



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE
MÉXICO

INSTITUTO DE GEOFÍSICA

PROGRAMA DE POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA

“Caracterización y Diagénesis de las fases silícicas en el sistema hidrotermal de Bahía Concepción, Baja California Sur, México”.

TESIS

Que como requisito parcial para obtener
el grado de:

MAESTRO EN CIENCIAS DE
LA TIERRA

(Depósitos Minerales y Sistemas Hidrotermales)

Presenta:

DAVID BLANCO FLORIDO

DIRECTOR:

DR. CARLOS CANET MIQUEL



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

El presente trabajo se ha realizado dentro del marco del proyecto “Sistemas hidrotermales costeros actuales y fósiles en Baja California: mineralogía, geoquímica, biogeoquímica y sistemática isotópica”, con número J-51127-I (CONACyT) implementados en coordinación con el Departamento de Recursos Naturales del Instituto de Geofísica U.N.A.M., a cargo del Dr. Carles Canet Miquel. A estas instituciones y proyectos mil gracias.

Quiero agradecer muy especialmente al director de mi tesis Dr. Carles Canet por brindarme su apoyo, confianza, sabiduría, mucha paciencia sobre todo y por compartir conmigo sus experiencias, tanto personales como profesionales, ya que todo esto me ha enseñado a ser un mejor profesionalista y un mejor ser humano, gracias.

A la Dra. Rosa Ma. Prol por su apoyo, confianza, paciencia y por permitirme ser parte de su equipo de trabajo.

A mis sinodales: Dra. Teresa Pi I Puig, Dr. Mikhail Ostrooumov, Dr. Eduardo González Partida y Dr. Roy Priyadarsi Debajyoti, por sus valiosos consejos, revisiones, paciencia, amistad y su apoyo para terminar esta etapa tan importante de mi vida.

A los que contribuyeron con sus conocimientos y servicios para la preparación y análisis de muestras: Quím. Rufino Lozano Santa Cruz y Patricia Girón García, por sus conocimientos, amistad y la ayuda prestada en la realización de los análisis de DRX en el LUGIS.

Ing. Carlos Linares López y Margarita Reyes Salas, por su amistad, tiempo y ayuda en el uso de la Microsonda electrónica del Laboratorio Universitario de Petrología (LUP) Instituto de Geofísica, UNAM.

Biól. Yolanda Hornelas Orozco, de la Unidad Académica: Servicio Académico de Microscopio Electrónico, UNAM por su apoyo en la realización de las imágenes SEM.

Dra. Ruth Esther Villanueva Estrada, por su apoyo, consejos y asesoría en los apartados referente a química en mis tesis, pero sobre todo por su amistad.

A Ma. Remedios Cisneros Magaña, responsable de laboratorio de Análisis químicos en el Instituto de Investigaciones Metalúrgicas, Universidad Michoacana de San Nicolás de Hidalgo, por el apoyo en la realización de los estudios por IR.

Un agradecimiento muy en especial a la Dra. Maite García Vallès, Dra. Esperanza Teuler Ferre, Dr. Domingo Gimeno Torrent, Dr. Salvador Martínez Manent, Dr. Joaquin Maria Nogues Carulla, Dr. Joan Carles Melgarejo Draper y al personal técnico de los Serveis Científicotècnics de la Universidad de Barcelona por la ayuda prestada en la realización de los análisis de las muestras de mi tesis y por haberme recibido, apoyado en Barcelona durante mi estancia, y sobre todo por sus enseñanzas, consejos y amistad.

Agradecimientos

A mis padres Manuel Alberto Blanco y Ma. Estela Florido a quienes les debo mi vida, gracias por creer en mí cuando todos dejaron de hacerlo, por cuidarme y amarme siempre, por enseñarme que nunca debo rendirme por más duro que se vea el camino, por enseñarme que nadie puede decirme que no puedo lograr algo, gracias por tenerme paciencia, soportar mi carácter y demostrarme que también puedo aprender de mis errores, pero sobre todo gracias por enseñarme que la vida vale la pena pese a todos los problemas cuando se tiene amor, LOS AMO.

A mi hermano, CARLOS por ser mi mejor amigo, por creer y confiar en mí, por hacerme reír y enseñarme que la vida se debe vivir con la cabeza en alto, gracias.

A mis Abuelitas Felicitas y Catalina que desde el cielo me cuidan, a mis tíos, primos, sobrinos, etc., por ser parte de mi historia y de mi presente, porque parte de lo que yo soy es el reflejo de sus enseñanzas y amor.

A mis mejores amigos, Abraham Gómez y Edson González y sus respectivas parejas, gracias por creer en mí, por apoyarme en los momentos más difíciles de mi vida, por compartir las grandes alegrías, por reír a mi lado en cada momento, por ser parte de mis mejores recuerdos, pero sobre todo por demostrarme que la amistad verdadera no la destruye ni el tiempo ni la distancia

A mis entrañables y queridísimos amigos Luis Neumann, Jacob Baños, Miguel Ángel Flores y Luis Enrique Tapia, que aunque siguieron diferentes caminos que el mío, siempre han estado apoyándome y demostrándome que la amistad no es un simple momento de risas si no es compartir parte de tu vida con alguien que valoras y que te valora.

A Augusto Rodríguez un agradecimiento en especial por ser uno de mis mejores amigos, por estar a mi lado durante toda esta travesía, por compartir conmigo sus experiencias, sus consejos, sus risas y buenos momentos, por apoyarme y alentarme a tomar caminos que no creí jamás tomar, por demostrarme que puedo ser mejor de lo que creo y por incluirme en tus éxitos, este éxito lo comparto contigo, gracias.

A dos amigos José Juan González y Ricardo Braulio jaja, por creer en mí, por aconsejarme constantemente, por soportar mis locuras y por ser quienes le han puesto unas gotas de diversión a este largo camino.

A mis más grandes amigos y colegas universitarios Ivan Vargas, Pedro Santillan, Israel Cayetano, Valerie Pompa, Guillermo Hernández, Doris, Iriliana, Rosita, Viridiana, Silvestre Ruiz, Cristina Báncora, Laura Núñez, Josué, Daniel Villanueva, Becket y Alejandro Estrada por apoyarme durante toda mi carrera y maestría, por darme consejos y por estar conmigo en los momentos más hermosos de mi vida (la universidad), gracias. Y a todos mis demás amigos tanto de la Facultad de Ingeniería como del Posgrado en Ciencias de la Tierra, que no enlisto pues no me gustaría olvidarme de nadie, ustedes saben quienes son, gracias por darme un espacio en su corazón.

A TODOS MIL GRACIAS.

Agradecimientos	
Resumen	i
1. Introducción	1
1.1. Objetivos	2
1.2. Justificación e hipótesis	2
1.3. Localización y vías de comunicación	3
1.4. Generalidades de la zona de estudio	4
<i>1.4.a. Características climáticas, hidrografía y biodiversidad</i>	4
<i>1.4.b. Marco geográfico y unidades de relieve</i>	5
1.5. Antecedentes	6
<i>1.5.a. Geología y recursos minerales y geotérmicos en Bahía Concepción</i>	6
<i>1.5.b. Manifestaciones hidrotermales en Bahía Concepción</i>	7
<i>1.5.c. Ejemplos de sintérs silícicos en campos geotérmicos</i>	7
1.6. Desarrollo de la investigación	8
2. Marco Geológico	9
2.1. Geología Regional	9
2.2. Evolución Tectónica Cenozoica	13
2.3. Geología de Bahía Concepción	15
2.4. Yacimientos Minerales y Manantiales Hidrotermales	23
3. Generalidades de los sistemas hidrotermales	25
3.1. Sistemas de alta y baja temperatura	25
3.2. Clasificación de fluidos termales	28
<i>3.2.a. Cloruradas</i>	28
<i>3.2.b. Sulfatadas</i>	29
<i>3.2.c. Bicarbonatadas</i>	29
<i>3.2.d. Sulfatadas cloruradas</i>	29
<i>3.2.e. Cloruro diluído</i>	30
3.3. Otra clasificación de fluidos termales	30
3.4. Saturación y solubilidad de carbonatos y sílice en fluidos hidrotermales	30
3.5. Clasificación de sistemas hidrotermales	31
3.6. Formación de yacimientos hidrotermales	32
3.7. Sistemas hidrotermales continentales	32
3.8. Sistemas hidrotermales de fondo oceánico	36
3.9. Sistemas hidrotermales de poca profundidad	37
4. Tipología, características y diagénesis de las fases silícicas	39
4.1. Generalidades	39
4.2. Tipología y Diagénesis de fases silícicas.	40
4.3. Caracterización de fases silícicas mediante análisis de Difracción de Rayos X.	41
4.4. Caracterización morfológica y cambios diagenéticos	44
<i>4.4.a. Ópalo A</i>	44
<i>4.4.b. Ópalo A/CT</i>	46
<i>4.4.c. Ópalo CT</i>	46
<i>4.4.d. Ópalo C y fases maduras</i>	49

5. Metodología	53	
5.1. Plan de trabajo y muestreo	53	
5.2. Muestreo, selección y preparación de muestras para análisis mineralógicos	54	
5.3. Petrografía	54	
5.4. Difracción de Rayo X	55	
<i>5.4.a. Introducción al método de difracción de rayos X</i>	55	
5.5. Microscopio Electrónico de Barrido	59	
<i>5.5.a. Generalidades de la técnica</i>	59	
5.6. Análisis Térmico Diferencial	60	
<i>5.6.a. Reacciones de las sustancias solidas</i>	61	
<i>5.6.b. Generalidades de la técnica</i>	61	
<i>5.6.c. Termo-gravimetría</i>	62	
<i>5.6.d. Análisis térmico diferencial</i>	64	
<i>5.6.e. Generalidades del funcionamiento del instrumento</i>	65	
5.7. Espectroscopía Infrarroja	66	
<i>5.7.a. Generalidades de la técnica</i>	67	
6. Caracterización de fases silícicas en manifestaciones hidrotermales en Bahía Concepción.	71	
6.1. Manifestaciones hidrotermales de Bahía Concepción	71	
<i>6.1.a. Manantiales activos intermareales y submarinos someros</i>	73	
6.1.a.1. Ensenada Mapache (Agua Caliente)	73	
6.1.a.2. Posada Concepción y Playa Santispac. Noroeste de la Bahía	78	
6.1.b. Sistemas hidrotermales fósiles	81	
6.1.b.1. Depósitos de manganeso en vetas: Mina Santa Rosa (Mn- Ba)	81	
6.1.b.2. Depósitos silícicos en los depósitos de manglar de El Mono (Fm. Infierno, Plioceno Superior)	83	
6.2. Descripción Macroscópica	85	
6.2.a. Depósitos en costras y estromatolitos en manantiales hidrotermales costeros	86	
6.2.b. Vetas hidrotermales asociadas a manantiales termales costeros	88	
6.2.c. Pedernal del Miembro El Mono	88	
6.2.d. Vetas con ópalo de la Mina Santa Rosa	90	
6.3. Análisis Petrográfico	91	
6.3.a. Rocas Volcánicas encajonantes (Fm. Ricasón)	91	
6.3.b. Depósitos en costras y estromatolitos en manantiales hidrotermales costeros	92	
6.3.c. Vetas hidrotermales asociadas a manantiales termales costeros	93	
6.3.d. Pedernal del Miembro El Mono	94	
6.3.e. Vetas con ópalo de la Mina Santa Rosa	96	
6.4. Análisis de difracción de rayos x	98	
6.4.a. Fases silícicas	98	
6.4.a.1. Depósitos en costras y estromatolitos en manantiales hidrotermales costeros	99	
6.4.a.2. Vetas hidrotermales asociadas a manantiales termales costeros	99	
6.4.a.3 Pedernal del Miembro El Mono	100	
6.4.a.4. Fragmentos Vetas con ópalo de la Mina Santa Rosa	101	
6.4.b. Otras fases minerales	102	
6.5. Análisis Microscópico (SEM)	102	
6.5.a. Depósitos Depósitos en costras y estromatolitos en manantiales hidrotermales costeros	102	
6.5.b. Vetas hidrotermales asociadas a manantiales termales costeros	102	
6.5.c. Pedernal del Miembro El Mono	107	

6.5.d. Vetas con ópalo de la Mina Santa Rosa	109
6.6. Análisis Térmico Diferencial	109
6.6.a. Muestra (Ópalo – A)	109
6.6.b. Muestra (Ópalo – A/CT)	111
6.6.c. Muestra (Ópalo – CT)	111
6.6.d. Muestra (Ópalo – C)	112
6.6.e. Análisis Experimental	113
6.7. Análisis de Espectroscopia por infrarrojo	114
7. Discusión y Conclusiones	117
7.1 Contexto geológico	117
7.2 Sistemas hidrotermales	117
7.3 Fases silícicas	118
7.4DRX	120
7.5 SEM	121
7.6 ATD	122
7.7 IR	123
7.8 CONCLUSIONES	124
7.9 RECOMENDACIONES A FUTURO	125
Referencias	A
Anexos	I

Pag.	Figuras
4	Fig. 1.1. Ubicación de Bahía Concepción (Baja California Sur, México) y subprovincia fisiográfica a la que pertenece.
5	Fig. 1.2. Vías de acceso en el área de Bahía Concepción y alrededores.
9	Fig. 2.1. Distribución de rocas de edad paleozoica en la Península de Baja California (Modificado de Martín-Barajas, 1995)
10	Fig. 2.2. Distribución de rocas mesozoicas en la Península de Baja California (Modificado de Martín-Barajas, 1995)
11	Fig. 2.3. Distribución de las facies volcánicas del Grupo Comondú (Hausback, 1984)
12	Fig. 2.4. Evolución tectónica durante el Mesozoico de la futura Península de Baja California. Del lado izquierdo se muestra las placas interactuando, y a la derecha los procesos geológicos producto del movimiento de las placas (Modificado de Flores López, 1998). (A) Convergencia de las placas dando origen a la formación de un arco volcánico, proceso de sedimentación en la trinchera. (B) Formación de un complejo volcánico- plutónico, que dio lugar a un arco insular y a una nueva zona de subducción. (C) Subsistencia del arco insular del Complejo San Andres-Cedros y Formación del Arco de Alisitos.
13	Fig. 2.5. Evolución tectónica del Terciario mostrando el movimiento de las placas tectónicas (Flores-López, 1998).
14	Fig. 2.6. Evolución tectónica del Terciario (12 a 3 Ma) mostrando el movimiento de las placas tectónicas (Modificado de Stock et al., 1989).
17	Fig. 2.7. Mapa geológico del área de Bahía Concepción, B.C.S.
20	Fig. 2.8. Afloramientos de la Formación Ricasón en Posada Concepción y Posada Santispac. (A) Derrame andesítico con abrasión marina. (B) Brecha volcánica andesítica alojando vetas silicocalcáreas. (C) Depósito de caída de lapilli y algunos bloques de composición intermedia. (D) Intercalación de lavas andesíticas (and) y depósitos de caída (dc) coronada por una brecha volcánica andesítica (brva).
20	Fig. 2.9. Afloramiento del Miembro el Mono de la Formación Infierno (Plioceno), al sureste de Bahía Concepción. (A) Secuencias horizontales del Miembro el Mono. (B) Al fondo cuerpo volcánico andesítico miocénico de la Formación Ricasón en contacto con el Miembro El Mono. (C) Intercalaciones de wackstones y pedernal blanco. (D) detalle de los horizontes de pedernal blanco.
22	Fig. 2.10. Mapa geológico del área de Bahía San Nicolás (Modificado de Ledesma-Vázquez et al., 2006).
23	Fig. 2.11. Corte geológico conceptual del área de Bahía Concepción, mostrando la forma de semigraben que tiene la bahía.
26	Fig. 3.1 Esquema de un sistema hidrotermal formado por una fuente de calor, un cuerpo rocoso permeable, una roca encajonante y un fluido acuso en circulación convectiva.
27	Fig. 3.2 Manifestaciones termales de tipo géiser. (A) Parque Nacional de Yellowstone, Wyoming, EUA (Corteza de Victor García). (B) Parque Nacional del Tatio, Chile (Personal).
31	Fig. 3.3 Variación en la solubilidad de fases de sílice amorfa, cuarzo y carbonato de calcio respecto a la temperatura (Nicholson, 1993).
34	Fig. 3.4 Manifestaciones hidrotermales continentales. A) Volcan de lodo, zona geotermal de Namafjall, Islandia (Fotografía de Internet 1). B) Poza de lodo, Laguna Volcano, Baja California, México (Fotografía Internet 2). C y D) Fumarolas y suelos vaporizantes, Parque Nacional El Tatio, Chile (Personal).
35	Fig.3.5 Géiser Fly, Nevada, EUA. Se pueden observar las estructuras clásicas de los depósitos como conos y montículos de sílice, terrazas, pozas (Intenet 3).
36	Fig. 3.6 Morfología de las estructuras típicas de un géiser. Ejemplo de Yellowstone, Wyoming, EUA. (A) Conos, (B) terrazas, (C) montículos, y (D) poza o estanque
38	Fig. 3.7 (A) Esquema de la estructura interna de una chimenea (smoker) submarina. (B) Fotografía de una chimenea profunda de tipo black smoker (Woods Hole Oceanographic Intuition).
42	Fig. 4.1 Representación de la diagénesis de fase silícicas amorfas utilizando difracción de rayos X de diferentes muestras del sinter de Opal Mound, Roosevelt, Utah, EUA (Modificado de Lynne et al., 2007). (A) Muestra representativa de ópalo A, se puede observar una reflexión moderada con un FWHM DE $7.7^\circ 2\theta$, con un dhkl de $22^\circ 2\theta$ è aproximadamente. (B) Muestra representativa de la fase de transición ópalo A/CT, en la figura de observa el decremento en el valor de FWHM a $4.45^\circ 2\theta$. (C) Muestra es representativa del ópalo CT, en la imagen se puede observar el difractorgrama característico de esta fase, y se puede apreciar la presencia de los dos picos de tridimita en 4.1 y 4.3 \AA , así como uno pico de cuarzo. (D) Muestra característica del ópalo C, en la imagen se puede observar el hombre de cristobalita y picos característicos de cuarzo, también se puede apreciar el decremento del FWHM a $0.6^\circ 2\theta$. (E) Muestra representativa de la etapa mas madura de la diagénesis donde solo se aprecian en el difractorgrama los picos caracterismos del cuarzo.
43	Fig. 4.2 Difractorgramas típicos de sinter silícicos de diferentes edades de Nueva Zelanda (Herdianita et al., 2000a). (a) Ópalo A, no cristalino, de Wairakei, mostrando el incremento en la intensidad sobre la línea base característico de este tipo de ópalo acompañado de trazas de cuarzo. (b) Ópalo CT, paracristalino, de Umukiri, mostrando los picos

INDICE DE FIGURAS

- característicos de tridimita en 4.12 y 2.3 Å, así como el hombro típico de tridimita en 4.3 Å. (c) Cuarzo de Umukuri con picos de difracción en 4.26, 3.34 y 2.46 Å.
- 43 Fig. 4.3 Diferencias en difracción rayos X en muestras de sinters de Te Kopia, Nueva Zelanda (Rodgers et al., 2004). Variaciones en los difractogramas de muestras ricas en ópalo A, pasando por muestras transiciones y muestras ricas en ópalo CT. (a) Ópalo A dominante. (b) y (c) Ópalo transicional (ópalo A/CT y CT/A. d) ópalo CT dominante.
- 44 Fig. 4.4 Imagen SEM de microtexturas de ópalo A en sinters de la Zona Volcánica de Taupo, Nueva Zelanda (Herdianita, 2000b). (A) Esferas típicas de 4-8 µm de diámetro junto con pequeñas esferas de 1-2 µm de diámetro. (B) Agregados esféricos entrelazados de 8 a 10 µm (imagen A y B son de Wairakei Drain Sínter). (C) microesferas y agregados esféricos unidos por cadenas de microesferas de 10-40 µm de longitud, también se observa una fina capa de recubrimiento silíceo y cadenas de "mucosa" de origen incierto (Omapere). (D) agregados esféricos, recubiertos por una fina pero densa capa de sílice (Te Kopia). Las imágenes son de una escala de 10 µm..
- 45 Fig. 4.5 Imagen SEM de microtexturas de ópalo A de la Zona Volcánica de Taupo, Nueva Zelanda (Rodgers et al., 2004). (A) Agregados esferoidales, junto son filamentos microbianos recubiertos por una fina capa de sílice secundario dando una textura botrioidal en su recubrimiento. (B) Alineación de microesferas de ópalo A. (C) Agregados de micro y nanoesferas de ópalo A, filamentos microbianos y diatomeas recubiertas por una fina capa de sílice secundario, que forma una superficie botrioidal. (D) Agregados tubulares de micro y nanoesferas de ópalo A, filamentos microbianos y agregados esféricos unidos por cadenas de microesferas, recubiertas por una fina capa de sílice secundario, que forma una superficie botrioidal. (E) Superficie recubierta por filamentos microbianos y una fina capa de sílice amorfa secundaria con microesferas de ópalo A (Smith et al., 2003). (F) Superficie de agregados de microesferas de ópalo A de 1-3 µm de diámetro, recubiertas por una fina capa de nanoesferas de ópalo A secundario. (G) Agregados tubulares de micro y nanoesferas de ópalo A, filamentos microbianos y agregados esféricos unidos por cadenas de microesferas de 4 a 6 µm de diámetro, recubiertas por una fina capa de sílice secundaria, que forma una superficie botrioidal. (H) Racimo de microesferas de 1-3 µm de diámetro cada una, asociado a una superficie de filamentos microbianos recubiertos por una fina capa de sílice amorfo que da una textura botrioidal superficial, también se puede apreciar diatomeas y tubos orgánicos de 4-5 µm de diámetro. Localidades: (A, B y G) Tahunaatara, (C-F) Omapere, (H) Waitotapu.
- 46 Fig. 4.6 Imagen de SEM de microtexturas de ópalo A/CT. Reorganización de nanoesferas de ópalo A/CT para formar con el tiempo las placas (blades) características de las lepiesferas de ópalo CT: (a-c, Opal Mound, Roosevelt, Utah, EUA; Lynne et al., 2005).
- 47 Fig. 4.7 Imagen SEM de microtexturas de ópalo CT. (A) Acercamiento de las placas (blades) de las lepiesferas de ópalo CT, alineadas al azar, aún se pueden observar los remanentes de nanoesferas de ópalo A de las cuales se formaron. (B) Agregados esféricos formados por placas de ópalo CT, ordenándose para formar posteriormente microbloques de cuarzo. (C) Cortes y superficies de lepiesferas, donde se pueden observar las placas de ópalo CT alineadas al azar. (D) Lepiesferas de 2-4 µm de diámetro de ópalo CT incrustadas por agujas de erionita (grupo de las zeolitas). (E) Placas (blades) de lepiesferas de ópalo CT alineadas al azar, aún se puede observar relictos de las nanoesferas de ópalo A de las cuales se formaron. (F) Placas de lepiesferas alineándose en grupos para formar posteriormente bloques. (A, C; Opal Mound Roosevelt, Utah, EUA; Bridget et al., 2005), (B; Te Kopia, Nueva Zelanda; Herdianita et al., 2000a), (D, E y F; Otamakokore, Tikitere y Whenuaroa, Nueva Zelanda; Rodgers et al., 2004).
- 48 Fig. 4.8 Imagen SEM de microtexturas de ópalo CT. (A,C y E) Hábito clásico de una lepiesfera. (B, D y F) Detalle de las placas de ópalo CT que se observan en la superficie de las lepiesferas, alineadas al azar y con una tendencia a aplanarse. (A-F; Otamakokore, Nueva Zelanda; Rodgers et al., 2004).
- 49 Fig. 4.9 Imagen SEM de microtexturas de ópalo C. (A) Nanoestructuras de ópalo C. (B) Pequeñas lepiesferas inmersas dentro de paquetes de forma de amígdala con texturas fibrosas de ópalo C. (C) Remanentes de placas de ópalo CT en una superficie con nanoestructuras de ópalo C. (D) Rosetas de microcristales de cuarzo. (A,C; Lynne et al., 2005), (B, D; Herdianita et al., 2000b).
- 50 Fig. 4.10 Imagen SEM de microtexturas de cuarzo (Rodgers et al., 2004). (A-B) Rosetas de microcristales de cuarzo. (C-D) Microcristales bipiramidales de cuarzo.
- 51 Fig. 4.11 Sumario de cambios morfológicos acompañado de las fases predominantes mediante los valores de DRX (Modificado de Lynne et al., 2005). La transformación de las fases silíceas amorfas desde un ópalo A, ópalo A/CT, ópalo CT, ópalo C hasta fases microcristalinas de cuarzo se da a través de cambios morfológicos y mineralógicos progresivos y graduales.
- 55 Fig. 5.1. Arreglo interno de un difractómetro de rayos X, siguiendo la configuración geométrica de Ewald.
- 57 Fig. 5.2. Tabla de Hanawalt de la aragonita, resaltando el nombre de la especie mineral, las columnas de dhkl, la intensidad relativa I/I₁, y sus tres picos principales.

- 58 Fig. 5.3. Determinación del valor FWHM en un difractograma de un sínter de Wairakei, Nueva Zelanda (Herdianita et al., 1999). B: Línea de base (background); I: Valor del espaciamiento reticular dhkl; I1/2: Valor de la mitad de una línea trazada verticalmente en la curva del punto de máxima intensidad a la línea base (background); IA-IB: Intensidades medias máximas.
- 59 Fig. 5.4. Esquema de un microscopio electrónico de barrido.
- 62 Fig. 5.5. Esquema de diseño de una termobalanza. A: Brazo. B: Copa y soporte de la muestra. C: Contrapeso. D: Lámpara y fotodiodos. E: Bobina. F: Imán. G: Control del amplificador. H: Calculador de la tara. I: Amplificador. J: Registro.
- 63 Fig. 5.6. Curva de TG, mostrando la deshidratación y pérdida de peso de $\text{CuSO}_4 \cdot 5\text{H}_2\text{O}$ Cortesía Martínez Manen Salvador, 2007.
- 64 Fig. 5.7. Tipos de curva de TG
- 65 Fig. 5.8. Análisis Térmico Diferencial (ATD): (A) Esquema del funcionamiento y partes de un ATD, S: Muestra estudiada, R: Muestra de referencia. (B) Curva típica de ATD.
- 66 Fig. 5.9. Curvas típicas de un estudio de ATD y TG combinados; se observa un pico endotérmico en 130-200°C que representa una deshidratación de la muestra “gel C-S-H”. En 530°C se observa también un pico endotérmico de la descomposición del CH.
- 67 Fig. 5.10. Espectro electromagnético mostrando la región de los infrarrojos y de los rayos X, las cuales se utilizan en las técnicas de espectroscopia y difracción empleadas en este trabajo para la identificación y caracterización de fases minerales.
- 68 Fig. 5.11. Bandas típicas de absorción en un espectro IR (cercano) de reflexión de diferentes enlaces moleculares. Se representan los espectros de clorita, “mica blanca” y combinados (Jones, 2005).
- 71 Fig. 6.1. Localización de manifestaciones termales activas en el área comprendida entre Bahía Concepción y San Juan Londo (Baja California Sur).
- 72 Fig. 6.2. Mapa geológico local de Ensenada Mapache, en la costa occidental de Bahía Concepción, mostrando la localización detallada de las manifestaciones hidrotermales.
- 75 Fig. 6.3. Fotografías de afloramiento de algunas manifestaciones termales de Ensenada Mapache. (A) Montículo de sínter silicocalcáreo con emanaciones intermitentes de fluidos hidrotermales, a la izquierda del montículo se pueden observar costras silicocalcáreas de unos cm de espesor. (B) Mismo afloramiento de la figura A dos años después; mantiene la misma estructura pero con algunas zonas erosionadas, los fluidos emanados empiezan a formar nuevas estructuras de depósito. (C y D) Costras de sínter silicocalcáreo formando estructuras botroidales. (E y F) Agregados de cristales de barita rellenando oquedades y formando vetas; se puede apreciar la formación de cristales tabulares centimétricos.
- 76 Fig. 6.4. Mapa geológico-estructural del área de Posada Concepción y Santispac (5 Km al norte de Ensenada Mapache), con la localización detallada de las manifestaciones hidrotermales y las fallas.
- 79 Fig. 6.5. Fotografías de afloramiento de las manifestaciones termales de Posada Concepción y Santispac. (A) Emanación de vapor en un manantial hidrotermal. (B) Sistema de fracturas conjugado. (C) Costras silicocalcáreas y pequeños stockworks del mismo material. (D) Sistemas conjugados de vetas silicocalcáreas, en la parte inferior de la imagen se observa sobresaliendo de la superficie un dique andesítico silicificado. (E) Costras de manganeso sobre sedimentos costeros cerca de un manantial termal. (F) Vetas silicocalcáreas de orientación NO-SE aflorando en el acantilado.
- 80 Fig. 6.6. Fotografías de afloramiento de las manifestaciones termales de Posada Concepción y Santispac. (A) Veta silicocalcárea emplazada en brechas andesíticas; se puede observar una gradación tanto en color como en textura hacia el centro de la veta, siendo en el centro más compacta y homogénea y hacia las orillas más porosa y poco consolidada. (B) Veta silicocalcárea con la misma zonación anteriormente descrita. (C y D) Veta centimétrica sobre la costa, formada junto a un dique; la veta presenta una banda central de óxidos de manganeso y en los extremos una fina costra de sílice amorfa. (E) Manantial activo sobre una veta silicocalcárea; el depósito se extiende hacia la parte inferior de la fotografía. (F) Veta silicocalcárea emplazada en brechas andesíticas.
- 82 Fig. 6.7. Mapa geológico del área de San Nicolás, al sureste de Bahía Concepción, se representan las estructuras mineralizadas (Mn-Ba) y los puntos de muestreo en la Mina Santa Rosa. (A y B) Veta de óxidos de manganeso emplazada en un conglomerado de la Fm. los Volcanes; en la parte externa de las vetas se puede apreciar el depósito de ópalo de color blanco y rosado. (C) Brecha cementada por óxidos de manganeso y laminaciones de fases silíceas. (D) Veta de óxidos de manganeso donde el ópalo se deposita delimitando a la veta. La otra estructura cortando en algunos sectores a la veta es una brecha cementada por óxidos de manganeso y ópalo, superficialmente se observa que tanto los óxidos de manganeso como el ópalo forman estructuras botroidales.
- 83 Fig. 6.8. Secuencia transgresiva carbonatada-silíceas en un ambiente de manglar del Miembro El Mono de la Fm. Infierno, Plioceno Tardío. (A) Se observa una secuencia sedimentaria de caliza micrítica con intercalaciones de

INDICE DE FIGURAS

- pedernal. (B) Estrato de pedernal de 20 cm de potencia que sobresale de la secuencia debido a la erosión diferencial. (C) Lentes y estratos de pedernal de la secuencia sedimentaria.
- 84 Fig. 6.9. Fósiles y estructuras sedimentarias de la Fm. Infierno, Plioceno Tardío. Miembro El Mono: (A) Restos silicificados de mangle *Avicennia* sp.; y (B y C) restos de raíces fósiles silicificadas así como nódulos de pedernal oncluidos en el carbonato micrítico. (D) Nódulos o lentes de pedernal. Miembro Bahía Concepción: (E y F) Estructuras de desgasificación adyacentes a paleomanantiales hidrotermales.
- 85 Fig. 6.10. Columna estratigráfica esquemática del Miembro El Mono de la Fm. Infierno, Plioceno Tardío.
- 86 Fig. 6.11. Estructuras mineralizadas de la zona de los manantiales hidrotermales de Posada Concepción, Santispac y Ensenada Mapache. (A) Microestromatolitos silicocalcáreos. (B) Nódulos concéntricos silicocalcáreos, se observa una laminación concéntrica. (C y D) Laminaciones microestromatolíticas de material silicocalcáreo; se observan las laminaciones.
- 87 Fig. 6.12. F Estructuras mineralizadas de la zona de los manantiales hidrotermales de Posada Concepción, Santispac y Ensenada Mapache. (A, B Y E) Fragmentos porosos, poco consolidados con textura travertínica. (C y F) Acercamiento de los fragmentos de vetas silicocalcáreas, se puede distinguir una textura de brecha oligomítica. (D) Texturas biológicas primarias (tubos) de formación de ópalo.
- 88 Fig. 6.13. Nódulos de pedernal y raíces silicificadas del Miembro el Mono de la Formación Infierno. (A y B) Fragmentos diáfanos con textura compacta y homogénea. (C) Acercamiento de una raíz silicificada.
- 89 Fig. 6.14. Ópalo asociado a vetas de óxidos de manganeso de la Mina Santa Rosa. (A, E y F) Fragmento de veta donde se puede observar que del lado derecho de la muestra tiene una textura de brecha compuesta por óxidos de manganeso como cementante, mientras que del lado izquierdo se observa un bandeamiento de ópalo de distintas coloraciones. (B) Ópalo de color blanco con una superficie botrioidal. (C) Distintas fases de ópalo de color blanco y rosa intercaladas entre sí; se deduce que el ópalo diáfano de color blanco rellena cavidades y se deposita en la superficie de la veta. (D) Fragmento bandeado de ópalo de color blanco y diáfano. (G) Relaciones paragenéticas de la veta; se presentan los óxidos de manganeso como primera fase, posteriormente la barita y, como una fase tardía, la sílice opalina, de color blanco diáfano. (H) Acercamiento de sección de veta donde se observa claramente como el ópalo incluye cristales euhedrales de barita y fragmentos de los óxidos de manganeso.
- 90 Fig. 6.15. Brecha andesítica. (A) Fotomicrografía sin analizador; se pueden apreciar los fenocristales de piroxeno y plagioclasa incluidos en una matriz de plagioclasa. (B) Misma imagen A con analizador; en este caso es posible apreciar la zonación de los cristales de piroxeno. (C) Fotomicrografía con analizador; se observan fenocristales de piroxeno y plagioclasa que maclados, la matriz está compuesta de plagioclasa con una ligera silicificación. (D y E) Fotomicrografía con analizador, se aprecian los fenocristales de piroxeno y plagioclasa, la matriz está compuesta de feldespato y plagioclasa. (F) Fotomicrografía sin analizador, se puede apreciar bandas coliformes de ópalo relleno las oquedades de la roca, y silicificando la matriz. Plg= Plagioclasa, Px= Piroxeno, Op= Ópalo.
- 91 Fig. 6.16a. Fotomicrografía de una costra silicocalcárea adyacente a un manantial termal en Ensenada Mapache. (A y B) Sección de la costra silicocalcárea, donde se presenta una brecha cementada por óxidos de manganeso y ópalo muy turbio, con algunos microfósiles y minerales de la roca de caja. También se presentan cristales de barita cementados por otra fase distinta de ópalo (más diáfano). Asociado a este último podemos observar goethita. Imágenes sin y con analizador, respectivamente: (C y D) En esta imagen se aprecia la secuencia paragenética de los depósitos de los manantiales termales; podemos ver del lado derecho de la imagen cristales euhedrales de barita, posteriormente se observa barita retrabajada y cristales individuales cementados por una fase de ópalo diáfano y, como último evento, un ópalo muy turbio asociado a carbonatos, cementando fragmentos de roca caja, microfósiles y material arcilloso. Cc= Calcita, Op1= Ópalo diáfano, Op2= Ópalo Turbio, Ba= Barita, Ght= Goethita.
- 92 Fig. 6.16b. Fotomicrografía de una costra silicocalcárea adyacente a un manantial termal de Posada Concepción. (A) Brecha hidrotermal cementada por óxidos de manganeso; se observan clastos de la roca caja (basaltos y andesitas), así como fenocristales de plagioclasa y piroxeno. La parte superior muestra una laminación microestromatolítica de composición silicocalcárea. (B) Acercamiento de la brecha hidrotermal donde se distingue el cementante compuesto por óxidos de manganeso; se observan los fragmentos de la roca caja y algunas bandas microestromatolíticas silicocalcáreas. (C) Diatomeas y otros restos de organismos. (D) Material silicocalcáreo; presenta algunas estructuras orgánicas, posiblemente algas calcáreas.
- 93 Fig. 6.17. Fotomicrografías de una veta silicocalcárea adyacente a un manantial termal de Posada Concepción. (A y D) Estructuras aciculares radiales de aragonita inmersas en un cementante opalino. (B) Estructuras aciculares radiales de aragonita bordeando una cavidad rellena de ópalo turbio. (C y E) Rellenado los intersticios se observa cristobalita. (F y G) Variedades texturales de ópalo: (a) masivo, turbio con crecimiento de carbonatos en su bordes, y (b) diáfano con crecimiento de cristobalita en los intersticios. Op= Ópalo, Crt= Cristobalita.

- 94 Fig. 6.18. Fotomicrografía de un nódulo de pedernal del Miembro el Mono. (A y B) La muestra está compuesta por dos variedades texturales: la zona de color pardo claro esta conformada ópalo y carbonatos, siendo el primero el de mayor cantidad, mientras que en la zona de color pardo oscuro el carbonato es la fase mayoritaria. Ambas variedades están íntimamente intercrecidas. (C y D) Es posible observar en la muestra una gran cantidad de bioclastos y fragmentos de roca, así como granos de plagioclasa. Algunos bioclastos han sido remplazados por carbonatos. Imágenes sin y con analizador, respectivamente. (E) Se puede ver en la imagen que la muestra esta saturada de esqueletos de microorganismos como diatomeas y foraminíferos, cementados por carbonato y ópalo.
- 95 Fig. 6.19. Fotomicrografía de una veta de ópalo de la Mina Santa Rosa. (A y B) Brecha cementada por una variedad de ópalo muy turbio, de color pardo claro, y en en muestra de mano rosa, la brecha embebe principalmente cristales de barita, plagioclasa, óxidos de Fe y fragmentos de la roca de caja. Se observa una veta de una variedad de ópalo diáfano, diferente al anterior y mas evolucionado, donde podemos observar el crecimiento de la cristobalita en bandas crustiformes. Las imágenes fueron tomadas con y sin analizador, respectivamente. (C) Acercamiento de la variedad de ópalo diáfano sin analizador. (D) Acercamiento de la brecha; se observan granos de piroxeno, barita y plagioclasa inmersos en el ópalo cementante, también se puede observar, rellenando las oquedades, cristobalita asociada a goethita. (E y F) Asociación de las tres variedades de ópalo, uno es de color pardo claro y de textura turbia, y cementa granos de barita, piroxeno y plagioclasa, otra variedad es el ópalo diáfano, el cual muestra claramente las bandas de cristobalita y, por último, una variedad más tardía de color pardo claro con textura turbia que corta a los anteriores. Las imágenes fueron tomadas sin y con analizador, respectivamente. Op1= Ópalo diáfano, Op2= Ópalo turbio, Op3= variedad de ópalo tardía, Ba= barita, Ox = óxidos de Fe, Px= piroxeno.
- 97 Fig. 6.20. Difractogramas de las muestras silícicas de las manifestaciones termales costeras. (A y B) Se aprecian los picos que representan a las diferentes fases minerales que componen a la muestra, y se indica el pico suave y ancho que corresponde al ópalo. Cc= calcita, Plg= plagioclasa, Hl= halita.
- 98 Fig. 6.21. Difractogramas de las muestras silícicas de las vetas asociadas a los manantiales costeros. Se aprecian los picos que representan a las diferentes fases minerales que componen a la muestra, y se indica el pico suave y ancho que corresponde al ópalo. Cc= calcita, Plg= plagioclasa, Qz= cuarzo.
- 99 Fig. 6.22. Difractogramas de las diferentes estructuras silícicas en los sedimentos de el Miembro El Mono. Se aprecian los picos que representan a las diferentes fases minerales que componen a la muestra, y se indica el pico suave y ancho que corresponde al ópalo. También se aprecia la diferencia entre la muestra de ópalo-A con los otros ópalos-CT. Cc= calcita, Plg= plagioclasa, Hl= halita, Qz= cuarzo.
- 100 Fig. 6.23. Difractogramas de las muestras ricas en ópalo de la Mina Santa Rosa. Se aprecian los picos que representan a las diferentes fases minerales que componen a las muestras, indica el pico suave y ancho que corresponde al ópalo. Se puede observar la diferencia entre la muestra BC9, que es un ópalo-CT, con los otros ópalos-C, encontrada en la zona. Qz= cuarzo, Ba= barita.
- 101 Fig. 6.24. Difractogramas de las muestras de las diferentes manifestaciones hidrotermales. Se pueden la presencia de diferentes y el pico suave y ancho que corresponde al ópalo, que varía progresivamente de forma. Cc= calcita, Plg= plagioclasa, Hl= halita, Qz= cuarzo, Brt= barita.
- 103 Fig. 6.25. Imágenes de SEM mostrando microestructuras características del ópalo-A. (A y B) En la imagen se observan acumulaciones y agregados de micro- y nanoesferas de ópalo-A. También es posible observar cadenas de mucosa (como telaraña) de origen incierto. (C) Se aprecian agregados de microesferas y algunas esferas individuales de diámetro promedio de 1.2 μm , también se aprecian diatomeas de 8-25 μm de largo, así como filamentos microbianos de dimensiones de 2 μm de espesor y 16 μm de largo. (D) Agregados botroidales de unas cuantas micras de diámetro, sobre las cuales se distinguen los remanentes de las micro- y nanoesferas que les dieron origen. Al centro se puede observar una cadena formada por una acumulación de nanoesferas. (E y F) En ambas imágenes es posible observar un corte transversal de uno de los agregados, se puede ver claramente el crecimiento de cada microesfera y como conforme crecían las estructuras se juntaban para formar lo que es la amalgama. El crecimiento de las microesferas es concéntrico y el crecimiento secuencial formaba capas de 0.5 μm en promedio.
- 104 Fig. 6.26. Imágenes de SEM de ópalo-A. (A) Diatomea de 100 μm de largo recubierta por una fina capa de sílice, y a sus alrededores se distinguen amígdalas botroidales, las cuales están recubiertas por un gel silíceo secundario. (B) Agregados de micro- y nanoesferas de ópalo-A. (C) Al centro de la imagen se observan cristales cúbicos de halita. (D) Se pueden ver superficies de carbonatos, con marcas de corrosión. (E) Posibles estructuras microbianas de sílice. (F) Cristales de halita marcas de disolución y estructuras Hopper.
- 105 Fig. 6.27. Imágenes de SEM mostrando microestructuras características del ópalo-A/CT. (A, B, C y E) Estructuras botroidales sobre las cuales hay acumulaciones de placas (bladed). (D) Placas platelets con cierto ángulo de inclinación respecto a la superficie, algunas forman agregado en roseta. (F) Estructuras botroidales, presentan indicios del desarrollo de placas alineadas.

INDICE DE FIGURAS

- 106 Fig. 6.28. Imágenes de SEM mostrando microestructuras características del ópalo-CT. (A y B) En la imagen se pueden apreciar superficies botroidales, bajo una capa de gel silícico, dichas estructuras están formadas por lepiesferas de 8 μm de diámetro, en un acercamiento "Fig. B" se logra ver las placas alineadas aleatoriamente y por encima de las lepiesferas, se aprecian rosetones que son los precursores de cristales de cuarzo. (C y E) Se pueden ver superficie botroidales formadas por lepiesferas de 25 μm de tamaño, se pueden ver en un acercamiento bladed, alineadas de tamaño inferior a $<5\mu\text{m}$. (D y F) Se pueden ver superficie botroidales formadas por lepiesferas de 25 μm de tamaño, se pueden ver en un acercamiento bladed, alineadas de tamaño inferior a $<5\mu\text{m}$ Por encima de estas estructuras se aprecian cristales cúbicos de halita de tamaño 3 μm .
- 107 Fig. 6.29. Imágenes de SEM de ópalo-CT (A y B) En estas figuras se puede observar la superficie de las lepiesferas, donde las placas de tamaño promedio inferior a $<5\mu\text{m}$ se alinean de forma aleatoria. (C) se puede observar en la imagen una lepiesfera en la parte superior, mientras que en la parte inferior se observan rosetones de placas precursores de cristales de cuarzo. (D) En un acercamiento se pueden ver las placas (bladed) de canto y filamentos formados por nanoesferas.
- 108 Fig. 6.30. Imágenes de SEM mostrando microestructuras características del ópalo-C. (A) Superficie botrioidal. (B, C, D y F) Acercamiento de la figura "A", se observan nanoestructuras y alineaciones de las mismas, ya no son placas si no rosetas precursoras de cristales de cuarzo. (E) Superficie cortada de una veta de ópalo, se distinguen con cristales euhedrales de barita incluidos en la sílice.
- 110 Fig. 6.31. Diagramas de análisis térmico (ATD-TG). Verde: curva de TG; Azul: curva de ATD. (A) Análisis realizados a muestras de los depósitos silicocalcáreos de los manantiales hidrotermales de Posada Concepción. (B) Análisis de las muestras de vetas silicocalcáreas asociadas a manantiales hidrotermales en Posada Concepción.
- 112 Fig. 6.32. Diagramas de análisis térmico (ATD-TG). Verde: curva de TG; Azul: curva de ATD. (A) Análisis realizados a las muestras de los depósitos silicocalcáreos de El Miembro el Mono de la Formación Infierno. (B) Análisis realizados a las muestras silícicas del depósito de manganeso de Santa Rosa.
- 113 Fig. 6.33. Difractogramas de la muestra BC5 de ópalo-A sometida a diferentes temperaturas. Se puede apreciar la presencia de diferentes minerales y el pico ancho y suave que representa al ópalo, el cual varía de forma, disminuyendo su valor de FWHM y aumentando la intensidad de los picos de cristobalita. Cr= cristobalita, Plg= plagioclasa, HI= halita, Sp= spurrita, Wll= wollastonita.
- 115 Fig. 6.34. Espectros de reflexión de Infrarrojo Cercano (SWIR). (A) Análisis realizados a los depósitos estromatolíticos silicocalcáreos de los manantiales hidrotermales de Posada Concepción. (B) Análisis realizados a las vetas silicocalcáreas asociadas a los manantiales hidrotermales de Posada Concepción.
- 116 Fig. 6.5. Espectros de reflexión de Infrarrojo Cercano (SWIR). (A) Análisis realizados pedernal del Miembro El Mono de la Formación Infierno. (B) Análisis realizados a las muestras de vetas silícicas asociadas a depósitos de manganeso de Santa Rosa.

Pag.	Tablas
41	Tabla 4.1 Mineralogía de sinters silíceos de Sinter Island, Opal Mound y Steamboat Spring, Utah, EUA mediante análisis de DRX, mostrando sus valores de FWHM.
52	Tabla 4.2 Mineralogía de sinters silíceos de Sinter Island, Opal Mound y Steamboat Spring, Utah, EUA mediante análisis de DRX, mostrando sus valores de FWHM.
60	Tabla 5.1. Procesos ocasionados por un calentamiento en cuerpo sólidos, con una atmósfera inerte (Brown, M.E.)
74	Tabla 6.1 Concentraciones de iones mayores en aguas descargadas en ventilas submarinas en Bahía Concepción, comparadas con muestras de agua de mar recolectadas lejos de las ventilas y una muestra de un manantial termal subaéreo (Prol-Ledesma et al., 2004).
74	Tabla 6.2 Análisis químico de elementos traza en muestras de agua en Bahía Concepción (Prol-Ledesma et al., 2004).
74	Tabla 6.3 Análisis químico de elementos de las tierras raras (REE) en muestras de agua en Bahía Concepción (Prol-Ledesma et al., 2004).

RESUMEN

Los depósitos de sínTERS silícicos son expresiones superficiales comunes en los sistemas geotérmicos. Se considera que son una firma de las condiciones hidrológicas que persisten en estos sistemas en el momento del depósito, y sirven como una guía de exploración y localización de la actividad superficial de dichos sistemas. En muchas manifestaciones hidrotermales se ha descrito la presencia de fases silícicas en sus depósitos; en éstos se producen procesos diagenéticos (en función del tiempo, principalmente) que provocan cambios morfológicos y mineralógicos progresivos, que ocurren gradualmente en nano y micro escala. En general, el depósito inicial de un sínTER actual está compuesto por ópalo-A, mientras que los sínTERS con antigüedad de cientos de años contienen cantidades considerables de ópalo-CT y ópalo-C. Las fases microcristalinas de cuarzo solo están presentes en sistemas con más de 20,000 años de antigüedad.

En las costas de la Península de Baja California se conocen sistemas hidrotermales submarinos someros y costeros; dichos sistemas están emplazados en un contexto de margen continental afectado por extensión tectónica, con un elevado gradiente geotérmico. Bahía Concepción, BCS, es una localidad donde estas manifestaciones son abundantes, además, en los alrededores de la bahía se encuentran numerosos depósitos en vetas de manganeso que contienen fases silícicas amorfas. También se pueden observar manantiales termales a lo largo de la costa, donde precipitan óxidos de manganeso, barita, calcita y fases silícicas amorfas.

El presente trabajo tiene como objetivos caracterizar e identificar las diferentes etapas evolutivas de las fases de sílice de los sistemas hidrotermales de Bahía Concepción a través del tiempo, tomando como referencia los diferentes eventos hidrotermales de la región, tanto fósiles (depósitos de Mn), como los depósitos de sínTER silicocalcáreos en las manifestaciones geotermales actuales. Teniendo en cuenta su similar mineralogía y el control estructural que ejercen sobre todas estas mineralizaciones los sistemas de fallas NO-SE, se ha concluido que la metalogénesis de los depósitos de manganeso, originados entre el Mioceno Superior y el Plioceno, es análoga a los sistemas activos de manantiales hidrotermales someros

Para poder llevar a cabo esto, se prepararon y analizaron 24 muestras características de distintas manifestaciones con el fin de poder observar sus características petrográficas, mineralógicas y morfológicas por distintas técnicas analíticas (DRX, MEB y de manera complementaria, ATD y espectroscopía IR). La técnica DRX permitió identificar las fases minerales presentes (calcita, barita, cuarzo, halita, magnetita y plagioclasa) y fue posible determinar las distintas fases silícicas (ópalo-A, ópalo A/CT, ópalo-CT y ópalo-C) en cada manifestación.

El estudio morfológico se realizó mediante MEB, y fue posible observar las distintas estructuras características de los diferentes tipos de ópalo, como son: (a) en las muestras de ópalo-A, esferas individuales de menos de 3 μm , aglomerados esferoidales y diatomeas recubiertas de gel de sílice, y (b) en los ópalos más evolucionados, superficies botroidales, lepiesferas y laminas llamadas “*platelets*”.

Las técnicas experimentales de ATD y SWIR muestran características distintivas de cada fase del ópalo, pero debido a la asociación mineral microcristalina presente como ópalo, carbonatos, baritas, etc., los límites entre cambios de fase son imperceptibles al utilizar estas técnicas, sin embargo es posible inferir el tipo de fase de ópalo o en su caso la zona transicional al que pertenece cada muestra.

1. INTRODUCCIÓN

Los depósitos de sínters silíceos son expresiones superficiales comunes en los sistemas geotérmicos alrededor del mundo. Se consideran como una firma de las condiciones hidrológicas que persisten en estos sistemas en el momento del depósito, y usualmente se relacionan con zonas de descarga de aguas cloruradas alcalinas y de pH neutro (Fournier y Rowe, 1966; Rodgers et al., 2004). También sirven como una guía de exploración y caracterización de la actividad superficial de dichos sistemas, aunque ésta haya cambiado, disminuido o incluso cesado.

Trabajos previos desarrollados en manifestaciones hidrotermales en todo el mundo mencionan que en los sínters se producen procesos diagenéticos (en función del tiempo, principalmente), que provocan cambios morfológicos y mineralógicos progresivos a nano y micro escala. Así, la evolución progresiva de un ópalo-A (no cristalino) puede generar un ópalo-CT (paracristalino), posteriormente ópalo-C, moganita y, finalmente, fases microcristalinas de cuarzo (Jones y Segnit, 1971; Smith, 1997; Herdianita et al., 2000 a y b). Estas transiciones pueden ocurrir en depósitos donde existe poco o ningún enterramiento. El depósito inicial en los sínters silíceos está compuesto por ópalo-A, en cambio, sínters con antigüedad de cientos de años contienen cantidades considerables de ópalo-CT y ópalo-C, mientras que las fases microcristalinas de cuarzo solo están presentes en sistemas con más de 20,000 años de antigüedad (p.e., White et al., 1988 en Herdianita et al., 2000a).

En las costas occidentales de México, en la Península de Baja California, se conocen numerosos sistemas hidrotermales submarinos de poca profundidad y costeros en los cuales existe una depositación de sínters silicocalcáreos, además de varios depósitos de manganeso en vetas en los cuales se presenta una depositación tardía de fases de sílice. Dichos sistemas están emplazados en un margen continental afectado por extensión tectónica, con un elevado gradiente geotérmico, y se hallan asociados a sistemas de fallas de orientación NO-SE relacionados a la apertura del Golfo de California, del Mioceno Superior al Cuaternario (Prol-Ledesma et al., 2002b, 2004; Rodríguez-Díaz, 2004; Canet et al., 2005 a y b, 2006; Camprubí et al., 2008; Villanueva-Estrada et al., 2009).

Bahía Concepción es una zona donde existen abundantes manifestaciones hidrotermales tanto actuales como fósiles; se conocen varios depósitos de manganeso donde las descargas de los fluidos ocasionaron la precipitación de óxidos de manganeso en vetas y brechas, y asociado a éstas tuvo lugar la precipitación tardía de fases silíceas amorfas (ópalo). La edad de estos depósitos fósiles corresponde del Mioceno Superior a Plioceno (Camprubí et al., 2008). También se pueden observar manantiales termales, donde precipitan de manera escasa óxidos de manganeso, barita, carbonatos y fases silíceas amorfas, como principal precipitado, en forma de costras alrededor de las emanaciones. Del mismo modo se pueden observar, alrededor de las manifestaciones termales, vetas rellenas de ópalo, calcedonia, barita y calcita, asociadas al

fracturamiento tectónico de la bahía. Además se pueden encontrar manifestaciones de hidrotermalismo fósil como los miembros Cuayuquitos y El Mono, pertenecientes a la Formación Infierno, donde se observan estructuras sedimentarias silicificadas, estructuras de paleo-manantial y distintas facies y estructuras de manglar.

El estudio de todas estas manifestaciones activas y fósiles ha generado un volumen importante de información acerca de sus características geoquímicas y mineralógicas. Sin embargo, no se han abordado los procesos que suceden con el tiempo en los depósitos como la diagénesis o transformación de las fases silíceas. En Bahía Concepción es posible observar los diferentes productos de la diagenesis de las fases silíceas, tanto en las manifestaciones fósiles como en los manantiales actuales, las cuales presentan obvias conexiones genéticas (Camprubí et al., 2008).

1.1. Objetivos

El objetivo general de este estudio consiste en:

Caracterizar e identificar las diferentes etapas evolutivas a través del tiempo de las fases de sílice depositadas en la zona más superficial de un sistema hidrotermal, tomando como referencia los eventos hidrotermales fósiles de los depósitos de Mn del Mioceno-Tardío, los depósitos silicocalcáreos hidrotermales del Plioceno del Miembro el Mono y manantiales hidrotermales actuales.

Los objetivos particulares de la investigación son:

1.- Determinar las características mineralógicas, paragenéticas y estructurales de los diferentes depósitos silíceos de origen hidrotermal de Bahía Concepción.

2.- Caracterizar por distintas técnicas analíticas (petrografía, DRX, SEM, ATD, IR) las fases silíceas formadas en dichos depósitos.

3.- Analizar las diferencias y similitudes mineralógicas y morfológicas que existe entre los depósitos actuales y los depósitos fósiles, con el fin de poder interpretar y/o corroborar que existe un proceso de diagénesis en dichas fases silíceas.

1.2. Justificación e hipótesis

Las manifestaciones en la Bahía de Concepción, tanto los manantiales hidrotermales activos como los depósitos de Mn en vetas, están controladas por sistemas de fallas NO-SE y N-S, asociadas con los diferentes estadios tectónicos generados durante la apertura del Golfo de California (Ledesma-Vázquez et al, 1997, 2001, 2002, 2006; Rodríguez- Díaz, 2004; Camprubí et al., 2008). Teniendo en cuenta su similar mineralogía y el control estructural que ejercen sobre todas estas manifestaciones los sistemas de fallas NO-SE, y por el principio del actualismo, se ha concluido que la metalogénesis de los depósitos de manganeso, originados entre el Mioceno Superior y el Plioceno, así como los eventos hidrotermales que dieron origen a la silicificación del manglar El Mono, es análoga a los sistemas activos de manantiales hidrotermales someros (Rodríguez- Díaz, 2004; Camprubí et al., 2008).

Basándose en esta hipótesis, se analizarán los productos minerales de los diferentes eventos hidrotermales en el área de estudio y se corroborará que existan similitudes geológicas (morfología, geología estructural, asociación y paragénesis mineral), esto con el fin de mostrar que las fases silíceas amorfas ligadas a cada uno de estos eventos en distintos tiempos geológicos mantienen una cierta analogía entre sí. Por ello, es factible relacionar estas fases a través de un proceso de diagénesis, entendiendo por diagénesis al conjunto de cambios físico-químicos como la deshidratación, compactación, etc., que suceden en depósitos sedimentarios, aun cuando estos hayan tenido poco a ningún enterramiento.

La evolución de la sílice amorfa ha sido estudiada por distintos investigadores en trabajos de depósitos de zonas geotérmicas específicas, donde se ha observado que existe un cambio morfológico y mineralógico progresivo de las fases silíceas en el plano tiempo-espacio por lo que estos cambios se atribuyen a procesos de diagénesis.

El motivo por el cual el presente trabajo se realiza en distintos depósitos hidrotermales y no de forma focalizada en un único depósito, a diferencia de otros trabajos, es debido a la disposición geológica (espacio-tiempo) de los mismos en el área de estudio. Como se ha mencionado anteriormente, estas manifestaciones tienen una misma génesis, en un mismo ambiente geológico (sistemas geotérmicos de tectónica extensiva), pero durante un largo periodo de tiempo (del Mioceno Superior a la actualidad) y, por lo

tanto, es válido concebir la idea de una diagénesis de las fases silíceas amorfas en el área.

1.3. Localización y vías de comunicación

Bahía Concepción se ubica en la costa oriental de la península de Baja California, en el estado de Baja California Sur, entre los poblados de Loreto y Mulegé. Es una bahía orientada en dirección noroeste-sureste, entre las coordenadas geográficas $26^{\circ}55'$ y $26^{\circ}30'$ latitud Norte y $112^{\circ}00'$ y $111^{\circ}40'$ longitud Oeste. Mide aproximadamente 45 Km de largo y 9 Km en su parte más ancha (Fig. 1.1). La extensión de la bahía es cubierta por cuatro cartas topográficas escala 1:50,000 de INEGI (hojas G12-A57, G12-A67, G12-A68 y G12-A78).

Es posible acceder desde México DF a la zona de estudio llegando por vía aérea a la península de Baja California a la ciudad de La Paz o a través del ferry que zarpa desde la ciudad de Topolobampo (Sinaloa). Una vez en la península, una de las formas de llegar a Bahía Concepción es por la carretera Transpeninsular "Benito Juárez" o carretera federal No. 1, la cual atraviesa todo el estado de Baja California Sur, desde Cabo San Lucas hasta Guerrero Negro.

Existen varios caminos de terracería así como brechas de acceso restringido, las cuales conectan a los poblados ubicados en las costas de la bahía como San Buenaventura, Cadejé, Santa Rosalía, San Nicolás y San Juanico con la carretera Tranpeninsular (Fig. 1.2), aunque también es posible llegar a la bahía desde Mulegé en panga.

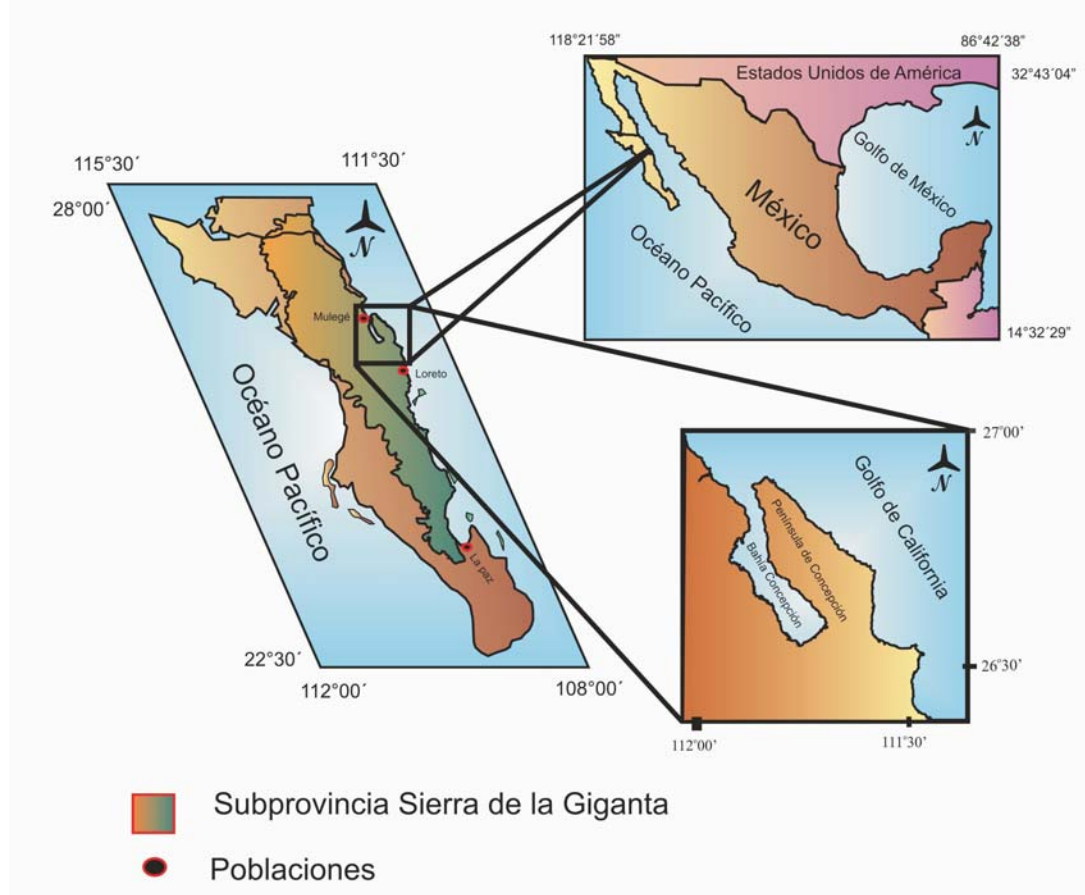


Fig. 1.1. Ubicación de Bahía Concepción (Baja California Sur, México) y subprovincia fisiográfica a la que pertenece.

1.4. Generalidades de la zona de estudio

1.4.a. Características climáticas, hidrografía y biodiversidad

Bahía Concepción presenta clima desértico, con una temperatura media anual que varía entre 22° y 30°C, con temperaturas extremas en los meses de junio y agosto, hasta de 48°C. El régimen de lluvias es estacional, con la mayor parte de la precipitación repartida entre julio y octubre, y un periodo de mínima pluviosidad entre diciembre y febrero (INEGI 2006)

La vegetación se caracteriza por plantas de zonas áridas, y por comunidades de matorrales xerófilos, matorral

sarcocrasicaule de neblina y matorrales desérticos micrófilos. Entre las especies más comunes están el cardón, mezquite, chirinola, lechuguilla, gobernadora, etc. Se encuentran abundantes plantaciones de palma datilera cerca del área de estudio, a lo largo del único curso de agua permanente, el Río Mulegé.

La red hidrográfica presenta corrientes del tipo estacionario con caudal sólo en época de lluvias, que por lo general son de corta trayectoria y forman arroyos torrenciales que desembocan dentro de la bahía y hacia el Mar de Cortés. El drenaje expuesto en el área es de tipo dendrítico y se encuentra controlado por una gran cantidad de fallas y fracturas (INEGI, 2006).

Existe una gran variedad de reptiles y aves. Además, especialmente en las zonas montañosas, se pueden encontrar diversos mamíferos como son: venado bura, borrego cimarrón, berrendo, gato montés, puma, liebres, conejos y coyotes (Gobierno del Estado de Baja California Sur, 2005).

1.4.b. Marco geográfico y unidades de relieve

La zona de estudio se encuentra dentro de la subprovincia fisiográfica de Sierra de la Giganta (Bustamante García, 1999). La Sierra de la Giganta cubre la región centro-oriental del estado, se extiende

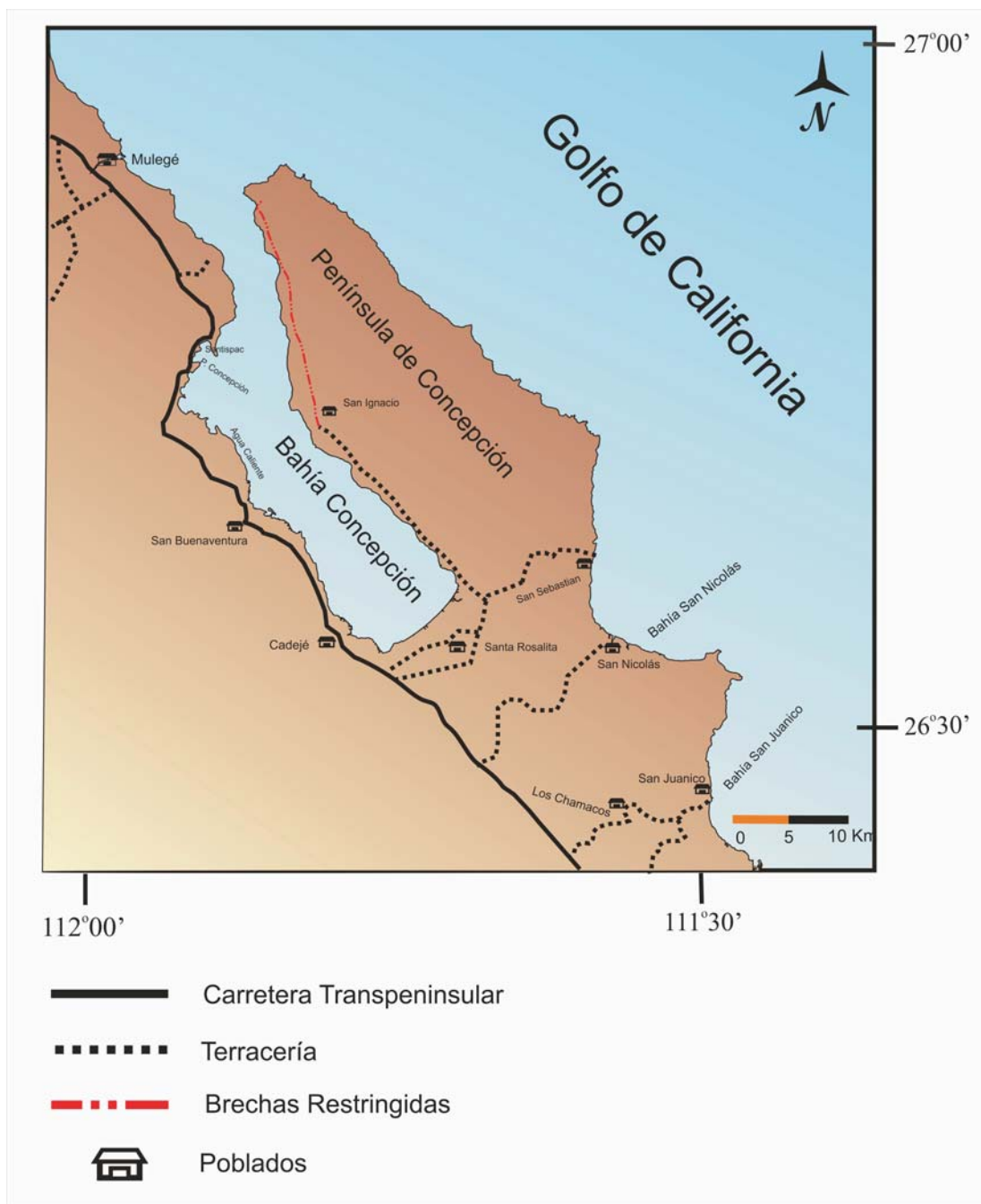


Fig. 1.2. Vías de acceso en el área de Bahía Concepción y alrededores.

desde el sur de la Sierra de La Libertad hasta el sureste de La Paz, cubriendo una superficie de 30,785 km². Esta subprovincia está representada por un sistema montañoso de orientación noroeste-sureste, que forma parte de la Cordillera Peninsular. Su relieve conforma sierras altas con mesetas, entre las que sobresalen los volcanes Las Tres Vírgenes y Mencionares, y lomeríos al suroeste de la subprovincia (Raisz, 1962; Fig. 1.1). Su morfología es propia de litologías como riolitas, andesitas y depósitos piroclásticos. El conjunto de rocas volcánicas del Mioceno que constituye gran parte de la sierra se denomina Grupo Comondú (López Ramos, 1982).

El relieve de la zona aledaña a la bahía es en general abrupto con laderas empinadas, llegando a formar escarpes en las zonas costeras. La altitud máxima del área alcanza 1,920 m.s.n.m. El este de la bahía (u oeste de la Península de Concepción) se caracteriza por una gran cantidad de cañones que dan lugar a abanicos aluviales no mayores a 5 Km de longitud, sobre todo cortando los escarpes de falla. En tanto, el oeste de la bahía está dominado por escarpes a lo largo de la línea de costa, interrumpidos por amplios cañones que favorecen la presencia de ambientes tales como manglares, planicies aluviales y bahías con sedimentos calcáreos (Meldahl et al., 1997).

1.5. Antecedentes

1.5.a. Geología y recursos minerales y geotérmicos en Bahía Concepción

Los primeros trabajos que contribuyeron al conocimiento geológico de la zona de Bahía Concepción

son los realizados por Antunez (1944) y Noble (1950), donde se presentan las primeras descripciones estratigráficas de la secuencia volcánica del Grupo Comondú y un informe sobre los depósitos de manganeso en el área de la Península de Concepción. De igual manera se describen los cuerpos plutónicos dentro de la Península de Concepción y se trabaja de forma concreta en la caracterización del yacimiento de manganeso de El Gavilán. Posteriormente, en 1956 González-Reyna realiza un estudio donde caracteriza las mineralizaciones de manganeso de las minas El Gavilán, La Azteca y Guadalupe. En 1968, McFall presenta una cartografía y estratigrafía detallada de toda la zona que se extiende desde el poblado de Mulegé hasta Loreto, incluyendo toda la Península de Concepción.

A finales del siglo pasado vuelve el interés científico en la zona, y se desarrollan trabajos publicados por Johnson (1997, 2001), Umhoefer et al. (2001, 2002), Ledesma-Vázquez et al. (1997, 2001, 2002, 2006), en los cuales se describen con detalle la geología de la región, la tectónica, la configuración y evolución de la Bahía de Concepción, y las transgresiones marinas del Plioceno denotadas por la Fm. Infierno, las cuales contienen evidencia de actividad termal. Casarrubias-Unzueta y Gómez-López, en 1994, localizan y describen las distintas manifestaciones geotérmicas y evalúan su potencial económico. El Servicio Geológico Mexicano (SGM, antiguo Consejo de Recursos Minerales) ha prospectado la zona por yacimientos de Mn, Cu y metales preciosos, y ha contribuido con trabajos e informes técnicos para

evaluación de indicios mineros, entre los que destacan los hechos por Terán-Ortega (1993), Romero-Rojas (1993) y Bustamante-García (1999). Además en el 2002 el SGM desarrolló una carta geológico-minera, escala 1:250000, con referencia “LORETO G-12-5”.

1.5.b. Manifestaciones hidrotermales en Bahía Concepción.

Más recientemente se han publicado algunos trabajos referentes a los sistemas hidrotermales costeros que son activos en la bahía, elaborados por Prol-Ledesma et al. (2002 a y b, 2004), y Villanueva-Estrada et al. (2005, 2007 y 2009), los cuales están enfocados hacia la geoquímica de los fluidos hidrotermales, determinando parámetros como temperatura Eh, pH, salinidad y concentración de solutos. Por medio de isótopos (H, O, C) en el gas y el agua termales, determinaron el origen de los fluidos, y con ayuda de geotermómetros de (p.e., Si) se estimaron las temperaturas de reservorio.

En lo que respecta a las mineralizaciones, Canet et al. (2003, 2005 a y b, 2006) y Blanco-Florido (2007) clasificaron los diferentes tipos de emanaciones hidrotermales, se caracterizó de manera preliminar a los diferentes tipos de depósitos y se describió su morfología. Se realizaron investigaciones que vinculan la información geológica, tectónica, metalogénesis para comprender la relación entre las manifestaciones hidrotermales actuales y fósiles (Rodríguez-Díaz, 2004; Camprubí et al., 2008; Rodríguez-Díaz et al., 2009).

1.5.c. Ejemplos de sínters silícicos en campos geotérmicos

A nivel mundial se han estudiado muchas manifestaciones geotérmicas en estructuras como géiseres, manifestaciones subaéreas y submarinas profundas, pero se ha prestado poca atención a aquellas formadas en zonas de ambientes hidrotermales submarinos de poca profundidad y costeros (intermareales).

Los depósitos donde ocurre la precipitación primaria de un sínter silícico han sido descritos, por ejemplo, en la Zona Volcánica de Taupo, Nueva Zelandia (Jones et al., 1996, 2000 y 2003; Herdianita, 2000 a y b; Cambell, et al., 2001 y 2002; Rodgers et al., 2001, 2002, 2004; Lynne, et al, 2003, 2004, 2005, 2006), en Islandia (Konhauser et al., 2001; Jones, 2007), en el Parque Nacional de Yellowstone, Wyoming (Walter, 1976 a y b), y en África oriental (Renaut et al., 1988 y 1999). En estos trabajos se describen los procesos de depositación y la mineralogía y morfología de los sínters silícicos a través de técnicas analíticas como petrografía, DRX, MEB, ATD y otros.

Por otra parte, los depósitos de sínters silicocalcáreos, son más raros y han sido menos estudiados. Incluyen los depósitos termales de Waikite (Jones et al., 1996 y 2000) y Ngatamariki (Campbell et al., 2002), Nueva Zelandia, y un relicto en Yellowstone, Wyoming (Guidry y Chafetz, 2003 a y b).

Estos tipos de depósitos hidrotermales superficiales también se pueden asociar a yacimientos minerales de tipo epitermal de diferentes edades; por ejemplo los de

Lihir, en Papúa Nueva Guinea (sistema activo; Simmons et al., 2006), McLaughlin, en California (Plioceno-Pleistoceno; Sherlock et al., 1995), Hasbrouck, en Nevada (Mioceno; Graney, 1987), Drummond Basin, en Queensland (Carbonífero; Cunneen y Sillitoe 1989; White et al. 1989), y Rhynie, en Escocia (Devónico; Trewin 1994), entre otros.

1.6. Desarrollo de la Investigación

Después de haber establecido los objetivos de este trabajo, se procedió a hacer una recopilación bibliográfica de trabajos previos sobre la geología regional y sobre la caracterización de sinters silíceos con diferentes técnicas analíticas. Posteriormente se realizaron dos salidas de campo al área de Bahía Concepción en 2007 y 2008. Se visitaron las localidades donde se reportan manifestaciones hidrotermales costeras (Playa Santispac, Playa Posada Concepción y

Agua Caliente). En ellas, se mapearon y muestrearon a detalle los depósitos hidrotermales, así como la roca encajonante y sus alteraciones (incluyendo los sistemas de vetas). También se participó en el trabajo de muestreo y caracterización del agua termal (pH, temperatura, sólidos disueltos). Del mismo modo, se visitaron afloramientos representativos de las diferentes litologías presentes en la zona de estudio y se realizó el mapeo y muestreo de depósitos de manganeso en vetas en la zona.

Se seleccionaron muestras de roca para su estudio petrográfico y minerográfico. Se emplearon diferentes técnicas para la caracterización de las mineralizaciones, las que se describirán en forma detallada en el Capítulo 4 de este trabajo. Por medio de dichas técnicas, se consiguió caracterizar detalladamente las diferentes fases de sílice amorfa presentes en las manifestaciones y en algunas vetas de manganeso.

2. MARCO GEOLÓGICO

2.1. Geología regional

La historia geológica premesozoica de la Península de Baja California es hasta la fecha poco conocida, mientras que la evolución tectónica del área a partir del Terciario, a pesar de que es muy compleja, ha sido bien estudiada.

Las rocas más antiguas de la península afloran localmente al NO de Baja California Norte y constituyen un complejo metamórfico de edad paleozoica (McEldowney, 1970). Este complejo metamórfico está formado por esquistos verdes, anfibolitas, metapelitas y mármol. Estas escasas secuencias rocosas son correlacionables con rocas de la misma edad en el estado de Sonora y muestran que el noroeste de México estuvo regido por una margen pasiva y, dado que algunas de estas rocas forman parte de un cinturón de rocas clásticas y carbonatadas que se extiende desde Nevada (EUA), se considera que la margen del Cratón de Norteamérica se situaba en la actual península de Baja California (Martín-Barajas y Delgado Argote, 1995; Fig. 2.1).

En la mitad norte de la península, las unidades que afloran con mayor extensión y potencia corresponden a secuencias volcanosedimentarias del Triásico y Jurásico, que se encuentran intensamente afectadas por fallas y por un metamorfismo regional de bajo grado, y que localmente han sido intrusionadas por granitoides de edad cretácica (Morán-Zenteno, 1984).

Las rocas al oeste de la Península del Vizcaíno, en las islas de Cedros, Magdalena y Santa Margarita,

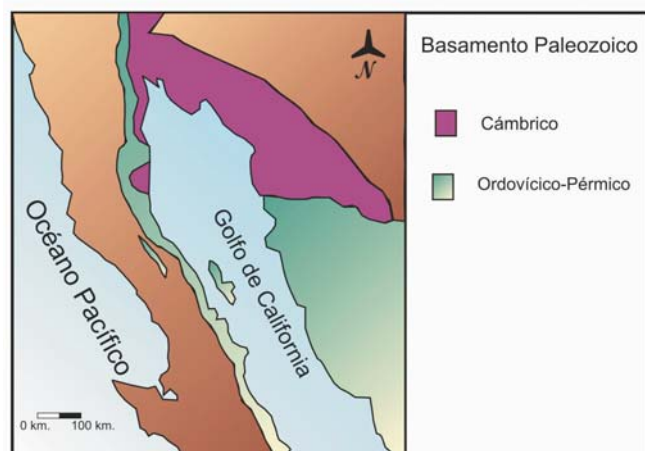


Fig. 2.1. Distribución de rocas de edad paleozoica en la Península de Baja California (Modificado de Martín-Barajas y Delgado Argote, 1995)

proveen el registro geológico más antiguo del estado de Baja California Sur, del orden de 220 Ma (Triásico Superior). Dichas rocas pertenecen a una secuencia ofiolítica formada por rocas ultramáficas y lavas almohadilladas, principalmente (Fig. 2.2). Estas secuencias representan la acreción de un arco insular que se desplazaba sobre la placa oceánica rumbo a la margen continental. Dicho complejo ofiolítico sobryace una secuencia sedimentaria e ígnea altamente deformada, expuesta en la Isla de Cedros. Tales materiales, en el momento de la subducción se acumularon en la zona de fricción, formando lo que se conoce como *melange*, y componen el Complejo San Andrés-Cedros.

Entre La Paz y Los Cabos aflora un complejo cristalino mesozoico conformado por filitas, micaesquistos con hornblenda y sillimanita, gneises y mármoles, principalmente (Martín-Barajas y Delgado Argote, 1995).

En el Jurásico y Cretácico Temprano hubo vulcanismo de composición variable, sobrepuesto al

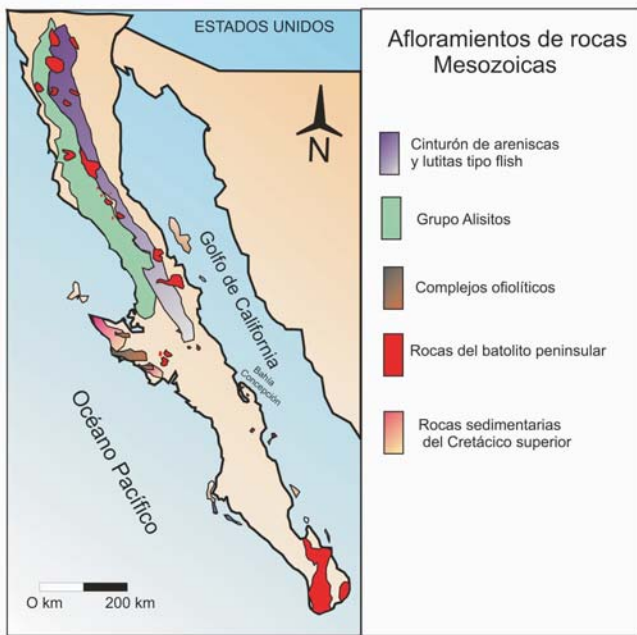


Fig. 2.2. Distribución de rocas mesozoicas en la Península de Baja California (Modificado de Martín-Barajas y Delgado Argote, 1995)

Arco de San Andrés-Cedros. El vulcanismo coexistía con otra zona de subducción al Oeste y su respectivo arco de islas. Aparentemente los dos arcos evolucionaron de forma paralela, uno relacionado con una trinchera intraoceánica y el otro con una trinchera del borde del cratón (Martín Barajas y Delgado Argote, 1995).

En la franja noroccidental de la península, desde el norte hasta la región del Vizcaíno, las rocas fueron cubiertas discordantemente por secuencias volcánicas andesíticas y dacíticas del Cretácico Inferior (Formación Alisitos) (Santillán y Barrera., 1930). A su vez, estas fueron cubiertas por series sedimentarias marinas y continentales del Cretácico Superior del Grupo Rosario (Morán- Zenteno, 1984; Fig. 2.2). A mediados del Cretácico, mientras se formaban las islas volcánicas, el magma que no ascendía se enfriaba a profundidad formando cuerpos plutónicos. El emplazamiento de estos

cuerpos está ligado íntimamente a la acreción del arco de islas con el continente. Se han reportado en la península 387 plutones de dimensiones de 1 a 10 km de diámetro (Gastil *et al.*, 1975). A este conjunto de plutones se les conoce como el Batolito Peninsular. La composición de estos cuerpos varía de dioritas y granodioritas a tonalitas. Esta franja plutónica aflora en la mitad septentrional de la península, en la región de Loreto y en Los Cabos (Fig. 2.2). El Cenozoico está representado principalmente por rocas sedimentarias marinas, rocas hipabisales, y por rocas volcánicas y volcanoclásticas. Estas últimas pertenecen al Grupo Comondú, con edades que van del Oligoceno Superior al Mioceno Medio, y cubren ampliamente la parte sur de la península (Umhoefer, 2000; Umhoefer *et al.*, 2001, 2002).

Durante el Terciario ocurrieron dos eventos geológicos importantes: el primero es la construcción en el Paleoceno-Oligoceno de la provincia volcánica de la Sierra Madre Occidental, predominantemente de depósitos de ignimbritas (McDowell y Keizer, 1979), asociada a la subducción de la Placa Farallón debajo de la Placa de Norteamérica. El segundo fenómeno ocurrió durante el Mioceno, asociado a un cambio en la geometría de la subducción, cuando el vulcanismo migró hacia el oeste formando un nuevo arco magmático (Arco Comondú) a lo largo de la costa actual de Sonora y Baja California, entonces adyacente al continente (Gastil *et al.*, 1979; Sawlan y Smith, 1984; Martín-Barajas *et al.*, 1995; 2000). El vulcanismo de tipo arco calcialcalino fue activo desde los ~25 Ma en el norte de Baja California, hasta los ~11 Ma en Baja California Sur. El

vulcanismo calciocalino, predominantemente intermedio a ácido, continuó esporádicamente hasta el Cuaternario (Cerro Mencenares, Bigioggero *et al.*, 1995; Volcanes Tres Vírgenes, Demant, 1984).

Las rocas volcánicas del Grupo Comondú, de edades que van del Mioceno Superior al Pleistoceno, cubren ampliamente la parte sur de la península. El Grupo Comondú está formado por una secuencia de rocas volcánicas y volcanoclásticas que constituyen gran parte de la Sierra de La Giganta. Estas rocas volcánicas se interpretan como un magmatismo de antearco desarrollado durante el Cenozoico en un contexto de pre-rift (Ledesma-Vázquez y Johnson, 1993, 2001, 2003). Sus constituyentes principales son: tobas y brechas de composición andesítica dacítica y riolítica, derrames de lava andesítica, lahares y conglomerados volcánicos continentales.

Las rocas del Grupo Comondú muestran cierta gradación lateral en el tamaño de grano, la litología y la cohesión de los derrames de ceniza hacia el poniente. Esta variación puede ser explicada mediante un modelo de facies volcánica no marino. Así, se han diferenciado tres facies: una proximal, otra distal y una central (Hausback, 1984; Fig. 2.3). En una banda estrecha a lo largo de la costa e islas del golfo se ubica la facies central, donde predominan los derrames de lava y los depósitos de ceniza y brecha, que corresponden a un arco volcánico. La facies central es donde se ubica el área de estudio. En la facies volcánica proximal abundan las brechas volcánicas monolíticas, las brechas intercaladas, los conglomerados y las areniscas tobáceas de grano grueso, expuestos sobre y al este del escarpe principal

del golfo. Esta secuencia representa una facies de transición de arco-antearco. En la facies volcánica distal, de cuenca de antearco, se observan areniscas tobáceas y conglomerados de grano fino a medio, de afinidad continental, aflorando en la parte central del a Península, desde el escarpe principal del golfo hacia el oeste (Umhoefer, 2000). Hacia el sur, la continuación del Grupo Comondú se ve truncada por la falla La Paz y desplazada hacia el NE, en las inmediaciones de la Isla Cerralvo, donde vuelve a aparecer Umhoefer *et al.* (2001, 2002) dividen en tres unidades al Grupo Comondú en la región de Loreto. La unidad más joven consiste en areniscas continentales y conglomerados con algunas intercalaciones de tobas félsicas y flujos basálticos. La unidad intermedia está compuesta por flujos lávicos de andesitas y brechas. La unidad más reciente incluye derrames de lava andesítica-basáltica, brechas andesíticas y pocos depósitos piroclásticos.

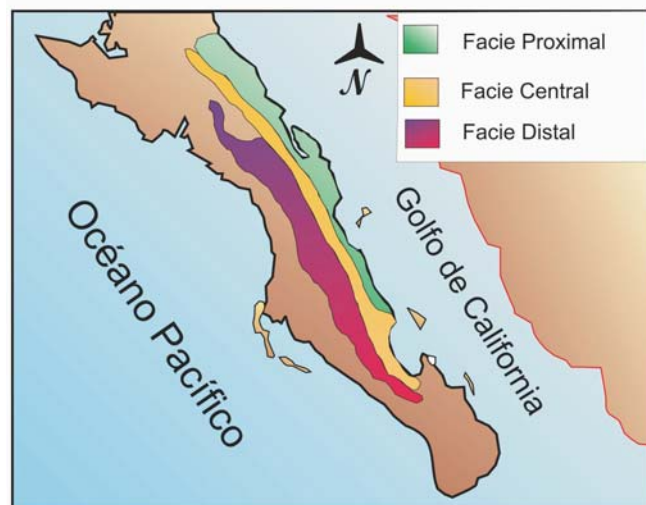


Fig. 2.3. Distribución de las facies volcánicas del Grupo Comondú (Hausback, 1984)

La migración del arco magmático hacia dentro del continente, es contemporánea con una fase de extensión cortical en la porción oeste y suroeste de la placa de Norteamérica causante de la Provincia de

Cuencas y Sierras, que generó la orografía típica de Sonora (McDowell *et al.*, 1997; Aranda-Gómez *et al.*, 2000). Además, en el Mioceno Medio, la deformación fue restringida a una región extensa del

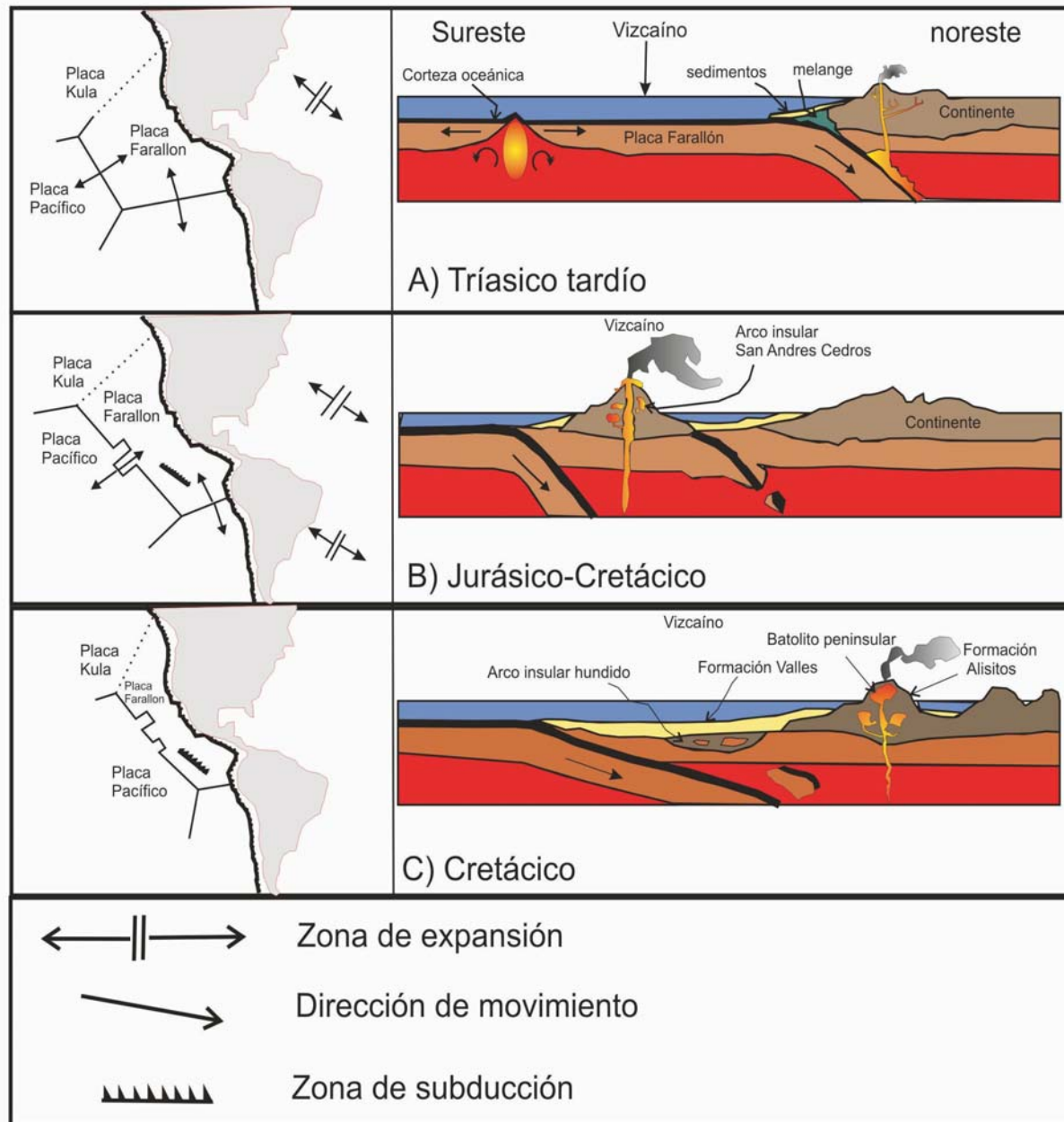


Fig. 2.4. Evolución tectónica durante el Mesozoico de la futura Península de Baja California. Del lado izquierdo se muestra las placas interactuando, y a la derecha los procesos geológicos producto del movimiento de las placas (Modificado de Flores López, 1998). (A) Convergencia de las placas dando origen a la formación de un arco volcánico, proceso de sedimentación en la trinchera. (B) Formación de un complejo volcánico- plutónico, que dio lugar a un arco insular y a una nueva zona de subducción. (C) Subsistencia del arco insular del Complejo San Andrés-Cedros y Formación del Arco de Alisitos.

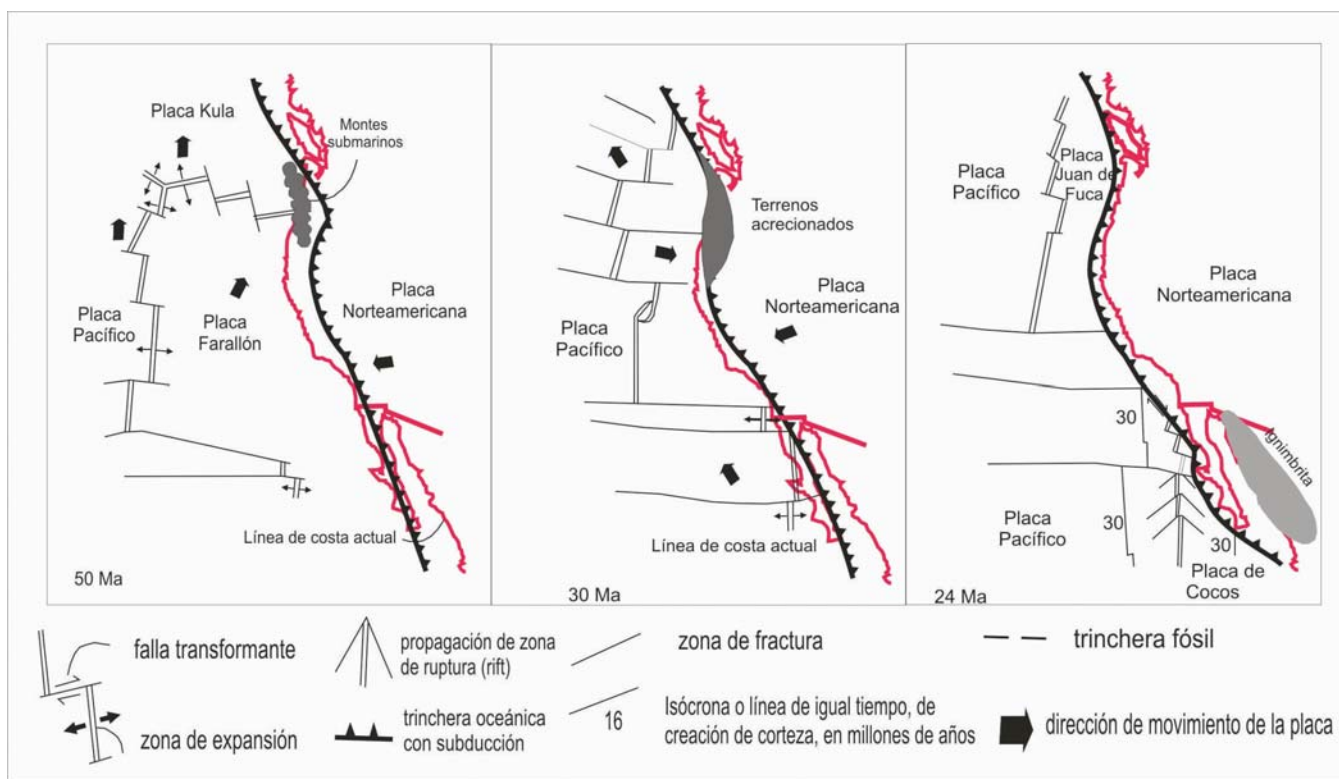


Fig. 2.5. Evolución tectónica del Terciario mostrando el movimiento de las placas tectónicas (Flores-López, 1998).

noroeste de México conocida como la Provincia Extensional del Golfo, comprendida en la región oeste de la Sierra Madre Occidental hasta el escarpe principal del Golfo en la Península de Baja California (Karig y Jensky, 1972; Stock y Hodges, 1989).

Durante el Mioceno Tardío – Plioceno Temprano, la deformación localizada en el lado oeste de la Provincia Extensional del Golfo definió el rift del Golfo de California y favoreció a la formación de un protogolfo (Lonsdale, 1991; Holt et al., 2000; Oskin y Stock, 2003).

Por último, las unidades depositadas durante el Plioceno y Cuaternario están constituidas por materiales clásticos de origen continental y marino que conforman depósitos litorales, lacustres, salinos, aluviales y eólicos, y por algunos edificios volcánicos y afloramientos de rocas volcánicas.

2.2. Evolución tectónica cenozoica

La historia tectónica de la península de Baja California a partir de Cenozoico marca un punto de cambio en evolución geológica de nuestro país, ya que hace ~50 Ma, las placas Farallón y Kula empezaron a subducir bajo la Placa Norteamericana (Fig. 2.4). Ambas placas contaban con montes submarinos aislados, y el terreno acrecionado fue el que definió la geomorfología de la parte septentrional de los Estados Unidos y Canadá. Alrededor de 30 Ma, durante el Oligoceno, ocurrió la concurrencia del primer segmento de la dorsal oceánica de Pacífico-Farallón con la zona de subducción, lo que originó la formación de dos nuevas placas oceánicas de menor tamaño: Cocos y Juan de Fuca (Fig. 2.5). A mediados del Mioceno, hacia 20 Ma, el límite de placas Pacífico-Cocos empezó a rotar

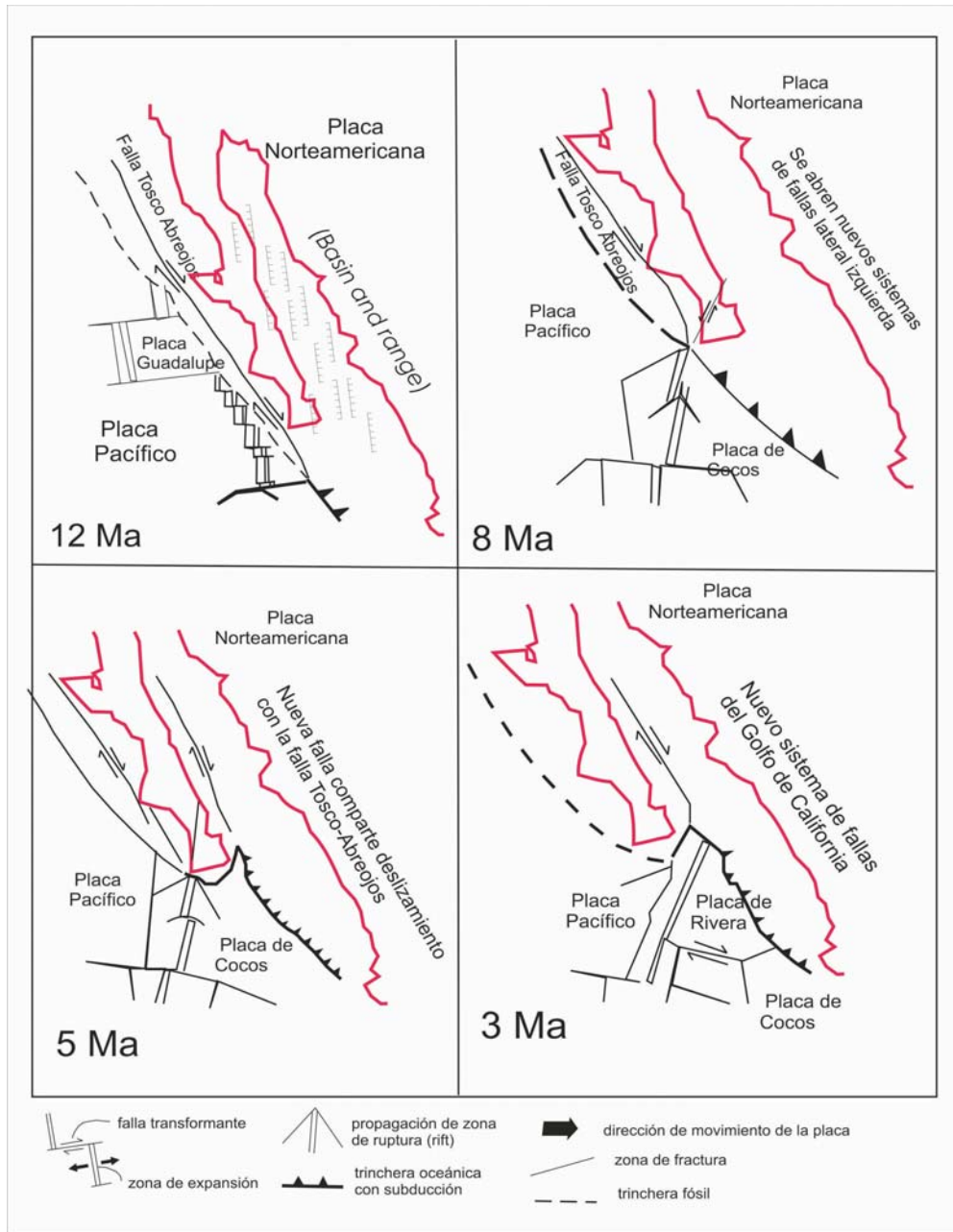


Fig. 2.6. Evolución tectónica del Terciario (12 a 3 Ma) mostrando el movimiento de las placas tectónicas (Modificado de Stock y Hodges., 1989).

formando la microplaca Guadalupe, su límite con la Placa Norteamericana se ubicó de forma paralela a la costa oeste de la península aun inexistente, la subducción cesó e inició un movimiento lateral, formando la Falla Tosco-Abrejos (Fig. 2.6), la cual a los 12 Ma era la principal frontera entre las placas Pacífico y Norteamericana.

La dorsal activa Pacífico-Farallón se aproximó a la trincheras y causó un punto triple (entre las placas Pacífico-Farallón-Norteamérica), entre los 12 y los 5.5 Ma, el cual migró hacia el sur ocasionado por el cese de la subducción de la Placa Farallón-Guadalupe al oeste de Baja California, llevando a la extinción del arco magmático Miocénico y la desintegración de

la placa oceánica Farallón-Guadalupe. El oeste de Baja California Sur experimentó un cambio tectónico mayor que consistió en que una zona de subducción de las microplacas Magdalena y Guadalupe, remanentes de la Placa Farallón, cambiase a una zona transtensiva de movimiento relativo entre las placas Norteamérica y Pacífico. El movimiento se desarrolló principalmente mediante los sistemas de fallas transformes dextrales de San Benito y Tosco-Abrejos, los cuales eran semiparalelos a la trinchera (Martín-Barajas, 2000; Delgado-Argote, 2000; Fig. 2.6).

Entre los 10 y 12 Ma., ocurrió una distensión importante con dirección NE-SO a E-O, producida por una reorientación del movimiento de Baja California con respecto a la Placa de Norteamérica, movimiento que no pudo ser absorbido por la Falla Tosco-Abrejos (Angelier *et al.*, 1981; Stock y Hodges, 1989), y que produjo el principal fallamiento en la región de Baja California, con dirección preferencial NNO-SSE. Este proceso de extensión no fue sincrónico a lo largo de la península (Dokka y Merriam, 1982). La mayor parte de la extensión documentada en las márgenes del Golfo de California en la península, debió ocurrir después de este cambio tectónico (<12 Ma).

La etapa más reciente de extensión está asociada al desarrollo del sistema de fallamiento San Andrés-Golfo de California, cuyo inicio se sitúa entre 6 y 4 Ma (Angelier *et al.*, 1981; Stock y Hodges, 1989; Lonsdale, 1989; Lee *et al.*, 1996). Durante esta etapa de fallamiento lateral, la península ha sido desplazada cerca de 300 Km hacia el NO (Dokka y Merriam, 1982).

2.3. Geología de Bahía Concepción

Bahía Concepción ocupa un semigraben orientado NO-SE de aparente edad pre-pliocena. La característica estructural principal del área son fallas con orientación NO-SE. Las más prominentes de estas fallas confeccionaron la estructura de la bahía, formaron los escarpes del lado oeste y dieron lugar a la formación de los abanicos aluviales presentes del lado opuesto (McFall, 1968). De manera similar, Punta Chivato y San Nicolás están también dentro de estructuras de semigraben (Fig. 2.7, Fig. 2.11). Las fallas de dirección NO-SE son la causa del desarrollo de los semigrabens. El buzamiento de algunos estratos y la rotación de los mismos sugieren una activación de fallas lístricas durante la apertura del proto-Golfo.

En la región de Bahía Concepción afloran, de manera predominante, rocas volcánicas y volcanoclásticas pertenecientes al Grupo Comondú (Oligoceno-Mioceno) y rocas subvolcánicas asociadas. Además, se encuentran apófisis graníticas del Cretácico, así como rocas sedimentarias marinas, flujos de lava, domos y rocas piroclásticas más recientes (Plioceno-Cuaternario). En la zona de Bahía Concepción se ha reconocido una geología compleja que refleja los procesos que se han desarrollado allí, los cuales están vinculados con la evolución de la apertura del Golfo de California.

El basamento en la región de Bahía Concepción está constituido por una serie de granitoides de edad cretácica. En el área de estudio y en sus alrededores afloran rocas graníticas-granodioríticas y cuarzomonzonitas, concretamente en el centro y oeste de Península de

Concepción, en el área de Bahía San Nicolás, al NO de Loreto, y en las cercanías del Valle de San Juan Londó. McLean (1988) fechó al basamento granítico en las proximidades de Loreto encontrando una edad de 94~2 Ma. Estas intrusiones están constituidas por granitoides de color gris claro, de textura fanerítica, que presentan minerales como cuarzo, feldespatos y biotita. Su edad es similar a la de las intrusiones en el Arroyo Salado, al sureste de Tres Vírgenes, B.C.S. (Casarrubias y Gómez-López., 1994).

En la Península de Concepción afloran, como parte del complejo basal, una serie de stocks de composición granodiorítica, con fenocristales de hornblenda y poca biotita, en afloramientos pequeños, discontinuos y muy alterados. Localmente la granodiorita es cortada por diques aplíticos de espesores que van de 10 cm hasta 5 m. Cortando a los diques aplíticos de mayor espesor se encuentran diques máficos de espesor variable entre 30 cm a 1 m, de edad cretácica, datadas por K-Ar en 78.4 ± 2.9 Ma, y esquistos posiblemente paleozoicos que por las reducidas dimensiones de sus afloramientos no son cartografiables (McFall, 1968; Fig 2.7). En Punta San Antonio, en el área de Bahía San Nicolás, aflora también parte del basamento granodiorítico, con una edad de 99 ± 2 Ma (Ledesma- Vázquez *et al.*, 1997 y 2006).

El Cenozoico está compuesto principalmente por una secuencia volcánica conocida como Grupo Comondú, del Oligoceno-Mioceno, compuesto de las formaciones: El Salto, Pelones, Minitas, Pilares, Hornitos y Ricasón (McFall, 1968; Umhoefer *et al.*, 2001; Rodríguez-Díaz, 2004; Camprubí *et al.*, 2008; Fig. 2.7).

Discordantemente por encima del basamento se dispone la Formación El Salto, del Oligoceno (~30-19 Ma), con un espesor promedio de 250-300 m. Se compone de una secuencia de areniscas cuarzosas y arcosas con estratificación cruzada, intercaladas con depósitos de toba, conglomerados y algunos derrames andesítico-basálticos (McFall, 1968; Maraver-Romero *et al.*, 1997; Umhoefer *et al.*, 2001). La formación aflora en el oeste de Península de Concepción, al este de Bahía San Nicolás, al oeste y sur de Cerro Mecenares y al oeste y NO de Loreto (Fig. 2.7). Los afloramientos de esta unidad están afectados por un fracturamiento general en dos direcciones: NE-SO y NO-SE.

Sobreyaciendo a la Formación El Salto se presentan tobas, brechas volcánicas andesíticas, andesitas, basaltos, diques y sills de composición intermedia a básica (~19-12 Ma) de la Formación Pelones, con una potencia entre 450-750 m (McFall, 1968; Umhoefer *et al.*, 2001). Los afloramientos más completos de la Formación Pelones se ubican en el centro y sureste de la Península de Concepción y en los alrededores de Mulegé (McFall, 1968; Maraver-Romero *et al.*, 1997; Rodríguez-Díaz, 2004; Fig. 2.7).

Gran cantidad de rocas intrusivas de composición básica a intermedia, emplazadas como diques subverticales y sills de orientación preferente al NE, se presentan en el norte, centro y sureste de la Península de Concepción, y en menor medida en los alrededores de Mulegé. Estas intrusiones cortan el basamento y el Grupo Comondú, denotándose grandes diques y stocks porfídicos de composición basáltica y diorítica (Noble,

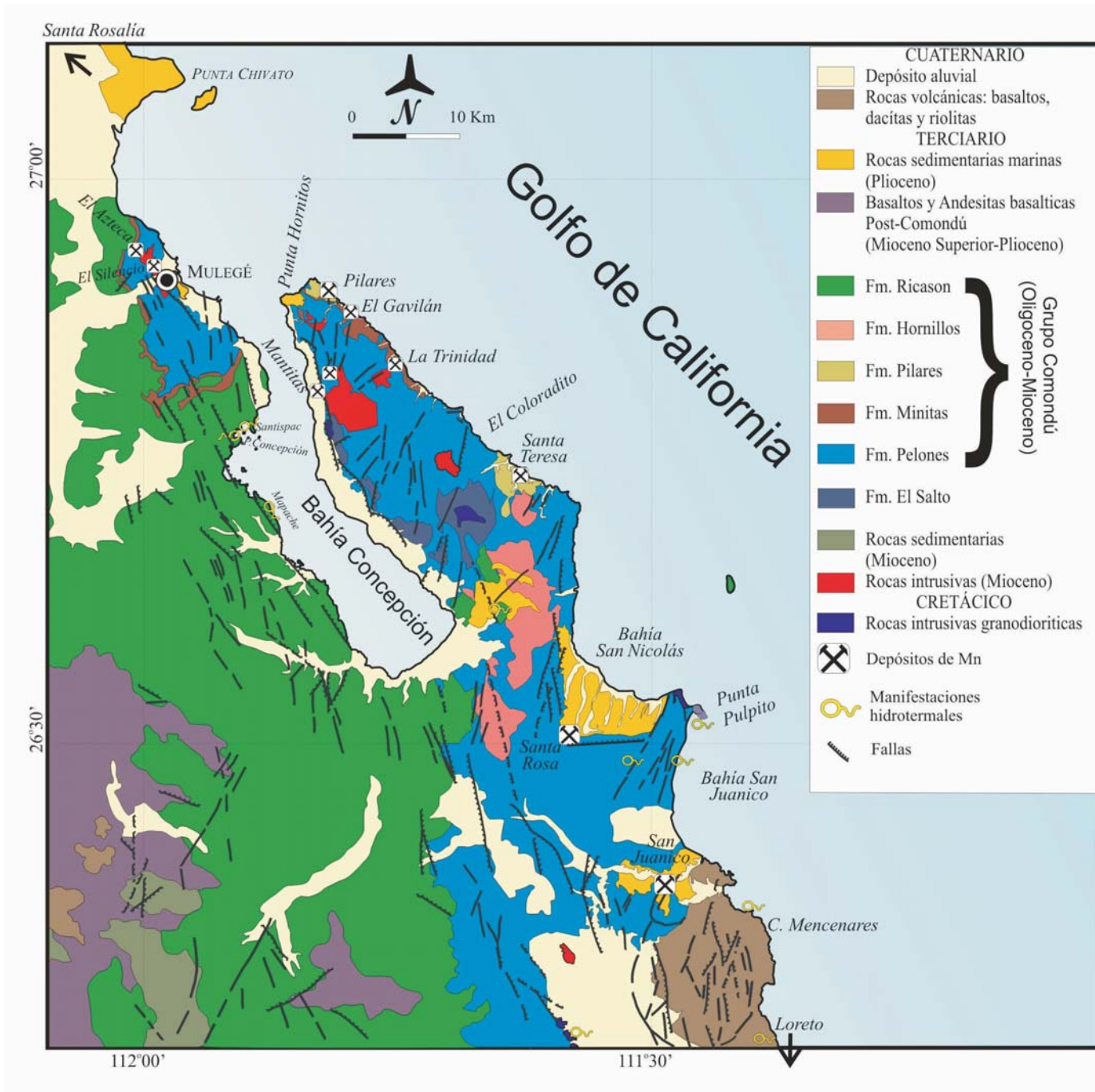


Fig. 2.7. Mapa geológico del área de Bahía Concepción, B.C.S. Modificado de McFall, 1968; Romero-Rojas y Teran-Ortega, 1993; Teran-Ortega et al., 1993; Maraver-Romero et al., 1997; Ledesma-Vázquez et al., 1997; Ledesma-Vázquez, 2006.

1950; McFall, 1968). Otro tipo de intrusiones menos abundantes son los de composición tonalítica, que constituyen un pequeño stock en el Cerro Beatriz y en el Cerro Vinorama, la cumbre más alta de la Península de Concepción. Este stock fue datado por K-Ar en 20 ± 2.0 Ma (McFall, 1968).

En Ensenada Pilares y Punta Pilares, al NE de la Península de Concepción, existe un depósito distinto a la Formación Pelones constituido por tobas cristalinas-líticas de color rojo al fresco que subyacen a un depósito de brechas volcánicas andesíticas, ambas unidades presentan yeso secundario, y en otras regiones

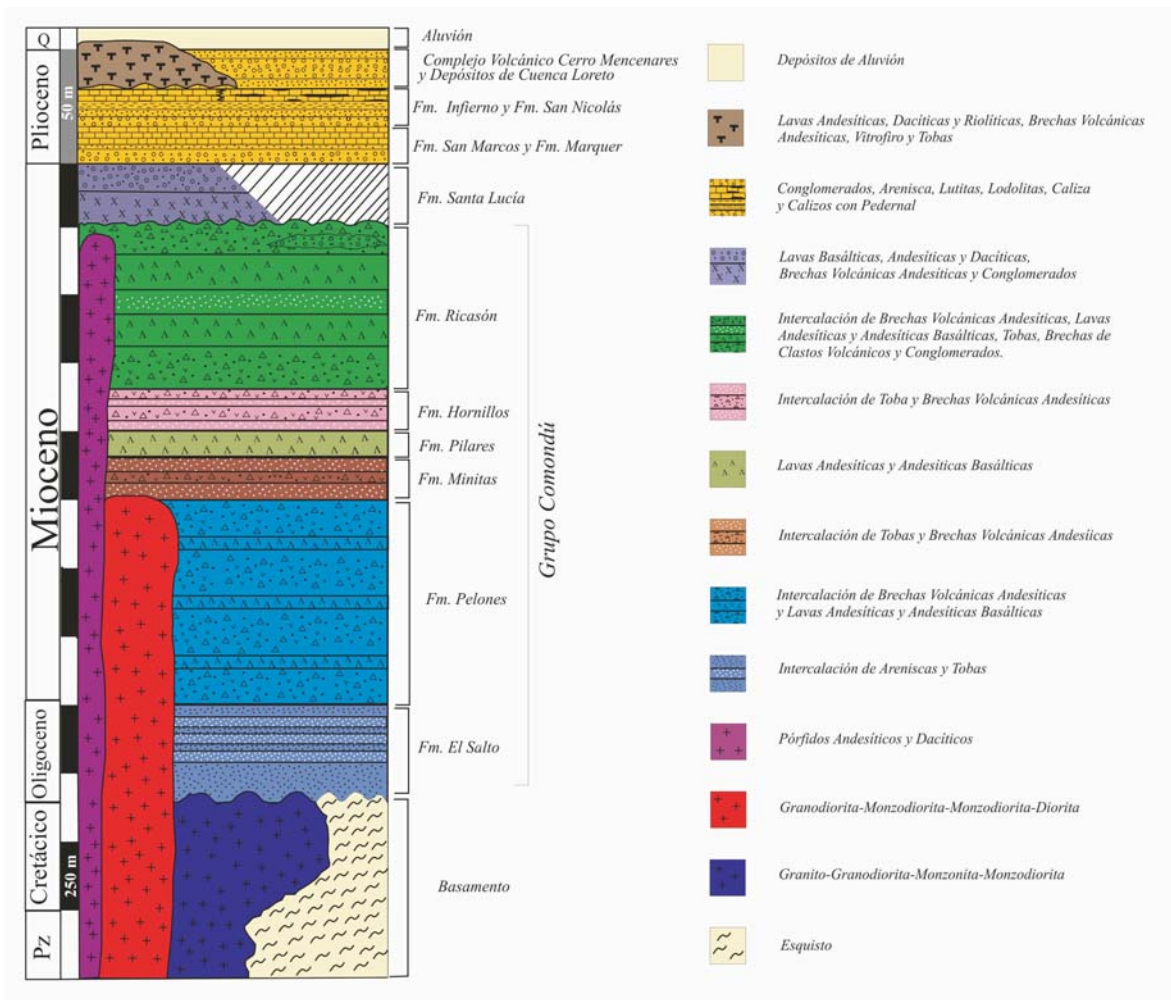


Fig. 2.7 Columna Estratigrafica del área de Bahía Concepción, B.C.S. Modificado de McFall, 1968; Romero-Rojas y Teran-Ortega, 1993; Teran-Ortega et al., 1993; Maraver-Romero et al, 1997; Ledesma-Vázquez et al, 1997; Ledesma-Vázquez, 2006.

es posible también observar conglomerados de clastos volcánicos. Esta secuencia es conocida como Formación Minitas, con un espesor variable de 30 a 150 m (Noble, 1950; MacFall, 1968). Los afloramientos más completos de esta formación ocurren al sureste de la mina El Gavilán.

En los alrededores de la mina El Gavilán y extendiéndose hasta Punta Concepción, y desde Punta Colorado hasta Bahía San Lino, por encima de las formaciones Pelones y Minitas, se encuentra una secuencia de lavas andesíticas, andesíticas-basálticas, lavas semi-almohadilladas, depósitos de escoria e

intrusivos en forma de diques y sills subverticales de pórfidos andesíticos, con un espesor promedio de 10 m y longitudes variables de hasta 1.5 km, conocida como Formación Pilares. En los alrededores de Mina El Gavilán alcanza una potencia aproximada de 120 m y presenta una disposición variable con orientaciones NO-SE e inclinaciones moderadas alrededor de 10° al NE (Noble, 1950; McFall, 1968; Fig. 2.7).

En algunas áreas al este y en su mayor parte al sureste de Península de Concepción, afloran los depósitos de la Formación Hornillos, sobreyaciendo a las formaciones Pelones y Pilares y generalmente intercalada entre las

formaciones Pelones y Ricasón. La Formación Hornillos está formada por tobas con lentes conglomeráticos de clastos redondeados, brechas volcánicas andesíticas-basálticas, brechas de clastos volcánicos, con una potencia menor a los 100 m (McFall, 1968; Maraver-Romero *et al.*, 1997). Algunos autores consideran las Formaciones Minutas, Pilares y Hornillos como parte de la Formación Pelones (Meldahl *et al.*, 1997; Fig. 2.7).

Como miembro final del Grupo Comondú, aflorando por encima de las formaciones Pelones y Hornillos, se tiene a la Formación Ricasón (McFall, 1968), con una edad correlacionable con la unidad final del Grupo Comondú en el área de Loreto de edades entre ~15-12 Ma (Umhoefer *et al.*, 2001). La Formación Ricasón está formada por tobas, brechas volcánicas andesíticas, derrames de andesitas, andesitas porfídicas, basaltos y por brechas de clastos volcánicos. El espesor aproximado para esta unidad varía de 600 m en los alrededores de Loreto hasta 450 m al oeste de Bahía Concepción (McFall, 1968; Maraver-Romero *et al.*, 1997; Umhoefer, 2001). Esta unidad fue identificada en toda la parte oeste y localmente en el sureste de Bahía Concepción. En la parte oeste de Bahía Concepción fue observada esta formación, concretamente en el tómbolo que forma la Isla El Requesón, que consiste de brechas volcánicas andesíticas grises y negras al fresco, rojas a amarillo ocre, por el intemperismo. Las brechas volcánicas se componen de fragmentos volcánicos predominantemente de tamaño de bloque y lapilli, con ceniza volcánica como matriz y escaso cementante calcáreo. Sobreyaciendo a las brechas existe una colada volcánica, de color negro, con textura afanítica y estructura

vesicular, compuesta de feldepatos microcristalinos y fenocristales de piroxeno. Las manifestaciones termales del oeste de Bahía Concepción se encuentran alojadas en rocas de la Formación Ricasón. En Ensenada Mapache, en la orilla occidental de Bahía Concepción, la litología que predomina son brechas volcánicas de composición andesítica. La importancia de este afloramiento radica en la presencia de manifestaciones termales, a través de ventilas hidrotermales costeras, submarinas e intermareales. Del mismo modo, en Posada Concepción y Playa Santispac aflora la Formación Ricasón, mostrando una intercalación de areniscas tobáceas de granos de composición intermedia con estartificación cruzada, y tobas de lapilli de composición intermedia con algunos bloques de andesita menores a 20 cm (Fig. 2.7, Fig. 2.8).

En la parte sureste de Bahía Concepción, se encuentran sobreyaciendo al Grupo Comondú depósitos sedimentarios de cuenca somera del Plioceno Tardío, comprendidos dentro de la Formación Infierno. Estos sedimentos consisten en delgados estratos de conglomerados, areniscas, limolitas, coquinas, y calizas micríticas con y sin pedernal (Wilson y Rocha, 1955; Ledesma-Vázquez y Johnson, 2001).

La Formación Infierno formación aflora en dos áreas principales, en el sureste y en el noroeste de la Bahía. En ambos casos los estratos presentan pocas evidencias de deformación tectónica, ya que tienen un echado prácticamente horizontal (Johnson *et al.*, 1997; Ledesma-Vázquez *et al.*, 1997).

En las cercanías a Mulegé, al noroeste de la Bahía, la Formación Infierno se presenta discordantemente por encima de la Formación Ricasón. La estratigrafía de esta unidad incluye conglomerados marinos, arcosas y sedimentos de ambientes de baja energía, con fósiles índice del Plioceno Tardío (*Ostrea vespertina*, *Argopecten circularis*, *Anomia perruviana* y *Chione californiensis*). El espesor promedio de esta secuencia es de 40 m y presenta una inclinación de 5° a 9° al O (Ledesma-Vázquez y Johnson, 2001; Ledesma-Vázquez, 2002).

En la parte sureste de la Bahía, en las cercanías del rancho de Santa Rosalita en el Río El Mono, la Formación Infierno se depositó en paleovalles sobreyaciendo a las formaciones Pelones y Ricasón. La disposición estratigráfica vertical y lateral de las unidades de la Formación Infierno

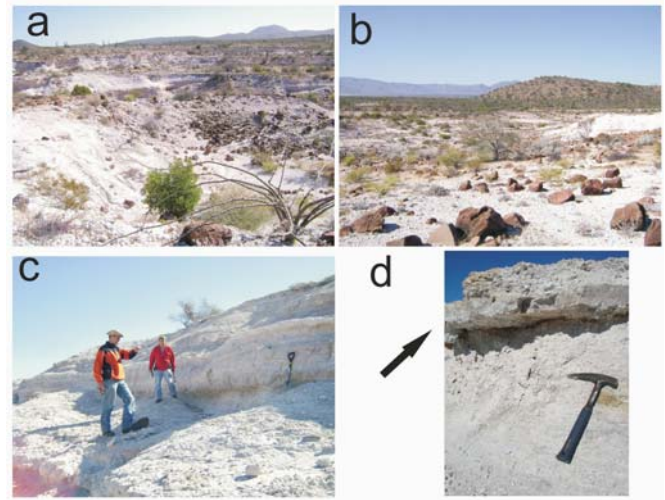


Fig. 2.9. Afloramiento del Miembro el Mono de la Formación Infierno (Plioceno), al sureste de Bahía Concepción. (A) Secuencias horizontales del Miembro el Mono. (B) Al fondo cuerpo volcánico andesítico miocénico de la Formación Ricasón en contacto con el Miembro El Mono. (C) Intercalaciones de wackstones y pedernal blanco. (D) detalle de los horizontes de pedernal blanco.

en esta zona indica eventos transgresivos que cubrieron aproximadamente 35 Km² durante el Plioceno Tardío. Las cuencas generadas a partir de este evento registran una serie de depósitos que por sus facies y su contenido o ausencia de pedernal son agrupados en cuatro miembros, del más antiguo al más reciente (Johnson *et al.*, 1997): a) Miembro Calabaza, b) Miembro El Mono, c) Miembro Bahía Concepción, y d) Miembro Cayuquitos (Fig. 2.7; Fig. 2.9):

- El Miembro Calabaza se compone de conglomerados andesíticos cementados por carbonato, areniscas, lodolitas y mudstones, depositados en abanicos aluviales y con intercalaciones ricas en restos de bivalvos.



Fig. 2.8. Afloramientos de la Formación Ricasón en Posada Concepción y Posada Santispac. (A) Derrame andesítico con abrasión marina. (B) Brecha volcánica andesítica alojando vetas silicocalcáreas. (C) Depósito de caída de lapilli y algunos bloques de composición intermedia. (D) Intercalación de lavas andesíticas (*and*) y depósitos de caída (*dc*) coronada por una brecha volcánica andesítica (*brva*).

- El Miembro El Mono está formado por secuencias calcáreas de 14 m de potencia, con fósiles de ambiente de manglar (corales esponjas, gasterópodos, bivalvos y raíces) y con intercalaciones de pedernal blanco.
- El Miembro Bahía Concepción está compuesto de calizas arcillosas con intercalaciones de areniscas aluviales. Presenta fósiles y lentes de calizas en los niveles de arenisca.
- El Miembro Cayuquitos está integrado por calizas con intercalaciones de pedernal blanco-beige de 2 m de espesor.

La secuencia de casi 20 m de espesor del Miembro El Mono tiene gran relevancia por la presencia de capas de pedernal en un paleoambiente de agua somera con posible actividad hidrotermal. El pedernal forma lentes, estratos, nódulos y reemplaza raíces fósiles e icnofósiles (*Ophiomorpha* y *Avicennia*). Estas estructuras indican que hubo una silicificación en un ambiente de manglar (Jonson *et al.*, 1997). Aureolas térmicas, agregados de cuarzo secundario, cavidades con disolución y estructuras sedimentarias evidencian el burbujeo de fluidos de manantiales termales.

Se puede suponer que en las cuencas del Plioceno Tardío en el SE de Bahía Concepción fluidos geotérmicos ricos en sílice interaccionaron con los sedimentos de la Formación Infierno. Estos fluidos reaccionaron con algunos materiales volcánicos y carbonatados, por su pH, temperatura y composición. No hay evidencias que indiquen un origen biogénico para la sílice de los pedernales del Miembro El Mono (Ledesma-Vázquez y Johnson, 2001).

En el área de San Nicolás sobreyaciendo a las rocas de la Formación El Salto del Grupo Comondú, se encuentra una unidad volcánica ampliamente distribuida, que está constituida por un flujo de lava y tobas líticas, la cual ha sido descrita como Andesita Sierra Santa Lucía, con una edad de 24-11 Ma (Swalan and Smith, 1984) o Formación Santa Lucía (Casarrubias y Gómez-López, 1994). Una sección más arriba, yace la Formación de San Nicolás de manera discordante.

La Formación San Nicolás es una unidad volcanosedimentaria que aflora en el área que rodea a la bahía de San Nicolás, Baja California Sur. La unidad se dividió en cuatro miembros que son, del más antiguo al más reciente: Toba volcánica (miembro) San Antonio, Los Volcanes, Lutita Litificada de Arrollo Amarillo, y El Saucito (Fig. 2.7; Fig.2.10). El Miembro San Antonio se extiende en la parte sureste de la cuenca de San Nicolás y en los alrededores de Punta El Púlpito. Está constituido por una toba volcánica bien estratificada en capas delgadas, de grano fino y color café claro, está interestratificada con arenisca.

El Miembro Los Volcanes es un conglomerado matriz-soportado el cual se formó en un abanico aluvial, y presenta fragmentos de andesita del Mioceno que van de bien redondeados a sub-redondeados. El tamaño de los clastos varía de 0.5 a 26 centímetros. Lateralmente, lejos de la Falla de Los Volcanes, la unidad cambia gradualmente de capas lenticulares a un conglomerado fosilífero guijarroso con clastos angulosos, estratificación cruzada y paralela, y que contiene intraclastos de biocalcarenita. La mayoría de los afloramientos están expuestos cerca de la Falla de Los Volcanes y también

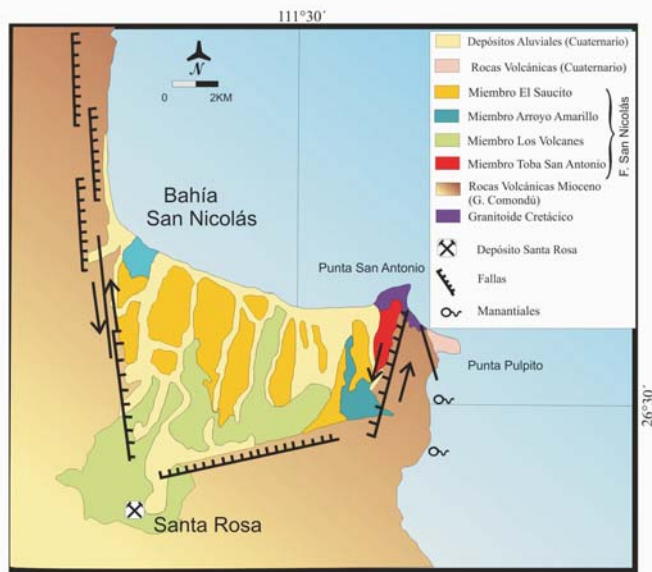


Fig. 2.10. Mapa geológico del área de Bahía San Nicolás (Modificado de Ledesma-Vázquez *et al.*, 2006).

en una cantidad más reducida en la Falla de San Antonio. Es en esta formación es donde se aloja la estructura mineralizada de la Mina Santa Rosa (Fig.2.10).

El miembro Arroyo Amarillo está constituido por estratos de caliza de tipo mudstone, altamente bioturbada, con abundante presencia del icnofósil *Ophiomorpha nodosa*.

Sobreyaciendo al El Miembro el Arroyo se encuentra El miembro El Saucito, compuesto por biocalcarenita moderadamente estratificada y fosilífera. Algunas capas tienen estratificación cruzada, y la matriz tiene una proporción alta en granos biogénicos y volcanoclásticos. Los biogénicos tienen una alta proporción de fragmentos de algas rojas coralina. Los volcaniclásticos están constituidos por fragmentos de brechas volcánicas redondeadas. La unidad exhibe escasas fracturas con una dirección NO-SE y N-S.

El vulcanismo Plio-Cuaternario del área de estudio está representado por el Cerro Mancenares, que se encuentra en la porción Este del Valle de San Juan Londó, al noreste de Loreto. Este complejo se formó mediante tres eventos volcánicos relacionados con una cámara magmática profunda bien evolucionada (Terán-Ortega *et al.*, 1993; Bigioggero *et al.*, 1995,1996). Los productos volcánicos que formaron el Complejo Mancenares son:

Domos Riolíticos, de color rosado claro a ocre, presentan una textura fluidal a masiva, con cuarzo, feldespatos y magnetita como minerales visibles en muestra de mano. Esta roca aflora al norte del Cerro Mancenares, formando los domos de San Basilio, Ensenada San Basilio, Punta Almeja y una parte del Arroyo Mancenares. El espesor que presenta este depósito es aproximadamente de 20 m. Se les atribuye una edad del Plioceno Tardío (Casarrubias y Gómez-López., 1994).

Lavas Dacíticas, de textura afanítica, con fenocristales de feldespatos y algunos cristales de cuarzo. Se localizan al norte y sur del Cerro Mancenares formando parte de los volcanes San Juan y Boca San Juanico. Los derrames tienen un espesor de 50 m y una edad del Plioceno Tardío (Casarrubias y Gómez-López., 1994).

Derrames Andesítico-Basáltico, de textura porfídica y color café a rojizo. Contienen abundantes fenocristales de feldespatos y de hornblenda. Esta unidad tiene un espesor promedio de 60 m, y aflora en la mayor parte del volcán (Terán-Ortega *et al.*, 1993).

Los depósitos sedimentarios del Cuaternario consisten en sedimentos aluviales, coluviales y marinos,

acumulados mayoritariamente en abanicos aluviales, en llanuras entre abanicos costeros, en marismas de manglar, así como en abanicos deltaicos, playas y bahías cerradas. En el interior de la bahía hay tres tipos de sedimentos marinos sin consolidar: a) Lodos verdes, con contenidos variables de restos de moluscos y cochas; predominan por debajo de los 20 m de profundidad en mar abierto. b) Arenas volcanoclásticas con contenido variable de fragmentos de moluscos, conchas y algas calcáreas; abundan en ambientes someros como abanicos deltáicos y en la plataforma interna en el este y sur de la bahía. c) Arenas carbonatadas, bioclastos de moluscos y conchas, denotadas en bahías cerradas someras y en la línea de costa, en el lado oeste de la bahía.

2.4. Yacimientos minerales y manifestaciones hidrotermales

Los yacimientos minerales más importantes del área de Bahía Concepción son de manganeso. Éstos se distribuyen en un área de aproximadamente 2,600 Km² entre Punta Chivato al norte, y el área de Mancenares al sur (Antúnez-Echegaray, 1944; Noble, 1950; González-Reyna, 1956; Rodríguez-Díaz, 2004). Entre los depósitos de manganeso, el más importante volumétricamente y que ha tenido una mayor relevancia económica en el área de estudio es El Gavilán, situado al norte de la Península de Concepción. Otros depósitos de menor envergadura son: La Azteca, en las cercanías

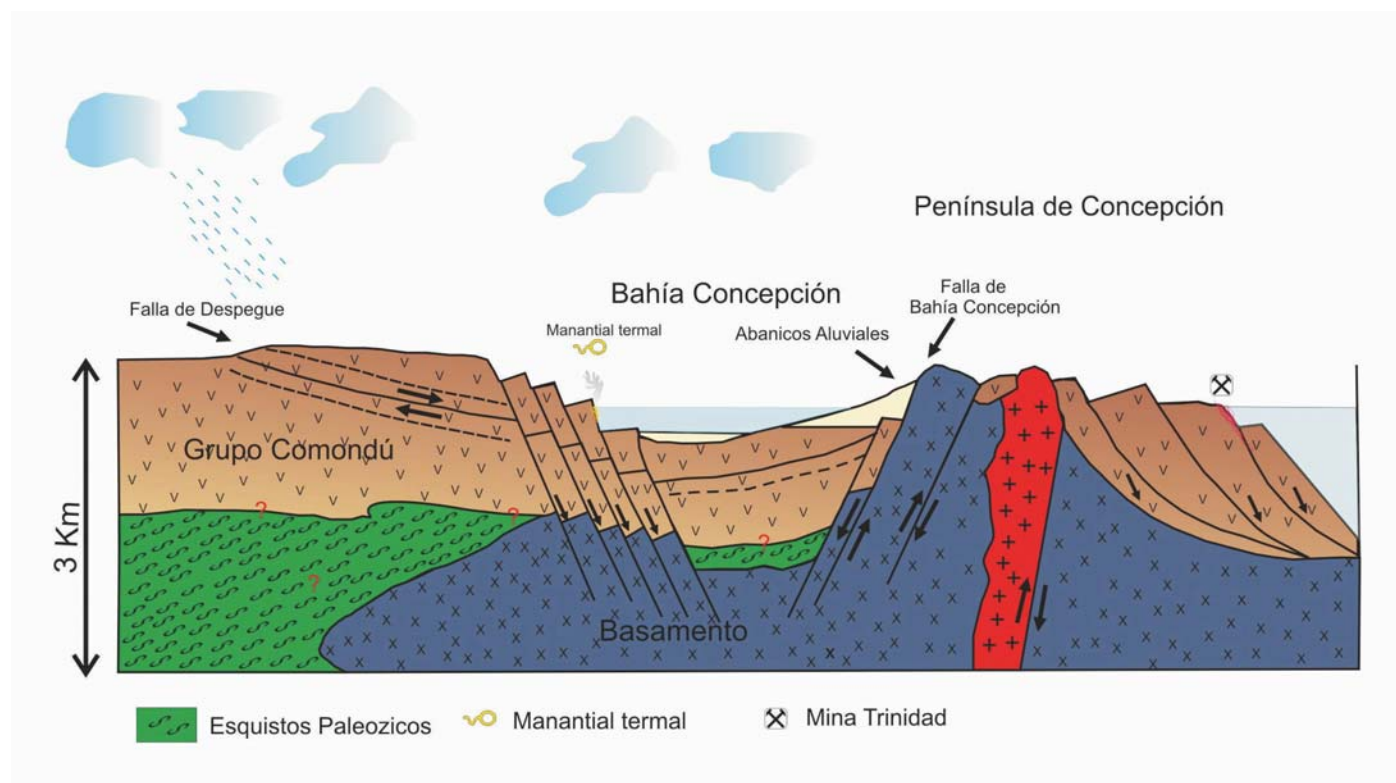


Fig. 2.11. Corte geológico conceptual del área de Bahía Concepción, mostrando la forma de semigraben que tiene la bahía.

de Mulegé, Mantitas, Minitas, Pilares y Trinidad, en el sector norte de la Península de Concepción, Santa Teresa, al sur de la Península de Concepción, y Mina San Juanico, al norte del área de Mencionares (Fig. 2.7).

Las mineralizaciones más notables del centro de la Península de Baja California, como son los depósitos de Lucifer y El Boleo, se encuentran fuera del área de estudio, a unos 50 Km al norte de Mulegé. Estos depósitos han sido explotados para la extracción de Mn y Cu, respectivamente. En el distrito minero de El Boleo se encuentran importantes mineralizaciones de Mn, además de las de Cu-Co-Zn, cuya formación se encuentra ligada a hidrotermalismo submarino canalizado por fallas con dirección NO-SE (Fernandez del Olmo, 1980). Es un rasgo notable que parte de la mineralización de Cu-Co-Zn de este depósito se encuentra en nódulos y costras de óxidos de Mn.

A lo largo de las costas de la bahía se localizan diversas manifestaciones de actividad hidrotermal, en Playa Santispac, Posada Concepción y Ensenada Mapache, asociadas a fisuras de dirección NO-SE (Fig. 1.7). Dichas manifestaciones consisten en manantiales termales intermareales y submarinos de poca profundidad (de 0 a 15 m), caracterizados por una continua

emanación de agua y gas (principalmente CO₂ y N₂) a través de los sedimentos que cubren el fondo marino. Los fluidos son descargados a temperaturas desde 40° C hasta más de 70° C. El agua termal está enriquecida en Ca, Hg, Mn, Ba, Cs, Fe y Si (Prol-Ledesma et al., 2004).

En estos manantiales se forma una mineralización de Mn-Ba como resultado de la emanación del fluido hidrotermal. Alrededor de esta mineralización actual hay vetas con sílice y carbonatos, emplazadas en fracturas de dirección NO-SE..

Alrededor de los manantiales son comunes los precipitados de óxidos de manganeso y sílice opalina, principalmente. Los óxidos de manganeso se presentan en estructuras diversas, como: (a) vetillas, (b) costras sobre la roca volcánica, (c) agregados masivos poco consolidados con textura “musgosa”, (d) cementando agregados de fragmentos detríticos y esqueléticos, y (e) en pátinas recubriendo la superficie de las rocas.

La formación de precipitados de óxidos de Mn ricos en Ba alrededor de las zonas de descarga de fluidos hidrotermales puede representar un análogo actual de los procesos que originaron los depósitos de Mn durante Mioceno-Plioceno en el área.

3. GENERALIDADES DE LOS SISTEMAS HIDROTERMALES

La localización de los sistemas hidrotermales está controlada por la tectónica; comúnmente, estos sistemas se distribuyen a lo largo de márgenes de placas activas, tanto en zonas de subducción, como en dorsales oceánicas, rifts continentales y cinturones orogénicos. A una escala más regional, las estructuras que alojan estos sistemas son bloques de falla, grabens, rifts y calderas colapsadas.

Un sistema geotérmico se constituye a partir de la interacción entre una fuente de calor, un cuerpo rocoso permeable, una roca encajonante y un fluido acuoso, conformando una celda convectiva que consta de un sistema de recarga, circulación y descarga. La interacción entre el fluido y la roca encajonante (en desequilibrio) produce una serie de reacciones químicas que modifican el fluido y que originan nuevos minerales conocidos como alteraciones (Pirajno, 1992; Fig. 3.1).

Los manantiales termales son manifestaciones superficiales que delatan la existencia de un sistema geotérmico. Para que un manantial se considere como termal, debe emanar agua a una temperatura por lo menos 5°C mayor a la temperatura media ambiental (Santillán, 2001). Para poder elevar la temperatura del fluido se necesita la presencia de una fuente de calor. Esta fuente puede ser una cámara magmática o un cuerpo intrusivo en proceso de enfriamiento, aunque también es posible, pero poco común, que el incremento de temperatura sea resultado del gradiente geotérmico natural en ausencia de cuerpos intrusivos recientes. En

regiones de flujo térmico normal, la temperatura aumenta con la profundidad a razón de 30°C por kilómetro. Sin embargo, dependiendo de factores relacionados con la actividad tectónica, el gradiente geotérmico natural puede ser mayor o menor.

Un factor importante en la formación de manantiales termales es que la roca encajonante debe ser permeable o debe tener zonas de permeabilidad como fracturas, para que el fluido circule e interactúe con las rocas. Las rocas encajonantes proporcionan los metales que posteriormente precipitan en los depósitos hidrotermales.

Un fluido hidrotermal es una solución acuosa caliente, normalmente de entre 50°C y 500°C, que suele contener Na, K, Ca, Cl, bicarbonatos y sulfato como principales solutos, así como otros componentes menores tales como el Mg, B, S, Sr, CO₂, H₂S, NH₄, Cu, Pb, Zn, Sn, Mn, Mo, Ag, Au, etc. (Skinner, 1979). El fluido hidrotermal se considera de baja temperatura cuando no rebasa los 50° C.

3.1. Sistemas de alta y baja temperatura

Los sistemas de alta temperatura son por lo general volcanogénicos, donde el calor proviene de masas magmáticas comúnmente de composición riolítica a andesítica. Algunos ejemplos bien conocidos se encuentran en El Tatio, Chile, en la zona volcánica de Taupo, Nueva Zelanda, en Cerro Prieto, México, y en Imperial Valley, The Geysers y Roosevelt Hot Springs, EUA (Fig. 3.2). Los sistemas de alta temperatura también se desarrollan en flancos de volcanes jóvenes

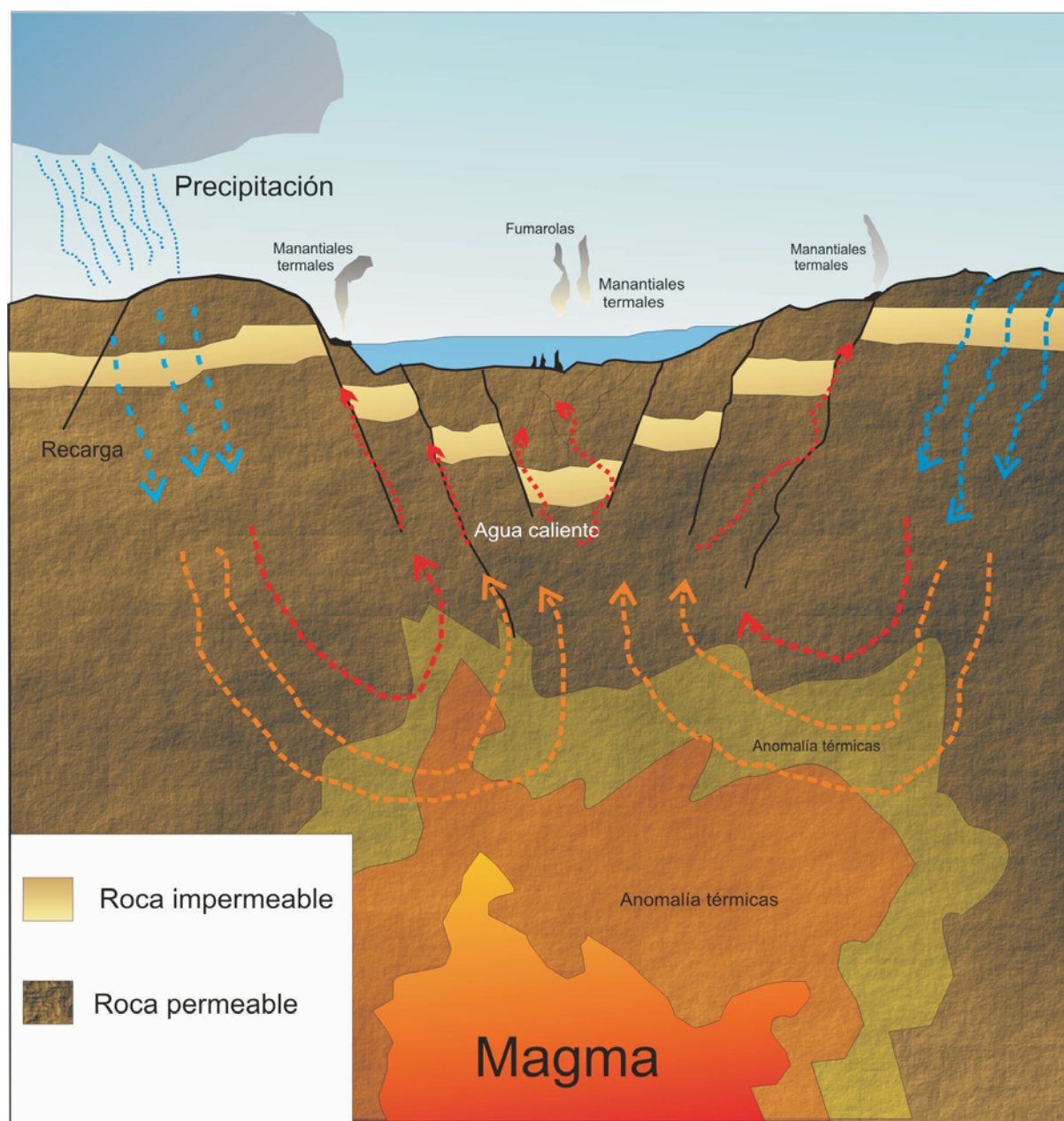


Fig. 3.1 Esquema de un sistema hidrotermal formado por una fuente de calor, un cuerpo rocoso permeable, una roca encajonante y un fluido acuso en circulación convectiva.

(Kamojang, Indonesia; Puna, Hawaii), a veces cerca de la costa, pudiendo incorporar a la circulación agua marina (Reykjanes, Islandia). Las manifestaciones de alta temperatura con temperaturas de descarga superior a 70°C se caracterizan por descargar aguas cloruradas (con excepción de The Geyser que es un sistema de vapor

dominante y descarga vapores), y porque los depósitos de precipitados que se forman alrededor de ellos consisten generalmente en sínters de sílice. En algunos casos, cuando estos sistemas se encuentran en contacto con agua de mar o los fluidos atraviesan secuencias de evaporitas, se descargan salmueras cloruradas sódicas.



Fig. 3.2 Manifestaciones termales de tipo géiser. (A) Parque Nacional de Yellowstone, Wyoming, EUA (Cortesía de Víctor García). (B) Parque Nacional del Tatio, Chile (Personal).

Existen algunos depósitos de alta temperatura no volcanogénicos, originados por el calentamiento de agua debido a procesos tectónicos estos son poco comunes. Los ejemplos más conocidos son los de Landerello, en Italia, y Kizildere, en Turquía, descargando vapor y aguas bicarbonatadas, respectivamente (Nicholson, 1993).

Los sistemas de baja temperatura, con temperaturas de descarga de 35 a 65° C, se encuentran en una gran variedad de escenarios geológicos con gradiente geotérmico de alto a normal. La circulación de fluidos

profundos a través de fallas, de estratos plegados permeables, por levantamientos tectónicos o por el calor residual de plutones puede producir sistemas de agua no tan caliente. En Europa y Asia la mayoría de estos sistemas se hallan en áreas donde se presenta vulcanismo Terciario o Cuaternario (Nicholson, 1993). Usualmente los depósitos de precipitados formados alrededor de los manantiales están compuestos por minerales con solubilidad retrograda (calcita, yeso y ópalo en menores cantidades). Por otra parte, la composición del agua es variable y depende mucho de la contribución de aguas de diferente origen en su formación.

Los depósitos formados alrededor de los manantiales termales permiten en muchos casos inferir la temperatura que alcanza el agua en profundidad.

Al aumentar su temperatura, el agua aumenta su capacidad de disolver algunos minerales como el cuarzo (SiO_2) y al mismo tiempo disuelve menos algunos minerales como la calcita (CaCO_3). Si el sílice es abundante, entonces se puede deducir que la temperatura a la que estuvieron en contacto las rocas y el agua debió haber sido alta alrededor de 200° C; en cambio si los carbonatos son los principales componentes minerales de los depósitos la temperatura necesariamente es baja en rangos inferiores a 150° C (Prol-Ledesma, 1988).

La manera y los trayectos que siguen las aguas termales antes de alcanzar la superficie es un factor importante que influye en su composición. Cuando el agua tiene temperaturas elevadas a profundidad algunas veces alcanza el punto de ebullición antes de llegar a la superficie, entonces lo que asciende es solamente vapor de agua muy rico en gases como bióxido de carbono y

ácido sulfhídrico. Estos gases se oxidan al mezclarse con aguas subterráneas frías dando origen a manantiales ácidos. Las aguas ácidas tienen un gran poder corrosivo y van disolviendo la roca circundante, por lo que los manantiales ácidos en general presentan un aspecto lodoso, mientras que los manantiales neutros o alcalinos se caracterizan por la descarga de aguas relativamente claras (Prol-Ledesma, 1988).

3.2. Clasificación de fluidos termales

Por sus diversos orígenes el agua de los sistemas hidrotermales puede ser meteórica, marina, de formación, metamórfica, juvenil o magmática. La mayoría de las soluciones hidrotermales son una mezcla de aguas de distintos orígenes.

El agua meteórica (de lluvia, ríos, lagos y agua subterránea) penetra en la corteza y puede llegar a ser calentada y mineralizada. Los estudios de isótopos estables indican que, incluso en las zonas volcánicas, el agua de los sistemas hidrotermales puede ser mayoritariamente de origen meteórico (Pirajno, 1992).

En la corteza oceánica, en particular en las dorsales, la penetración del agua marina alcanza varios kilómetros de profundidad por debajo del fondo del mar. Como resultado el agua se calienta y se transforma en una solución hidrotermal altamente enriquecida en metales, la cual circula en sistemas convectivos, para posteriormente descargar en el piso oceánico a través de sistemas de manantiales submarinos o ventilas submarinas (*black y white smokers*) formando depósitos minerales ricos en sulfuros de metales básicos (Bonatti, 1975).

El agua de los sistemas geotérmicos puede clasificarse también utilizando distintos factores característicos de ésta. Por ejemplo, dependiendo del grado de acidez al momento de su descarga se diferencian los manantiales de aguas ácidas, alcalinas o neutras. Por su composición iónica predominante, Nicholson (1993) las clasifica en: cloruradas, sulfatadas, bicarbonatadas, sulfato-cloruradas y cloruradas (bicarbonatadas) diluidas.

3.2.a. Cloruradas

Este tipo de agua también se conoce como alcalino-cloruradas ó cloruradas-neutras; son típicas de fluidos geotérmicos profundos y de muy alta temperatura. En la superficie comúnmente se descargan en forma de manantiales calientes, formando pequeñas albercas y algunas veces géiseres. Generalmente se alimentan directamente del reservorio. El agua descargada tiene una apariencia clara y de color verde-azul, cabe señalar que el anión dominante en esta agua es el cloro y usualmente se encuentra en concentraciones del rango de miles de mg/kg. Otros elementos presentes en menores cantidades son sodio, potasio y boro, y también se observa una significativa concentración de sílice. La concentración de sulfatos y carbonatos es variable pero comúnmente se encuentra en órdenes muy bajos.

Las descargas generalmente están rodeadas de sintérs silíceos, que representan una guía útil para reconocer emanaciones extintas de fluidos con temperaturas alrededor de 200° C. Cuando hay una

significativa concentración de bicarbonato pueden formarse depósitos mixtos de travertino con sínter silíceo (Nicholson, 1993).

3.2.b. Sulfatadas

También se denominan aguas ácido-sulfatadas, y se forman por la condensación de gases geotérmicos es muy cerca de la superficie. Los gases, el vapor y los volátiles proceden originalmente de fluidos profundos clorurados que experimentaron procesos de separación de vapor.

Las aguas sulfatadas pueden penetrar por fracturas, reaccionar con las rocas y combinarse con las aguas cloruradas ascendentes. Tienen una apariencia turbia y generan albercas de lodo hirviendo; estas pozas son calientes, ácidas y pueden disolver la roca encajonante formando pequeños cráteres y cavernas.

El sulfato es el principal anión y se forma por la oxidación del sulfuro de hidrógeno condensado, esta reacción y la condensación del dióxido de carbono liberan protones produciendo acidez. Generalmente alrededor de las zonas de descarga únicamente precipitan azufre nativo, alunita y otros sulfatos.

3.2.c. Bicarbonatadas

Incluyen fluidos ricos en CO_2 y bicarbonatos, y aguas bicarbonatadas-sulfatadas neutras. Estas aguas son producto de la condensación de vapor y gas y por la subsiguiente interacción con rocas y con aguas

anóxicas de acuífero. Se encuentran en zonas no volcanogénicas; superficialmente presentan evidencia de su existencia por medio de manantiales termales y fríos. El agua presenta un pH cerca de la neutralidad; la interacción con rocas neutraliza su acidez inicial.

Alrededor de los manantiales bicarbonatados se pueden formar depósitos de travertino, estos pueden indicar temperaturas profundas de alrededor de 150°C .

3.2.d. Sulfatadas- cloruradas

Estas aguas pueden formarse por varios procesos como:

- Mezcla de aguas sulfatadas con aguas cloruradas a profundidades variables
- Descargas superficiales y oxidación de H_2S en aguas cloruradas
- Condensación cerca de la superficie de gases volcánicos junto con agua meteórica
- Condensación de “vapor magnético” a profundidad
- Paso de aguas cloruradas a través de secuencias sulfatadas como evaporitas o litologías que contengan azufre nativo.

En las zonas de descarga, estas aguas forman manantiales termales, con pH de ~ 2.5 , con Cl y S en proporciones aproximadamente equivalentes. Pueden formar depósitos poco desarrollados de sínters con sulfuros (Nicholson, 1993).

3.2.e. Cloruro diluido (bicarbonatado)

Estas aguas se forman por la dilución de fluidos clorurados en aguas subterráneas o aguas bicarbonatadas. Suelen formar descargas de baja temperatura, de agua neutra, con un pH de 6-8, con el cloro como el mayor anión y con bicarbonato en concentraciones variables. Los depósitos son sínters de sílice amorfo y travertinos de escaso desarrollo.

3.3. Otra clasificación de fluidos

Breckenridge (1978) y White (1988) simplifican, basándose en su génesis y los tipos de depósito mineral, la clasificación de los fluidos hidrotermales, agrupándolos en: (a) sistemas alcalinos, dominado por sínters silícicos, (b) sistemas de travertino, dominados por carbonatos, y (c) sistemas sulfato-ácido. Sin embargo, es muy común encontrar casos intermedios de estos tres tipos de sistemas.

Sistemas alcalinos: Los sínters silícicos comúnmente se hallan asociados a estos sistemas. En general, el depósito inicial es sílice opalina que progresivamente se transforma en calcedonia. Estos sistemas se caracterizan por formar descargas de agua caliente (cerca de la temperatura de ebullición del agua) y llevar cloruros, carbonatos y grandes cantidades de sílice disuelto. Presentan grandes caudales y depósitos de sílice, los cuales a menudo están recubiertos por tapices algales de colores variados.

Sistemas de travertino: Son el resultado de aguas ricas en dióxido de carbono procedente de la disolución de carbonatos de las rocas encajonantes.

Sistemas sulfato-ácido: Son sistemas dominados por minerales del grupo de los sulfatos como la alunita, con ácido sulfúrico libre, y por minerales arcillosos como la caolinita. También se pueden encontrar, más escasamente, sínters silícicos. Son áreas caracterizadas por presentar bajo caudal y abundancia en gases sulfuroso, generalmente sus aguas son turbias y lodosas, por lo que típicamente forman volcanes de lodo (Kruse, 1999).

3.4. Saturación y solubilidad de carbonatos y sílice en fluidos hidrotermales

El contenido de Ca en un fluido hidrotermal depende fuertemente del pH y de la concentración de HCO_3 , así como de los procesos de ebullición, efervescencia y mezcla. Estos procesos provocan el aumento relativo en la concentración de Ca en el líquido, mientras que la dilución o mezcla pueden generar tanto su aumento como su disminución.

Si el fluido hidrotermal está muy cercano a la saturación en calcita se sobresaturará rápidamente al ocurrir procesos de ebullición o de efervescencia, los cuales conllevan a la pérdida de CO_2 , lo que provoca un aumento en el pH del fluido y una saturación de carbonatos (Villanueva-Estrada, 2008). Además, la calcita presenta una solubilidad inversa, es decir a mayor temperatura menor es su solubilidad (Fig. 3.3).

Se calculó que para que un fluido deposite ópalo, la concentración de sílice en el fluido a una temperatura de aproximadamente 75°C debe ser de por lo menos 4.41 mmol/kg. Hay tres pasos principales para la formación

de precipitados silíceos (Rimstidt y Cole, 1983): (I) Interacción del fluido hidrotermal con la roca, dando como resultado el ascenso a la superficie de un fluido sobresaturado en sílice; (II) las partículas de sílice amorfa se aglomeran para producir una suspensión coloidal (proceso de nucleación), proceso que puede ser catalizado por diatomeas (Rimstidt y Cole, 1983; Renaut y Owen, 1988), hidróxidos de hierro, hidróxidos de manganeso o carbonatos (Rimstidt y Cole, 1983); y (III) las partículas de sílice son cementadas para formar un aglomerado.

En manifestaciones intermareales, a pesar de que no se alcanza la saturación de ópalo, la aglomeración de

partículas suspendidas se ve favorecida porque no hay una turbulencia o un flujo cerca de la descarga, dando oportunidad a la formación de la suspensión coloidal mediada por diatomeas (Canet *et al.*, 2005a; Villanueva-Estrada, 2008). Cabe señalar que la sílice presenta mayor solubilidad a temperaturas altas (Fig. 3.3).

3.5. Clasificación de los sistemas hidrotermales

En general, los sistemas hidrotermales se pueden clasificar en las siguientes categorías (Pirajno, 1992):

- Sistemas hidrotermales continentales o, más raramente, submarinos someros o profundos, de agua

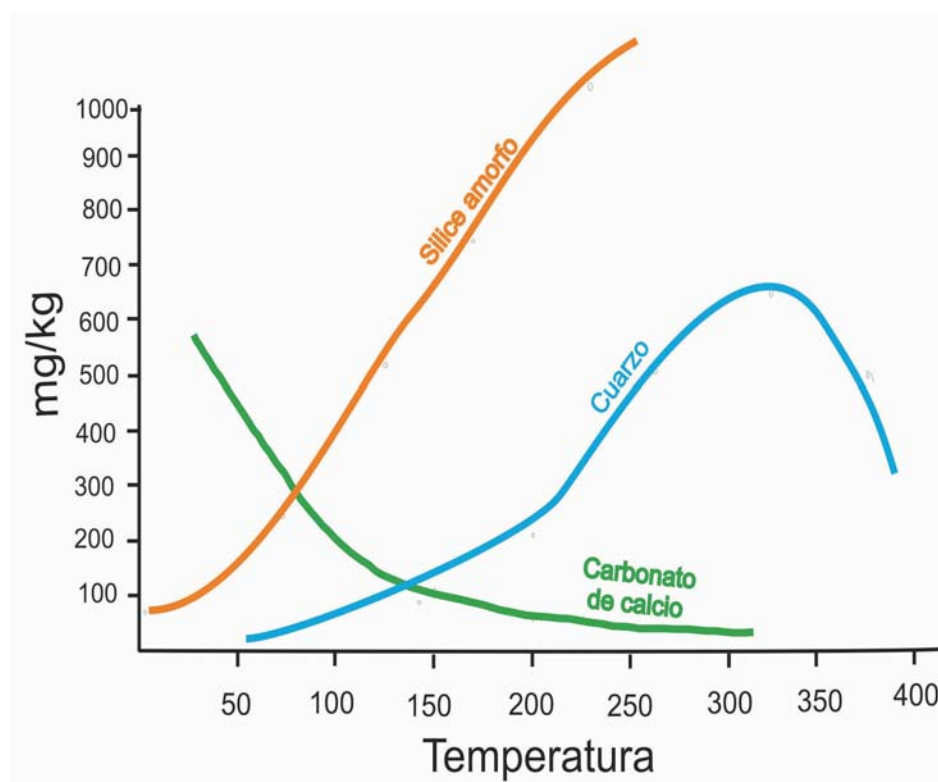


Fig. 3.3 Variación en la solubilidad de fases de sílice amorfa, cuarzo y carbonato de calcio respecto a la temperatura (Nicholson, 1993).

magmática-meteórica a predominantemente meteórica, relacionados con vulcanismo y/o magmatismo subvolcánico (manantiales calientes o *hot springs*, pozas de lodo caliente, géiseres, maars y fumarolas). Asociados a mineralizaciones de tipo pórfido, skarns, depósitos epitermales de metales base y preciosos, así como varios depósitos en vetas.

- Sistemas hidrotermales oceánicos. Podrían ser los responsables de una amplia gama de yacimientos vulcanogénicos de sulfuros masivos, por ejemplo VMS de tipo Besshi, Chipre y Kuroko.
- Sistemas hidrotermales asociados a cuencas sedimentarias de rift, con o sin conexión aparente con actividad ígnea. Serían los responsables de los depósitos tipo SEDEX.
- Sistemas hidrotermales del tipo salmuera de cuencas diagenéticas. Pueden generar depósitos de sulfuros de metales básicos en carbonatos (tipo MVT).
- Sistemas hidrotermales relacionados con metamorfismo. Como ejemplo, las turbiditas metamorfoziadas que alojan depósitos de oro.

3.6. Formación de yacimientos hidrotermales

Los fluidos hidrotermales tienen la capacidad de extraer y movilizar grandes cantidades de metales y, en algunos casos, son responsables de la formación de depósitos minerales (Canet y Prol-Ledesma, 2006).

Un sistema hidrotermal puede alterar roca encajonante a través de tres procesos diferentes: (a) depositación directa, (b) sustitución, y (c) lixiviación (Santillán, 2001). Éstos se traducen en cambios en las

características mineralógicas, físicas y químicas de la roca encajonante.

La interacción entre un fluido hidrotermal y el agua de mar puede dar lugar a la formación de yacimientos de sulfuros o bien de óxidos de Fe y Mn, entre otros (Pirajno, 1992). En la mayoría de los sistemas hidrotermales submarinos, la fuente de calor que alimenta la actividad hidrotermal puede ser el magma o rocas recientemente cristalizadas emplazadas a profundidades de entre 1 y 3 Km, y el fluido hidrotermal es esencialmente una mezcla de agua marina con agua y gases de origen magmático. Al enfriarse el fluido hidrotermal al entrar en contacto con el agua marina cambian sus condiciones físico-químicas, se desencadena la precipitación de minerales.

3.7. Sistemas hidrotermales continentales

En los sistemas continentales se forman manifestaciones superficiales como manantiales, géiseres, fumarolas, pozas de lodo, terrazas de sílice, pozas calientes, suelos vaporizantes, etcétera.

La distribución de manifestaciones termales en la superficie de la Tierra no es uniforme y obviamente está relacionada con zonas de actividad tectonovolcánica reciente en términos geológicos. Esta actividad provee de la fuente de calor indispensable para que se tengan manifestaciones termales. En la actualidad, las principales zonas donde el calor del interior se manifiesta en la superficie están circunscritas a las fronteras entre placas que pueden ser constructivas o destructivas.

Las pozas de lodo son básicamente manantiales termales pero con muy poca agua. En general se forman por descargas de vapor de agua caliente que se encuentra a profundidad. Este vapor es rico en ácido sulfhídrico, que va a disolver las rocas circundantes transformándolas principalmente en arcillas, ópalo y cuarzo. Estos materiales y el agua del vapor que se condensa forman el lodo, cuya viscosidad dependerá de la cantidad de agua disponible. El color del lodo también es variable y puede ser gris, negro, blanco y en algunos casos rojo o rosado debido a la presencia de óxidos de fierro. Cuando el lodo es muy viscoso, el material que es arrojado hacia arriba se puede ir apilando hasta formar un volcán de lodo. Las pozas de lodo tienen generalmente temperaturas menores al punto de ebullición del agua y el burbujeo que se observa en algunos de ellos se debe sobre todo al desprendimiento de gases, principalmente bióxido de carbono (Fig. 3.4).

Los suelos vaporizantes se forman por la acción del vapor que se desprende de un yacimiento en el que los fluidos alcanzan el punto de ebullición a profundidad. Las características químicas del vapor hacen que los fluidos que saturan el suelo sean más bien ácidos y por lo tanto tienden a alterar sus componentes a arcillas debido a esto y a las temperaturas que se alcanzan por estar saturados por vapor, al caminar sobre este tipo de manifestaciones se debe ser muy cuidadoso, ya que el peso de una persona fácilmente puede provocar hundimientos del suelo y a unos cuantos centímetros de la superficie se pueden alcanzar temperaturas cercanas al punto de ebullición. Los suelos vaporizantes son una de las manifestaciones superficiales más peligrosas, ya

que por su aspecto es difícil alcanzar a comprender el daño que pueden causar (Prol-Ledesma, 1988). Algunas manifestaciones hidrotermales continentales son muy espectaculares como los geiseres, aunque éstos no son muy numerosos, pues existen sólo cerca de 400 géiseres en todo el mundo. Esto se explica porque para que existan se deben conjuntar diversos factores. Esencialmente, un géiser es un manantial termal que periódicamente se vuelve inestable hidrodinámica y termodinámica (Prol-Ledesma, 1988). Un géiser requiere un reservorio donde el agua se caliente mientras alcanza la temperatura necesaria para provocar la inestabilidad, una abertura del tamaño óptimo, a través de la cual se lance el agua, y canales subterráneos para traer agua de recarga después de cada erupción. El principal componente en disolución de estas manifestaciones es la sílice, debido a que son generalmente de alta temperatura y su agua por lo general es clorurada. Un géiser emana fluidos de manera violenta cuando una parte del agua que tiene almacenada es sobrecalentada y ocurre la generación de vapor repentina y relativamente cerca de la abertura superficial (Fig. 3.5) (Prol-Ledesma, 1988).

La geometría de estos depósitos depende de muchos factores, los más importantes probablemente sean la topografía inicial del área, la química del agua y los cambios en el volumen de la descarga. No existen modelos descritos por la tremenda variabilidad observada en todos los sinters de sílice en geiseres, sin embargo ha sido posible debido a estudios modernos describir las morfologías generales de los depósitos y hasta general modelos de facies (Guidry, 2003). Se han determinado



Fig. 3.4 Manifestaciones hidrotermales continentales. A) Volcán de lodo, zona geotermal de Namafjall, Islandia (Fotografía de Internet 1). B) Poza de lodo, Laguna Volcano, Baja California, México (Fotografía Internet 2). C y D) Fumarolas y suelos vaporizantes, Parque Nacional El Tatio, Chile (Personal).

4 distintas estructuras en los geisers: conos y agujas, montes, terrazas y estanques.

Los conos y agujas son estructuras cónicas alargadas formadas por la depositación rápida del sílice formando capas de derrame cónico alrededor de las ventilas, las cuales se sobre enciman formando lo que se llaman agujas (estructuras alargadas con dimensiones verticales mayores que el área donde se depositan). Los montes, como su nombre lo indica son pequeñas acumulaciones

de sinter pero donde al depósito se encuentra como en derrames irregulares sobre encimados formando estructuras con mayor superficie que altura. Las terrazas son pequeñas áreas que se van formando en una pendiente, por donde escurre al fluido hidrotermal, el depósito va formando estructuras horizontales, como pequeños estanques Y los estanques son estructuras de colapso, generalmente se forman alrededor de las ventilas y al hundirse se llenan de fluido permanentemente (Fig.3.5).

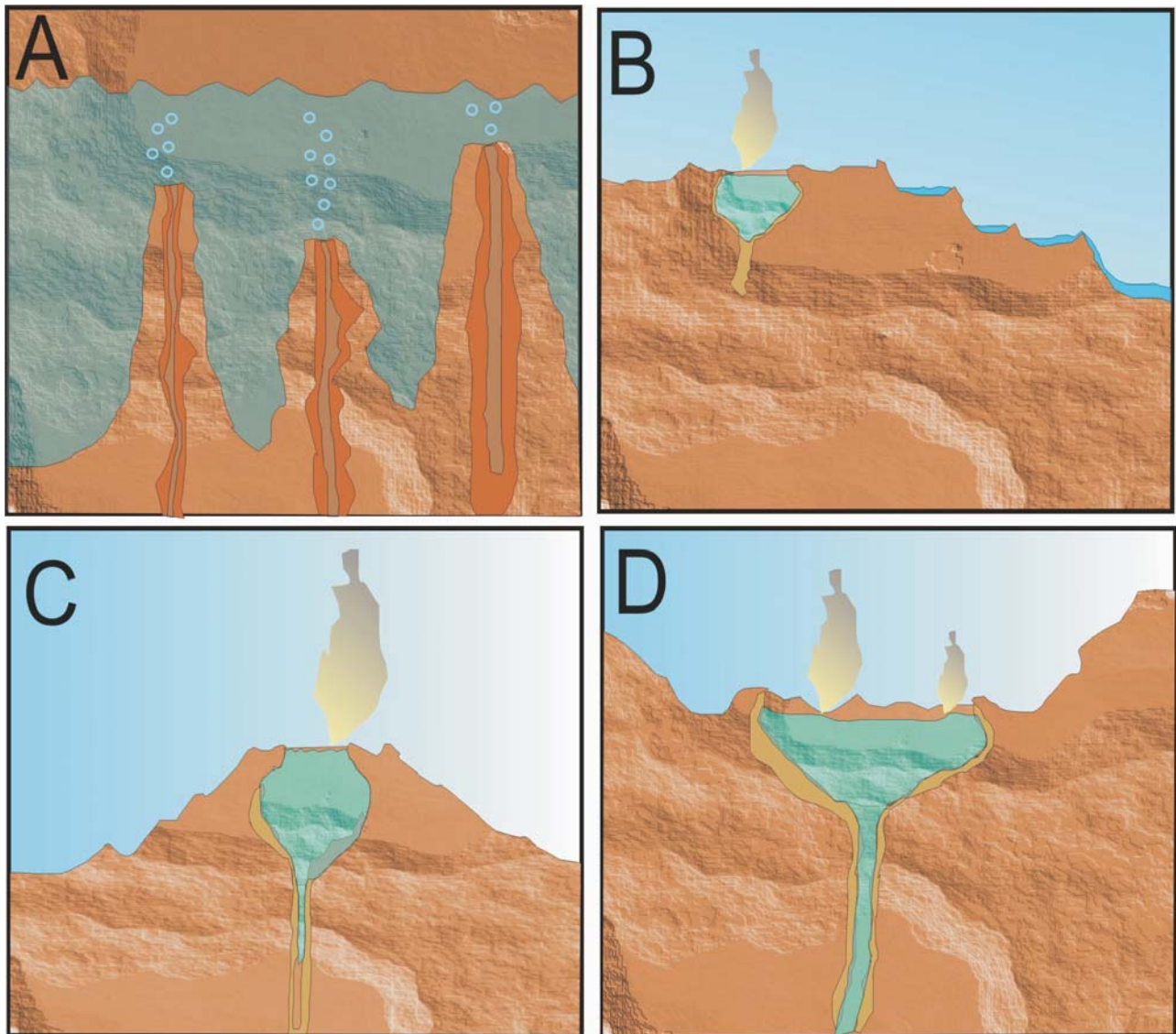


Fig. 3.5 Morfología de las estructuras típicas de un géiser. Ejemplo de Yellowstone, Wyoming, EUA. (A) Conos, (B) terrazas, (C) montículos, y (D) poza o estanque

Cuando la descarga de agua, vapor y gases es constante y no intermitente, lo que se tiene es una fumarola. Algunas veces estas fumarolas presentan alrededor depósitos importantes de azufre y en este caso su nombre cambia a solfataras y cuando la fumarola es más bien rica en ácido bórico, se le llama sofioni (Fig. 3.4).

Las pozas calientes se forman por la acumulación del agua que arrojan uno o varios manantiales termales y se necesita que las condiciones topográficas del terreno sean favorables, esto es, que exista una depresión en el lugar de los manantiales donde el agua de éstos sea contenida como en una alberca(Fig. 3.4, 3.5).

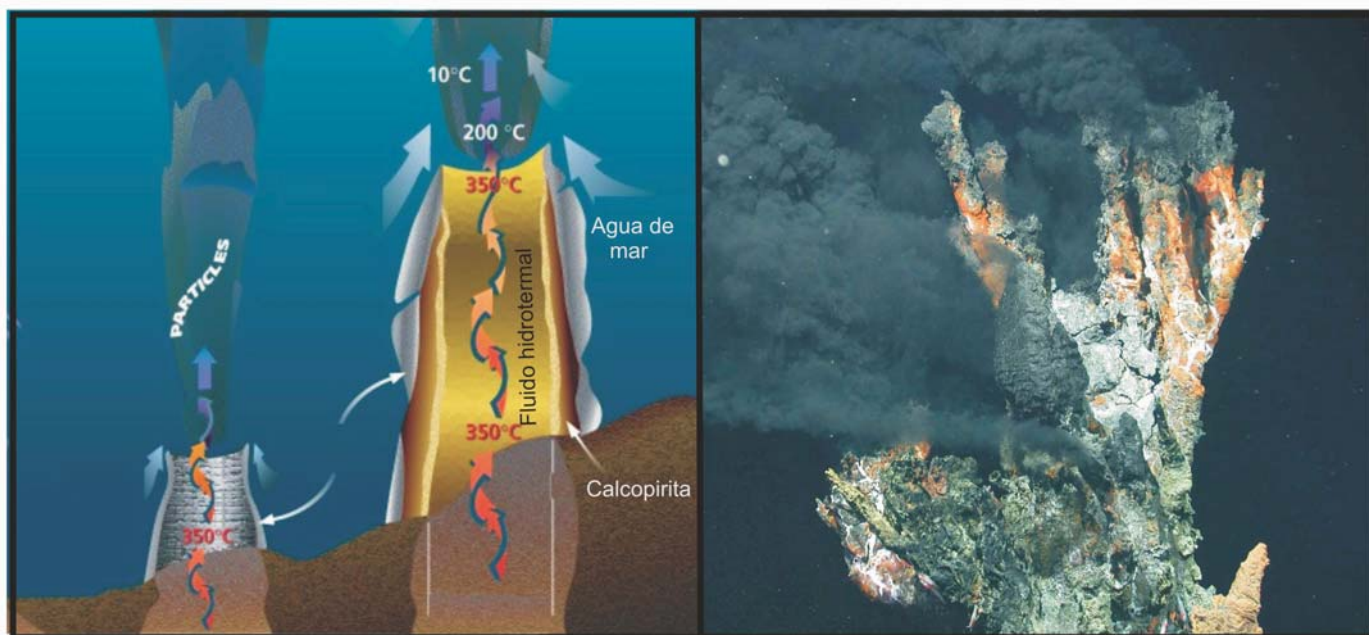


Fig. 3.6 (A) Esquema de la estructura interna de una chimenea (*smoker*) submarina. (B) Fotografía de una chimenea profunda de tipo *black smoker* (Woods Hole Oceanographic Institution).

3.8. Sistemas hidrotermales de fondo oceánico

En los sistemas hidrotermales de fondo oceánico se forman montículos (*mounds*) junto con chimeneas mineralizantes tipo *black smoker* y *white smoker*. Dichas chimeneas son estructuras de hasta 10 m de altura por 40 cm de ancho (Macdonald *et al.*, 1980), a través de las cuales se descarga el fluido hidrotermal (Fig. 3.6). Las paredes de estas chimeneas son formadas por sulfuros y sulfatos, principalmente. Las chimeneas se alzan sobre montículos formados por brechas y depósitos de sulfatos (barita y anhídrita) y sulfuros (Scott, 1997).

Los sistemas hidrotermales submarinos se presentan generalmente en las dorsales oceánicas, asimismo, se encuentran en zonas de extensión de trasarco y en islas

volcánicas, y en montes submarinos (Scott, 1997; Canet y Prol-Ledesma, 2006).

La explotación de los sistemas hidrotermales oceánicos en la actualidad no es económica ni técnicamente factible, ya que generalmente se encuentran a grandes profundidades (2,000-5,000 m). Sin embargo, en el futuro tal vez se conviertan en recursos que sea posible explotar. Los depósitos someros, por otro lado, podrían albergar importantes recursos geotérmicos, interesantes para la producción de energía o para la desalación de agua de mar (Canet y Prol-Ledesma, 2006; Prol-Ledesma, 1988).

El estudio de los manantiales hidrotermales submarinos ha proporcionado una gran cantidad de información acerca de la precipitación de sulfuros

metálicos y la formación de depósitos de sulfuros masivos (Rona, 1988; Humphris *et al.*, 1995a y b; Parson *et al.*, 1995; Scott, 1997 Rona y Scott, 1993; Herzig y Hannington, 1999; Graham *et al.*, 1988), a la composición y estructura de la corteza oceánica, y de las dorsales, al ciclo de los elementos en los océanos (p.e., Gamo *et al.*, 2001), y al estudio de ecosistemas quimiosintéticos y su metabolismo en condiciones extremas (p.e., Karl *et al.*, 1980; Jannasch, 1984), entre otras. Además, ha permitido establecer guías e hipótesis sobre la evolución de la biosfera primitiva y el posible origen de la vida (Corliss *et al.*, 1981; Russell, 1995).

3.9. Sistemas hidrotermales submarinos de poca profundidad

La profundidad máxima para poder considerar que un sistema hidrotermal submarino es de poca profundidad o somero es de 200 m (Prol-Ledesma *et al.*, 2005). Esta profundidad coincide con un cambio brusco en la pendiente de la curva de ebullición respecto a la presión, para el agua marina (Bischoff y Rosenbauer, 1984; Canet y Prol-Ledesma, 2006; Fig. 3.7). También este límite corresponde al límite de la zona nerítica y por consecuente existe aquí un cambio en los parámetros ambientales y en la comunidad biótica. A diferencia de estos, los sistemas hidrotermales profundos contienen una mayor diversidad de especies y una mayor biomasa (Tarasov *et al.*, 2005).

Los fluidos descargados por los manantiales someros generalmente son de menor temperatura que los que

emiten los de gran profundidad. A pesar de ello, son capaces de transportar metales en cantidades suficientes para generar depósitos de óxidos, sulfuros y metales preciosos (Frías-Martínez, 1998; Stoffers *et al.*, 1999; Hein *et al.*, 2000; Prol-Ledesma *et al.*, 2002; Canet *et al.*, 2005b). Los mecanismos por los cuales los minerales precipitan alrededor de las zonas de emisión hidrotermal en a poca profundidad están condicionados por procesos biogeoquímicos (p.e., Pichler *et al.*, 1999; Stoffers *et al.*, 1999; Prol-Ledesma *et al.*, 2002; Canet *et al.*, 2003, 2005a y b).

En su mayoría, los sistemas hidrotermales de poca profundidad se asocian a contextos de arco de islas (Scott, 1997; Pichler *et al.*, 1999; Fitzsimons *et al.*, 1997; Stoffers *et al.*, 1999; Canet y Prol-Ledesma, 2006). Además, de manera más escasa, se han descrito en márgenes continentales activamente afectados por extensión, por ejemplo en Punta Mita, Nayarit (Prol-Ledesma *et al.*, 2002). Los sistemas hidrotermales costeros suelen presentar características intermedias entre los sistemas submarinos de gran profundidad y los sistemas hidrotermales subaéreos y sublacustres (Schwarz-Schampera *et al.*, 2001; Canet *et al.*, 2003). Los sistemas hidrotermales sublacustres son relativamente abundantes, en particular en cuencas de rift continental (Barrat *et al.*, 2000; Jones R. *et al.*, 2001). Además, se conocen diversos ejemplos de depósitos hidrotermales sublacustres con desarrollos de chimeneas y montículos en lagos maar (De Ronde *et al.*, 2002).

Muchos sistemas hidrotermales submarinos de poca profundidad están directamente relacionados con actividad volcánica reciente. Por ejemplo, existen

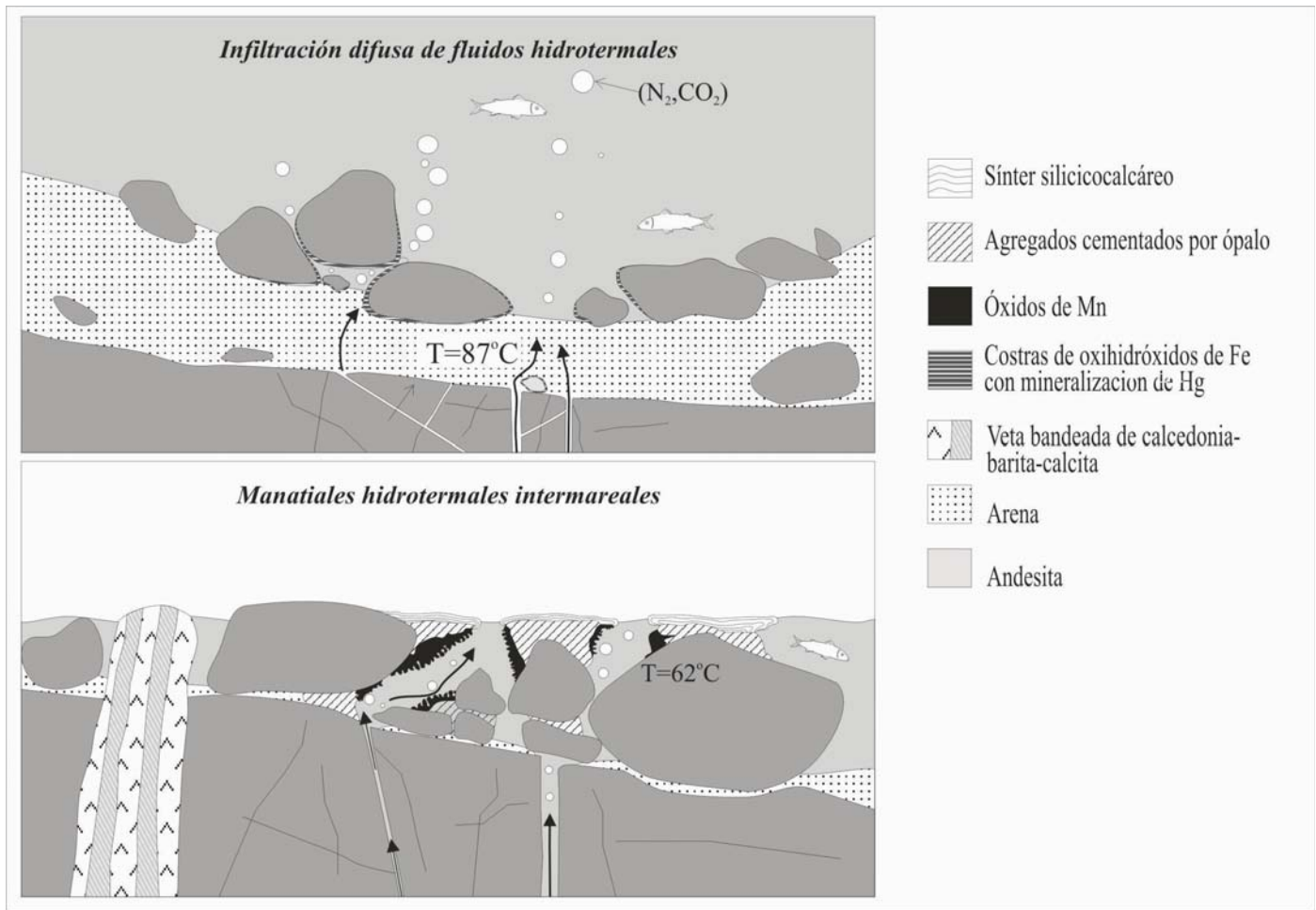


Fig.3.7. Estructura del sistema de manantiales hidrotermales submarinos de poca profundidad en Bahía Concepción (Baja California Sur, México) y sus mineralizaciones (Canet *et al.*, 2006)

numerosos manantiales distribuidos a lo largo del arco de Kermadec, al norte de Nueva Zelanda, en los volcanes activos Rumble V, Rumble III, Macauley Cone, Giggenbach, Ngatoroirangi, Monowai, y Vulkanolog, a profundidades mayores a 130 m bnm. Sin embargo, también hay manantiales hidrotermales submarinos someros en

márgenes continentales afectados por intensos procesos tectónicos de extensión, por ejemplo en California, en los EUA (Stein, 1984) y, en México, en Bahía Concepción (Prol-Ledesma *et al.*, 2004) y Punta Banda (Vidal *et al.*, 1978), en la península de Baja California, y en Punta Mita, en Nayarit (Prol-Ledesma *et al.*, 2002).

4. TIPOLOGÍA, CARACTERÍSTICAS Y DIAGÉNESIS DE LAS FASES SILÍCICAS

4.1. Generalidades

Los sintérs silícicos son expresiones superficiales comunes de los sistemas geotérmicos, y constituyen una firma persistente de las condiciones hidrológicas que prevalecen en el momento de su formación. Por ello, son una guía importante de exploración e interpretación de los sistemas geotérmicos, aún cuando su actividad superficial haya cambiado, disminuido e incluso cesado.

El conocimiento de la mineralogía y de las características texturales de un sínter puede servir como una guía útil para conocer las condiciones del subsuelo. Por ejemplo, la presencia de un sínter de sílice implica que el depósito se formó a partir de aguas alcalino-cloruradas de pH neutro o casi neutro, cuya temperatura en el reservorio es por encima de 175°C (Fournier y Rowe 1966; Rodgers *et al.*, 2004; Lynne *et al.*, 2005).

Estos depósitos contienen material biogénico y abiogénico, que proporcionan un valioso registro de las condiciones hidrológicas y biológicas que persistían dentro del sistema hidrotermal. Sin embargo, los estudios necesarios para obtener este tipo de información son complicados debido a que estos depósitos sufren transformaciones fisicoquímicas a través del tiempo y debido a condiciones ambientales, las cuales ocultan o borran varios de estos registros (Cambell *et al.*, 2001; Guidry y Chafetz 2003a ; Lynne y Cambell, 2004; Lynne *et al.*, 2005).

Existen grandes lagunas en la comprensión de la naturaleza de los sintérs, su formación, y su historia post-deposicional. Algunos autores han determinado que en las etapas iniciales de la depositación del sínter, existen una interacción microbiológica-mineral (Weed, 1889a,b en Rodgers *et al.*, 2004), cuando los microorganismos proporcionan una capa en el sustrato donde se encuentra el sílice provocan que se generen diferentes texturas en el depósito, como laminaciones microestromatolíticas. Sin embargo, aún no se sabe a ciencia cierta si el papel desempeñado por los microbios en la formación de los sintérs es activo o pasivo.

Los sintérs también están asociados a muchos depósitos epitermales de baja sulfuración, con una amplia gama de edades, aunque las probabilidades de que éstos se preserven se reducen drásticamente en los depósitos más antiguos. Por ejemplo, se han descrito en Lihir, Papua New Guinea (aún activo, Simmons *et al.*, 2006), McLaughlin, California, EUA (Plio-Pleistoceno; Sherlock *et al.*, 1995), Hasbrouck, Nevada, EUA (Mioceno; Graney, 1987), Drummond Basin, Queensland, Australia (Carbonífero; Cuneen y Sillitoe, 1989; White *et al.*, 1989), y Rhynie, Escocia (Devónico; Trewin, 1994).

Un problema en la prospección de depósitos epitermales es distinguir entre un sínter de sílice verdadero y sínter residual. Este último se compone de sílice totalmente derivado de la destrucción de las rocas circundantes por aguas ácidas formada a partir de la oxidación del H₂S ascendente con vapor de agua que luego se condensa. Este vapor en estas condiciones no transporta metales, excepto el mercurio, en contraste con los fluidos cloruro-alcalinos con alta concentración en solutos de sílice, por

lo que hidrológicamente en situaciones sencillas, los metales preciosos no puede ser asociados con los depósitos residuales de sílice.

Una errónea identificación del tipo de sílice puede llevar a una mala interpretación de la Paleohidrología de un depósito del tipo epitermal o un campo térmico. (Herdianita *et al.*, 2000a).

4.2. Tipología y diagénesis de fases silíceas

En la literatura mineralógica el término de “ópalo” se utiliza para definir distintas formas de sílice hidratada ($\text{SiO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$) amorfa o con bajo grado de cristalinidad, que está formado por estructuras esféricas. En ellas, la molécula de SiO_4 contiene grandes estructuras o jaulas donde se aloja el agua adsorbida, y en la superficie de la molécula se presenta como grupo silanol (Rodgers *et al.*, 2004). La mayoría de los mineralogistas en la actualidad aceptan la clasificación estructural de los ópalos propuesta por Jones y Segnit (1971), la cual se basa en su estudio por difracción de rayos X y distingue tres tipos: (1) ópalo C (α -cristobalita ordenada con cantidades subordinadas de tridimita); (2) ópalo CT (α -cristobalita desordenada y α -tridimita); y (3) ópalo A (extremadamente desordenado, casi amorfo). Esta clasificación tripartita también permite discriminar diferentes tipos de ópalo sedimentario (Kastner *et al.*, 1977, Williams *et al.*, 1985; Stamatakis *et al.*, 1989; Elzea *et al.*, 1994, Smith *et al.*, 1998, 2003, Smith, 1998; Herdianita *et al.*, 2000a; Rodgers *et al.*, 2004). Algunos estudios más recientes han propuesto otras clasificaciones con más fases transitorias, pero todas se basan por lo general en la de Jones y Segnit (1971).

La evolución diagénica de los sínters silíceos está caracterizada por la formación sucesiva de diferentes fases de sílice. Sínters de diferentes edades pueden contener alguno o varios tipos de ópalo como ópalo A, ópalo CT, ópalo C, así como otras fases de cuarzo, siendo por lo general el ópalo CT y C las fases mayoritarias. El depósito inicial en un sinter es siempre ópalo A, no-cristalino. No se conoce ningún estudio que haya reportado otras fases de sílice en depósitos recientes, sin embargo los sínters con varios cientos de años de antigüedad contiene cantidades considerables de ópalo CT y ópalo C, para-cristalino, mientras que fases microcristalinas de cuarzo y moganita son comunes en sínters de más de 20,000 años (White *et al.*, 1988; Herdianita *et al.*, 2000a). La moganita es una fase de sílice metaestable y puede coexistir tanto con ópalo CT como con ópalo C.

Lynne y Cambell (2003) informan que existen dos fases de transición entre el ópalo A y el ópalo CT, que se hacen evidentes en patrones de DRX: el ópalo A/CT (donde predominan las estructuras y características del ópalo A), y el ópalo CT/A (donde predominan las características del ópalo CT).

Durante la petrificación de maderas fósiles y en la diagénesis de sedimentos marinos suceden transformaciones progresivas similares. Se han registrado en sedimentos silíceos marinos biogénicos transformaciones químicas de la sílice durante el entierro (diagénesis) (Murata y Nakata, 1974; Kano, 1983). En el caso de sínters en sistemas terrestres o costeros subaéreos, donde los depósitos han sufrido poco a ningún enterramiento, las diferentes especies de sílice se deben exclusivamente a variaciones a lo largo

del tiempo y a condiciones o factores externos (temperatura y composición del fluido, mareas, etc.) que modifican la tasa de transformación diagenética (Lynne *et al.*, 2005).

La diagénesis de los sínters ocasiona en ellos cambios morfológicos y texturales, mineralógicos y cristalográficos. Algunos estudios han señalado que los cambios mineralógicos van acompañados de cambios morfológicos a microescala. Este proceso de transformación se ha estimado que puede suceder alrededor de 10,000 años (Herdianita *et al.*, 2000a), sin embargo, estudios más recientes demuestran que el tiempo necesario para transformar las fases no-cristalinas de ópalo a cuarzo es diferente para cada depósito.

Se han propuesto modelos de maduración de las fases de sílice en sínters inalterados como los de Nueva Zelanda, con una estimación de edad de transformación del cuarzo en 40,000 años (Herdianita *et al.*, 2000a) aunque, como señaló Rodgers (2004), las condiciones en los afloramientos varían considerablemente, de modo que un modelo no puede explicar en términos generales la diagénesis de todos los depósitos. Por lo tanto, la maduración mineralógica debe ser utilizada con mucha cautela como una guía en la edad de los depósitos.

Cada depósito de sínter experimenta diferentes transformaciones con variación temporal y espacial. Del mismo modo existen condiciones post-deposicionales que afectan la tasa de aceleración de la diagénesis (Lynne *et al.*, 2006). Numerosas condiciones microambientales pueden influir en la depositación y en los cambios post-deposicionales experimentados por los sínters. Se han realizado varios estudios que han examinado los procesos de depositación de los sínters y los han relacionado con

el enfriamiento rápido de los fluidos (White *et al.*, 1956), con cambios de pH (Ichikuni, 1970; Rimstidt y Cole, 1983), y con procesos de evaporación. También se ha sugerido que existen catalizadores que pueden promover y acelerar la diagénesis, como el contenido de materia orgánica en los sedimentos, la presencia de carbonatos (Herdianita *et al.*, 2000a), la erosión, la superposición de vapor condensado ácido, la inyección de fluidos termales post-deposicionales y, posiblemente, el tamaño de las partículas (Lynne y Cambell, 2004; Lynne *et al.*, 2006). Sin embargo, los factores fisicoquímicos que controlan la diagénesis en las fases de sílice a escala nanométrica aún siguen siendo inciertos.

4.3. Caracterización de fases silíceas mediante análisis de difracción de rayos X

Existen métodos que permiten caracterizar los diferentes tipos de sílice (ópalo A, ópalo A/CT, ópalo CT/A, ópalo CT, ópalo C, cuarzo y moganita) y medir las propiedades físicas de los sínters. La difracción de rayos X (DRX) es una de las técnicas más convenientes

Tabla 4.1 Rangos de FWHM para diferentes fases de sílice propuesto por Herdianita (2000a)

Fase silícica	$^{\circ}2\theta$
Ópalo A	8° a 6°
Ópalo A/CT Y C/TA	6° a 3.5°
Ópalo CT	2.5° a 1°
Ópalo C	0.9° a 0.7°
Cuarzo	0.4° a 0.1°

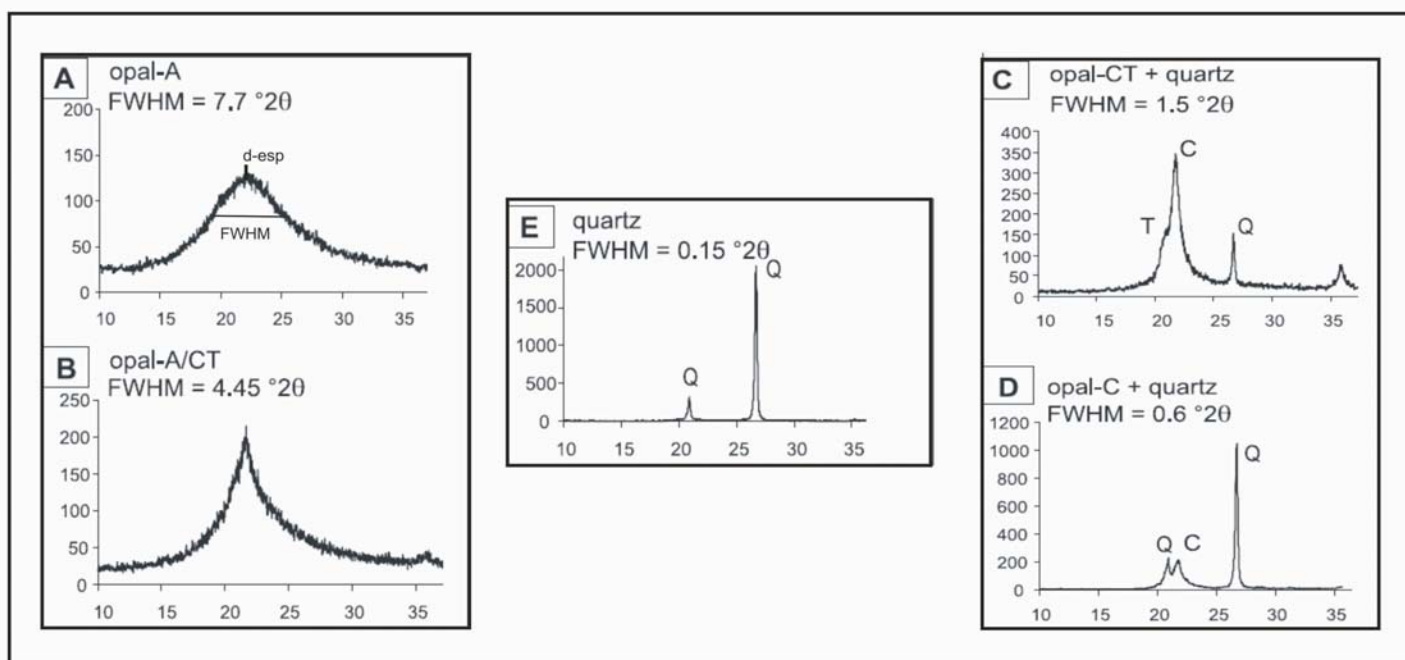


Fig. 4.1 Representación de la diagénesis de fase silíceas amorfas utilizando difracción de rayos X de diferentes muestras del síntesis de Opal Mound, Roosevelt, Utah, EUA (Modificado de Lynne *et al.*, 2007). (A) Muestra representativa de ópalo A, se puede observar una reflexión moderada con un FWHM DE 7.7° 2θ, centrada en 22° 2θ aproximadamente. (B) Muestra representativa de la fase de transición ópalo A/CT, en la figura se observa el decremento en el valor de FWHM a 4.45° 2θ. (C) Muestra es representativa del ópalo CT, en la imagen se puede observar el difractograma característico de esta fase, y se puede apreciar la presencia de los dos picos de tridimita en 4.1 y 4.3 Å, así como uno pico de cuarzo. (D) Muestra característica del ópalo C, en la imagen se puede observar el hombro de cristobalita y picos característicos de cuarzo, también se puede apreciar el decremento del FWHM a 0.6° 2θ. (E) Muestra representativa de la etapa más madura de la diagénesis donde solo se aprecian en el difractograma los picos característicos del cuarzo.

y usadas debido a que con ella se puede inferir el grado de ordenamiento de las celdas moleculares de sílice, su grado de madurez textural y mineralógica y se puede determinar fácilmente la mineralogía de los sintéres. Las condiciones de operación y el procedimiento para caracterizar las diferentes fases de ópalo fueron detalladamente descritos por Herdianita (2000b).

Los difractogramas característicos de las fases silíceas presentan reflexiones intensas o un aumento en la intensidad respecto a la línea base del difractograma alrededor de 4 Å. Se puede medir el valor de la diferencia de las intensidades medias máximas (FWHM, por sus siglas en inglés, Full width at half maximum) de esta curvatura; este

valor se toma como una guía para medir el grado relativo de orden y desorden de la celda unidad de cada especie de sílice o cristalinidad (Herdianita *et al.*, 2000a). Herdianita *et al.* (2000a) determinaron rangos de FWHM para cada fase de sílice como se observa en la tabla 4.1 y en las Figuras (4.1, 4.3 y 4.11).

El ópalo A, no-cristalino, se caracteriza por presentar una reflexión intensa amplia, o un incremento suave respecto a la línea base del difractograma, de intensidad moderada, centrada (distancia interplanar máxima o d_{hkl} , espaciado reticular) en 4.13-3.9 Å (21.8-22.55° 2θ). Generalmente, este hombro o pico amplio tiene una intensidad menor a 110 cps (cuentas por segundo), bajo condiciones típicas

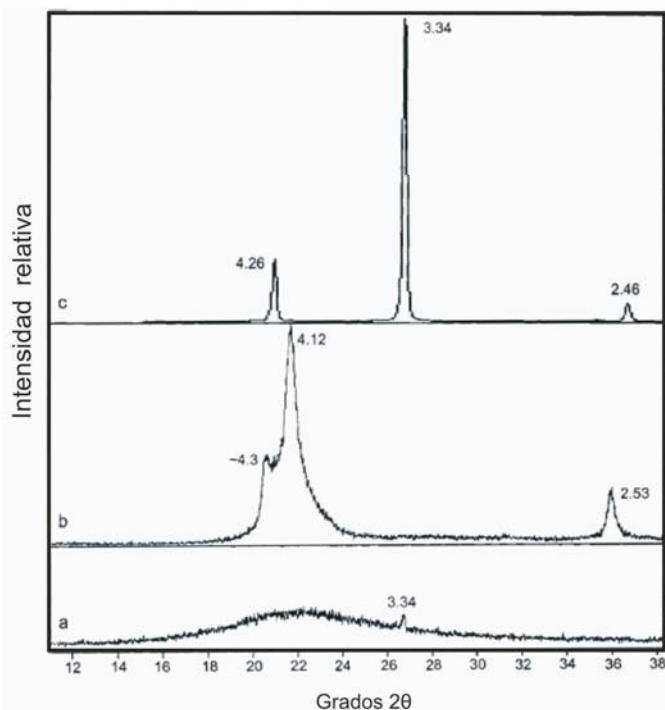


Fig. 4.2 Difractogramas típicos de sinters silícicos de diferentes edades de Nueva Zelanda (Herdianita *et al.*, 2000a). (a) Ópalo A, no cristalino, de Wairakei, mostrando el incremento en la intensidad sobre la línea base característico de este tipo de ópalo acompañado de trazas de cuarzo. (b) Ópalo CT, paracristalino, de Umukiri, mostrando los picos característicos de tridimita en 4.12 y 2.3 Å, así como el hombro típico de tridimita en 4.3 Å. (c) Cuarzo de Umukiri con picos de difracción en 4.26, 3.34 y 2.46 Å.

de operación (Flörke *et al.*, 1991). Este patrón se observa en sinters que se sabe que son jóvenes como los de Wairakei, Orakeikorato y Crow Nest, en Nueva Zelanda. También es común observar picos moderados de cuarzo en 4.26 y 3.34 Å, aunque probablemente sean de origen detrítico. El valor del FWHM en éstos, varía de 6.3 a 8.3° 2θ con una media de 7.3° 2θ. Las fases de transición entre los ópalos A y CT muestran picos centrados entre 4 y 4.09 Å y FWHM inferiores a 6° 2θ (Fig. 4.3).

Los ópalos CT y C (para-cristalinos) de sinters de un rango de edad de 50 a 40,000 años, como los de Atiamuri y Ohakuri, en Nueva Zelanda, se caracterizan por

presentar picos en 4.12 y 4.04 Å, con un hombro centrado en 4.3 Å (Jones y Segnit, 1971). En contraste, en ópalos hidrotermales donde se describe solamente cristobalita (ópalo C), los difractogramas de estos carecen normalmente de un pico de tridimita. Otro pico característico de los patrones de ópalo CT es un pico adjunto en 2.5 Å (Fig. 4.2). El pico con máxima intensidad característico de este los sinters con ópalos CT y C tiene una intensidad aproximadamente seis veces mayor que el del ópalo A (Fig. 4.1). Hay un brusco decremento en el FWHM del pico cercano a 4 Å para los ópalos CT y C, en comparación con los valores típicos del ópalo A. El ópalo CT presenta un rango de FWHM de 0.5 a 1.7 2θ, mientras que los ópalos C presentan valores por debajo de 0.5 2θ (Herdianita *et al.*, 2000a).

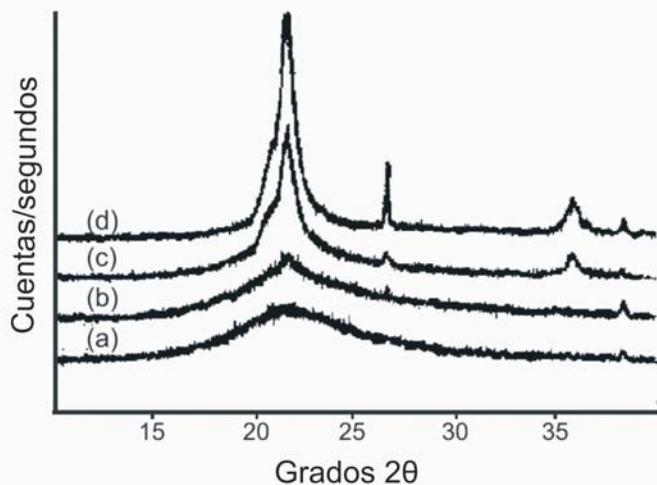


Fig. 4.3 Diferencias en difracción rayos X en muestras de sinters de Te Kopia, Nueva Zelanda (Rodgers *et al.*, 2004). Variaciones en los difractogramas de muestras ricas en ópalo A, pasando por muestras transiciones y muestras ricas en ópalo CT. (a) Ópalo A dominante. (b) y (c) Ópalo transicional (ópalo A/CT y CT/A). (d) ópalo CT dominante.

Las muestras con cuarzo microcristalino presentan picos de difracción estrechos en 4.26 \AA , con un FWHM alrededor de $0.15 2\theta$ (Fig. 4.2).

4.4. Caracterización morfológica y cambios diagenéticos

Se han descrito 5 morfologías diferentes de las fases de sílice en los sínters: (1) agregados de esferas de ópalo A, (2) nanoesferas alineadas de ópalo A/CT, (3) lepiesferas, amígdalas y racimos de ópalo CT, (4) nanovaras de ópalo C, y (5) microcristales de cuarzo.

4.4.a Ópalo A

Las esferas de ópalo A se forman durante la depositación de sínters silícicos, mientras que el cuarzo es la última etapa de la diagénesis de los mismos. Los sínters jóvenes suelen estar formados de esferas de ópalo A y comúnmente contiene laminaciones de tejidos vegetales silicificados, como fragmentos de plantas, y moldes microbianos.

Las esferas son comúnmente de 4 a 8 μm de diámetro, pero algunas veces se hallan esferas muy pequeñas, del rango de 1 a 2 μm de diámetro, y se

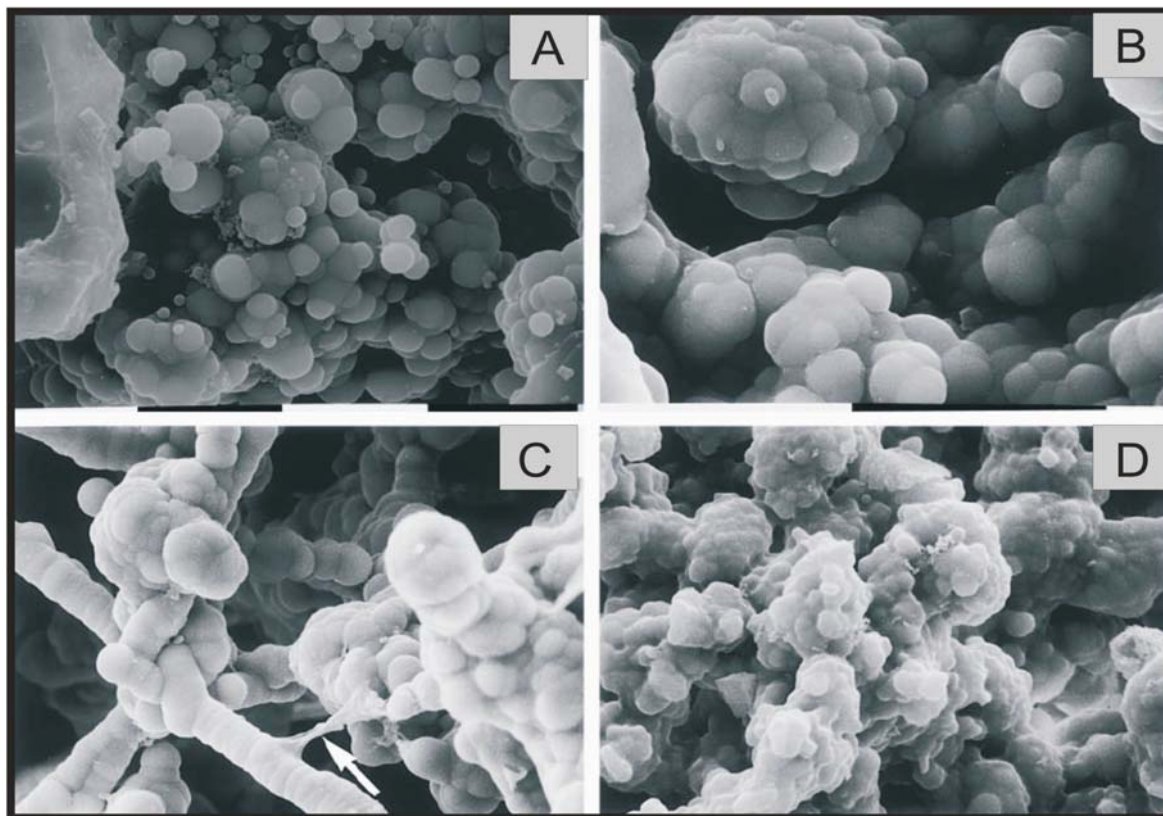


Fig. 4.4 Imagen SEM de microtexturas de ópalo A en sínters de la Zona Volcánica de Taupo, Nueva Zelanda (Herdianita, 2000b). (A) Esferas típicas de 4-8 μm de diámetro junto con pequeñas esferas de 1-2 μm de diámetro. (B) Agregados esféricos entrelazados de 8 a 10 μm (imagen A y B son de Wairakei Drain Sínter). (C) microsferas y agregados esféricos unidos por cadenas de microsferas de 10-40 μm de longitud, también se observa una fina capa de recubrimiento silícico y cadenas de “mucosa” de origen incierto (Omapere). (D) agregados esféricos, recubiertos por una fina pero densa capa de sílice (Te Kopia). Las imágenes son de un escala de 10 μm .

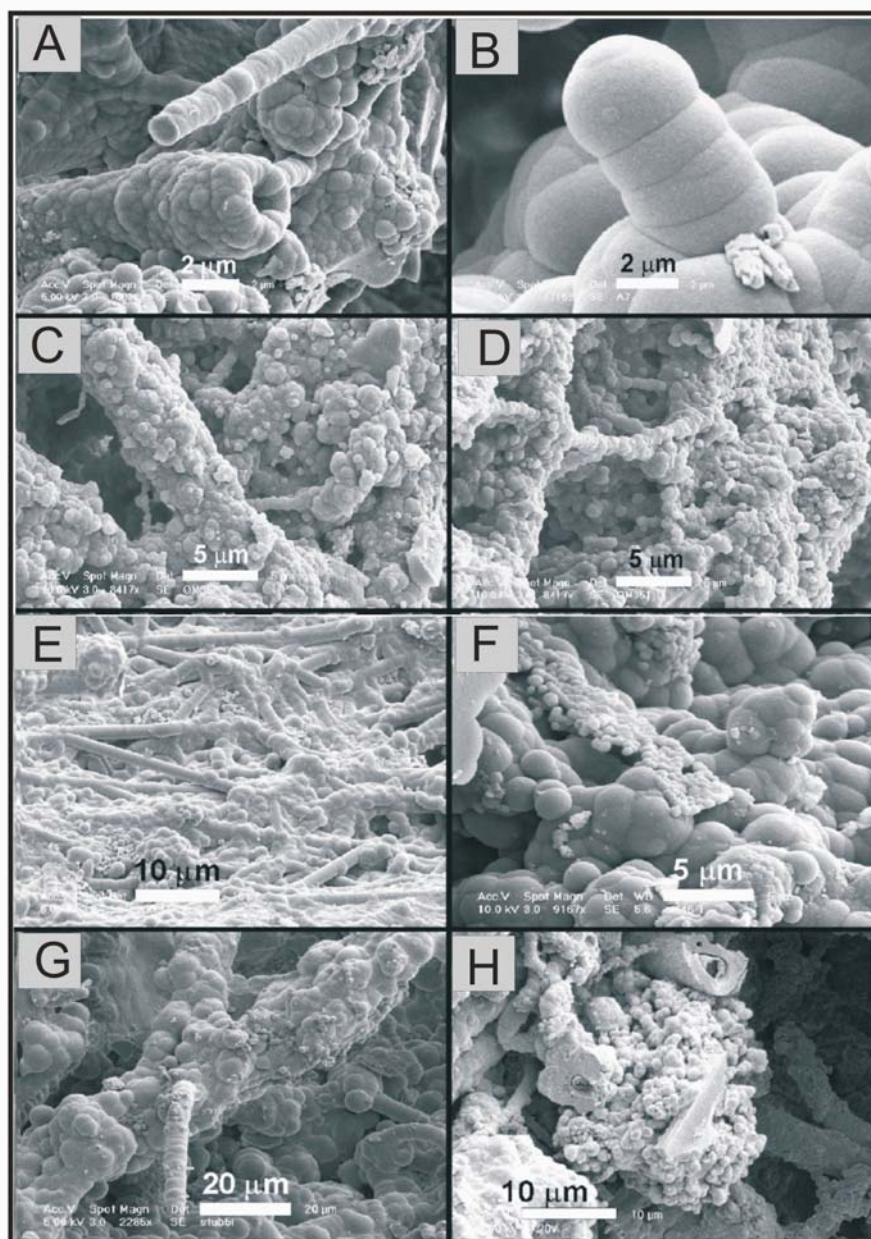


Fig. 4.5 Imagen SEM de microtexturas de ópalo A de la Zona Volcánica de Taupo, Nueva Zelanda (Rodgers *et al.*, 2004). (A) Agregados esferoidales, junto son filamentos microbianos recubiertos por una fina capa de sílice secundario dando una textura botrioidal en su recubrimiento. (B) Alineación de microesferas de ópalo A. (C) Agregados de micro y nanoesferas de ópalo A, filamentos microbianos y diatomeas recubiertas por una fina capa de sílice secundario, que forma una superficie botrioidal. (D) Agregados tubulares de micro y nanoesferas de ópalo A, filamentos microbianos y agregados esféricos unidos por cadenas de microesferas, recubiertas por una fina capa de sílice secundario, que forma una superficie botrioidal. (E) Superficie recubierta por filamentos microbianos y una fina capa de sílice amorfa secundaria con microesferas de ópalo A (Smith *et al.*, 2003). (F) Superficie de agregados de microesferas de ópalo A de 1-3 μm de diámetro, recubiertas por una fina capa de nanoesferas de ópalo A secundario. (G) Agregados tubulares de micro y nanoesferas de ópalo A, filamentos microbianos y agregados esféricos unidos por cadenas de microesferas de 4 a 6 μm de diámetro, recubiertas por una fina capa de sílice secundaria, que forma una superficie botrioidal. (H) Racimo de microesferas de 1-3 μm de diámetro cada una, asociado a una superficie de filamentos microbianos recubiertos por una fina capa de sílice amorfo que da una textura botrioidal superficial, también se puede apreciar diatomeas y tubos orgánicos de 4-5 μm de diámetro. Localidades: (A, B y G) Tahunaatara, (C-F) Omapere, (H) Waitapu.

pueden observar también agregados globulares de 8 a 10 μm de diámetro. Además, es posible encontrar alineaciones de esferas conectadas en cadenas de 5 a 150 μm de longitud (Lynne *et al.*, 2005, 2007; Jones y Renaut, 2007; Fig. 4.4, 4.5, 4.11). Es común encontrar estas estructuras recubiertas de una fina capa de ópalo A no-cristalino secundario, la cual oculta algunas veces el detalle de las estructuras. Basándose en estas morfologías es evidente que los ópalos de tipo A preservan texturas que reflejan el crecimiento inicial del ópalo A y la agregación de materiales orgánicos y detritos de la roca donde se alojan o sobre la cual se depositaron.

4.4.b. Ópalo A/CT

El siguiente paso en la diagénesis progresiva se caracteriza por la aparición de ópalos A/CT. Éstos presentan algunas características del ópalo A como grupos botroidales y microsferas, pero se puede observar la disminución del tamaño de las esferas y la aparición de huecos en las estructuras botroidales. Junto con la disminución de su tamaño, las esferas (nanoesferas) forman alineaciones orientadas al azar, cada conjunto alineado mide en promedio de 0.5 a 1 μm de largo. Es común observar la coexistencia de esferas de distinto tamaño, de modo que las nanoesferas individuales se superponen a las microsferas (Lynne *et al.*, 2005, 2007; Jones y Renaut, 2007; Fig. 4.6, 4.11).

4.4.c. Ópalo CT

Los sínTERS más antiguos contienen ópalo de tipo CT, y presentan estructuras como lepiesferas, amígdalas

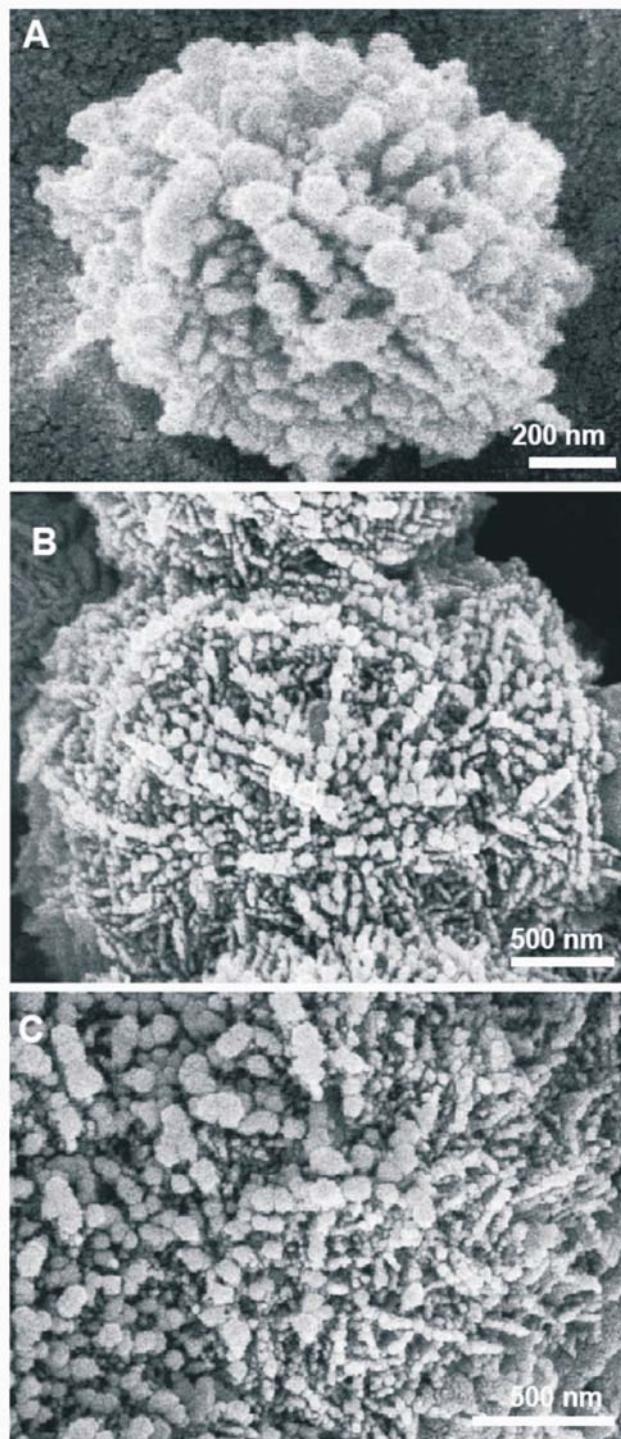


Fig. 4.6 Imagen de SEM de microtexturas de ópalo A/CT. Reorganización de nanoesferas de ópalo A/CT para formar con el tiempo las placas (*blades*) características de las lepiesferas de ópalo CT: (a-c, Opal Mound, Roosevelt, Utah, EUA; Lynne *et al.*, 2005).

o agrupaciones microbotroidales, menores de 10 μm de diámetro, formadas por hojas delgadas de apariencia pseudomorfa de ópalo A. En algunos sínters, las lepiesferas se presentan en grupos en forma de amígdalas de 20 a 30 μm de largo.

Una lepiesfera es definida como, un cuerpo esférico del tamaño de micras generado por un proceso de diagénesis, usualmente compuesto por minerales de sílice, con cristales orientados de forma radial y elongada como hojas y en la superficie se disponen con una orientación al azar.

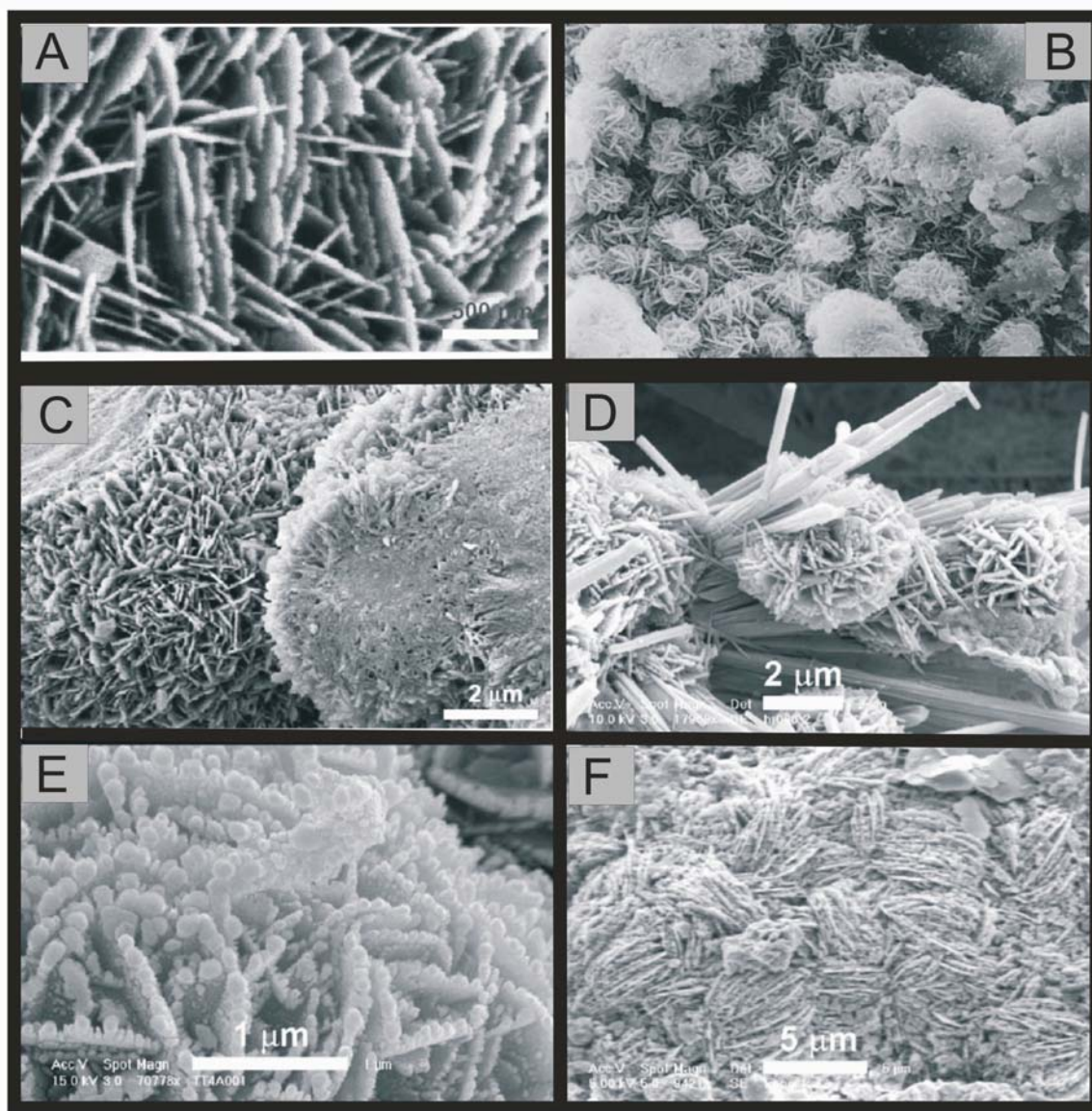


Fig. 4.7 Imagen SEM de microtexturas de ópalo CT. (A) Acercamiento de las placas (*blades*) de las lepiesferas de ópalo CT, alineadas al azar, aún se pueden observar los remanentes de nanoesferas de ópalo A de las cuales se formaron. (B) Agregados esféricos formados por placas de ópalo CT, ordenándose para formar posteriormente microbloques de cuarzo. (C) Cortes y superficies de lepiesferas, donde se pueden observar las placas de ópalo CT alineadas al azar. (D) Lepiesferas de 2-4 μm de diámetro de ópalo CT incrustadas por agujas de erionita (grupo de las zeolitas). (E) Placas (*blades*) de lepiesferas de ópalo CT alineadas al azar, aún se puede observar relictos de las nanoesferas de ópalo A de las cuales se formaron. (F) Placas de lepiesferas alineándose en grupos para formar posteriormente bloques. (A, C; Opal Mound Roosevelt, Utah, EUA; Bridget *et al.*, 2005), (B; Te Kopia, Nueva Zelanda; Herdianita *et al.*, 2000a), (D, E y F; Otamakokore, Tikitere y Whenuaroa, Nueva Zelanda; Rodgers *et al.*, 2004).

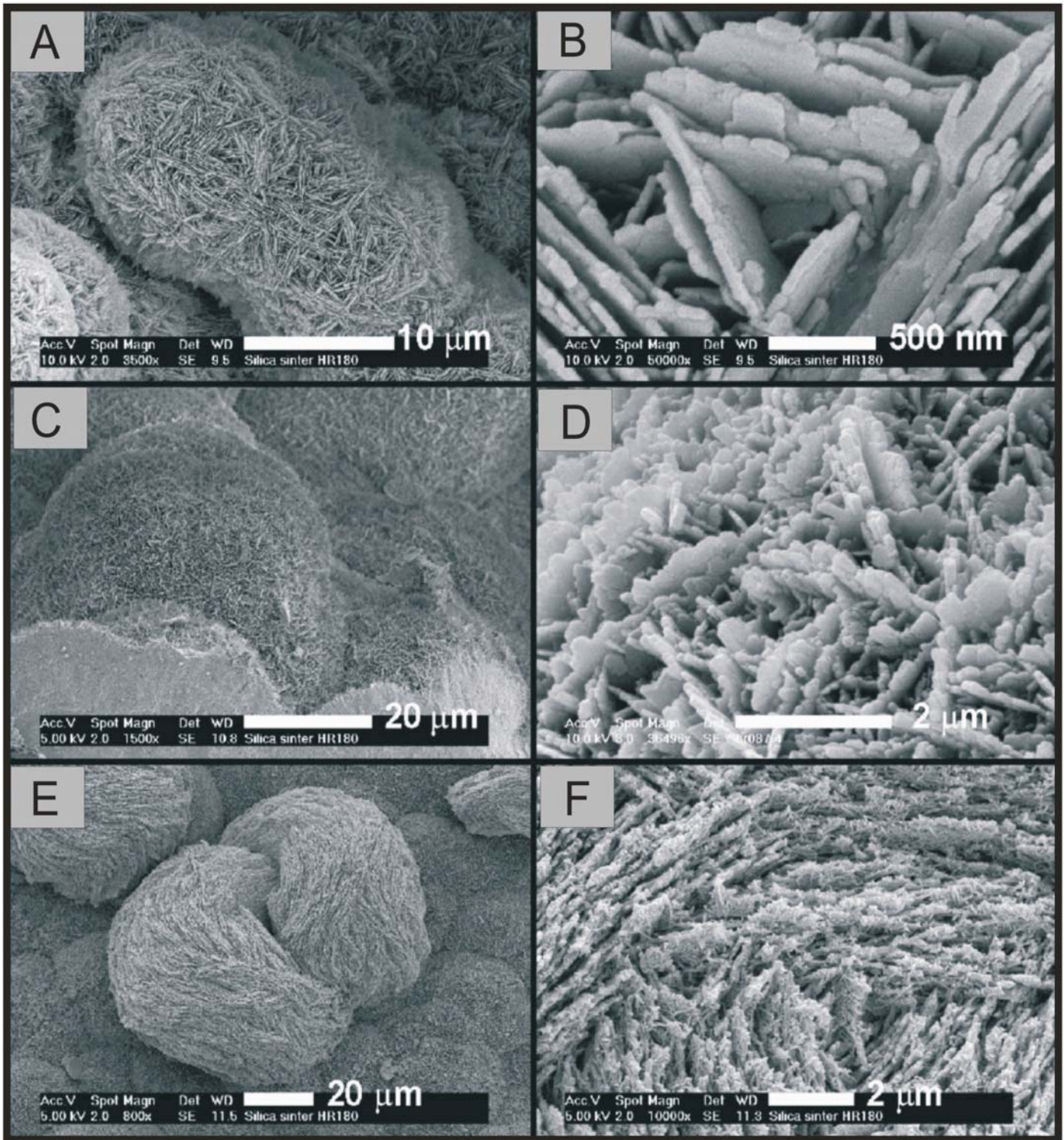


Fig. 4.8 Imagen SEM de microtexturas de ópalo CT. (A,C y E) Hábito clásico de una lepiesfera. (B, D y F) Detalle de las placas de ópalo CT que se observan en la superficie de las lepiesferas, alineadas al azar y con una tendencia a aplanarse. (A-F; Otamakokore, Nueva Zelanda; Rodgers *et al.*, 2004).

El desarrollo de las clásicas lepiesferas de ópalo CT se genera cuando se suman las nanoesferas alineadas del ópalo A/CT y empiezan a formar placas irregulares que posteriormente se transformarán en *blades* u hojas que componen la lepiesferas (Lynne *et al.*, 2005, 2007; Fig. 4.7, 4.8, 4.11).

4.4.d. Ópalo C y fases maduras

El principal cambio en la generación del ópalo C se da en la reorganización o reestructuración de las *blades* o placas de ópalo CT, las cuales se alargan y se agrupan orientándose formando nanoestructuras, junto a ésto generalmente ocurre el crecimiento de microcristales de cuarzo (Fig. 4.9, 4.11).

Muestras más antiguas de 20000 años presentan estructuras anhedrales y de microcristales de cuarzo,

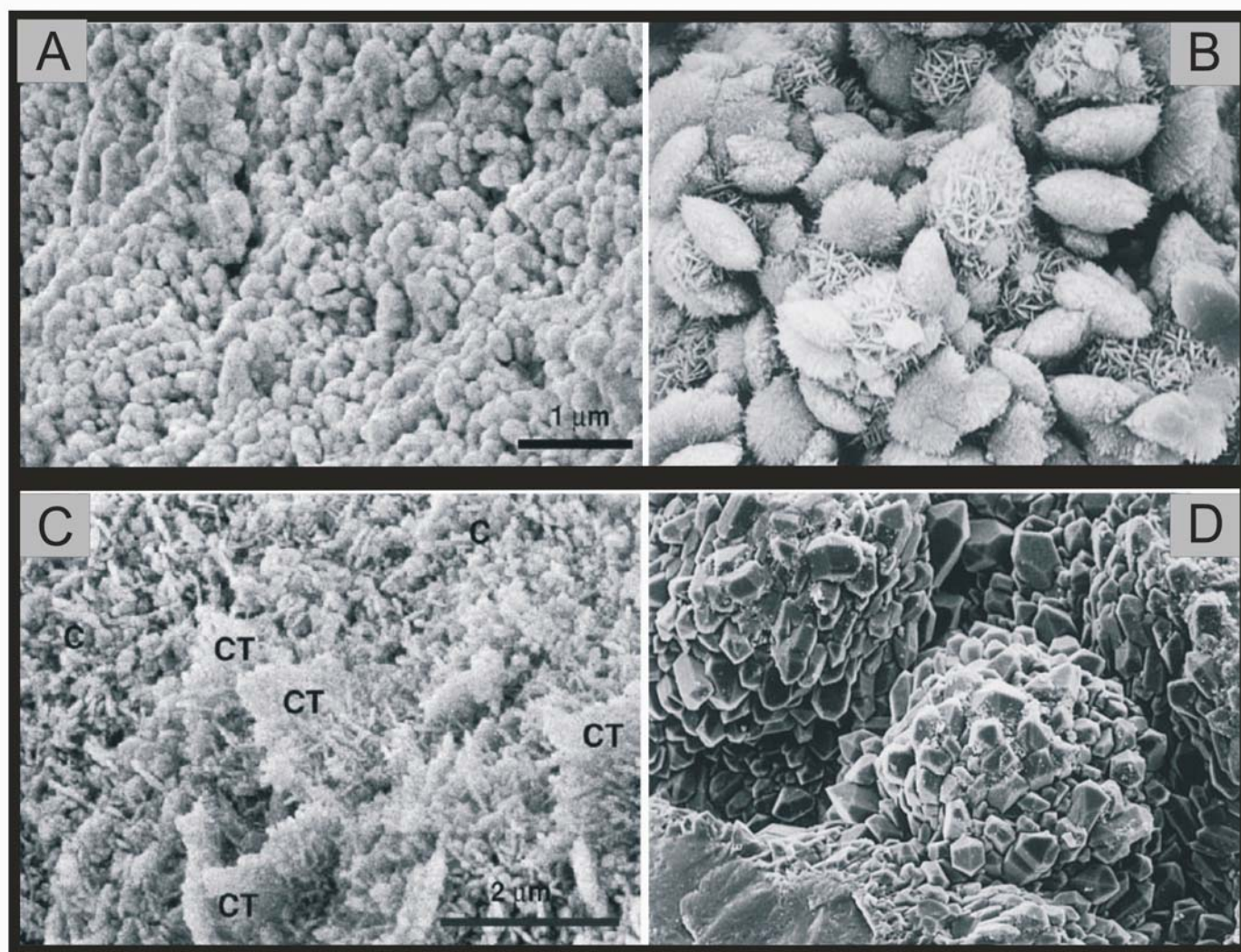


Fig. 4.9 Imagen SEM de microtexturas de ópalo C. (A) Nanoestructuras de ópalo C. (B) Pequeñas lepiesferas inmersas dentro de paquetes de forma de amígdala con texturas fibrosas de ópalo C. (C) Remanentes de placas de ópalo CT en una superficie con nanoestructuras de ópalo C. (D) Rosetas de microcristales de cuarzo. (A,C; Lynne *et al.*, 2005), (B, D; Herdianita *et al.*, 2000b).

estudios mediante técnicas como el SEM sugieren que inicialmente la cristalización del cuarzo se llevo a cabo con el crecimiento de microcristales anhedrales sobre la superficie de las lepiesferas de ópalo CT (Lynne et al., 2005, 2007; Fig. 4.10, 4.11).

A continuación menciono tres ejemplos de morfologías encontradas en diferentes depósitos (Tabla 3.2):

En Opal Mound (Roosevelt Hot Spring, Utah, EUA; Lynne *et al.*, 2005) se tienen documentadas tres secuencias morfológicas-diagenéticas de la sílice. El

depósito inicial está formado por microesferas de ópalo A de 2.5 μm de diámetro, pero debido a la diagénesis, éstas se han transformado en nanoesferas alineadas de 200 nm de ópalo A/CT. Éstas son seguidas en su evolución por lepiesferas de 5 μm de diámetro de ópalo CT, posteriormente se encuentran nanovarillas de 200 nm de diámetro de ópalo C y, por último, microcristales de cuarzo.

En los depósitos de Steamboat Spring, Nevada, EUA (Lynne *et al.*, 2007), se observan microesferas de ópalo A de 5 μm de diámetro, que se unen entre sí

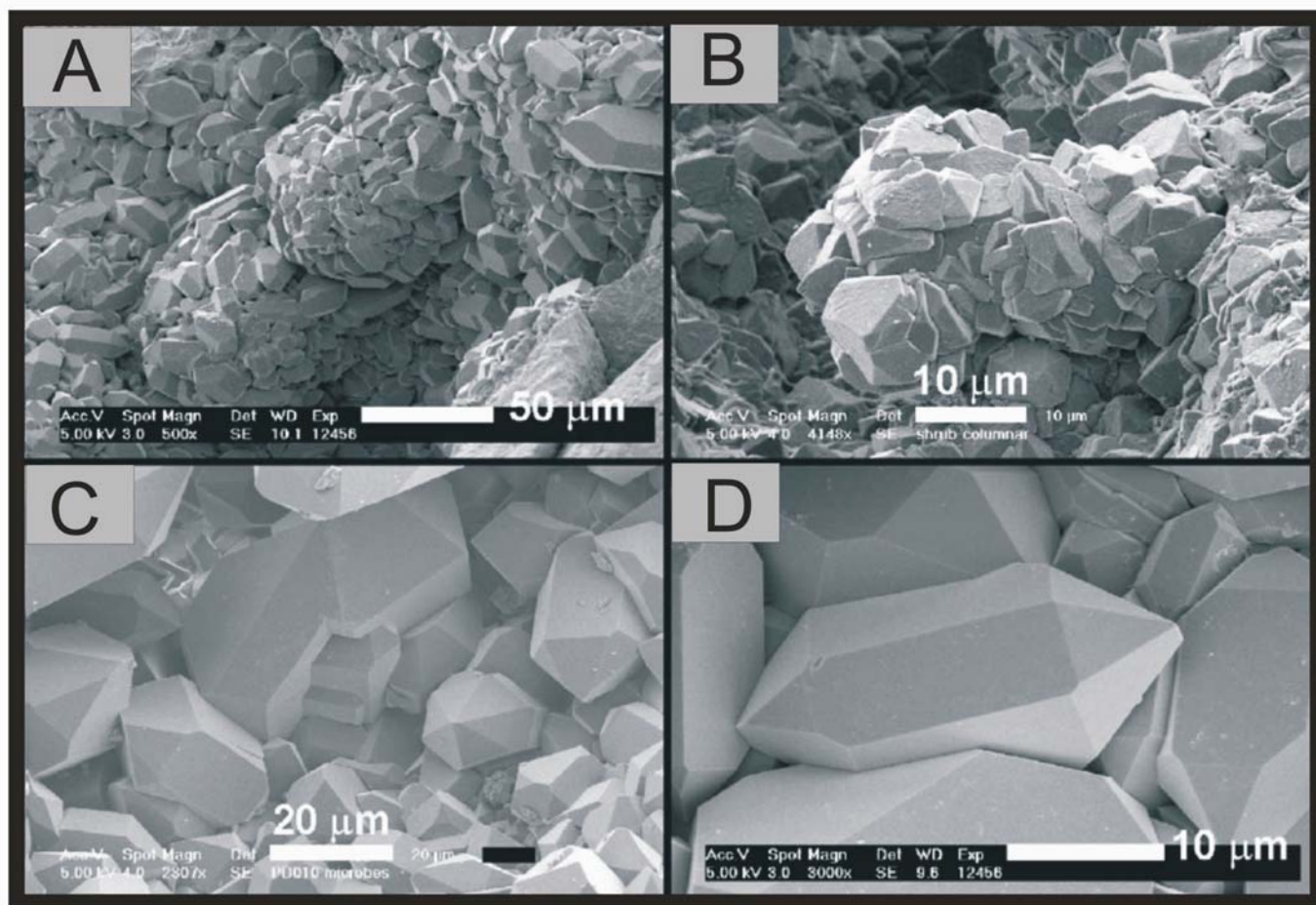


Fig. 4.10 Imagen SEM de microtexturas de cuarzo (Rodgers *et al.*, 2004). (A-B) Rosetas de microcristales de cuarzo. (C-D) Microcristales bipiramidales de cuarzo.

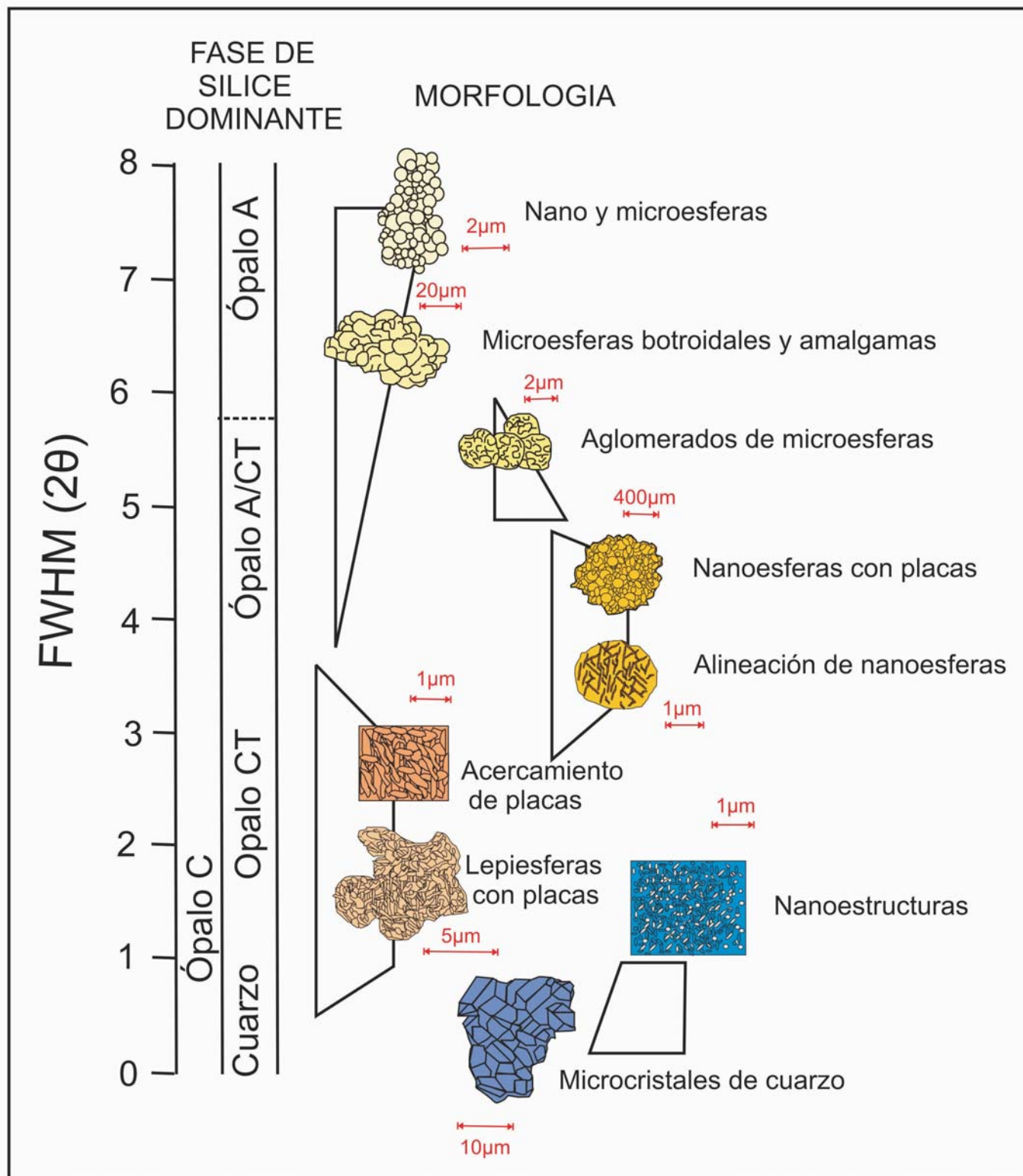


Fig. 4.11 Sumario de cambios morfológicos acompañado de las fases predominantes mediante los valores de DRX (Modificado de Lynne *et al.*, 2005). La transformación de las fases silíceas amorfas desde un ópalo A, ópalo A/CT, ópalo CT, ópalo C hasta fases microcristalinas de cuarzo se da a través de cambios morfológicos y mineralógicos progresivos y graduales.

Tabla 4.2 Mineralogía de sínters silícicos de Sinter Island, Opal Mound y Steamboat Spring, Utah, EUA mediante análisis de DRX, mostrando sus valores de FWHM.

Depósito	Fase Silícica	FWHM 2°θ	FWHM (Å)
Sinter Island	Opal-A	7.15-6.1	1.29-1.25
	Opal-A/CT	6.0-3.55	1.14-0.65
	Opal-CT	2.5-0.86	0.47-0.16
	Opal-C	0.85-0.7	0.18-0.13
	Quartz	0.4-0.2	0.08-0.07
Opal Mound	Opal-A	7.95-6.45	1.34-1.16
	Opal-A/CT	5.8-2.7	1.06-0.51
	Opal-CT	2.3-1.05	0.44-0.20
	Opal-C	0.7-0.4	0.12-0.08
	Quartz	0.4-0.15	0.08-0.03
Steamboat Springs	Opal-A	7.6-6.1	1.3-1.09
	Opal-A/CT	6.3-3.65	1.15-0.66
	Opal-CT	2.7-1.5	0.51-0.29
	Opal-C	0.9	0.18
	Quartz	0.25-0.1	0.05-0.02

alineándose. Éstas posteriormente se transforman en nanoesferas de ópalo A/CT de 200 nm de diámetro, y la continuación de la diagénesis produce lepiesferas de ópalo CT de hasta 10 µm de diámetro. Con una diagénesis más avanzada los *blades* de las lepiesferas empiezan a formar estructuras piramidales y alineadas de 200 nm que se empiezan a incorporar a microcristales de cuarzo.

En el depósito de Sinter Island, Taupo Volcanic Zone, Nueva Zelanda (Lynne *et al.*, 2007), las esferas de ópalo A llegan a tener un tamaño de 5 µm de diámetro, uniéndose entre si y presentándose recubiertas por una fina capa de sílice, antes de formar nanoesferas de ópalo A/CT de 200 nm de diámetro. Posteriormente aparece

de forma más madura ópalo CT formando lepiesferas de más de 5 µm de tamaño. El ópalo C aparece en las muestras que presentan nanoestructuras alineadas de 500 nm de longitud que se desarrollan a partir de las *blades* de las lepiesferas. Como fase final se forman microcristales de cuarzo.

Todas estas estructuras fueron descritas al hacer un muestreo espacial en los sínters, sin que hubiera un control real sobre el tiempo de su formación. Así, la evolución fue observada lateralmente, alejándose de la emanación directa de los fluidos y madurando hacia las zonas más distales, mientras que verticalmente se observa una zonación parecida, madurando los productos de manera descendente.

5. METODOLOGÍA

5.1. Plan de trabajo y muestreo

Para la elaboración de este trabajo se siguió una metodología de investigación basada en seis etapas: (1) Establecimiento de los objetivos de trabajo y formulación de una hipótesis, (2) Consulta bibliográfica, (3) Trabajo de campo, (4) Trabajo de laboratorio, y (5) Análisis y procesado de los resultados.

Después de haber establecido los objetivos de este trabajo y formulado una hipótesis (ver apartados en el capítulo de Introducción) basada en los resultados de diferentes estudios relacionados a los depósitos hidrotermales de sílice, se procedió a hacer una recopilación bibliográfica de trabajos previos sobre temas como: Geología regional y tectónica de la Península de Baja California, geología local de Bahía Concepción (área de estudio), depósitos de sílice, técnicas analíticas para la caracterización de fases silíceas, y diagénesis de las fases silíceas en sistemas hidrotermales. En esta etapa también fueron consultadas e interpretadas fotografías aéreas a escala ~1:75,000 (correspondientes al área G-12-5, líneas L49, L50, L51 y L52), imágenes de satélite, y cartas topográficas y geológicas de la región a escala 1:50,000 (hojas G-12-A-46, G-12-A-56, G-12-A-57, G-12-A-66, G-12-A-67, G-12-A-68, G-12-A-77 y G-12-A-78), con el fin de corroborar los datos usados en otros trabajos y mapas geológicos, y para planificar el trabajo de campo.

El trabajo de campo consistió en dos salidas al área de Bahía Concepción. Se visitaron las localidades donde hay reportadas emanaciones hidrotermales costeras (Playa Santispac, Playa Posada Concepción y Agua Caliente), y en ellas se muestreó y se mapearon a detalle las estructuras y zonas de alteración cercanas a los manantiales. En todas estas localidades se tomaron muestras de roca encajonante, vetas de sílice, costras de manganeso y otros precipitados hidrotermales relacionados con los manantiales. También se tomaron muestras de agua y se realizaron mediciones (pH, temperatura) de las emanaciones hidrotermales.

Además, se visitaron los depósitos de manganeso de origen hidrotermal Mantitas, Gavilán, Pilares y Trinidad, en la Península de Concepción, Santa Rosa, localizada al sur del poblado de San Nicolás, San Juanico, al Noreste de el Cerro Mancenares, y Lucifer, El Silencio y Azteca, al noroeste del poblado de Mulegé, con el fin de caracterizar y determinar si existe una relación genética entre ellos y los manantiales actuales. De entre estos depósitos se seleccionó para su estudio detallado la Mina Santa Rosa por su similitud mineralógica con los depósitos de los manantiales actuales y por presentar fases de sílice amorfa.

Durante las campañas de campo se mapearon y recogieron muestras de roca de las diferentes formaciones que conforman la geología de la Bahía de Concepción y sus alrededores. Asimismo, se mapeo, se obtuvo una columna estratigráfica de detalle y se muestreó la secuencia transgresiva silicocalcárea de ambiente de manglar del Miembro el Mono de la Formación Infierno (Plioceno Tardío), la cual es fosilífera

(corales, esponjas, gasterópodos, bivalvos e icnofósiles) y presenta indicios de posible actividad hidrotermal fósil y abundantes nódulos y lentes de sílice (Ledesma-Vázquez y Johnson, 2001; Rodríguez-Díaz, 2004).

Una vez finalizadas estas dos campañas de campo, se continuó con la integración de la información bibliográfica y de campo. Simultáneamente, se seleccionaron las muestras para los estudios de laboratorio.

5.2. Muestreo, selección y preparación de muestras para análisis mineralógicos

Las muestras seleccionadas para el estudio son veinticuatro, y corresponden a manifestaciones hidrotermales (actuales y fósiles) de las playas (Agua Caliente, Santispac y Posada Concepción), a los niveles silícicos del Miembro El Mono del Plioceno Tardío, y al depósito de manganeso de origen hidrotermal de la Mina Santa Rosa.

En base al tipo de manifestación hidrotermal o zona del manantial donde fueron tomadas las muestras, éstas se dividieron en 5 grupos para su análisis:

1.- Muestras BC24, BC23, BC22 y BC3: Corresponden a costras depositadas alrededor de manantiales hidrotermales activos costeros.

2.- Muestras BC5, BC6, BC18, BC19, BC20 y BC21: Pertenecen a depósitos fósiles de sínters hallados en las proximidades de las manifestaciones hidrotermales actuales.

3.- Muestras BC1, BC2 y BC4: Son vetillas asociadas a los manantiales hidrotermales actuales.

4.- Muestras BC11, BC12, BC13, BC14, BC15, BC16 y BC17: Recolectadas en el Miembro El Mono; corresponden a fragmentos de nódulos, micrita y raíces fósiles.

5.- Muestras BC7, BC8 BC9 y BC10: Corresponden a fases silícicas asociadas al depósito de manganeso de la Mina Santa Rosa.

Para el examen macroscópico de las muestras se utilizó un microscopio binocular Nikon SMZ1500, a partir del cual se escogieron, describieron y separaron las muestras para análisis ulteriores. Una parte de las muestras fue seleccionada para realizar estudios petrográficos, otra porción se seleccionó para realizar estudios mineralógicos de difracción de rayos X (DRX), espectroscopia de reflexión infrarrojo cercano (SWIR, por sus siglas en inglés), y análisis térmico diferencial (ATD). Dichas muestras fueron trituradas y pulverizadas a un tamaño de grano $<106 \mu\text{m}$ en un mortero de ágata. Un fragmento de cada muestra fue reservado para el análisis con el Microscopio Electrónico de Barrido (SEM, por sus siglas en inglés).

5.3. Petrografía

Se obtuvieron 11 láminas delgadas pulidas a partir de las muestras de roca con el objeto de efectuar su estudio mediante microscopía óptica de polarización. Las láminas fueron realizadas en el laboratorio comercial Wagner Petrographic, en Utah, EUA. La selección de muestras para laminar se realizó posteriormente a una detallada observación y descripción de las rocas en

muestra de mano, bajo el criterio de tener al menos una muestra representativa de cada depósito o roca asociada al sistema hidrotermal. Para la identificación y caracterización de las fases minerales transparentes se realizaron las observaciones en luz transmitida, mientras que los minerales opacos se observaron en luz reflejada. Este estudio se realizó con un microscopio Zeiss modelo Axiolab, en el Instituto de Geofísica de la UNAM. Se tomaron además fotomicrografías de las asociaciones minerales. El procesamiento de las imágenes se realizó empleando un analizador de imágenes Carl Zeiss acoplado al microscopio Axiolab y un software Axion Vision 3.1 con Carl Zeiss Axiocam Emulation, en el Departamento de Recursos Naturales del Instituto de Geofísica de la UNAM.

5.4. Difracción de rayos x

El análisis mineralógico de las muestras por DRX se realizó con un instrumento Panalytical X'Pert Diffractometer, con un ángulo de barrido de $4-100^\circ 2\theta$, un paso de $0.017^\circ 2\theta$ y un tiempo de adquisición de 50 segundos. La radiación utilizada ha sido K α del Cu con una longitud $\lambda = 1.54061 \text{ \AA}$. Las condiciones de análisis fueron 40 kV y 28 mA. Los *software* utilizados en la interpretación de los espectros de difracción han sido el DIFRAC/AT- (Siemens 1993)-EVA y el X'Pert High Score. Los análisis se llevaron a cabo en los *Serveis Científicotècnics* de la *Universitat de Barcelona*, España.

5.4.a. Introducción al método de difracción de rayos X

El principio de este método se basa en la incidencia de un haz de radiación X sobre una muestra cristalina, de modo que cuando estos rayos interactúan con la estructura cristalina se difractan en direcciones determinadas, según sea la fase mineral, en función de su estructura cristalina.

Para muestras minerales el análisis que se utiliza es normalmente la técnica de polvo, en la cual la muestra cristalina se pulveriza para provocar que sus planos cristalinos se orienten al azar, y así difracten estadísticamente la mayor parte de ellos. El ángulo entre el detector y la muestra está coordinado con respecto a la fuente de rayos X: cuando la muestra gira un ángulo θ , el contador se mueve a otra posición girando 2θ . La muestra es situada en el centro del eje de un goniómetro de precisión, el cual se encuentra sincronizado con el

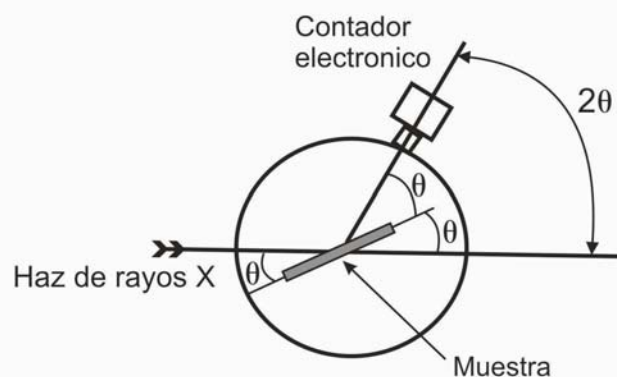


Fig. 5.1. Arreglo interno de un difractómetro de rayos X, siguiendo la configuración geométrica de Ewald.

contador (Fig. 5.1). Más detalles sobre esta técnica se pueden consultar en la siguiente dirección de Internet: http://www.xtal.iqfr.csic.es/Cristalografia/parte_05.html. Los difractogramas son graficas que representan los valores angulares 2θ sobre el eje X, y la intensidad de las reflexiones correspondientes a los planos reticulares de la muestra que difractan los rayos X sobre el eje Y, las cuales son medidas con gran exactitud y reproducibilidad. La identificación de las diferentes fases cristalinas se basa en el hecho de que cada sustancia en estado cristalino tiene un diagrama de rayos X característico. Éste expresa el conjunto de planos reticulares (hkl) que, para cada sustancia, difractarán los rayos X cuando se cumplan las condiciones marcadas por la Ley de Bragg:

$$n \cdot \lambda = 2d_{hkl} \cdot \sin(\theta)$$

en la cual n es un número entero, λ es la longitud de onda de la radiación X incidente, d_{hkl} es el espaciado reticular, y θ es el ángulo de incidencia.

Durante años se han recopilado los difractogramas de cada sustancia cristalina, mineral o sintética, para formar bases de datos como la del *Joint Committee on Powder Diffraction Standards*. Un método de identificación usado en estos análisis es el de “Hanawalt”, el cual consiste en localizar en el difractograma los picos de máxima intensidad como primer paso, posteriormente se recomienda formar una tabla donde se anotará el ángulo 2θ , y se localiza cada pico sobre el eje X del diagrama. Esta medida se toma con ayuda de un escalímetro o por medio de un programa de

computación. Habiendo obtenido estos datos, se procede a hacer una conversión del ángulo 2θ a valores de d_{hkl} , aplicando la ley de Bragg, para obtener sus equivalencias en Å.

Usando las tablas de Hanawalt (1964) se buscan los datos de d_{hkl} propios de cada fase cristalina. Estas tablas están organizadas numéricamente en base a diferentes valores de d_{hkl} , mostrando los tres principales valores. Varios minerales pueden tener el mismo valor de d_{hkl} de su pico con máxima intensidad, es por eso que existen tablas simplificadas y bases de datos en Internet (<http://webmineral.com/X-Ray.shtml>) con los minerales más comunes y el valor de sus tres picos principales. Habiendo localizado en las tablas o bases de datos los minerales con el mismo valor de d_{hkl} del pico principal, se empieza una discriminación de datos buscando ahora el valor del segundo pico con máxima intensidad del difractograma y posteriormente el tercero, y así sucesivamente.

De esta manera, se busca el mineral o sustancia que tenga dichos valores; posiblemente se encuentren varios con los mismos tres valores de picos principales, sin embargo se usa el conocimiento del investigador para descartar aquellos que geológicamente no sean posibles tener en la muestra, y se procede a verificar los picos de menor intensidad. Posteriormente se usan las tablas de Hanawalt (1974), donde se encuentran registrados y organizados las sustancias o compuestos (cristalinos). En ellas se encuentran etiquetas que traen una clave, la cual se mostraba en las otras tablas de Hanawalt (1964) para cada d_{hkl} , con la finalidad de hacer su búsqueda más rápida. También contienen el nombre de cada

sustancia, su símbolo químico, los diferentes valores de d_{hkl} que pueden tener, así como las diferentes intensidades relativas I/I_1 que generalmente presentan (Fig. 5.2).

En el caso de analizar una mezcla de minerales, habiendo obtenido el primer mineral (el más abundante)

de difracción y seleccionar de su base de datos los componentes que más se asemejen con el difractograma de la muestra.

Los difractogramas característicos de las fases silíceas presentan reflexiones intensas o un aumento en la intensidad respecto a la línea base del difractograma

d	3.40	1.98	3.27	4.21	CaCO3						
I/I	100	65	52	2	Carbonato de calcio					(Aragonita)	
Rad	CuK α_1	1.5405	Filter	Ni	Dia	d A	I/I	hkl	d A	I/I	hkl
Cut off		1/1	Diffractometer		1/1 cor.	4.212	2	110	1.698	3	222
Ref.	Swanson and Fuyat, (1953)		NBS Circular		539, Vol. III,	3.396	100	111	1.557	4	311
Sys.	Orthorhombic		S.G.	D ¹⁶	- Pmcn	3.273	52	021	1.535	2	232
a ₀	4.959	b ₀ 7.968	c ₀ 5.741	2 ^h	A 0.622	2.871	4	002	1.499	4	241
α		β	γ	Z	4	2.730	9	121	1.475	3	321
Ref.	Ibid.			D _x	2.930	2.700	46	012	1.466	5	151
$\epsilon\alpha$	1.529	n ω β 1.680	γ	Sign		2.481	33	200	1.411	5	312
2v	D	Mp	Color			2.409	14	031	1.404	3	330
Ref.	Ibid.					2.372	38	112	1.365	3	242,331
Sample prepared at NBS.		Spect. Anal.:	< 0.1% Al, Ba,			2.341	31	130	1.358	3	114
			Cu, Fe, Mg, Ni, Pb,	< 0.001% Ag, Mn, Sn.		2.328	6	022	1.328	2	060
X-ray pattern at 26°C						2.188	11	211	1.261	6	332
Replaces 1-0268, 3-0405, 3-0425, 3-0670, 3-1067, 3-0893						2.106	23	220	1.240	7	400
						1.977	65	221	1.224	5	134
						1.882	32	041	1.205	6	243,062
						1.877	25	202	1.1892	5	153
						1.814	23	132	1.1712	6	162,260
						1.759	4	141	1.1599	3	421
						1.742	25	113			
						1.728	15	231			

Fig. 5.2. Tabla de Hanawalt de la aragonita, resaltando el nombre de la especie mineral, las columnas de d_{hkl} , la intensidad relativa I/I_1 , y sus tres picos principales.

se descartan los picos que representan a este y se busca nuevamente el pico con máxima intensidad entre los picos no analizados para identificar los otros minerales o compuestos. Actualmente cada equipo de difracción viene acompañado de un *software* el cual contiene bases de datos de análisis de difracción realizadas a minerales, elementos y materiales sintéticos en todo el mundo. El *software* es capaz de identificar los picos

alrededor de 4 Å (22.2° 2 θ), como pico principal. Esta respuesta es adecuada para valorar el tipo de fase de sílice siempre que no se presenten en la muestra otros minerales como caolinita o aragonita (Smith, 1998). Mediante la DRX es posible determinar el grado de orden/desorden de la celda unidad del sílice y su grado de madurez textural y mineralógica (Lynne *et al.*, 2007). El parámetro principal para determinar este grado de

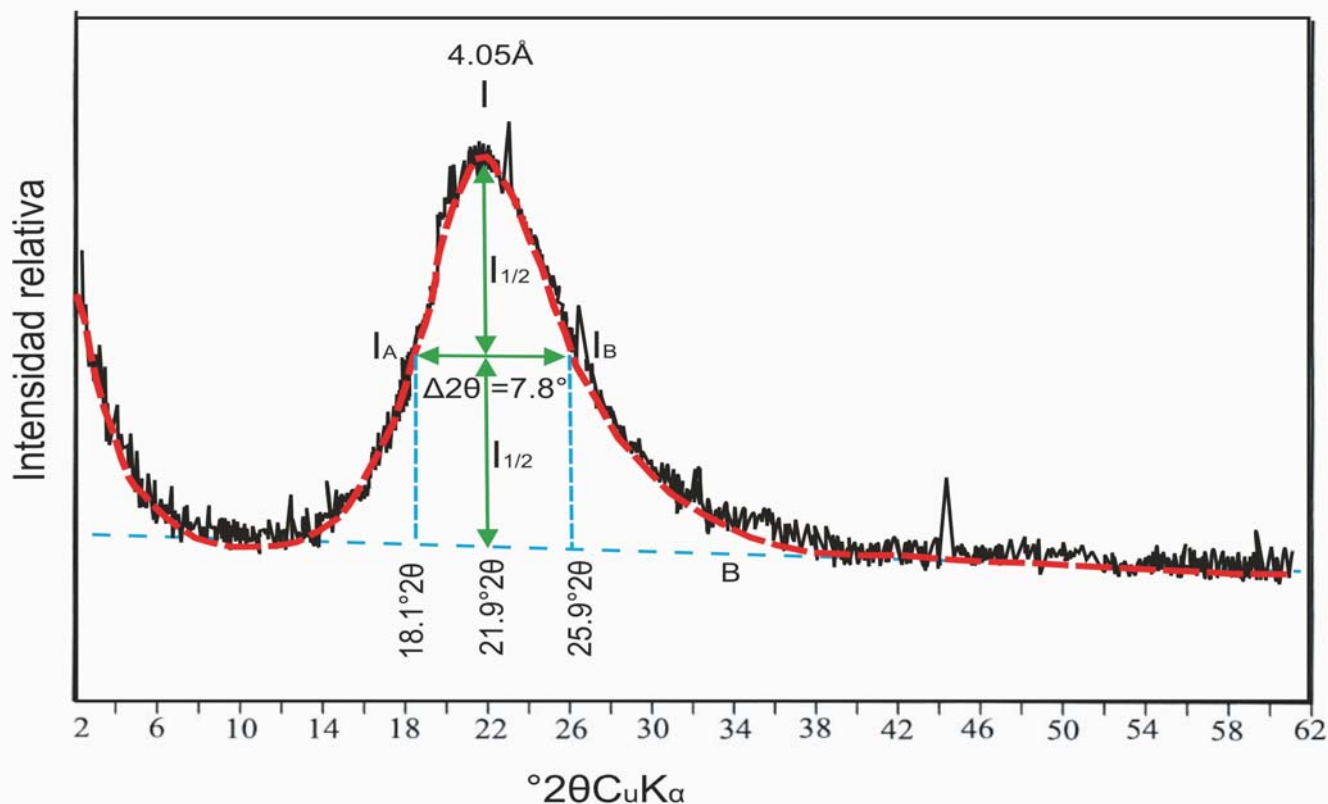


Fig. 5.3. Determinación del valor FWHM en un difractograma de un sínter de Wairakei, Nueva Zelanda (Herdianita *et al.*, 1999). B: Línea de base (*background*); I: Valor del espaciamiento reticular d_{hkl} ; $I_{1/2}$: Valor de la mitad de una línea trazada verticalmente en la curva del punto de máxima intensidad a la línea base (*background*); IA-IB: Intensidades medias máximas.

madurez es el valor de la diferencia de las intensidades medias máximas, FWHM (por sus siglas en inglés: *Full Width at Half Maximum intensity*; Herdianita *et al.*, 1999); este valor se obtiene mediante la siguiente metodología (Fig. 5.3):

- Se procesa la imagen ya sea por medio de algún *software* (P.e.: DIFRAC/AT-Siemens, 1993-EVA, y X’Pert High Score) o trazando a mano la línea del difractograma, sin considerar las reflexiones ni el ruido provocado por el instrumento de medición.
- Se traza una línea que siga la tendencia de la línea base del difractograma (*background*).
- Se localiza el pico de máxima intensidad, se marca la distancia interplanar máxima (d_{hkl}) y se traza una línea vertical desde el punto de máxima intensidad hasta la base del difractograma (I).
- Se mide la distancia entre el punto de máxima intensidad y el cruce de esta con la línea con tendencia trazada en la base del difractograma (*background*), a la mitad de la distancia se traza una línea horizontal que toca por ambos lados la línea del difractograma.
- El valor del FWHM es la diferencia en grados entre los puntos de las intensidades medias máximas ($\Delta 2\theta = \text{FWHM} = 2\theta_{I_A} - 2\theta_{I_B}$).

5.5. Microscopio electrónico de barrido

Para un análisis microscópico más detallado, se seleccionaron 5 muestras representativas de las diferentes fases silícicas encontradas en la zona de estudio, dichas muestras se recubrieron con carbono y se mantuvieron en condiciones de alto vacío. Para su examen morfológico se utilizó un microscopio electrónico de barrido de tipo ambiental ESEM CUANTA200, FEI-COMPANY, con un analizador de energía dispersiva de rayos-X (SEM-EDS, por sus siglas en inglés) acoplado. Las condiciones de operación fueron de 20 kV. Los análisis fueron realizados en los *Serveis Científicotècnics* de la *Universitat de Barcelona*.

5.5.a. Generalidades de la técnica

El microscopio electrónico hace uso de un haz de electrones para formar imágenes magnificadas de muestras o especímenes muy pequeños (Flengler *et al.*, 1993). La principal ventaja de utilizar electrones sobre el uso de luz visible es que las imágenes formadas por el haz de electrones están provistas de mayor profundidad de campo y resolución. Por otra parte, el SEM posee un rango de aumentos que va desde 10x hasta 180,000x y la preparación de las muestras es relativamente fácil.

En el SEM, el cañón electrónico produce un haz de electrones que es atraído hacia el ánodo. Este rayo es condensado por lentes condensadoras y enfocado como un punto fino sobre la superficie del espécimen por la lente del objetivo. Un juego de rollos de alambre

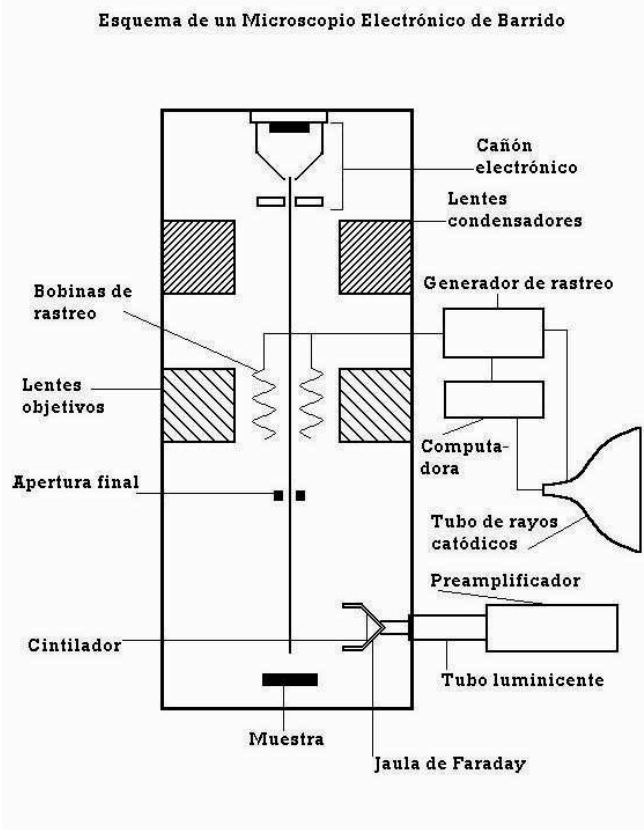


Fig. 5.4. Esquema de un microscopio electrónico de barrido.

denominado *bobinas de rastreo* se localiza dentro del lente del objetivo; los rollos son energizados con un voltaje variante producido por el generador examinador creando un campo magnético que desvía el rayo de electrones de un lado a otro con un patrón controlado llamado barrido (Fig. 5.4).

La mayoría de las muestras para SEM se montan en portamuestras de metal, conductor, usualmente de aluminio. Estos portamuestras son denominados *talones*. Las muestras deben sujetarse al talón firmemente por medio de una montura (las más comunes son pegamentos y cintas metálicas). Una muestra para SEM debe ser conductora de la electricidad; los metales (conductores)

y la mayoría de los semiconductores no presentan problemas. Las muestras no conductoras o las que tienen porciones no conductoras pueden causar problemas severos durante la generación de imagen debido a la acumulación de carga. Por ello, las muestras que serán examinadas por SEM deben ser cubiertas por una capa de carbono u oro, que tiene un factor de absorción de rayos X muy bajo. Para formar dicha capa se utiliza un vaporizador.

Cuando un electrón del haz golpea la superficie de una muestra, sufre una serie compleja de interacciones con los núcleos y electrones de los átomos de la muestra. Las interacciones producen una variedad de productos secundarios, tal como: Electrones (secundarios y retrodispersados) de diferente energía, rayos X, calor, y luz visible (catodoluminiscencia). Muchos de estos productos secundarios se usan para producir las imágenes de la muestra y para coleccionar datos adicionales de la misma (<http://www.unl.edu/CMRAcfem/semoptic.htm>; C. Linares, comunicación personal).

5.6. Análisis térmico diferencial

En este trabajo se aplicaron dos técnicas de análisis térmico, Termo-Gravimetría (TG) y Análisis Térmico Diferencial (ATD). Para realizar estos análisis se seleccionaron muestras que tuvieran la fase silícica lo más pura posible, con el fin de poder observar con claridad las reacciones que se producen en los minerales o sustancias químicas durante el calentamiento gradual de una muestra, como reacciones exotérmica (la liberación de calor) y endotérmicas (consumo de calor), estas están relacionadas a fenómenos en los que sucede

un cambio de energía, un cambio de fase mineral, etc. Del mismo modo con estas técnicas se pretende observar pérdidas de masa, asociadas a fenómenos como deshidratación, liberación de CO₂ durante la descomposición orgánica de carbonatos y de combustión de carbón, etc (Roy P.D., 2007).

Para este estudio se utilizaron 100 mg de cada muestra previamente pulverizada. El análisis fue realizado con un instrumento Netzsch STA 409, capaz de determinar simultáneamente el análisis térmico diferencial (ATD) y el Termo-Gravimétrico (TG) en un solo perfil, usando como material de referencia (estándar) 15 mg de polvo de óxido de aluminio (Perkin Elmer 0419-0197). La muestra fue sometida a un calentamiento hasta 1300°C a una velocidad de 20°C/min, y su posterior enfriamiento a una velocidad de 10°C/min. El análisis se desarrolló en el Departamento de Cristalografía, Mineralogía i Dipòsits Minerals de la Facultat de Geologia de la Universitat de Barcelona.

Por Otra parte se hizo también un análisis utilizando el ATD como instrumento; se seleccionó una muestra con la fase silícica lo más pura posible, con el fin de observar los cambios mineralógicos que sufría la muestra a diferentes temperaturas. Para esto se ocuparon 100 mg aproximadamente para cada análisis, y se realizaron 5 ensayos diferentes, calentando la muestra a diferentes temperaturas: 500°, 700°, 900°, 1100° y 1300°C. A cada muestra obtenida se le realizó un análisis de DRX posterior a su calentamiento y se interpretaron los difractogramas obtenidos.

Tabla 5.1. Procesos ocasionados por un calentamiento en cuerpo solidos, con una atmosfera inerte(Brown. M.E.)

MUESTRA	FASE	PROCESO	H	SIGNO	MASA
A(Solido)	A(S-distinta estructura)	Fase Transicional	si	+ y -	no
A(Solido)	A(liq)	Fusión	si	+	no
A(Solido)	A(gas)	Sublimación	si	+	si
A(Solido)	B(S) + gas	Descomposicion termica	si	+ y -	si

5.6.a Reacciones de las sustancias solidas

Cuando una sustancia sólida pura, se calienta en una atmósfera inerte, su red molecular empieza a vibrar generando movimientos que pueden conducir a cambios en la estructura cristalina, fusión, sublimación, etc. Algunas sustancias también se pueden descomponer y formar nuevas sustancias, y algunas se vuelven volátiles cuando se llega a temperaturas elevadas (Tabla 5.1).

Algunos fenómenos que se producen en los cuerpos solidos son por ejemplo:

- La fase de transición: un nuevo arreglo de los componentes puede llegar a ser más estable que el original, generando un compuesto diferente.
- Fusión: Cuando la energía suficiente está disponible, las fuerzas de atracción entre las moléculas se vuelve insuficiente para mantener la disposición ordenada del sólido y se relaja el sistema para formar un arreglo más desordenado de los componentes en forma líquida. Para algunas moléculas complejas que el cambio de sólido a líquido se puede producir por

etapas. Las estructuras de orden intermedios se conocen como cristales líquidos

- Sublimación: Cuando la energía de los componentes aumenta muy rápidamente, la transición directa en una disposición desordenada de un gas pueden ocurrir, sin la formación intermedia de una fase líquida.
- Descomposición térmica: Cuando las fuerzas de enlace dentro de las moléculas o iones constituyentes son más débiles que las que existen entre los átomos que constituyen estas unidades, el aumento de la temperatura puede resultar en la redistribución y la formación de productos químicamente diferentes de los reactivos (Smykatz-Kloss. W., 1974).

5.6.a Generalidades de la técnica

Los métodos de análisis térmico han sido uno de los métodos estándar en la mineralogía. Las reacciones que se producen en un mineral o sustancia química durante un tratamiento térmico (calor o frío), las variaciones de masa y los cambios de energía pueden ser identificados

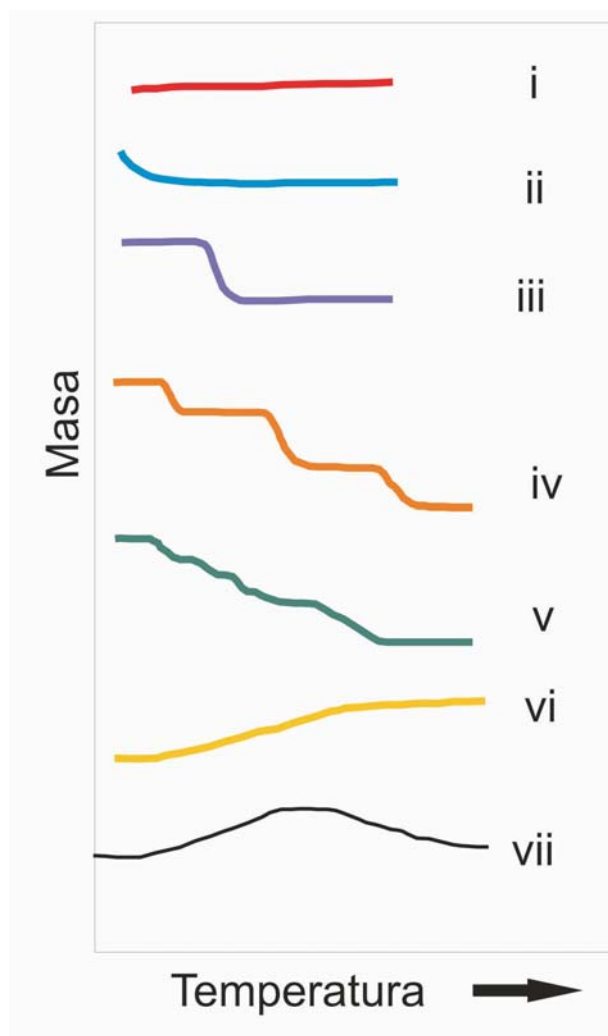


Fig. 5.5. Tipos de curva de TG (Brown, M.E., 2001)

y medidos con mucha claridad mediante estas técnicas. La pérdida de peso que por ejemplo se produce durante la deshidratación o la pérdida de CO₂, se puede determinar con una termobalanza, la cual es capaz de medir y graficar las variaciones en función de la temperatura o el tiempo. Para una serie de compuestos que contienen H₂O, OH y el CO₂ proporciona características distintivas para su identificación (Castiglioni, 2006; Smykatz-Kloss. W., 1974).

Existe una gran variedad de parámetros que se pueden determinar mediante estas técnicas como: la temperatura a la que sucede un proceso de: fusión,

solidificación, cristalización, oxidación, descomposición, cambio de fase, expansión, estabilidad térmica de una sustancia, agua libre (humedad), agua ligada (de cristalización), retención de solventes, pureza de una sustancia, calores de transición, calores específicos, inflamabilidad, control de calidad de polímeros, reacciones metal-gas, etc. (Castiglioni, 2006; Martínez, 2007).

Entre las técnicas más utilizadas para determinar estos parámetros están aquellas que monitorean el cambio de peso como la Termo-Gravimetría (TG), las que monitorean el cambio de calor como Calorimetría Diferencial de Barrido (DSC) y Análisis Térmico Diferencial (ATD), y las que monitorean las propiedades mecánicas como Análisis Termomecánico (TMA) (Brown. M.E., 2001)

5.6.c Termo-Gravimetría

Es una técnica simple que como su nombre lo indica, implica una variación en la masa de un cuerpo, generalmente se acompaña de otro análisis simultaneo para una mejor interpretación. Al ser calentadas las muestras sometidas a un análisis, el instrumento registra una variedad de datos los cuales genera una grafica, mediante la cual se puede semicuantificar la pérdida de masa de la muestra y se determina en que rango de temperatura sucedió, relacionando esto con una curva de ATD graficada simultaneamente se puede inferir que proceso fisicoquímico generó la pérdida de masa en la muestra. Algunas interpretaciones posibles de las curvas se muestran en la Figura 5.5 (Brown.M.E., 2001).

Tipo (i) La muestra no sufre cambios con la pérdida de la descomposición de los productos volátiles en el rango de temperatura que se muestra, por lo que no se obtiene información relevante, sin embargo, sobre si suceden transiciones de fase sólida, fundición, u otras reacciones de polimerización que no impliquen productos volátiles. Es necesario el uso de algunas de las otras técnicas. Suponiendo que estas posibilidades se eliminan, a continuación, la muestra se sabe que es estable a lo largo del rango de temperatura considerado. Esto podría ser una buena noticia si un material resistente al calor se esta buscando.

Tipo (ii): La rápida pérdida de masa inicial observada en la grafica es característico del proceso de secado. Para comprobar que la pérdida de masa es real, es recomendable volver a ejecutar la muestra, que debería plasmarse en un tipo de curva (i).

Tipo (iii): Representan la descomposición de la muestra en una sola etapa. La curva puede ser utilizada para definir los límites de la estabilidad de un reactivo, determinar la estequiometría de la reacción, etc.

Tipo (iv): Representa varias etapas de descomposición con intervalos relativamente estables. Una vez más, los límites de temperatura de la estabilidad del reactivo y de los intermedios pueden determinarse a partir de la curva.

Tipo (v) También indica una descomposición multietapa, pero los productos intermedios no son estables, y poca información se obtiene de la estequiometría de la reacción.

Tipo (vi) Se observa una ganancia de masa como

consecuencia de la reacción de la muestra con la atmósfera que la rodea.

Tipo (vii) El producto de una reacción de oxidación se descompone a temperaturas más elevadas.

Las aplicaciones de la técnica de Termo-Gravimetría son limitadas, hasta cierto punto, esto es debido a que no todos los eventos térmicos, se acompañan de cambios en la masa. Sin embargo para los procesos de deshidratación, la descomposición y los procesos de oxidación, la información que da la TG es muy valiosa (Smykatz-Kloss. W., 1974).

En la figura 5.6 se puede ver un ejemplo, donde se observa la deshidratación de un sulfato ($\text{CuSO}_4 \cdot 5\text{H}_2\text{O}$), como se puede apreciar a mayor temperatura pierde moléculas de agua. El conocimiento de la estabilidad térmica de los materiales proporciona información sobre problemas como los peligros del almacenamiento de explosivos, la vida útil de las drogas y las condiciones para el secado de tabaco y otros cultivos.

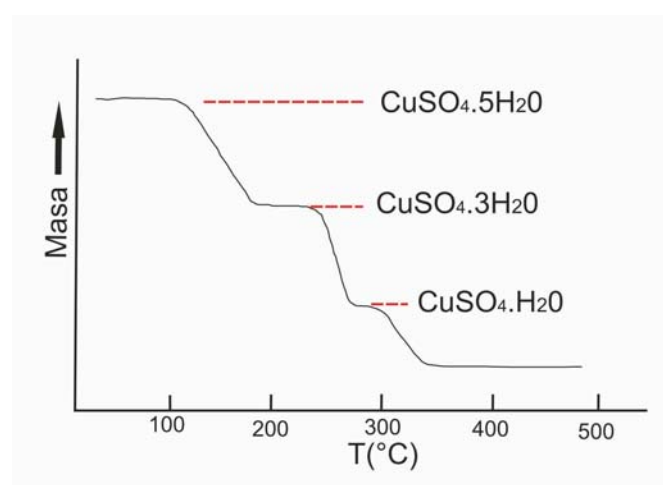


Fig. 5.6. Curva de TG, mostrando la deshidratación y pérdida de peso de $\text{CuSO}_4 \cdot 5\text{H}_2\text{O}$ Cortesía Martínez Manen Salvador, 2007.

5.6.d Análisis Térmico Diferencial

El análisis térmico diferencial, ATD, es la más simple y más utilizada la técnica de análisis térmico. La diferencia de temperatura, ΔT , entre la muestra y un material de referencia se registra mientras tanto están sometidos a los mismos cambios de temperatura. El instrumento clásicos de ATD, representado esquemáticamente en la Figura 5.7 se compone por un bloque con cavidades simétricas para la muestra y el material de referencia los cuales se calientan dentro de un horno. El bloque debe actuar como un dissipador de calor.

Para realizar los análisis se colocan en los portamuestras dos cápsulas, una con el material de referencia (alúmina) y la otra con la muestra a estudiar, ambas en contacto directo con termopares (estos son, por lo general, de Pt-Rh por que resisten mayor temperatura). El análisis comienza al ir elevando la temperatura de manera paulatina mediante un software, cada termopar manda una señal que registra la computadora, la cual identificara la diferencia de temperaturas entre las dos muestras y generara un diagrama (Fig. 5.8).

Cuando las diferencias de capacidad calorífica y la conducción de calor entre una muestra y una sustancia inerte calentada al mismo tiempo se ignoran, la muestra y la sustancia inerte, debe mantenerse a la misma temperatura durante su calentamiento, siempre y cuando no hay reacción en la muestra. Tal es el caso con una pequeña muestra y un material de referencia inerte que no difiere mucho de la muestra químicamente.

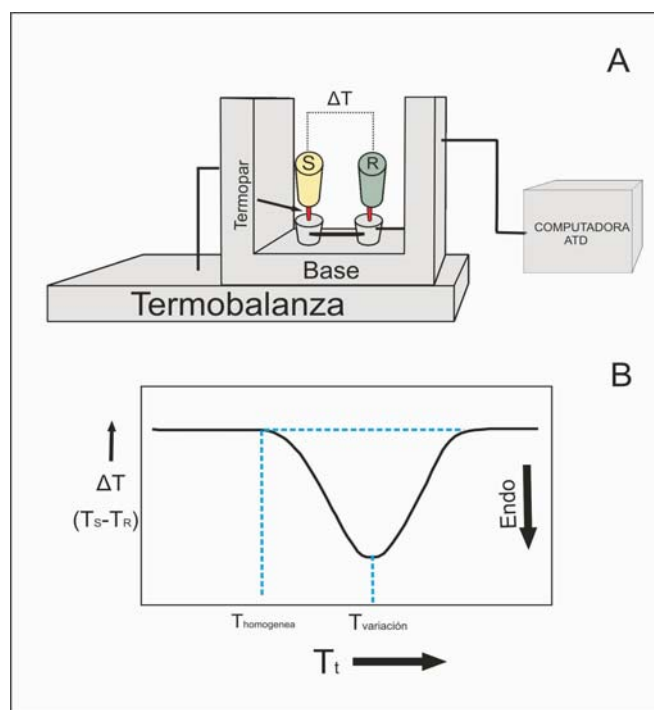


Fig.5.7. Análisis Térmico Diferencial (ATD): (A) Esquema del funcionamiento y partes de un ATD, S: Muestra estudiada, R: Muestra de referencia. (B) Curva típica de ATD.

En los extremos libres de los dos termopares, en un principio no hay potencial. La gráfica de la diferencia en el voltaje en función del tiempo o la temperatura es paralelo al eje. conforme se calienta la muestra puede existir un cambio, en el caso de que ocurra un proceso endotérmico (ΔH positivo, p.e. fusión del metal) la temperatura de la muestra T_s sufrirá un retraso respecto a la de la referencia, T_r , mientras continúa el programa de calentamiento. Si ocurre un proceso exotérmico en la muestra (ΔH negativo, p.e. oxidación) la respuesta será en sentido contrario (Smykatz-Kloss. W., 1974; Brown.M.E., 2001).

Esta técnica permite detectar cambios térmicos asociados a fenómenos endo- y exotérmicos, físicos, químicos, y variaciones o cambios de entalpía. Algunos

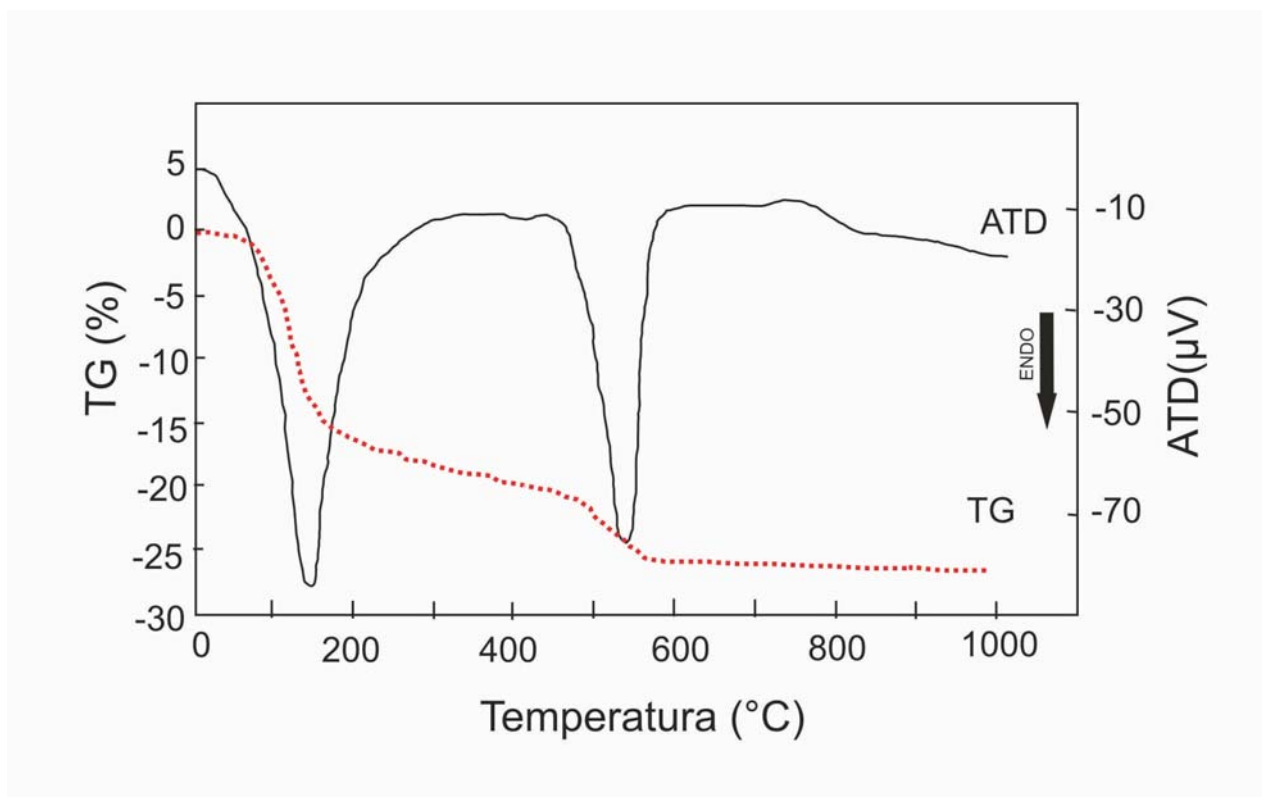


Fig.5.8. Curvas típicas de un estudio de ATD y TG combinados; se observa un pico endotérmico en 130-200°C que representa una deshidratación de la muestra “gel C-S-H”. En 530°C se observa también un pico endotérmico de la descomposición del CH.

fenómenos físicos provocan reacciones endotérmicas (la reacción consume calor) como: fusión, vaporización, sublimación, deshidratación y desorción. Algunos ejemplos de reacciones exotérmicas (la reacción libera calor) son: cristalización, nucleación, oxidación, combustión.

5.6.e Generalidades del Funcionamiento del instrumento

Para el ATD y TG la masa de la muestra es monitoreada en función del tiempo o de la temperatura; mientras la temperatura cambia programadamente bajo una atmósfera controlada al calentar la muestra, ésta pierde masa debido a diferentes factores antes explicados

de forma que, ambos análisis se realiza en una termobalanza (Martínez, 2007; Brown.M.E., 2001). La termobalanza es una combinación de una microbalanza con un horno, un programador de temperatura y una computadora para el control, que permite que la muestra sea calentada o enfriada midiendo su cambio de peso simultáneamente frente a la temperatura o el tiempo. La balanza debe ser un sistema equilibrado de modo que la atmósfera que rodea a la muestra esté controlada. Se debe tener especial cuidado con el mecanismo de la balanza, ya que se debe mantener a temperatura ambiente y en atmósfera inerte para que no sea afectado; la termobalanza debe ser capaz de calentar la muestra a

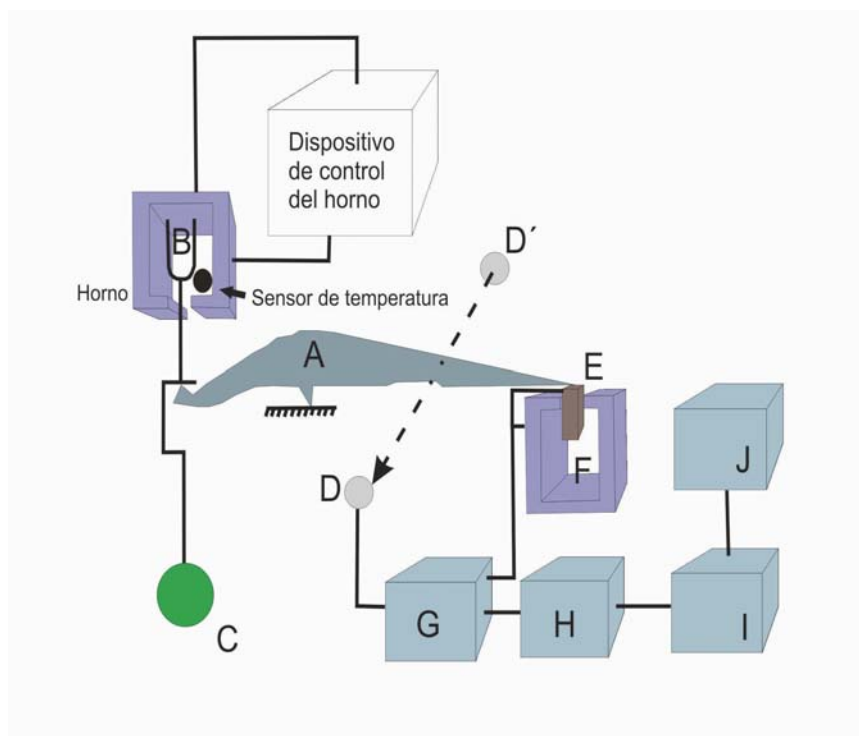


Fig. 5.9. Esquema de diseño de una termobalanza. A: Brazo. B: Copa y soporte de la muestra. C: Contrapeso. D: Lámpara y fotodiodos. E: Bobina. F: Imán. G: Control del amplificador. H: Calculador de la tara. I: Amplificador. J: Registro.

una velocidad determinada (normalmente entre 1 y 200°C/min), de controlar la atmósfera a la que se somete la muestra, y de adquirir los datos de temperatura, tiempo y peso mediante un ordenador (Martínez, 2007; Brown.M.E., 2001). En la figura 5.9 se muestra el esquema de una termobalanza.

Un cambio en la masa de la muestra provoca una desviación del brazo, que cierra el paso de la luz entre una lámpara y uno de los dos fotodiodos. El desequilibrio resultante en la corriente fotodiodica se amplifica y alimenta una bobina que está situada entre los polos de un imán permanente. El campo magnético generado por la corriente en la bobina devuelve al brazo a su posición original. La corriente amplificada del fotodiodo se recoge y transforma en información sobre la masa o pérdida de masa en el sistema de adquisición de datos. En la mayoría de los casos, los

datos de la masa frente a temperatura pueden representarse inmediatamente o almacenarse para una posterior manipulación o visualización. Las balanzas suelen tener una resolución de 1 µg o menor, y debido a su alta sensibilidad es fundamental que no existan vibraciones. Las gráficas obtenidas por estos análisis pueden ser interpretadas de manera cualitativa.

5.7. Espectroscopia de rayos infrarrojos

Para el análisis por espectroscopia infrarroja se seleccionaron cuatro muestras representativas de las distintas fases de ópalo, dichas muestras fueron pulverizadas, se calentaron durante 2 horas a una temperatura de 110° C para eliminar la humedad y fueron colocadas sobre un portaobjetos para formar

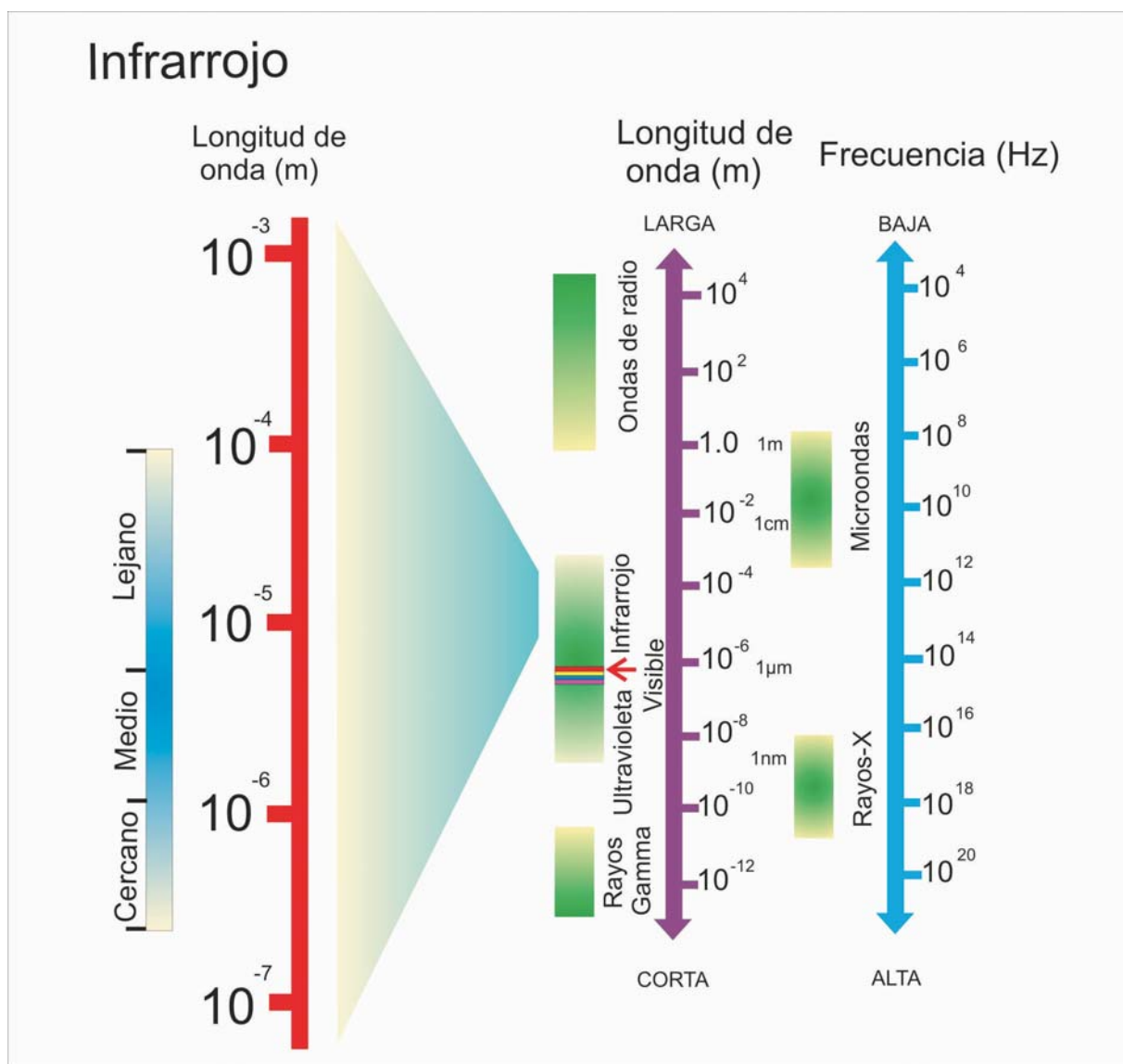


Fig. 5.10. Espectro electromagnético mostrando la región de los infrarrojos y de los rayos X, las cuales se utilizan en las técnicas de espectroscopia y difracción empleadas en este trabajo para la identificación y caracterización de fases minerales.

superficies planas. Posteriormente se analizaron mediante un analizador de espectroscopia de reflexión de infrarrojo cercano (SWIR) “Analytical Spectral Device (ASD), LabSpec Pro” con un rango de espectro de 350-2500 nm. Los espectros fueron obtenidos mediante el *software* SPECMIN (Mineral Identification System and Spectral Library; 1996).

5.7.a. Generalidades de la técnica

Las técnicas espectrométricas permiten el estudio de las distintas regiones del espectro electromagnético (Fig. 5.10) basándose en las transiciones de núcleo, electrónicas y vibracionales (Ostrooumov, 2006). Estas técnicas se fundamentan en la interacción de la radiación

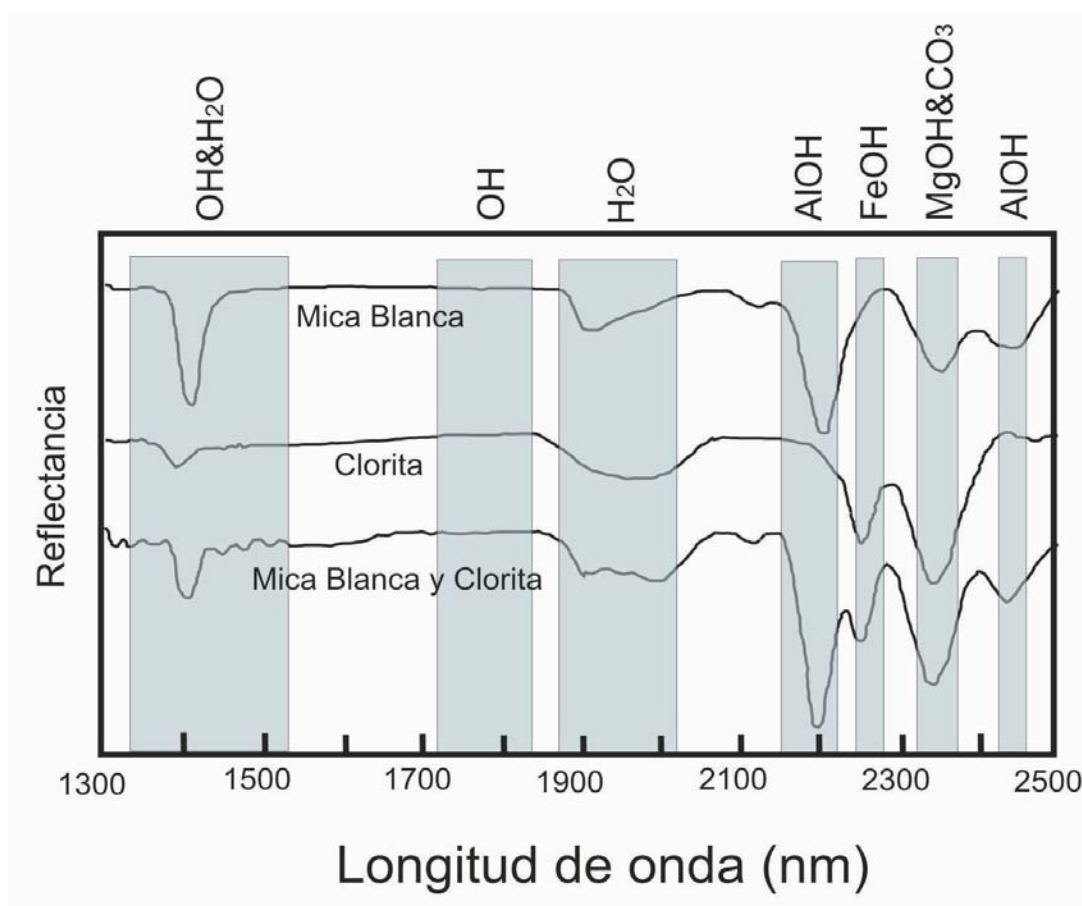


Fig. 5.11. Bandas típicas de absorción en un espectro IR (cercano) de reflexión de diferentes enlaces moleculares. Se representan los espectros de clorita, “mica blanca” y combinados (Jones, 2005).

con la materia, esta interacción involucra procesos de absorción y emisión, cuando una molécula absorbe o emite un fotón su estado energético cambia, esto se manifiesta como un cambio en su estado electrónico, vibracional o rotacional. Los procesos de absorción y emisión solo pueden darse a determinadas frecuencias de los fotones; por ello, para una molécula dada, el espectro de absorción/emisión constituye una huella digital única (Ostrooumov, 2006).

Entre las distintas regiones espectrales de la radiación electromagnética, el intervalo infrarrojo (IR) es importante para el estudio cristalquímico de muchos

minerales, así como para la caracterización de compuestos químicos inorgánicos y orgánicos. En los minerales, la presencia de bandas de absorción en la región infrarroja se debe a los enlaces de los grupos OH, H₂O, CO₃, NH₄, AlOH, FeOH y MgOH. En la región del IR las moléculas pueden absorber energía para rotar o vibrar, es decir para cambiar su estado energético. La combinación de estas bandas de absorción y la comparación de las intensidades de los picos, permiten identificar grupos minerales como filosilicatos, carbonatos y sulfatos (Fig. 5. 11; Jones, 2005). Por ello, la finalidad de la espectroscopia IR

es determinar los grupos funcionales que contiene un determinado mineral a partir de los estudios de absorción, reflexión o transmisión. Mediante esta técnica es posible identificar muchas sustancias mineralógicas (especies y variedades), realizar estudios cualitativos y cuantitativos de mezclas minerales, determinación de grupos estructurales como SiO_4 , SO_4 , PO_4 y CH_2 , realizar estudios de isomorfismo y polimorfismo, del grado de cristalinidad y de las sustancias amorfas, estudios de transformaciones en los procesos de calentamiento,

etc. Sin embargo, estas técnicas han sido poco desarrolladas y la mayoría han tomado importancia en los últimos años (Ostrooumov, 2006).

En general la espectroscopia IR permite obtener información necesaria sobre diversos aspectos cristalocímicos de los minerales. Gracias a los IR cualquier mineral se distingue por sus características específicas, que permiten distinguirlo de los demás, estas características son: la configuración (forma) el número y la posición de las bandas y sus intensidades relativas (Ostrooumov M., 2006).

6. CARACTERIZACIÓN DE FASES SILÍCICAS EN MANIFESTACIONES HIDROTERMALES EN BAHÍA CONCEPCIÓN

6.1 Manifestaciones Hidrotermales en Bahía Concepción

En Bahía Concepción se reconocen varios tipos de expresiones superficiales que evidencian que la zona se ha encontrado influenciada por procesos hidrotermales desde el Mioceno hasta la actualidad. Se pueden observar, en la orilla occidental de la bahía, manantiales termales activos submarinos someros y costeros, así como estructuras que delatan manifestaciones fósiles, como yacimientos hidrotermales de manganeso y alteraciones hidrotermales por silicificación. Además, al sur de la bahía hay varias manifestaciones geotérmicas en la región de San Juan Londó y Piedras Rodadas, al norte de Loreto.

Los primeros estudios de estas manifestaciones fueron hechos por la Comisión Federal de Electricidad (CFE), la cual se encargó de evaluar el potencial geotérmico de la región de Bahía Concepción y del noreste de la población de Loreto. Existen por lo menos cinco localidades de interés geotérmico con manifestaciones termales, evaluadas preliminarmente por la CFE en esta zona (Casarrubias y Gómez-López, 1994): (a) El Imposible (o El Centavito) en el Valle de San Juan Londó, incluye varios pozos de agua caliente, (b) Piedras Rodadas, consiste en varios manantiales termales, (c) Los volcanes y (d) Saquicisumunde en las cercanías de Punta Pulpito, presenta manantiales costeros, fumarolas y suelos

vaporizantes y (e) Cerro Mancenares-Agua Caliente, área con diversos manantiales termales continentales y costeros (Fig. 6.1).

Estas manifestaciones termales registran temperaturas entre 40 y 90 °C, y temperaturas de reservorio, con base en geotermómetros (K-Mg, K-Na, Na-K-Ca), menores a 262°C. En general, el fluido hidrotermal es del tipo sódico-clorurado. Los depósitos originados por estas manifestaciones son vetillas y costras con asociaciones minerales que incluyen ópalo, calcedonia, cuarzo, calcita y yeso, y óxidos de Mn como minerales accesorios (López, 1991; Lira-Herrera, 1985;

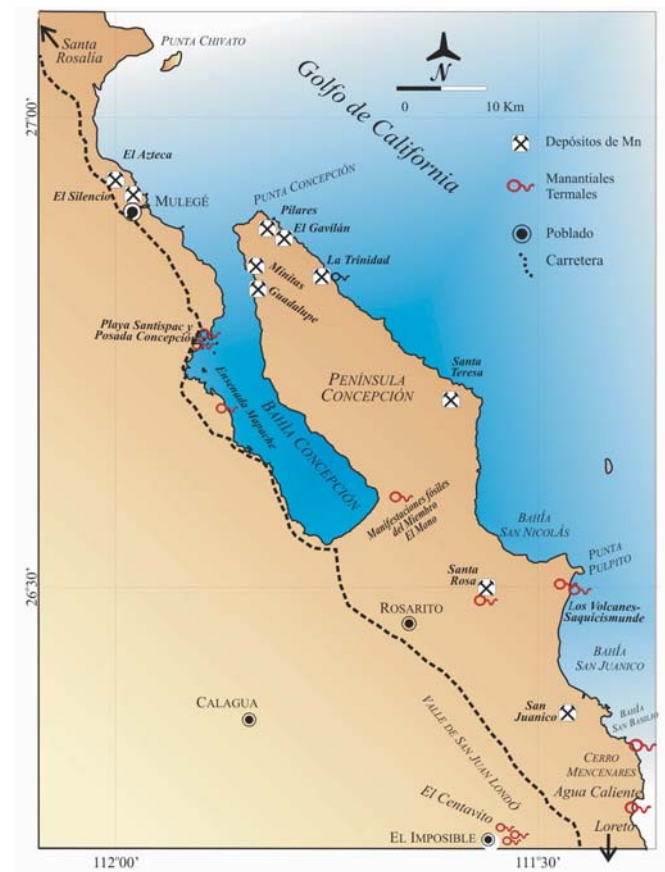


Fig. 6.1. Localización de manifestaciones termales activas en el área comprendida entre Bahía Concepción y San Juan Londó (Baja California Sur).

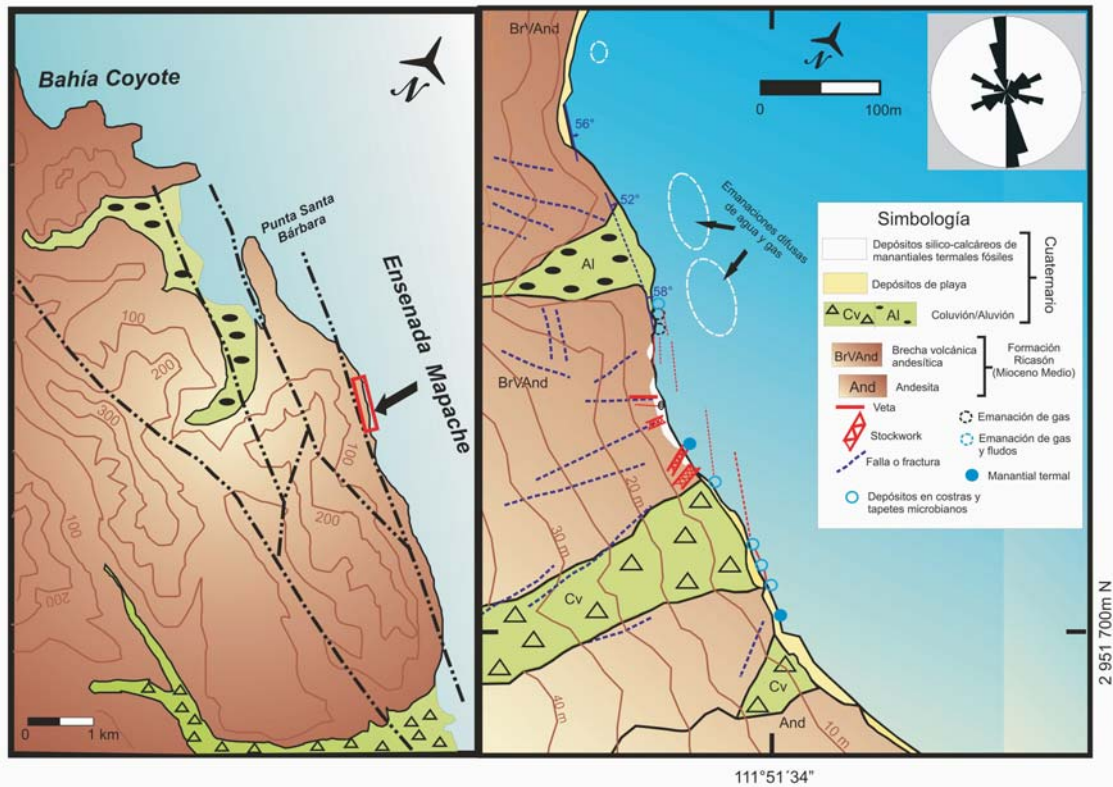


Fig. 6.2. Mapa geológico local de Ensenada Mapache, en la costa occidental de Bahía Concepción, mostrando la localización detallada de las manifestaciones hidrotermales.

Casarrubias y Gómez-López, 1994; Casarrubias-Unzueta, 1997a; 1997b).

Se considera que la presencia de las manifestaciones termales está estrechamente relacionada con los sistemas de fallas NO-SE y N-S y el volcanismo reciente de Punta Pulpito, cuya edad es de 0.5 Ma (López, 1991), ligados a la tectónica extensional que tuvo lugar a partir del Mioceno (Casarrubias y Gómez-López, 1994).

Al sureste de Bahía Concepción, es posible observar evidencia de hidrotermalismo fósil, de edad Plioceno, en el Miembro El Mono de la Formación Infierno. Esta unidad sedimentaria consiste en un depósito formado en una ambiente de manglar, compuesto por calizas micríticas con fósiles y con intercalaciones de pedernal blanco. El miembro Bahía Concepción que sobreyace

al miembro el Mono contiene estructuras que podrían corresponder a descargas termales fosilizadas. Como consecuencia de esto, el depósito calcáreo del Miembro el Mono presenta una silicificación muy extendida (Fig. 6.1).

Además, alrededor de la bahía existe una gran cantidad de depósitos hidrotermales de manganeso, en vetas y brechas, con edades del Mioceno al Plioceno, entre los que destacan las minas Gavilán, Mantitas, Santa Rosa, San Juanico y Trinidad (Fig.6.1). Algunos de estos depósitos presentan características morfológicas y mineralógicas similares a las presentadas en las manifestaciones termales actuales, y todas estas manifestaciones están controladas por sistemas de fallas NO-SE y N-S. Rodríguez- Díaz (2004) y Camprubí *et al.*

(2008) proponen que la metalogénesis de los depósitos de manganeso, originados entre el Mioceno Superior y el Plioceno, es análoga a los sistemas activos de manantiales hidrotermales costeros, del mismo modo que la actividad que dio origen a la silicificación del manglar de El Mono.

6.1.a Manantiales activos intermareales y submarinos someros

Estas manifestaciones están distribuidas en Ensenada Mapache, Posada Concepción y Playa Santispac, en una estrecha línea de costa y acantilados de rocas andesíticas de la Formación Ricasón (Grupo Comondú, Mioceno), a través de fallas normales relacionadas con la tectónica extensional terciaria del Golfo de California. El continuo burbujeo observado en la superficie del mar revela la ubicación de las zonas con manantiales submarinos.

6.1.a.1 Ensenada Mapache (Agua Caliente)

En la costa occidental de la Bahía Concepción, en las coordenadas (N 24°41'00" - O 111°51'30"), a lo largo de aproximadamente 75 m de costa en Ensenada Mapache, se encuentran una serie de depósitos de manantiales termales en vetas, vetillas y costras, adyacentes al área con manantiales termales activos. Los depósitos consisten de manera general en ópalo, barita, calcita y oxihidróxidos de Mn y Fe (Fig. 6.1, 6.2).

Los manantiales termales intermareales están sobre la costa, paralelamente al escarpe costero de Ensenada Mapache. Estos manantiales y estructuras mineralizadas

están alojados en una brecha andesítica de la Formación Ricasón, que aflora en el escarpe de Ensenada Mapache, a lo largo de un segmento de falla normal de orientación N20°W, 80° NE y longitud aproximada de 60 m. Existen por lo menos 6 emanaciones termales, agrupadas en dos áreas principales que se encuentran separadas cerca de 40 m una de la otra.

Las manifestaciones termales consisten en (Prol-Ledesma *et al.*, 2004; Rodríguez-Díaz, 2004; Canet *et al.*, 2005a, 2005b; Forrest *et al.*, 2005; Canet y Prol-Ledesma, 2006; Villanueva-Estrada *et al.*, 2005; Villanueva-Estrada, 2007):

A) *Manifestaciones submarinas someras*: Son infiltraciones gasohidrotermales difusas del fondo marino, a una profundidad de 5 a 15 m. La temperatura de descarga de las manifestaciones submarinas varía entre 50°C en el fondo marino y 87°C a 10 cm de profundidad en el sedimento y un pH de 5.9 (Prol-Ledesma *et al.* 2002b). En estas manifestaciones no se produce ningún tipo de montículo ni chimenea, únicamente alrededor de las zonas con mayor actividad hidrotermal se forman costras milimétricas de oxihidróxidos de Fe. Además, localmente, el sedimento arenoso se encuentra recubierto por un tapiz microbiano de color amarillento.

B) *Manifestaciones intermareales*: Localizadas en la zona cubierta temporalmente por el agua de mar por efectos de la marea. La temperatura de las emanaciones hidrotermales es de hasta 62°C con un pH de 6.7 (Prol-Ledesma *et al.* 2002b). Alrededor de estos manantiales intermareales existen acumulaciones de precipitados hidrotermales en forma de pavimentos irregulares. Estos depósitos son agregados masivos compuestos por

Tabla 6.1 Concentraciones de iones mayores en aguas descargadas en ventilas submarinas en Bahía Concepción, comparadas con muestras de agua de mar recolectadas lejos de las ventilas y una muestra de un manantial termal subaéreo (Prol-Ledesma *et al.*, 2004).

Tabla 6.2 Análisis químico de elementos traza en muestras de agua en Bahía Concepción (Prol-Ledesma *et al.*, 2004).

Tabla 6.3 Análisis químico de elementos de las tierras raras (REE) en muestras de agua en Bahía Concepción (Prol-Ledesma *et al.*, 2004).

Muestra	pH	Alcalinidad	Ca	Mg	K	Na	Cl	SO ₄	HCO ₃	Si
	mmol	mmol	mmol	mmol	mmol	mmol	mmol	mmol	mmol	mmol
BC1	5.95	243.3	23.3	35.78	12.7	394.5	458.4	17	4.9	3.1
BC4	6.02	214.1	19.4	41.91	12.5	414.7	500.7	21.2	4.3	2.1
BC6	5.97	223.8	20.6	40.2	12.5	408.9	493.6	20.6	4.5	2.4
BC9	7.75	150.8	9.8	58.33	12.48	485.9	527.5	26.6	1.6	0
BC10	6.68	97.3	28.9	25	12.2	334	409	12.4	1.9	4.54

Muestra	I	Hg	Mn	Cs	Ba	Br	B	As	Li	Fe	Rb	Sr
	μmol	μmol	μmol	μmol	μmol	μmol	μmol	μmol	μmol	μmol	μmol	μmol
BC1	3.63	0.49	64.8	4.35	2.98	2203	829	10.41	344	41	299	174
BC4	3.31	0.69	43.14	3.76	2.59	2178	646	6.14	354	33	290	150
BC6	2.66	6.93	52.06	4.26	2.88	2215	631	9.34	275	36	306	173
BC9	2.14	<0.001	0.1	0.01	0.11	2541	356	<.007	68	18	260	54
BC10	0.84	0.12	79	2.9	2.47	1055	685	3.74	370	18	388	218

Muestra	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
	ppb	ppb	ppb	ppb	ppb	ppb	ppb	ppb	ppb	ppb	ppb	ppb	ppb	ppb
BC1	0.82	1.38	0.21	0.82	0.16	0.1	0.14	0.03	0.08	0.01	0.03	0.01	0.01	0.01
BC4	0.97	1.72	0.23	0.81	0.18	0.09	0.14	0.02	0.09	0.02	0.05	<0.001	0.06	<0.001
BC6	2.27	4.45	0.66	2.31	0.52	0.22	0.35	0.05	0.28	0.05	0.13	0.03	0.14	0.02
BC9	0.07	0.05	0.04	<0.004	<0.002	<0.001	<0.002	<0.001	<0.001	0.03	<0.001	<0.001	<0.001	<0.001
BC10	0.51	0.96	0.1	0.27	0.05	0.03	0.04	0.01	0.05	0.01	0.03	0.01	0.04	0.013

detritos y bioclastos cementados por sílice opalina y calcita. Cerca de los manantiales se observan vetas bandeadas rellenas por ópalo, calcita y barita, con espesores que van de 5 hasta a 160 cm (Canet *et al.*, 2005 y 2006). También se forman agregados de óxidos de Mn en forma de costras centimétricas asociadas a las zonas inmediatas a los manantiales. De igual manera, por encima de éstos se forman costras estromatolíticas de sínter silicocalcáreo (Canet *et al.*, 2005a, b).

La composición de los fluidos del sistema hidrotermal se presenta en las tablas 6.1, 6.2 y 6.3. El agua termal pertenece al tipo cloruro-sódico y

presenta elevadas concentraciones de Ca, Mn, Si, Ba, B, As, Hg, I, Fe, Li, HCO₃ y Sr respecto al agua de mar (Prol-Ledesma *et al.*, 2004). Los geotermómetros (Na/Li, Na-K-Ca y Si) proporcionan una temperatura de reservorio para el sistema hidrotermal de unos 200°C (Prol-Ledesma *et al.*, 2004). Los cálculos del estado de saturación indican que el fluido hidrotermal de los manantiales intermareales está sobresaturado en barita y sílice, y que la mezcla de dicho fluido con agua marina, si bien está sobresaturada en barita, está subsaturada en calcita y en sílice (Canet *et al.*, 2005a).

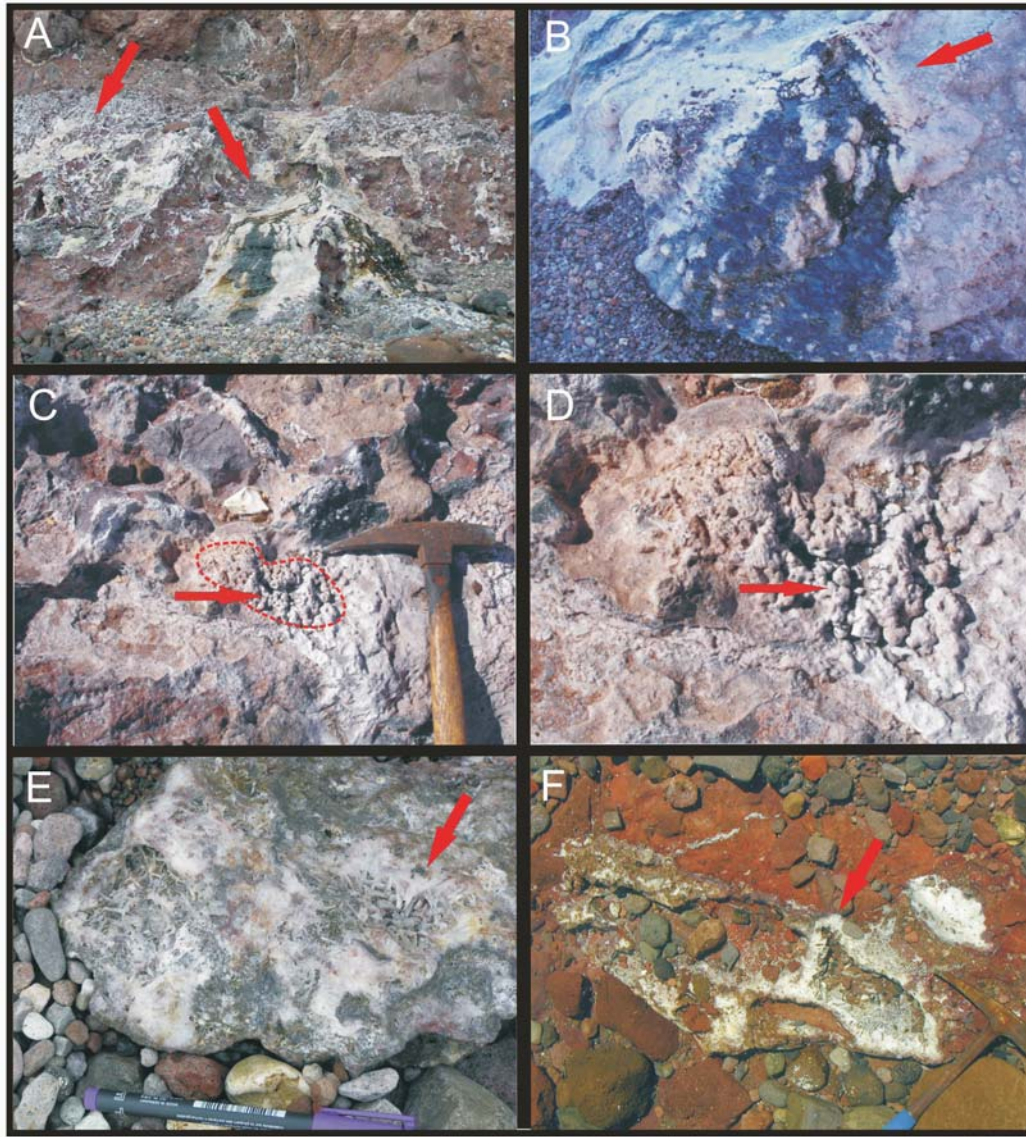


Fig. 6.3. Fotografías de afloramiento de algunas manifestaciones termales de Ensenada Mapache. (A) Montículo de sínter silicocalcáreo con emanaciones intermitentes de fluidos hidrotermales, a la izquierda del montículo se pueden observar costras silicocalcáreas de unos cm de espesor. (B) Mismo afloramiento de la figura A dos años después; mantiene la misma estructura pero con algunas zonas erosionadas, los fluidos emanados empiezan a formar nuevas estructuras de depósito. (C y D) Costras de sínter silicocalcáreo formando estructuras botroidales. (E y F) Agregados de cristales de barita relleno de oquedades y formando vetas; se puede apreciar la formación de cristales tabulares centimétricos.

El gas termal se compone principalmente de CO_2 (44%) y N_2 (54%), y contiene en cantidades menores CH_4 , Ar, He, H_2 y O_2 (Forrest *et al.*, 2003). La composición isotópica ($\delta^{13}\text{C}$) es de “6 ‰ en el CO_2 (Forrest y Melwani, 2003), y de “34.3 ‰ en el CH_4 . Por otro lado, la composición

isotópica del N_2 , con un valor $\delta^{15}\text{N}$ promedio de 1.7 ‰, sugiere que este gas se produce térmicamente a partir de materia orgánica en sedimentos inmaduros, mientras que los isótopos de He ($^3\text{He}/^4\text{He} = 1.32R_A$) registran una componente mantélica (Forrest *et al.*, 2005).

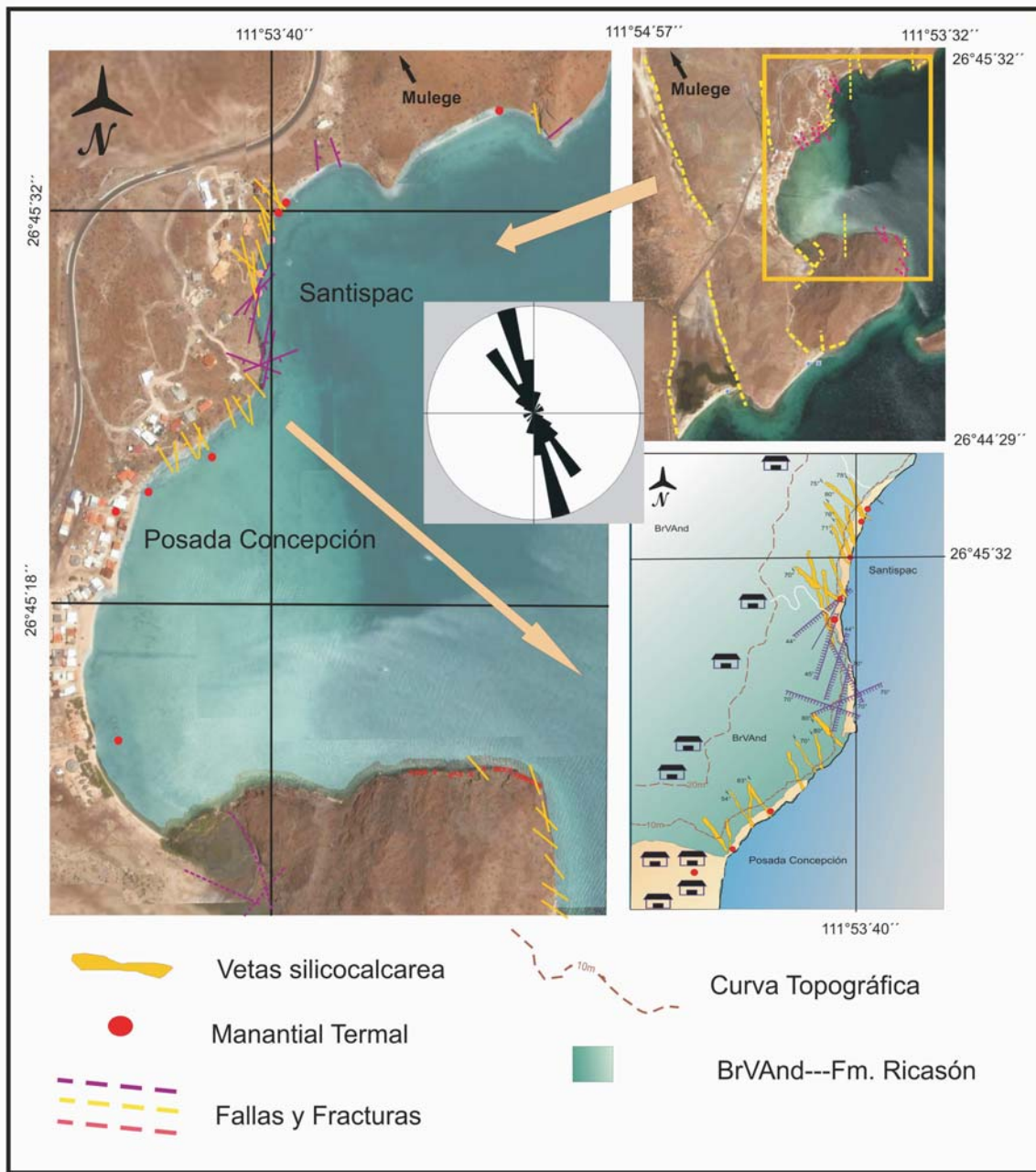


Fig. 6.4. Mapa geológico-estructural del área de Posada Concepción y Santispac (5 Km al norte de Ensanada Mapache), con la localización detallada de las manifestaciones hidrotermales y las fallas.

Por su composición isotópica, este fluido es muy cercano al agua meteórica, a pesar de que la mezcla con agua de mar es un proceso determinante en su evolución. A partir de su contenido en Mg se deduce que el agua termal emitida en el área de infiltración hidrotermal difusa a través de los sedimentos del fondo marino está constituida en un 60 % por agua marina y en un 40 % por

el miembro termal final, que es un agua meteórica de circulación profunda (Prol-Ledesma *et al.*, 2004).

A lo largo de la línea de costa es posible observar tres manchones irregulares de colores blanco, ocre y verde, constituidos de bloques y guijarros volcánicos cementados por precipitados hidrotermales formando costras de hasta 4 cm de espesor y vetas. Estos depósitos son

expuestos durante la marea baja y se componen de: (1) Agregados de detritos y bioclastos cementados por ópalo, calcita y barita, (2) cortezas botrioidales de agregados de óxidos de manganeso, (3) vetas silicicocalcáreas irregulares de menos de 10 cm de espesor, (4) Brechas mineralizadas y (5) estromatolitos silicicocalcáneos (Rodríguez-Díaz, 2004; Canet *et al.*, 2005b, Blanco-Florido, 2007).

Una de las estructuras mas evidentes en la zona es un montículo blanco-beige de 1.5 m por 0.8 m, con estructuras estromatolíticas botrioidales compuestas de láminas de color beige de carbonatos y ópalo, que contienen clastos volcánicos de tamaño grava y arena (Fig. 6.3). Alrededor de esta estructura se observan depósitos compuestos de sílice opalino, calcita y barita, que forman estructuras columnares y onduladas, propias de los microestromatolitos, que irregularmente cubren las rocas volcánicas (Canet *et al.*, 2005a).

Otras estructuras encontradas en el área son vetas y vetillas, temporalmente cubiertas por mareas. Las vetas presentan espesores entre 4 y 30 cm, con orientaciones N18-5°O, subverticales, y se pueden observar en el acantilado y sobre la costa formando *stockworks* de espesores de hasta 2 m que tienen una continuación hasta la costa y mar adentro. En estas vetas bajo el mar y en los acantilados se distinguen pequeños halos centimétricos de alteración en la roca encajonante. La fase mineral que constituye principalmente a las vetas es barita, que forma cristales euhedrales tabulares de dimensiones variables (Fig. 6.3). En las oquedades de las bandas existe un relleno escaso de ópalo en bandas botrioidales

de espesores milimétricos, también se hallan óxidos de Mn y goethita en patinas y en bandas radiales dentro de las vetas.

Las costras estas están formadas por laminaciones de barita constituidas por cristales de hasta 4 mm de largo por 2 mm de ancho que incluyen cristales diminutos de pirita (Rodríguez – Díaz *et al.*, 2009); también se observan clastos de roca volcánica. Recubriendo estas costras se encuentran láminas muy finas, de coloración gris oscuro a negro, con un espesor total menor a los 5 mm. Las laminas son botrioidales y se componen de óxidos de manganesos como romanechita $(Ba, H_2O)_2(Mn)_5O_{10}$ y todorokita $(Mg, Ca, Ba, K, Na)_{0.55}(Mn)_6O_{12} \cdot 3H_2O$. Finalmente coronando a las láminas de óxidos de Mn y de forma intercalada, se encuentran láminas de aproximadamente 3 mm de grueso de sílice opalina $SiO_2 \cdot nH_2O$, óxidos de Fe y Mn, y carbonatos de calcio. El ópalo y los carbonatos funcionan como cementante de clastos volcánicos, de fragmentos de las emanaciones hidrotermales y de bioclastos (Fig. 6.3).

Las brechas mineralizadas presentan fragmentos de andesita cementados por romanechita, usualmente cubiertas por láminas finas de ópalo de aspecto terroso. Algunos cristales de barita retrabajados se encuentran embebidos por el cementante. En ocasiones, los fragmentos de andesita están cementados por ópalo y barita; la barita se presenta como un aglutinante y el ópalo como bandas botrioidales y como cementante, embebiendo algunos fragmentos de barita. Esporádicamente se llegan a presentar láminas de goethita y cristales de calcita rellenando oquedades.

Otro tipo de depósitos lo constituyen los estromatolitos silicicocalcáneos, fósiles y actuales,

presentándose los últimos recubiertos por tapices microbianos. Los estromatolitos se desarrollan sobre guijarros y bloques volcánicos, y los más grandes forman montículos sobre la playa de 2 m de ancho. Los crecimientos estromatolíticos son arborescentes y columnares. Están formados por láminas muy finas de ópalo, como fase principal, y calcita microcristalina, e incluyen abundantes frústulas de diatomeas (Canet *et al.*, 2005b). Además, intercaladas con el ópalo y la calcita, hay finas láminas de romanechita, todorokita y oxihidróxidos de Fe. Ocasionalmente es posible encontrar cristales de barita retrabajados y clastos de tamaño arena fina de andesita dentro de las láminas o en las oquedades.

6.1.a.2 Posada Concepción y Playa Santispac

Las manifestaciones hidrotermales se distribuyen a lo largo de un tramo de aproximadamente 1.2 km de costa y acantilados entre Posada Concepción y Playa Santispac (N 26° 44' 30'' - O 111°53'27'' y N 26° 45' 47'' - O 111°53'29''). Consisten en diversos manantiales termales costeros e intermareales con depósitos en forma de costras, vetas y stockworks de ópalo, calcita y óxidos de Mn y Fe, relacionados con fracturas alojadas en andesitas y depósitos piroclásticos de la Fm. Ricasón (Fig. 6.4).

La temperatura de las manifestaciones es de alrededor de 60°C en Posada Concepción y de 47-60°C en Playa Santispac. El agua termal de las manifestaciones intermareales muestra un enriquecimiento relativo al agua de mar en Ca, Si, Li, Sr, B, Mn, Fe, Ba y As (Villanueva-Estrada, 2007).

En Posada Concepción y Playa Santispac existen al menos 10 manantiales termales costeros y una serie de depósitos asociados a ellos. Estos manantiales se asocian a un sistema conjugado fracturas y fallas de orientaciones NO 30°-70° y NE 30°-70°.

Los depósitos consisten de manera general en: (a) costras, (b) estromatolitos, y (c) vetas y *stockworks*, de ópalo, barita, calcita y oxihidróxidos de Mn y Fe. Alrededor de estas estructuras mineralizadas es posible observar halos de alteración de hasta 1 m. La roca caja también presenta un grado de alteración moderada debido al intemperismo.

(a) Las costras tienen dimensiones no mayores a los 2 m² de área y presentan espesores inferiores a 4 cm. Presentan una textura bandeada y poco porosa, están conformadas por un material semiconsolidado, y contienen una gran cantidad de clastos volcánicos de tamaño grava y arena, y bioclastos. Estas bandas están conformadas por láminas de ópalo, tanto diáfano como turbio, que cementan a los clastos (Fig. 6.5, 6.6). Algunas desarrollan morfologías arborescentes y nódulos concéntricos de todorokita y romanechita; los óxidos de Mn también pueden encontrarse rellenando los poros de las costras o como cementante. Los óxidos de Mn alcanzan espesores de hasta 2 cm, tienen una textura botrioidal, y muestran diferentes tonalidades que van del negro al gris-pardo. Otras costras de aspecto botrioidal se componen de aragonita, mayoritariamente, y cuarzo en cantidades subordinadas (Blanco-Florido, 2007).

(b) Los estromatolitos son ricos en óxidos de Mn, presentando estructuras laminares de hasta 1.5 cm de espesor desarrollados sobre guijarros adyacentes a las

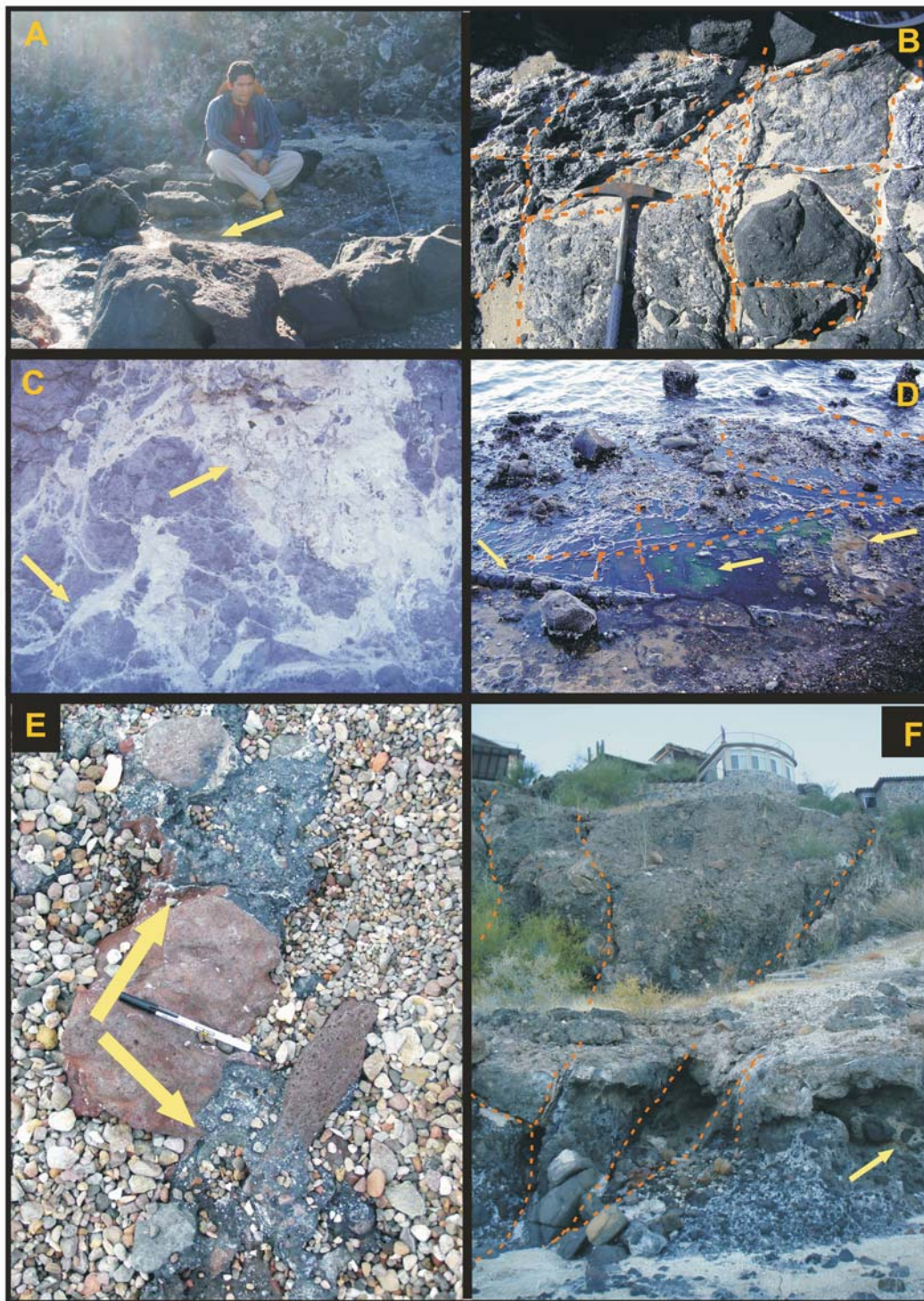


Fig. 6.5. Fotografías de afloramiento de las manifestaciones termales de Posada Concepción y Santispac. (A) Emanación de vapor en un manantial hidrotermal. (B) Sistema de fracturas conjugado. (C) Costras silicocalcáreas y pequeños *stockworks* del mismo material. (D) Sistemas conjugados de vetas silicocalcáreas, en la parte inferior de la imagen se observa sobresaliendo de la superficie un dique andesítico silicificado. (E) Costras de manganeso sobre sedimentos costeros cerca de un manantial termal. (F) Vetas silicocalcáreas de orientación NO–SE aflorando en el acantilado.

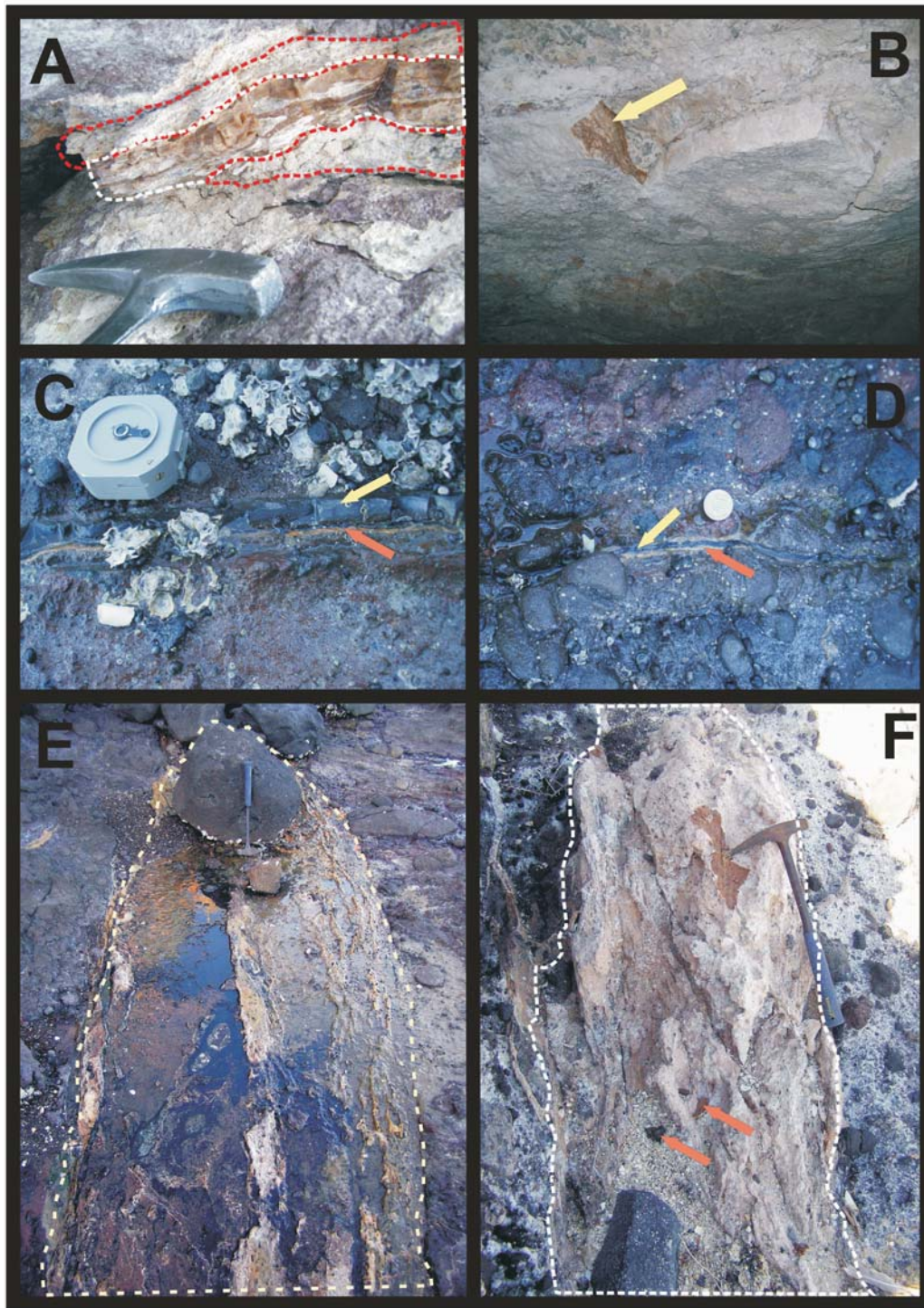


Fig. 6.6. Fotografías de afloramiento de las manifestaciones termales de Posada Concepción y Santispac. (A) Veta silicocalcárea emplazada en brechas andesíticas; se puede observar una gradación tanto en color como en textura hacia el centro de la veta, siendo en el centro más compacta y homogénea y hacia las orillas mas porosa y poco consolidada. (B) Veta silicocalcárea con la misma zonación anteriormente descrita. (C y D) Veta centimétrica sobre la costa, formada junto a un dique; la veta presenta una una banda central de óxidos de manganeso y en los extremos una fina costra de sílice amorfa. (E) Manantial activo sobre una veta silicocalcárea; el depósito se extiende hacia la parte inferior de la fotografía. (F) Veta silicocalcárea emplazada en brechas andesíticas.

zonas de descarga. Están formados por láminas muy finas de espesores decenas de micras, con restos de organismo marinos.

(c) Las vetas y vetillas son las estructuras más abundantes en el área. Los espesores de éstas varían entre 1 cm y 1.5 m y la longitud de metros a decenas de metros. Las vetas y vetillas presentan una disposición estructural de NO 2°-45°, y buzamientos de entre 54°-90° hacia el SO y NE. Las vetas son de color beige y blanco-amarillento, y se componen tanto de material consolidado como de material terroso. Los componentes que integran a las vetas son ópalos y carbonatos, además de incluir fragmentos y minerales de la roca caja como plagioclasa, y cantidades accesorias de óxidos de Mn (Fig. 6.5, 6.6). Algunas vetas presentan una cierta gradación de bandas de ópalo beige semiconsolidadas a ocre muy consolidadas. Es posible encontrar vetas simétricas, donde se distinguen capas externas ricas en ópalo y calcita, de espesores de hasta 3 cm, y una banda central rica en óxidos de Mn que coincide con la descarga actual de fluidos (Fig. 6.6).

6.1.b Sistemas hidrotermales fósiles

Existen en el área de Bahía Concepción numerosas evidencias e indicios de actividad hidrotermal fósil, que incluyen: (a) los depósitos de Mn en vetas, con edades estimadas de Mioceno Superior a Plioceno, y (b) los depósitos de manglar silicificados del Miembro El Mono, del Plioceno Superior. En el presente estudio se ha investigado principalmente la

naturaleza del segundo, por contener extensos depósitos de sílice amorfa. Además, se ha estudiado la Mina Santa Rosa, debido a que presenta abundante ópalo en asociación con las menas de Mn.

6.1.b.1 Depósitos de manganeso en vetas: Mina Santa Rosa (Mn-Ba)

La Mina Santa Rosa difiere de los otros indicios de manganeso, tanto por su emplazamiento y estilo de mineralización, como por sus asociaciones minerales ricas en ópalo.

La mina de Santa Rosa se encuentra localizada al SO del poblado de San Nicolás (N26° 28'15'' - O111°32'30''), al sur de Bahía Concepción (Fig. 6.1). La mineralización es adyacente al arroyo Las Lumbreras y consiste en una veta-brecha de aproximadamente 500 m de longitud, expuesta en afloramientos discontinuos, con espesores variables desde 30 cm hasta 2 m. La veta-brecha tiene una disposición estructural de rumbo preferente NNO-SSE e inclinaciones hacia el NE. Los datos de rumbos medidos se encuentran entre 10° y 20°, con buzamientos casi verticales.

Por su estructura, mineralogía, geoquímica elemental, fluidos y condiciones de depósito, la mineralización de Mn-Ba de Santa Rosa presenta una estrecha afinidad y relación genética con los depósitos de manantiales termales costeros actuales en la región (Rodríguez-Díaz *et al.*, 2009).

La mineralización se encuentra encajonada en ortoconglomerados pertenecientes a la Unidad Los Volcanes, de la Fm. San Nicolás del Plioceno, forma

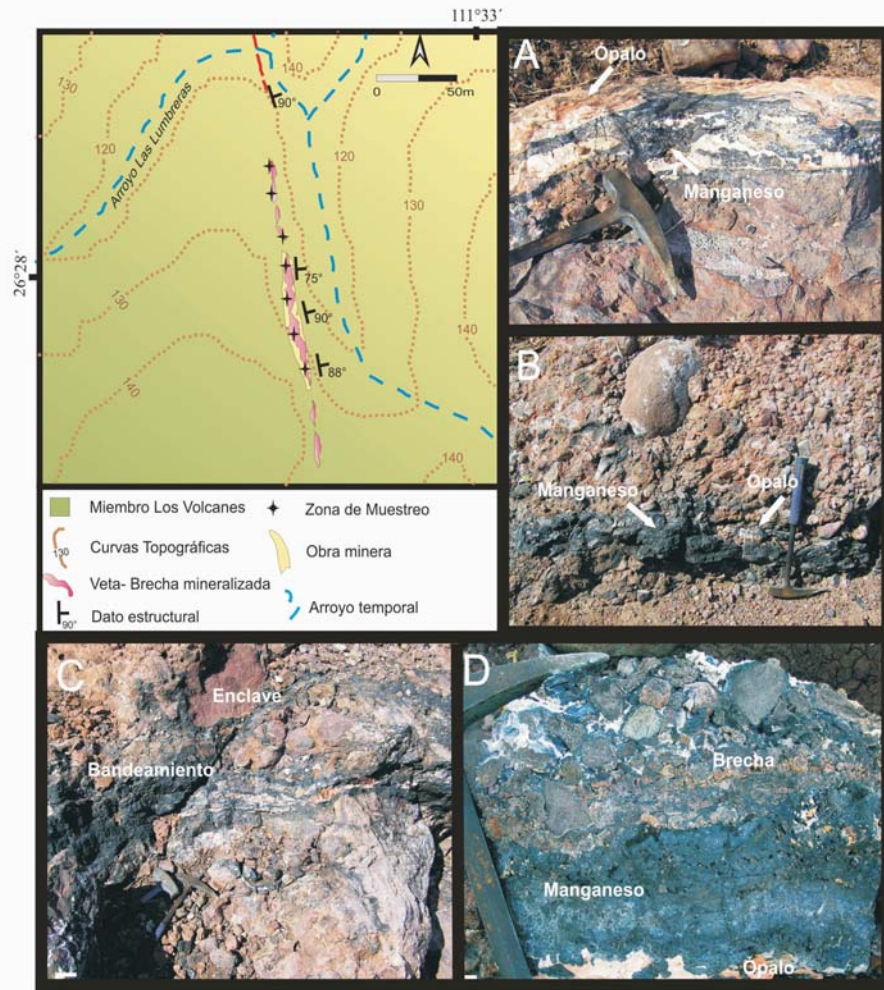


Fig. 6.7. Mapa geológico del área de San Nicolás, al sureste de Bahía Concepción, se representan las estructuras mineralizadas (Mn-Ba) y los puntos de muestreo en la Mina Santa Rosa. (A y B) Veta de óxidos de manganeso emplazada en un conglomerado de la Fm. los Volcanes; en la parte externa de las vetas se puede apreciar el depósito de ópalo de color blanco y rosado. (C) Brecha cementada por óxidos de manganeso y laminaciones de fases silíceas. (D) Veta de óxidos de manganeso donde el ópalo se deposita delimitando a la veta. La otra estructura cortando en algunos sectores a la veta es una brecha cementada por óxidos de manganeso y ópalo, superficialmente se observa que tanto los óxidos de manganeso como el ópalo forman estructuras botrioidales.

mayoritariamente estructuras bandeadas y brechoides, y cementa a la roca detrítica encajonante. Las estructuras bandeadas se distinguen por la alternancia de láminas irregulares de coloración negro-azulado y blanco-rosa, correspondientes a las zonas con predominio de óxidos de Mn, y ópalo y barita, respectivamente. Hacia los bordes y el centro de la estructura mineralizada predominan las bandas claras. Dentro de las estructuras

bandeadas se hallan lentes brechoides decimétricas que incluyen fragmentos de roca encajonante, mena y ganga, y presentan oquedades rellenas con óxidos de manganeso y ópalo formando texturas botrioidales, así como cristales tabulares de barita de hasta 1 cm de longitud.

Los minerales de mena consisten en romanechita, principalmente, y pirolusita, en cantidades subordinadas. Como minerales de ganga, se

encuentran barita, ópalo, cuarzo, calcita, magnetita-maghemita y goethita.

El ópalo se encuentra formando bandas botrioidales de algunos centímetros de espesor, de textura homogénea, de color blanco, rosa y azul de forma intercalada; dichas bandas cubren superficialmente los óxidos de manganeso. Además, localmente, el ópalo actúa también como cementante (Fig. 6.7).

6.1.b.2 Depósitos silíceos en los depósitos de manglar de El Mono (Fm. Infierno, Plioceno Superior)

Los depósitos de El Mono (Fm. Infierno) representan una secuencia transgresiva carbonatada-silíceica formada en un ambiente de manglar durante el Plioceno Tardío. En algunas fallas que cortan a este miembro se observan con agregados de cuarzo secundario, cavidades con disolución



Fig. 6.8. Secuencia transgresiva carbonatada-silíceica en un ambiente de manglar del Miembro El Mono de la Fm. Infierno, Plioceno Tardío. (A) Se observa una secuencia sedimentaria de caliza micrítica con intercalaciones de pedernal. (B) Estrato de pedernal de 20 cm de potencia que sobresale de la secuencia debido a la erosión diferencial. (C) Lentas y estratos de pedernal de la secuencia sedimentaria.

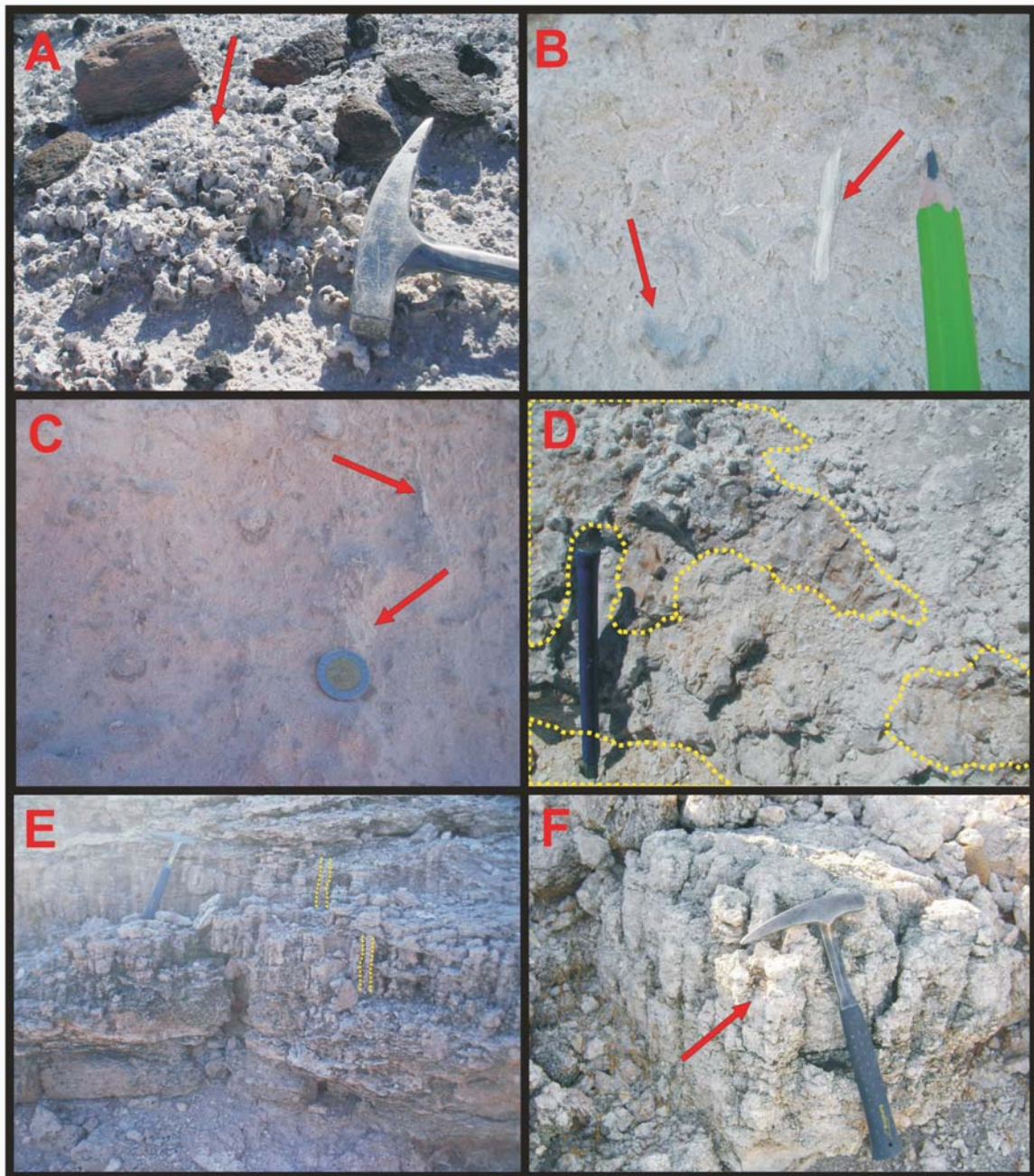


Fig. 6.9. Fósiles y estructuras sedimentarias de la Fm. Infierno, Plioceno Tardío. Miembro El Mono: (A) Restos silicificados de mangle *Avicennia sp.*; y (B y C) restos de raíces fósiles silicificadas así como nódulos de pedernal oncluidos en el carbonato micrítico. (D) Nódulos o lentes de pedernal. Miembro Bahía Concepción: (E y F) Estructuras de desgasificación adyacentes a paleomanantiales hidrotermales.

y estructuras sedimentarias que evidencian el burbujeo de fluidos de manantiales termales. Estas fisuras debieron actuar como conductos termales, transportando agua caliente enriquecida de sílice que eventualmente precipitó extensamente en forma de ópalo (Johnson *et al.*, 1997).

Los sedimentos del miembro El Mono están constituidos por calizas micríticas fosilíferas ricas en depósitos silíceos, (pedernal) y presentan bioturbación (*burrow* de *Ophiomorpha*), restos silicificados del manglar *Avicennia sp.*, y abundantes

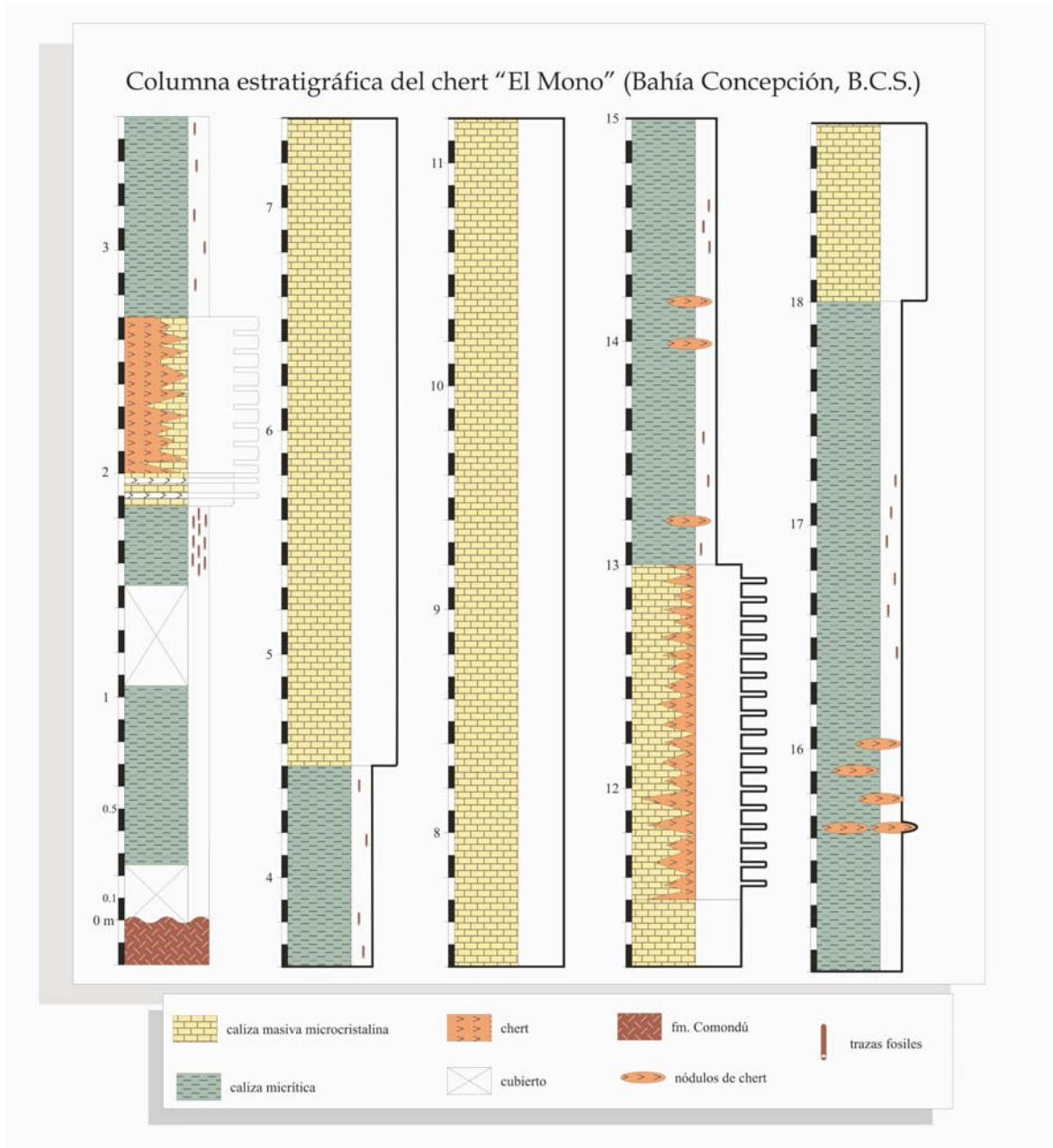


Fig. 6.10. Columna estratigráfica esquemática del Miembro El Mono de la Fm. Infierno, Plioceno Tardío.

bivalvos, gasterópodos (*Turritella sp.*) y equinodermos (Fig. 6.8, 6.9).

La secuencia del Miembro El Mono alcanza casi 20 m de espesor (Fig. 6.10). El pedernal, cuyo origen podría ser una actividad hidrotermal sinsedimentaria, forma lentes, estratos, nódulos y reemplaza raíces fósiles e icnofósiles.

6.2 Descripción Macroscópica

Se seleccionaron 24 muestras ricas en precipitados silíceos, representativas de los depósitos formados alrededor de las diferentes manifestaciones hidrotermales actuales y fósiles en Bahía Concepción. En la Tabla A de los anexos se

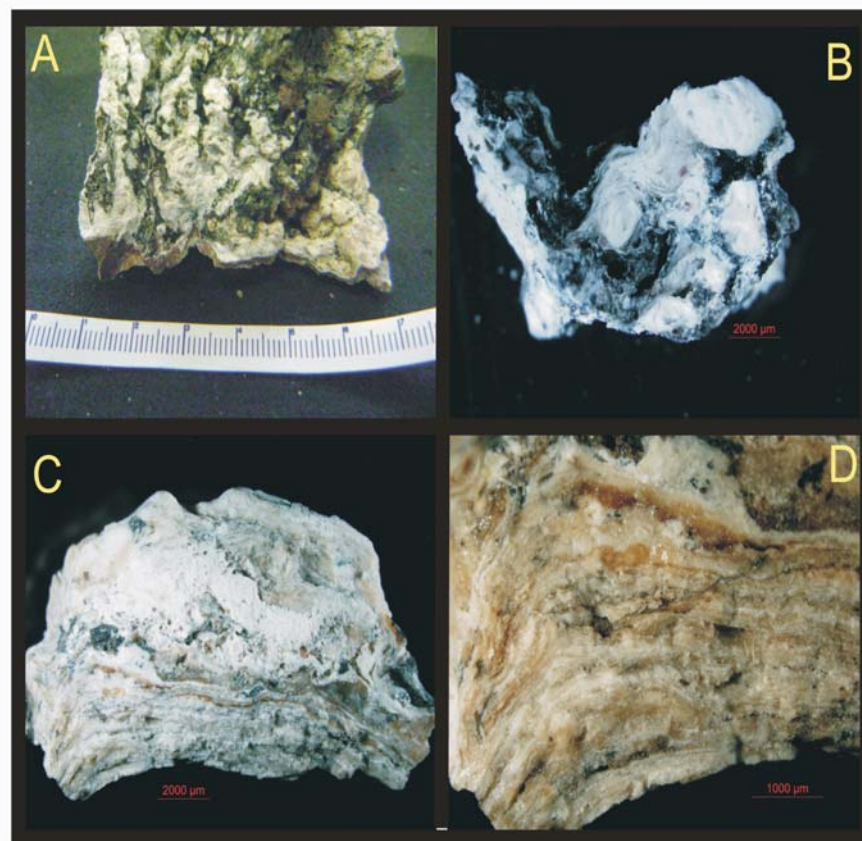


Fig. 6.11. Estructuras mineralizadas de la zona de los manantiales hidrotermales de Posada Concepción, Santispac y Ensenada Mapache. (A) Microestromatolitos silicocalcáreos. (B) Nódulos concéntricos silicocalcáreos, se observa una laminación concéntrica. (C y D) Laminaciones microestromatolíticas de material silicocalcáreo; se observan las laminaciones.

describen detalladamente las texturas y características macroscópicas de cada muestra estudiada, así como su localización.

Las muestras fueron agrupadas en función de la manifestación donde se depositaron y del tipo de estructura mineralizada, estableciéndose cuatro categorías: (a) depósitos en costras y estromatolitos en manantiales actuales (activos e inactivos) costeros, (b) vetas hidrotermales asociadas a manantiales actuales costeros, (c) nódulos y reemplazamientos (pedernal) de El Mono, y (d) fragmentos ópalo en vetas de la Mina Santa Rosa.

6.2.a Depósitos en costras y estromatolitos en manantiales hidrotermales costeros

Las muestras corresponden a fragmentos de costras silíceas (sínters) desarrolladas alrededor de manantiales hidrotermales activos, de color blanco o pardo muy claro. Presentan una textura laminada y botrioidal, formando estructuras microestromatolíticas. Contienen fragmentos de la roca encajonante de dimensiones variables, desde milímetros hasta unos cuantos centímetros de

diámetro, además de bioclastos y láminas milimétricas intercaladas, de color negro y rojizo.

Las laminaciones de color pardo claro y blanco (carbonatos) son de textura porosa y poco consolidadas, mientras que las otras laminaciones (ópalo) presentan variaciones de color pardo oscuro

a rojizo, son consolidadas, diáfnas y sin porosidad aparente (Fig. 6.11).

Del mismo modo, los depósitos estromatolíticos cercanos a los manantiales presentan una textura laminar-botrioidal, y dentro de las laminaciones es posible encontrar nódulos masivos de color pardo oscuro

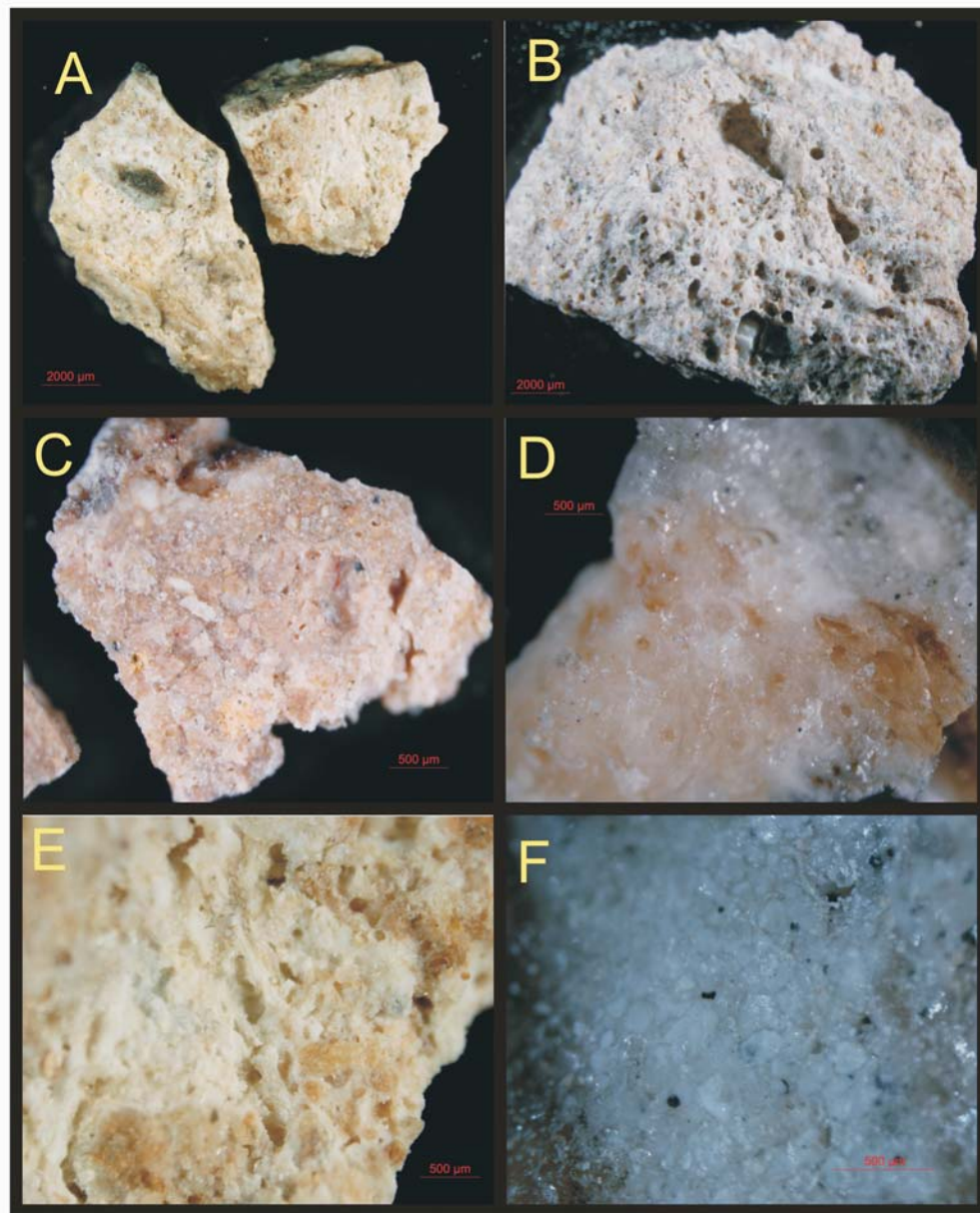


Fig. 6.12. F Estructuras mineralizadas de la zona de los manantiales hidrotermales de Posada Concepción, Santispac y Ensenada Mapache. (A, B Y E) Fragmentos porosos, poco consolidados con textura travertínica. (C y F) Acercamiento de los fragmentos de vetas silicocalcáreas, se puede distinguir una textura de brecha oligomítica. (D) Texturas biológicas primarias (tubos) de formación de ópalo.

envueltos por laminaciones de un material poroso y poco consolidado, de color pardo claro y blanco. También presentan fragmentos incluidos de roca encajonante así como bioclastos.

6.2.b Vetas hidrotermales asociadas a manantiales hidrotermales costeros

Las muestras son fragmentos de vetas asociadas a las manifestaciones hidrotermales actuales. Las vetas están bandeadas, presentando un material consolidado, diáfano, pardo oscuro y sin porosidad en el centro de la veta, que gradualmente, hacia los bordes de las vetas, da lugar a un material pardo claro, poco consolidado y de aspecto terroso.

En cavidades dentro de las vetas es posible observar superficies botrioidales e inmerso dentro de este material se observan también fragmentos de la roca encajonante así como algunas vetillas de óxido de manganeso de espesores milimétricos (Fig. 6.12).

6.2.c Pedernal del Miembro El Mono

Se seleccionaron diferentes muestras representativas de las fases silíceas que se hallan intercaladas en el paquete micrítico del Miembro El Mono, que incluyen: (a) restos fósiles de raíces silicificadas, (b) estratos, y (b) nódulos de pedernal. El material silíceo en los tres tipos de muestras es macroscópicamente homogéneo. Las raíces silicificadas son de color blanco, de longitud centimétrica, y de material consolidado pero con cierta porosidad, mientras que los estratos y nódulos de pedernal son de color pardo claro, de textura masiva, consolidados y

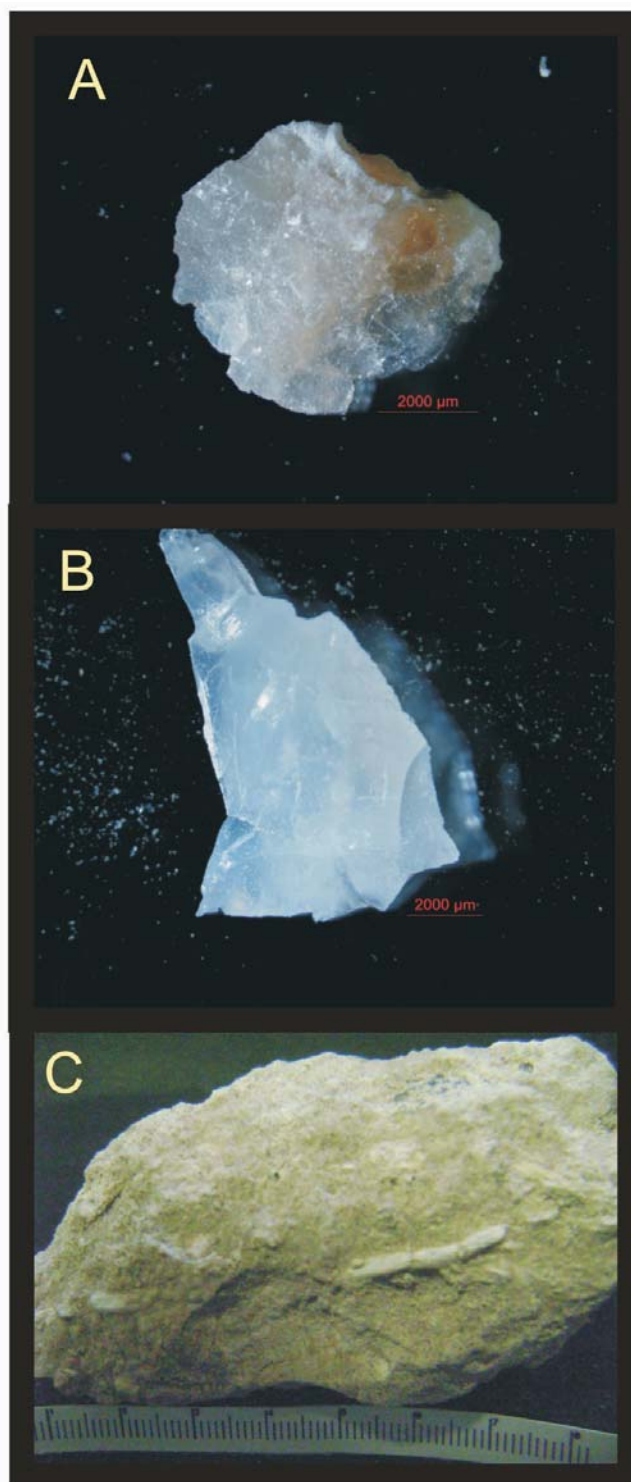


Fig. 6.13. Nódulos de pedernal y raíces silicificadas del Miembro el Mono de la Formación Infierno. (A y B) Fragmentos diáfanos con textura compacta y homogénea. (C) Acercamiento de una raíz silicificada.

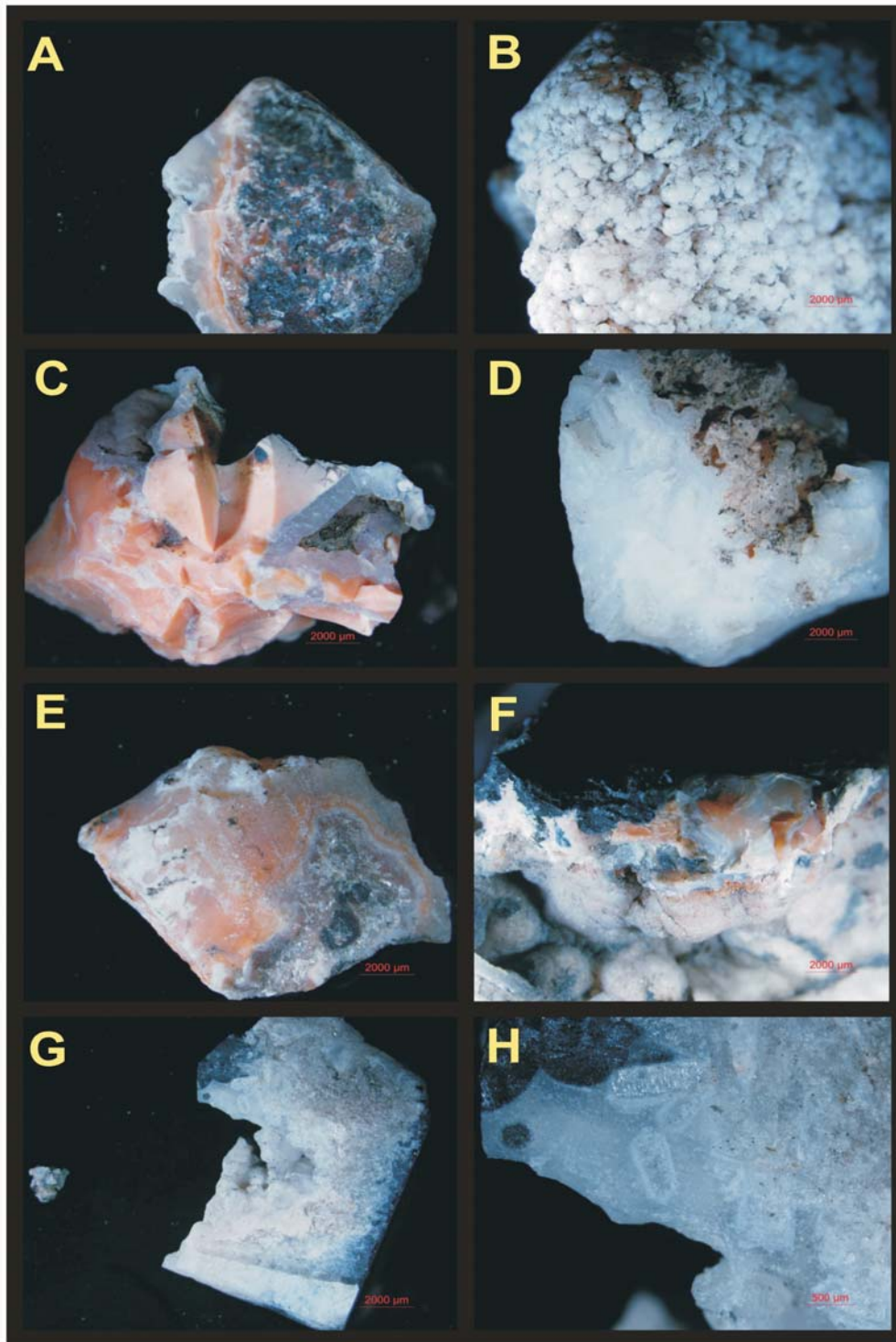


Fig. 6.14. Ópalo asociado a vetas de óxidos de manganeso de la Mina Santa Rosa. (A, E y F) Fragmento de veta donde se puede observar que del lado derecho de la muestra tiene una textura de brecha compuesta por óxidos de manganeso como cementante, mientras que del lado izquierdo se observa un bandeamiento de ópalo de distintas coloraciones. (B) Ópalo de color blanco con una superficie botrioidal. (C) Distintas fases de ópalo de color blanco y rosa intercaladas entre sí; se deduce que el ópalo diáfano de color blanco rellena cavidades y se deposita en la superficie de la veta. (D) Fragmento bandeado de ópalo de color blanco y diáfano. (G) Relaciones paragenéticas de la veta; se presentan los óxidos de manganeso como primera fase, posteriormente la barita y, como una fase tardía, la sílice opalina, de color blanco diáfano. (H) Acercamiento de sección de veta donde se observa claramente como el ópalo incluye cristales euhedrales de barita y fragmentos de los óxidos de manganeso.

diáfano. Es un material muy fracturado y es posible apreciar la fractura concoidea clásica de las fases silíceas (Fig. 6.13).

6.2.d Vetas con ópalo de la Mina Santa Rosa

Las muestras corresponden a una veta bandeada de óxidos de manganeso y sílice amorfa de la mina Santa Rosa. Las bandas de sílice amorfa son de color blanco y rosa, de unos cuantos centímetros de espesor, con un aspecto compacto, homogéneo y consolidado. Se encuentran intercaladas entre sí y a veces presentan un laminado milimétrico.

También se presentan en algunas zonas cristales euhedrales de barita inmersos dentro del material diáfano que rellena las vetas. En algunas oquedades y de forma superficial se puede observar una textura botrioidal conformada por las bandas de color blanco con un recubrimiento de material silíceo rosado (Fig. 6.14).

Cabe señalar que es muy difícil separar mecánicamente las bandas de distintos colores, ya que forman complejos interrecrecimientos y son de dimensiones milimétricas en muchos casos. Por ello los análisis se hicieron a la muestra total, esperando encontrar o diferenciar dos fases distintas de sílice o, en caso de que sea la misma, corroborarlo mediante técnicas como DRX y SEM.

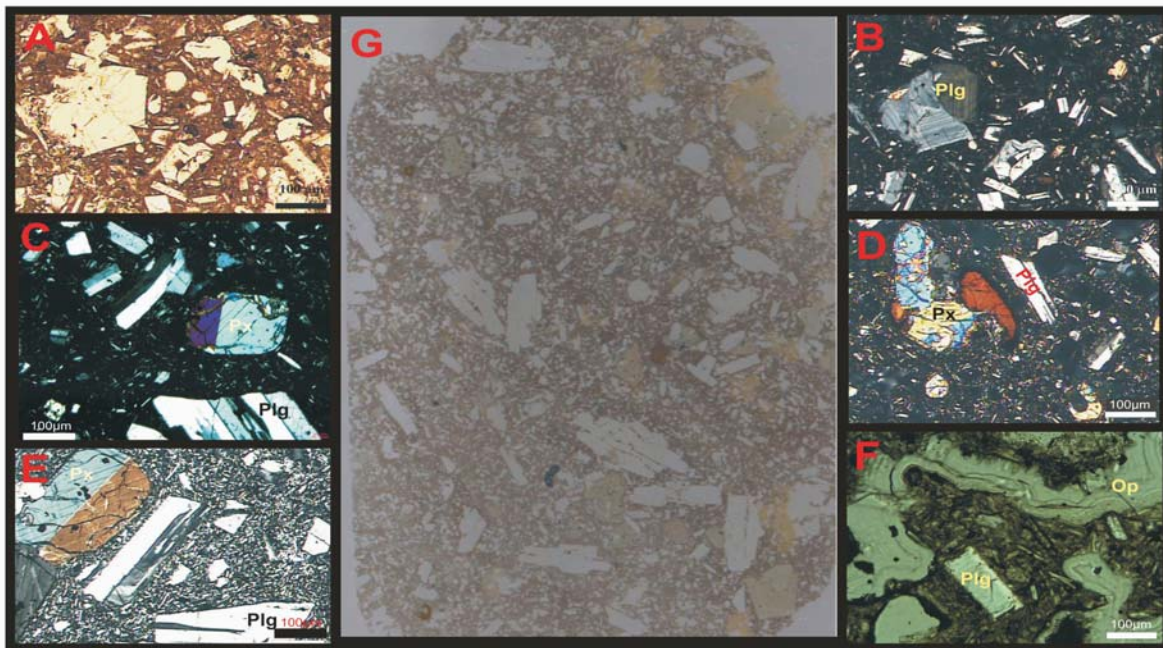


Fig. 6.15. Brecha andesítica. (A) Fotomicrografía sin analizador; se pueden apreciar los fenocristales de piroxeno y plagioclasa incluidos en una matriz de plagioclasa. (B) Misma imagen A con analizador; en este caso es posible apreciar la zonación de los cristales de piroxeno. (C) Fotomicrografía con analizador; se observan fenocristales de piroxeno y plagioclasa que maclados, la matriz está compuesta de plagioclasa con una ligera silicificación. (D y E) Fotomicrografía con analizador, se aprecian los fenocristales de piroxeno y plagioclasa, la matriz está compuesta de feldespato y plagioclasa. (F) Fotomicrografía sin analizador, se puede apreciar bandas coloformes de ópalo relleno las oquedades de la roca, y silicificando la matriz. Plg= Plagioclasa, Px= Piroxeno, Op= Ópalo.

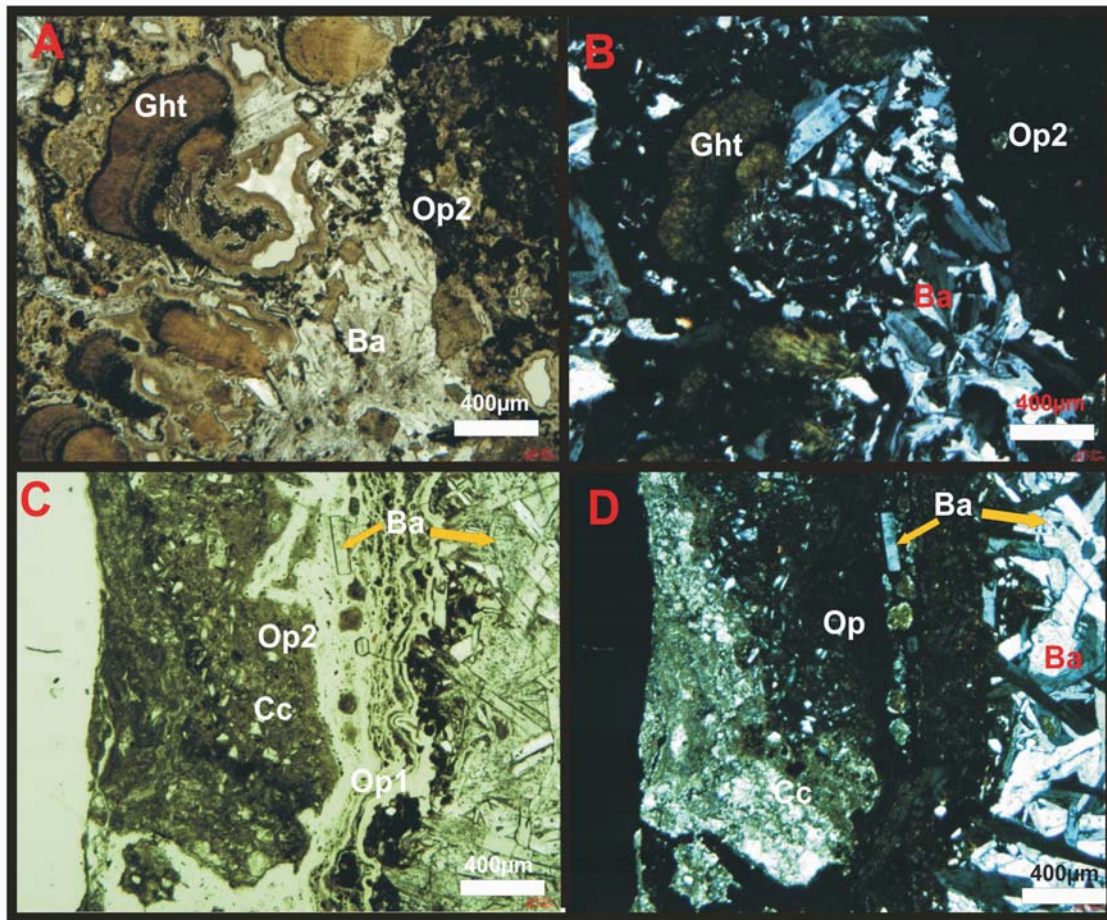


Fig. 6.16a. Fotomicrografía de una costra silicocalcárea adyacente a un manantial termal en Ensenada Mapache. (A y B) Sección de la costra silicocalcárea, donde se presenta una brecha cementada por óxidos de manganeso y ópalo muy turbio, con algunos microfósiles y minerales de la roca de caja. También se presentan cristales de barita cementados por otra fase distinta de ópalo (más diáfano). Asociado a este último podemos observar goethita. Imágenes sin y con analizador, respectivamente: (C y D) En esta imagen se aprecia la secuencia paragenética de los depósitos de los manantiales termales; podemos ver del lado derecho de la imagen cristales euhedrales de barita, posteriormente se observa barita retrabajada y cristales individuales cementados por una fase de ópalo diáfano y, como último evento, un ópalo muy turbio asociado a carbonatos, cementando fragmentos de roca caja, microfósiles y material arcilloso. Cc= Calcita, Op1= Ópalo diáfano, Op2=Ópalo Turbio, Ba= Barita, Ght= Goethita.

6.3 Análisis Petrográfico

De las muestras seleccionadas representativas de los depósitos silíceos de las manifestaciones hidrotermales actuales y fósiles, se elaboraron 11 láminas delgadas pulidas para su estudio petrográfico.

6.3.a Rocas volcánicas encajonantes (Fm. Ricasón)

La roca huésped es una brecha conformada por clastos de fragmentos de andesita, basalto, y fenocristales de augita y plagioclasa, formando ocasionalmente aglomerados de cristales. Además,

contiene en cantidades subordinadas olivino parcialmente alterado a iddingsita y magnetita. La matriz está compuesta de plagioclasa y feldespato potásico microcristalino, con minerales arcillosos de alteración. En la porosidad se observa un relleno de sílice, posiblemente cristobalita, considerada así por su forma radial, de origen secundario (Fig. 6.15).

6.3.b Depósitos en costras y estromatolitos en manantiales hidrotermales costeros

Las brechas están cementadas por ópalo y óxidos de manganeso, con fenocritales de plagioclasa, augita y algunos fragmentos de roca (basalto y andesita). El ópalo presenta dos variedades petrográficas diferentes, una masiva turbia

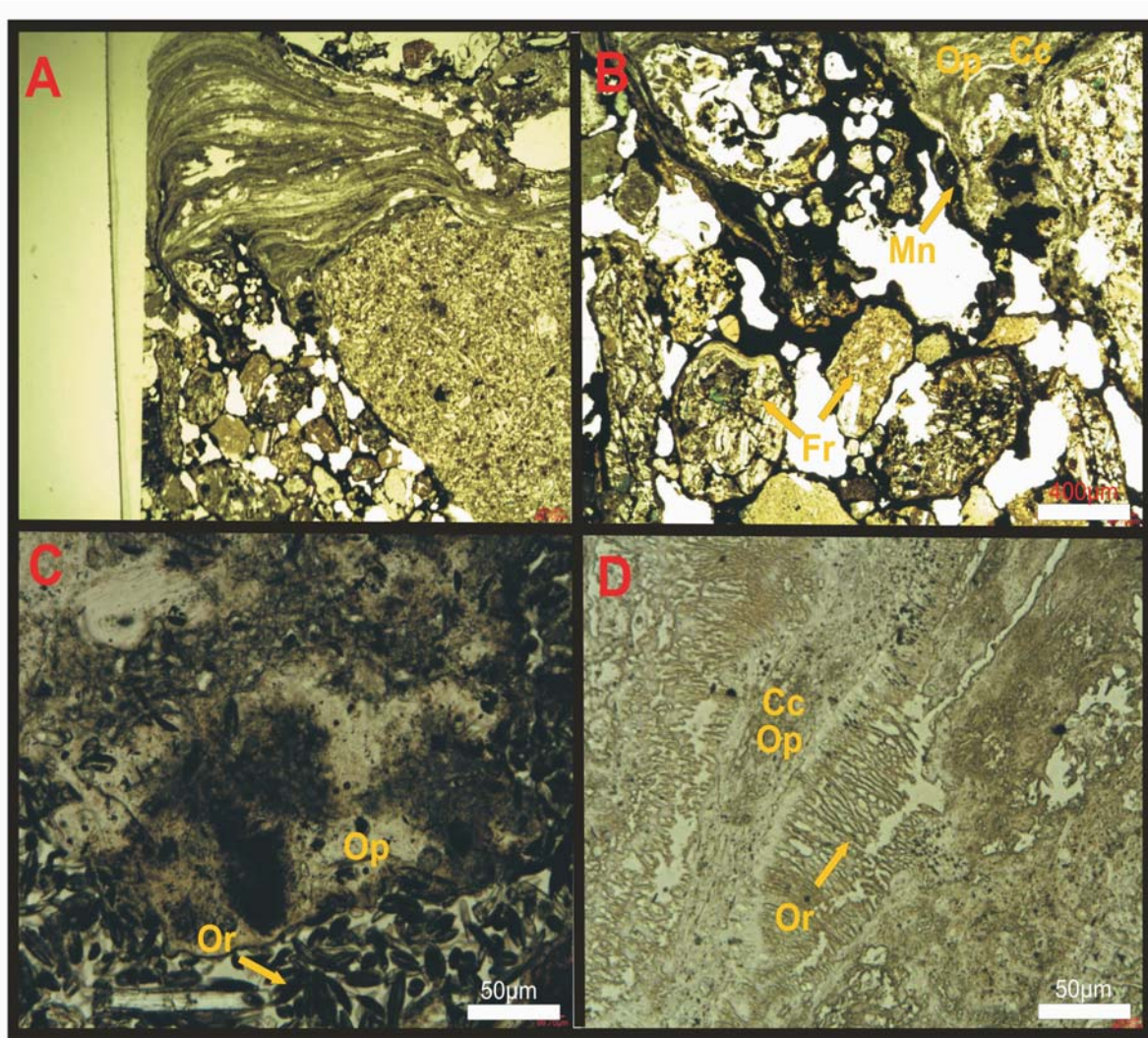


Fig. 6.16b. Fotomicrografía de una costra silicocalcárea adyacente a un manantial termal de Posada Concepción. (A) Brecha hidrotermal cementada por óxidos de manganeso; se observan clastos de la roca caja (basaltos y andesitas), así como fenocristales de plagioclasa y piroxeno. La parte superior muestra una laminación microestromatolítica de composición silicocalcárea. (B) Acercamiento de la brecha hidrotermal donde se distingue el cementante compuesto por óxidos de manganeso; se observan los fragmentos de la roca caja y algunas bandas microestromatolíticas silicocalcáreas. (C) Diatomeas y otros restos de organismos. (D) Material silicocalcáreo; presenta algunas estructuras orgánicas, posiblemente algas calcáreas.

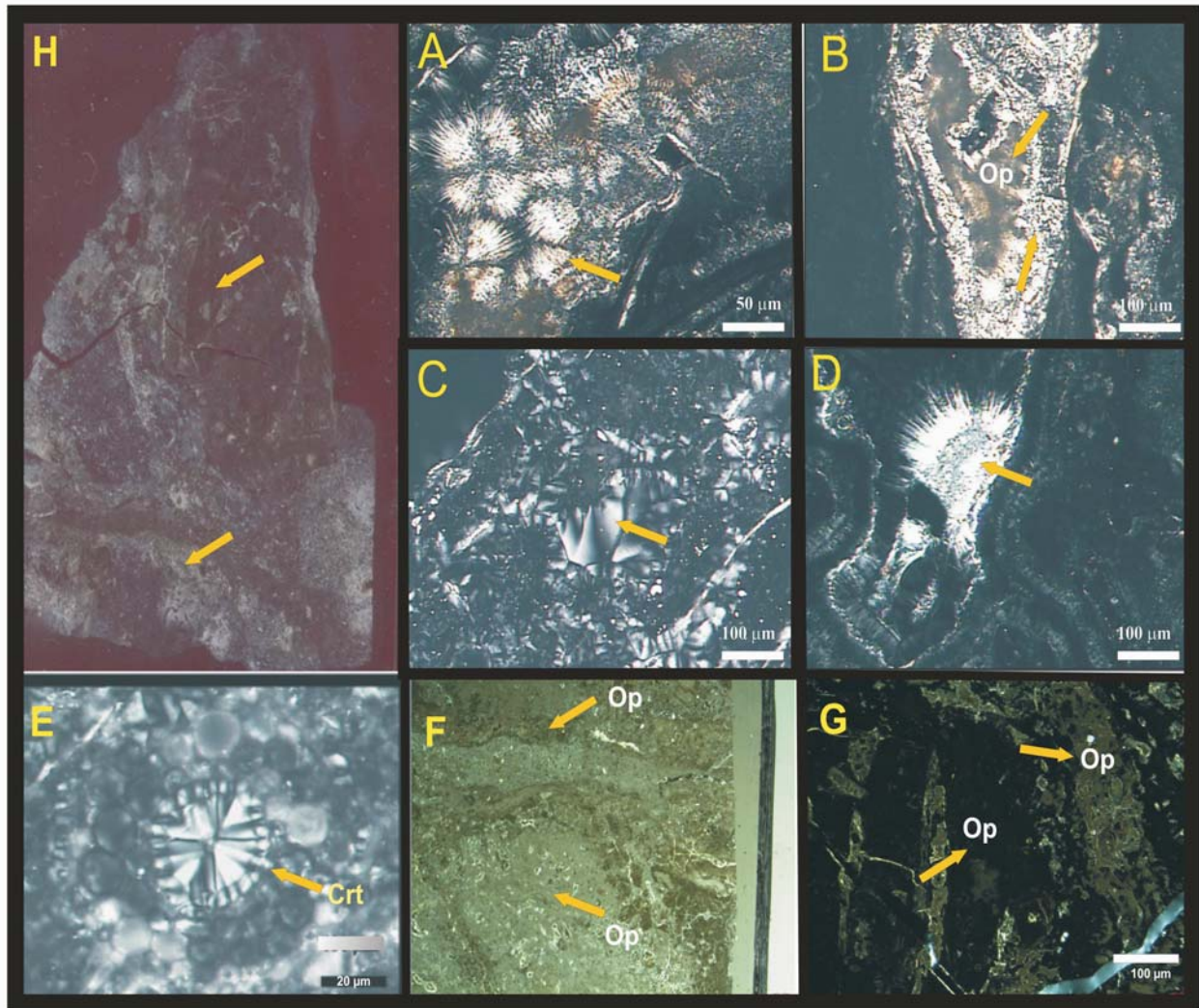


Fig. 6.17. Fotomicrografías de una veta silicocalcárea adyacente a un manantial termal de Posada Concepción. (A y D) Estructuras aciculares radiales de aragonita inmersas en un cementante opalino. (B) Estructuras aciculares radiales de aragonita bordeando una cavidad rellena de ópalo turbio. (C y E) Rellenado los intersticios se observa cristobalita. (F y G) Variedades texturales de ópalo: (a) masivo, turbio con crecimiento de carbonatos en su bordes, y (b) diáfano con crecimiento de cristobalita en los intersticios. Op= Ópalo, Crt= Cristobalita.

y otra diáfana. Los óxidos de manganeso se disponen en estructuras laminares y botrioidales, así como en cristales de hábito acicular (aragonita). También se pueden observar fragmentos de algas calcáreas y otros organismos. Los cristales de aragonita y los óxidos de manganeso tienden a formar láminas ondulantes y botrioides (Fig. 6.16 a y b).

6.3.c Vetas hidrotermales asociadas a manantiales hidrotermales costeros

Petrográficamente, se pueden apreciar dos variedades distintas de ópalo, ambas en agregados de morfología globular: (a) una con textura masiva, turbia,

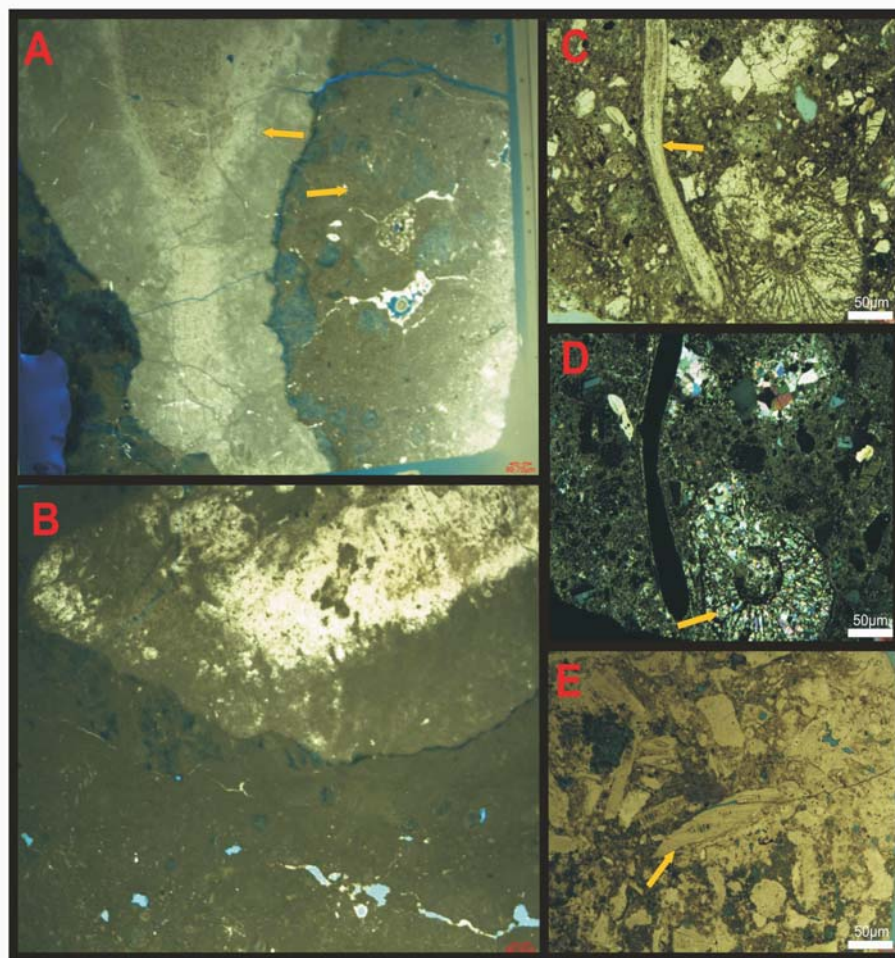


Fig. 6.18. Fotomicrografía de un nódulo de pedernal del Miembro el Mono. (A y B) La muestra está compuesta por dos variedades texturales: la zona de color pardo claro esta conformada ópalo y carbonatos, siendo el primero el de mayor cantidad, mientras que en la zona de color pardo oscuro el carbonato es la fase mayoritaria. Ambas variedades están íntimamente intercrecidas. (C y D) Es posible observar en la muestra una gran cantidad de bioclastos y fragmentos de roca, así como granos de plagioclasa. Algunos bioclastos han sido remplazados por carbonatos. Imágenes sin y con

con mucha porosidad y con un bandeado fluidal, y (b) otra diáfana, poco porosa, y con crecimiento de cristales de cristobalita en los poros. No se puede distinguir la relación entre las dos fases de ópalo ya que se encuentran intercrecidos, sin embargo en algunos casos el ópalo diáfano se encuentra solo rellenando la porosidad, lo que indicaría que es una fase tardía del depósito. Localmente se observa calcita pseudoesparítica, como relleno de los poros (Fig. 6.17).

6.3.d Pedernal del Miembro El Mono

Petrográficamente en estas muestras no se distinguen de manera clara las fases de ópalo, se puede apreciar un material turbio con mucha porosidad, de color pardo claro con una gran variedad de microorganismos como diatomeas y foraminíferos, también se encuentran fragmentos de roca y granos minerales individuales como plagioclasa, augita etc. El cementante es poco distinguible y está

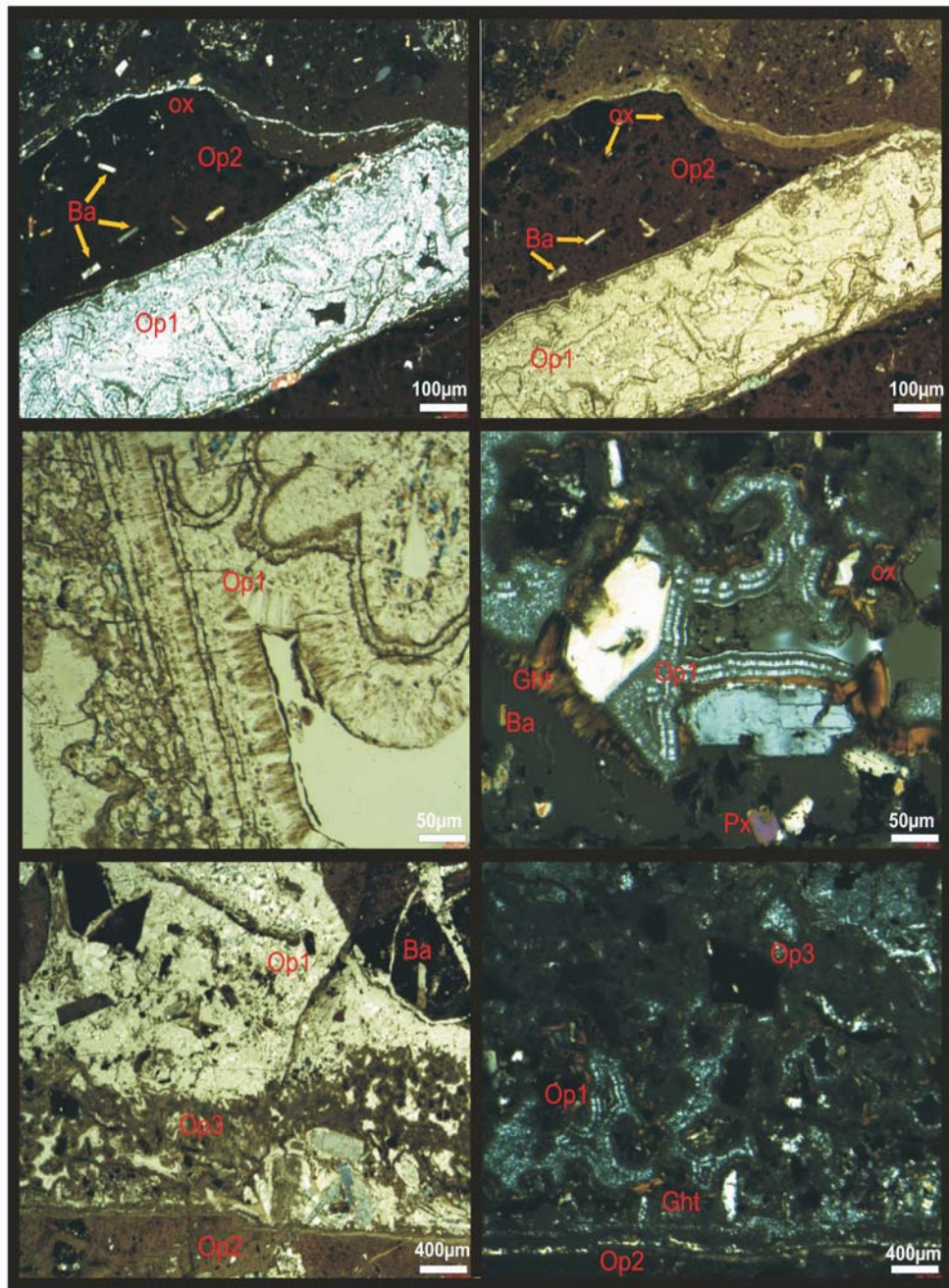


Fig. 6.19. Fotomicrografía de una veta de ópalo de la Mina Santa Rosa. (A y B) Brecha cementada por una variedad de ópalo muy turbio, de color pardo claro, y en muestra de mano rosa, la brecha embebe principalmente cristales de barita, plagioclasa, óxidos de Fe y fragmentos de la roca de caja. Se observa una veta de una variedad de ópalo diáfano, diferente al anterior y mas evolucionado, donde podemos observar el crecimiento de la cristobalita en bandas crustiformes. Las imágenes fueron tomadas con y sin analizador, respectivamente. (C) Acercamiento de la variedad de ópalo diáfano sin analizador. (D) Acercamiento de la brecha; se observan granos de piroxeno, barita y plagioclasa inmersos en el ópalo cementante, también se puede observar, relleno de las oquedades, cristobalita asociada a goethita. (E y F) Asociación de las tres variedades de ópalo, uno es de color pardo claro y de textura turbia, y cementa granos de barita, piroxeno y plagioclasa, otra variedad es el ópalo diáfano, el cual muestra claramente las bandas de cristobalita y, por último, una variedad más tardía de color pardo claro con textura turbia que corta a los anteriores. Las imágenes fueron tomadas sin y con analizador, respectivamente. Op1= Ópalo diáfano, Op2= Ópalo turbio, Op3= variedad de ópalo tardía, Ba= barita, Ox = óxidos de Fe, Px= piroxeno.

conformado por micrita y ópalo de textura masiva, turbia. Dentro del material micrítico se observa una gran variedad de vetillas rellenas por carbonato secundario; también se observan estructuras irregulares y con límites poco definidos, que solo se distinguen por su coloración pardo mas claro, y que corresponden a los nódulos de pedernal. Éstos presentan menos porosidad y restos de microorganismos que la micrita (Fig. 6.18).

6.3.e Vetas con ópalo de la Mina Santa Rosa

Se observan dos bandas distintas de ópalo, una presenta una textura masiva, brechada, de color ocre, donde el ópalo muestra un aspecto turbio y cementa una gran cantidad de fragmentos de roca andesítica y

minerales como plagioclasa, augita, barita y óxidos de hierro. La augita presenta halos de oxidación y en algunos casos los minerales han sido remplazados por el ópalo. La otra banda, intercrecida de manera macroscópica, se compone de ópalo diáfano, donde se observa el crecimiento de cristales parecidos a los de la cristobalita, de forma radial, sin embargo es posible distinguir que esta fase es tardía ya que se encuentra relleno de zonas de fracturas. De manera escasa esta fase mas diáfana, presenta fragmentos de la otra banda y de minerales de la roca caja, donde no se observan halos de alteración, de forma superficial forma estructuras botrioidales en los límites del depósito. En medio del contacto entre estas estructuras, se puede observar una banda irregular de ópalo de color pardo oscuro de

Tabla 6.4. Parámetros para la identificación de las diferentes fases de sílice. FWHM= Full Width at Half Maximum Intensity.,

TIPO	d-espaciamento (Å)	FWHM (°2θ)	Intensidad
Opalo - A	22.55--21.8	7.7--5.8	79--110
Opalo - A/CT		5.8--2.7	113--176
Opalo - CT/A		2.7--2.3	
Opalo - CT	21.8--21.5	2.3--1.05	210--370
Opalo - C	21.0--20.15	0.6--0.2	370--445
	21.0--20.65		
Qz	20.85 (4.25)	< 0.3	345--710...
Moganita	26.30 (3.38)	< 0.3	
Cristobalita	22.0 (4.04)	< 0.3	
Tridimita	21.55 20.95 (4.12) (4.24)	< 0.3	

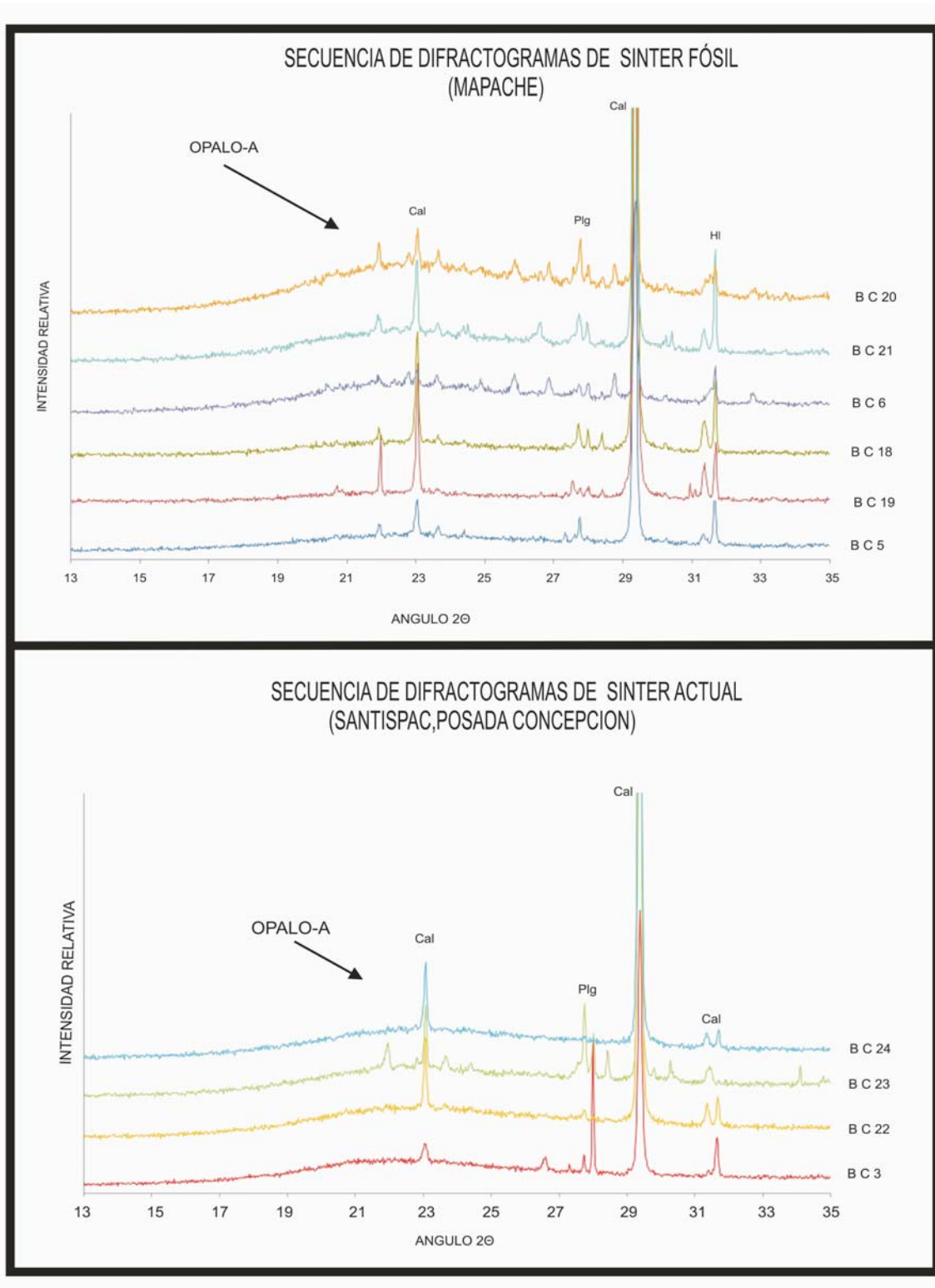


Fig. 6.20. Difractogramas de las muestras silícicas de las manifestaciones termales costeras. (A y B) Se aprecian los picos que representan a las diferentes fases minerales que componen a la muestra, y se indica el pico suave y ancho que corresponde al ópalo. Cc= calcita, Plg= plagioclasa, HI= halita.

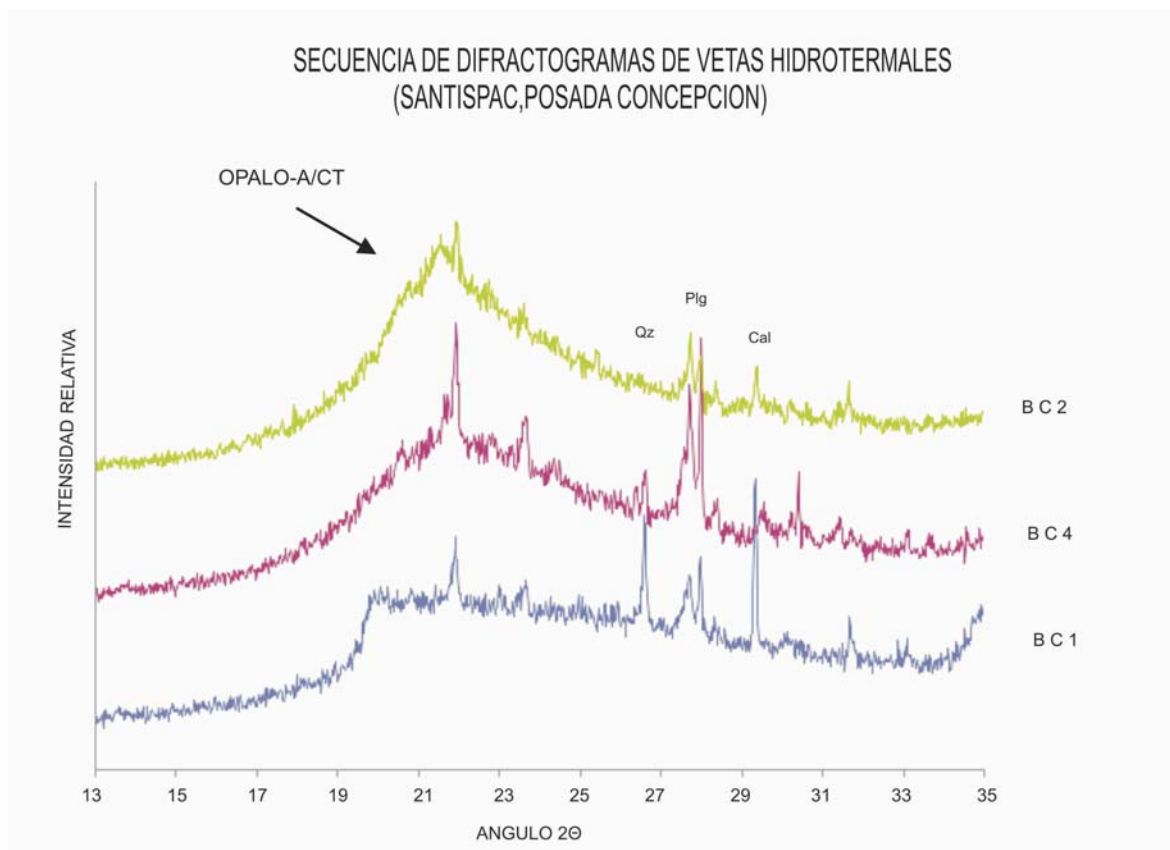


Fig. 6.21. Difractogramas de las muestras silíceas de las vetas asociadas a los manantiales costeros. Se aprecian los picos que representan a las diferentes fases minerales que componen a la muestra, y se indica el pico suave y ancho que corresponde al ópalo. Cc= calcita, Plg= plagioclasa, Qz= cuarzo.

textura masiva y turbia, presenta una gran cantidad de fragmentos de ambas bandas así como fenocristales de barita, plagioclasa y augita (Fig. 6.19).

6.4 Análisis de Difracción de Rayos X

6.4.a Fases silíceas

Se analizaron 24 muestras en polvo, para determinar por medio de DRX el tipo de fases minerales que componen cada muestra, así como para caracterizar

detalladamente las fases silíceas. En la Tabla B- de los Anexos se muestran las fases silíceas presentes en cada muestra, así como los valores de la diferencia de las intensidades medias máximas (FWHM, por sus siglas en ingles) y la distancia interplanar máxima (d_{hkl} , espaciado reticular) del máximo de intensidad que representa a las fases amorfas. La Tabla 6.4 es un resumen de los valores característicos de cada fase de sílice en algunos depósitos hidrotermales silíceos en distintas partes del mundo incluyendo el área de estudio.

6.4.a.1 Depósitos en costras y estromatolitos en manantiales hidrotermales costeros

La fase silícica que se determinó en todas las muestras es ópalo-A. En los difractogramas se observa que en la sección del espectro entre 15° y 32° (2θ) presenta un aumento en intensidad respecto a la línea base del difractograma, y esta curvatura presenta su centro (distancia interplanar con máxima intensidad) entre 21.8° y 22.75° (2θ). El valor de FWHM varía de 6.4° a 8.45° ($\Delta 2\theta$). La comparación entre los distintos difractogramas se presenta en la Figura 6.20. Se puede

observar la similitud entre las curvas (máximos) que representan a la fase amorfa ópalo-A, y los picos que representan las fases cristalinas presentes en cantidades accesorias, propias de la roca caja como plagioclasas, augitas y de agregados hidrotermales como calcita, barita, etc.

6.4.a.2 Vetas hidrotermales asociadas a manantiales hidrotermales costeros

Los análisis por DRX muestran que la fase silícica que compone a estas muestras es ópalo-A/CT. En los difractogramas se observa que en la sección del espectro

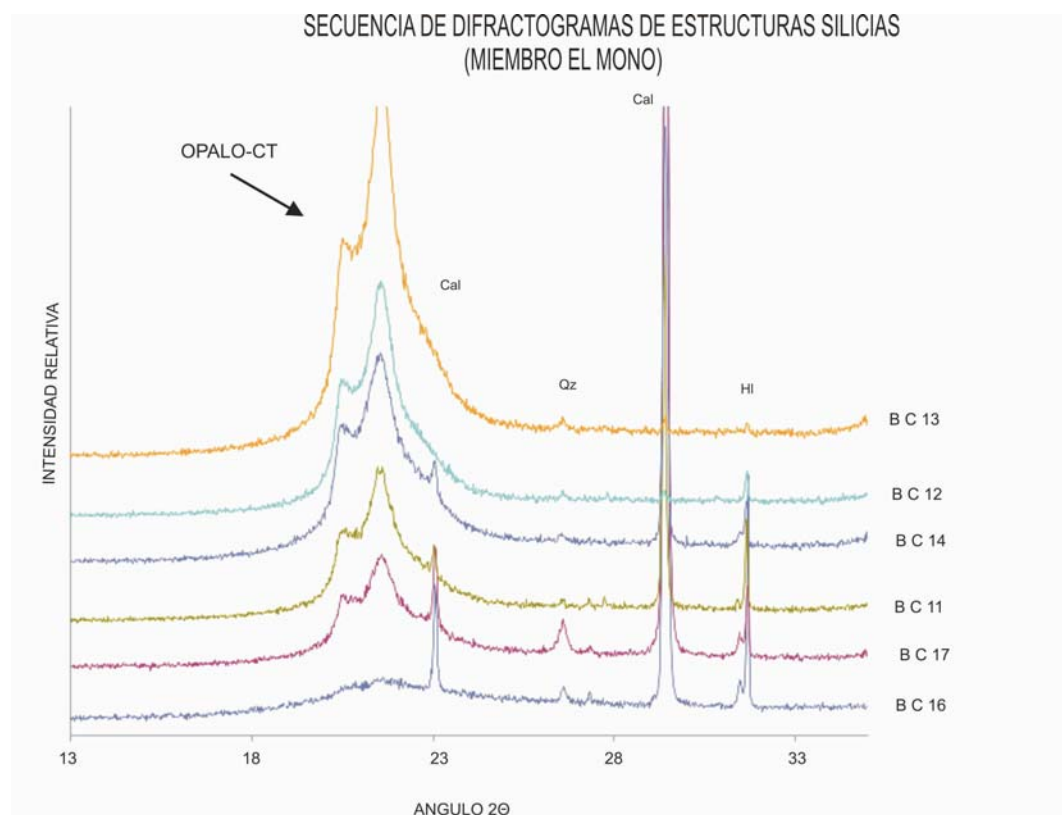


Fig. 6.22. Difractogramas de las diferentes estructuras silíceas en los sedimentos de el Miembro El Mono. Se aprecian los picos que representan a las diferentes fases minerales que componen a la muestra, y se indica el pico suave y ancho que corresponde al ópalo. También se aprecia la diferencia entre la muestra de ópalo-A con los otros ópalos-CT. Cc= calcita, Plg= plagioclasa, HI= halita, Qz= cuarzo.

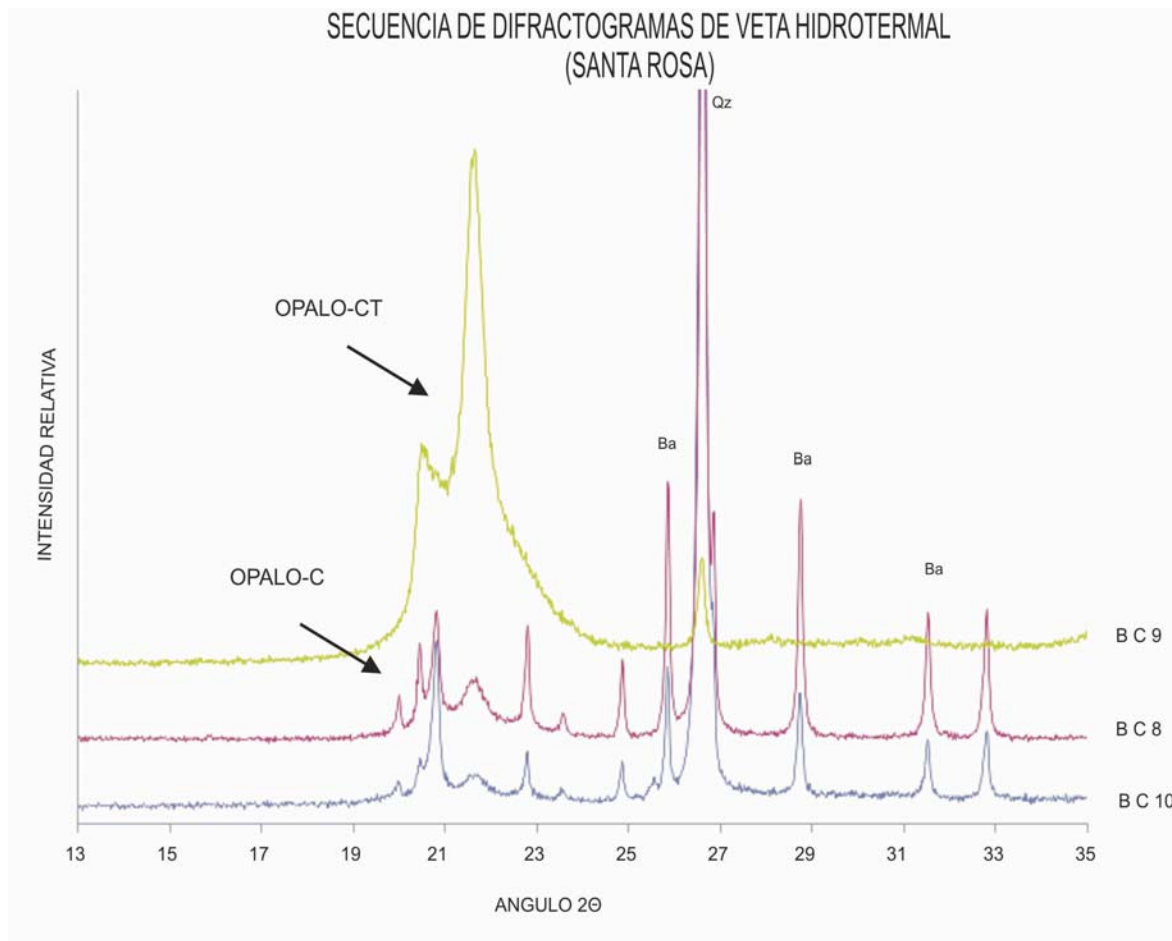


Fig. 6.23. Difractogramas de las muestras ricas en ópalo de la Mina Santa Rosa. Se aprecian los picos que representan a las diferentes fases minerales que componen a las muestras, indica el pico suave y ancho que corresponde al ópalo. Se puede observar la diferencia entre la muestra BC9, que es un ópalo-CT, con los otros ópalos-C, encontrada en la zona. Qz= cuarzo, Ba= barita.

entre 15° y 30° (2θ) se presenta una curvatura respecto a la línea base del difractograma, centrada en 21.9° (2θ). El valor de FWHM de estas muestras está entre 4.9° y 6.9° ($\Delta 2\theta$). La comparación entre los difractogramas de estas muestras, se presentan en las Fig. 6.21, Se puede apreciar la similitud entre los máximos de intensidad que representan a la fase amorfa ópalo-A/CT.

6.4.a.3 Pedernal del Miembro El Mono

Los difractogramas de El Mono muestran la presencia de dos fases silícicas diferentes: ópalo-A y ópalo-CT. Las muestras que presentan la fase de ópalo-CT presentan un máximo de intensidad centrado entre 21.6° y 21.75° (2θ). El valor de FWHM oscila entre 1.15° y 1.6° ($\Delta 2\theta$). Un rasgo característico es la presencia constante

de los picos de tridimita bien desarrollados bajo la sección donde aumenta la línea base que representa a las fases de sílice y en 35.9° de 2θ .

La comparación entre los difractogramas de estas muestras y la muestra de la zona que tiene como componente al ópalo-A se presenta en la Figura 6.22. Se puede observar la similitud entre las curvas que representan a la fase amorfa (ópalo-CT), el pico característico en 35.9° (2θ) de tridimita y la diferencia con la curva que representa el ópalo-A.

6.4.a.4 Vetas con ópalo de la Mina Santa Rosa

primero está caracterizado por tener una curvatura respecto a la línea base del difractograma centrada entre 20.8° y 21.7° , 2θ . El valor de FWHM varía entre 0.2° y 0.6° ($\Delta 2\theta$). A diferencia de los espectros de ópalo-CT, el ópalo-C no presenta los picos de la tridimita, en cambio se observa un ligero abultamiento (llamado hombro, *shoulder*) que representa al pico oculto de la cristobalita, este se encuentra posterior a la curva

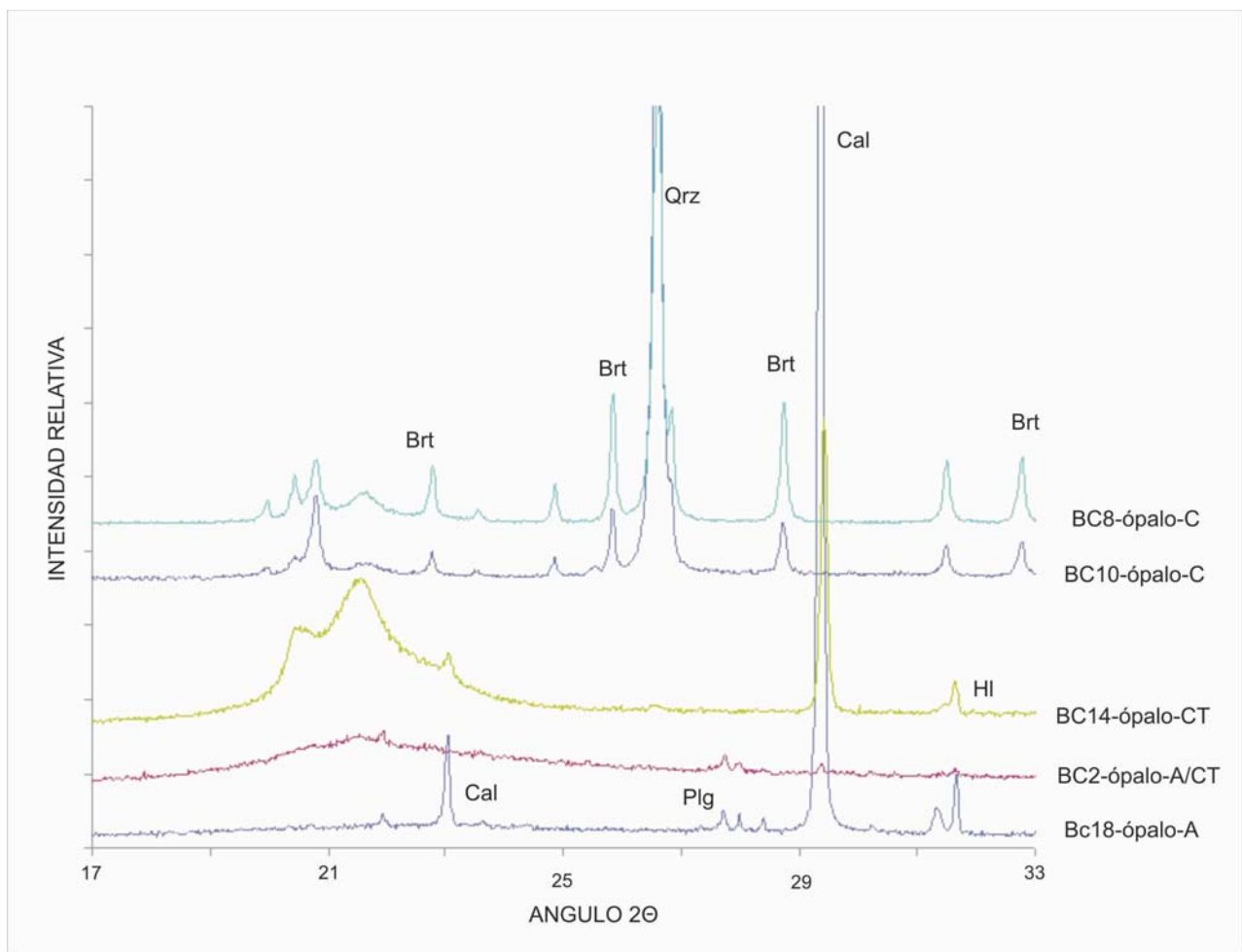


Fig. 6.24. Difractogramas de las muestras de las diferentes manifestaciones hidrotermales. Se pueden observar la presencia de diferentes minerales y del pico suave y ancho que corresponde al ópalo, que varía progresivamente de

entre 21.2° y 22.2° (2θ) que representa a la fase amorfa, además de que generalmente en el difractograma se observa la presencia de cuarzo como una fase principal (Fig. B-Anexos). La comparación entre los espectros de estas muestras se presenta en la Figura 6.23, donde se puede observar la similitud en su forma y la diferencia con la muestra de ópalo-CT.

6.4.b Otras fases minerales

Los análisis de difracción de todas las muestras presentan los picos característicos de otras fases minerales asociadas al ópalo. Como fase mineral principal se observa calcita y como minerales accesorios halita y plagioclasa en las muestras representativas de las manifestaciones actuales, mientras que las muestras de la Mina Santa Rosa presentan como fase mineral principal cuarzo y como fase accesorias barita.

Además, en algunos difractogramas de la Mina Santa Rosa y de las costras silíceas en los manantiales actuales, se observan otras fases minerales a nivel de trazas como hematites, yeso, magnetita, illita y pirolusita.

Las fases minerales determinadas en cada muestra quedan representadas en la Tabla C de los anexos, y la comparación entre los difractogramas de los distintos tipos de ópalo quedan representados en la Figura 6.24.

6.5 Análisis Microscópico (SEM)

Se seleccionó una muestra de sílice representativa de cada grupo previamente descrito para su examen en el SEM. Cada una de las muestras seleccionadas fue previamente descrita macroscópica y petrográficamente, y analizada por DRX.

6.5.a Depósitos en costras y estromatolitos en manantiales hidrotermales costeros

Se observan una gran variedad de estructuras en la muestra, como agregados de esferas y esferas individuales de diámetro promedio de $1.2 \mu\text{m}$, pero se pueden distinguir algunas de hasta $3 \mu\text{m}$ de diámetro y algunos remanentes de esferas con apenas $\sim 300 \text{ nm}$ de diámetro. Las acumulaciones o racimos globulares de microesferas se encuentran acompañadas de frústulas de diatomeas de 8 a $25 \mu\text{m}$ de longitud y filamentos microbianos de $0.5 \mu\text{m}$ de espesor. Algunas diatomeas han perdido sus características originales y se encuentran recubiertas por una capa botrioidal de sílice (Fig. 6.25 y 6.26).

Se observaron también cristales de calcita con marcas de corrosión, con estructuras orgánicas y formando cristales prismáticos (Fig. 6.26). También se observan en algunas zonas cristales cúbicos de halita de $4 \mu\text{m}$ de tamaño y cristales de $40 \mu\text{m}$ de tamaño con marcas de disolución y estructuras Hopper (Fig. 6.26).

6.5.b Vetas hidrotermales asociadas a manantiales hidrotermales costeros

En general se puede observar una superficie microbotrioidal con remanentes esféricos de $40 \mu\text{m}$ de diámetro (Fig. 6.27). Sobre estas superficies hay acumulaciones de plaquitas (*platelets*) de 2 a $15 \mu\text{m}$ de tamaño, horizontales y algunas individuales con cierto ángulo de inclinación respecto a la superficie, ocasionalmente formando agregados en roseta. También

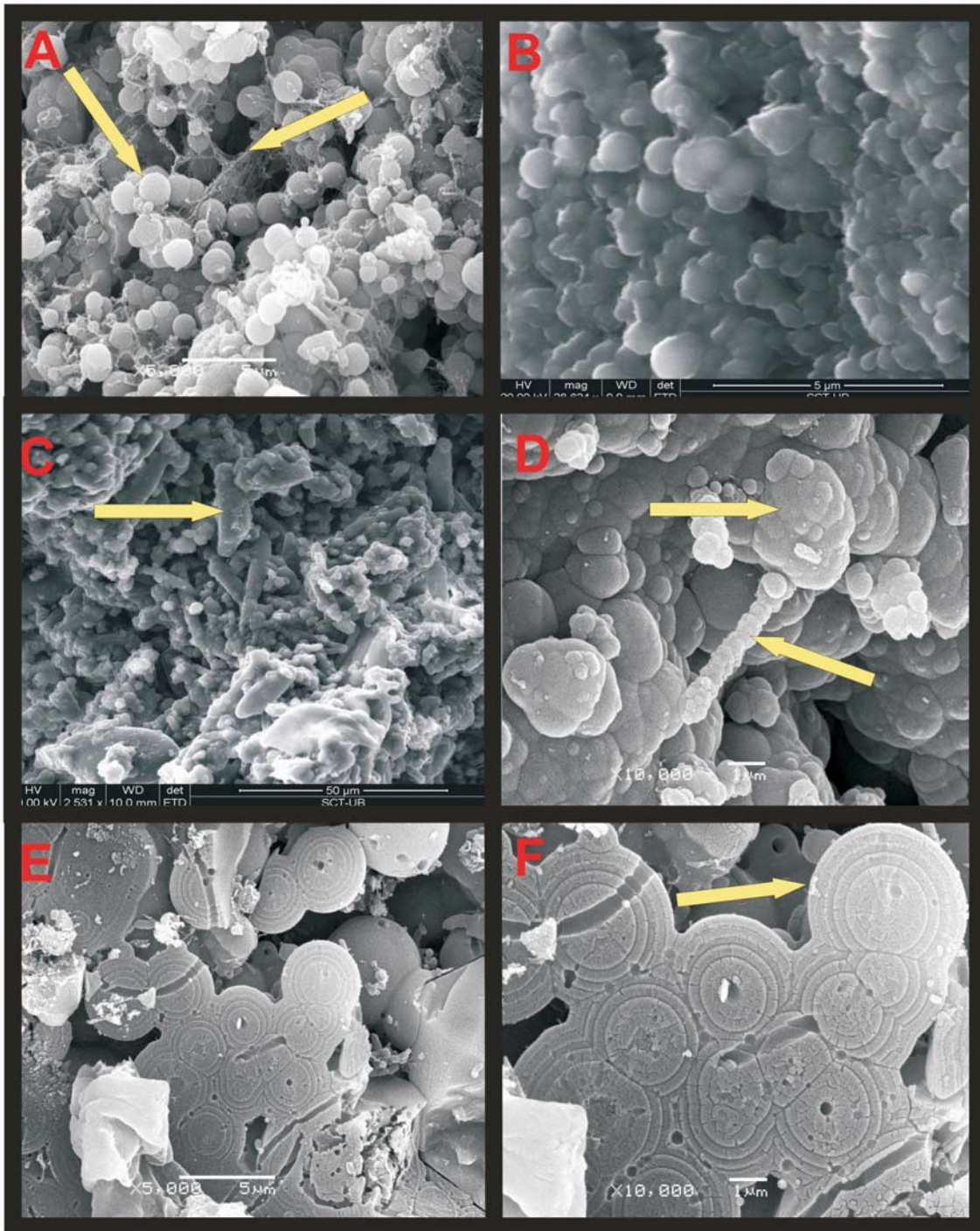


Fig. 6.25. Imágenes de SEM mostrando microestructuras características del ópalo-A. (A y B) En la imagen se observan acumulaciones y agregados de micro- y nanoesferas de ópalo-A. También es posible observar cadenas de mucosa (como telaraña) de origen incierto. (C) Se aprecian agregados de microsferas y algunas esferas individuales de diámetro promedio de 1.2 μm , también se aprecian diatomeas de 8-25 μm de largo, así como filamentos microbianos de dimensiones de 2 μm de espesor y 16 μm de largo. (D) Agregados botroidales de unas cuantas micras de diámetro, sobre las cuales se distinguen los remanentes de las micro- y nanoesferas que les dieron origen. Al centro se puede observar una cadena formada por una acumulación de nanoesferas. (E y F) En ambas imágenes es posible observar un corte transversal de uno de los agregados, se puede ver claramente el crecimiento de cada microesfera

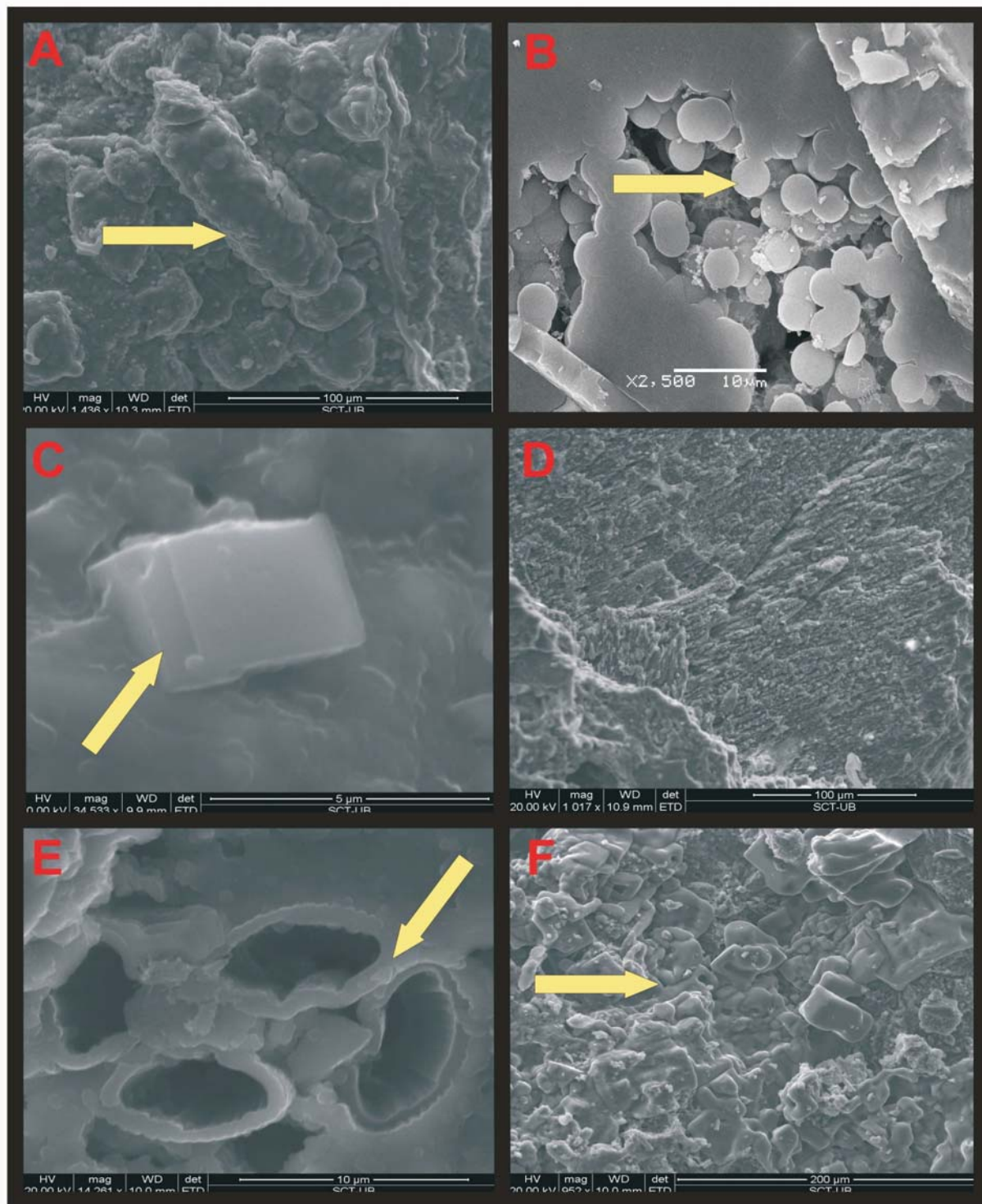


Fig. 6.26. Imágenes de SEM de ópalo-A. (A) Diatomea de 100 μm de largo recubierta por una fina capa de sílice, y a sus alrededores se distinguen amígdalas botrioidales, las cuales están recubiertas por un gel silícico secundario. (B) Agregados de micro- y nanoesferas de ópalo-A. (C) Al centro de la imagen se observan cristales cúbicos de halita. (D) Se pueden ver superficies de carbonatos, con marcas de corrosión. (E) Posibles estructuras microbianas de sílice. (F) Cristales de halita marcas de disolución y estructuras Hopper.

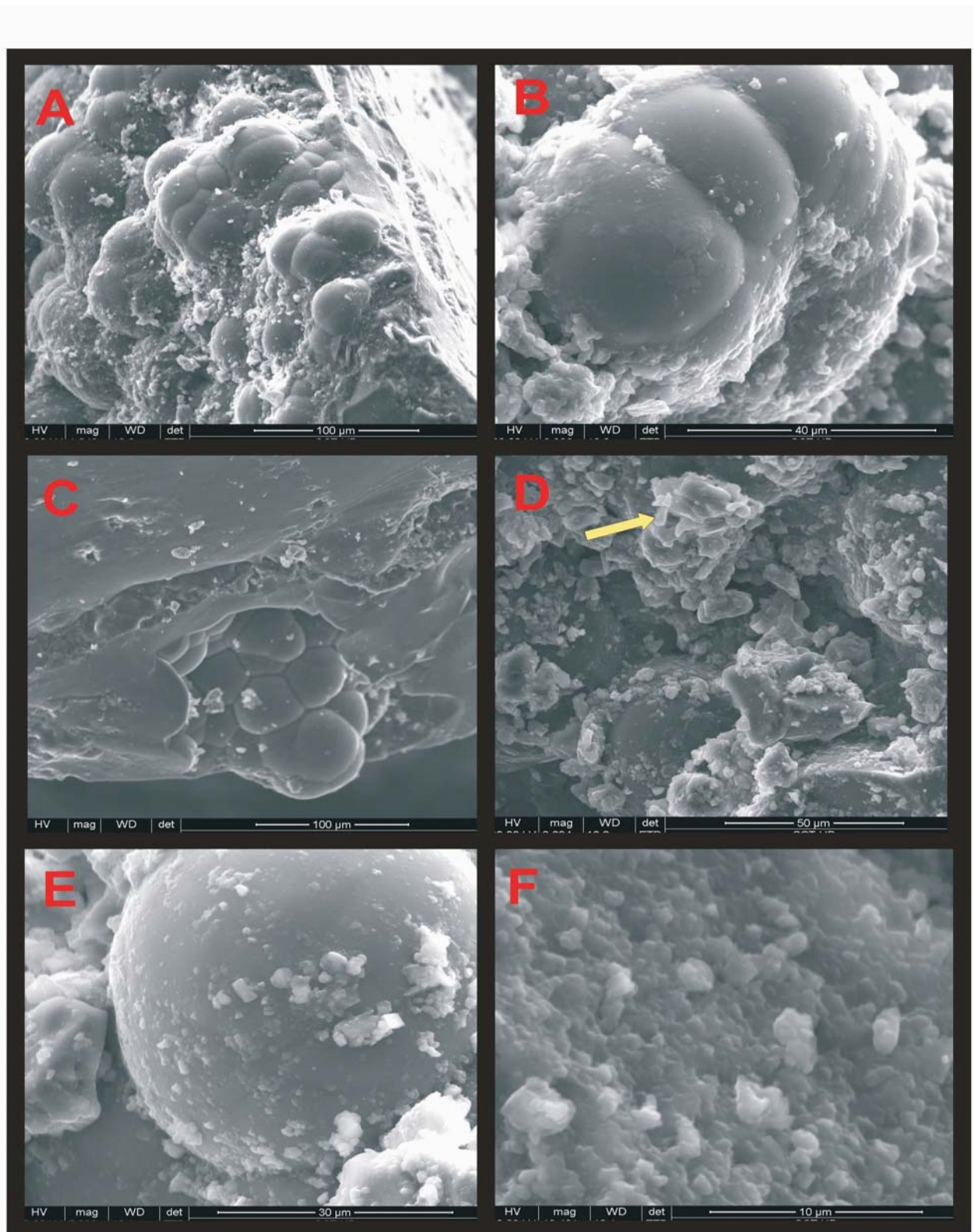


Fig. 6.27. Imágenes de SEM mostrando microestructuras características del ópalo-A/CT. (A, B, C y E) Estructuras botroidales sobre las cuales hay acumulaciones de placas (*bladedes*). (D) Placas platelets con cierto ángulo de inclinación respecto a la superficie, algunas forman agregado en roseta. (F) Estructuras botroidales, presentan indicios del desarrollo de placas alineadas.

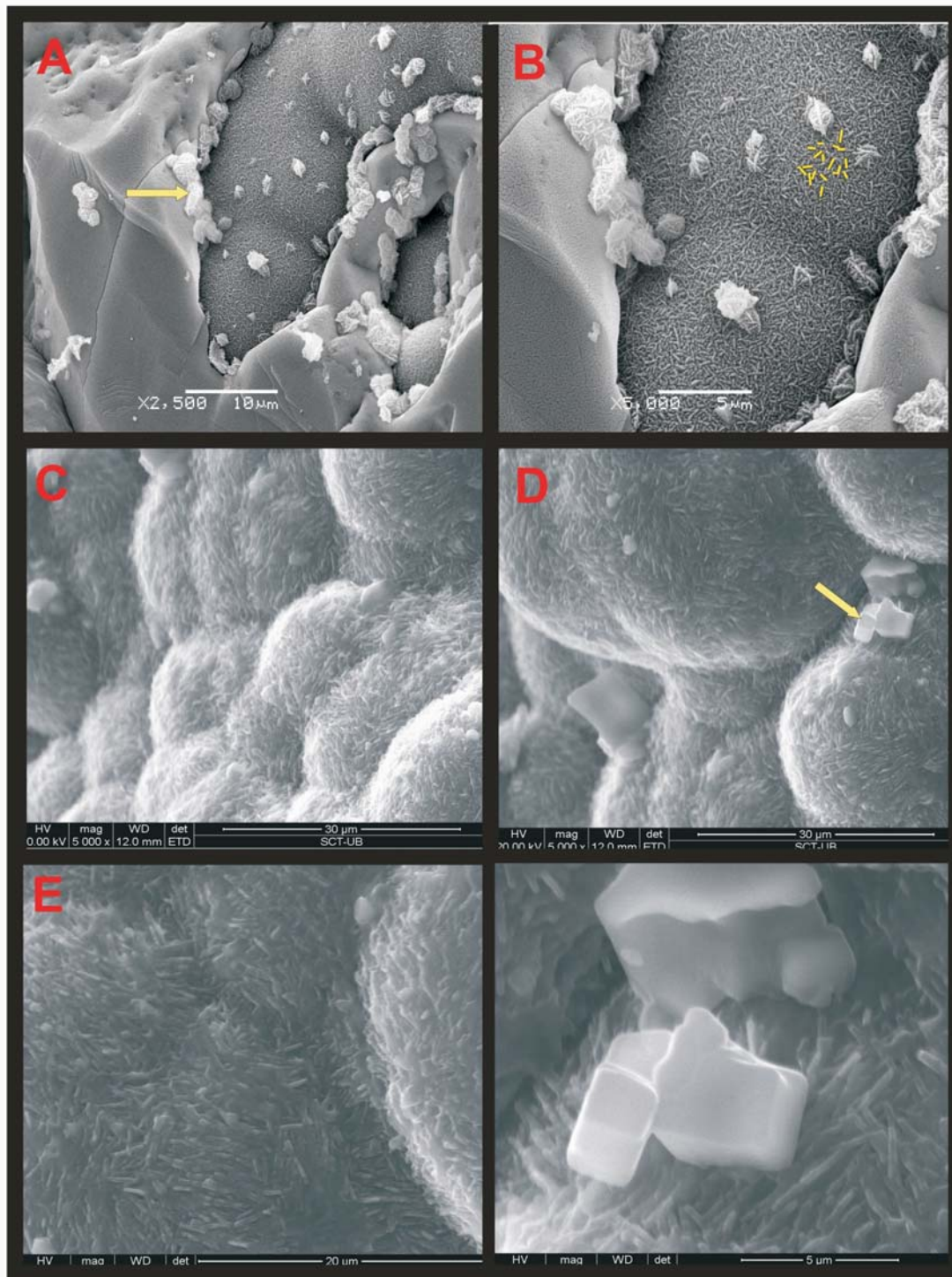


Fig. 6.28. Imágenes de SEM mostrando microestructuras características del ópalo-CT. (A y B) En la imagen se pueden apreciar superficies botroidales, bajo una capa de gel silícico, dichas estructuras están formadas por lepiesferas de 8 μm de diámetro, en un acercamiento “Fig. B” se logra ver las placas alineadas aleatoriamente y por encima de las lepiesferas, se aprecian rosetones que son los precursores de cristales de cuarzo. (C y E) Se pueden ver superficie botroidales formadas por lepiesferas de 25 μm de tamaño, se pueden ver en un acercamiento bladedes, alineadas de tamaño inferior a $<5 \mu\text{m}$. (D y F) Se pueden ver superficie botroidales formadas por lepiesferas de 25 μm de tamaño, se pueden ver en un acercamiento bladedes, alineadas de tamaño inferior a $<5 \mu\text{m}$ Por encima de estas estructuras se aprecian cristales cúbicos de halita de tamaño 3 μm .

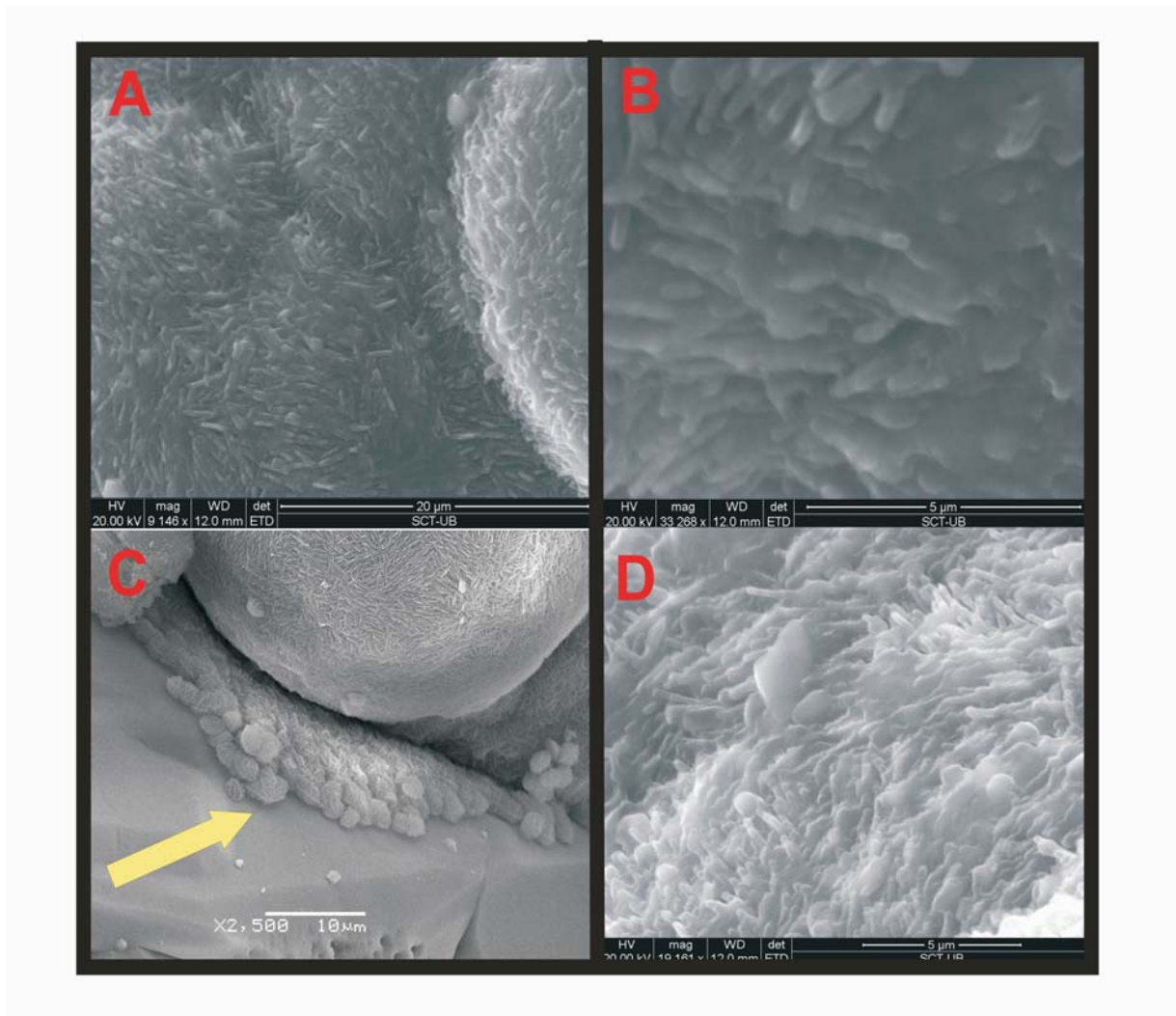


Fig. 6.29. Imágenes de SEM de ópalo-CT (A y B) En estas figuras se puede observar la superficie de las lepiesferas, donde las placas de tamaño promedio inferior a $<5\mu\text{m}$ se alinean de forma aleatoria. (C) se puede observar en la imagen una lepiesfera en la parte superior, mientras que en la parte inferior se observan rosetones de placas precursoras de

existen agregados de plaquitas formando costras de $10\mu\text{m}$ de espesor. De manera muy escasa, es posible observar cristales de halita de $30\mu\text{m}$ de tamaño que han sufrido disolución. La barita es localmente muy abundante, formando cristales tabulares de 100 a $300\mu\text{m}$ de largo, muy notorios por su elevada densidad en las imágenes de electrones retrodispersados (BSE; Fig. 6.27).

6.5.c Pedernal del Miembro El Mono

Se puede observar una superficie botrioidal formada por lepiesferas (*bladed lepispheres*) de $\sim 25\mu\text{m}$ de diámetro. Las placas que forman las lepiesferas mantienen una orientación al azar y son de tamaño $< 5\mu\text{m}$. Sobre la superficie se observan plaquitas de $5\mu\text{m}$ de tamaño, distribuidas de manera aleatoria sobre

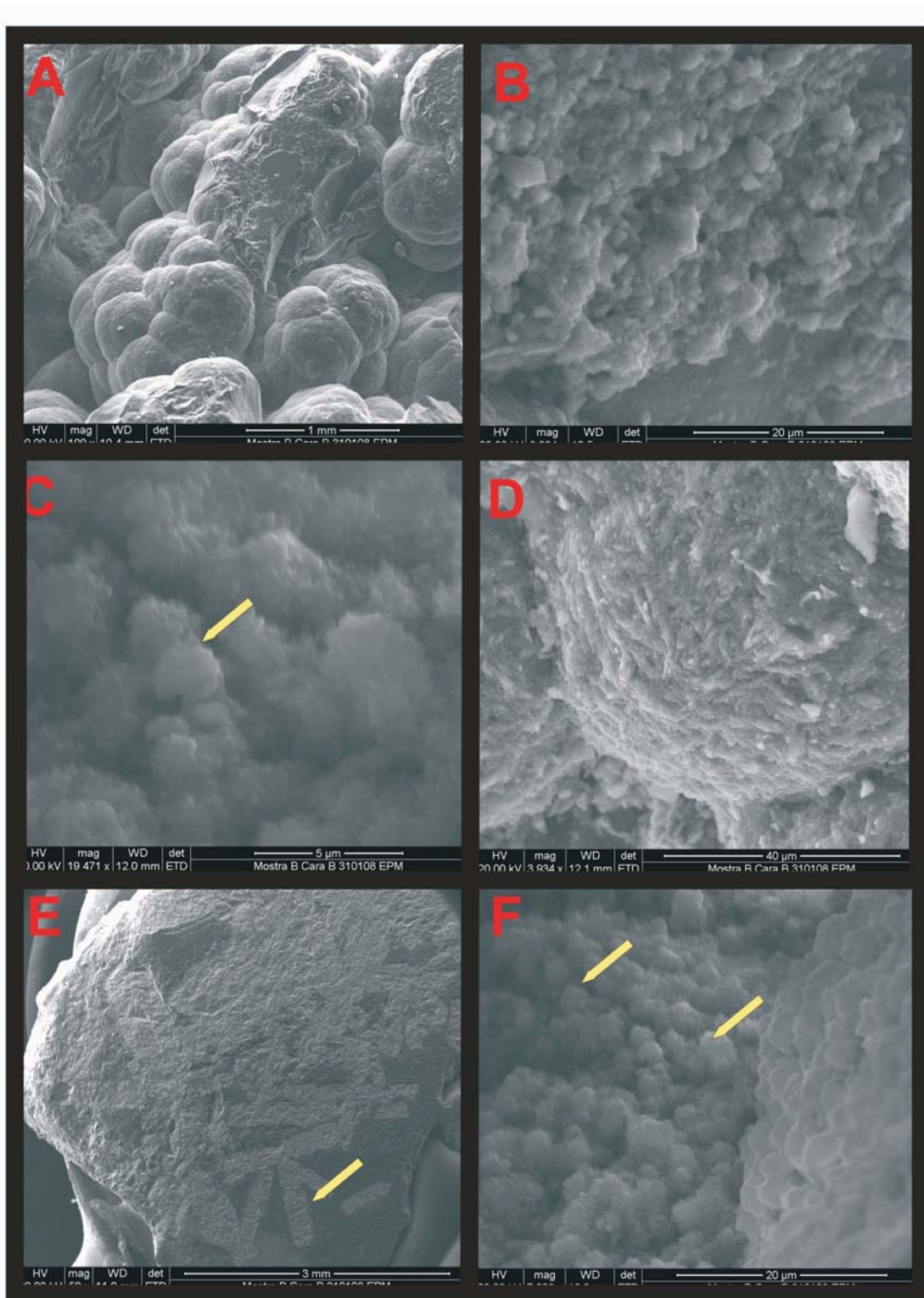


Fig. 6.30. Imágenes de SEM mostrando microestructuras características del ópalo-C. (A) Superficie botrioidal. (B, C, D y F) Acercamiento de la figura “A”, se observan nanoestructuras y alineaciones de las mismas, ya no son placas si no rosetas precursoras de cristales de cuarzo. (E) Superficie cortada de una veta de ópalo, se distinguen con cristales euhedrales de barita incluidos en la sílice.

las lepiesferas; estas placas están compuestas por lo que parecen ser remanentes de nanoesferas.

De manera muy escasa, es posible observar entre las lepiesferas algunos cristales cúbicos de $\sim 2 \mu\text{m}$ de halita (Fig. 6.28 y 6.29).

6.5.d Vetas con ópalo de la Mina Santa Rosa

Se puede apreciar de manera general una estructura microbotrioidal; la superficie de estas esferas no es completamente lisa, se puede observar que en la superficie hay remanentes o marcas de plaquitas de tamaño $< 2 \mu\text{m}$, que presentan una cierta orientación o alineamiento. Por encima de la superficie hay aglomerados o cuerpos individuales de plaquitas de 5 a $10 \mu\text{m}$.

En una parte seccionada de las muestras se pueden ver cristales euédricos de barita ($\sim 800 \mu\text{m}$) inmersos en un cementante silícico o formando agregados de microcristales, fácilmente observables en la imagen de electrones *BSE* (Fig. 6.30).

ANÁLISIS TÉRMICO DIFERENCIAL

Se selecciono 1 muestra de sílice amorfo característico de cada grupo (costras y estromatolitos de sinters costeros, fragmentos de vetas asociadas a manifestaciones termales, horizontes de pedernal, nódulos y raíces silicificadas del Manglar “El Mono” y vetas de manganeso en la mina Santa Rosa), cada muestra seleccionada fue previamente descrita macroscópicamente, analizada por DRX y SEM.

Cada ejemplar fue sometido a un análisis de ATD Y TG conjuntamente con el fin de observar variaciones endo y exotérmicas asociadas a fenómenos físicos, químicos, y variaciones o cambios de entalpía, así como pérdidas de masa en el caso de la TG.

Cabe señalar que los diagramas obtenidos por medio de ambas técnicas no muestran rasgos muy característicos que representen algún tipo de cambio térmico, además el hecho de que durante todo el calentamiento existe una variación constante del potencial debido al calentamiento, provoca que no exista una horizontal en las graficas, por lo que las variaciones térmicas no son perceptibles fácilmente. También cabe señalar que los diagramas de TG no indican de manera clara a que se debe las pérdidas de masa, ya que los rangos de temperatura donde se observan las pérdidas son muy amplios.

MUESTRA (ÓPALO-A)

El análisis a través de la grafica de TG, muestra cuatro secciones de la curva con distinta pendiente o curvatura, lo que indica que se pueden identificar 4 perdidas de masa provocadas por distintos fenómenos (Fig. 6.31A).

En el rango de 25° a 80°C no se manifiesta ninguna variación en la masa (TG), pero en la curva del ATD se puede observar que la temperatura de la muestra empieza a aumentar provocando una variación en el potencial, esto se interpreta basándose en la forma de la curva.

Por otro lado se observa que en el rango de 80° a 420°C la muestra sufre una pérdida de masa de 5.6%, la forma de la curva en este rango es representativa de

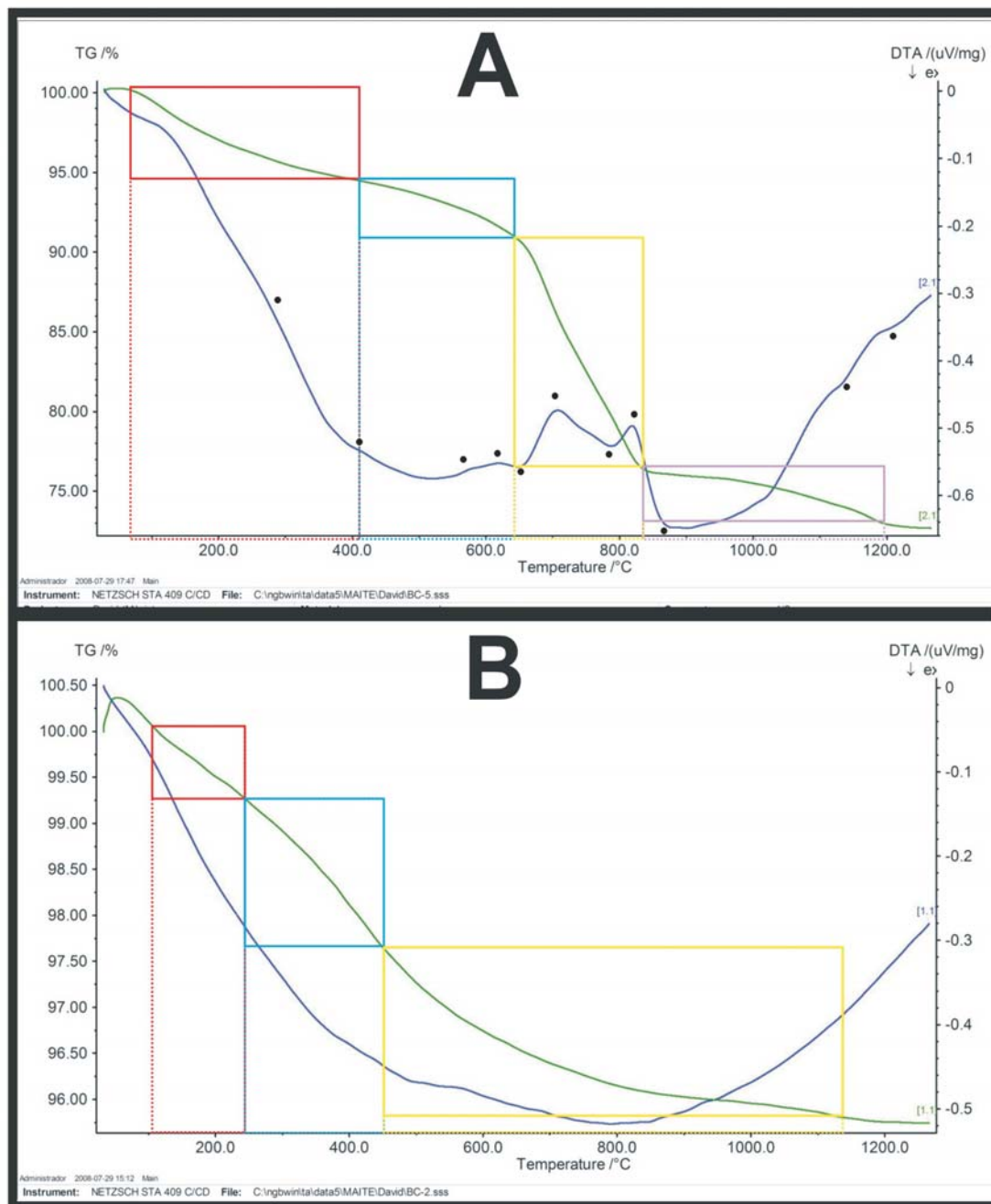


Fig. 6.31. Diagramas de análisis térmico (ATD-TG). Verde: curva de TG; Azul: curva de ATD. (A) Análisis realizados a muestras de los depósitos silicocalcáreos de los manantiales hidrotermales de Posada Concepción. (B) Análisis de las muestras de vetas silicocalcáreas asociadas a manantiales hidrotermales en Posada Concepción.

pérdidas de masa por deshidratación (pérdida de agua adsorbida). Respecto a la sección de la grafica ATD correspondiente a este rango, se puede percibir un tenue pico exotérmico, alrededor de los 295°C, que

lo podríamos interpretar como la reacción que sucede por una pequeña pérdida por combustión de materia orgánica o por pérdida de agua intermolecular de sílice.

En el rango de 420° a 650°C se observa en el TG una pérdida de masa del 3.4 %, la curva ATD correspondiente a la sección, muestra tres picos exotérmicos muy tenues en esta sección (420°, 575° y 650°C), para los cuales no se tiene una explicación bien definida pero sugieren ser provocados por la oxidación de minerales accesorios en la muestra como barita (BaSO_4) y minerales arcilloso.

En la reacción entre 650° y 840°C se tiene una gran pérdida de masa del 13.8 %, en un lapso breve de temperatura, esta grafica TG es representativa de pérdidas de masa por descomposición de minerales o elementos. Referente a la curva ATD de esta sección, ésta presenta dos picos exotérmicos bien definidos en 705° y 830°C los cuales pueden interpretarse el primero como la fusión de minerales como halita, barita y el segundo pico como la oxidación de Fe^{2+} en minerales accesorios como la hematita, también se observan dos picos endotérmicos en 655 ° y 780°C, de los cuales el segundo es representativo de la descomposición de CaCO_3 en CaO y CO_2 .

En la última sección del análisis de esta muestra se tiene un perdida menor de masa del 2.7%, la cual no se ha podido interpretar. Referente al ATD correspondiente a esta sección, las variaciones por arriba de los 830° C son muy tenues (picos endotérmicos en 860°, 1115° y 1200°C) y no hay registros que indiquen a que se deben (Fig. 6.31A).

MUESTRA (ÓPALO-A/CT)

El análisis mostró una pérdida de masa paulatina donde son poco distinguibles los cambios (Fig. 6.31B). En un rango entre 120° y 250°C se pierde el 1.15 %, lo

que es debido a un evento de deshidratación, sugerido por la característica forma de la curva. Sin presentarse un cambio abrupto es posible identificar otra pérdida de masa del 1.65 %, esta sucede en el rango de 250° a 450° C, al ser un rango tan grande y no asociarse a eventos visibles en la curva ATD, se puede pensar que se debe a una descarbonización y pérdida de masa por la fusión de otros minerales, posterior a los 450° C se tiene una perdida de masa de 1.75% , respecto a la curva de ATD no se observan variaciones , solo un incremento en la curva lo que podría representar por su forma una reacción con la atmosfera. Sin embargo, no hay registros que indiquen que estas variaciones se deban a algún evento físico químico en particular (Fig. 6.31B).

MUESTRA (ÓPALO CT)

Respecto al TG en esta muestra existe una pérdida de masa abrupta entre 220° y 360° C del 1.2 %, ocasionada posiblemente a una deshidratación por pérdida de agua adsorbida, el ATD correspondiente no presenta algún pico característico, posiblemente debido a la cantidad de minerales accesorios y materia orgánica (Fig. 6.32A).

Por arriba de los 360°C sigue una pérdida de masa más tenue, del 4.8 %, la cual se puede deber a la perdida por descarbonatización, así como por la fusión y perdida de otros minerales, el análisis de ATD muestra ligeras variaciones exo y endotérmicas de las cuales solo dos se pueden asociar a fenómenos físico-químico como: 700° C (endotérmica) la descomposición de CaCO_3 en CaO y CO_2 y en 795°C (exotérmica) la oxidación de minerales con Fe^{2+} (Fig. 6.32A).

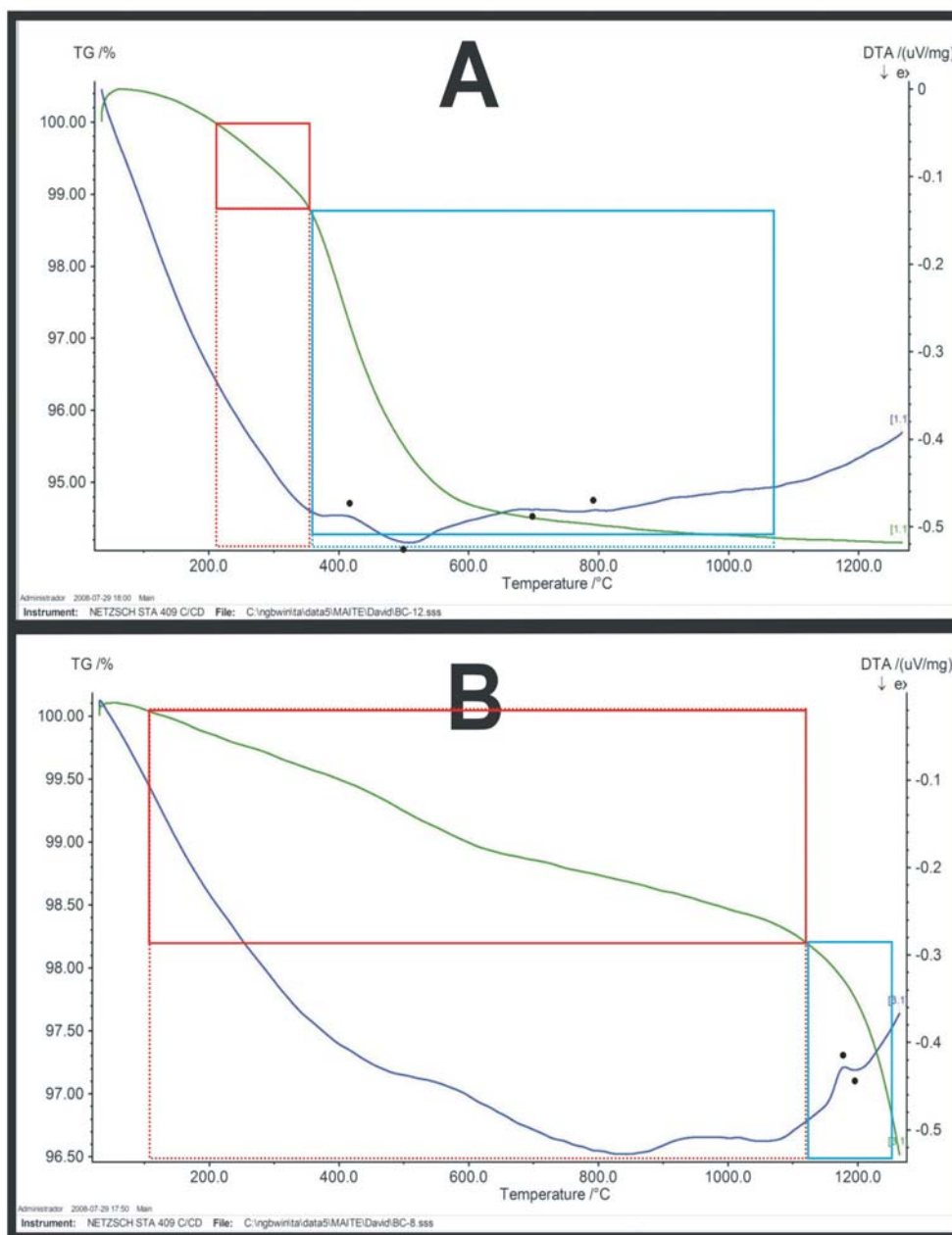


Fig. 6.32. Diagramas de análisis térmico (ATD-TG). Verde: curva de TG; Azul: curva de ATD. (A) Análisis realizados a las muestras de los depósitos silicocalcáreos de El Miembro el Mono de la Formación Infierno. (B) Análisis realizados a las muestras silíceas del depósito de manganeso de Santa Rosa.

MUESTRA (ÓPALO-C)

La curva de TG muestra una pérdida de masa muy tenue antes de los 1110°C, estas se pueden deber a diversos fenómenos como deshidratación de agua

adsorbida, una descarbonatización, una deshidroxilación (pérdida de OH), fusión de minerales etc (Fig. 6.32B). Sin embargo la curva ATD no presenta variaciones significativas que indiquen o corroboren algunos de estos procesos térmicos.

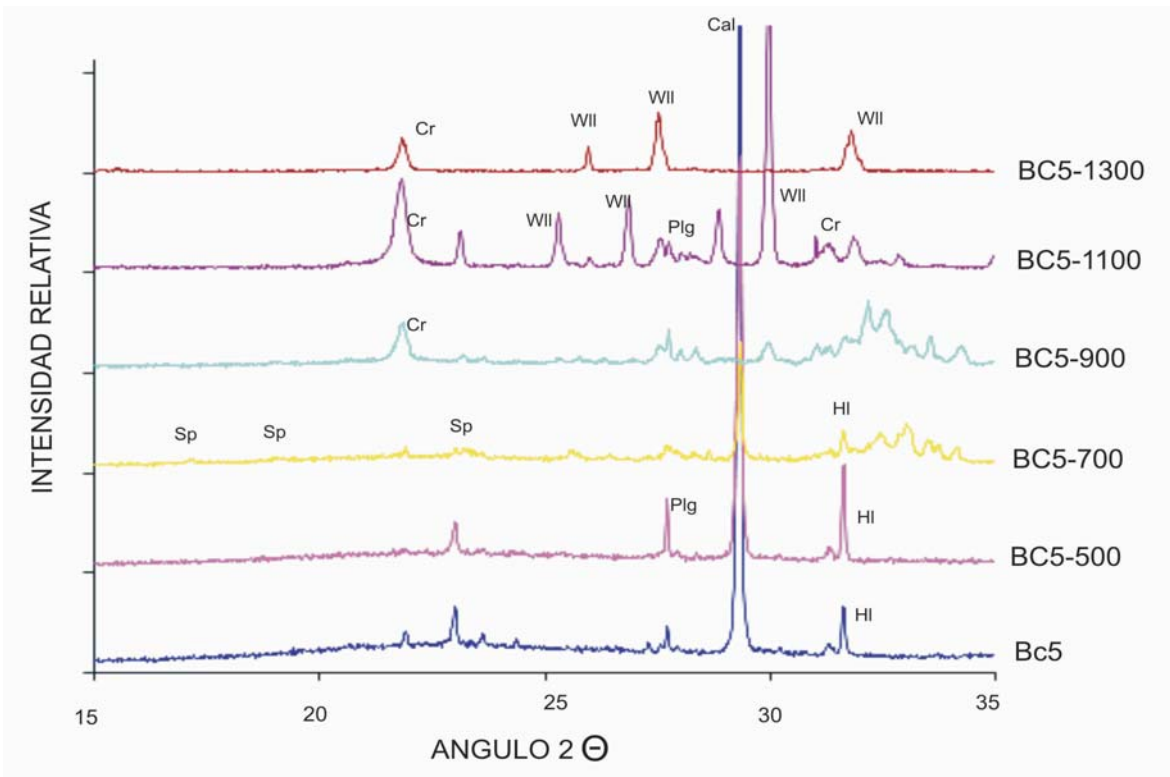


Fig. 6.33. Difractogramas de la muestra BC5 de ópalo-A sometida a diferentes temperaturas. Se puede apreciar la presencia de diferentes minerales y el pico ancho y suave que representa al ópalo, el cual varía de forma, disminuyendo su valor de FWHM y aumentando la intensidad de los picos de cristobalita. Cr= cristobalita, Plg= plagioclasa, HI= halita, Sp= spurrita, Wll= wollastonita.

A partir de los 1110°C se observa una pérdida abrupta de masa de 2.15 %, la curva ATD no presenta grandes variaciones, más que un pico exotérmico en 1180°C y uno endotérmico en 1200°C uno de ellos es representativos de la formación de la cristobalita, mientras que el pico exotérmico, muy posiblemente represente la generación de una fase mineral como la wollastonita, esto se infiere al percatarnos de que este mineral aparece después de 1200°C al calentar la muestra (ver sección de análisis experimental), debido a que el carbón de calcio presente en la muestra ha sido descompuesto y se asocia con silice formando un mineral nuevo. La curva de enfriamiento del ATD no muestra ninguna

variación endo- ni exotérmica que indiquen la formación de cristobalita (Fig. 6.32B).

ANÁLISIS EXPERIMENTAL

Utilizando el instrumento de ATD se realizó un experimento que consistió en calentar una muestra con ópalo-A (BC5) a diferentes temperaturas, con el fin de observar cambios mineralógicos producto de reacciones entre fases. Para esto se ocuparon 100 mg y se realizaron 5 ensayos diferentes, calentando la muestra a diferentes temperaturas, y posteriormente a cada muestra se le practicó un análisis de DRX.

La muestra original, sin ser sometida a ningún calentamiento, presenta ópalo-A y calcita como componentes principales, y como fases minerales accesorias plagioclasa y halita.

Al ser sometida a un calentamiento hasta llegar a una temperatura de 500° C no se observa ningún cambio en su composición mineralógica. Sin embargo, al seguirse calentando a mayor temperatura (700° C), la muestra cambia, de modo que, aunque las fases minerales presentes son las mismas (calcita, halita, plagioclasa y ópalo-A), el pico suave que representa el ópalo en el difractograma se hace más definido y estrecho y el valor de FWHM disminuye, lo que indica una transformación en la fase amorfa, o mejor dicho un ordenamiento de su estructura molecular. Al aumentar mas la temperatura, arriba de 700°C, el carbonato de calcio (CaCO_3) y la fase amorfa de sílice (SiO_2) reaccionan formando una nueva fase mineral: la espurrita $\text{Ca}_5(\text{SiO})_4\text{CO}_3$.

Otro ensayo de calentamiento mostro que a temperaturas mayores a los 900°C existen cambios mayores en la composición y mineralogía de la muestra; a esta temperatura la halita (NaCl) se funde y desaparece, la calcita se consume totalmente al reaccionar con la fase silícica formando fases minerales como larnita Ca_2SiO_4 y parawollastonita CaSiO_3 , mientras que la plagioclasa permanece. La forma del pico suave que representa al ópalo cambiar sustancialmente, de modo que el valor de FWHM disminuye a 3.3 y el pico de la cristobalita se muestra muy prominente, por lo que se clasifica esta fase amorfa como ópalo A/CT. Al seguir con el incremento de temperatura, alcanzando 1100°C, las fases presentes son plagioclasa cálcica, wollastonita (CaSiO_3) y cristobalita. Es difícil

determinar los valores del pico suave que representa al ópalo, pero la presencia de la cristobalita indica que se trata de un ópalo-C. Por último en otro ensayo, la temperatura se incrementa hasta 1300°C, a esta temperatura la plagioclasa se funde, desapareciendo cuando se realiza un análisis de difracción, y las únicas fases minerales presentes son wollastonita y cristobalita. La comparación de los difractogramas se presenta en la Fig. 6.33.

6.7 Espectroscopía IR de reflexión

Se eligió una muestra rica en sílice amorfa representativa de cada grupo de muestras anteriormente descrito. Cada muestra seleccionada fue previamente descrita macroscópicamente y analizada por DRX y SEM.

Con el fin de encontrar características distintivas de cada tipo de ópalo se aplicó la técnica de espectroscopía de reflexión de infrarrojo cercano (SWIR, por sus siglas en inglés) en una gran cantidad de muestras. Sin embargo, los espectros no ofrecían características que permitan distinguir las distintas fases silícicas entre sí.

En todas las muestras es posible observar variaciones en la reflectancia SWIR o rasgos de absorción que coinciden con las bandas características de los grupos moleculares y radicales como OH, H_2O , Al-OH, Fe-OH, Mg-OH y CO_3 .

En el caso concreto de los espectros correspondientes a ópalo-A, se observan tres rasgos de absorción que coinciden con las bandas de OH y H_2O (135-1550 nm), H_2O (1870-2020 nm), y Mg-

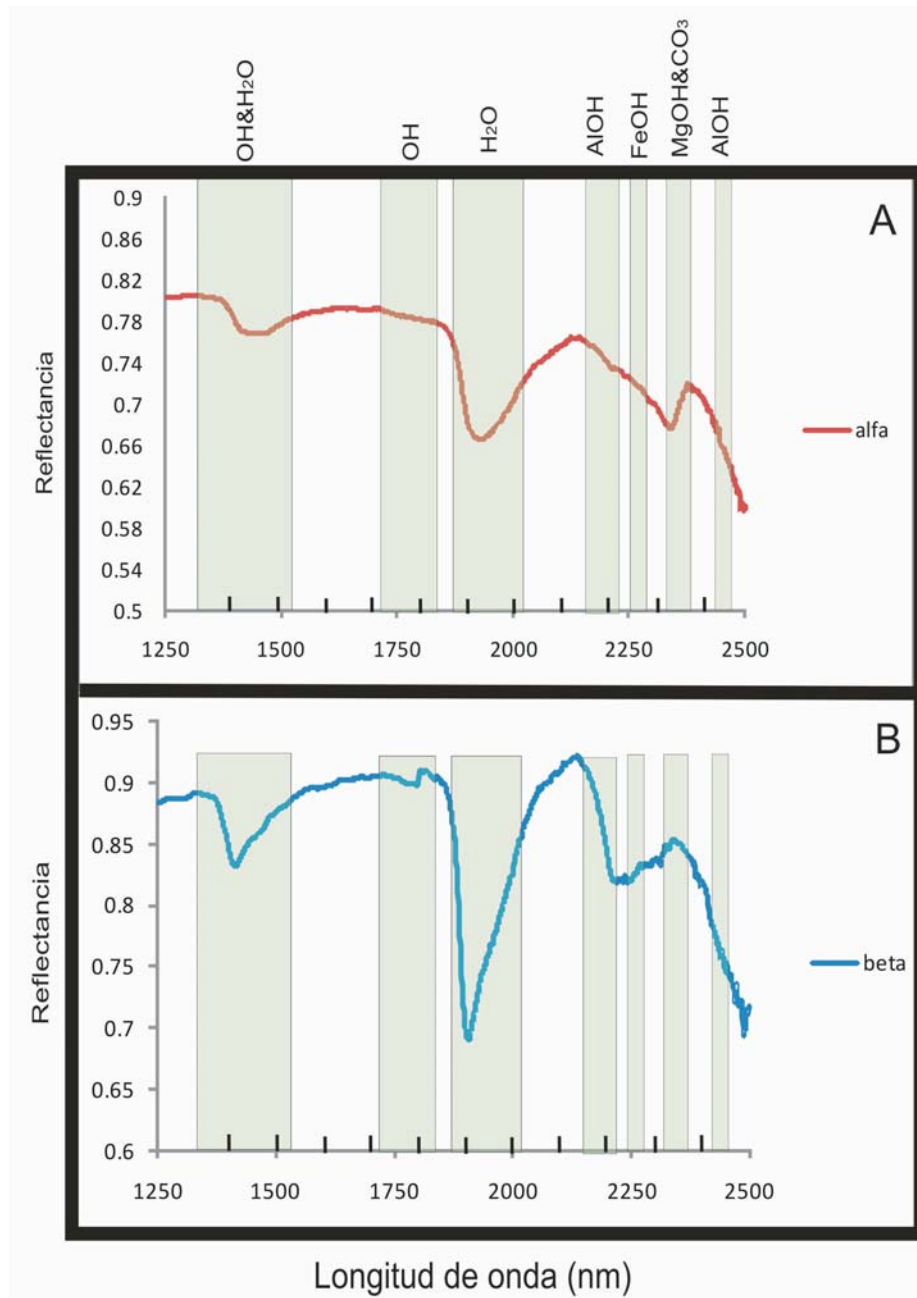


Fig. 6.34. Espectros de reflexión de Infrarrojo Cercano (SWIR). (A) Análisis realizados a los depósitos estromatolíticos silicocalcáreos de los manantiales hidrotermales de Posada Concepción. (B) Análisis realizados a las vetas silicocalcáreas asociadas a los manantiales hidrotermales de Posada Concepción.

OH y CO₃ (2310-2365 nm). La presencia de éstos no nos dice mucho de la muestra acerca del grado de cristalinidad o de alguna característica distintiva del ópalo; únicamente los dos primeros coinciden a grandes rasgos con la forma y la posición características

de los ópalos. En caso del rasgo de absorción de 2310-2365 nm, nos indica que la muestra tiene una gran proporción de carbonatos.

Las muestras representativas de ópalos A/CT, CT y C tres presentan las bandas del H₂O (1870-2020 nm) y de Al-

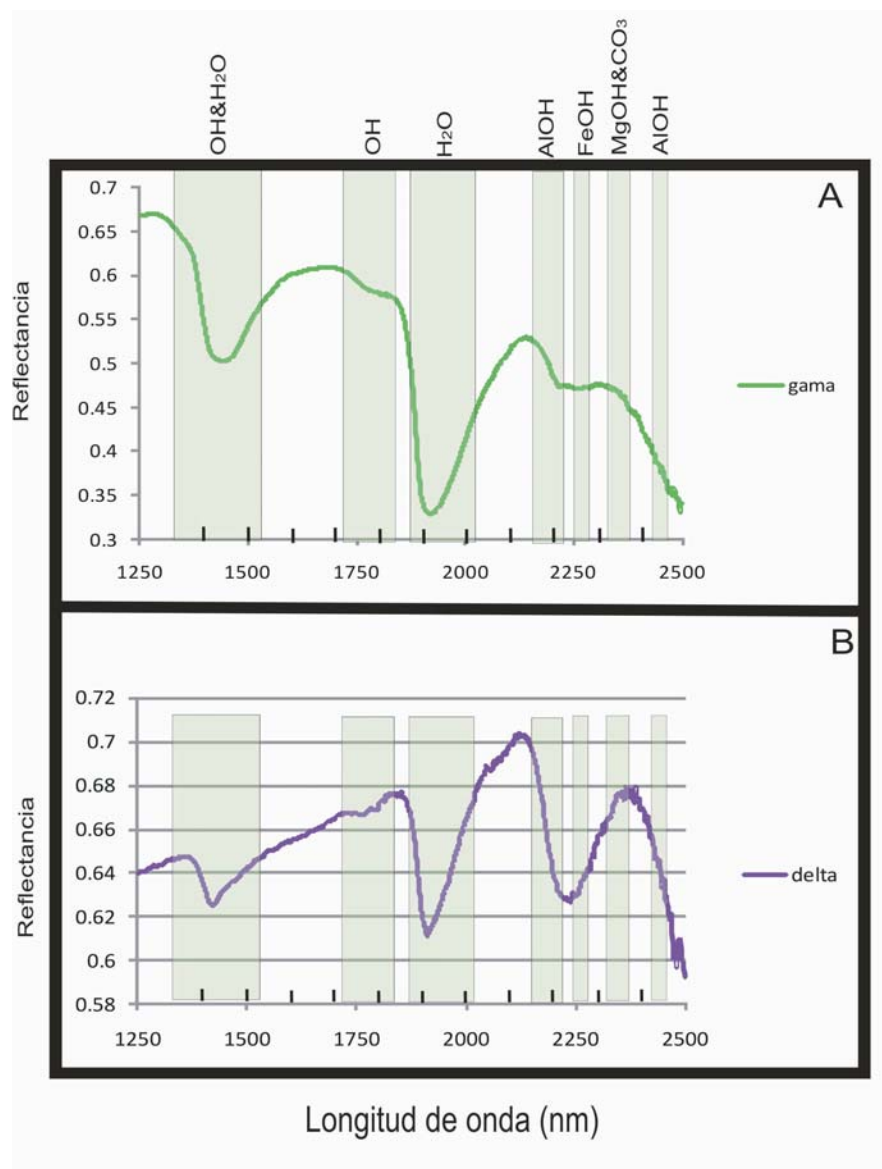


Fig. 6.35. Espectros de reflexión de Infrarrojo Cercano (SWIR). (A) Análisis realizados pedernal del Miembro El Mono de la Formación Infierno. (B) Análisis realizados a las muestras de vetas silíceas asociadas a depósitos de manganeso de Santa Rosa.

OH (2150-2220 nm), características de los ópalos (Ostroumov, 2007). Únicamente se registra una variación en su intensidad relativa, cosa que no nos indica mucho respecto al grado de ordenamiento o cristalinidad, ni si la muestra sufrió un cambio mineralógico o composicional. La banda de OH y H₂O experimenta un ligero desplazamiento hacia longitudes de onda mas cortas, estas bandas elementales están relacionadas con la presencia de

dos tipos de grupos OH: enlazados con la presencia de H₂O y los grupos OH aislados o separados. Se observan dos máximos en (1900 y 1980 nm): el primer máximo está relacionado con los grupos OH aislados, el segundo con los grupos OH enlazados con las moléculas de H₂O, esto provoca a apertura del rasgo de absorción y su desplazamiento, así como la variación en la intensidad en cada caso. (Fig. 5.34 y 5.35).

7. DISCUSIÓN.

7.1 Contexto geológico

La zona de estudio presenta un interés desde el punto de vista económico-minero, energético-geotérmico y, en general, de las Ciencias de la Tierra.

La geología regional comprende rocas desde el Mesozoico hasta el Cuaternario, con predominio de las rocas volcánicas del Terciario. El basamento consiste en rocas cretácicas intrusivas, que afloran principalmente en el centro y este de la Península de Concepción, así como al noroeste de Loreto y en el valle San Juan Londó (Cerro El Mogotito), fuera del área de estudio. Discordantemente por encima del basamento se encuentran rocas del Grupo Comondú, el cual consiste en secuencias volcánicas de rocas basálticas andesíticas y en menor proporción dacíticas, con una afinidad calciocalina, y consta de las formaciones El Salto, Pelones, Minitas, Pilares, Hornitos y Ricasón (Noble, 1950; McFall, 1968; Meldahl *et al.*, 1997; Umhoefer, 2001). La Fm. Ricasón encajona a los sistemas hidrotermales estudiados en este trabajo, y se compone de derrames andesítico-basálticos de textura traquítica, de brechas andesíticas y en menor proporción de tobas. En la parte sureste de Bahía Concepción, se encuentran, sobreyaciendo al Grupo Comondú, depósitos de ambientes sedimentarios someros del Plioceno Tardío, comprendidos dentro de la Fm. Infierno. Dichos depósitos están constituidos principalmente por conglomerados de clastos volcánicos cementados por carbonatos, areniscas, lodolitas y pedernal en forma de

nódulos, mantos, láminas y estructuras orgánicas de reemplazamiento (Jhonson *et al.*, 1997; Rodríguez-Díaz, 2004).

Bahía Concepción esta formada por un semigraben orientado NO-SE de edad pre-pliocena. La característica estructural principal del área son fallas con orientación NO-SE. El buzamiento de algunos estratos y la rotación de los mismos sugieren una activación de fallas lítricas durante la apertura del proto-Golfo

Este marco litológico y tectónico es favorable para el desarrollo de sistemas hidrotermales costeros y de poca profundidad (Canet y Prol-Ledesma, 2006).

7.2 Sistemas hidrotermales

Dentro de la zona de estudio se presentan numerosos sistemas hidrotermales submarinos de poca profundidad y costeros en los cuales se forman sínters silicocalcáreos, los cuales se depositan en forma de costras, vetas y como estructuras estromatolíticas. Las descargas de fluidos también ocasionan la precipitación de óxidos de manganeso en costras, vetas y brechas, en asociación con fases silícicas amorfas (ópalo). La edad de los depósitos corresponde del Mioceno Superior-Plioceno a la actualidad (Camprubí *et al.*, 2008).

Además se pueden encontrar manifestaciones de hidrotermalismo fósil como el miembro El Mono, perteneciente a la Fm. Infierno (Plioceno), donde se observan estructuras sedimentarias silicificadas, estructuras de paleo-manantial y distintas facies y estructuras de manglar. Así como depósitos de manganeso en vetas y brechas, y asociado a éstas tuvo

lugar la precipitación tardía de fases silíceas amorfas (ópalo). La edad de estos depósitos fósiles corresponde del Mioceno Superior a Plioceno.

Estas manifestaciones tanto fósiles y actuales, están controladas por sistemas de fallas NO-SE y N-S, asociadas con los diferentes estadios tectónicos generados durante la apertura del Golfo de California (Ledesma-Vázquez *et al.*, 1997, 2001, 2002, 2006; Rodríguez- Díaz, 2004; Camprubí *et al.*, 2008). Teniendo en cuenta su similar mineralogía y el control estructural que ejercen sobre todas estas manifestaciones los sistemas de fallas NO-SE, y por el principio del actualismo, se ha concluido que la metalogénesis de los depósitos de manganeso, originados entre el Mioceno Superior y el Plioceno, así como los eventos hidrotermales que dieron origen a la silicificación del manglar El Mono, es análoga a los sistemas activos de manantiales hidrotermales someros (Rodríguez-Díaz, 2004; Camprubí *et al.*, 2008). En consecuencia, es posible establecer una correlación entre los depósitos silíceos de los manantiales termales activos, los depósitos silicocalcáreos del Miembro El Mono (Plioceno) y los depósitos de manganeso fósiles (Mioceno Tardío-Plioceno).

7.3 Fases silíceas

En sistemas geotérmicos continentales y costeros desde todo el mundo se han descrito depósitos hidrotermales silíceos y silicocalcáreos. En estos sistemas se han desarrollado trabajos donde se caracterizan mineralógica y morfológicamente los

depósitos de sínter, por ejemplo, en la Zona Volcánica de Taupo, Nueva Zelandia (Jones, 1996, 2000, 2001, 2003; Herdianita, 2000 a y b; Cambell *et al.*, 2001; Rodgers *et al.*, 2001, 2002, 2004; Lynne *et al.*, 2003, 2004, 2005, 2006), en Islandia (Konhauser *et al.*, 2001; Jones, 2007), en el Parque Nacional de Yellowstone, Wyoming (Walter, 1976), y en África oriental (Renaut *et al.*, 1999). Los sínTERS silicocalcáreos son más raros y han sido menos estudiados; los pocas localidades descritas incluyen Waikite (Jones y Renaut, 1996a; Jones *et al.*, 2000) y Ngatamariki (Campbell *et al.*, 2002), Nueva Zelandia, y un relicto en Yellowstone, Wyoming (Guidry y Chafetz, 2003 a y b). Los sínTERS también se encuentran asociados a yacimientos minerales de tipo epitermal de diferentes edades; por ejemplo en Lihir, Papúa Nueva Guinea (sistema activo; Simmons *et al.*, 2006), McLaughlin, en California (Plioceno-Pleistoceno; Sherlock *et al.*, 1995), Hasbrouck, en Nevada (Mioceno; Graney, 1987), Drummond Basin, en Queensland, Australia (Carbonífero; Cuneen y Sillitoe 1989; White *et al.* 1989), y Rhynie, en Escocia (Devónico; Trewin 1994), entre otros.

La evolución mineralógica de la sílice amorfa ha sido estudiada en los trabajos anteriormente mencionados, en los que se describen una serie de cambios progresivos morfológicos-texturales y mineralógicos de las fases silíceas en el plano tiempo-espacio. Estos cambios se engloban dentro de los procesos de diagénesis.

La gran mayoría de los trabajos publicados han descrito la diagénesis de las fases silíceas en sistemas geotérmicos concretos, mostrando que existe una evolución zonal tanto a escala vertical como horizontal.

Sin embargo, en el presente estudio se analizaron muestras de distintos depósitos silíceos en diferentes zonas de la bahía, relacionados genéticamente, pero con edades muy diferentes, con lo que se pretende estudiar con mayor certidumbre el efecto del tiempo en la diagénesis de la sílice.

La evolución diagenética de los sínters silíceos está caracterizada por la formación sucesiva de diferentes fases de sílice. Sínters de diferentes edades pueden contener alguno o varios tipos de ópalo como ópalo A, ópalo CT, ópalo C, así como otras fases de cuarzo.

El depósito inicial en un sinter es siempre de ópalo A (no cristalino). No se conoce ningún estudio que haya reportado otras fases de sílice en depósitos recientes, sin embargo, los sínters con varios cientos de años de antigüedad contienen cantidades considerables de ópalo CT y ópalo C (para-cristalinos), mientras que fases microcristalinas de cuarzo y moganita son comunes en sínters de más de 20,000 años (White *et al.*, 1988; Herdianita *et al.*, 2000a).

El proceso de diagénesis ocurre como un ordenamiento de las unidades tetraédricas de sílice hasta el punto en que se forma el cuarzo; el incremento en el orden dentro de las unidades tetraédricas de sílice se refleja por decrecimiento del valor de FWHM.

La caracterización y estudio de las transformaciones diagenéticas en sínters silíceos son complejos, pues requiere la combinación de varias técnicas como DRX y SEM, así como de otras técnicas menos frecuentes como los Análisis Térmicos y la Espectroscopía por Infrarrojo y Raman (Dybwad Jens P., *et al.*, 1974; Marfil R., 1980; Jones, Renaut *et al.*, 1996; Herdianita *et al.*,

2000a, 2000b; Campbell *et al.*, 2001, 2002; Rodgers *et al.*, 2002, 2004; Lynne, *et al.*, 2003, 2004, 2005, 2006, 2007; Jones, Sarah., *et al.*, 2005; Velasco-Francisco *et al.*, 2005; Ostrooumov M., 2006; Dellisanti F., *et al.*, 2006; Lee David R., 2007; Roy P. D., 2007).

En este trabajo se han empleado las técnicas de DRX y SEM para la identificación y caracterización de las distintas fases silíceas presentes, siguiendo la pauta de los estudios previos realizados en otras localidades, pero además, se han usado técnicas poco comunes en este tipo de estudios, como la petrografía, IR cercano, y ATD-TG, con la finalidad de complementar las características distintivas de cada fase silícica.

En el caso de la petrografía, es una técnica que se ha tomado con poco interés de parte de la gran mayoría de las investigaciones, siendo que esta técnica puede apoyar en la caracterización y clasificación de las fases presentes en los sínters.

Los depósitos más recientes de sínters silicocalcáreo en la Bahía de Concepción son las estructuras mineralizadas en Ensenada Mapache, Posada Concepción y Santipac, que consisten en costras y estructuras laminadas con textura microestromatolítica. En estas mismas localidades se pueden encontrar vetas asociadas a eventos hidrotermales antiguos, las cuales cortan el acantilado y la playa donde se manifiesta el hidrotermalismo. En los sedimentos de manglar de El Mono se aprecian mantos, nódulos y raíces silicificadas, debido a la actividad hidrotermal fósil (Plioceno). En la Mina Santa Rosa las fases silíceas se encuentran en vetas asociadas a óxidos de manganeso (Plioceno).

La asociación mineral deducida petrográficamente en los manantiales termales actuales consiste en barita, ópalo, carbonatos (calcita y aragonita), óxidos de

manganeso y oxihidróxidos de hierro, además de fragmentos cristalinos y pétreos de la roca encajonante. La mina de Santa Rosa, presenta una asociación mineral similar, siendo la fase mayoritaria en esta lo óxidos de manganeso (romanechita). Las observaciones texturales siguieron que en los manantiales termales actuales y en el depósito de Mn de Santa Rosa las fases silícicas son paragenéticamente las más tardías en depositarse (ver Anexo D). Estas asociaciones son similares a otras registradas en manantiales termales costeros en la Isla de Milos que es parte del Arco del Egeo, Grecia (Heint *et al.*, 2000; Liakopoulos *et al.*, 2001) y en Hokkaido, Japón (Miura y Hariya, 1997). En los depósitos silícicos de El Mono, por el contrario, la barita y los óxidos de manganeso y hierro son ausentes.

En general las fases silícicas se presentan como agregados botrioidales, como cementante y, ocasionalmente, rellenando fracturas y porosidad. En el microscopio óptico las fases silícicas se distinguen entre ellas por presentar aspecto diáfano o turbio, y por la presencia de agregados esferulítico-radiales de cristobalita. Estas texturas son similares a las reportadas en otros depósitos de manantial termal y en sistemas epitermales de baja temperatura (Ramdorth, 1980; Hewett, 1964 y Berger, 1985). En Santa Rosa se diferencian claramente dos fases de ópalo, una turbia y de color pardo que se presenta como cementante, y otra, más tardía, diáfana, en forma de bandas botrioidales y con extinción recta, lo que evidencia dos pulsos hidrotermales distintos.

Todas las fases silícicas aquí estudiadas presentan inclusiones de otros minerales; tanto en Ensenada Mapache como en Posada Concepción el ópalo

contiene incluidas pequeñas cantidades de plagioclasa, barita, carbonatos, hidróxidos de Fe, magnetita, y fragmentos de roca. En la Mina Santa Rosa el ópalo turbio presentan inclusiones de barita, romanechita y líticos, sin embargo, el ópalo más diáfano solamente incluye cristales de barita retrabajados. El intercrecimiento de minerales y la abundancia de inclusiones dificultaron la separación mecánica y química de las fases silícicas puras para su análisis.

7.4 DRX

En las estructuras microestromatolíticas y en las costras de en los manantiales hidrotermales actuales (Posada Concepción, Mapache y Santipac), se determinó mediante la técnica de DRX que la fase silícica que conforma estas estructuras es ópalo-A, con un valor de FWHM esta valuado de 6.4° a 8.45° ($\Delta 2\theta$). En los depósitos de vetas fósiles, asociadas a los manantiales termales en las mismas localidades, se determinó que la fase silícica es ópalo-A/CT, con el valor de FWHM de estas muestras menor al caso anterior, variando de 4.9° a 6.9° ($\Delta 2\theta$).

Según Lynne y Cambell (2003) existen dos fases de transición entre el ópalo-A y el ópalo-CT, que se hacen evidentes en patrones de DRX: el ópalo-A/CT (donde predominan las estructuras y características del ópalo-A), y el ópalo-CT/A (donde predominan las características del ópalo-CT). Estas fases coinciden con lo hallado en las muestras de las vetas fósiles asociadas a los manantiales termales, sugiriendo una transición del ópalo A hacia ópalo C.

Los difractogramas de las muestras de El Mono (Formación Infierno, Plioceno), muestran la presencia de dos fases silícicas diferentes: ópalo-A y ópalo-CT, con valores de FWHM de 1.1° a 1.6° ($\Delta 2\theta$) para el ópalo CT, lo que implica una restructuración de la estructura interna de las fases silícicas. Un rasgo característico en estas muestras de ópalo – CT, es la presencia constante de los picos de tridimita bien desarrollados en $20.9 2\theta$ y un pico en $35.9^\circ 2\theta$.

Los difractogramas pertenecientes a las vetas de la mina de Santa Rosa presentan ópalo-CT y ópalo-C, con FWHM de 0.2° a 0.6° , y de 2.3° a $1.05^\circ \Delta 2\theta$, respectivamente. El primero corresponde al ópalo que petrográficamente se caracterizó como turbio de color ocre, y el segundo al ópalo diáfano y más tardío en la secuencia paragenética. El ópalo-C no presenta los picos de la tridimita, en cambio se presenta un hombro posterior a la curva que representa a la fase amorfa entre 21.2° y $22.2^\circ (2\theta)$, que representa el pico oculto de la cristobalita. Además, en el difractograma se observa la presencia de cuarzo.

Los ópalos CT y C de la mina Santa Rosa no pueden ser considerados como fases evolutivas entre si, debido a la evidencia petrográfica de que se deben a la sucesión de dos pulsos hidrotermales distintos, siendo el ópalo-C una fase tardía y desligada de la asociación de ópalo CT y los óxidos de manganeso, esto posiblemente se deba a que un pulso hidrotermal posterior a la mineralización, con mayor temperatura emplazo una fase de ópalo mas evolucionada. Sin embargo el ópalo-CT se presenta como una etapa evolutiva madura de la diagénesis de los depósitos de los manantiales

hidrotermales costeros de la zona de estudio. Del mismo modo, se ha descrito una transición de ópalo-A hasta ópalo-C, en depósitos de manantiales termales continentales en Taupo, Nueva Zelanda, y Yellowstone, Wyoming EUA (Herdianita *et al.*, 2000a; Jones y Segnit, 1971; Lynne *et al.*, 2005, 2007), y lacustres en el Lago Baringo, en el rift de Kenya (Renault *et al.*, 2002).

7.5 SEM

La evolución mineralógica de las fases de sílice amorfo, desde ópalo-A, ópalo-CT, ópalo-C hasta microcristales de cuarzo, involucran una variedad de morfologías características que pueden coexistir, como microesferas individuales, alineaciones de nanoesferas, grupos de nanoesferas coalescentes, lepiesferas con *blades* (hojas), y microcristales. Estas morfologías y texturas resultan de la transformación del sílice durante la diagénesis, ocurriendo en forma gradual (Jones Renault, *et al.*, 1996; Herdianita *et al.*, 2000a, 2000b; Campbell *et al.*, 2001, 2002; Rodgers, *et al.*, 2002, 2004; Lynne *et al.*, 2003, 2004, 2005, 2006, 2007).

Mediante el análisis realizado con el SEM fue posible observar distintas morfologías y estructuras características de cada fase silícica amorfa encontrada. En las muestras caracterizadas como ópalo-A, de las costras asociadas a las emanaciones hidrotermales actuales, se observaron diferentes estructuras como esferas individuales y partículas subesferoidales, así como microesferas y remanentes de esferas. Estas estructuras

se encuentran acompañadas de diatomeas, filamentos microbianos y otras evidencias de actividad biológica.

Las muestras caracterizadas como ópalo-A/CT de las vetas asociadas a los manantiales termales presentan superficies botroidales, formada por esferas remanentes, sobre las cuales hay acumulaciones de plaquitas (*platelets*) horizontales formando estructuras como rosetas o bien como placas individuales.

En las muestras de ópalo-CT, características de los depósitos silíceos de El Mono y de la fase de ópalo turbio asociado a los óxidos de manganeso en la mina Santa Rosa, se puede observar el desarrollo de lepiesferas (*bladed lepispheres*), formando una superficie botrioidal. Sobre la superficie de estas estructuras se observan posibles moldes de bacterias y plaquitas distribuidas de manera aleatoria.

Finalmente en la muestra del ópalo-C, de la fase tardía (diáfana) en el yacimiento de Santa Rosa, se puede observar de manera general, una estructura botrioidal formada por relictos de esferas cuya superficie no es completamente lisa. Con mayor acercamiento mediante el SEM es posible apreciar que en la superficie hay remanentes o marcas de plaquitas que presentan una cierta orientación o alineamiento.

Morfológicamente se puede evidenciar que existe una diagénesis en el sistema hidrotermal de Bahía Concepción desde la fase amorfa de ópalo-A, en los manantiales termales actuales, pasando por fases transicionales de ópalo-A/CT, en las vetas asociadas a los manantiales termales, hasta las fases de mayor cristalinidad de ópalo-CT de El Mono. Ésta última, además, se ha hallado en relación con las menas de

manganeso en la mina Santa Rosa, donde también hay ópalo-C. Sin embargo, la evidencia petrográfica descarta estos sean representativos de un proceso general de diagénesis, por lo que únicamente nos sirven como material de referencia para este estudio.

En depósitos de sílice volcánicos formados a altas temperaturas ($> 300^{\circ}\text{C}$) los ópalos C y CT pueden ser generados de manera directa sin una etapa temprana previa de ópalo-A (Graetsch *et al.*, 1994). En Santa Rosa el ópalo-C diáfano puede ser atribuido, por evidencias petrográficas, a un pulso hidrotermal tardío posiblemente de alta temperatura, distinto del que formó los minerales de mena y el ópalo-CT asociado paragenéticamente ellos.

7.6 ATD

Para determinar el contenido de agua y carbono en muestras opalinas, Herdianita *et al.* (2000b) usaron una técnica TG acoplada al ATD permitiéndoles obtener datos semicuantitativos. Por medio de estas técnicas es posible determinar el tipo de agua presente en la muestra, ya sea adjunta y adsorbida (Rodgers *et al.*, 2004).

En el presente estudio, mediante las técnicas acopladas de TG y ATD no fue posible determinar de manera precisa variaciones características en las muestras, debido a que los diagramas obtenidos por medio de ambas técnicas durante todo el calentamiento presentan una variación constante del potencial debido al calentamiento, provocando que no exista una horizontal en las graficas, por lo que las variaciones térmicas no son perceptibles fácilmente. También cabe señalar que en los diagramas

de TG las pérdidas de masa se muestran con rangos de temperatura muy amplios. Marfil R., (1980) menciona que las conversiones de los distintos politipos de ópalo suponen solo pequeños cambios de energía, por lo que las transformaciones o no se registran o quedan enmascaradas por otro tipo de procesos de otras sustancias, como de minerales arcillosos, oxidación del Fe²⁺ etc. Por todo esto Marfil R. comenta que la técnica del ATD-TG no es óptima cuando se quiere realizar una caracterización precisa de la estructura del ópalo.

Sin embargo, cada análisis mostró ciertos parámetros distintivos los cuales se explican en el capítulo 6. A través del ATG se observó una pérdida de masa entre 50° y 300° C, posiblemente debidas a fenómenos como deshidratación (de agua absorbida), o pérdida de materia orgánica e inicios de una descarboxilación. En algunas de las muestras fue posible determinar un fenómeno de descarboxilación y deshidratación de agua adsorbida entre los 375° y 725° C, más un evento exotérmico entre 700° y 820° C, posiblemente debido a la pérdida o transformación de fases minerales minoritarias presentes en las muestras y a la descomposición de CaCO₃ en CaO y CO₂, el ópalo-C es el único que muestra un pico característico en ATD que refleja la transformación endotérmica de la cristobalita α a β, alrededor de 1180° C.

Se realizó un procedimiento experimental utilizando el ATD como horno, calentando una muestra de sínter costero a diferentes temperaturas y posteriormente realizándoles un análisis de DRX. Mediante dicho análisis se confirmó que las muestras de sínter de ópalo-A contienen otras fases como carbonatos, plagioclasa y halita. Por la abundancia de impurezas, los análisis de ATD/TG no son adecuados

para este tipo de muestras, ya que existe un enmascaramiento y solapamiento de los datos de cada fase mineral.

7.7 IR

Usando la espectroscopia infrarroja, Langer y Flörke (1974) determinaron dos tipos de agua presentes en ópalo: agua molecular (H₂O-mol) y grupo silanol (H₂O-SiOH) El contenido total de agua y la relación relativa de las dos especies de agua son característicos para minerales de sílice micro- y no cristalinos. Mucha del agua en sílice opalina es molecular. La determinación precisa del tipo y entorno estructural del agua y del grupo hidroxilo puede ser hecho únicamente con espectroscopia de infrarroja cercano (Flörke *et al.*, 1991).

Los espectros de IR cercano en las muestras de los manantiales termales actuales muestran las bandas características del ópalo, se observan tres bandas de reflexión que coinciden con los grupos moleculares de OH y H₂O (135-1550 nm), H₂O (1870—2020 nm) y MgOH y CO₃ (2310-2365 nm), esta última indica que la muestra tiene una gran proporción de carbonatos, en coherencia con lo observado con las otras técnicas.

En el resto de las muestras se observó que los espectros coinciden nuevamente con el espectro característico del ópalo, con las tres bandas características de OH y H₂O (135-1550 nm), H₂O (1870-2020 nm) y Al-OH (2150-2220 nm) (Ostroumov, 2007), variando únicamente la intensidad relativa entre ellas, cosa que no nos indica mucho respecto a su grado de ordenamiento o cristalinidad, ni si la muestra sufrió un cambio morfológico, mineralógico o composicional. Sin embargo, existe un parámetro no

caracterizado en las muestras que es el desplazamiento hacia longitudes de onda más cortas de las bandas de OH y H₂O (135-1550 nm) y de OH (1710-1850 nm). Este desplazamiento probablemente indica el grado de ordenamiento de las moléculas de cristobalita y tridimita, o bien se podría interpretar como el tipo de enlace molecular de un tipo de agua dentro del mineral de sílice, ya sea agua molecular o del grupo silanol.

Las técnicas de ATD e IR—cercano por si solas no permiten caracterizar una posible diagénesis en las muestras silíceas de Bahía Concepción. Esto debido a la “contaminación” que presentan las muestras analizadas, la cual consiste en la asociación de las fases silíceas predominantes con minerales (plagioclasa, magnetita) y fragmentos líticos de la roca encajonante, así como con barita, carbonatos y óxidos de manganeso de la propia mineralización.

7.8 Conclusiones

Los depósitos hidrotermales de manifestaciones actuales y fósiles en Bahía Concepción presentan afinidades mineralógicas, estructurales (condicionadas al proceso de apertura del Golfo de California) y paragenéticas entre sí, por lo que se les considera mineralizaciones genéticamente similares, asociadas a manantiales termales.

Los depósitos de los manantiales termales actuales, las vetas asociadas a dichos manantiales y las manifestaciones hidrotermales fósiles del Plioceno (Miembro El Mono y Mina Santa Rosa) despliegan una

asociación mineralógica semejante, en particular una fase tardía rica en fases silíceas amorfas y carbonatos.

Los patrones característicos de DRX y las morfologías y microestructuras observada en el SEM revelan la presencia de distintas fases silíceas amorfas en las manifestaciones hidrotermales en Bahía Concepción:

- Ópalo-A en costras de los manantiales termales costeros actuales
- Ópalo-A/CT en vetas asociadas a los mismos manantiales termales
- Ópalo-CT en los depósitos sedimentarios afectados por actividad hidrotermal del Miembro El Mono y
- Ópalo-CT y ópalo-C en la mineralización de Mn de Santa Rosa.

Existe una variación evolutiva en las fases silíceas de los manantiales termales y las manifestaciones hidrotermales fósiles que van desde una fase amorfa de ópalo-A, seguida gradualmente de una fase de ópalo-A/CT, presente en las vetas asociadas a los manantiales termales actuales, proseguida de una fase madura, de ópalo-CT, en los depósitos sedimentarios hidrotermales del Miembro El Mono y Mina Santa Rosa. Esta evolución corresponde a un proceso de diagenesis controlado principalmente por el factor tiempo.

Las técnicas de DRX y SEM son herramientas indispensables y precisas en la caracterización y determinación de fases silíceas hidrotermales, y permiten

estimar el grado de transformación diagenética que éstas han sufrido.

La técnica de ATD-TG revela poca información determinativa respecto a las características intrínsecas de las fases silíceas, ya que no es muy útil para estudiar muestras que, como las de Bahía Concepción, son relativamente impuras. En nuestro caso, no aportan ninguna información para la determinación del estadio de diagenesis.

La técnica de la espectroscopia de reflexión de IR-cercano proporciona información sobre los enlaces y los tipos de agua presentes en las muestras de sílice; sin embargo no permite obtener patrones característicos de cada fase de sílice ni revela el grado de diagénesis.

7.9 RECOMENDACIONES A FUTURO

Debido a las limitaciones que representa la existencia de minerales microcristalinos incluidos en la sílice, es recomendable valerse de otras técnicas puntuales o que permitan caracterizar con mayor detalle las propiedades de las fases de sílice amorfa. Una de las técnicas recomendadas es la aplicación de IR-medio, ya que con

ella sería posible observar bandas características de grupos moleculares y permitiría estimar el grado de cristalinidad de las muestras. Otra técnica recomendada es la microsonda Raman, debido a que es una técnica puntual y puede revelar características distintivas de distintos materiales silíceos. Debido a la complejidad que implica lo impuro de las muestras silíceas, es recomendable utilizar procesos de separación mecánicos y químicos especializados para eliminar los minerales asociados a las fases silíceas, como por ejemplo, separación a través de ácidos clorhídrico, de los carbonatos, posiblemente decantación para eliminar pequeños fragmentos de minerales pesados a comparación del sílice, etc .

En el depósito de Mn en vetas de Mina Guadalupe, ubicado en la zona de estudio, recientemente descubrimos la presencia de estructuras características de un ambiente de manantial termal (sínters estromatolíticos), con calcedonia, cuarzo y óxidos de Mn. Estas fases podrían representar los últimos estadios de una serie diagenética completa en la región, por lo que el estudio de muestras de esta localidad, acoplado a los datos obtenidos en el presente trabajo, permitiría caracterizar toda la evolución diagenética de las fases silíceas.

- Angelier, J.; Colletta, B.; Chorowicz, J.; Ortlieb, L.; Rangin, C. 1981. Fault Tectonics of the Baja California Peninsula and the Opening of the Sea of Cortez, Mexico. *Journal of Structural Geology*. 3, 4, pp. 347-357.
- Antúnez-Echegaray, F. 1944. Informe sobre los depósitos de manganeso de la península de la Concepción, Municipio de Mulegé, Territorio Sur de la Baja California. *Boletín de Minas y Petróleo*. 15, pp. 3-14.
- Aranda-Gómez, J.J.; Henry, C.D.; Luhr, J.F. 2000. Evolución tectonomagmática post-paleocénica de la Sierra Madre Occidental y de la porción meridional de la provincia tectónica de Cuencas y Sierras, México: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*. LIII, pp. 59-71.
- Barrat, J.A. Boulegue, J., Tiercelin, J.J., Lesourd, M. 2000. Strontium isotopes and rare-earth element geochemistry of hydrothermal carbonate deposits from Lake Tanganyika, East Africa. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 62, pp. 287-298.
- Bigioggero, B.; Chiesa, S.; Zanchi, A.; Montrasio, A.; Vezzoli, L. 1995. The Cerro Mancenares Volcanic Center, Baja California Sur: Source and tectonic control on postsubduction magmatism within the Gulf Rift. *Geological Society of America Bulletin*. 107, 9, pp. 1108-1122.
- Bigioggero, B.; Corona-Chávez, P.; Tunesi, A. 1996. Características estratigráficas, petrológicas y extinción del Cinturón Andesítico Miocénico en la región de Loreto-Parras, Baja California Sur, México. *Revista de Ciencias Geológicas*. 13, 2, pp. 152-173.
- Bischoff, J.L., Rosenbauer, R.J., 1984, The critical point and phase boundary of seawater 200-500 °C: *Earth and Planetary Science Letters*, 68, 172-180.
- Blanco-Florido, D. 2007. Caracterización de las mineralizaciones asociadas a manantiales hidrotermales costeros en Bahía Concepción Baja California Sur, México. Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Ingeniería, México D.F., Tesis de Licenciatura, 55p.
- Brown Michael E., 2001., *Introduction to Thermal Analysis*, Kluwer Academic Publishers.
- Bustamante-García, J. 1999. Monografía geológico-minera del estado de Baja California Sur. Secretaría de Comercio y Fomento Industrial. Coordinación General de Minería, COREMI.
- Campbell, K. A., Sannazzaro, K., Rodgers, K. A., Herdianita, N. R., and Browne, P. R. L., 2001, Sedimentary facies and mineralogy of the Late Pleistocene Umukuri silica sinter, Taupo Volcanic Zone, New Zealand: *Journal of Sedimentary Research*, v. 71, p. 727-746.
- Campbell, K.A., Rodgers, K.A., Brotheridge, J.M.A. and Browne, P.R.L. (2002) An unusual modern silica-carbonate sinter from Pavlova spring, Ngatamariki, New Zealand. *Sedimentology*, 49, 835-854.
- Camprubí, A., Canet, C., Rodríguez-Díaz, A.A., Prol-Ledesma, R.M., Blanco-Florido, D., Villanueva, R.E., López-Sánchez, A. 2008. Geology, ore deposits and hydrothermal venting in Bahía Concepción, Baja California Sur, México. *Island Arc*. 17, pp. 6-25.
- Canet, C., Prol-Ledesma, R.M., Melgarejo, J.-C., Reyes, A., 2003, Methane-related carbonates formed at submarine hydrothermal springs: a new setting for microbially derived carbonates?. *Mar. Geol.*, 199, 245-261.
- Canet, C., Prol-Ledesma, R.M., Proenza, J., Rubio-Ramos, M. A., Forrest, M., Torres-Vera, M.A., Rodríguez-Díaz, A.A., 2005b, Mn-Ba-Hg Mineralization at shallow submarine hydrothermal vents in Bahía Concepción, Baja California Sur, Mexico: *Chemical Geology*
- Canet, C., Prol-Ledesma, R.M., Torres-Alvarado, I., Gilg, H.A., Villanueva, R.E., Lozano-Santa Cruz, R., 2005a, Silica-carbonate stromatolites related to coastal hydrothermal venting in Bahía Concepción, Baja California Sur, Mexico: *Sedimentary Geology*, 174, 97-113.

- Canet, C., y Prol-Ledesma, R.M. 2006. Procesos de mineralización en manantiales hidrotermales submarinos someros. Ejemplos en México. Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana (Volumen Conmemorativo del Centenario), “Revisión de algunas tipologías de depósitos minerales en México”, tomo LVIII, Núm. 1, 83-102.
- Casarrubias, U.Z.; y Gómez-López, G. 1994. Geología y evaluación geotérmica de la zona de Bahía Concepción, Baja California Sur, México. Resúmenes de la 3ª Reunión Internacional sobre geología de la Península de Baja California, La Paz, Universidad Autónoma de Baja California Sur, pp. 22-23.
- Castiglioni, J.R., 2006, Análisis Térmico - Curso “Sólidos Inorgánicos”, Centro Canadiense de Percepción Remota, 1998).
- Corliss, J.B., Baross, J.A., Hoffman, S.E., 1981, An hypothesis concerning the relationship between submarine hot springs and the origin of life on Earth: *Oceanologica Acta*, 4, 59-69.
- Cunneen R, Sillitoe RH (1989) Paleozoic hot spring sinter in the Drummond Basin, Queensland, Australia. *Econ Geol* 84: 135-142
- De Ronde, C.E.J., Stoffers, P., Garbe-Schönberg, D., Christenson, B.W., Jones, B., Manconie, R., Browne, P.R.L., Hissman, K., Botz, R., Davya, B.W. Schimith, M., Battershill, C.N. 2002. Discovery of active hydrothermal venting in Lakes Taupo, New Zealand. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 115, pp. 257-275.
- Delgado-Argote, L.A. 2000. Evolución tectónica y magmatismo Neógeno de la margen oriental de Baja California central. Tesis de Doctorado, Programa de Posgrado en Ciencias de la Tierra. Instituto de Geología, UNAM. 175 p.
- Dokka, R.K.; y Merriam, R.H. 1982. Late Cenozoic extension of northeastern Baja California, México: *Geological Society of America Bulletin*. 93, pp. 371–378.
- Elzea, J.M., Odom, I.E. and Miles, W.J. (1994) Distinguishing well ordered opal-CT and opal-C from high temperature cristobalite by X-ray diffraction. *Anal. Chim. Acta*, 286, 107–116.
- Fernández del Olmo, S., 1980. Yacimientos de manganeso en México. Tesis Profesional para Licenciatura. UNAM, Facultad de Ingeniería. México, pp. 13-90.
- Fitzsimons, M.F., Dando, P.R., Hughes, J.A., Thiermann, F., Akoumianaki, I., Pratt, S.M., 1997, Submarine hydrothermal brine seeps off Milos, Greece: Observations and geochemistry: *Marine Chemistry*, 57, 325–340.
- Flenger, S.L., Heckman, J.W., Klomparens K.L., 1993: Scanning and transmission electron microscopy and introduction, W. H. Freeman and Company, New York.
- Flores-López E., 1998. Geosudcalifornia, U.A.B.C.S. 11-94.
- Flörke OW, Graetsch H, Martin B, RoÈller K, Wirth R (1991) Nomenclature of micro- and non-crystalline silica minerals, based on structure and microstructure. *Neues Jahrbh Mineral Abh* 163: 19-42
- Forrest, M.J., Ledesma-Vázquez, J., Ussler, III, W., Kulongoski, J.T., Hilton, D.R., Greene, H.G., 2005, Gas geochemistry of a shallow submarine hydrothermal vent associated with El Requesón fault zone in Bahía Concepción, Baja California Sur, México: *Chemical Geology* (en prensa).
- Fournier, R.O., Rowe, J.J., 1966. Estimation of underground temperatures from the silica content of water from hot springs and steam wells. *American Journal of Science* 264, 685–697.
- Frías-Martínez, J., 1998, An ancient Ba-Sb-Ag-Fe-Hg-bearing hydrothermal system in SE Spain: *Episodes*, 21, 248–251.
- Gamo, T., Chiba, H., Yamanaka, T., Okudaira, T., Hashimoto, J., Tsuchida, S., Ishibashi, J., Tsunogai, U., Okamura, K., Sano, Y., Shinjo, R., 2001, Chemical characteristics of newly discovered black-smoker fluids and associated hydrothermal plumes at the Rodriguez Triple Junction, Central Indian Ridge: *Earth and Planetary Science Letters*, 193, 371-379.

- Gastil, G.; Krummenacher D.; Minch, J. 1979. The Record of Cenozoic volcanism around the Gulf of California: Geological Society of America Bulletin. 90, pp. 839-857.
- Gastil, R.G.; Phillips, R.F.; Allison, E.C. 1975. Reconnaissance geology of the state of Baja California, Geol. Soc. Am. Mem. 140, 170 p.
- González-Reyna. 1956. Los Yacimientos de Manganeso de El Gavilán, Azteca y Guadalupe, Baja California, México. En González-Reyna (Ed.) Symposium del Manganeso. XX Congreso Geológico Internacional. Tom. III, pp. 79-96.
- Graham, U.M., Bluth, G.J., Ohmoto, H., 1988, Sulfi de-sulfate chimneys on the East Pacific Rise, 11° and 13° N latitudes. Part I: Mineralogy and paragenesis: Canadian Mineralogist, 26, 487-504.
- Graney JR (1987) Hasbrouck Mountain, Nevada, precious metal mineralization in a fossil hot springs environment. In: Johnson JL (ed) Bulk mineable precious metal deposits of the western United States. Guidebook for field trips. Geological Society of Nevada, Reno, Nevada, pp 120-125
- Guidry, S. A., and Chafetz, H. S., 2003, Depositional facies and diagenetic alteration in a relict siliceous hot spring accumulation: Examples from Yellowstone National Park, U.S.A: Journal of Sedimentary Research, v. 73, p. 806–823.
- Guidry, S.A. and Chafetz, H.S. (2003a) Anatomy of siliceous hot springs: examples from Yellowstone National Park, Wyoming, USA. Sed. Geol., 157, 71–106.
- Hausback, B.P. 1984 Cenozoic volcanic and tectonic evolution of Baja California, Mexico. En Frizzell, V.A. (ed.). Geology of the Baja California Peninsula: Bakersfield, California, Pacific Section, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, p. 219–236.
- Hein, J.R., Stamatakis, M.G., Dowling, J.S., 2000, Trace metal-rich quaternary hydrothermal manganese oxide and barite deposits, Milos Island, Greece: Transactions of the Institute of Mining and the Metallurgy, Section B, Applied Earth Sciences, 109, B67–B76.
- Herdianita NR, Rodgers KA, Browne PRL (2000b) Routine procedures for characterising modern and ancient silica sinter deposits. Geothermics 29, pp 65-81
- Herdianita, N. R., Browne, P. R. L., Rodgers, K. A., and Campbell, K. A., 2000a, Mineralogical and textural changes accompanying ageing of silica sinter: Mineralium Deposita, v. 35, p. 48–62.
- Herzig, P.M., 1999, Economic potential of sea-floor massive sulphide deposits: ancient and modern: Philosophical Transactions of the Royal Society of London, series A, 357, 861-875.
- Holt, J.W.; Holtt, W.E.; Stock, J.M. 2000. An age constraint on Gulf of California rifting from the Santa Rosalía basin, Baja California Sur, Mexico, Geological Society of America Bulletin. 112, pp. 540–549.
- Humphris, S.E., Herzig, P.M., Miller, D.J., et al., 1995b, The internal structure of an active seafloor massive sulphide deposit: Nature, 377, 713-716.
- Humphris, S.E., Zierenberg, R.A., Mullineaux, L.S., Thomson, R.E. (eds.), 1995a, Seafloor Hydrothermal Systems: Physical, Chemical, Biological, and Geological Interactions: Geophysical Monograph, 91, 466 p.
- Ichikuni, M., 1970, Incorporation of aluminum and iron into siliceous sinters: Chemical Geology, v. 6, p. 273–279.
- Jannasch, H.W., 1984, Microbial processes at deep-sea hydrothermal vents, en Rona, P.A., Böstrom, K., Laubier, L., Smith, K.L. (eds.), Hydrothermal processes at seafloor spreading centers: New York, New York, E.U.A., Plenum Publishing, 677-709.
- Johnson, M.E., y Ledesma-Vázquez, J. 2001. Pliocene-Pleistocene rocky shorelines trace coastal development of Bahía Concepción, gulf coast of Baja California Sur (Mexico). Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. 166, pp. 65–88.
- Johnson, M.E.; Ledesma-Vázquez, J.; Mayal, M.A.; Minch, J.A. 1997. Upper Pliocene stratigraphy and depositional systems: the Peninsula Concepción Basin in Baja California Sur, Mexico. En Johnson, M.E.,

- Jones B. y Renaut R.W., 2007, Microstructural changes accompanying the opal-A to opal-CT transition: new evidence from the siliceous sinters of Geysir, Huakadalur, Iceland: *Sedimentology* 54, pp. 921-948.
- Jones Brian; Renaut Robin W., 2001, Microstructural changes accompanying the opal-A to opal-CT transition: new evidence from the siliceous sinters of Geysir, Haukadalur, Iceland, *Sedimentology*, V-54, No 4, August 2007, pp. 921-948
- Jones JB, Segnit ER (1971) The nature of opal I. Nomenclature and constituent phases. *J Geol Soc Aust* 18(1): 57-68
- Jones Sarah., 2005, Short Wavelength Infrared Spectral Characteristics of the HW Horizon: Implications for Exploration in the Myra Falls Volcanic-Hosted Massive Sulfide Camp, Vancouver Island, British Columbia, Canada., *Economic Geologist*, V. 100, pp. 273-294.
- Jones, B. and Renaut, R.W. (2003) Hot spring and geyser sinters: the integrated product of precipitation, replacement, and deposition. *Can. J. Earth Sci.*, 40, 1549–1569.
- Jones, B., Renaut, R.W. and Rosen, M.R. (1996) High-temperature (>90 °C) calcite precipitation at Waikite Hot Springs, North Island, New Zealand. *J. Geol. Soc. London*, 153, 481–496.
- Jones, B., Renaut, R.W. and Rosen, M.R. (2000) Trigonal dendritic calcite crystals forming from hot spring waters at Waikite, North Island, New Zealand. *J. Sed. Res.*, 70, 586-603.
- Kano K (1983) Ordering of opal-CT in diagenesis. *Geochem J* 17: 87-93
- Karig, D.E.; y Jensky, W. 1972. The protogulf of California. *Earth Planetary Science Letters*. 17, pp. 169–174.
- Karl, D., Wirsén, C., Jannasch, H., 1980, Deep-sea primary production at the Galapagos hydrothermal vents: *Science*, 207, 1345-1347.
- Kastner, M., Keene, J.B. and Gieskes, J.M. (1977) Diagenesis of siliceous oozes – I. Chemical controls on the rate of opal-A to opal-CT transformation – an experimental study. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 41, 1041–1059.
- Konhauser, K. O., Phoenix, R. R., Bottrell, S. H., Adams, D. G., and Head, I. M., 2001, Microbial-silica interactions in Icelandic hot spring sinter: possible analogues for some Precambrian siliceous stromatolites: *Sedimentology*, v. 48, p. 415–433.
- Ledesma-Vázquez, J. (Eds.) Pliocene Carbonates and Related Facies Flanking the Gulf of California. *Geological Society of America Special Paper*. 318, pp. 57-72.
- Ledesma-Vázquez, J. 2000. Cuencas sedimentarias del Plioceno en el Golfo de California; Cuenca San Nicolás, Baja California Sur. Universidad Autónoma de Baja California, Facultad de Ciencias Marinas, Instituto de Investigaciones Oceanológicas. Tesis Doctoral, 116p.
- Ledesma-Vázquez, J. 2002. A gap in the Pliocene invasion of seawater to the Gulf of California. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*. 19, pp. 145–151.
- Ledesma-Vázquez, J., Berry, R.W., Johnson, M.E., Gutiérrez-Sánchez, S. 1997. El Mono chert: a shallow-water chert from the Pliocene Infierno Formation, Baja California Sur, Mexico. *Geological Society of America Special Paper*. 318, pp. 73–81.
- Ledesma-Vázquez, J., Carreño, A.L., Staines-Urías, F., Johnson, M.E. 2006. The San Nicolás Formation: A Proto-Gulf Extensional-Related New Lithostratigraphic Unit at Bahía San Nicolás, Baja California Sur, Mexico. *Journal of Coastal Research*. 22, 4, pp. 801-811.
- Ledesma-Vázquez, J., y Johnson, M.E. 2001. Miocene-Pleistocene tectono-sedimentary evolution of Bahía Concepción region, Baja California Sur (Mexico). *Sedimentary Geology*. 144, pp. 83–96.

- Ledesma-Vázquez, J.; y Johnson, M.E. 1993. Geotectónica del área Loreto-Mulegé. En Delgado-Argote, L.A.; y Martín-Barajas, A. (eds.). Contribución a la Tectónica del Occidente de México, Monografía 1. Unión Geofísica Mexicana, pp. 115-122.
- Ledesma-Vázquez, J.; y Johnson, M.E. 2003. Pliocene sedimentary units and tectonic evolution at the Santa Rosalía-Loreto region, Gulf of California. En Geologic transects across Cordilleran Mexico, Guidebook for the field trips of the 99th Geological Society of America Cordilleran Section Annual Meeting, Puerto Vallarta, Jalisco, Mexico. Marzo 28-30. UNAM, Instituto de Geología. Publicación Especial 1, Field Trip 1, pp. 1-12.
- Lee, J.; Miller, M.M.; Crippen, R.; Hacker, B.; Ledesma-Vázquez, J. 1996. Middle Miocene extension in the Gulf Extensional Province, Baja California—Evidence from the southern Sierra Juarez. *Geological Society of America Bulletin*. 108, pp. 505-525.
- Lonsdale, P., 1991. Structural patterns of the Pacific floor offshore of peninsular California. En Dauphin, J. P.; Simoneit, B. (eds.). *The Gulf and Peninsular Province of the Californias: American Association of Petroleum Geologists, Memoir*. 47, pp. 87-125.
- López-Ramos, E. 1982. *Geología de México*. 3^a ed. Tom. III. México, pp. 1-6 y 25-52.
- Lynne, B. Y., and Campbell, K. A., 2003, Diagenetic transformations (opal-A to quartz) of low- and mid-temperature microbial textures in siliceous hot-spring deposits, Taupo Volcanic Zone, New Zealand: *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 40, p. 1679–1696.
- Lynne, B. Y., and Campbell, K. A., 2004, Morphologic and mineralogic transitions from opal-A to opal-CT in low-temperature siliceous sinter diagenesis, Taupo Volcanic Zone, New Zealand: *Journal of Sedimentary Research*, v. 74, p. 561– 579.
- Lynne, B. Y., Campbell, K. A., Moore, J., and Browne, P. R. L., 2005, Diagenesis of 1900-year-old siliceous sinter (opal-A to quartz) at Opal Mound, Roosevelt Hot Springs, Utah, U.S.A: *Sedimentary Geology*, v. 119, p. 249–278.
- Lynne, B. Y., Campbell, K. A., Perry, R. S., Moore, J., and Browne, P. R. L., 2006, Acceleration of sinter diagenesis in an active fumarole, Taupo Volcanic Zone, New Zealand: *Geology*, v. 34, p. 749–752.
- Lynne, B. Y., Campbell, K. A., James B., Moore, J., and Browne, P. R. L., 2007, Tracking crystallinity in siliceous Hot Springs deposits: *American Journal of Science*, Vol 307, pp. 612-641
- Macdonald, K.C., Becker, K., Spiess, F.N., Ballard, R.D., 1980, Hydrothermal heat flux of the “black smoker” vents on the East Pacific Rise: *Earth and Planetary Science Letters*, 48, 1–7.
- Maraver-Romero, D.A.; Aguilera-Hale, J.C.; Sevilla-Unda, V.E.; Meléndez-Rodríguez, A. 1997. Carta Geológica Minera Loreto G12-5, Esc. 1:250 000. Consejo de Recursos Minerales. Hoja explicativa de carta.
- Marfil R. et al., 1980; Morfología y Genesis de Caolinitas en rocas silicificadas de la provincia de Avila (España); *Clay Minerals*., 15, pp. 249-262.
- Martín-Barajas, A. 2000. Volcanismo y extensión en la Provincia Extensional del Golfo de California: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*. LIII, pp. 72–83.
- Martín-Barajas, A.; Fletcher, J.M.; López-Martínez, M.; Mendoza-Borunda, R. 2000. Waning Miocene subduction and arc volcanism in Baja California: the San Luis Gonzaga volcanic field. *Tectonophysics*. 318, pp. 27– 52.
- Martín-Barajas, A.; Stock, J.M.; Layer, P.; Hausback, B.; Renne, P.; López-Martínez, M. 1995. Arc-rift transition volcanism in the Puertecitos Volcanic Province, northeastern Baja California, Mexico. *Geological Society of America Bulletin*. 107, pp. 407–424.
- Martín-Barajas, A.; y Delgado-Argote, L.A. 1995. Monografía Geológico-Minera de Baja California, Secretaría de Desarrollo del Gobierno del Estado de Baja California, 112 p.
- Martínez Manen Salvador., 2007, Curso de Análisis Térmico (inédito), Facultat de Geologia de la Universitat de Barcelona.
- Martínez Roca Jesús., 2007, Influencia de variables experimentales seleccionadas en la descomposición térmica de $\text{CaC}_2\text{O}_4 \cdot \text{H}_2\text{O}$ y $\text{CuSO}_4 \cdot 5\text{H}_2\text{O}$, Proyecto fin de carrera, Escuela técnica superior de Ingeniería Industrial, Universidad Politécnica de Cartagena.

- McDowell, F.W., Clabaugh, S.E. 1979. Ignimbrites of the Sierra Madre Occidental and their relation to the tectonic history of western Mexico. En Chapin, C.E.; Elston, W.E. (eds.). Ash-flow tuffs. Geological Society of America, Special Paper. 180, pp. 113–124.
- McDowell, F.W.; Roldán-Quintana, J.; Amaya-Martínez, R. 1997. Interrelationship of sedimentary and volcanic deposits associated with Tertiary extension in Sonora, Mexico. *Geol. Soc. Am. Bull.* 109, 1349-1360.
- McEldowney, R.C. 1970. An occurrence of Paleozoic fossils in Baja California, Mexico. *Geological Society of America Abstracts with Programs*. 2, pp. 117.
- McFall, C. C. 1968. Reconnaissance Geology of the Concepcion bay area, Baja California, Mexico. Stanford University Publications, Geological Society. 10, pp. 1–25.
- McLean, H. 1988. Reconnaissance geologic map of the Loreto and part of the San Javier quadrangles, Baja California Sur, Mexico. U.S. Geological Survey Map. MF-200, Escala 1:50 000.
- Meldahl, K.H.; González-Yajimovich, O.; Empédocles, C.; Gustafson, C.; Motolinía-Hidalgo, M; Reardor, T. 1997. Holocene sediments and molluscan faunas of Bahía Concepción: a modern analog to Neogene rift basins of the Gula of California. En Johnson, M.E.; Ledesma-Vázquez, J. (Eds.). Pliocene Carbonates and Related Facies Flanking the Gulf of California, Baja California, México. Geological Society of America Special Papers. 318, pp. 39-56.
- Moore, D. 1973. Pliocene deformation and crustal growth, Gulf of California structural province. *Bull. geol. Soc. Am.* 84, pp. 1883-1906.
- Morán-Zenteno, D.J. 1984. Geology of the Mexican Republic. American Association of Petroleum Geologist, Studies in Geology, Tulsa. 39, 160 p.
- Murata KL, Nakata K (1974) Cristobalitic stage in the diagenesis of diatomaceous shale. *Science* 184: 567—568
- Nicholson, K., 1993. Geothermal fluids. Chemistry and Exploration Techniques. Springer-Verlag.
- Noble, J.A. 1950. Manganese on Punta Concepción, Baja California, Mexico. *Economic Geology*. 45, pp. 771–785.
- Oskin M.; y Stock, J. 2003. Cenozoic volcanism and tectonics of the continental margins of the Upper Delfín basin, northeastern Baja California and western Sonora. En: Johnson, S.E.; Paterson, S.R.; Fletcher, J.M.; Girty, G.H.; Kimbrough, D.L.; Martín-Barajas, A. (eds.), Tectonic evolution of northwestern Mexico and the southwestern USA: Boulder, Colorado. *Geol. Soc. Am. Special Paper*. 374, pp. 421–438.
- Ostrooumov Mikhail., 2006, Avances recientes de espectrometría Infrarroja en la Mineralogía Avanzada, *Boletín de Mineralogía*, V. 17, pp. 97-107.
- Parson, L.M., Walker, C.L., Dixon, D.R. (eds.), 1995, Hydrothermal vents and processes: Geological Society Special Publication, 87, 411 p.
- Pichler, T. Giggenbach, W.F., McInnes, B.I.A., Buhl, D., Duck, B. 1999. Fe sulfide formation due to seawater-gas-sediment interaction in a shallow water hydrothermal system at Lihir Islands, Papua New Guinea. *Econ. Geol.* 94, pp. 281-287.
- Pirajno, F., 1992. Hydrothermal Mineral Deposits. Principles Fundamental Concepts for the Exploration Geologist. Ed. Springer-Verlag. Alemania, pp.23-224 y 460-484.
- Prol Ledesma, R.M., 1988. El Calor de la Tierra. F.C.E., México. 100 pp.
- Prol-Ledesma, R. M., Canet, C., Melgarejo, J.C., Tolson, G., Rubio-Ramos, M.A., Cruz-Ocampo, J.C., Ortega-Osorio, A., Torres-Vera, M.A. and Reyes, A., 2002a, Cinnabar deposition in submarine coastal hydrothermal vents, Pacific Margin of central Mexico: *Economic Geology*, 97, 1331-1340.

- Prol-Ledesma, R.M., Canet, C., Armienta, M.A., Solis, G., 2002b, Vent fluid in the Punta Mita coastal submarine hydrothermal system, Mexico: GSA Annual Meeting, Abstracts with program, Denver, Colorado, USA, 153.
- Prol-Ledesma, R.M., Canet, C., Torres-Vera, M.A., Forrest, M.J., Armienta, M.A., 2004, Vent fluid chemistry in Bahía Concepción coastal submarine hydrothermal system, Baja California Sur, Mexico: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 137, 311–328.
- Raisz, E. *Principles of Cartography*. McGraw-Hill, New York, 1962.
- Renaut, R.W., Jones, B. and Le Turdu, C. (1999) Calcite lily pads and ledges at Lorusio Hot Springs, Kenya Rift Valley: travertine precipitation at the air–water interface. *Can. J. Earth Sci.*, 36, 649–666.
- Renaut, R.W.; Owen, R.B. 1988. Opaline cherts associated with sublacustrine hydrothermal spring at Lake Bogoria, Kenya Rift Valley. *Geology*. 16, pp. 699-702.
- Rimstidt, J. D., Cole, D. R., 1983. Geothermal mineralization I. The mechanism of formation of the Beowawe, Nevada, siliceous sinter deposit. *American Journal of Science*, 283: 861-875.
- Rodgers, K.A. (2001) Silica phases of New Zealand sinters. *J. Proc. Roy. Soc. NSW*, 134, 112–113.
- Rodgers, K.A., Browne, P.R.L., Buddle, T.F., Cook, K.L., Greatrex, R.A., Hampton, W.A., Herdianita, N.R., Holland, G.R., Lynne, B. Y., Martin, R., Newton, Z., Pastars, D., Sannazarro, K.L., Teece, C.I.A., 2004. Silica phases in sinters and residues from geothermal fields of New Zealand. *Earth Science Reviews* 66, 1 –61.
- Rodgers, K.A., Cook, K.L., Browne, P.R.L. and Campbell, K.A. (2002) The mineralogy, texture and significance of silica derived from alteration by steam condensate in three New Zealand geothermal fields. *Clay Mineral.*, 37, 299–322.
- Rodríguez Díaz, A.A., 2004, Caracterización geológica y geoquímica del área mineralizada de manganeso en Bahía Concepción, Baja California. Universidad Nacional Autónoma de México, tesis de licenciatura, 99p.
- Rodríguez-Díaz, A.A.; Blanco- Florido, D; Canet, C; Gervilla-Linares, F; González- Partida, E; Prol –Ledesma, R.M; Morales-Ruano, S.; García- Valles, M. 2009. Metalogénia del Depósito de Manganeso de Santa Rosa, Baja California Sur, México; *Boletín de la Sociedad Geologica Mexicana* (aceptado)
- Romero-Rojas, S. y Terán-Ortega. 1993: Informe de definición del Prospecto Las Mantitas anomalía Pilares, área Bahía Concepción, zona el Azufre, Municipio de Mulegé, Estado de Baja California Sur, 4a etapa. Informe Técnico, COREMI, 96 p.
- Rona, P.A., 1988, Hydrothermal mineralization at oceanic ridges: *Canadian Mineralogist*, 26, 431-465.
- Rona, P.A., Scott, S.D., 1993. Preface to special issue on seafloor hydrothermal mineralization: new perspectives. *Economic Geology*, 88(8): 1933- 1974.
- Roy P.D, 2007, Thermal Characteristics of the Near-surface Playa Sediment from the Thar Desert, Rajasthan., *Journal Geological Society of India.*, vol. 69, pp.781-787.
- Russell, M.J., 1995, The generation at hot springs of sedimentary ore deposits, microbialites and life: *Ore Geology Reviews*, 10, 199-214.
- Santillan L. 2001. Evaluación de cambios de masa y movilidad de elementos para los basaltos asociados a ventilas hidrotermales submarinas en Punta Mita , Nayarit. Tesis Profesional de Licenciatura. UNAM. F.I. México.
- Santillán, M.; y Barrera, T. 1930. Las posibilidades petrolíferas en la costa occidental de Baja California, entre los paralelos 30 y 32 de latitud norte. *Anales del Instituto de Geología*. 5, pp. 1-37.

- Schwarz-Shampera, U., Herzig, P.M. Hannington, M.D. 2001. Shallow submarine epithermal-style AS-Sb-Hg-Au mineralization in the active Kermadec arc, New Zealand. In Piestrzynski et al. (Eds.). Mineral deposits at the beginning of the 21st century. Balkerna, Rotterdam, pp. 333-335.
- Scott, S.D., 1977, Submarine hydrothermal systems and deposits, en Barnes, H.L. (ed.), Geochemistry of hydrothermal ore deposits: New York, New York, E.U.A., John Wiley & Sons, 797-935.
- Sherlock RL, Tosdal RM, Lehrman NJ, Graney JR, Losh S, Jowett EC, Kesler SE (1995) Origin of the McLaughlin Mine sheeted complex: metal zoning, fluid inclusion and isotopic evidence. *Econ Geol* 90: 2156-2181
- Smith DK (1998) Opal, cristobalite, and tridymite: noncrystallinity versus crystallinity, nomenclature of the silica minerals and bibliography. *Powder Diffraction* 13(1): 2-19
- Smith, B. Y., Turner, S.J., Rodgers, K.A., 2003. Opal-A and associated microbes from Wairakei, New Zealand: the first 300 days. *Mineralogical Magazine* 67, 563– 579.
- Smith, D.K., 1997. Evaluation of the detectability and quantification of respirable crystalline silica by X-ray powder diffraction. *Powder Diffraction* 12, 200– 227.
- Smykatz-Kloss W., 1974; *Differential Thermal Analysis-Application and Results in mineralogy.*, Springer-Verlag.
- Stamatakis, M.G., Hein, J.R. and Magganis, A.C. (1989) Geochemistry and diagenesis of Miocene lacustrine siliceous sedimentary and pyroclastic rocks, Mytilinii basin, Samos Island, Greece. *Sed. Geol.*, 64, 65–78.
- Stein, J.L., 1984, Subtidal gastropods consume sulphur-oxidizing bacteria: Evidence from coastal hydrothermal vents: *Science*, 223, 696–698.
- Stock, J.M.; y Hodges, K.V. 1989. Pre-Pliocene extension around the Gulf of California and the transfer of Baja California to the Pacific Plate. *Tectonics*. 8, 1, pp. 99-115.
- Stoffers, P., Hannington, M., Wright, I., Herzig, P., De Ronde, C., the Shipboard Scientific Party, 1999, Elemental mercury at submarine hydrothermal vents in the Bay of Plenty, Taupo volcanic zone, New Zealand: *Geology*, 27, 931–934.
- Simmons Stuart F. and Kevin L. Brown, 2006. Gold in Magmatic Hydrothermal Solutions and the Rapid Formation of a Giant Ore Deposit., *Science*, vol-314, No 5797, pp. 288-291.
- Swalan, M.G.; y Smith, J.G. 1984. Petrologic characteristics, age and tectonic setting of Neogene volcanic rocks in northern Baja California Sur, Mexico. En Frizell, V.A. Jr. (Ed). *Geology of the Baja California Peninsula*. Society of Economic Paleontologists and Mineralogist, Pacific Section. 39, pp. 237-251.
- Tarasov, V.G., Gebruk, A.V., Mironov, A.N., Moskalev, L.I., 2005, Deep-sea and shallow-water hydrothermal vent communities: two different phenomena? *Chemical Geology*.
- Terán-Ortega, L.A.; Ávalos-Zermeño, A.; Sánchez-Alvarado, P. 1993. Informe de definición del Prospecto Las Mantitas, Anomalía Pilares, Área Bahía Concepción, Zona el Azufre, Municipio de Mulegé, Estado de Baja California Sur, Cuarta etapa. *COREMI*, 57 p.
- Trewin NH (1994) Depositional environment and preservation of biota in the Lower Devonian hot-springs of Rhynie, Aberdeenshire, Scotland. *Trans R Soc Edinburgh (Earth Sci)* 84: 433-442
- Umhoefer, P.J. 2000. Where are the missing faults in translated terranes?. *Tectonophysics*. 326, pp. 23–35.
- Umhoefer, P.J., Dorsey, R.J., Willsey, S., Mayer, L., y Renne, P. 2001. Stratigraphy and geochronology of the Comondú Group near Loreto, Baja California Sur, Mexico. *Sedimentary Geology*. 144, pp. 125–147.

- Umhoefer, P.J., Mayer, L., Dorsey, R.J. 2002. Evolution of the margin of the Gulf of California near Loreto, Baja California Peninsula, Mexico. *Geological Society of America Bulletin*. 114, pp. 849–868. USA. *Sed. Geol.*, 179, 249–278.
- Vidal, V.M.V., Vidal, F.V., Isaacs, J.D., 1978, Coastal submarine hydrothermal activity off northern Baja California: *Journal of Geophysical Research*, 83-B, 1757–1774.
- Villanueva Estrada Ruth Esther, 2007, Procesos geoquímicos en las manifestaciones hidrotermales ubicadas en zonas intermareales y submarinas de las costas de Bahía Concepción (Baja California Sur) y Punta Mita (Nayarit), Tesis Doctoral, UNAM
- Villanueva-Estrada, R.E., Prol-Ledesma, R.M., Rodríguez-Díaz, A.A., González-Partida, E., Canet, C., Torres-Alvarado, I. S. 2009. Possible origin of shallow submarine hydrothermal fluids using mixing geochemical modeling: Bahía Concepción, Baja California Sur, México. *Vulcanology and Geothermal Research*. *Aceptado*.
- Villanueva-Estrada, R.E.; Prol-Ledesma, R.M.; Torres-Alvarado, I.S.; Canet, C. 2005. Geochemical Modeling of a Shallow Submarine Hydrothermal System at Bahía Concepción, Baja California Sur, México. *Proceedings of the World Geothermal Congress 2005*, Antalya, Turkey.
- Walter, M.R., 1976a. Hot-spring sediments in Yellowstone National Park. In: Walter, M.R. (Ed.), *Stromatolites*. Elsevier, Amsterdam, pp. 489–498.
- Walter, M.R., Bauld, J., Brock, T.D., 1976, Microbiology and morphogenesis of columnar stromatolites (Conophyton, Vacerrilla) from hot springs in Yellowstone National Park, en Walter, M.R. (ed.), *Stromatolites*: New York, New York, E.U.A., Elsevier, 273-310.
- White NC, Wood DG, Lee MC (1989) Epithermal sinters of Paleozoic age in north Queensland, Australia. *Geology* 17: 718-722.
- White, D. E., Brannock, W. W., and Murata, K. J., 1956, Silica in hot-spring waters: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 10, p. 27–59.
- White, d. E., Hutchinson, R. A., and Keith, T.E.C. (1988). “The geology and remarkable thermal activity of Norris Geyser Basin, Yellowstone National Park, Wyoming.” *U.S. Geological Survey Professional Paper* 1456: 84 p.
- Williams, L. A., Parks, G. A., and Crerar, D. A., 1985, Silica diagenesis I. Solubility controls: *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 55, p. 301–311.
- Wilson, I.F.; y Rocha, V.S. 1955. Geology and mineral deposits of the El Boleo copper district, Baja California, Mexico. *United States Geological Survey Professional Paper*. 273, 134 p.

SPECMIN (Mineral Identification System and Spectral Library;1996).

http://www.xtal.iqfr.csic.es/Cristalografia/parte_05.html

<http://webmineral.com/X-Ray.shtml>

<http://www.unl.edu/CMRAcfem/semoptic.htm>

www.uco.es/~iq2sagrl/TranspATG.pdf

Woods Hole Oceanographic Intuition

http://www.whoi.edu/cms/images/1stokey/2005/1/v42n2-megtivey2aen_5606.jpg

Internet 1: Zona termal Namafjall, cerca del Lago Myvatn (Islandia).

<http://www.flickr.com/photos/96459133@N00/1026615953/in/set-72157601254597591/>

Internet 2: Laguna Volcano, Baja California Norte, México.

http://sepiensa.org.mx/contenidos/2005/p_volcan/volcan_1.htm

INEGI, 2006

<http://mapserver.inegi.gob.mx/geografia/espanol/estados/definiciones/definic.cfm>

<http://www.e-al.gob.mx/work/templates/enciclo/bajasur/municipios/03002a.htm>

http://mapserver.inegi.gob.mx/map/datos_basicos/vegetacion/?c=556

<http://mapserver.inegi.gob.mx/geografia/espanol/estados/definiciones/definic.cfm>

Gobierno del Estado de Baja California Sur, 2005 http://www.bcs.gob.mx/index.php?option=com_content&task=blogcategory

TABLA A. NOMBRE, LOCALIDAD Y DESCRPCIÓN DE MUETRAS DE MANO. La primer columna corresponde la nombre de la muestras, cada una tiene dos nombres distintos debido a que se uso la nomenclatura de campo y la de laboratorio, la segunda columna corresponde a su localidad geográfica, mientras que la tercera columna nos indica en que tipo de ambiente fueron depositadas las muestras, por el ultimo la cuarta columna es una descripción breve de mano de cada muestra

MUESTRA	LOCALIDAD	AMBIENTE DEPOSICIONAL	DESCRIPCION
BC22 bct-4	BC	Sinter actual	Fragmento de la zona de descarga de un manantial termal, presenta un color pardo claro, con intercalaciones de láminas de color rojo, de textura travertínica, además se observan fragmentos de la roca caja.
BC23 bct-5a	BC	Sinter actual	Fragmento de la zona de descarga de un manantial termal, de color pardo, con textura brechoide, se observan fragmentos de roca caja, minerales de color negro, rojo y de gris.
BC24 bct-5b	BC	Sinter actual	Fragmento de la zona de descarga de un manantial termal, de color pardo claro, con intercalaciones de láminas de color rojo y negro, presenta una textura travertínica. Existen fragmentos de roca caja y minerales con hábito granular de color naranja en la superficie.
BC3 PC5b	Posada Concepción	Sinter actual	Fragmento de la zona de descarga de un manantial termal, de color pardo claro con intercalaciones de láminas de color pardo, blanco y negro. Tiene una textura compacta, laminada, microestromatolítica. Las láminas de color blanco son porosas, mientras que las láminas de color pardo son compactas, homogéneas y con un mayor grado de cristalinidad. Se observan fragmentos de roca y minerales, posiblemente sustraídos de la roca encajonante o minerales de alteración.
BC5 Map 8	Mapache	Sinter fósil	Fragmento de la zona de descarga de un manantial termal de color pardo claro con intercalaciones de bandas de color blanco y negro. Tiene una textura compacta, laminada, microestromatolítica, las láminas de color blanco son compactas, mientras que las láminas pardas presentan mayor porosidad. Superficialmente la muestra adquiere un hábito botroidal en pequeña escala. Las zonas blancas también forman nódulos concéntricos, laminados, que se encuentran inmersos en una matriz de color pardo. Se observan fragmentos de roca y minerales.
BC6 Map 6	Mapache	Nódulos en Sinter	Muestra, de color pardo con intercalaciones blancas, formando nódulos concéntricos laminados, la textura de los nódulos es compacta, superficialmente se observa un hábito botroidal. Están cementados en un material negro.
BC18 bcp2	BC	Sinter fósil	Fragmento de la zona de descarga de un manantial termal de color pardo claro, de textura travertínica y porosa. Se observa una intercalación de bandas de material blando, poroso, y material consolidado y homogéneo. Se presentan fragmentos de roca y minerales.
BC20 bcp4	BC	Sinter fósil	Fragmento de la zona de descarga de un manantial termal de color pardo claro, de textura compacta, se observa laminación entre bandas de color blanco y de color negro de forma estromatolítica. Presenta nódulos de color blanco, concéntricos laminados, inmersos dentro de la matriz. Se observan minerales de color verde.
BC21 bcp6	BC	Sinter fósil	Fragmento de la zona de descarga de un manantial termal de color pardo claro, de textura compacta, se observa laminación entre bandas de color blanco y de color negro de forma estromatolítica. Presenta nódulos de color blanco, concéntricos laminados, inmersos dentro de la matriz.
BC19 bcp3	BC	Sinter fósil	Fragmento de la zona de descarga de un manantial termal de color pardo claro, de textura travertínica y porosa. Se observa una intercalación de bandas de material blanco, blando, poroso y material de color pardo, consolidado y homogéneo. Se presentan fragmentos de roca.

TABLA A. NOMBRE, LOCALIDAD Y DESCRPCIÓN DE MUETRAS DE MANO

MUESTRA	LOCALIDAD	AMBIENTE DEPOSICIONAL	DESCRIPCION
BC1 Pcaβ	Posada Concepción	Veta hidrotermal asociada a manantial termal.	Fragmento de una veta hidrotermal de color pardo claro con bandas blancas. Presenta una textura travertínica, porosa y poco consolidada, algunas zonas son más compactas, homogéneas y cristalinas. Se observa un hábito botroidal en algunas caras de la muestra. Se observan también fragmentos de la roca caja, minerales pardos muy porosos, minerales negros con exfoliación, "bioclastos" y regiones de colores blanco, verde y amarillo.
BC2 PCa2	Posada Concepción	Veta hidrotermal asociada a manantial termal.	Fragmento de una veta hidrotermal de color pardo claro, con láminas de color blanco sin orientación preferencial. Presenta una textura compacta, travertínica y poco porosa. Las zonas de color pardo presentan mayor porosidad que la muestra en general, pero en algunas zonas son más cristalinas. Las zonas blancas son homogéneas y dentro de ellas se distinguen estructuras tubulares y granulares inmersas en un cementante. Presenta fragmentos de la roca encajonante y pequeños minerales negros.
BC4 SAN1	Santispac	Veta hidrotermal asociada a manantial termal.	Fragmento de una veta hidrotermal de color pardo claro con bandas blancas. Presenta una textura travertínica, porosa y poco consolidada. En algunas zonas se observa un hábito botroidal en pequeña escala, además existen zonas dispersas compactas, homogéneas y con un mayor grado de cristalinidad. Presenta fragmentos de la roca caja de diferentes dimensiones.
BC11 mono7	Mono	Nódulos inmersos en carbonatos	Muestra de color pardo claro, de textura compacta y homogénea.
BC12 mono fósil	Mono	Horizonte hidrotermal	Muestra de color blanco, de textura compacta y homogénea,
BC13 mono-x	Mono	EX-SITU	Muestra de color blanco, de textura compacta y homogénea, se observan fracturas concoides.
BC14 mono-3b	Mono	Nódulo	Muestra de color pardo claro con intercalaciones de láminas y fragmentos de color blanco. Presenta una textura compacta y homogénea. No se observan un contacto bien definido entre las regiones blancas y las de color pardo. Las regiones blancas parecen estar inmersas en las zonas de color pardo.
BC15 mono6	Mono	Estromatolítico	Muestra de color pardo claro, poco consolidada y presenta mucha porosidad. Se observa un hábito botroidal a escala pequeña y se pueden observar algunas estructuras tubulares. Presenta pequeños fragmentos de roca y de minerales de color negro.
BC16 mono3-blan	Mono	ARRELS? Blando	Muestra de color pardo claro, poco consolidada y porosa. Presenta un hábito botroidal en pequeña escala.
BC17 mono3-dur	Mono	ARRELS? Duro	Muestra de color pardo, de textura compacta, homogénea.
BC7 SRy1	Santa Rosa	Veta hidrotermal bandeada en mina de manganeso	Muestra de color blanco con laminas de color rosa intercaladas. La banda de la veta mineralizada de manganeso forma una costra compacta y homogénea. Se observa un laminado microestromatolítico que superficialmente adquiere un hábito botroidal.
BC8 SRy2	Santa Rosa	Veta hidrotermal bandeada en mina de manganeso	Muestra de color blanco. Presenta una textura compacta y homogénea. En la zona más superficial de la muestra se observa un laminado microestromatolítico y adquiere un hábito botroidal.
BC9 SRA1	Santa Rosa	Veta hidrotermal bandeada en mina de manganeso	Muestra de color rosa. Presenta una textura compacta y homogénea. En la zona más superficial se observa un hábito botroidal.

TABLA B. FASES SILÍCICAS AMORFAS Y PATRONES CARACTERÍSTICOS DE CADA UNA. La primer columna corresponde al nombre de la muestra, la segunda al tipo de fase silicica que se determino al que pertenece dicha muestra y en las otras dos columnas sus valores característicos de $aFWHM$ Y 2θ , cabe señalar que las casillas en color mas obscuro representan valores anómalos debidos a la presencia de otras fases minerales, durante el análisis.

MUESTRA	FASE SILICICA	FWHM ($^{\circ}2\theta$)	2 THETA (Å)
BC22 bct-4	A	8.1	22.65
BC23 bct-5a	A	7.25	22.8
BC3 PC5b	A	7.2	22.1
BC24 bct-5b	A	7.15	22.8
BC20 bcp4	A	8.45	22.7
BC19 bcp3	A	7.6	22.75
BC5 Map 8	A	7	22.7
BC6 Map 6	A	6.75	22.5
BC21 bcp6	A	6.5	22.7
BC18 bcp2	A	6.4	22.75
BC1 Pca β	A/CT	10.5	21.9
BC4 SAN1	A/CT	6.9	21.9
BC2 PCa2	A/CT	4.9	21.8
BC16 mono3-blan	A/CT	4.6	21.75
BC17 mono3-dur	CT	1.6	21.6
BC14 mono-3b	CT	1.5	21.6
BC11 mono7	CT	1.2	21.6
BC12 mono fósil	CT	1.15	21.7
BC13 mono-x	CT	1.15	21.65
BC15 mono6		X	X
BC7 SRy1		X	X
BC9 SRA1	CT	0.6	21.7
BC8 SRy2	C	0.25	20.8
BC10 SRA2	C	0.2	20.8

TABLA C. IDENTIFICACIÓN DE FÁSES MINERALES PRESENTES EN CADA MUESTRA MEDIANTE DRX. La primer columna corresponde al nombre de cada una de las muestras estudiadas, mientras que las demas columnas corresponden a cada uno de los minerales encontrados durante este estudio en cada muestra., la nomenclatura (M, , y tr) corresponde a la presencia del mineral en el análisis de DRX, como fase principal, accesoria o a nivel de traza.

MUESTRA	Cal	Qtz	Plg	Hl	Brt	Gp	ill	pirol	hm	mt
BC22 bct-4	M		tr	tr						
BC23 bct-5a	M		m							m
BC24 bct-5b	M			m						
BC3 PC5b	M		M	m		tr				
BC5 Map 8	M		tr	m						
BC6 Map 6	M		tr	m	m					
BC18 bcp2	M		tr	m						
BC20 bcp4	M		tr	tr	tr					
BC21 bcp6	M	tr	tr	m						
BC19 bcp3	M	tr	tr	m		tr				
BC1 Pca β	M	M	m				m		m	
BC2 PCa2	m		m	m						m
BC4 SAN1	tr	tr	m						m	m
BC11 mono7	M	tr	tr	m						
BC12 mono fósil	tr	tr	tr	m						
BC13 mono-x	tr	tr		tr						
BC14 mono-3b	M			m						
BC15 mono6	M	tr	tr							
BC16 mono3-blan	M	tr		M						
BC17 mono3-dur	M	tr		tr						
BC7 SRy1		M			tr					
BC8 SRy2		M			m					
BC9 SRA1		m								
BC10 SRA2		M			m			tr		

TABLA D. PARAGENESIS PROPUESTA PARA LOS DIFERENTES DEPOSITOS HIDROTERMALES EN BAHIA CONCEPCION, BAJA CALIFORNIA SUR.: Se puede observar en la gráfica, una evolución mineral, respecto al tiempo, considerando que las muestras de la mina Santa Rosa son las muestras con mayor antigüedad y las de Playa Santispac son muestras recientemente formadas.

	FASE 1	FASE 2	FASE 3	
BARITA	—————		Santa Rosa
Psilomelana	—————			
Pirrolusita			
ÓPALC		—————		
CALOTA		
Goethita			
CALOTA		¿ ————— ?		El Mono
OPALC		¿ ————— ?		
BARITA		—————		Agua caliente
OPALC			—————	
Ox de Mn			—————	
Goethita		¿ ?		
OPALC		—————	—————	Santispac
CALOTA		—————	—————	
Ox de Mn		¿ ?	