speculative model of Mesozoic geodynamics, Central Baja California to northeastern Sonora, Mexico, Mesozoic paleogeography of the western United States: Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Pacific Section, Symposium 2, pp. 85-106.

Romero Rojas S.A., Maraver Romero D.A. (1992). Informe geológico y evaluativo del prospecto Fosforitas Temabiche, municipio de Comondú, Baja California Sur, México, Consejo de Recursos Minerales, Informe Técnico, 50 p.

Schaaf P., Böhnel H., Pérez-Venzor J.A. (2000). Pre-Miocene palaeogeography of the Los Cabos Block, Baja California Sur: Geochronological and palaeomagnetic constraints, Tectonophysics, 318(1), pp. 53–69.

Schlumberger "Remoción de incrustaciones" (en línea).

[http://www.glossary.oilfield.slb.com/es/Terms/s/scale\\_removal.aspx?p=1](http://www.glossary.oilfield.slb.com/es/Terms/s/scale_removal.aspx?p=1)

Consulta 08 de julio del 2018.

Sedlock R.L. (1991). Mesozoic geology and tectonics of the Cedros-Vizcaino-San Benito and Margarita-Magdalena Regions, Baja California, Mexico, Universidad Nacional

Autónoma de Baja California Sur, Reunión sobre la geología en la Península de Baja California, pp. 55-62.

Sedlock R.L., Ortega Gutiérrez F., Speed R.C. (1993). Tectono-stratigraphic terranes and tectonic evolution of Mexico, Geological Society of America Special Paper 278, 153 p.

Serkan A., Serhat A., Mahamut P. (2002). Effect of calcite scaling on pressure transient analysis of geothermal wells. PROCEEDINGS, Twenty-Seventh Workshop on Geothermal Reservoir Engineering Stanford University, Stanford, California, 144 p.

Shock E. L., Schulte M.D. (1998). Organic synthesis during fluid mixing in hydrothermal systems, J. Geophys. Res., 103 p.

Sierra J.L, Pedro Graciela E. (1998). Energía Geotérmica. Material no publicado. 58 p.

Simmons Stuart F., Christenson Bruce W. (1994). Origins of calcite in a boiling geothermal system. American Journal of Science, Vol. 294, pp. 361-400.

Stefán Arnórsson (1989). Deposition of calcium carbonate minerals from geothermal waters, theoretical considerations. Geothermics, volumen 18, pp. 33-39.

Tapia Salazar R., Arvizu Meza N., Hernández Lagunas P., Ramírez Ramírez G. (2013). Evaluación de un nuevo inhibidor de calcita en el pozo LV-4A del campo geotérmico de Las Tres Vírgenes, BCS, México. Geotermia, Vol. 26, No.1., pp. 34-44.

Valdéz Salas B., Schorr Wiener M., Carrillo Beltran M., Zlatev R, Montero Alpirez G., Campbell Ramírez H. (2013). Corrosión en la Industria geotermoeléctrica. En Valdéz Salas B, & Schorr Wiener M (Eds.). Corrosión y preservación de la infraestructura industrial. Barcelona, España: OmniaScience, pp. 49-68.

- Verma Surendra P., Pandarinath Kailasa, Santoyo E., González-Partida E., Torres-Alvarado I. S., Tello-Hinojosa E. (2006). Fluid chemistry and temperatures prior to exploitation at the Las Tres Vírgenes geothermal field, México, ELSEVIER, *Geothermics* 35, pp.156–180.
- Vetter, O.J. (1987). Test and Evaluation Methodology for Scale Inhibitor Evaluations. International. Simposio de Química, San Antonio, TX, pp. 159-186.
- Viggiano-Guerra, J.C., Sandoval-Medina, F., Flores-Armenta, M.C., Pérez, R.J., González-Partida, E. (2009). Aplicación del SPCALC en la especiación química y termodinámica de fluidos: ejemplo del caso de los pozos LV-4A, LV-11 y LV-13, del campo geotérmico de Las Tres Vírgenes, BCS. *Geotermia*, 22(1), 12-27.
- Wanner Cristoph, Eichinger F., Jahrfeld T., Diamond L.W. (2017). Causes of abundant calcite scaling in geothermal wells in the Bavarian Molasse Basin, Southern Germany. *EL SEVIER, Geothermics*, vol. 70, pp. 324-338.
- Wilson I.F. (1948). Buried topography, initial structures and sedimentations in Santa Rosalia area, Baja California, Mexico, *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, núm. 9, pp. 1807-1972.
- Wong V., Munguía L. (2006). Seismicity, focal mechanisms, and stress distribution in the Tres Vírgenes volcanic and geothermal region, Baja California Sur, Mexico. *Geofísica internacional* 45(1), pp. 23-37.

## **BIBLIOGRAFÍA CONSULTADA**

- Aranda-Gómez J.J y Pérez-Venzor J.A. (1995). Reconocimiento geológico en el límite occidental del bloque de Los Cabos Sur: La Paz, Universidad Autónoma de Baja



California Sur, Sociedad Geológica Peninsular, Reunión internacional sobre la geología de la Península de Baja California, pp. 13-14.

Barnes D.A. (1982). Basin analysis of volcanic arc derived Jura-Cretaceous sedimentary rocks, Vizcaino Peninsula, Baja California Sur Mexico, University of California, Santa Barbara, disertación doctoral, 249 p.

Bénézech Pascale, Stefánsson A., Gautier Q., Schott J. (2013). Mineral Solubility and Aqueous Speciation Under Hydrothermal Conditions to 300 °C, The Carbonate System as an Example, Reviews in Mineralogy & Geochemistry Vol. 76, pp. 81-133.

Daniel R. L., Alison Ord, Bruce E. (2012). The mechanics of hydrothermal systems: II. Fluid mixing and chemical reactions, ELSEVIER, Ore Geology Reviews 49, pp. 45–71.