



Programa Regional de Entrenamiento

Geotérmico (PREG)

Diplomado de Especialización en Geotermia-2014

Universidad de El Salvador

Facultad de Ingeniería y Arquitectura

Unidad de Postgrados



INFORME FINAL DEL TRABAJO DE GRADUACIÓN

“CARACTERIZACIÓN TÉRMICA DE UN RESERVORIO GEOTÉRMICO EN UNA ZONA VOLCÁNICA”

Presentado por:

Yenny Paola Casallas Veloza
Délmar Misael Villatoro Martínez

Geóloga
Ing. Geólogo

Director del trabajo

Elizabeth Torio Henríquez

Lic. Geóloga

San Salvador, El Salvador, *Octubre de 2014*

RESUMEN

Para conocer el comportamiento y la evolución térmica de la zona de reservorio de un campo geotérmico, se usan técnicas de laboratorio tales como microscopía, para la identificación de minerales de alteración hidrotermal, y microtermometría de inclusiones fluidas (*IF*), para conocer la temperatura y salinidad de los fluidos hidrotermales que interactuaron con las rocas del reservorio. Adicionalmente, comparando los rangos de temperatura obtenidos por las técnicas mencionadas, con los registros de temperatura estabilizada de los pozos, se logra conocer la evolución térmica del reservorio.

Es así que este proyecto pretende contribuir en la actualización del modelo conceptual, comprendiendo y conociendo la evolución y estado térmico de un campo geotérmico ubicado dentro de un sistema volcánico con potencial geotérmico en El Salvador; para lo cual se realizó un análisis de la evolución térmica de un reservorio geotérmico.

Las muestras analizadas corresponden a testigos de roca en zona de reservorio de tres pozos profundos: se tuvo en cuenta cinco muestras de vetillas de calcita y anhidrita para realizar secciones doblemente pulidas a las que se les realizó el estudio de microtermometría de inclusiones fluidas, además se realizó un análisis petrográfico a secciones delgadas de los testigos de los tres pozos geotérmicos para la identificación de minerales de alteración hidrotermal indicadores de temperatura.

Al realizar los análisis antes mencionados a las muestra, se obtuvo los rangos de temperatura mineralógica de alteración hidrotermal y las temperaturas de homogenización (T_h) y temperatura de fusión de hielo (T_f) de *IF*; los datos obtenidos se compararon con las temperaturas medidas en los pozos, con lo cual se obtuvo información que permitió verificar y analizar el comportamiento de la temperatura del reservorio con el tiempo.

De acuerdo con los intervalos de temperatura encontrados, se concluyó que el testigo 1 del pozo A y el pozo B se encuentra en equilibrio térmico con los fluidos geotérmicos, ya que los rangos de temperaturas mineralógicas y las mayores frecuencias de T_h coinciden con las temperaturas registradas en pozo. En el caso del testigo 2 del pozo A y el pozo C, están sufriendo inversión térmica o enfriamiento, ya que los rangos encontrados por mineralogía y por T_h son mayores que la temperatura registrada en pozo.

Además se encontró que hacia el suroeste el reservorio presenta mayores temperaturas, mientras que hacia el noreste y a profundidad las temperaturas son menores o está sufriendo enfriamiento.

A pesar de que hay evidencias de enfriamiento, el reservorio en general es de alta temperatura con intervalos desde 200°C y más de 280°C. Los intervalos son ajustados gracias a las temperaturas de homogenización (T_h).

ÌNDICE

	Página
RESUMEN	2
INTRODUCCIÓN	7
1. PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA	8
2. JUSTIFICACIÓN DEL ESTUDIO	9
3. OBJETIVOS	10
3.1 OBJETIVO GENERAL	10
3.2 OBJETIVOS ESPECÍFICOS	10
4. MARCO TEÓRICO	11
4.1 ALTERACIONES HIDROTERMALES	11
4.1.1 Tipos de Alteración	13
4.1.2 Facies mineralógicas	14
4.2 INCLUSIONES FLUIDAS	15
5. METODOLOGÍA	18
5.1 RECOPIACIÓN BIBLIOGRÁFICA	18
5.2 SELECCIÓN DE MUESTRAS PARA PREPARACIÓN Y MEDICIONES	18
5.3 OBTENCIÓN DE RESULTADOS, INTERPRETACIÓN Y ELABORACIÓN DEL TRABAJO FINAL	19
6. GEOLOGÍA REGIONAL	20
6.1 MARCO TECTÓNICO REGIONAL	20
6.2 LOCALIZACIÓN GEOLOGICA DEL AREA DE ESTUDIO	21
6.3 UNIDADES LITOLÓGICAS	22
6.4 GEOLOGÍA ESTRUCTURAL	24
7. ANÁLISIS DE DATOS	26
7.1 MINERALOGÍA DE POZO	26
7.1.1 Roca reservorio	26
7.1.2 Mineralogía de alteración hidrotermal	26

7.1.3 Rangos de Temperaturas de la zona de reservorio a partir de mineralogía de alteración hidrotermal	38
7.2 MICROTERMOMETRÍA DE INCLUSIONES FLUIDAS	41
7.2.1 Temperatura de homogenización (Th)	42
7.2.2 Temperatura de fusión del hielo (Tf)	47
8. PRESENTACIÓN DE LOS RESULTADOS	48
9. CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES	57
10. AGRADECIMIENTOS	59
11. REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS	60

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1: Minerales comunes de alteración hidrotermal y sus rangos de temperatura de estabilización. Las líneas punteadas indican posibles temperaturas de estabilidad	12
Figura 2: Esquema de las inclusiones fluidas primarias (p), secundarias (s) y pseudosecundarias (Ps)	15
Figura 3 : Modelo de Elevación Digital	22
Figura 4: Columna litológica idealizada	23
Figura 5: Fotografías de facies mineralógicas de Pozo A, Testigo 1	31
Figura 6: Fotografías de facies mineralógicas de Pozo A, Testigo 2	32
Figura 7: Fotografías de facies mineralógicas de Pozo B, Testigo1	33
Figura 8: Fotografías de facies mineralógicas de Pozo B, Testigo 2	35
Figura 9: Fotografías de facies mineralógicas de Pozo C	37
Figura 10: Rangos de temperatura mineralógica de la zona de reservorio para el pozo A, testigo 1	38
Figura 11: Rangos de temperatura mineralógica de la zona de reservorio para el pozo A, testigo 2	39
Figura 12: Rangos de temperatura mineralógica de la zona de reservorio para el pozo B, testigo 1	39
Figura 13: Rangos de temperatura mineralógica de la zona de reservorio para el pozo B, testigo 2	40
Figura 14: Rangos de temperatura mineralógica de la zona de reservorio para el pozo c	40
Figura 15: Histograma de frecuencia para la temperatura de homogenización del testigo 1 del pozo A, profundidad (TVD) 1474 m-1479 m	44
Figura 16: Histograma de frecuencia para la temperatura de homogenización del testigo 2 del pozo A, profundidad (TVD) 1657 m-1661 m	45
Figura 17: Histograma de frecuencia para la temperatura de	45

homogenización del testigo 1 del pozo B, profundidad (TVD) 1229 m-1231 m	
Figura 18: Histograma de frecuencia para la temperatura de homogenización del testigo 2 del pozo B, profundidad (TVD) 1396 m-1400 m	46
Figura 19: Histograma de frecuencia para la temperatura de homogenización del testigo 1 del pozo C, profundidad (TVD) 1856 m-1858 m	47
Figura 20: Correlación de temperatura estabilizada de pozo, mineralógica y de homogenización de IF del pozo A	51
Figura 21: Correlación de temperatura estabilizada de pozo, mineralógica y de homogenización de IF del pozo B	52
Figura 22: Correlación de temperatura estabilizada de pozo, mineralógica y de homogenización de IF del pozo B	53
Figura 23: Perfil en el que se correlaciona la temperatura inferida a partir de la mineralogía de alteración hidrotermal y la temperatura de homogenización de las inclusiones fluidas	54
Figura 24: Perfil de temperaturas medidas en los pozos	55
Figura 25: Perfil de correlación entre temperaturas medidas, temperaturas inferidas a partir de mineralogía de alteración y temperatura de homogenización de inclusiones fluidas	56

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 1: Productos típicos de alteración hidrotermal	12
Tabla 2: Facies mineralógicas y sus respectivas temperaturas	14
Tabla 3: Relación de muestras estudiadas con petrografía e inclusiones fluidas y su ubicación a profundidad.	18
Tabla 4: Mineralogía observada de los pozos de perforación de un reservorio geotérmico	27
Tabla 5: Porcentajes de minerales de alteración en la roca de reservorio	28
Tabla 6: Resumen de rangos de temperatura mineralógica para los pozos geotérmicos A, B y C	41
Tabla 7: Temperatura de homogenización, de fusión del hielo y % en peso de NaCl para las muestras analizadas	47
Tabla 8: Correlación entre temperaturas mineralógicas, facies mineralógicas, temperaturas obtenidas con IF (Th) y temperaturas estabilizadas de pozo	50

ÍNDICE DE MAPAS

Mapa 1: Mapa de tectónica regional para Centroamérica	20
Mapa 2: Geología Regional del área de estudio	25

ÍNDICE DE FOTOGRAFÍAS

Fotografía 1: Testigo de roca de zona de reservorio con vetillas de anhídrita	26
Fotografía 2: Familias de inclusiones fluidas en distintos niveles de un cristal de calcita del testigo 1, del pozo A (profundidad de entre 1474 m y 1479 m)	42
Fotografía 3: Secuencia de calentamiento para encontrar la temperatura de homogenización (Th) de 3 inclusiones fluidas del testigo 2 del pozo A (profundidad de entre 1657 m y 1661 m)	43

INTRODUCCIÓN

Los fluidos calientes producen alteración hidrotermal en la roca, la cual presenta cambios tanto mineralógicos (o cambios químicos) como texturales (o cambios físicos). De acuerdo a la temperatura y quimismo de los fluidos, la alteración hidrotermal genera una asociación mineralógica o facie mineralógica que define rangos de temperatura de formación para dar información de la temperatura del reservorio. Los minerales secundarios formados durante el proceso de alteración hidrotermal, pueden encontrarse en la roca reemplazando los minerales primarios y la matriz de la roca o rellenando fracturas u oquedades.

El reconocimiento de estos minerales secundarios en fracturas es de gran valor ya que de ellos se puede también conocer la temperatura del fluido inicial empleando la microtermometría de inclusiones fluidas en cristales, indicando temperatura de reservorio.

Basados en lo anterior, se realizó la caracterización térmica de un reservorio geotérmico empleando petrografía de testigos de roca de tres pozos geotérmicos y microtermometría de inclusiones fluidas. Por lo tanto, en el presente trabajo se enfoca principalmente en los resultados de dichos análisis y sus respectivas interpretaciones, comparando las temperaturas mineralógicas estimadas con los registros de temperatura de pozo, con el fin de comprender y conocer la evolución y estado térmico del reservorio.

En este estudio se presenta la correlación de temperaturas de reservorio medidas a través de diferentes técnicas de un área geotérmico X en una fase de exploración profunda, para poder ayudar en la actualización del modelo conceptual.

1. PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA

En una zona volcánica con potencial geotérmico, se perforan pozos profundos para determinar las características físicas, químicas y termodinámicas de un reservorio geotérmico. Para estimar la temperatura, su evolución y contribuir y ajustar el modelo geológico se ha requerido el análisis de los testigos de roca de la zona estimada como reservorio geotérmico.

2. JUSTIFICACIÓN DEL ESTUDIO

Para conocer el comportamiento y la evolución térmica de la zona de reservorio de un campo geotérmico es necesario realizar estudios petrográficos de las muestras de pozos, especialmente muestras de núcleos o testigos de roca en zonas con pérdida total de circulación. Así por medio de la aplicación de técnicas de laboratorio tales como microscopía para la identificación de minerales de alteración hidrotermal y microtermometría de inclusiones fluidas, y con la ayuda de registros de temperatura estabilizada de los pozos, se logra conocer la temperatura en el reservorio, contribuyendo en la actualización del modelo conceptual de un campo geotérmico.

3. OBJETIVOS

3.1 OBJETIVO GENERAL

Analizar la evolución térmica de un reservorio geotérmico empleando técnicas de laboratorio como petrografía de minerales de alteración para identificar los ensambles mineralógicos o facies mineralógicas, obteniendo los rangos de temperatura de formación; y microtermometría de inclusiones fluidas en minerales secundarios para inferir la temperatura original de los fluidos geotérmicos.

3.2 OBJETIVOS ESPECÍFICOS

- Aplicar técnicas de laboratorio como petrografía y microtermometría de inclusiones fluidas, en muestras con alteración hidrotermal para reconocer minerales indicadores de facies y determinar temperaturas de formación.
- Determinar mediante microtermometría de inclusiones fluidas, en cristales de anhidrita y calcita, las condiciones térmicas iniciales de un reservorio.
- Identificar minerales de alteración por medio de petrografía de sección delgada para caracterizar facies mineralógicas.
- Correlacionar temperaturas de formación de las condiciones iniciales del reservorio geotérmico obtenidas por medio de inclusiones fluidas y la mineralogía de alteración con temperaturas medidas en pozos.

4. MARCO TEÓRICO

4.1 ALTERACIONES HIDROTERMALES

La alteración hidrotermal es el resultado de la interacción de fluidos, generalmente dominados por agua con las rocas preexistentes a temperaturas menores de 100°C hasta 500°C.

Se distingue dos tipos de alteración hidrotermal: la hipogénica provocada por soluciones ascendentes y supergénica producida por aguas meteóricas descendentes. La distribución y mineralogía de alteración depende del sistema hidrotermal existente y del tipo de yacimiento. Esta interacción agua roca genera halos de reacción con espesores variables, entre unos pocos centímetros hasta varios o cientos de metros. Los minerales de alteración proporcionan información acerca del reservorio, las características de los fluidos y la evolución del sistema hidrotermal, y el estudio se aplica en la evaluación de recursos geotérmicos.

La alteración hidrotermal consiste en cambios mineralógicos, texturales y químicos de las rocas debida un cambio ambiental por la reacción con agua caliente, vapor o gas. Consiste en la transformación de fases minerales, crecimiento de nuevos minerales, disolución de minerales o precipitación y reacciones de intercambio iónico entre los minerales constituyentes de una roca y el fluido caliente que circula por la misma. Aunque la composición litológica original de la roca tiene una influencia en la mineralogía secundaria, su efecto es menor debido a la permeabilidad, temperatura, presión y composición del fluido. O sea, la temperatura del fluido, el pH y Eh del mismo, la duración del flujo dentro de la roca, la ocurrencia de ebullición y condiciones hidrológicas locales son los factores más relevantes en la asociación mineralógica resultante de los procesos de alteración hidrotermal.

Frecuentemente se producen cambios en los colores de la roca, resultando colores claros a veces hasta blancos, dependiendo de los nuevos minerales formados. La alteración hidrotermal produce también cambios en las propiedades de las rocas alterando su densidad, porosidad y permeabilidad. Una roca alterada generalmente es más porosa y más liviana que la roca fresca, muchas veces la alteración hidrotermal abre los espacios necesarios para una mineralización posterior. Sin embargo la alteración arcillosa reduce la permeabilidad de las rocas.

Los minerales nuevos dependen en primer lugar de la temperatura de las soluciones (Figura) para temperaturas altas entre 400°C a 300°C los minerales característicos son granates, anfíboles, piroxenos, turmalina y biotita, entre 300°C-200°C se forman sericita, clorita, carbonatos y sílice. Los productos característicos de las soluciones epitermales con temperatura entre 200°C y 100°C y subvolcánicas son clorita, carbonatos, adularia y arcillas (Tabla 1).

Figura 1: Minerales comunes de alteración hidrotermal y sus rangos de temperatura de estabilización. Las líneas punteadas indican posibles temperaturas de estabilidad (Tomado de Lagat, 2010)

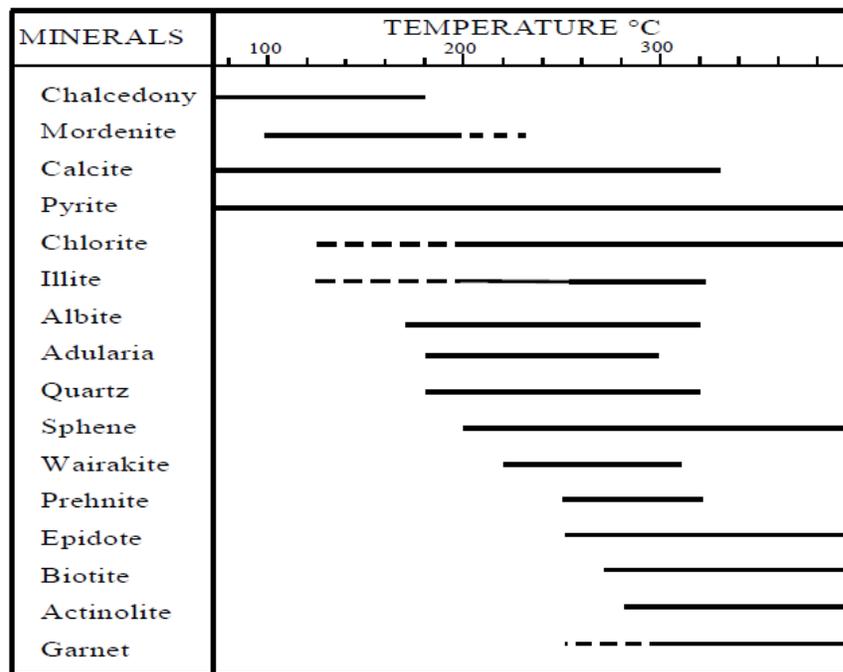


Tabla 1: Productos típicos de alteración hidrotermal (Browne, 1982)

Mineral Original	Producto de reemplazamiento
Vidrio volcánico	Zeolitas, cristobalita, cuarzo, calcita, arcillas
Magnetita/ ilmenita/ titano-magnetita	Pirita, leucóxenos, titanita, pirrotina, hematita
Piroxeno/ anfíbol/ olivino/ biotita	Clorita, illita, cuarzo, pirita, calcita, anhidrita
Plagioclasa cálcica	Calcita, albita, adularia, wairakita, cuarzo, anhidrita, clorita, illita, caolin, montmorillonita, epidota
Anortoclasa/ sanidina/ ortoclasa	adularia

Estas interacciones también generan cambios químicos y físicos. Muchas alteraciones se pueden describir con un intercambio de cationes por iones hidronio. En cuanto a las propiedades físicas también estas se ven influenciadas, la susceptibilidad magnética usualmente disminuye, pero puede aumentar cuando se deposita magnetita hidrotermal. La resistividad eléctrica generalmente decrece porque los sulfuros metálicos permiten el paso de corrientes eléctricas, pero masas silíceas producto de alteración pueden ser más resistentes.

Los minerales primarios de origen magmático son inestables al contacto con los fluidos geotérmicos, como un resultado de las diferencias entre las condiciones magmáticas y el nuevo ambiente, creado por la invasión de los fluidos geotérmicos. Las reacciones químicas tienden hacia un nuevo equilibrio entre los minerales y el fluido geotérmico mediante una serie compleja de desvitrificación, recristalización, solución y reacciones de deposición. La textura original de la roca puede ser modificada ligeramente o completamente obliterada por la alteración hidrotermal.

4.1.1 Tipos de Alteración

a) Depositación directa

Es el tipo de alteración más común y muchos de los minerales hidrotermales encontrados en campos geotérmicos han sido depositados directamente desde una solución. Para que se de esta depositación se necesita que la roca de reservorio contenga espacios abiertos donde el fluido se pueda transportar, esto incluye diaclasas, fallas, inconformidades, vesículas, poros y fisuras.

Cuarzo, calcita y anhidrita pueden fácilmente rellenar vetillas o vesículas, pero clorita, illita, adularia, piritita, pirrotina, hematita, wairakita, fluorita, laumontita, mordenita, prehnita y epidota han sido observadas donde se hayan podido depositar directamente del fluido.

b) Reemplazamiento

Muchas rocas contienen minerales primarios los cuales son inestables en ambientes geotermiales y estos tienden a ser reemplazados por nuevos minerales estables o al menos, metaestables bajo las nuevas condiciones.

En rocas de reservorio volcánicas es fácil distinguir entre minerales primarios y secundarios, pero en rocas sedimentarias o metamórficas de bajo grado esto se dificulta. Esto ocurre porque en los casos de rocas volcánicas, ellas contienen abundantes minerales que son estables en ambientes geotermiales donde hay presencia de aguas álcali cloruradas.

c) Lixiviación

Este proceso toma lugar en los márgenes de los campo geotérmicos, por esta razón no se registra en los cortes o testigos de roca. Algunos de los componentes químicos de las rocas son extraídos por los fluidos hidrotermales al atravesarlas, particularmente cationes metálicos, de modo que la roca es deprimida en dichos componentes o lixiviada. En ciertas condiciones, como por ejemplo donde se condensa vapor acidificado por oxidación de H_2S , la solución ácida resultante (por la presencia de H_2SO_4) ataca las rocas disolviendo minerales primarios, pero sin reemplazar los huecos

resultantes que se producen. Esto puede en casos extremos resultar en una masa porosa de cuarzo residual.

En la alteración hidrotermal ciertos componentes son extraídos selectivamente de las rocas de caja y son agregados al fluido y otros componentes (incluyendo metales de mena), son selectivamente incorporados por las rocas (o forman una cubierta sobre ellas), y son removidos del fluido hidrotermal. Solo la roca alterada es el resultado visible del proceso, porque el fluido es removido del sistema, a excepción de posibles *inclusiones fluidas* en los minerales precipitados.

4.1.2 Facies mineralógicas

A lo largo de los años han sido varios autores los encargados de clasificar las alteraciones hidrotermales influenciadas por el ambiente de formación, Meyer por ejemplo, en 1967 empezó con la descripción y caracterización de cuerpos porfíricos, entre otros autores. De acuerdo al año y al autor ensambles o asociaciones mineralógicas han recibido diferente clasificación. Para definir en forma resumida las facies o ensambles mineralógicos que se puede encontrar en un campo geotérmico en El Salvador, se utilizará un cuadro de la asociación mineralógica y la temperatura de formación de estos minerales (Tabla 2).

Tabla 2: Facies mineralógicas y sus respectivas temperaturas. Tomada de presentación del PREG 2014, módulo de exploración geológica.

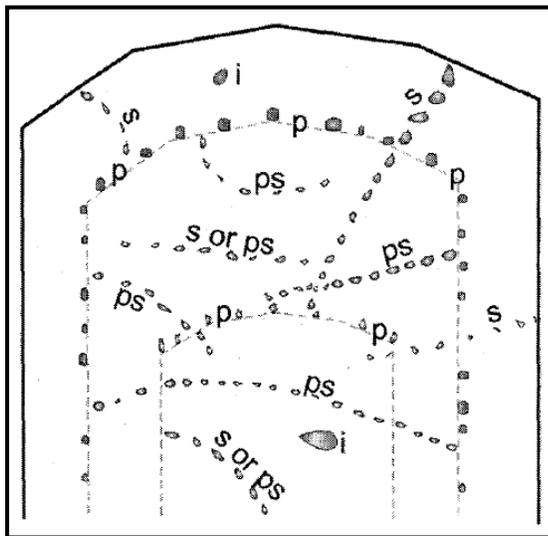
Facies	Minerales indicadores	Temperatura (°C)
Argílica	Esmectita, cristobalita, tridimita, <cuarzo, <corrensita, <calcita, hematita	50-120
Argílica-Filítica	<esmetita, cristobalita, tridimita, <cuarzo, corrensita, <calcita, <hematita, >pirita, <laumontita, <clorita	120-180
Filítica	<<esmetita, <cristobalita, >cuarzo, corrensita, >clorita, >calcita, <hematita, >anhidrita, >pirita, <laumontita	180-220
Filítica-Propilítica	Cuarzo, <corrensita, calcita, clorita, penina, ilita, anhidrita, pirita, wairakita, epidota, adularia	220-260
Propilítica	Cuarzo, clorita, penina, ilita, <anhidrita, pirita, epidota, actinolita, <biotita, <calcita, <<prehnita	>260

4.2 INCLUSIONES FLUIDAS

Durante el crecimiento de los cristales formadores de rocas, se generan imperfecciones en ellos, permitiendo que quede atrapado el paleofluido formador del cristal. Estos paleofluidos atrapados y que perduran por el pasar de los millones de años son denominados *Inclusiones Fluidas (IF)*. Goldstein y Reynolds (1994) introdujeron el concepto de *Fluid Inclusions Assamblage (FIA)* o asociación de inclusiones fluidas, al grupo de inclusiones que fueron atrapadas todas al mismo tiempo, en las mismas condiciones de presión y temperatura y atrapando un fluido de aproximadamente la misma composición (Bodnar 2003). Así, un *FIA* representa un evento fluido en la historia del sistema. Por lo tanto los sólidos, líquidos o gases atrapados son de gran ayuda para los geólogos, ya que proveen valiosa información de los procesos químicos y físicos durante el crecimiento los cristales en la naturaleza.

Básicamente hay tres tipos de inclusiones: primaria, secundaria y pseudosecundaria. Las inclusiones primarias se forman durante el crecimiento del cristal o son a menudo distribuidas irregularmente o a lo largo del cristal, a veces crecen en las caras del cristal. Las secundarias se encuentran sellando fracturas y son comúnmente orientadas en grupos aplanados, están por lo general “estranguladas”. Las pseudosecundarias se observan alineadas limitadas por fracturas dentro de la cara del cristal (Figura 2).

Figura 2: Esquema de las inclusiones fluidas primarias (p), secundarias (s) y pseudosecundarias (Ps)



Las inclusiones fluidas permiten obtener datos del sistema hidrotermal en el que se formó el mineral tales como temperatura (geotermometría), presión (geobarometría), composición general del fluido y densidad del fluido. Las limitaciones en el uso de la contracción de las burbujas en las inclusiones fluidas fue propuesto por primera vez por Sorby, el método de homogenización ha sido polemizado por años seguidos, sin

embargo para que el método sea aceptado, se han formulado las siguientes asunciones:

- El fluido atrapado cuando la inclusión fue sellada proviene de un fluido homogéneo
- La cavidad en la cual el fluido es atrapado no cambien en volumen después de sellado.
- Nada es adicionando o restado de la inclusión después de sellada
- Los efectos de presión son insignificantes
- El origen de la inclusión es conocida
- La determinación de la temperatura de homogenización no solo es precisa, sino exacta (Roedder, 1984).

El uso de inclusiones fluidas para descifrar la temperatura de eventos geológicos pasados fue propuesto por Sorby en 1858, desde entonces las inclusiones fluidas han sido ampliamente utilizadas como geotermómetros. Casa centímetro de cuarzo o calcita, por ejemplo, puede contener un billón de inclusiones, siendo cada una de ellas un registro de geotemperaturas, preservando así la temperatura del momentos específico de su atrapamiento (Roeder, 1984).

Básicamente el uso de inclusiones fluidas como geotermómetros es el resultado de la contracción diferencial del fluido atrapado en el mineral huésped a temperatura ambiente, el cual se evidencia como una burbuja. Se necesita revertir el proceso calentando la inclusión para que ella desaparezca u homogenice Esta temperatura corresponde a la **temperatura mínima de atrapamiento**. Esta temperatura se deduce a partir de la obtención de la temperatura de homogenización, la cual representa la temperatura mínima a la cual el fluido fue atrapado.

Por otra parte, los fluidos hidrotermales son en general soluciones salinas, y gracias a las inclusiones fluidas, la salinidad del fluido original puede ser calculada. Esto se obtiene en términos relativos a partir de la temperatura de fusión de una inclusión, la que es dependiente de la salinidad del fluido. La temperatura de fusión permite determinar la salinidad del fluido en % peso NaCl equivalente de acuerdo a curvas determinadas experimentalmente. Cabe señalar que las inclusiones frecuentemente tienen otras sales disueltas, pero como la determinación es indirecta se asume un sistema simple de $H_2O + NaCl$ y se determina la salinidad relativa a este sistema.

La salinidad se calcula a partir de la ecuación planteada por Bodnar (1993) teniendo en cuenta la fusión final del hielo. Las fórmulas que permiten determinar la salinidad del sistema son:

- Cuando no hay sales (sólidas) en la inclusión, la salinidad puede determinarse por la fórmula planteada por Potter (1977). La fórmula permite calcular la salinidad en el rango $-20,8^{\circ}C < \theta < 0^{\circ}C$ de temperaturas de fusión.

$$\% \text{ peso NaCl eq} = 1,76958 T_m - 4,2384 \times 10^{-2} T_m^2 + 5,2778 \times 10^{-4} T_m^3 \pm 0,028 \quad (1)$$

$$\text{NaCl eq molar} = 0,30604 T_m - 2,8598 \times 10^{-3} T_m^2 + 4,8690 \times 10^{-6} T_m^3 \pm 0,007 \quad (2)$$

Donde T_m es la temperatura e fusión del hielo (Temperature melting) en °C.

- En inclusiones fluidas saturadas que contienen fases sólidas de sales hay que calentarlas para disolver la fase sólida y con la temperatura a la que se disuelve el último cristal de sal se puede determinar la salinidad por la fórmula:

$$\% \text{ peso NaCl eq} = 26,218 + 0,0072 T + 0,000106 T^2 \pm 0,05 \quad (3)$$

Donde T es la temperatura de fusión de los cristales de la inclusión.

5. METODOLOGÍA

La metodología empleada para el desarrollo de este proyecto se muestra en tres diferentes etapas, no necesariamente expuestas en orden cronológico:

5.1 RECOPIACIÓN BIBLIOGRÁFICA

El primer paso se trató de una revisión bibliográfica sobre la geología regional y local de la zona, geología de los pozos ubicados en cercanías al área de estudio y revisión de los reportes geológicos y litológicos de un área geotérmico X.

5.2 SELECCIÓN DE MUESTRAS PARA PREPARACIÓN Y MEDICIONES

Las muestras analizadas corresponden a secciones delgadas y muestras de vetillas de minerales indicadores de alteración hidrotermal de alta temperatura hospedadas en los testigos de roca de zona de reservorio.

Se tuvo en cuenta las secciones delgadas de las zonas de reservorio de los tres pozos geotérmicos analizados, se realizó la petrografía de dichas secciones y se reconoció minerales indicadores de temperatura.

Se tomaron cinco muestras de vetillas de anhidrita de los testigos de roca de zona de reservorio de los tres pozos profundos, se realizó la preparación de las secciones doblemente pulidas y se realizó microtermometría de las inclusiones fluidas. La selección de las muestras para realizar la preparación y posteriormente la microtermometría, se hizo teniendo en cuenta que representaran eventos secundarios a la formación de la roca y que se hayan formado minerales de alteración de alta temperatura.

En la Tabla 3 se muestra la relación de las muestras analizadas y su ubicación a profundidad. Las muestras son de testigos de roca que se tomaron para realizar secciones delgadas doblemente pulidas y microtermometría de inclusiones fluidas, y el análisis petrográfico de las secciones delgadas que se encontraban previamente elaboradas.

Tabla 3: Relación de muestras estudiadas con petrografía e inclusiones fluidas y su ubicación a profundidad

Muestra	Profundidad en metros (TVD)	Profundidad en msnm
POZO A, TESTIGO 1	1474-1479	-530 a -535
POZO A, TESTIGO 2	1657-1661	-713 a -717
POZO B, TESTIGO 1	1229-1231	-283 a -285
POZO B, TESTIGO 2	1396-1400	-450 a -454
POZO C	1856-1858	-982 a -984

La petrografía de inclusiones fluidas consistió en la identificación de las FIA (Fluid Inclusion Assamblage), determinar la geometría de las inclusiones fluidas, su ubicación en los cristales y el tipo de inclusiones. El análisis microtermométrico se llevó a cabo en una platina de enfriamiento y calentamiento LINKHAM MSDG 600 adaptada a un microscopio Nikon con objetivos de 4X, 10X, 20X y 50X; el procedimiento consistió en enfriar la muestra (Chip) con nitrógeno líquido hasta $-60\text{ }^{\circ}\text{C}$ (aproximadamente) y calentar paulatinamente hasta lograr la fusión final del hielo, la cual indica salinidad del fluido atrapado y la homogenización de la inclusión fluida, el cual indica temperatura del reservorio; durante el calentamiento se observan principalmente dos cambios de fases de interés: temperatura de fusión final y de homogenización.

Cabe aclarar que la preparación, mediciones y análisis de las muestras se hicieron en los laboratorios de geología de LaGeo.

5.3 OBTENCIÓN DE RESULTADOS, INTERPRETACIÓN Y ELABORACIÓN DEL TRABAJO FINAL

Así, por medio de las técnicas de laboratorio descritas anteriormente se obtuvieron rangos de temperatura de reservorio. Estas temperaturas mineralógicas obtenidas se correlacionaron con las temperaturas estabilizadas de formación medidas en los pozos, para realizar la interpretación de la evolución térmica del reservorio.

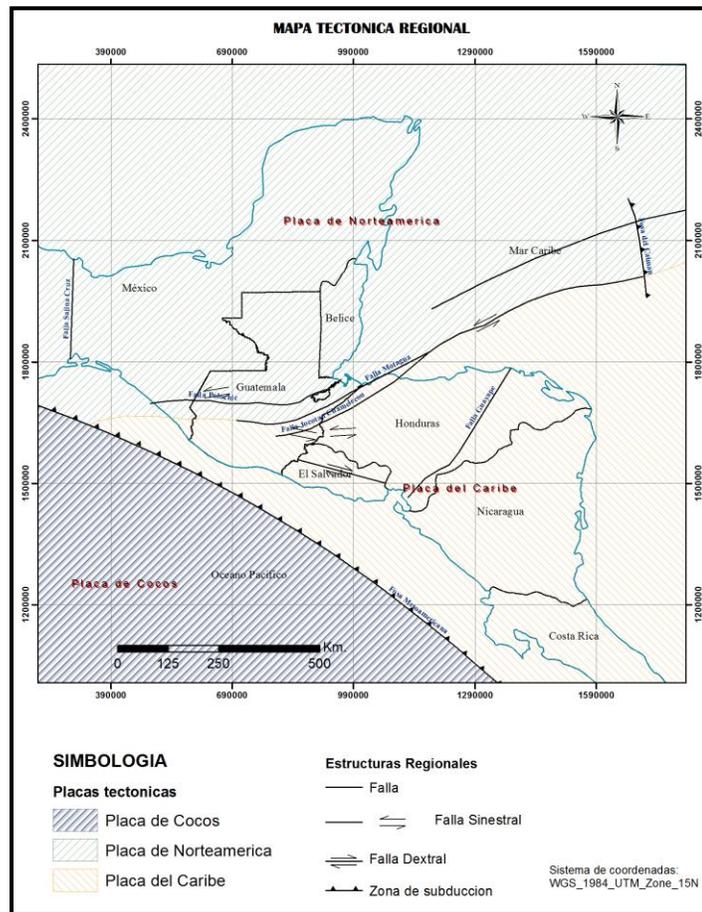
6. GEOLOGÍA REGIONAL

6.1 MARCO TECTÓNICO REGIONAL

En el territorio Centroamericano se da la unión de tres placas tectónicas que son: la placa de Norte América, la Placa del Caribe y la Placa de Cocos. En el Mapa 1 se puede observar la interacción entre estas tres placas, y las principales estructuras regionales resultantes de esta interacción tectónica.

En base a la información aportada por investigaciones previas realizadas en la zona, actualmente se sabe que la placa litosférica del Caribe se desplaza hacia el Este en relación con Norte y Sur América; esto debido a que la corteza oceánica Atlántica penetra a profundidad bajo las Antillas Menores en lo que actualmente se conoce como la fosa del Caimán, con un desplazamiento horizontal de aproximadamente 350 Km, con una velocidad de movimiento de 17mm/año; este desplazamiento se ha dado desde el Cretácico tardío-terciario temprano hasta el presente. También se ha determinado que la placa de Cocos en el Pacífico se mueve hacia el Noreste y su corteza oceánica penetra a profundidad bajo Centroamérica y México (Dengo, 1978).

Mapa 1: Mapa de tectónica regional para Centroamérica



La tectónica regional del área donde se localiza el campo geotérmico bajo estudio, se encuentra controlada principalmente por la subducción de la placa de Cocos por debajo de la placa del Caribe, a lo largo de la fosa mesoamericana; esta subducción está íntimamente relacionada con el vulcanismo cuaternario tanto en Centro América, como en Norte y Sur América, caracterizado por un vulcanismo activo o de edad muy reciente, distribuido paralelamente a las costas del Océano Pacífico.

6.2 LOCALIZACIÓN GEOLOGICA DEL AREA DE ESTUDIO

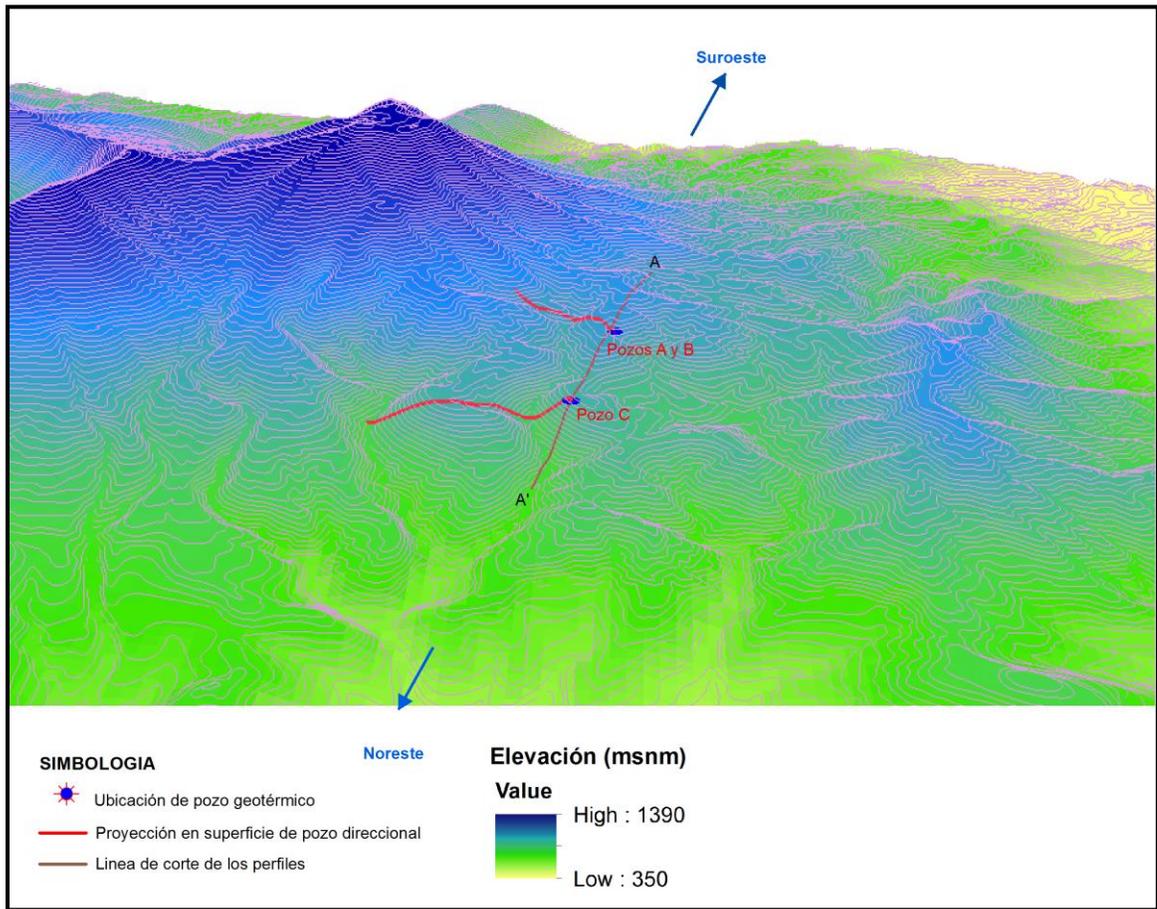
El campo geotérmico donde se realizó la investigación se ubica geológicamente en una zona volcánica activa, que forma parte del arco volcánico que atraviesa Centroamérica paralelo a la costa del océano Pacífico, este arco volcánico centroamericano se ha originado como consecuencia de la subducción de la placa de Cocos bajo la placa del Caribe.

La subducción de la placa de Cocos bajo la placa del Caribe genera esfuerzos tensionales locales sobre la cresta de un geoanticlinal que se originó por la elevación del borde del continente, debido a esfuerzos compresionales, dando como resultado grandes fracturas longitudinales de tensión que generaron sistemas de estructuras en graben, que se observan a lo largo de Centroamérica, y permitieron la subida de magma subcortical y el emplazamiento de cámaras magmáticas a poca profundidad, probablemente del orden de los 10 km. Dichas cámaras han sido, a partir del Terciario Superior, la fuente de alimentación del vulcanismo Cuaternario y lo continúan siendo en la actividad volcánica actual.

Estas cámaras son el origen de las fuertes anomalías geotérmicas asociadas al vulcanismo, de tal manera, que tanto volcanes como áreas geotérmicas tienen el mismo origen, pero su formación es diferente. Los volcanes reciben una alimentación directa de material magmático de alta temperatura, (alrededor de 1000°C), mientras que las áreas geotérmicas se forman a partir de un flujo de calor que se transmite a través de las rocas que encierran la cámara magmática. Queda explicado entonces, como volcanes y áreas geotérmicas son fenómenos paralelos que no necesariamente coinciden.

En la Figura 3 se presenta un modelo de elevación digital de la zona de investigación, en este modelo se observa que la geomorfología del área corresponde a una zona volcánica, además se muestra la ubicación de los pozos geotérmicos cuyos testigos fueron analizados, la proyección en superficie de los pozos direccionales y la línea de corte para los perfiles que se generaron.

Figura 3: Modelo de Elevación Digital

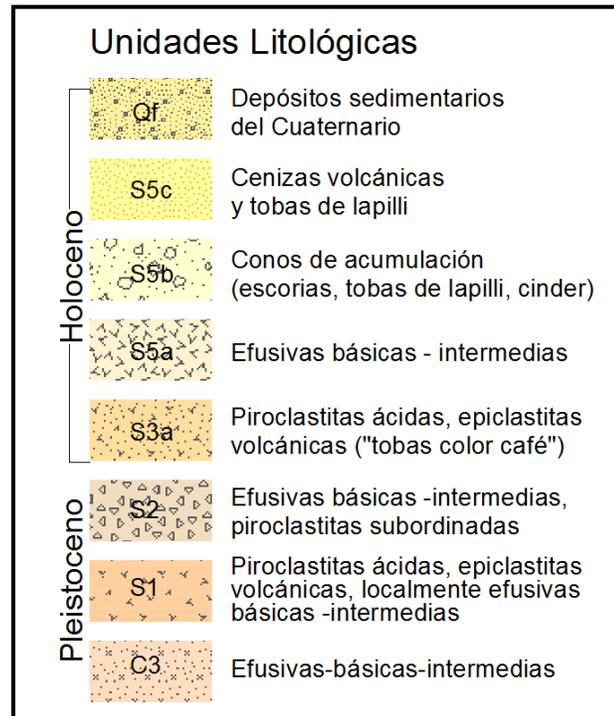


6.3 UNIDADES LITOLÓGICAS

En la zona de estudio en superficie afloran unidades litológicas producto de erupciones volcánicas del periodo cuaternario. La geología del área de estudio fue tomada del mapa geológico de El Salvador a escala 1:100,000.

La Figura 4 muestra de forma idealizada, los productos de las secuencias de actividad volcánica y de los procesos fluviales que han sucedido en el lugar donde se centra la investigación.

Figura 4: Columna litológica idealizada



La estratigrafía del campo geotérmico se compone de la Formación Cuscatlán (Unidad C3) la cual aflora al Noroeste de área (ver Mapa 2) y se encuentra compuesta por rocas efusivas de composición química que de básico a intermedia, por lo que posiblemente se trate de una secuencia de lavas basálticas y andesíticas.

Al Suroeste de la zona se observa en el Mapa 2, un antiguo volcán erosionado afectado por procesos tectónicos, constituido por andesitas piroxénicas de textura porfídica, que corresponden a la Unidad S2 (Pleistoceno) de la Formación San Salvador, estas lavas han sido cubiertas por depósitos piroclásticos de composición ácida y epiclastitas volcánicas ("tobas color café") que corresponden a la Unidad S3a de la misma formación, que son producto de la actividad de un volcán más reciente que se ubica al centro del área.

Esta Unidad S3a de la Formación San Salvador, se extiende cubriendo la mayor parte del área de estudio, principalmente en dirección noreste donde cubren prácticamente la totalidad de la zona.

En el límite norte de la parte central del área cubierta por el **¡Error! No se encuentra el origen de la referencia.** se observa una colada de lava de la Unidad S5a de la Formación San Salvador, constituida por rocas efusivas de composición básica e intermedia.

En la parte central del área de estudio, se encuentra un cerro que corresponde a conos de acumulación compuesto por escorias, tobas de lapilli y cinder, que pertenece a la unidad S5b de la formación San Salvador, este cono de acumulación se encuentra en contacto con los depósitos piroclásticos de la Unidad S3a y con las lavas del antiguo volcán erosionado (Unidad S2); además, aunque de menor dimensión en el noreste de la zona, se observan dos conos más que corresponde a esta unidad S5b.

El volcán que se extiende de la parte central de la zona hacia el este, presenta un cráter de gran dimensión y se compone de lavas de diferentes composiciones de dacita a andesita piroxénica de textura porfídica. La variación en la composición de las lavas podría indicar un proceso reciente de diferenciación magmática en una cámara magmática relativamente pequeña; esta diferencia de los materiales se puede observar de la base del cráter hasta la parte superior, la base corresponde a la Unidad S2 de la Formación San Salvador.

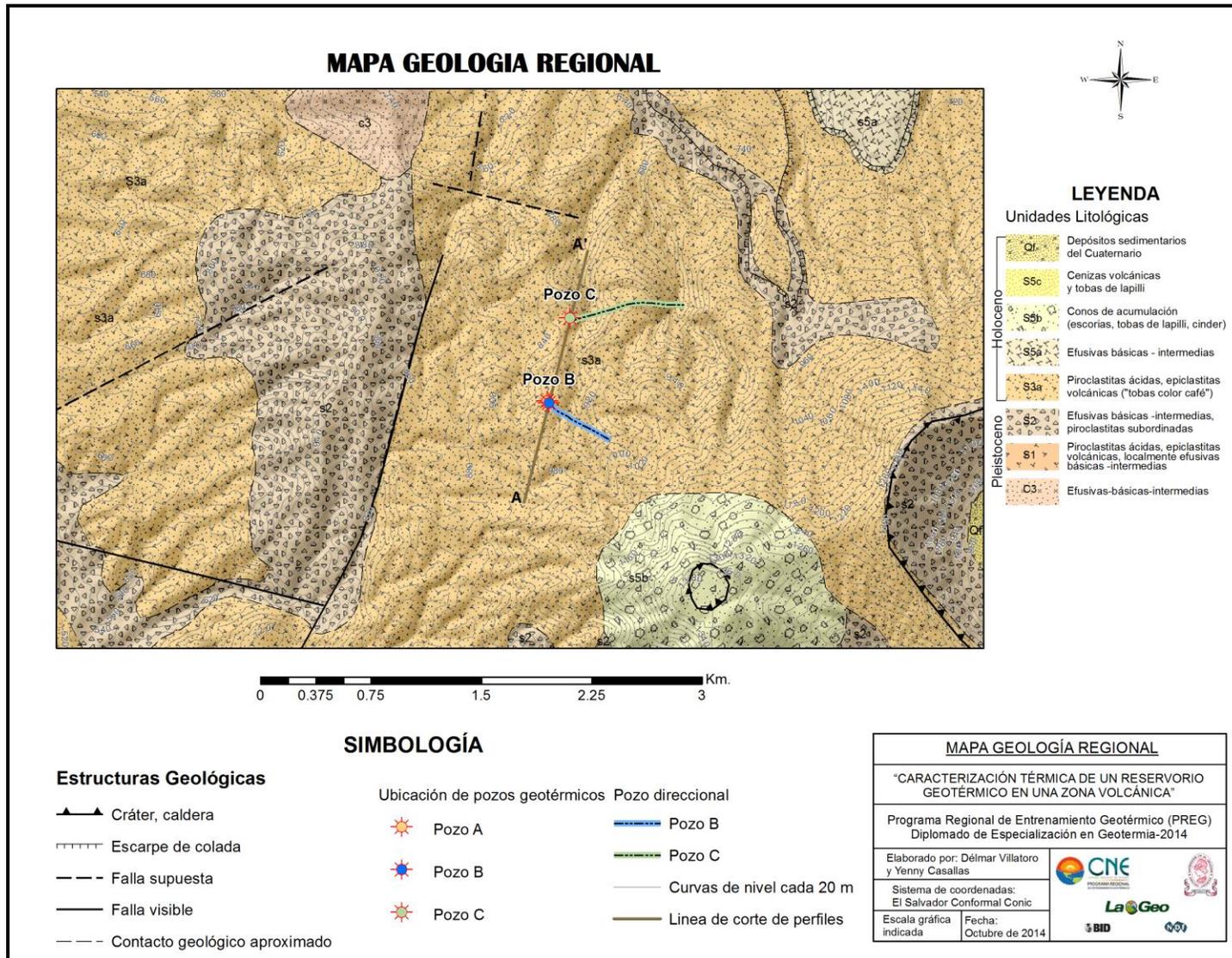
Al sur del volcán con el cráter de gran dimensión afloran unos depósitos piroclásticos compuestos por cenizas volcánicas y tobas de lapilli que corresponden a la Unidad S5c de la Formación San Salvador, los cuales han sido depositados recientemente, finalmente dentro del cráter de dicho volcán se han venido depositado sedimentos aluviales.

6.4 GEOLOGÍA ESTRUCTURAL

Como se mencionó anteriormente, la geología estructural de la zona se encuentra directamente influenciada por la subducción de las placas Cocos y los del Caribe, como en la mayor parte de los campos geotérmicos de Centroamérica. En el área de estudio, la estructura regional predominante es la fosa tectónica Central de El Salvador con una dirección preferencial EW.

Existen al menos dos sistemas de fallas en la zona; el primer sistema corresponde al graben central con dirección preferencial EW y el segundo sistema presenta una dirección preferencial NS, el cual es bastante evidente en la zona. Lineamientos con rumbo N-S y NNW-SSE predominan el área de estudio, y se corresponden con los sistemas de fallas locales que se tienen para esta región de El Salvador (Matus, 2009).

Mapa 2: Geología Regional del área de estudio



7. ANÁLISIS DE DATOS

7.1 MINERALOGÍA DE POZO

A continuación se hace una descripción microscópica de los testigos de rocas de diferentes profundidades de los tres pozos geotérmicos estudiados. Estos testigos fueron analizados microscópicamente por medio de secciones delgadas de las rocas correspondientes de las zonas de reservorio.

7.1.1 Roca reservorio

Roca andesita basáltica con textura porfirítica, de color gris, con colores gris y verde por alteración. Presenta fenocristales y microcristales de plagioclasas y piroxenos, intensamente fracturados y reemplazados parcial o completamente por minerales secundarios. Estos cristales están embebidos en una matriz mixta de microlitos y vidrio volcánico, la cual presenta alteración moderada a muy fuerte. Los minerales de alteración de la matriz que se encontraron corresponden, de acuerdo al pozo, a clorita, epidota, calcita, illita, pirita, esfena y sílice. Contiene abundantes vetillas de 0,2 a 5 mm de espesor en promedio. Las vetillas de mayor espesor corresponden a anhidrita, y las más finas se han encontrado rellenas de anhidrita, calcita, actinolita, wairakita, clorita, pirita y cuarzo (Fotografía 1).

Fotografía 1: Testigo de roca de zona de reservorio con vetillas de anhidrita



7.1.2 Mineralogía de alteración hidrotermal

En los pozos estudiados de este campo geotérmico, los minerales de alteración aparecen como reemplazamiento de minerales primarios, relleno de vetillas y fracturas, y ocasionalmente oquedades. La identificación y abundancia de los minerales de

alteración se realizó a través del análisis petrográfico de testigos de roca de los pozos geotérmicos.

El mineral de alteración presente en todos los pozos y con mayor proporción corresponde a anhidrita. Otros minerales fueron encontrados pero su presencia y abundancia varían según el pozo y la profundidad, estos minerales son calcita, actinolita, wairakita, clorita, pirita y cuarzo. En la Tabla 4 se muestra un resumen de la mineralogía encontrada tanto en la roca como en sus vetillas y/u oquedades para cada pozo. En la Tabla 5 se muestra los porcentajes de los minerales de alteración indicadores de temperatura.

Tabla 4: Mineralogía observada de los pozos de perforación de un reservorio geotérmico

Pozo/ Testigo	Profundidad (TVD)	Mineralogía de alteración de la Roca	Mineralogía de las vetillas (Espesor en mm)	Registro fotográfico
Pozo A/ Testigo 1	1474-1479	Roca porfirítica intensamente alterada, matriz alterada a ilita y ligeramente silicificada. Abundante pirita diseminada en la roca.	Vetilla rellena de Wairakita, anhidrita, cuarzo, calcita y pirita (2,4). Vetillas rellenas de anhidrita, hacia los bordes contiene clorita y pirita (0,5)	¡Error! No se encuentra el origen de la referencia.
Pozo A/ Testigo 2	1657-1661	Reemplazamiento de plagioclasas por cloritas y/o biotita secundaria. Reemplazamiento de piroxenos y anfíboles por clorita y epidota. Anillos de alteración en plagioclasas de anhidrita y/o epidota Matriz silicificada Agregados amorfos de actinolita+ anhidrita+ pirita. Otros agregados de actinolita+ biotita secundaria+ pirita.	Pirita rodeada de actinolita y anhidrita, esporádicamente wairakita (0,5). Vetilla rellena de Clorita+ Actinolita+ Anhidrita. Presenta bordes de pirita y cuarzo textura comb (0,6). Vetilla rellena de calcita+ epidota y actinolita hacia los bordes (0,8) Vetilla rellena de calcita+ anhidrita+ epidota y pirita (0,3).	
Pozo B/ Testigo 1	1229-1231	Alteración pervasiva de andesita basáltica porfirítica. Ligera albitización de plagioclasas subhedrales. La matriz y algunos	Vetillas rellenas de calcita, anhidrita y pirita (0,15-6)	¡Error! No se encuentra el origen de la

		piroxenos contienen cristales anhedrales de esfena, acompañada de calcita; moderadamente silicificada y alterada a clorita. Piroxenos alterados a clorita y anhidrita.		referencia.
Pozo B/ Testigo 2	1396-1400	Roca con alteración pervasiva, silicificación de la matriz y alterada a illita. Presenta pirita diseminada, de grano fino.	Vetillas rellenas de clorita, anhidrita. Oquedades rellenas de calcita, anhidrita, cuarzo, pirita e illita (0,8-1).	¡Error! No se encuentra el origen de la referencia.
Pozo C/ Testigo 1	1856-1858	Andesita basáltica, con cristales de plagioclasas y piroxenos rotos. Plagioclasas alteradas a penina, epidota y anhidrita. Piroxenos alterados a actinolita, epidota, pirita, penina y esfena.	Vetilla rellena de epidota, anhidrita, pirita y actinolita (0,3-0,7)	¡Error! No se encuentra el origen de la referencia.

Tabla 5: Porcentajes de minerales de alteración en la roca de reservorio

Pozo/ Testigo	Prof. (m)	% Anh	% Wai	% Ca	% Ep	% Chl	% Pen	% Act	% Qz	% Bt	% Py	% Ill	% Spn	% Ab
Pozo A/ Testigo 1	1474- 1478	4-2	9-1	1	-	1	-	-	1	-	25-1	10-1	-	-
Pozo A/ Testigo 2	1657- 1661	7-1	1	2	6-3	17-3	-	15-1	21-5	7-3	12-2	-	-	-
Pozo B/ Testigo 1	1277- 1279	15-2	-	15-7	-	20-5	-	-	35-5	-	13-7	-	10-1	10-1
Pozo B/ Testigo 2	1474- 1478	18-3	-	-	-	5-1	-	-	40-8	-	25-5	30-10	-	-
Pozo C/ Testigo 1	2002- 2004	7-3	-	-	10-3	-	15-1	7-1	12-4	-	-	-	3	-

Abreviaturas: Anhidrita (Anh), Wairakita (Wai), Calcita (Ca), Epidota (Ep), Clorita (Chl), Penina (Pen), Actinolita (Act), Cuarzo (Qz), Biotita (Bt), Pirita (Py), Illita (Ill), Esfena (Spn), Albita (Ab).

a) Descripción de minerales de alteración hidrotermal

- Anhidrita**

Presente en los pozos A, B y C. Ocurre relleno de vetillas, como coronas de reacción de plagioclasas y como agregados en la matriz de la roca. Su cristalinidad varía desde cristales euhedrales dentro de vetillas hasta agregados anhedrales en la matriz. Este

mineral es característico de este campo geotérmico, indicando un rango de temperatura de formación y estabilidad de 200°C a 300°C.

- **Wairakita**

Se encuentra únicamente en el pozo A. Ocurre rellenando vetillas, los cristales se encuentran bien desarrollados y se asocian a anhidrita. Este mineral indica un rango de temperatura de 220°C a 300°C.

- **Calcita**

Se encuentra en los pozos A y B testigo 1. Ocurre rellenando espacios abiertos como vetillas, fracturas y algunas oquedades, alterando plagioclasas y piroxenos, se observan como coronas de reacción o parches en las caras de los cristales primarios. También se encuentran como agregados anhedrales en la matriz de microlitos. Su cristalinidad varía desde cristales euhedrales dentro de vetillas a agregados anhedrales, predominando la mala cristalinidad. Este mineral es indicador de que el fluido se encontraba en ebullición.

- **Epidota**

Ocurre en los pozos A testigo 2 y en el pozo C. Se encuentra rellenando vetillas en asociación con anhidrita, actinolita, calcita y pirita y como reemplazamiento de minerales primarios como plagioclasas y piroxenos acompañada de calcita y pirita. Su cristalinidad es bien desarrollada cuando se encuentra rellenando espacios abiertos y regular como alteración de plagioclasas y piroxenos.

- **Clorita**

Presente en los pozos A y B, predominantemente en los testigos 2 y 1 respectivamente. Se encuentra rellenando fracturas acompañada por anhidrita, cuarzo, y pirita, también alterando piroxenos acompañada de anhidrita. Se observa como agregados fibrosos de color verde, subhedrales a euhedrales de grano fino, ligeramente pleocroicos con tonos grises de primer orden de birrefringencia. Se distingue de la penina por los tonos en nicoles cruzados.

- **Pennina**

Se observó únicamente en el pozo C. Se encuentra como alteración de plagioclasas acompañada por epidota y anhidrita, y alterando piroxenos acompañada por actinolita, epidota, pirita y esfena. Se presenta como diminutos cristales de hábito fibroso, subhedrales a euhedrales. Se caracteriza por sus tonos azules en nicoles cruzados.

- **Actinolita**

Se encuentra en el pozo A testigo 2 y en el pozo C. Ocurre rellenando vetillas con cristales muy bien desarrollados, de gran tamaño, idiomórficos, acompañada de anhidrita, clorita, epidota, calcita y esporádicamente wairakita. También se encuentra como agregados amorfos en la matriz de la roca, acompañada de anhidrita y pirita. Se caracteriza por su hábito acicular y su moderada birrefringencia. Para este campo

geotérmico, este mineral indica un rango de alta temperatura, correspondiente a $>280^{\circ}\text{C}$.

- **Cuarzo**

Se encuentra en los tres pozos rellenando vetillas o como silicificación de la roca. Cuando se encuentra rellenando espacios, presenta textura comb o diente de perro, mientras que cuando se encuentra como silicificación de la roca presenta textura mosaico o agregados de cristales anhedrales.

- **Biotita**

Se presenta únicamente en el pozo A testigo 2. Se observa como diminutos cristales anhedrales de color pardo, presentes en las caras de las plagioclasas, acompañados por clorita. Este mineral es indicador de altas temperaturas, superiores a 280°C .

- **Pirita**

Presente en los pozos A y B. Se encuentra como alteración de la matriz y rellenando vetillas. Se observa como parches subhedrales a anhedrales en la matriz, como cristales subhedrales a euhedrales dentro de vetillas y cristales subhedrales como coronas de reacción de piroxenos o en la cara de los mismos y hacia los bordes de vetillas. Este mineral indica procesos de oxidación de magnetita, también es indicador de porosidad.

- **Ilita**

Se encuentra en los pozos A testigo 1 y pozo B testigo 2. Presente como alteración de la matriz y rellenando oquedades acompañada de calcita, anhidrita, cuarzo y pirita. Este mineral es indicador de alta temperatura, con un rango de 220°C a 280°C .

- **Esfena**

Se observó en el pozo B testigo 1 y en el pozo C. Se observa como agregados diminutos, anhedrales, de color pardo y tonos de segundo orden de birrefringencia, en ocasiones los tonos son enmascarados por el color del mineral. En el pozo B se encuentran cristales diseminados en la matriz y en algunos piroxenos, acompañados por calcita. En el pozo C se encuentran dentro de piroxenos acompañados de epidota, pirita y penina. Este mineral es indicador de alta temperatura. En el caso de que se encuentre únicamente esfena, su rango de temperatura es 180°C a 220°C ; cuando se encuentra acompañado por epidota, su rango varía desde 180°C a 260°C .

- **Albita**

Presente únicamente en el pozo B testigo 1. Se encuentra como alteración de plagioclasas y rellenando vetillas acompañada de anhidrita. La presencia de este mineral indica temperaturas superiores de 220°C .

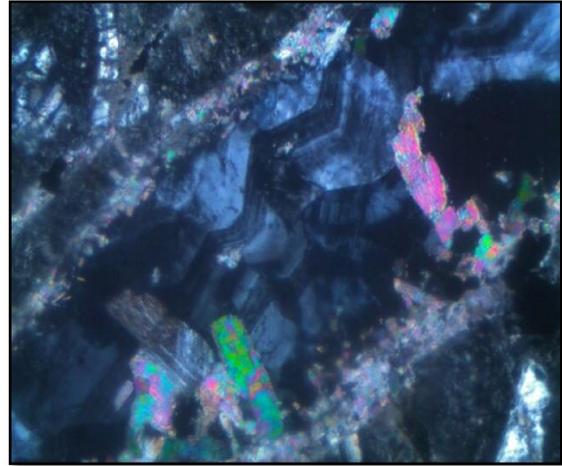
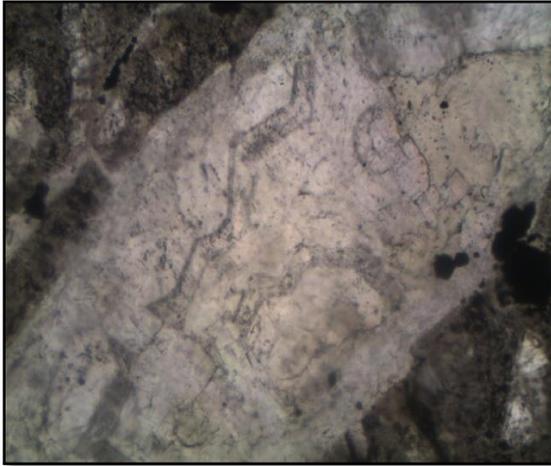
b) Registro fotográfico de minerales de alteración

Desde la Figura 5 hasta la Figura 9 se muestran los registros fotográficos de la mineralogía más representativa encontrada en los pozos, indicadora de facies minerales.

Figura 5: Fotografías de facies mineralógicas de Pozo A, Testigo 1

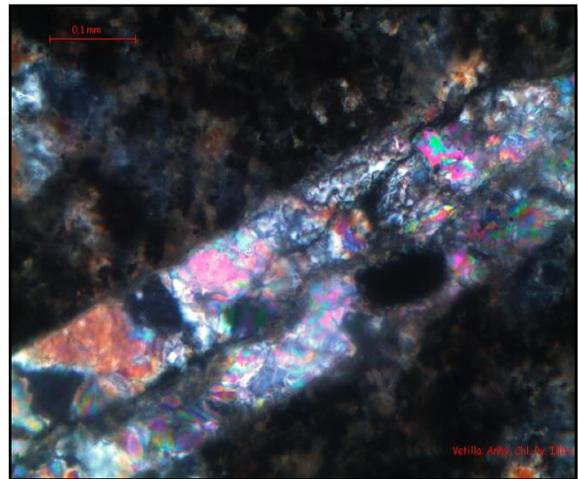
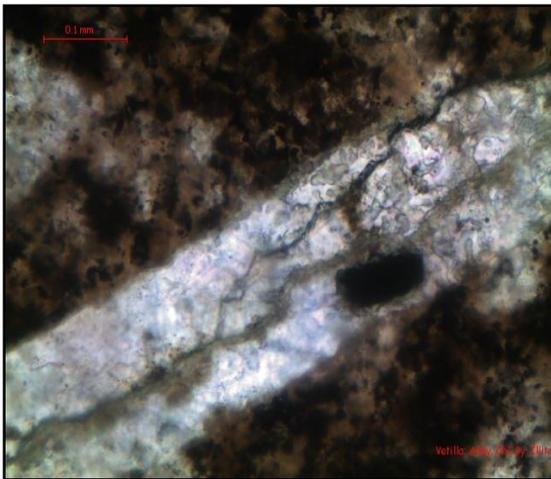
Fotografía en Nicoles Paralelos

Fotografía en Nicoles Cruzados



Pozo A, Testigo 1 (1474-1479 TVD)

Vetilla rellena de wairakita y anhidrita, matriz alterada a illita

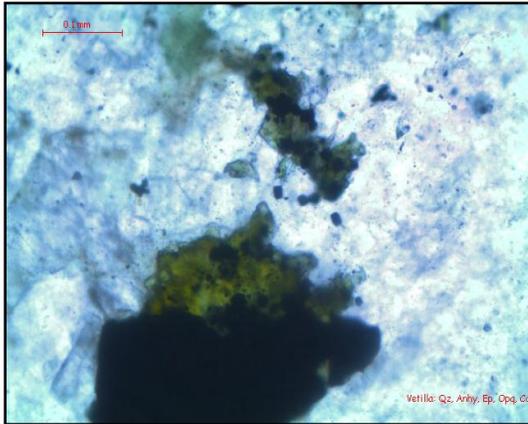


Pozo A, Testigo 1 (1474-1479 TVD)

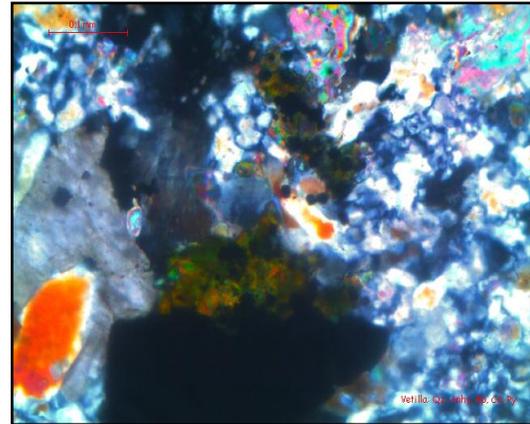
Vetilla rellena anhidrita y pirita, matriz alterada a illita y clorita

Figura 6: Fotografías de facies mineralógicas de Pozo A, Testigo 2

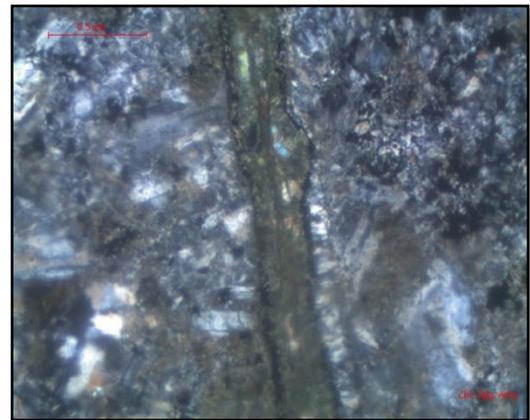
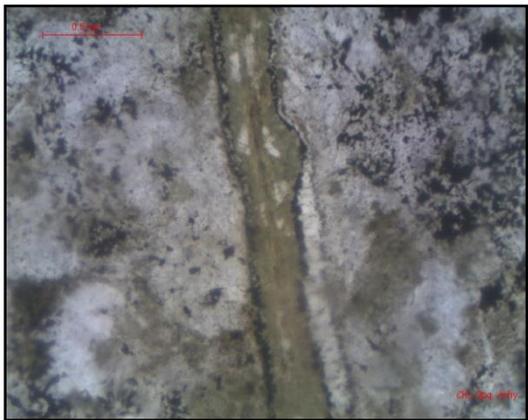
Fotografía en Nicales Paralelos



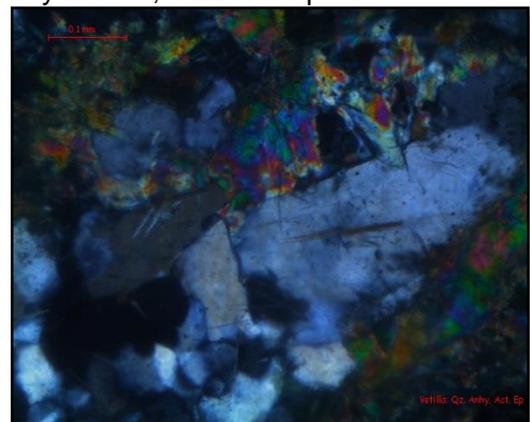
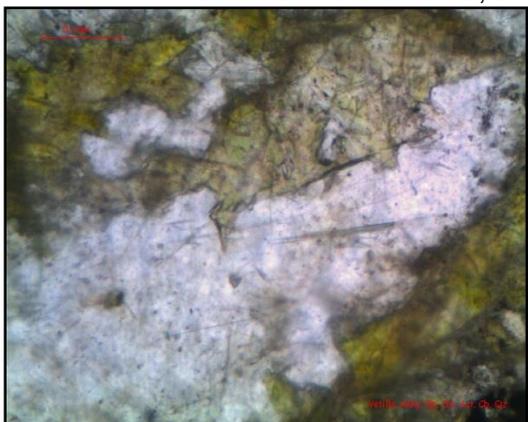
Fotografía en Nicales Cruzados



Pozo A, Testigo 2 (1657-1661 TVD)
 Vetilla rellena de cuarzo, epidota, calcita, anhidrita y pirita.



Pozo A, Testigo 2 (1657-1661 TVD)
 Vetilla rellena de clorita, anhidrita y cuarzo, bordes de pirita.

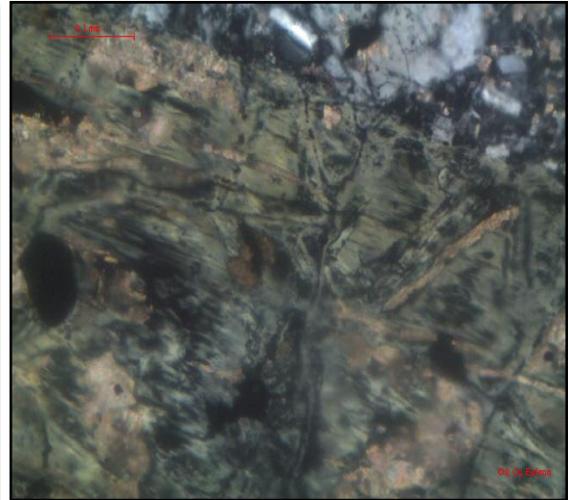


Pozo A, Testigo 2 (1657-1661 TVD)
 Vetilla rellena de cuarzo, epidota, anhidrita, carbonato y actinolita.

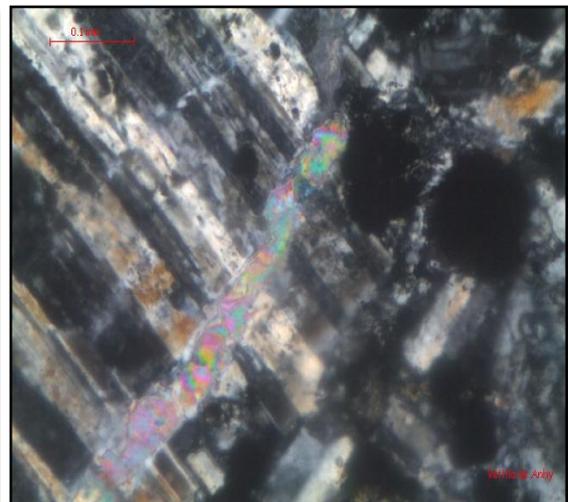
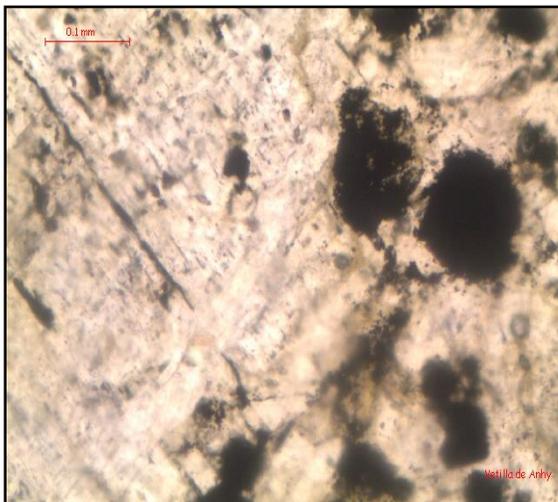
Figura 7: Fotografías de facies mineralógicas de Pozo B, Testigo1

Fotografía en Nícoles Paralelos

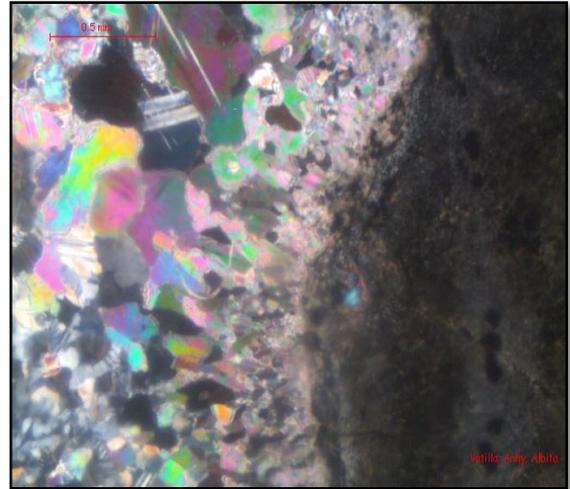
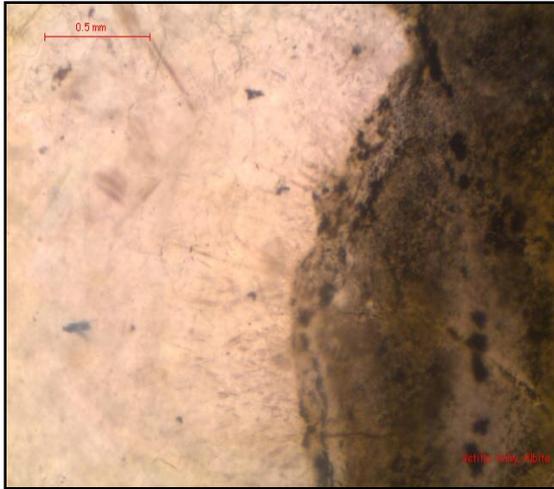
Fotografía en Nícoles Cruzados



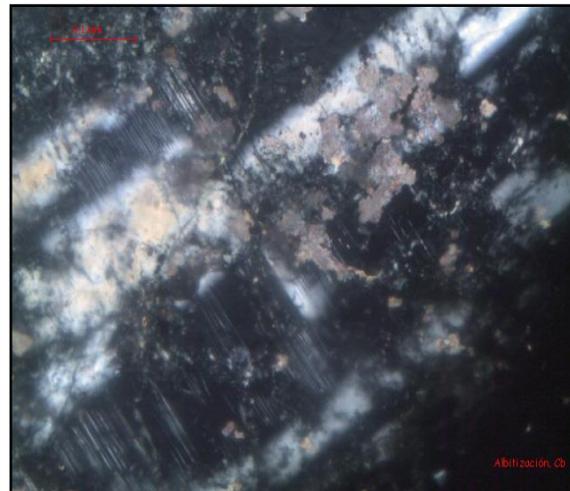
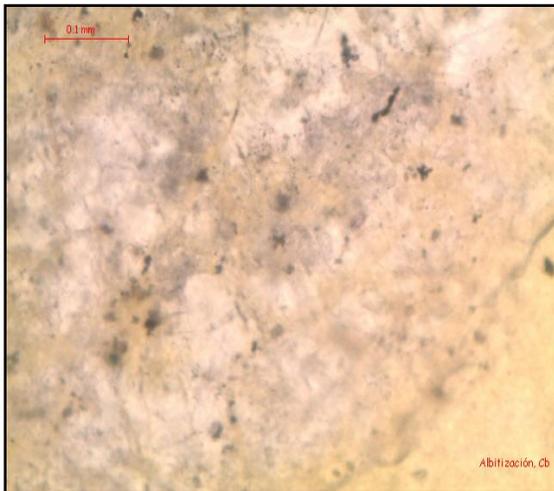
Pozo B, Testigo 1 (1229-1231 TVD)
Pseudomorfo de piroxeno alterado a clorita, esfena y calcita



Pozo B, Testigo 1 (1229-1231 TVD)
Vetilla de anhidrita atravesando a un cristal de plagioclasa



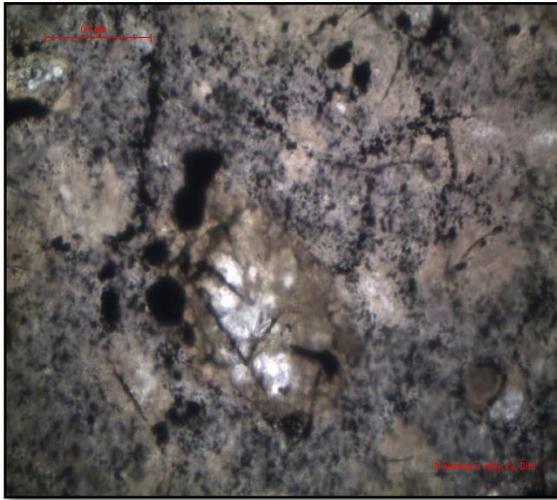
Pozo B, Testigo 1 (1229-1231 TVD)
Vetilla de anhidrita y albita



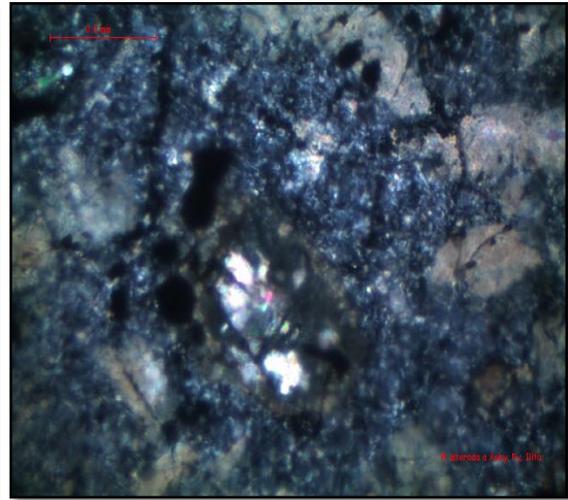
Pozo B, Testigo 1 (1229-1231 TVD)
Albitización de plagioclasas

Figura 8: Fotografías de facies mineralógicas de Pozo B, Testigo 2

Fotografía en Nícoles Paralelos

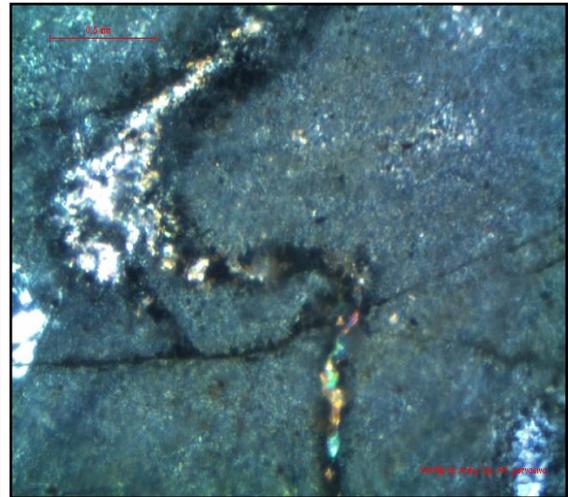
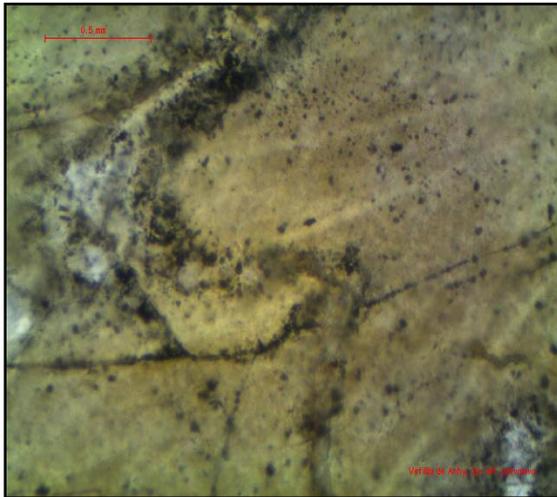


Fotografía en Nícoles Cruzados



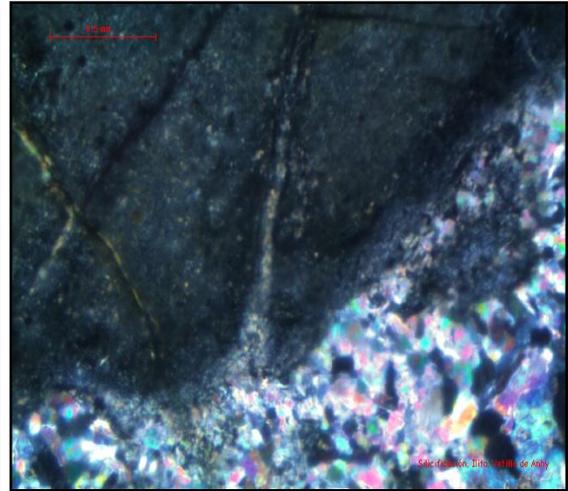
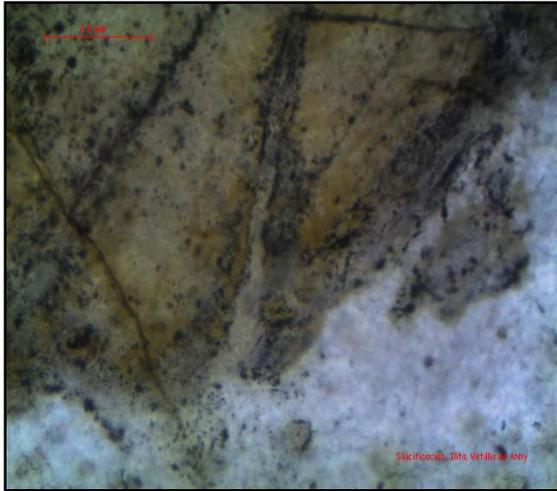
Pozo B, Testigo 2 (1396-1400 TVD)

Alteración pervasiva de la roca, matriz silicificada, pseudomorfo de plagioclasa (δ) alterado a anhidrita, illita y pirita

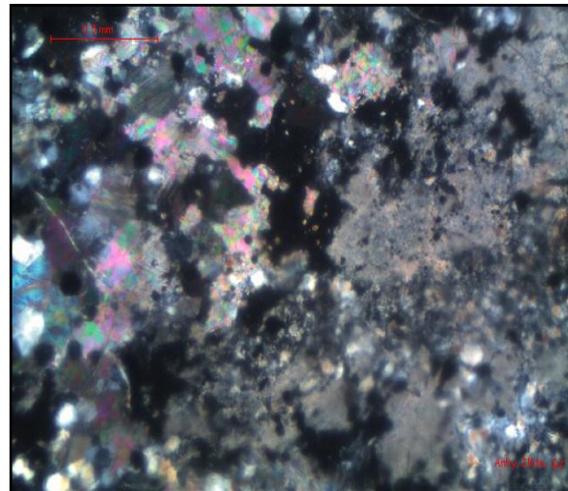
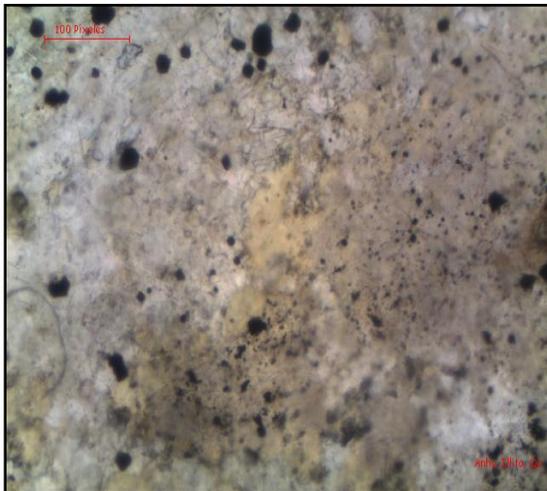


Pozo B, Testigo 2 (1396-1400 TVD)

Vetilla de cuarzo y anhidrita, alteración pervasiva de la matriz, silicificación



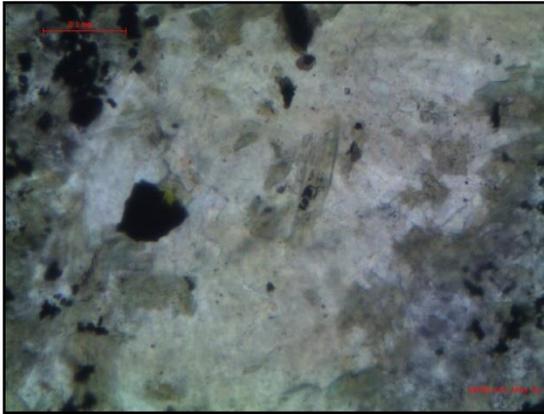
Pozo B, Testigo 2 (1396-1400 TVD)
Vetilla de Anhidrita, ilita como alteración de la matriz



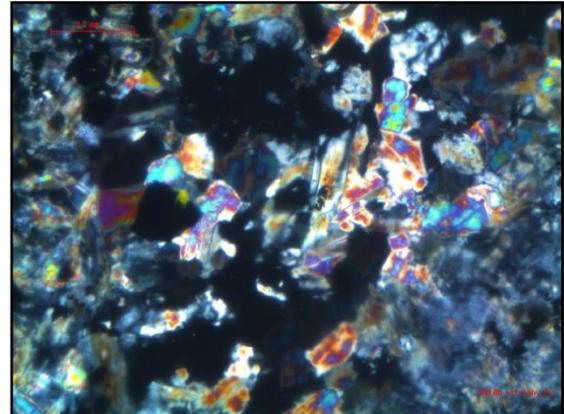
Pozo B, Testigo 2 (1396-1400 TVD)
Vetilla de anhidrita, ilita, cuarzo y pirita.

Figura 9: Fotografías de facies mineralógicas de Pozo C

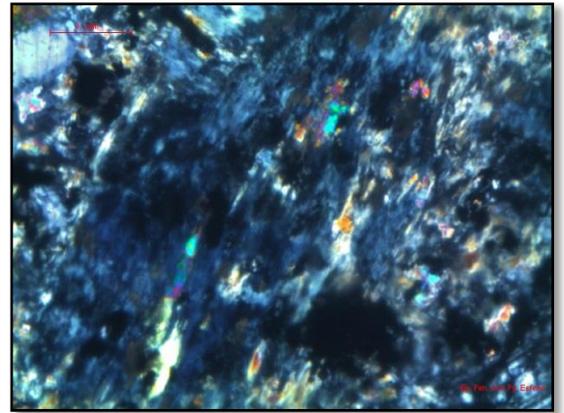
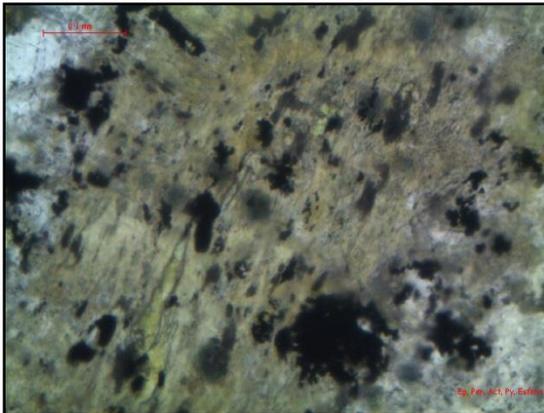
Fotografía en Nícoles Paralelos



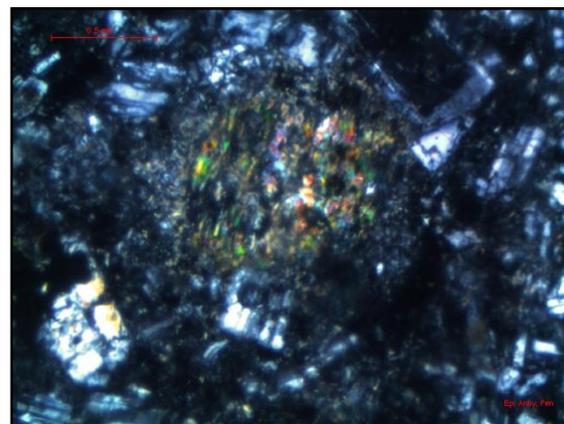
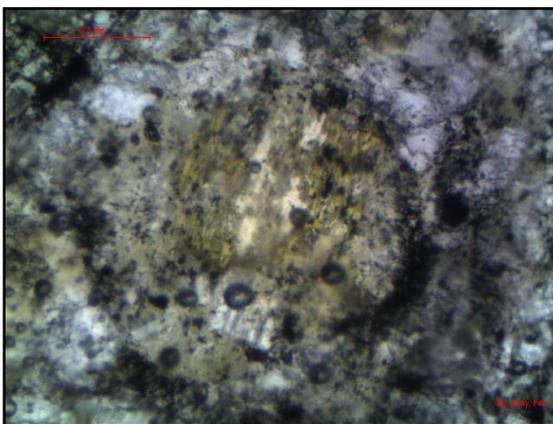
Fotografía en Nícoles Cruzados



Pozo C (1856-1858 TVD)
 Vetilla rellena de anhidrita, actinolita y piritita



Pozo C (1856-1858 TVD)
 Pseudomorfo de piroxeno (ζ) alterado a epidota, actinolita, pennina, esfena y piritita.



Pozo C (1856-1858 TVD)
 Pseudomorfo de piroxeno reemplazado por epidota, anhidrita y pennina.

7.1.3 Rangos de Temperaturas de la zona de reservorio a partir de mineralogía de alteración hidrotermal

Teniendo en cuenta la ocurrencia de minerales y su abundancia en cada uno de los pozos y sus testigos, se presenta a continuación los rangos de temperatura para cada pozo en zonas de reservorio geotérmico. Estos rangos se muestran utilizando un polígono con líneas puntadas en las Figuras de la 10 a la 14. Dichos rangos indican la temperatura a la cual los minerales presentes en la roca se han formado y permanecen en equilibrio, implicando la temperatura del reservorio.

a) Pozo A

Los rangos de temperatura mineralógica del Pozo A, testigo 1 y testigo 2 son 200 - 240°C y >280°C respectivamente.

En el caso del testigo 1, este rango se propone teniendo en cuenta la presencia de illita, anhidrita y wairakita en este intervalo de roca y de su temperatura de estabilidad (Figura 10).

En el caso del testigo 2, se propone la temperatura del reservorio debido a la presencia de actinolita, la cual está en equilibrio desde 280°C a 300°C y de biotita secundaria (Figura 11) la cual indica temperaturas mayores de 300°C, es decir que la temperatura del reservorio puede ser desde 280°C.

Figura 10: Rangos de temperatura mineralógica de la zona de reservorio para el pozo A, testigo 1

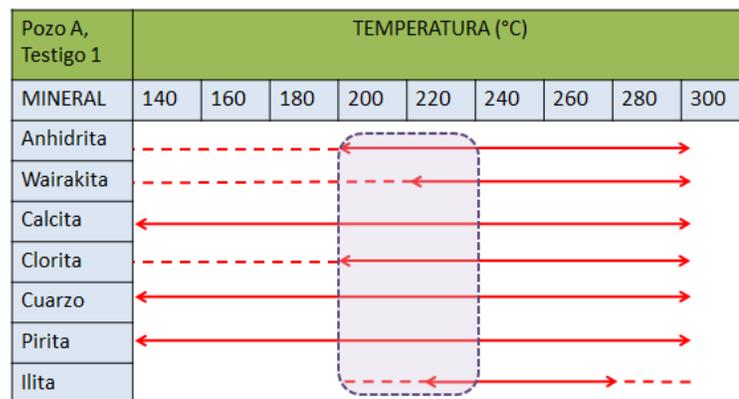
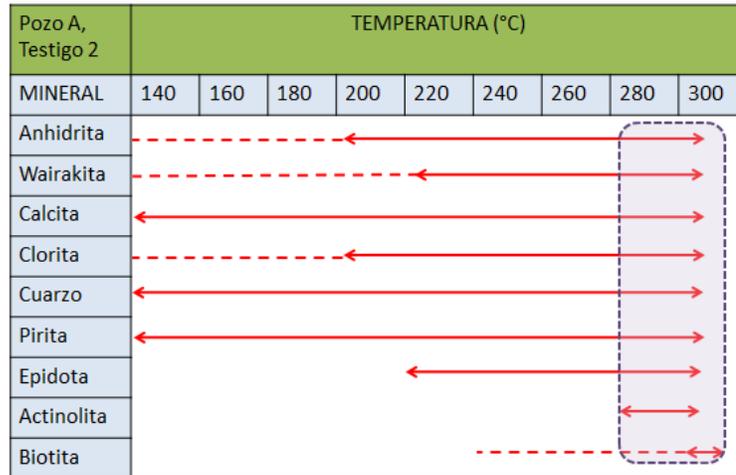


Figura 11: Rangos de temperatura mineralógica de la zona de reservorio para el pozo A, testigo 2



b) Pozo B

Los rangos de temperatura mineralógica del Pozo B, testigo 1 y testigo 2 son 200°C a 220°C y 220°C a 240°C respectivamente.

En el caso del testigo 1, este rango se propone teniendo en cuenta la asociación esfena y albita (Figura 12).

En el caso del testigo 2, se propone la temperatura del reservorio debido a la presencia de illita y anhidrita (Figura 13).

Figura 12: Rangos de temperatura mineralógica de la zona de reservorio para el pozo B, testigo 1

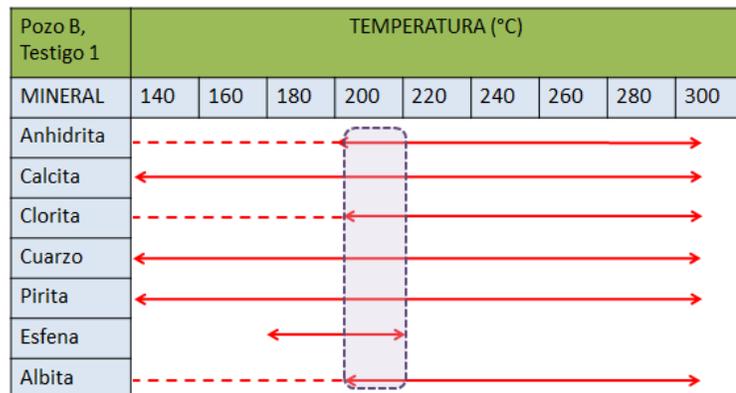
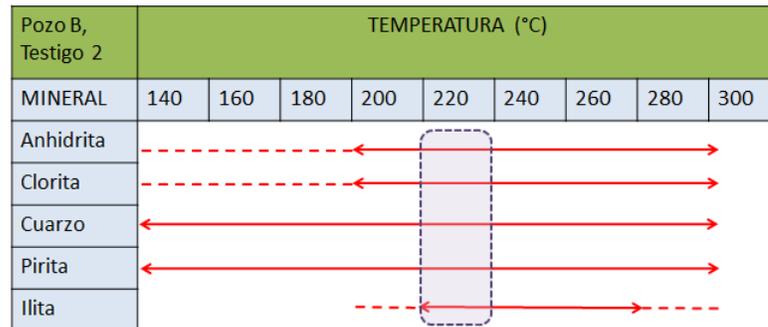


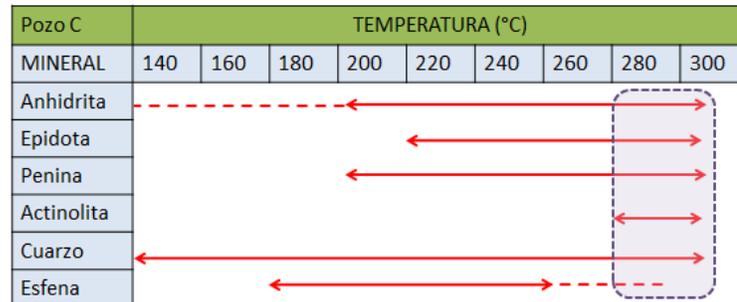
Figura 13: Rangos de temperatura mineralógica de la zona de reservorio para el pozo B, testigo 2



c) Pozo C

La temperatura mineralógica estimada para el Pozo C es $>280^{\circ}\text{C}$. Esta estimación se hace teniendo en cuenta la presencia de actinolita y su abundancia respecto a esfena. En este testigo se obtuvo que el 7% de la roca corresponde a actinolita, mientras que el 3% corresponde a esfena (Tabla 5). Además de la abundancia de actinolita, se tiene en cuenta para la estimación la buena cristalinidad de la actinolita, asumiendo que el mineral se ha formado a alta temperatura (Figura 14).

Figura 14: Rangos de temperatura mineralógica de la zona de reservorio para el pozo C



En la Tabla 6 se muestra de forma resumida los rangos de temperatura mineralógica calculada para los pozos geotérmicos A, B y C de este estudio y se compara con las facies mineralógicas y sus respectivas temperaturas esperadas.

Tabla 6: Resumen de rangos de temperatura mineralógica para los pozos geotérmicos A, B y C

POZO / TESTIGO	PROFUNDIDAD (TVD)	RANGO CALCULADO DE TEMPERATURA MINERALÓGICA DE RESERVORIO (°C)	MINERALES INDICADORES DE TEMPERATURA	FACIES MINERALÓGICAS	RANGO DE TEMPERATURA POR FACIES (°C)
A / 1	1474-1479	200-240	Ilita, anhidrita, wairakita	Filítica-propilitica	220-260
A / 2	1657-1661	Mayor a 280	Actinolita, Biotita	Propilitica	>260
B / 1	1229-1231	200-220	Esfena, Albita	Filítica-propilitica	220-260
B / 2	1396-1400	220-240	Ilita, anhidrita	Filítica-propilitica	220-260
C	1856-1858	Mayor a 280	Actinolita	propilitica	>260

Los rangos de temperaturas para cada facie de la Tabla 6 se hace teniendo en cuenta la Tabla 2; estos rangos son los esperados para cada asociación mineralógica.

La facie filítica-propilitica que se ha definido para tres de los pozos (Tabla 6) se ha hecho teniendo en cuenta la asociación de minerales indicadores de facies. Para estas muestras, la presencia cuarzo, calcita, anhidrita, pirita, wairakita e ilita han definido la facie, y los han ubicado en un rango teórico de temperatura de 220°C a 260°C.

En el caso de las muestras con facie propilitica, se ha definido teniendo en cuenta la abundancia de epidota, y la apariencia de actinolita y biotita características de esta tipo de alteración, con temperaturas esperadas mayores a 260°C.

7.2 MICROTERMOMETRÍA DE INCLUSIONES FLUIDAS

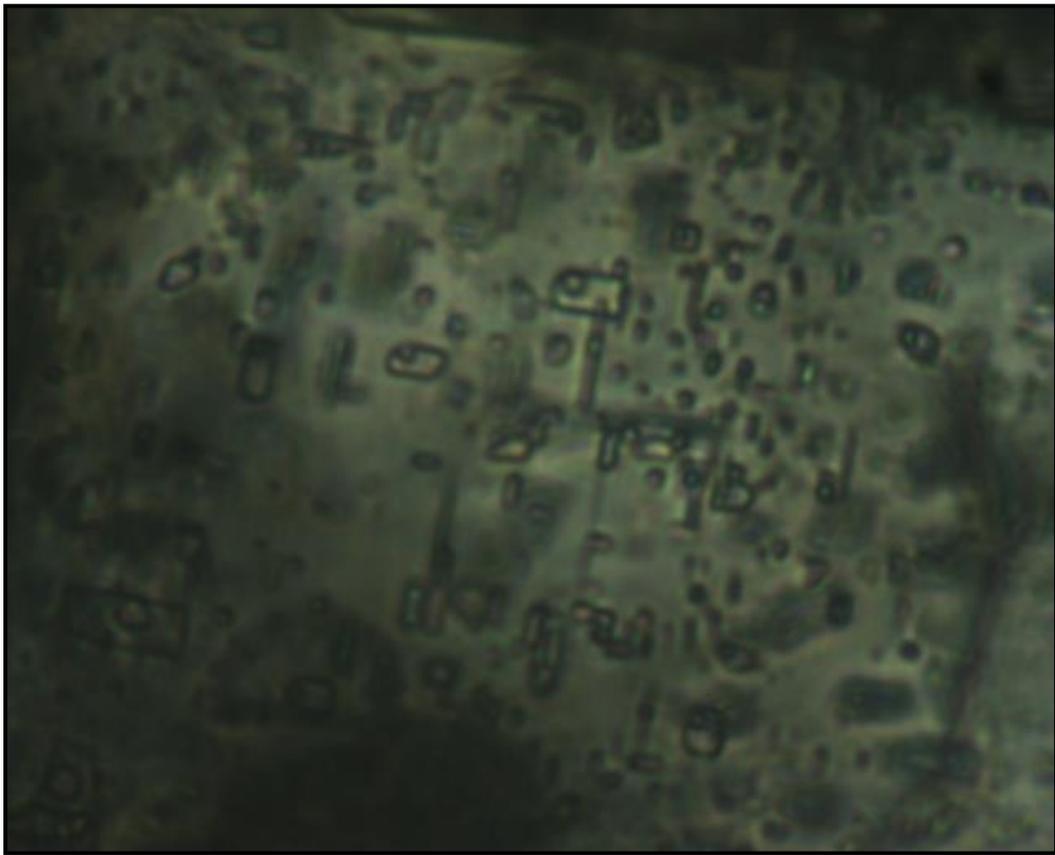
Se seleccionaron y obtuvieron muestras de vetillas de calcita y anhidrita de los testigos de la zona del reservorio de los tres pozos geotérmicos bajo estudio, con estas muestras se elaboraron secciones delgadas doblemente pulidas, a las cuales se les realizó el análisis de inclusiones fluidas, obteniéndose la temperatura de homogenización y la temperatura de fusión del hielo.

En los tres pozos se observó la ocurrencia de inclusiones fluidas en cristales incoloros y translucidos de calcita y anhidrita; las inclusiones fluidas analizadas se han considerado inclusiones primarias ya que se encuentran distribuidas irregularmente a lo largo del cristal y son de mayor tamaño que las que se encuentran alineadas en microfracturas;

estas inclusiones se observaron en familias, en planos a distintos niveles dentro del cristal.

Las inclusiones fluidas analizadas son de dos fases del tipo L-V (líquido-vapor) con mayor proporción de líquido, se calcula una proporción relativa de la fase de vapor de aproximadamente 15% a 20% con respecto al tamaño total de la inclusión (ver Fotografía 2).

Fotografía 2: Familias de inclusiones fluidas en distintos niveles de un cristal de calcita del testigo 1, del pozo A (profundidad de entre 1474 m y 1479 m)

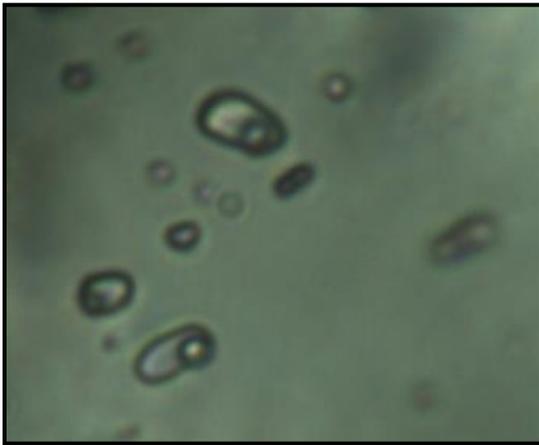


A continuación se presenta el análisis de los datos obtenidos tras realizar el estudio de microtermometría.

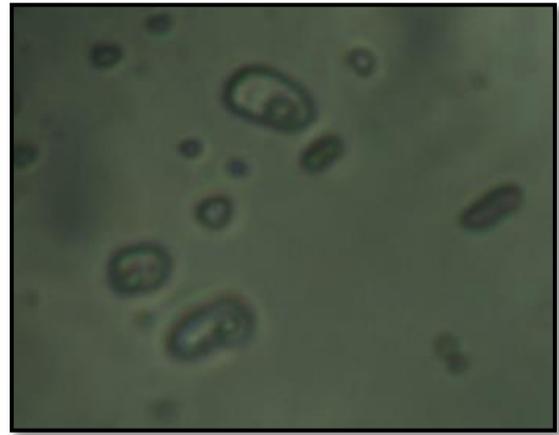
7.2.1 Temperatura de homogenización (Th)

Para encontrar la temperatura de homogenización de las inclusiones fluidas se procede a calentar la muestra en el equipo hasta que la burbuja de vapor desaparece y la inclusión se encuentra compuesta en un 100% de líquido, esta temperatura se anota para cada inclusión y se interpreta como la mínima temperatura a la que ocurrió el atrapamiento del fluido hidrotermal.

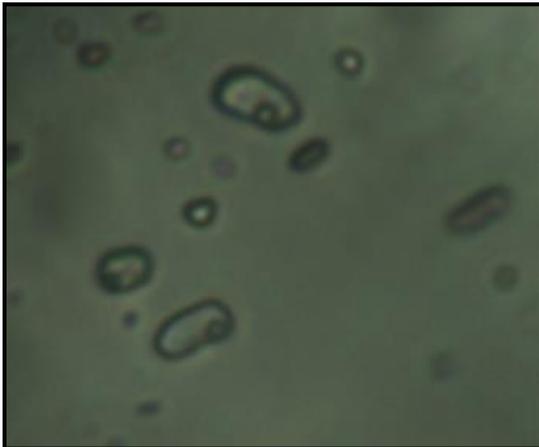
Fotografía 3: Secuencia de calentamiento para encontrar la temperatura de homogenización (Th) de 3 inclusiones fluidas del testigo 2 del pozo A (profundidad de entre 1657 m y 1661 m).



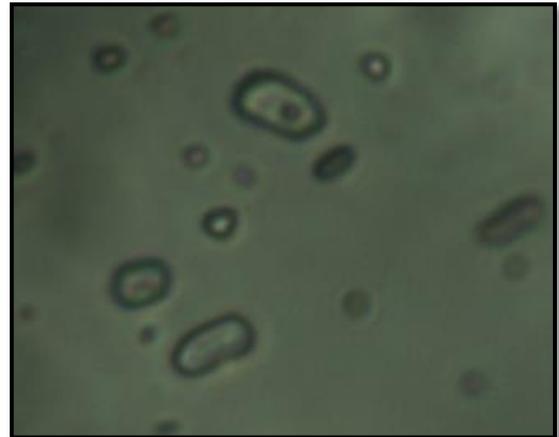
25.8 °C



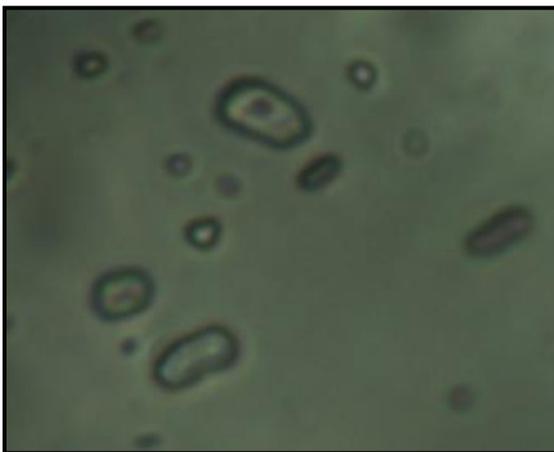
213.1 °C



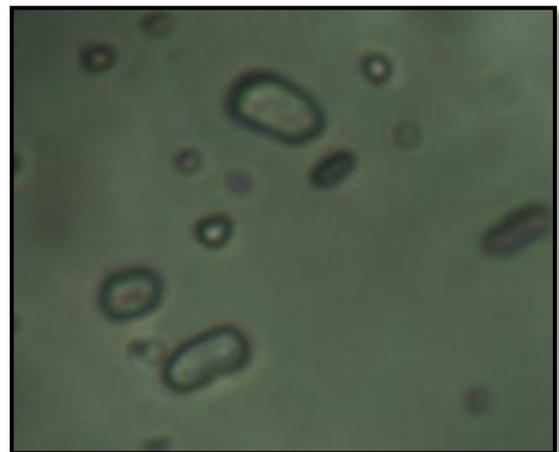
240.2 °C



276.2 °C



280 °C



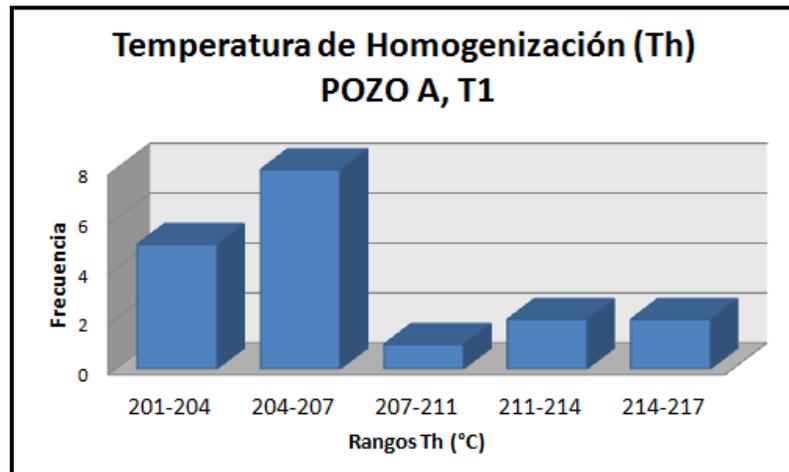
286.1 °C

En la secuencia de calentamiento mostrada en la Fotografía 3, se observa la forma en la que se obtiene la temperatura de homogenización en inclusiones fluidas calentando la muestra, en estas se observa como a una temperatura de 276.2 °C la burbuja de vapor de la inclusión más cerca de la parte inferior de la fotografía prácticamente desapareció, a temperatura de 280 °C las burbujas de las dos inclusiones de parte inferior han prácticamente desaparecido y finalmente a una temperatura de 286.1 °C se han homogenizado las tres inclusiones fluidas.

El procedimiento anterior se repitió en familias de inclusiones fluidas (FIA) de las cinco muestras de los testigos de los pozos geotérmicos estudiados. Los valores que se obtuvieron de temperatura de homogenización de inclusiones fluidas para cada testigo se agruparon en rangos y se les realizó un análisis estadístico por medio de histogramas de frecuencia con el fin de determinar de manera más precisa la temperatura del fluido hidrotermal a partir del cual se originaron las inclusiones. A continuación se muestran los datos obtenidos.

a) Temperatura de homogenización pozo A, Testigo 1

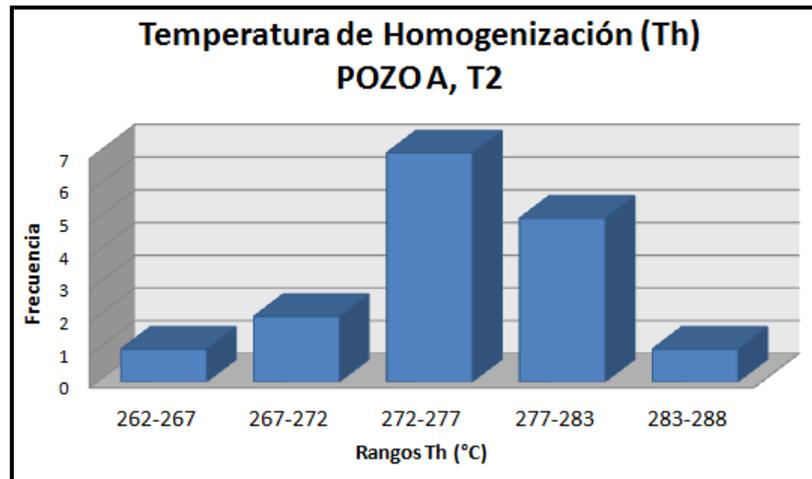
Figura 15: Histograma de frecuencia para la temperatura de homogenización del testigo 1 del pozo A, profundidad (TVD) 1474 m-1479 m



En el histograma de frecuencias de temperaturas de homogenización para el testigo 1 del pozo A (Figura 15), se puede observar que existe relativamente poca variabilidad entre los valores obtenidos, con una diferencia de 16 °C entre el valor mínimo y el valor máximo registrado; además en esta figura se observa como las temperaturas comprendidas entre los 201°C y los 207 °C presentan una mayor frecuencia, por lo que se puede tomar este rango de temperatura como la temperatura de homogenización para las inclusiones fluidas de la muestra analizada.

b) Temperatura de homogenización pozo A testigo 2

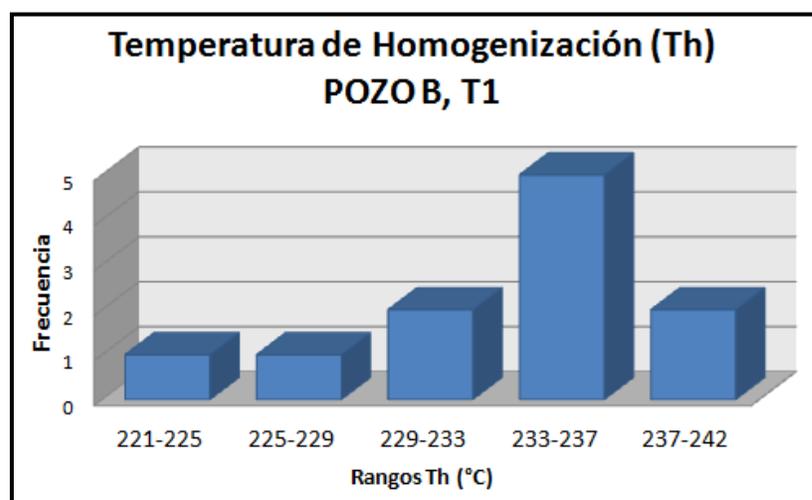
Figura 16: Histograma de frecuencia para la temperatura de homogenización del testigo 2 del pozo A, profundidad (TVD) 1657 m-1661 m



Para las inclusiones fluidas de la muestra analizada el testigo 2 del pozo A las temperaturas de homogenización tienen una variación en un rango de más de 20 °C, sin embargo en la Figura 16 se puede observar que la mayoría de los datos se encuentran en el rango comprendido entre los 272 °C y los 283 °C; por lo que se tomaría este como el rango de temperatura de homogenización para este testigo.

c) Temperatura de homogenización pozo B testigo 1

Figura 17: Histograma de frecuencia para la temperatura de homogenización del testigo 1 del pozo B, profundidad (TVD) 1229 m-1231 m

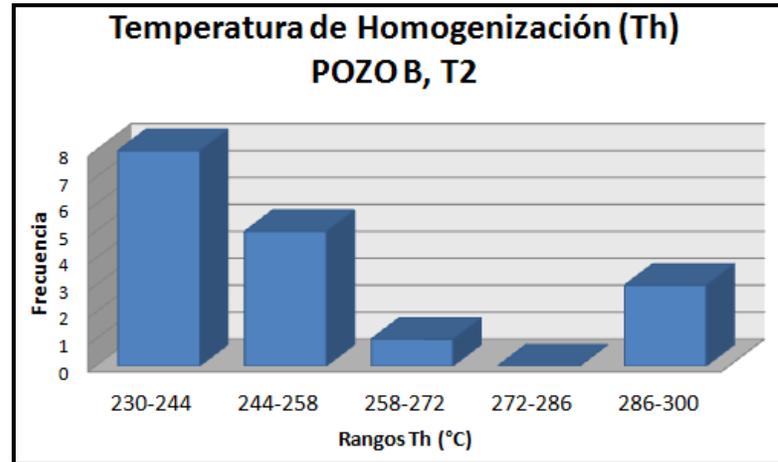


En el histograma de frecuencias para la temperatura de homogenización de las inclusiones fluidas de la muestra del testigo 1 del pozo B (Figura 17), se observa que

dicha temperatura se encuentra preferentemente en el rango comprendido entre los 233 °C y los 237 °C ().

c) Temperatura de homogenización pozo B testigo 2

Figura 18: Histograma de frecuencia para la temperatura de homogenización del testigo 2 del pozo B, profundidad (TVD) 1396 m-1400 m



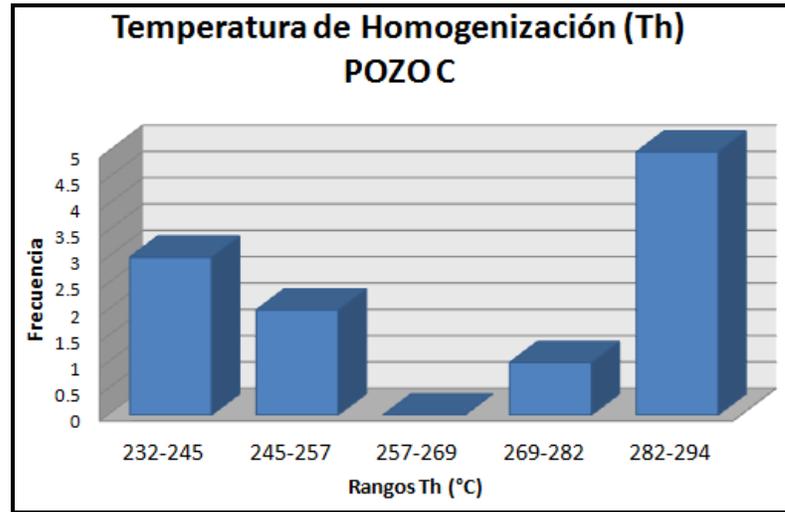
En las familias de inclusiones fluidas de la muestra del testigo 2 del pozo B a las que se realizó el análisis, se pudo observar dos distintos rangos de temperaturas de homogenización, esto se puede observar de forma gráfica en la Figura 18. Hay un grupo de inclusiones que homogenizan entre los 230 °C y los 258 °C y otro grupo de inclusiones en las que su temperatura de homogenización superaba incluso los 300 °C.

d) Temperatura de homogenización pozo C testigo 1

En la Figura 19 se observa que al igual que las inclusiones del testigo 2 del pozo B, las inclusiones de la muestra del testigo del pozo C, presentan dos rangos distintos de temperatura de homogenización: un rango comprendido entre los 232 °C y los 257 °C y otro que va desde los 282 °C hasta más de 300 °C, ya que la medición se suspendió a los 294 °C para proteger el lente del microscopio.

Esto indica que las inclusiones fluidas se han formado a partir de dos distintos fluidos hidrotermales a distintitas temperaturas, es decir, se formaron en dos eventos diferentes.

Figura 19: Histograma de frecuencia para la temperatura de homogenización del testigo 1 del pozo C, profundidad (TVD) 1856 m-1858 m



7.2.2 Temperatura de fusión del hielo (Tf)

A las mismas familias de inclusiones fluidas o FIA en las que determino la temperatura de homogenización (Th), se midió la temperatura de fusión del hielo. Con el fin de estimar la salinidad del fluido hidrotermal que reaccionó con la roca y a su vez quedo atrapado como inclusión fluida.

El procedimiento básicamente consiste en congelar las inclusiones hasta una temperatura de -60 °C, utilizando nitrógeno líquido, posterior a esto, se empieza a calentar la muestra y se toma el dato del valor de la temperatura a la cual el último cristal de hielo desaparece de la inclusión.

La Tabla 7 resume los resultados obtenidos de Th, Tf y %NaCl para las inclusiones fluidas de las muestras a las que se les realizo este análisis.

Tabla 7: Temperatura de homogenización, de fusión del hielo y % en peso de NaCl para las muestras analizadas

Pozo	Testigo	Prof. TVD (m)	Temp. Fusión (°C)	Wt. % NaCl	Temp. Homogenización (°C)
A	1	1474-1479	0.1	0.205	201-207
	2	1657-1661	0.3	0.559	272-283
B	1	1229-1231	0.3	0.559	233-237
	2	1396-1400	0.3	0.559	230-258
C	1	1856-1858	0.2	0.382	232-257 >282

8. PRESENTACIÓN DE LOS RESULTADOS

En la Tabla 8 se muestran los resultados obtenidos, utilizando como técnicas de laboratorio petrografía de minerales de alteración hidrotermal y microtermometría de inclusiones fluidas hospedadas en venas secundarias de calcita y anhidrita, en las muestras analizadas de testigos de roca de la zona de reservorio de un campo geotérmico.

Para cada testigo de pozo, se han propuestos rangos de temperatura (Tabla 8) de acuerdo:

- Petrografía de minerales de alteración hidrotermal (Tabla 4).
- Facies mineralógicas sugeridas teniendo en cuenta la presencia y abundancia de minerales indicadores (Tabla 5).
- Temperaturas de homogenización (Th) de las inclusiones fluidas (Figuras 15 a 19).

Estos rangos de temperaturas propuestos son comparados con las temperaturas estabilizadas de los registros de pozo. Gracias a esta comparación se encontró:

- a) El testigo 1 del pozo A, ubicado aproximadamente a -500 msnm, se encuentra en equilibrio térmico con los fluidos geotérmicos, ya que los rangos de temperaturas mineralógicas (indicados por anhidrita, ilita, wairakita), la barra de mayor frecuencia del histograma de Th de IF medidas en este testigo y la temperatura estabilizada de pozo, coinciden, tal como se muestra en la Figura 20.
- b) El testigo 2 del pozo A, ubicado aproximadamente a -700 msnm, presenta enfriamiento, ya que la temperatura mineralógica indicada por actinolita y biotita y los rangos encontrados para las IF son mayores que las temperaturas registradas en pozo (Figura 20).
- c) El pozo B se encuentra en equilibrio con el fluido geotérmico ya que las temperaturas indicadas por albita, anhidrita e ilita, coinciden con las mayores frecuencias de las Th de las IF medidas y con los registros de temperatura estabilizada de pozo, así como se muestra en la Figura 21.
- d) El testigo de roca analizado del pozo C, ubicado en el fondo del pozo, aproximadamente a -980 msnm, presenta una inversión térmica o enfriamiento, ya que los rangos de temperaturas mineralógicas dados por epidota y actinolita, los cuales coinciden con los rangos de mayores frecuencias de las Th de las IF (>280 °C), son mayores que los registros de temperaturas estabilizadas de pozo (Figura 22).

- e) En los sectores donde hay inversión térmica o enfriamiento implica que la temperatura a la cual se formaron estos minerales secundarios y las inclusiones que quedaron atrapados dentro de los cristales, probablemente son fluidos más recientes o debido a una infiltración de agua fría al fondo.

Para visualizar estos resultados que se obtuvieron por técnicas de laboratorio y comparándolos con los registros de temperatura estabilizada de pozo, se realizaron los perfiles de la Figura 23 y de la Figura 24 . En ellos se muestra una correlación de las temperaturas mineralógicas, de homogenización de IF y las registradas en las medidas de pozo. Esta información es compilada en un modelo de temperaturas mostrado en la Figura 25 .

A pesar de que hay evidencias de enfriamiento, el reservorio en general es de alta temperatura con intervalos desde 200°C y más de 280°C. Los intervalos son ajustados gracias a las T_h , ellos muestran intervalos más precisos para cada rango o testigo analizado en cada pozo

Tabla 8: Correlación entre temperaturas mineralógicas, facies mineralógicas, temperaturas obtenidas con IF (Th) y temperaturas estabilizadas de pozo.

Pozo / Testigo	Profundidad (TVD)	Profundidad en msnm	Temp. mineralógica (°C)	Minerales indicadores de Temp.	Facies Mineralógicas	Th (°C)	Temp. Registrada en pozo (°C)	Comportamiento del reservorio
A / 1	1474-1479	-530 a -535	200-240	Ilita, anhidrita, wairakita	Filítica-propilitica	201-207	203	En equilibrio con el fluido geotérmico
A / 2	1657-1661	-713 a -717	Mayor a 280	Actinolita, Biotita	Propilitica	272-283	187	Enfriamiento o inversión térmica
B / 1	1229-1231	-283 a -285	200-220	Esfena, Albita	Filítica-propilitica	233-237	234	En equilibrio con el fluido geotérmico
B / 2	1396-1400	-450 a -454	220-240	Ilita, anhidrita	Filítica-propilitica	230-258	231	En equilibrio con el fluido geotérmico
C	1856-1858	-982 a -984	Mayor a 280	Actinolita	propilitica	232-257 >282	184	Enfriamiento o inversión térmica

Figura 20: Correlación de temperatura estabilizada de pozo, mineralógica y de homogenización de IF del pozo A

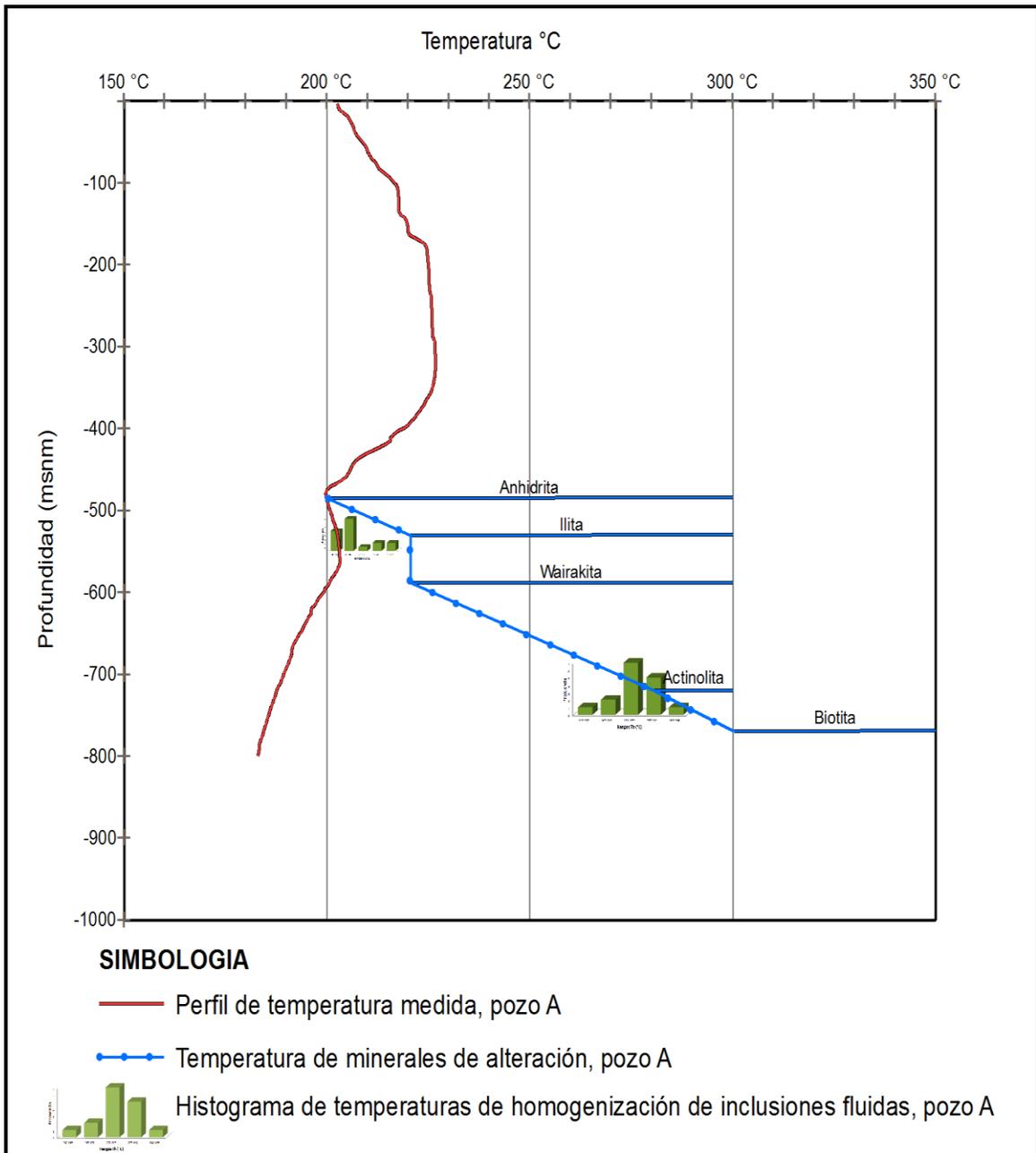


Figura 21: Correlación de temperatura estabilizada de pozo, mineralógica y de homogenización de IF del pozo B

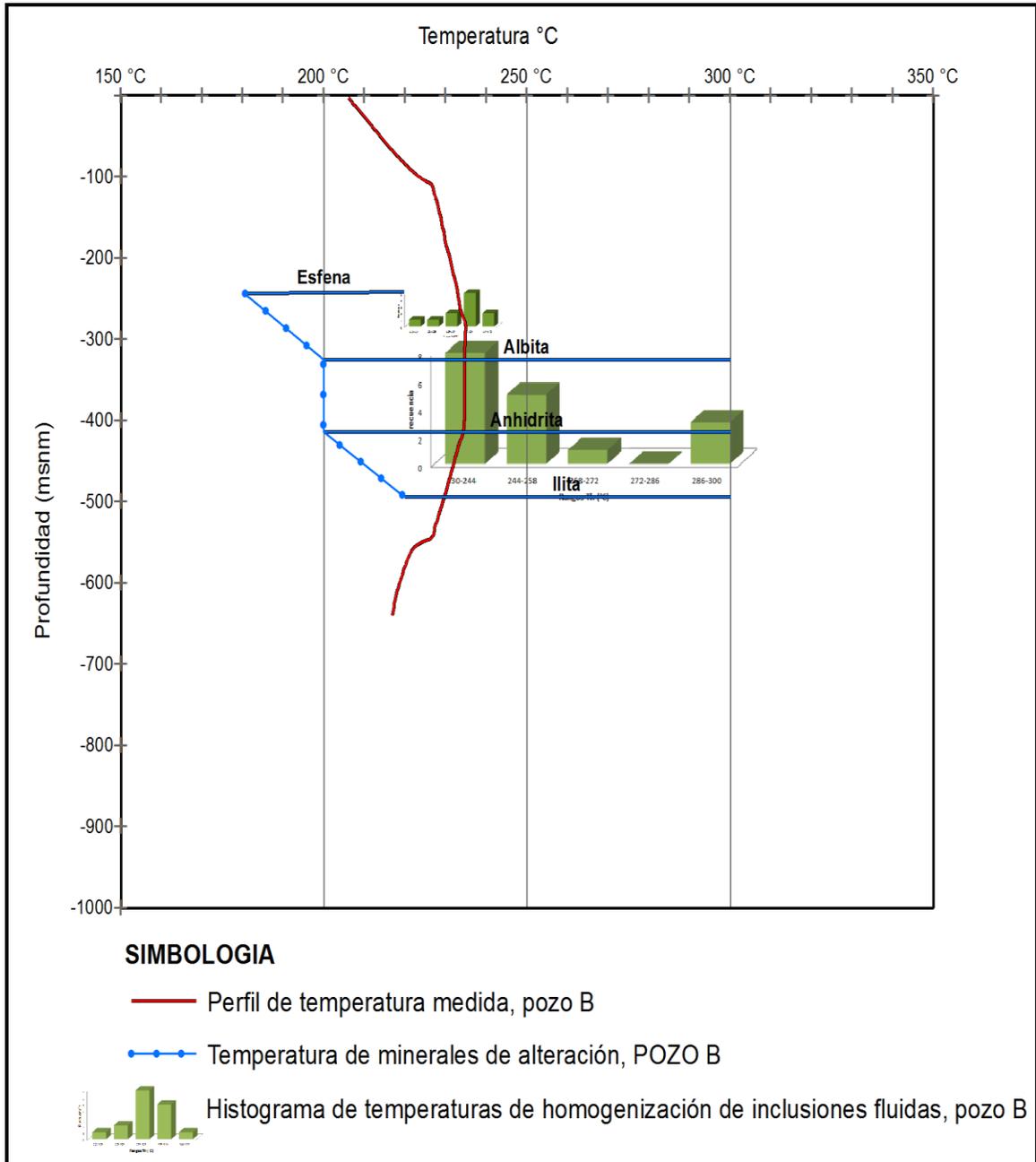


Figura 22: Correlación de temperatura estabilizada de pozo, mineralógica y de homogenización de IF del pozo B

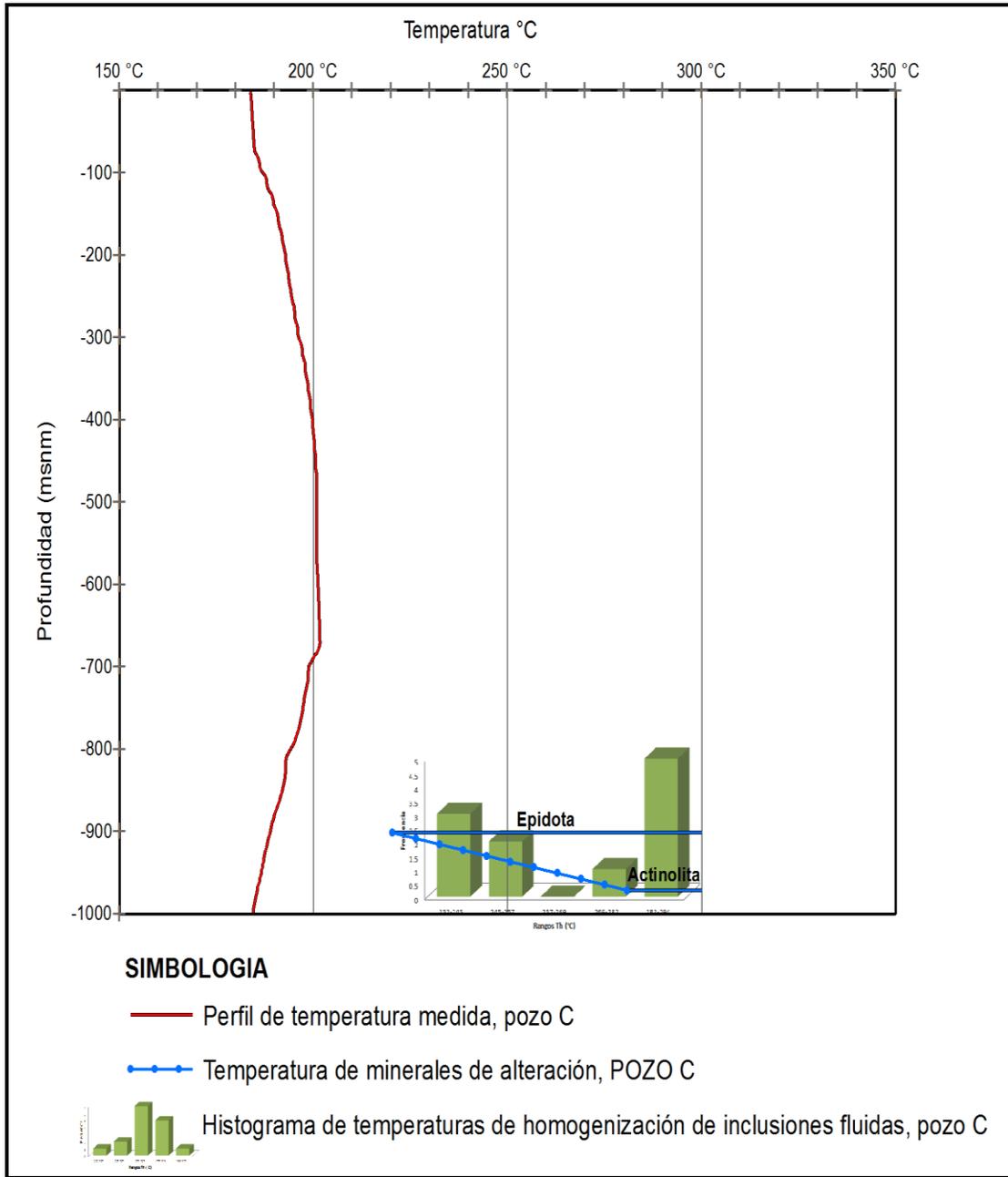
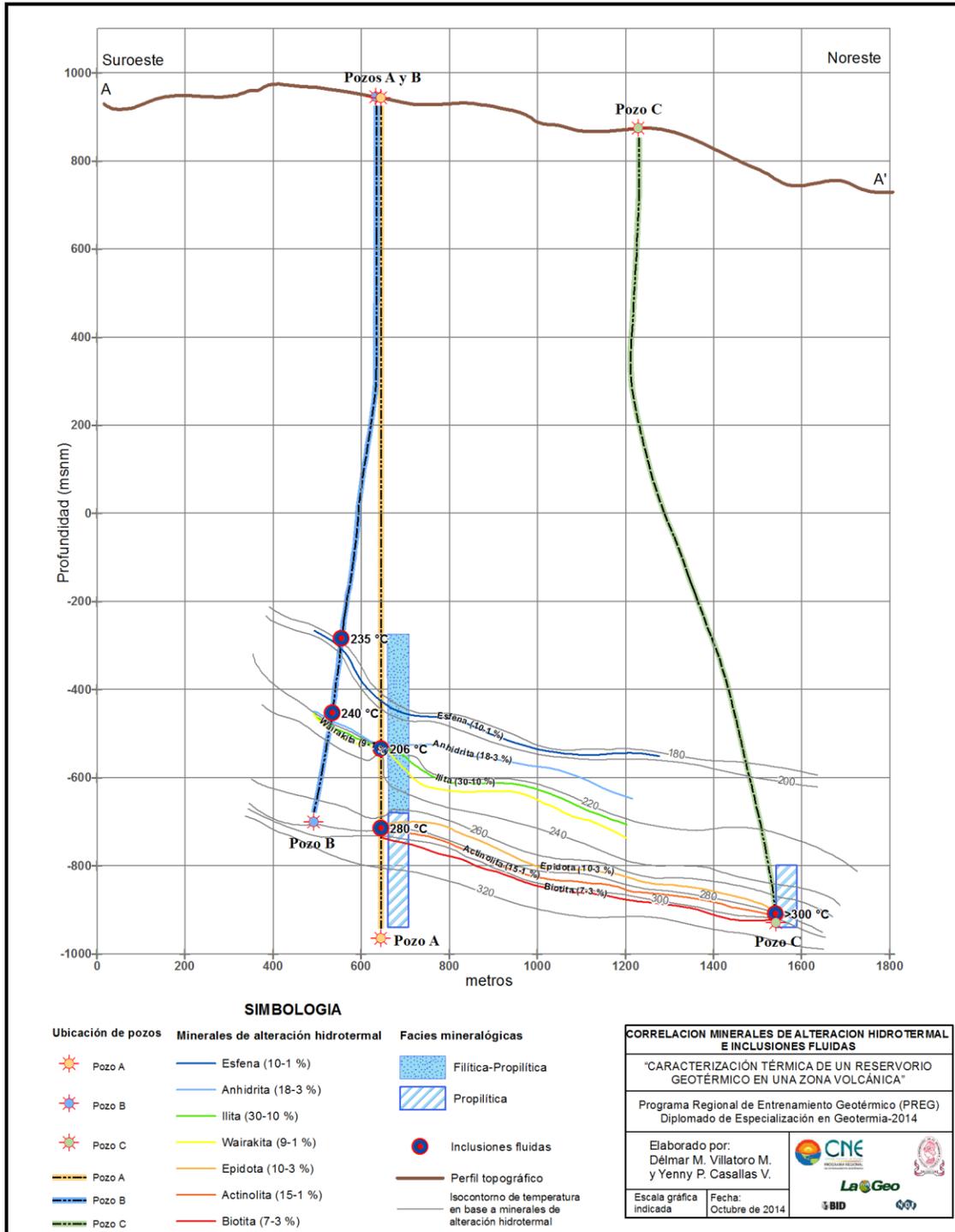


Figura 23: Perfil en el que se correlaciona la temperatura inferida a partir de la mineralogía de alteración hidrotermal y la temperatura de homogenización de las inclusiones fluidas



En esta figura 23 se presenta la correlación de temperatura mineralógica, datos de microtermometría y temperatura medida en los pozos A, B y C. Se puede observar que el pozo C contiene actinolita más abajo, casi al fondo del pozo, mientras que en los

pozos A y B se identificó más arriba a los 1660 m. La presencia de actinolita indica una temperatura de 280°C, la cual coincide con la microtermometría de inclusiones fluidas. Sin embargo, la temperatura medida de los pozos es casi 100°C menor que la temperatura mineralógica al fondo del pozo C. Probablemente se encuentra la fuente de calor más reciente hacia el Sur, como se observa también en la figura 24.

Figura 24: Perfil de temperaturas medidas en los pozos

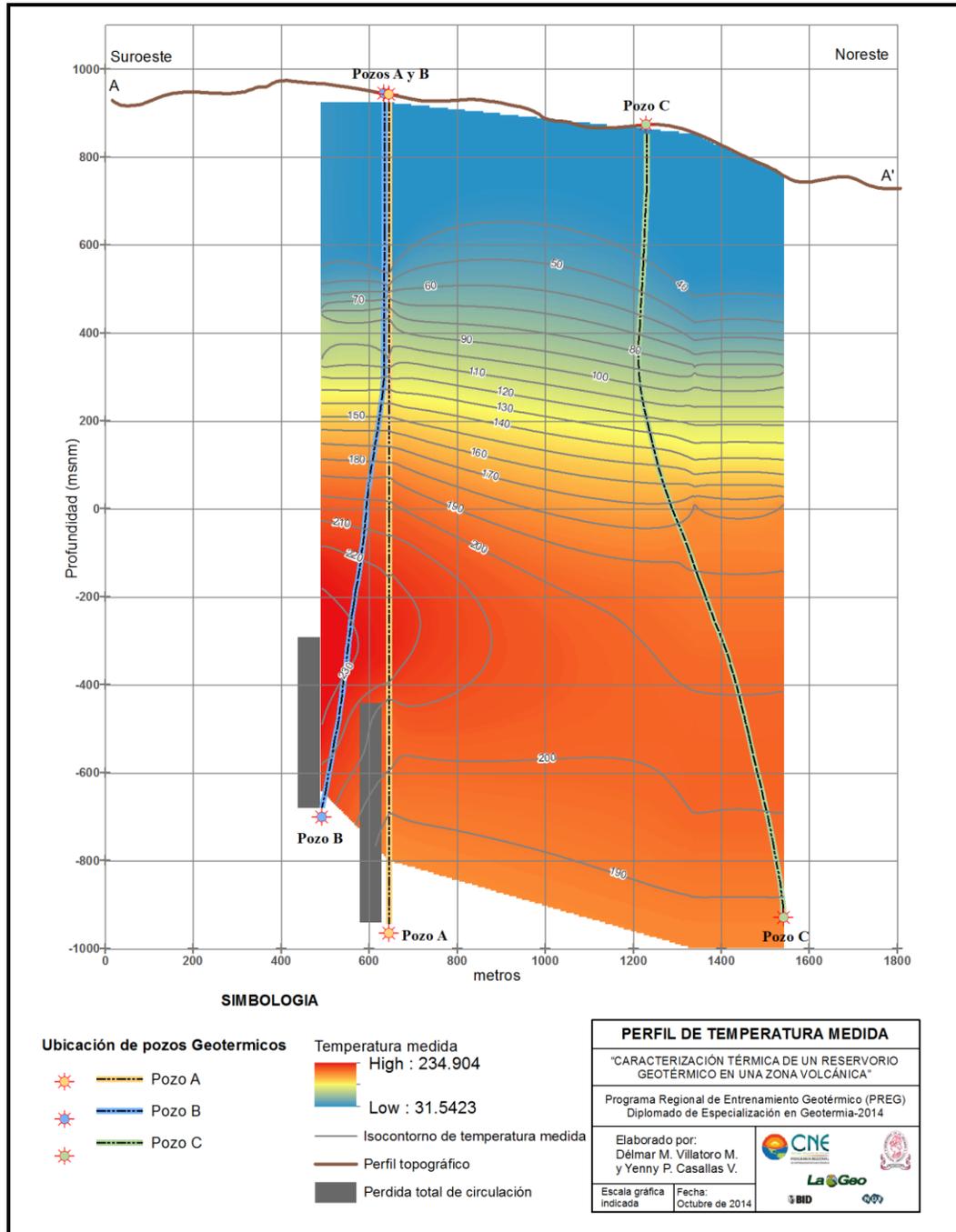
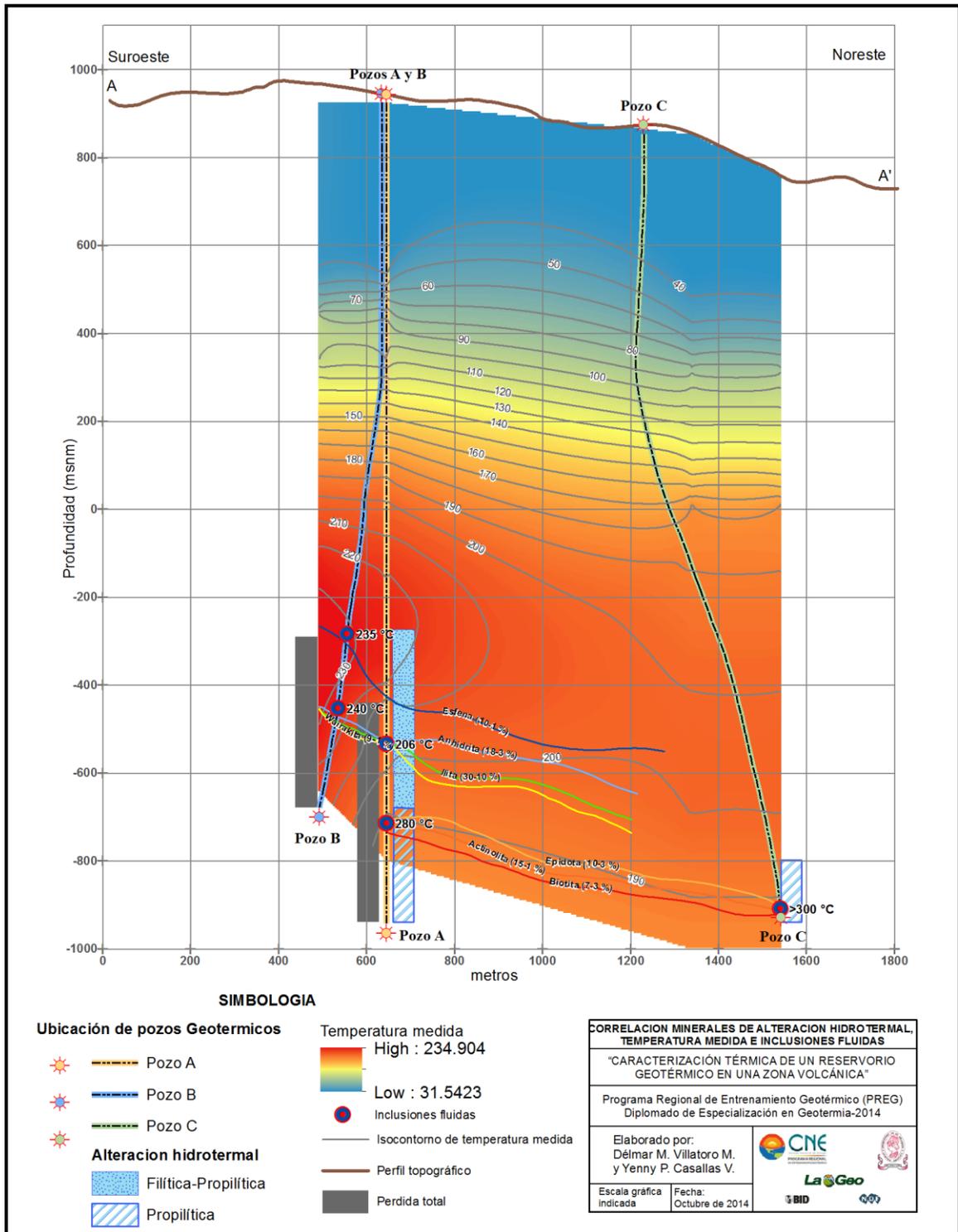


Figura 25: Perfil de correlación entre temperaturas medidas, temperaturas inferidas a partir de mineralogía de alteración y temperatura de homogenización de inclusiones fluidas



9. CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

Se utilizó petrografía de minerales de alteración hidrotermal para reconocer minerales indicadores de temperatura y cuantificarlos en las muestras de los testigos de roca de reservorio de un campo geotérmico.

En el pozo A, en el testigo 1 los minerales indicadores de temperaturas y facies corresponden a illita, anhidrita, wairakita, con rangos de temperatura entre 220°C y 260°C, indicando facie filítica-propilitica. En el testigo 2, los minerales indicadores corresponden a actinolita y biotita, indicando una temperatura de formación mayor a los 260°C, e indicando facie propilitica.

En el pozo B, los minerales indicadores de facie son esfena y albita, con rangos de temperatura entre 220°C y 260°C, indicando facie filítica-propilitica. Para el pozo C el mineral que está delimitando el rango de temperatura corresponde a la illita, con temperaturas mayores a 260°C y mostrando una facie propilitica para la zona más profunda del este pozo, correspondiente a la ubicación del testigo analizado.

Se hizo petrografía y microtermometría de inclusiones fluidas (IF) primarias bifásicas (líquido+vapor) ubicadas dentro de cristales de anhidrita y calcita encajados en venas en los testigos de rocas de los pozos A, B y C de un campo geotérmico. Se determinó la temperatura mínima de atrapamiento o temperatura de homogenización (Th) para cada testigo de roca analizado y temperatura de fusión final del hielo para calcular la salinidad, expresada como % NaCl.

Se encontró que el rango de Th y % NaCl para el testigo 1 del pozo A, es 201°C-207°C y 0.205 respectivamente; para el testigo 2 se encontró un rango de Th de 272°C a 283°C y salinidad de 0.559. Para el pozo B testigo 1, se encontró que el rango de Th es de 233°C a 237°C con salinidad de 0.599; el testigo 2 presenta rangos de Th de 230°C a 258°C y salinidad de 0.599. En el caso del pozo C, las inclusiones medidas mostraron dos eventos termales, uno de menor temperatura con rango de 232°C a 257°C y otro más caliente con Th a partir de 282°C, la salinidad para este pozo corresponde a 0.382 %NaCl.

Se realizó la comparación de los rangos de temperatura obtenidos por mineralogía y Th de las IF con las temperaturas estabilizadas de los registros de pozos. Gracias a esta comparación se encontró que el testigo 1 del pozo A y el pozo B se encuentra en equilibrio térmico con los fluidos geotérmicos, ya que los rangos de temperaturas mineralógicas, las mayores frecuencias de Th coinciden con las temperaturas registradas en pozo. En el caso del testigo 2 del pozo A y el pozo C, están sufriendo inversión térmica o enfriamiento ya que los rangos encontrados por mineralogía y por Th son mayores que la temperatura registrada en pozo.

Los sectores de los pozos analizados donde se está presentando inversión térmica o enfriamiento al fondo del pozo, indican que la temperatura a la cual se formaron los minerales de alteración hidrotermal y las inclusiones que quedaron atrapados dentro de los cristales, probablemente son fluidos más recientes o debido a una infiltración de agua fría al fondo.

Realizando la compilación de los rangos de temperaturas obtenidas por diferentes técnicas y realizando un perfil de correlación, se encontró que hacia el suroeste el reservorio presenta mayores temperaturas, mientras que hacia el noroeste y a profundidad las temperaturas son menores o está sufriendo enfriamiento.

A pesar de que hay evidencias de enfriamiento, el reservorio en general es de alta temperatura con intervalos desde 200°C y más de 280°C. Los intervalos son ajustados gracias a las temperaturas de homogenización (T_h). Siendo así, este campo geotérmico se comporta de acuerdo a la tectónica regional; en Centroamérica y por lo tanto en El Salvador, los campos geotérmicos denominados como de alta entalpia se encuentran asociados tectónicamente a la subducción de la placa de cocos por debajo de la placa del Caribe, a lo largo de la fosa mesoamericana.

10. AGRADECIMIENTOS

Estos 5 meses han sido de grandes desafíos, logros y satisfacciones, tanto profesionales, académicos y personales, no solo por el conocimiento que hemos adquirido, sino por la oportunidad de ampliar nuestra visión del mundo en cuanto al aprovechamiento de los recursos naturales, de la geotermia y de las posibilidades para desempeñarnos como profesionales que a su vez, estamos seguros, contribuiremos al desarrollo energético de nuestros países (Colombia y Guatemala).

Todo esto ha sido posible gracias al apoyo de las entidades que han contribuido académica y económicamente a que nosotros gocemos de esta beca, siendo así, agradecemos muy cariñosamente al Banco Interamericano de Desarrollo (BID), al Consejo Nacional de Energía (CNE), a la Universidad Nacional de El Salvador (UES), al Fondo Nórdico para el Desarrollo (NDF) y a LaGeo.

También queremos agradecer a Elizabeth Torio, quién con su apoyo incondicional y su pasión por la geología ha contribuido enormemente a nuestra formación como geólogos.

Por último, y no menos importante, agradecemos a los profesores de los ocho módulos que componen este diplomado de especialización, a nuestros compañeros nacionales y becarios, a nuestras familias y amigos, por darnos el apoyo oportuno y la confianza para terminar con éxito esta preparación profesional.

11. REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Bodnar, R. (2003). Interpretation of Data from Aqueous-Electrolyte Fluid Inclusions. In Fluid Inclusions. Analysis and Interpretations. Mineralogical Association of Canada. Short Course, Series Volume 32. Pg. 81-100.

Browne, P. R.L. and Gardner, M. W. (1982): Subsurface alteration at the Ngawha geothermal field: a progress report. Proceedings of the Pacific geothermal conference, Part 1 49-54.

Dengo Gabriel. "Marco tectónico de la región del Caribe: Reseña histórica". Guatemala 1978, s/n. <http://www.crid.or.cr/digitalizacion/pdf/spa/doc5164/doc5164.htm>

Lagat, J. (2010). Hydrothermal alteration mineralogy in geothermal fields with case examples from Olkaria domes geothermal field, Kenya. Geothermal Development Company, Kenya, Nov. 19, 2010.

Matus, A. (2009). Geochemical exploration in Chinameca geothermal field, El Salvador. geothermal training programme. United Nations University. Presented at " Short Course on Surface Exploration for Geothermal Resources. 17-30 October.

Reyes, A. (1998). Petrology and mineral alteration in hydrothermal systems: From Diagenesis to volcanic catastrophes. Institute of Geological and Nuclear Sciences, Lower Hutt, NEW ZEALAND Lectures. Reports 1998, Number 18.

Roedder, E. (1984). Fluid inclusions. Reviews in Mineralogy. Mineralogical society of America, . Volume 12.

Whitney, D. et al. (2010). Abbreviations for names of rock-forming minerals. American Mineralogist, Volume 95, pages 185-187.