



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE
MÉXICO

FACULTAD DE INGENIERÍA

**CARACTERIZACIÓN DE LAS MINERALIZACIONES
ASOCIADAS A MANANTIALES HIDROTERMALES COSTEROS
EN BAHÍA CONCEPCIÓN, BAJA CALIFORNIA SUR**

TESIS

PARA OBTENER EL TITULO DE:

INGENIERO GEÓLOGO

PRESENTA:

BLANCO FLORIDO DAVID



DIRECTOR DE TESIS: DR. CARLOS CANET MIQUEL

MEXICO D.F.

2007



Universidad Nacional
Autónoma de México



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 “Actividad hidrotermal costera actual y fósil en Baja California y su relación con la formación de yacimientos minerales en el área de Bahía Concepción Baja California Sur, México”, Apoyado por la Dirección General de Apoyo al personal Académico con número de proyecto IN107003 (PAPIIT) y por el proyecto 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 de la Dra. Rosa María Prol Ledesma (responsable) y el Dr. Carles Canet Miquel (corresponsable). A estas instituciones y proyectos mil gracias.

Muy especialmente al Dr. Carles Canet por brindarme su apoyo, confianza, paciencia y por compartir conmigo muchos de sus conocimientos tanto personales como profesionales.

A la Dra. Rosa Ma. Prol y a el Dr. Antoni Camprubí por su apoyo en el trabajo de campo y por permitirme ser parte de su equipo de trabajo.

A mis sinodales M. en C. Guadalupe Villaseñor Cabral, M. en C. Enrique Alejandro Gonzáles Torres, Dr. Victor Manuel Malpica Cruz e Ing. Juan Carlos Cruz Ocampo por sus valiosos consejos, revisiones y su apoyo para que terminase este trabajo.

A los que contribuyeron con sus conocimientos y servicios para la preparación y análisis de muestras:

Ing. Teodoro Hernández Treviño, por su amistad, buenos consejos y las facilidades prestadas para la molienda y preparación de las muestras para análisis químicos en el Laboratorio Universitario de Geoquímica Isotópica (LUGIS).

Quím. Rufino Lozano Santa Cruz y Patricia Girón García, por sus conocimientos, amistad y la ayuda prestada en la realización de los análisis de FRX en el LUGIS.

Dra. Pura Alfonso Abella (Instituto Jaume Almera-CSIC) y al personal técnico de los Serveis Científicotècnics de la Universidad de Barcelona por la ayuda prestada en la realización de los análisis de DRX.

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.

Agradecimientos

A mis padres Manuel Alberto y Ma. Estela por darme todo a cambio de mi futuro y felicidad, por cuidarme y amarme en la enfermedad y en la salud, por enseñarme que nunca debo rendirme, por levantarme del camino cuando caí y por darme todo su amor ,gracias, LOS AMO.

A mi hermano, CARLOS por ser mi mejor amigo, por creer y confiar en mí, por hacerme reír aunque la vida se vea triste y porque sin ti no hubiese entendido que los problemas y la distancia no son obstáculo para amar a alguien, gracias.

A mis Tíos Porfirio y Arcelia, así como a mis primos Anidia, Indira y Aldo por sus consejos, enseñanzas y cariño.

A mis Abuelitas Felicitas y Catalina que desde el cielo me cuidan.

A mis mejores amigos, Abraham Gómez, Edson González, Luis Neumann, Jacob Baños, Miguel Ángel Flores y Arley De la Rosa, que aunque siguieron diferentes caminos que el mío, siempre han estado apoyándome y demostrándome que la amistad rebasa cualquier frontera y es eterna, LOS QUIERO MUCHO.

A mis más grandes amigos y colegas de la Universidad, Ivan Vargas, Pedro Santillan, Augusto Rodríguez, José Juan González, Israel Cayetano, Arturo Rojo, Josué Salazar, Valerie Pompa, Guillermo Hernández, Daniel Bolaños y Silvestre Ruiz, por apoyarme durante toda mi carrera, por darme consejos y por estar conmigo en los momentos difíciles, gracias.

A mis queridas amigas y confidentes, Cristina Báncora, Laura Núñez, Ma. Guadalupe Dávalos, Nelda Treviño, Rosa Tovar que me han demostrado tanto cariño en tan poco tiempo.

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.

ÍNDICE

Agradecimientos

Resumen..... i

Introducción (Trabajos previos, Objetivos, Método de trabajo)..... v

1. MARCO GEOGRÁFICO..... 1

1.1 Localización y vías de comunicación..... 1

1.2 Clima, ecosistema e hidrografía.....2

1.3 Fisiografía y morfología.....2

2. MARCO GEOLÓGICO.....5

2.1 Tectónica y geología regional de Baja California5

2.1.a Paleozoico.....5

2.1.b Mesozoico.....6

2.1.c Cenozoico.....9

2.2 Contexto geológico Bahía Concepción.....12

2.3 Yacimientos minerales.....17

3. DESCRIPCIÓN DE LOS SISTEMAS HIDROTERMALES.....21

3.1. Generalidades de los manantiales hidrotermales21

3.2. Los sistemas hidrotermales submarinos de poca profundidad.....23

3.2.a Distribución y contexto tectónico.....24

3.2.b El ejemplo de Punta Mita (Nayarit).....24

3.3. El sistema hidrotermal de Bahía Concepción.....25

3.3.a Morfología y estructura.....25

3.3.b Geoquímica de los fluidos.....26

4. METODOLOGÍA Y MUESTREO29

4.1. Plan de trabajo y Muestreo.....29

4.2. Petrografía y mineragrafía.....29

4.3. Preparación y selección de muestras para

Análisis Geoquímico y Mineralógico.....30

4.4. Difracción de rayos X.....30

4.5 Análisis Geoquímico en roca total.....	32
4.5.a Fluorescencia de rayos X	32
4.5.b Espectrometría de masas con fuente de plasma acoplada inducidamente (ICP-MS).....	34
4.6 Microscópio Electrónico de Barrido Con microanálisis por Energía Dispersiva.....	35
5. CARACTERIZACIÓN DE LOS DEPÓSITOS HIDROTERMALES ACTUALES EN BAHÍA CONCEPCIÓN.....	39
5.1 Actividad hidrotermal y morfología.....	39
5.1.a Agua Caliente.....	40
5.1.b Playa Concepción.....	41
5.1.c Playa Santispac.....	42
5.2 Descripción macroscópica de las muestras.....	43
5.2.a Rocas volcánicas.....	43
5.2.b Diques volcánicos.....	43
5.2.c Vetas silíceas.....	43
5.2.d Depósitos de manantial termal.....	44
5.3 Descripción microscópica.....	44
5.3.a Rocas volcánicas.....	44
5.3.b Diques volcánicos.....	45
5.3.c Vetas silíceas.....	45
5.3.d Depósitos de manantial termal.....	46
5.4 Análisis mediante Difracción de rayos X.....	47
5.5 Geoquímica en Roca Total.....	50
6. DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES.....	53
REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	I
ANEXOS.....	V

ÍNDICE DE FIGURAS

Fig 1.1 Ubicación de Bahía Concepción.....	1
Fig 1.2 Vías de Comunicación.....	2
Fig 1.3 Fisiografía de Baja California Sur.....	3
Fig 1.4 Morfología de Bahía Concepción.....	3
Fig 2.1 Distribución de rocas Paleozoicas.....	5
Fig 2.2 Evolución tectónica durante el Mesozoico.....	7
Fig 2.3 Distribución de rocas Mesozoicas.....	8
Fig 2.4 Tectónica durante el Jurásico.....	9
Fig 2.5 Terrenos tectonoestratigráficos.....	10
Fig 2.6 Evolución tectónica durante el Terciario.....	11
Fig 2.7 Distribución de Facies del Grupo Comondú.....	12
Fig 2.8 Evolución tectónica durante el Terciario (2).....	13
Fig 2.9 Mapa Geológico de Bahía Concepción.....	15
Fig 2.10 Fotografías de afloramientos de rocas Miocénicas.....	16
Fig 2.11 Corte Geológico de Bahía Concepción.....	18
Fig 2.12 Ubicación de depósitos de manganeso.....	19
Fig 3.1 Estructura del sistema hidrotermal Punta Mita.....	25
Fig 3.2 Estructura del sistema hidrotermal Bahía Concepción.....	26
Fig 4.1 Arreglo interno de difractor.....	31
Fig 4.2 Tabla de Hanawalt de Aragonita (ejemplo).....	33
Fig 4.3 Esquema de equipo ICP-MS.....	35
Fig 4.4 Esquema de Microscopio Electrónico de Barrido.....	36
Fig 4.5 Análisis con EDS.....	37

Fig 5.1 Mapa Geológico de Ensenada Mapache.....	40
Fig5.1.a Fotografía de estructuras en Ensenada Mapache.....	40
Fig 5.2 Mapa Geológico de Posada Concepción.....	41
Fig 5.2.a Fotografía de estructuras en Posada Concepción.....	42
Fig 5.3 Mapa Geológico de Santispac.....	42
Fig 5.3.a Fotografía de estructuras en Santispac.....	43
Fig 5.3.b Fotografía de estructuras en Santispac (2).....	43
Fig 5.4 Lamina delgada de Rocas volcánicas.....	44
Fig 5.5 Lamina delgada de Dique subvolcánico.....	45
Fig 5.6 Lamina delgada de Veta silícica.....	45
Fig 5.7 Lamina delgada de Depósitos de manantial termal.....	46
Fig 5.7.a Lamina delgada de Depósitos de manantial termal.....	46
Fig 5.8 Difractograma de San1b.....	48
Fig 5.9 Difractograma de San3	48
Fig 5.10 Difractogramas de vetas hidrotermales.....	50
Fig 5.11 Difractogramas de vetas hidrotermales mostrando una evolución.....	50
Fig 5.12 Diagrama ternario de Fe-Mn-(Co-Ni-Cu).....	51
Fig 5.13 Diagrama REE.....	51

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 3.1.a Análisis químico de elementos mayores.....	27
Tabla 3.1.b Análisis químico de elementos traza.....	27
Tabla 3.1.c Análisis químico de elementos de REE.....	27
Tabla 5.1 Datos de temperaturas y pH de emanaciones en Bahía Concepción.....	41
Tabla 5.2 Análisis de DRX de muestras de Bahía Concepción.....	47
Tabla 5.3 Análisis de DRX de vetas de ópalos en Bahía Concepción	49
Tabla 5.4 Parámetros para la identificación de faces de sílice.....	49

ÍNDICE DE ANEXOS

A1. Tabla de muestras de mano con fotografía.....	V
A2. Tabla de descripción de muestras de mano.....	IX
A3. Análisis de Fluorescencia de rayos x.....	XII
A4. Descripción de laminas delgadas con fotografía.....	XIII
A5. Difractogramas.....	XVII

Resumen

Bahía Concepción se localiza en la costa oriental de la península de Baja California, y tiene unas dimensiones aproximadas de 40 Km de largo por un ancho de 5 a 10 Km. Se encuentra delimitada por fallas normales relacionadas con la tectónica extensional del Golfo de California. Fisiográficamente se ubica dentro de la subprovincia de la Sierra de la Giganta. Está constituida por un basamento de rocas graníticas del Cretácico, escasamente aflorante, y una cobertera de rocas volcánicas y volcanoclásticas del Grupo Comondú (Oligoceno-Mioceno). Además, localmente, afloran rocas sedimentarias marinas y continentales, así como flujos de lava y rocas piroclásticas, con edades de Plioceno a Cuaternario.

En los alrededores de la bahía existen numerosos depósitos de manganeso y cobre; estas mineralizaciones se emplazan en stockworks, vetas y brechas, y se componen, principalmente, de óxidos de manganeso, barita, cuarzo y dolomita. La edad de estos depósitos corresponde al Mioceno a Plioceno.

A lo largo de las costas de la bahía se localizan diversas manifestaciones de actividad hidrotermal, en Playa Santispac, Posada Concepción y Agua Caliente, asociadas a fisuras de dirección NO-SE. 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 esta enriquecida en Ca, Hg, Mn, Ba, Cs, Fe y Si.

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. Con base en estudios de difracción de rayos X se determinó que la sílice que rellena estas vetas corresponde a dos tipos, ópalo A y ópalo CT, y que el carbonato es aragonita. También se identificaron otros minerales probablemente tomados de la roca encajonante, como feldespatos sódico-cálcicos, o derivados de la evolución diagenética del ópalo, como son la tridimita y la cristobalita. Con el análisis petrográfico fue posible ratificar la existencia de dos fases distintas de ópalo: (a) una fase con textura masiva, turbia, con mucha porosidad y con un bandeo fluido, la cual corresponde a ópalo tipo A y (b) otra fase, más diáfana, poco porosa, y con crecimiento de cristales de cristobalita en los poros, que corresponde a ópalo tipo CT.

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. Los análisis realizados a estas muestras por espectrometría de energía dispersiva de rayos X y fluorescencia de rayos X demostraron valores muy altos en Mn y relativamente altos en Ca, Mg, K y Na. Estos datos, junto con los análisis de difracción de rayos X, nos indican que el óxido de manganeso que forma estas estructuras es todorokita $(\text{Na,Ca,K})_2(\text{Mn}^{4+},\text{Mn}^{4+})_6\text{O}_{12}\cdot 3-4.5(\text{H}_2\text{O})$.

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.

INTRODUCCIÓN

Introducción

El estudio de sistemas hidrotermales ha tenido gran auge en estas últimas décadas, debido al interés científico de dichos sistemas para diversas áreas como la geología, la geofísica, la biología y la oceanografía. En lo que respecta a trabajos enfocados al potencial geotérmico de los sistemas en la Bahía de Concepción y sus alrededores, existen varios artículos y trabajos, entre los que destaca el publicado por Casarrubias-Unzueta y Gómez-López en 1995, en el que se localizan y describen diversas manifestaciones hidrotermales. Las publicaciones sobre sistemas hidrotermales enfocadas en la composición de los fluidos y caracterización de las mineralizaciones asociadas a estos sistemas nos han permitido producir modelos que ayudan a comprender los procesos y las condiciones de formación de los yacimientos minerales que probablemente se originaron en sistemas similares. Entre los trabajos más importantes se tiene los elaborados por Prol-Ledesma *et al.* (2002b), Canet *et al.* (2003; 2005), y Villanueva *et al.* (2005).

En estos trabajos, los autores caracterizaron 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 obtuvieron las temperaturas de los reservorios. En lo que respecta a las mineralizaciones, se clasificaron los diferentes tipos de emanaciones hidrotermales, se caracterizó de manera preliminar a los diferentes tipos de depósitos y se describió su morfología.

TRABAJOS PREVIOS

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. De igual manera se describen los cuerpos plutónicos dentro de la Península de Concepción y se trabaja de forma concreta en la caracterización de los yacimientos de manganeso de la mina 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 sobresalientes como los publicados por Johnson (1997), Umhoefer *et al* (2001), Ledesma-Vázquez *et al.* (1997; 2000; 2001), en los cuales se describe con detalle la geología de la región, la tectónica, la configuración y evolución de la Bahía de Concepción, las transgresiones marinas del Plioceno denotadas por la Fm. Infierno las cuales contienen evidencia de actividad termal.

El Servicio Geológico Mexicano (SGM, antiguo *Consejo de Recursos Minerales*) prospectó la zona por yacimientos de Mn, Cu y metales preciosos, y ha contribuido con trabajos e informes técnicos para evaluación de prospectos 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”.

OBJETIVOS

El objetivo general del presente trabajo es la caracterización mineralógica y geoquímica de los depósitos asociados a las manifestaciones hidrotermales costeras de Bahía Concepción (Baja California Sur), con el fin de generar información que describa los procesos involucrados en los sistemas hidrotermales y sirva de parámetro de comparación para posteriores estudios, en las manifestaciones fósiles hidrotermales asociadas a la mineralización de manganeso en la zona de Bahía Concepción. Los objetivos particulares de la investigación son:

- * Determinar las características mineralógicas, geoquímicas y petrológicas de las rocas encajonantes de las manifestaciones hidrotermales costeras en Bahía Concepción.
- * Determinar las características mineralógicas, texturales y geoquímicas de los depósitos formados como consecuencia de la actividad hidrotermal en Bahía Concepción.
- * Establecer la relación entre dichos depósitos y las características de la actividad hidrotermal actual.

MÉTODO DE TRABAJO

Después de haber establecido los objetivos de este trabajo, se procedió a hacer una recopilación bibliográfica de trabajos previos sobre la geología regional y evolución tectónica de la Península de Baja California, y sobre la geología local de Bahía Concepción. Posteriormente se realizó el trabajo de campo, que consistió en una salida de 7 días al área de Bahía Concepción. 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).

Se seleccionaron muestras de roca para su estudio petrográfico, minerográfico y geoquímico. 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 los depósitos de manantial termal y las rocas encajonantes. Esta caracterización ha permitido establecer los procesos de mineralización.

CAPÍTULO 1

MARCO GEOGRÁFICO

1.1 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, es una bahía orientada en dirección noroeste-sureste, entre las coordenadas geográficas 26°55' y 26°30' latitud Norte y 112°00' y 111°40' longitud Oeste. Mide aproximadamente 45 km. de largo y 9 km en su parte más ancha. La extensión de la bahía es cubierta por las cartas topográficas escala 1:50000 de INEGI (G12-A57, G12-A67, G12-A68 y G12-A78).

Baja California Sur se divide en cinco delegaciones municipales: Comondú, Loreto, Los Cabos, La Paz y Mulegé, esta última tiene su cabecera municipal en el poblado de Santa Rosalía y precisamente a esta pertenece

Bahía Concepción, la cual marca el límite sureste del municipio (Fig. 1.1).

Baja California Norte cuenta con varios puertos marítimos y aéreos por los cuales se puede ingresar al estado. Entre los principales y más cercanos a Bahía Concepción se encuentran los aeropuertos con servicio internacional y nacional de La Paz y Loreto, así como un aeropuerto en la ciudad de Santa Rosalía que solo maneja vuelos regionales.

Como puertos marítimos se encuentran los ubicados en las ciudades de Loreto, Santa Rosalía y La Paz.

Es posible acceder desde México DF a la zona de estudio llegando a la península de Baja California por la ciudad de La Paz, a través del ferry que zarpa desde las ciudades de Mazatlán y Topolobampo (Sinaloa). Una vez en la península, una de las formas de llegar a Bahía Concepción es por la carretera

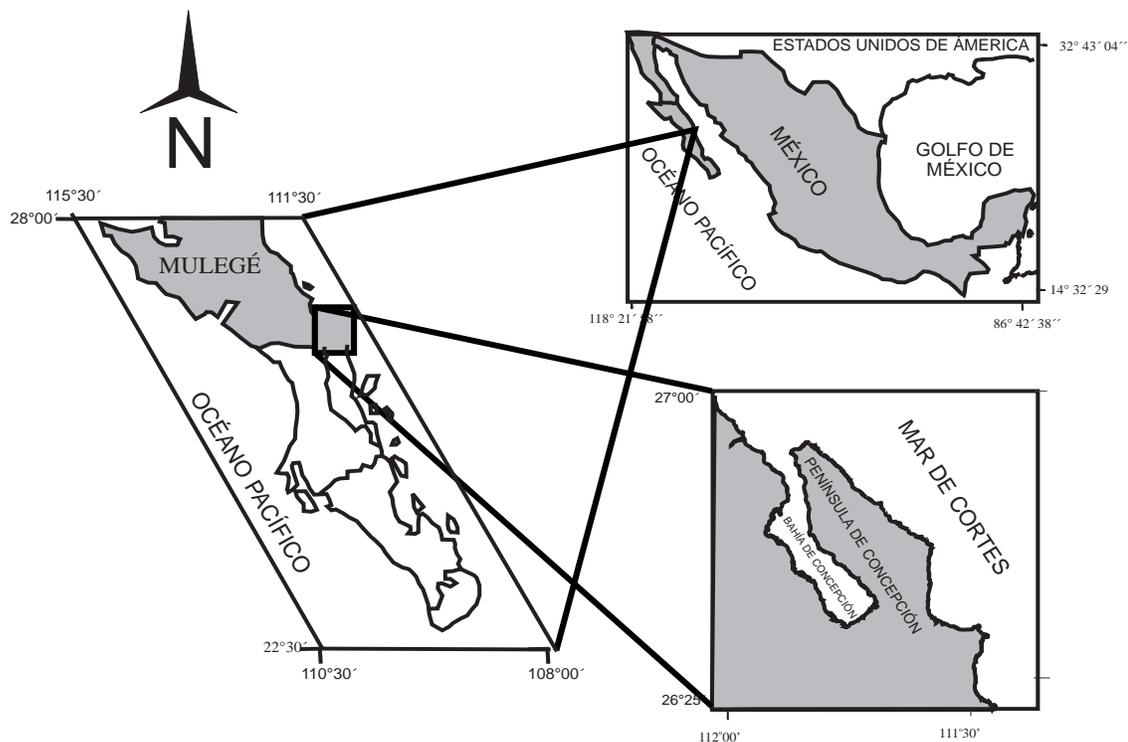


Fig. 1.1 .Ubicación de Bahía Concepción (Baja California Sur, México).

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.

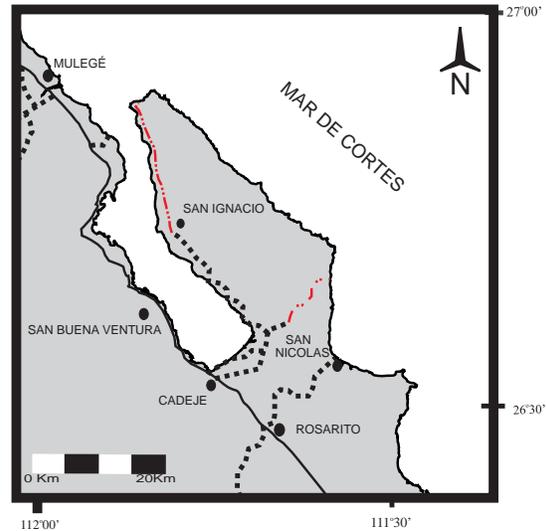
Existen varios caminos de terracería así como brechas de acceso restringido, las cuales conectan a los poblados ubicados en las costas de la bahía como San Buenaventura, Cadejé, Santa Rosalita, San Ignacio, con la carretera Tranpeninsular, aunque también es posible llegar a la bahía desde Mulegé por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

1.2 CLIMA, ECOSISTEMA E HIDROGRAFÍA

Bahía Concepción presenta clima semidesértico, con una temperatura media anual que varía entre 22° y 30°C, con temperatura 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.

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 mas 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.

El área de Bahía Concepción queda comprendida en la región hidrológica de Baja California Sureste, en la cuenca Arroyo Frijol-Arroyo San Bruno (Bustamante-García, 1999). La red hidrográfica presenta corrientes del tipo estacionario con caudal sólo en época de lluvias,



- CARRETERA TRANSPENINSULAR
- TERRACERIA
- - - - BRECHAS RESTRINGIDAS
- POBLADO

Fig. 1.2. Vías de comunicación en el área de Bahía Concepción.

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 .

Existe una gran variedad de reptiles y aves. Además, especialmente en las zonas montañosas, se puede encontrar diversos mamíferos como son: venado bura, borrego cimarrón, berrendo, gato montés, liebres, conejos y coyotes.

1.3 FISIOGRAFÍA Y MORFOLOGÍA

La provincia fisiográfica de Baja California se divide en seis subprovincias, de las cuales cuatro cubren en su totalidad al estado de Baja California Sur: (a) Sierra de

La Giganta, (b) San Sebastián Vizcaíno, (c) Cuenca Purísima Iray y (d) Sierra de la Victoria (López-Ramos 1982). Las dos últimas provincias son equivalentes a Llanos de la Magdalena y Llanos del Cabo, respectivamente (Bustamante García, 1999).

Dentro de la subprovincia de Sierra de la Giganta se encuentra el área de Bahía Concepción (Fig.1.3; Bustamante García, 1999).

La Sierra de la Giganta cubre la región centro-oriental del estado, se extiende desde el sur de la Sierra de La Libertad hasta el sureste de La Paz, cubriendo una superficie de 30785 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 Vírgenes y Mencionares, y lomeríos al suroeste de

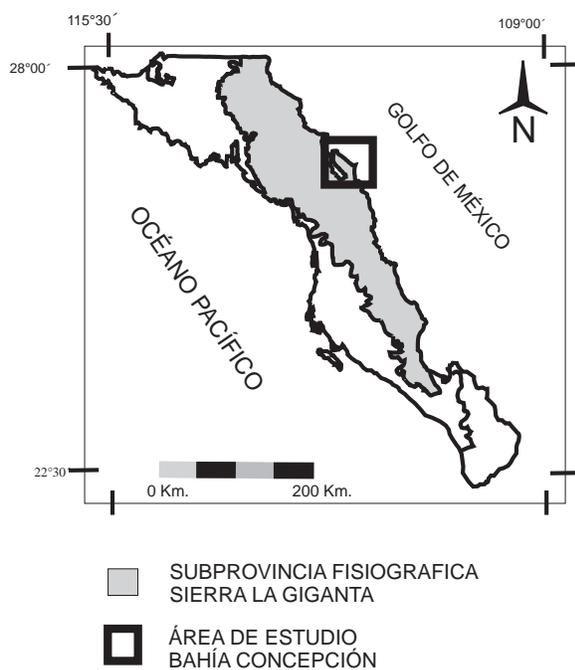


Fig. 1.3. Fisiografía del estado de Baja California Sur.

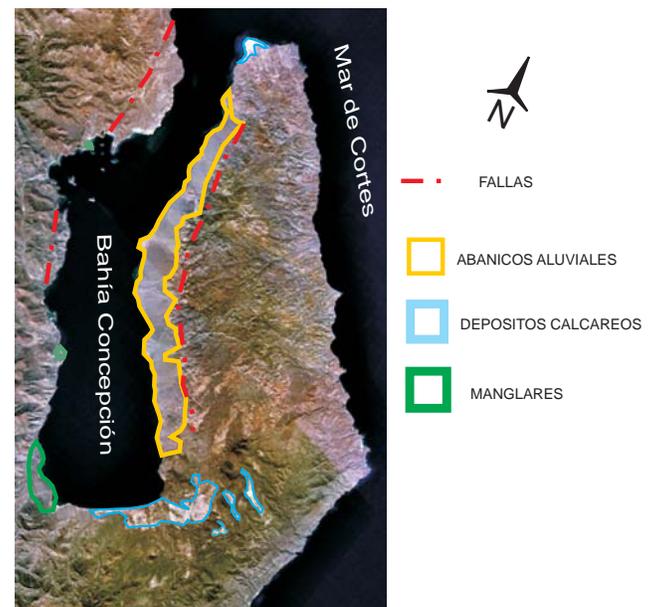


Fig. 1.4. Morfología de Bahía Concepción (Meldahia *et al.*, 1992).

la subprovincia (Raisz, 1962). 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 1920 msnm. 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 (Fig. 1.4; Meldahia *et al.*, 1992).

CAPÍTULO 2

MARCO GEOLÓGICO

2.1 TECTÓNICA Y GEOLOGÍA REGIONAL DE LA PENÍNSULA DE BAJA CALIFORNIA

2.1.a Paleozoico

La historia geológica premesozoica de la península es a la fecha poco conocida; las rocas más antiguas afloran localmente a NE de Baja California Norte y constituyen un complejo metamórfico de edad paleozoica (McEldowney, 1970). Este complejo metamórfico está formado por esquistos verdes, metasedimentos, anfibolitas, metaargilitas y mármol. Estas rocas tienen como protolito a sedimentos que corresponden principalmente a ambientes de depósito marino y de plataforma, como son: rocas carbonatadas, areniscas, arcosas y conglomerados, aunque en algunos

casos corresponden a basaltos. Los principales afloramientos donde se observan estas secuencias rocosas son en la regiones de San Felipe (Anderson, 1993), San Marcos (Gastil y Miller, 1981), Calamajue y Sierra Pinta (Griffith y Hoobs, 1993), Canal de Ballenas (Cammbell y Crocker, 1993) y El Mármol (Gastil et al., 1983) (Fig. 2.1). 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 (Barajas, 1995).

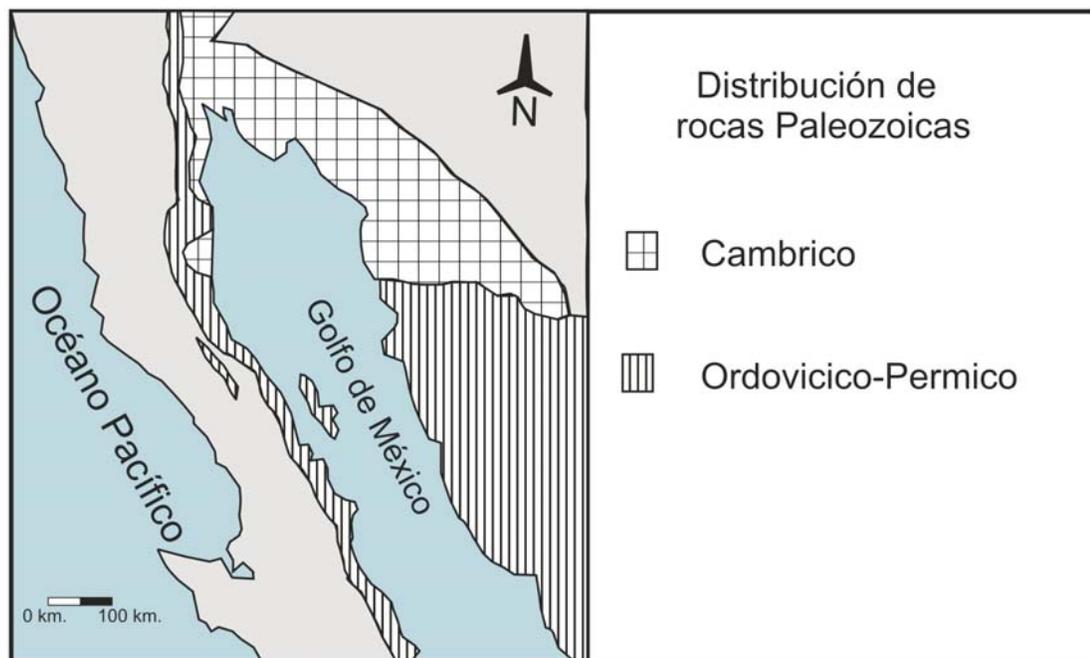


Fig. 2.1 Distribución de rocas de edad paleozoica en la península de Baja California.

2.1.b Mesozoico

Al inicio del Mesozoico, la disgregación de Pangea originó movimientos entre placas y el Atlántico comenzó a formarse. Norteamérica, ya como una placa, comenzó a moverse hacia el oeste y a converger con la placa oceánica de Farallón, produciendo una zona de subducción en la costa occidental de América. La subducción empezó en la zona de San Sebastián-Vizcaíno, aunque a finales del Triásico todavía persistía un margen pasiva en la mayor parte de la península. En este tiempo el sistema de placas del Pacífico mostraba una unión triple (entre las placas de Kula, Pacífico y Farallón), la cual influyó enormemente en la historia geológica subsecuente (Flores-López, 1998) (Fig. 2.2.a).

En la mitad norte de la península, las unidades que afloran con mayor extensión y potencia corresponden a secuencias volcanosedimentarias del Triásico y Jurásico. En la región del Mármol, aflora la Fm. El Indio, la cual está compuesta por sedimentos terrígenos y calcáreos metamorfoseados; su ambiente de depósito corresponde a una plataforma somera sin actividad tectónica (Gastil *et al.*, 1993). Se ha identificado un cinturón de areniscas y lutitas con metamorfismo en facies de esquistos verdes. Por el método isotópico Rb/Sr se fecharon estas rocas dando una edad de Triásico Superior (Gastil *et al.*, 1993). Las localidades donde afloran con mayor claridad son el Rancho Vallesitos, Santa Clara y Bahía de Los Ángeles. La interpretación paleoambiental de este cinturón indica un ambiente marino somero y sistemas de abanicos submarinos (Fig. 2.3).

Las rocas al oeste de la Península del Vizcaíno, en la Isla de Cedros, Magdalena y Santa Margarita, proveen el registro geológico más antiguo del estado de Baja California Sur, del orden de 220 Ma. Dichas rocas pertenecen a una secuencia ofiolítica formada por rocas ultramáficas y lavas almohadilladas, principalmente. Estas secuencias representan la acreción de un arco insular que se desplazaba sobre la placa oceánica rumbo a la margen continental. Dicho complejo ofiolítico sobreyace 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, esquistos de mica, hornblenda y sillimanita, gneises y mármoles, principalmente (Barajas, 1995) (Fig. 2.3). Cubriendo al complejo ofiolítico de la Península del Vizcaíno se encuentra la Fm. San Hipólito, constituida por rocas volcanoclásticas del Triásico Superior, que se depositaron en una cuenca oceánica asociada a un arco de islas (Fig. 2.2.b).

En el Jurásico y Cretácico Temprano había vulcanismo de composición variable, sobrepuesto al Arco de San Andrés Cedros (representado por el Complejo San Andrés Cedros). El vulcanismo coexistía con una zona de subducción al Oeste y con un 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. Como testimonio están las rocas volcanoclásticas de grano grueso de la Fm. Eugenia, que cubren a la Fm. San Hipólito (Fig. 2.4).

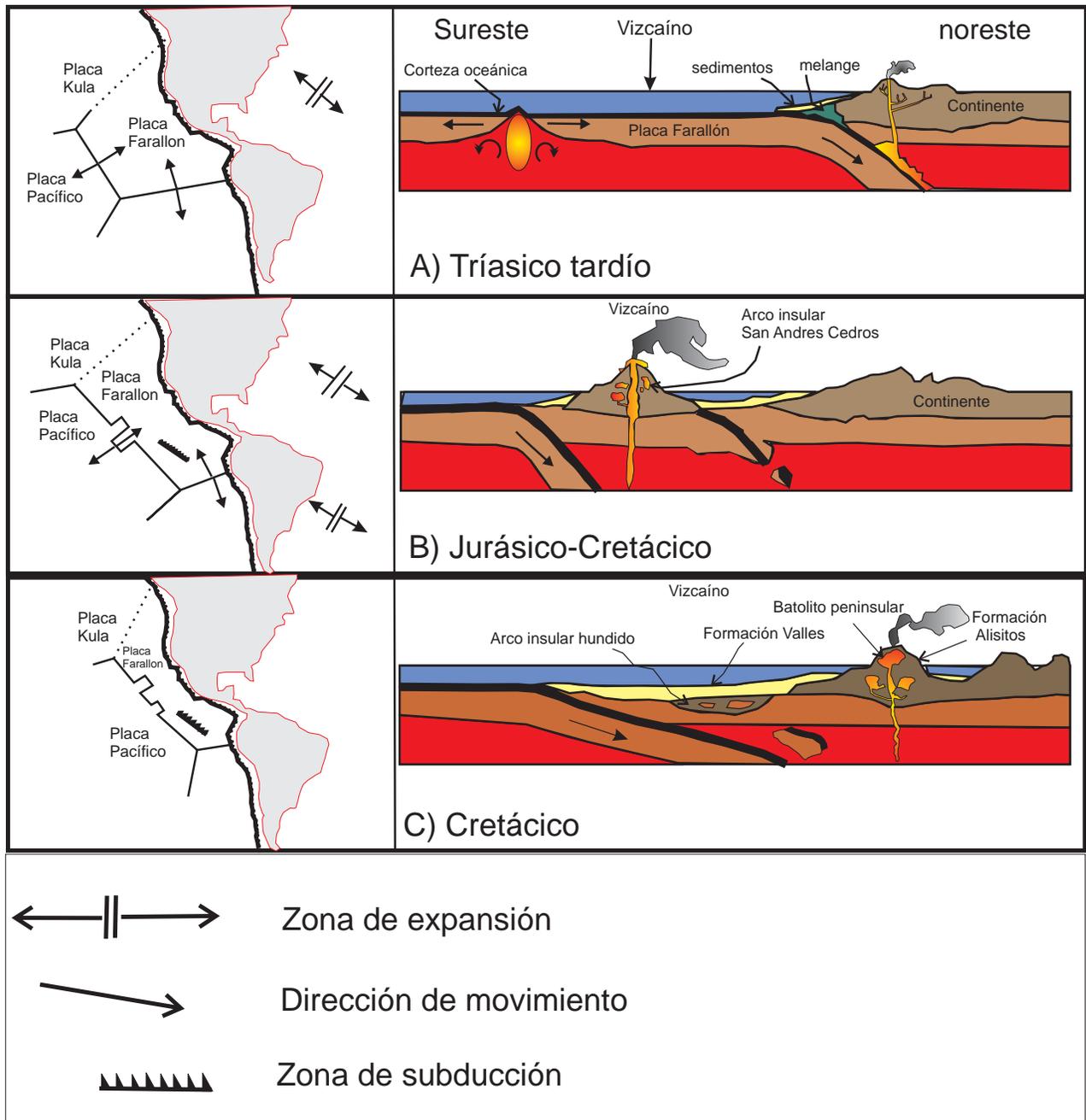


Fig. 2.2 Evolución tectónica durante el Mesozoico de la futura península de Baja California. Del lado izquierdo se muestra las placas interactuando, y a la derecha los procesos geológicos producto del movimiento de las placas. (A) Convergencia de las placas dando origen a la formación de un arco volcánico, proceso de sedimentación en la trinchera dando lugar a la Formación San Hipólito. (B) Formación de un complejo volcánico- plutónico, que dio lugar a un arco insular y a una nueva zona de subducción (Formación Eugenia). (C) subsidencia del arco insular del Complejo San Andres-Cedros y formación del Arco de Alisitos (Modificado de Flores -López, 1998).

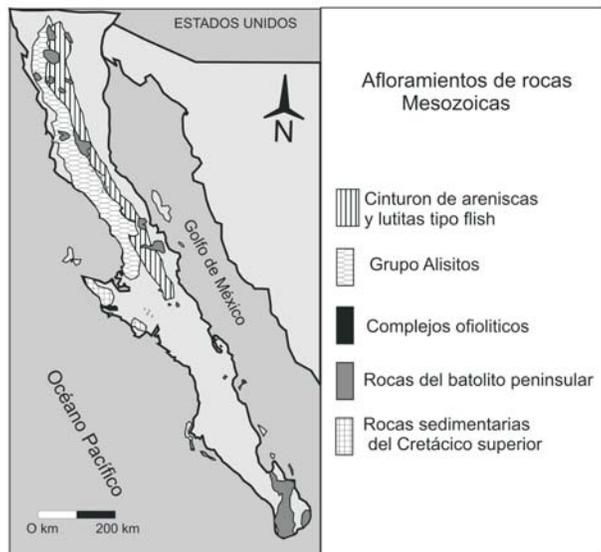


Fig. 2.3 Distribución de rocas Mesozoicas en la península de Baja California (Modificado de Barajas, 1995)

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.*, 1983). 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 occidental de la península y en la región de Loreto y Los Cabos (Fig. 2.2.c y 2.3).

En la franja noroccidental de la península, desde el norte hasta la región del Vizcaíno, aflora la Fm. Alisitos, conformada por rocas volcanosedimentarias (tobas, brechas volcánicas,

piroclásticas y epiclásticas, y areniscas). Esta formación, debido a su tamaño, a su diversidad litológica y variación lateral de facies, ha sido elevada de rango a Grupo Alisitos (Beggs, 1984), el cual se compone de diferentes formaciones, como San Fernando, San Telmo, Progreso, San Felipito y Santiago. Este grupo se ha datado en diferentes localidades, dando una edad promedio de 103 Ma, y colocándose en la escala de tiempo geológico como Cretácico Inferior (Griffith y Hoobs, 1993; Barajas, 1995) (Fig. 2.3).

La formación del Cretácico más tardía es la Fm. Valle, la cual se encuentra en contacto tectónico con la Fm. Eugenia, aflorando desde Punta Eugenia hasta Punta Abreojos, y está constituida por materiales terrígenos, lutitas, areniscas y conglomerados.

Con la historia geológica de la península hasta el Cretácico, es posible hacer una división basada en cinturones tectónicos o terrenos tectonoestratigráficos. Los terrenos tectonoestratigráficos son unidades geológicas generalmente correlacionadas por una secuencia estratigráfica coherente, cuya continuidad deposicional puede ser establecida normalmente como un basamento y una cubierta sedimentaria, y que están definidos y limitados por fallas o discontinuidades mayores en la estratigrafía. Las fallas pueden ser bien definidas o poco reconocidas (Sedlock *et al.*, 1993).

La península de Baja California se divide en tres terrenos (Campa y Coney, 1982): (a) Caborca, que cubre la parte noreste de la península y aflora

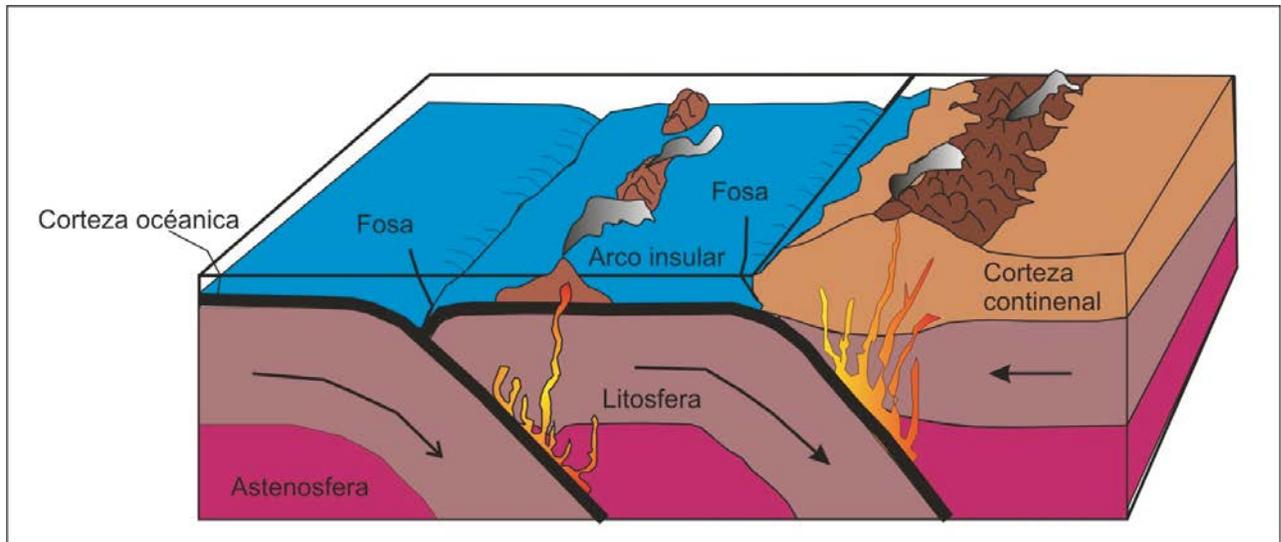


Fig. 2.4 Bloque diagramático idealizando la situación tectónica del noroeste de México durante el Jurásico (Modificado de Barajas, 1995).

solamente en el estado norte, (b) El Vizcaíno, que se extiende desde el noroeste y oeste del estado de Baja California Sur, y (c) Alisitos, que ocupa una franja en el noroeste, cambiando de dirección en la zona central, llegando hasta Loreto, y luego aparece al sur de La Paz en el Bloque de los Cabos. Una extensa zona de la parte central del estado de Baja California Sur está cubierta por rocas cenozoicas volcánicas del Grupo Comondú y es señalada como un terreno desconocido o sin nombre.

De igual manera, Sedlock *et al.* (1993) describieron los terrenos tectonoestratigráficos con detalle y los renombraron como Serí al Caborca, Cochimí al Vizcaíno, y Yuma al Alisitos. Además, propusieron para el Bloque de los Cabos el Terreno Pericú. Cabe señalar que el Terreno Yuma abarca toda la extensión central del estado, donde Campa y Coney (1983) colocan un terreno desconocido (Fig. 2.5).

2.1.c Cenozoico

Al inicio del Cenozoico, la acreción del arco de islas debido a la subducción de la Placa Farallón produjo un decremento en la actividad tectónica. La cadena montañosa peninsular formada por la subducción de la placa sufrió una mayor erosión, y los depósitos continentales se acumularon en el flanco occidental de la península junto con depósitos marinos. El arco volcánico se desplazó hacia el oriente y, durante el Paleógeno, la margen Pacífica de la península registró una sedimentación con poca continuidad. Las rocas que se formaron a partir de estos eventos afloran al oriente de Bahía Magdalena, con el nombre de Fm. Tepetate, constituida por areniscas verdosas poco consolidadas, y la Fm. Bateque, constituida por conglomerados polimícticos y pequeños horizontes de lutitas. Las secuencias que

sobreyacen estas formaciones son de finales del Oligoceno y principios del Mioceno, y están representadas por las formaciones San Isidro, San Gregorio, El Boleo y El Salto. Dichas formaciones se encuentran en los alrededores de Santa Rosalía, en el área de Bahía Concepción, y están formadas por secuencias marinas y de ambientes de transición (Flores-López, 1998).

Las Placas Farallón y Kula empezaron a subducir bajo la Placa Norteamericana hace 50 Ma (Flores-López, 1998; Fig. 2.6). 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.2.6). Además, provocó que la dirección del movimiento empezara a cambiar alrededor de unos 6 Ma, de modo que el movimiento de las placas fue paralelo a la Placa Norteamericana, creándose así la falla transformante conocida como Falla de San Andrés (Flores-López, 1998).

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 Terciario en un contexto de pre-rift (Ledesma-Vázquez y Johnson, 2001). Sus constituyentes principales son: tobas y brechas de composición andesítica dacítica y riolítica, derrames de lava andesítica, y lahares.

El Grupo Comondú se extiende de manera regular, mostrando cierta gradación lateral en el tamaño de grano, la litología y la cohesión de los derrames de ceniza de la unidad hacia el poniente. Esta variación puede ser explicada mediante un modelo de facies volcánicas continentales. En el Grupo Comondú existen tres facies: central, proximal y distal (Hausback, 1984; Rodríguez, 2004). La facies central está constituida por una banda estrecha a lo largo de la costa e islas del golfo, donde predominan los derrames de lava y los depósitos de ceniza y brecha, que corresponden a un arco volcánico. En la facies volcánica proximal abundan las brechas volcánicas monomícticas, los conglomerados y las

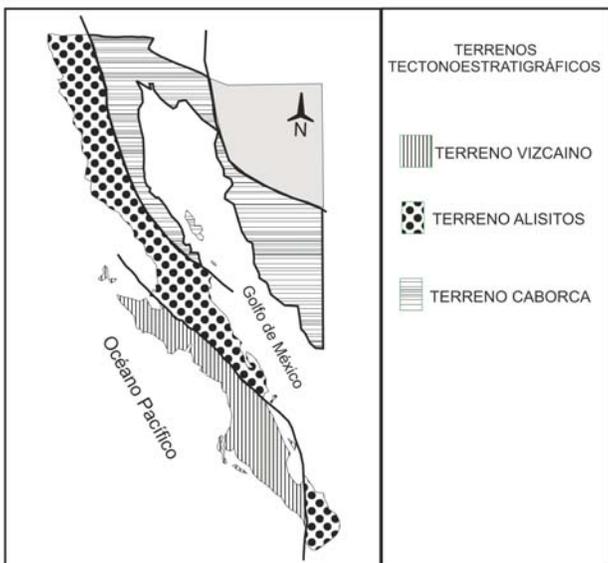


Fig. 2.5 Terrenos tectonoestratigráficos del área de Baja California (Campa y Coney; 1983).

areniscas tobáceas de grano grueso, expuestos sobre y al este del escarpe principal del golfo. En la facies volcánica distal, correspondiente a una cuenca de antearco, se observan areniscas tobáceas y conglomerados de grano fino a medio, de afinidad continental, aflorando en la parte central de la península, desde el escarpe principal del golfo hacia el oeste (Umhoefer, 2002). Hacia el sur, la continuación del Grupo Comondú se ve truncada por la falla La Paz y desplazada hacia el NE, en las mediaciones de la Isla Cerralvo, donde vuelve a aparecer (Fig. 2.7; Rodríguez, 2004). Los diferentes productos volcánicos del Grupo Comondú son del tipo calcalcalino y muestran un amplio rango de variación del contenido de SiO_2 , que varía desde términos riolíticos hasta basálticos (Bigioggero *et al.*, 1995). A mediados del Mioceno, hacia 20 Ma, el límite de placas Pacífico-Cocos empezó a rotar 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-Abreojos, la cual a los 12 Ma. era la principal frontera entre las placas Pacífico y Norteamericana.

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-Abreojos (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, e iniciando el proceso extensivo del protogolfo sugerido por Stock y Hodges (1989) (Fig. 2.8).

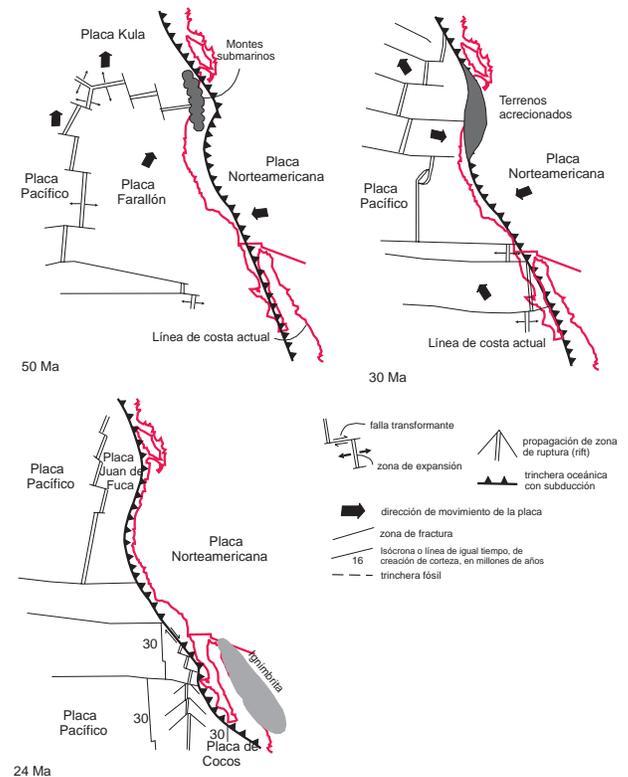


Fig. 2.6 Evolución tectónica del Terciario mostrando el movimiento de las placas tectónicas (Flores-López, 1998).

A fines del Mioceno, la península constituyó una microplaca cuyo movimiento relativo a la Placa del Pacífico se efectuó mediante el sistema de fallas de Tosco-Abreojos. El movimiento con respecto a la Placa Norteamericana se inició a lo largo de un sistema de fallas normales en la Provincia Extensional del Golfo. A partir de los 5 Ma. la Dorsal del Pacífico Oriental (EPR, por sus siglas en inglés) se propagó hacia el norte, formando pequeños centros de expansión oceánica conectados por las fallas transformes que se prolongan hacia la Falla de San Andrés en el norte (Lonsdale, 1989). Esta evolución ocasionó la disminución del

desplazamiento diestro del sistema Tosco-Abrejos al oeste de la península y la transferencia definitiva de la península a la Placa Pacífico (Barajas y Delgado Argote, 1995), y el inicio de la apertura del Golfo de California (Fig. 2.8).

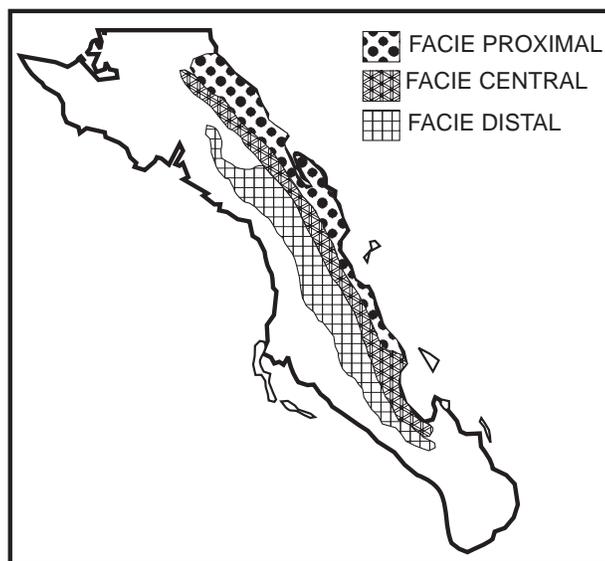


Fig. 2.7 Distribución de las facies volcánicas del Grupo Comondú (Hausback, 1984).

El volcanismo neógeno en la Provincia Extensional del Golfo muestra una evolución en el estilo eruptivo y en su composición química, que refleja el cambio del régimen de subducción (16-12 Ma.) al desarrollo de un rift continental. En la península existen flujos de lavas alcalinas y subalcalinas de edades menores a 12 Ma. que cubren localmente ignimbritas y andesitas de 14 a 11 Ma. En Sonora, la presencia de lavas basálticas intercaladas en depósitos continentales define el inicio de la extensión en el Mioceno temprano (Barajas, 2000).

Hace 10 Ma., se emplazaron los basaltos y andesitas de afinidad toleítica de la costa de Sonora y de la Península de Baja California. Este tipo de volcanismo

subalcalino ocurre en los centros de expansión oceánica y en las zonas adyacentes, a partir de la etapa moderna de apertura del Golfo (Barajas, 2000). Desde el final del régimen de subducción (12 Ma.), el volcanismo calcialcalino ha ocurrido intermitentemente en las márgenes y en algunas islas del Golfo, como la Isla Ángel de la Guarda, San Esteban y San Lorenzo, así como en estratovolcanes andesítico-dacíticos, como Tres Vírgenes, y en calderas, como La Reforma, Puertecitos y Sierra Pinta, reflejando la actividad orogénica del Mioceno Temprano. En la región de Loreto encontramos el campo volcánico Mencionares, formado principalmente por domos y flujos dacíticos con afinidad calcialcalina y edad Plio-Cuaternario (Bigioggero *et al.*, 1995).

Es posible que antes de la separación de la península, ésta estuviera ubicada aproximadamente a 480 Km al sureste de su ubicación actual, apoyada en lo que ahora son las costas de Sonora, Sinaloa y Nayarit (Barajas, 1995). La forma actual de la península se desarrolló durante los últimos 5 Ma. Durante este tiempo el golfo ha presentado una serie de transgresiones y regresiones que han modificado la morfología de la península constantemente hasta nuestros días.

2.2 CONTEXTO GEOLÓGICO DE BAHÍA CONCEPCIÓN

En la región de Bahía Concepción afloran, de manera predominante, rocas volcánicas y volcanoclásticas pertenecientes al Grupo Comondú (Oligoceno-Mioceno). Además, se observan, como unidades de extensión más restringida, apófisis graníticas (Cretácico), y rocas

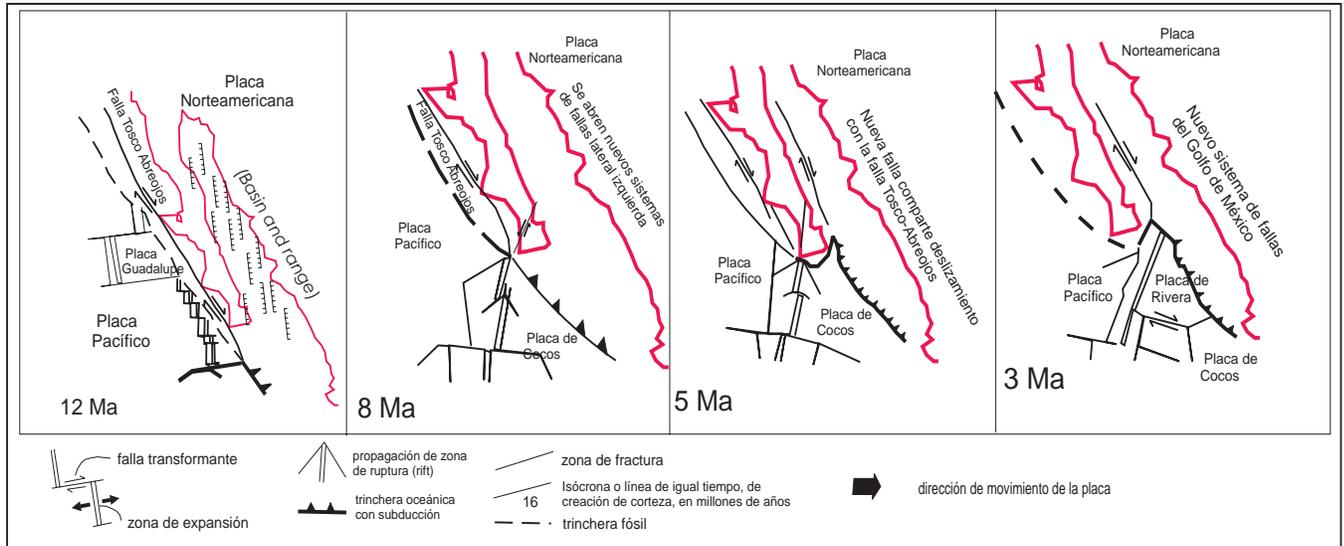


Fig. 2.8 Evolución tectónica del Terciario (12 a 3 Ma) mostrando el movimiento de las placas tectónicas (Modificado de Stock et al, 1989)

sedimentarias marinas y flujos de lava, domos y rocas piroclásticas recientes (Plioceno-Cuaternario). En la zona de Bahía Concepción se describe 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, localmente afloran rocas graníticas-granodioríticas y cuarzomonzonitas, concretamente en el Cerro El Mogotito y el rancho El Imposible, al NO de Loreto, y en las cercanías del Valle de San Juan Londó, al sur del área de estudio. Estas intrusiones están constituidas por granitoides de color gris claro, de textura fanerítica, con cuarzo, feldespatos y biotita (Casarrubias *et al.*, 1994). Su edad es similar a la de las intrusiones del

Arroyo Salado al sureste de Tres Vírgenes, 91.2 ± 2.1 Ma. (López *et al.*, 1993). En la Península de Concepción afloran, como parte del complejo basal, una serie de stocks de composición granodiorítica de edad cretácica, K-Ar 78.4 ± 2.9 Ma. y esquistos cuyos afloramientos no son cartografiados, por su reducida extensión.

El Cenozoico está representado principalmente por secuencias volcánicas del Grupo Comondú, compuesto por las formaciones: El Salto, Pelones, Minitas, Pilares, Hornitos y Ricasón. Discordantemente por encima del basamento se dispone a la Fm. El Salto, del Oligoceno (~30-19 Ma), con un espesor promedio de 250-300 m. Esta formación está compuesta por areniscas cuarzosas con estratificación cruzada, con intercalaciones de tobas, conglomerados y algunos derrames

andesíticos-basálticos (Umhoefer, 2001). Los afloramientos de esta unidad están afectados por un fracturamiento general en dos direcciones: NE-SO y NO-SE. Sobreyaciendo a la Fm. El Salto se presentan tobas, brechas volcánicas andesíticas, andesitas, basaltos, diques y sills de composición intermedia a básica (~19-12 Ma.) de la Fm. Pelones, con una potencia media de 750 m (Umhoefer, 2001). Los afloramientos más completos de la Fm. Pelones se ubican en el centro y sureste de la Península de Concepción y en los alrededores de Mulegé (Fig. 2.9).

Gran cantidad de rocas intrusivas, emplazadas en diques subverticales y sills de composición básica a intermedia, se presentan en el norte, centro y sureste de la Península de Concepción. Estas intrusiones cortan el basamento y el Grupo Comondú, destacando los grandes diques y stocks de composición gabroica y dirorítica que actuaron como antiguos conductos magmáticos alimentando los flujos andesíticos-basálticos de la Fm. Pelones (Noble, 1950; McFall, 1968; Meldahl *et al.*, 1997). Otro tipo de intrusiones, menos abundantes y de composición tonalítica, constituyen unos pequeños stocks en el Cerro Beatriz y en el Cerro Vinorama, la cumbre más alta de la Península de Concepción.

Entre Ensenada Pilares y Punta Pilares, al NE de la Península de Concepción, existe un depósito distinto a la Fm. Pelones, constituido por tobas cristalinas-líticas de color rojo que subyacen a un depósito de brechas volcánicas andesíticas; ambas unidades presentan yeso secundario. Esta secuencia

es conocida como Fm. Minitas, con un espesor variable de 30 a 150 m. (Noble, 1950; Meldahl *et al.*, 1997). Los afloramientos más completos de esta formación se hallan al sureste de la mina El Gavilán. Los depósitos volcánicos presentan un rumbo general hacia el NO-SE e inclinaciones que van desde la posición subhorizontal hasta 12-15°. En los alrededores de la mina El Gavilán y extendiéndose hasta Punta Concepción, por debajo de la Fm. Pelones, se encuentra una secuencia de lavas de composición andesíticas a andesíticas-basálticas, lavas almohadilladas e intrusivos en forma de diques y sills subverticales de pórfidos andesíticos con un espesor promedio de 100 m, conocida como Fm. Pilares (Noble, 1950; Meldahl *et al.*, 1997). Esta formación alberga estructuras mineralizadas con óxidos de manganeso (brechas, stockworks, vetas y filones de gran potencia; Rodríguez-Díaz, 2004). La roca encajonante de estas estructuras es un derrame de andesita porfídica de color gris, con alteración hidrotermal relacionada con la mineralización de manganeso, y oxidación supergénica.

En algunas áreas al este y en su mayor parte al sureste de Bahía Concepción, afloran los depósitos de la Fm. Hornillos, intercalada entre las formaciones Pelones y Ricasón. La Fm. Hornillos tiene una edad aproximada de entre 16 y 13 Ma. y está formada por conglomerados tobáceos y brechas volcánicas andesíticas-basálticas, con una potencia media de 150 m (Noble, 1950; McFall, 1968; Meldahl *et al.*, 1997). Algunos autores consideran las formaciones Minitas, Pilares y Hornillos como parte de la Fm. Pelones (p.e., Meldahl *et al.*, 1997). Como miembro final del Grupo

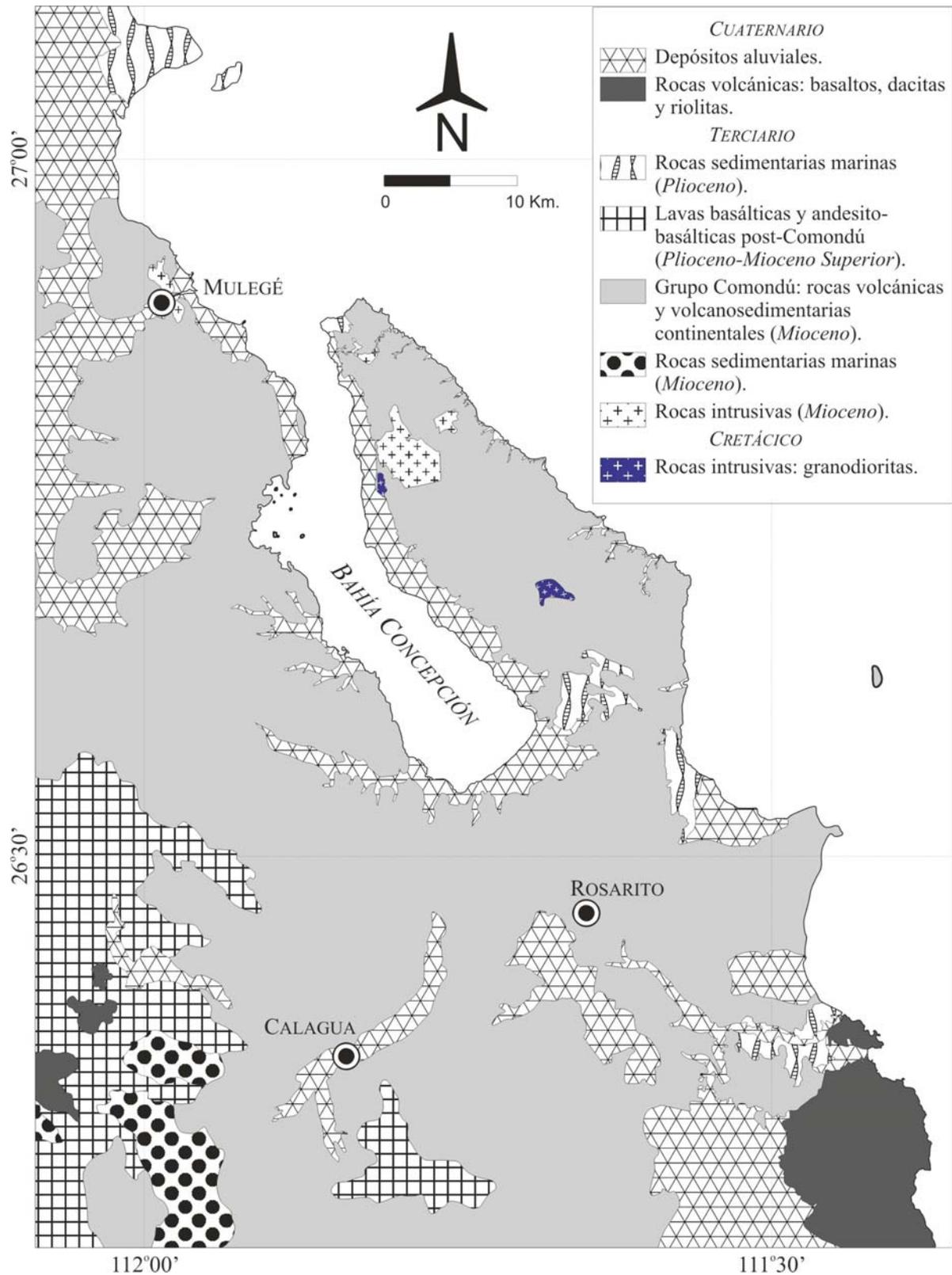


Fig. 2.9 Mapa geológico de Bahía Concepción, B.C.S., modificado a partir de Servicio Geológico Mexicano (1997); Carta Loreto G12-5.

Comondú aflora sobreyaciendo la Fm. Pelones, la Fm. Ricación, con una edad de ~15-12 Ma. Dicha formación está compuesta formada por tobas, en muy poca proporción, por brechas volcánicas andesíticas, y por derrames de andesitas, andesitas porfídicas y brechas volcánicas. El espesor aproximado de esta unidad es de 600 m (Meldahl *et al.*, 1997; Umhoefer, 2001). Esta unidad fue identificada en toda la parte oeste y localmente en el sureste de Bahía Concepción (Fig.2.9).

En la parte sureste de Bahía Concepción, se encuentra sobreyaciendo al Grupo Comondú depósitos de cuenca sedimentaria somera del Plioceno Tardío comprendidos dentro de la Fm. Infierno. Los depósitos de cuenca estas constituidos principalmente por conglomerados de clastos volcánicos cementados por carbonatos, areniscas,

lodolitas, mudstone y pedernal en forma de nódulos, mantos, laminas y estructuras orgánicas de reemplazamiento (Jhonson et al, 1997; Rodríguez-Díaz, 2004). Finalmente todas las secuencias se encuentran coronadas por sedimento del cuaternario, los que se acumularon principalmente en abanicos aluviales.

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: lodos verdes, arenas volcanoclásticas, y arenas carbonatadas (Fig.2.10; Camprubi *et al.*, 2007).

Bahía Concepción ocupa un semigraben



Fig. 2.10 Fotografías de afloramientos de rocas del Mioceno (Grupo Comondú) en el área de Bahía Concepción. (A) Relieves constituidos por rocas volcánicas de la Formación Pelones, las cuales son cortadas por diques porfídicos. Costa sur-oriental de Bahía Concepción. Al pie del escarpe que, por el trazado de la Falla de Bahía Concepción delimita el alto morfológico, se extiende un sistema de abanicos aluviales. (B) Islote de El Requesón, formado por rocas de la Formación Ricación y conectado a tierra firme mediante un tómbolo. Costa sur-occidental de Bahía Concepción (Camprubi *et al.*, 2007).

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. 2.11).

La tendencia NO-SE de las fallas que cortan al Grupo Comundú es la característica estructural principal de la zona. El resultado de éstas es el desarrollo principalmente de semigrabens de rumbo N. El buzamiento de algunos estratos y la rotación de los mismos sugieren una activación de fallas lítricas durante la apertura del proto-Golfo.

2.3 YACIMIENTOS MINERALES

Los yacimientos minerales más importantes del área de Bahía Concepción son los yacimientos de manganeso. Éstos se distribuyen en un área de aproximadamente 2,600 Km² entre Punta Chivato al norte, y el área de Mecenares 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 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 Mecenares (Fig. 2.12).

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, y su 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 en Cu-Co-Zn de este depósito se encuentra en nódulos y costras de óxidos de Mn.

La mina de El Gavilán se encuentra en la costa norte de Península de Concepción, y por sus características geológicas, mineralógicas, económicas e históricas constituye el depósito más importante del área de estudio y la más representativa de las mineralizaciones actuales y subactuales en Bahía Concepción. Aproximadamente 2 Km al norte de la mina existen indicios de mineralización con Cu, delatados por la presencia de malaquita y crisocola en costras y rellenando vacuolas en rocas volcánicas.

Las rocas que albergan a la mineralización son lavas de la Fm. Pilares, del Grupo Comondú, de composición principalmente andesítico-basáltica. El depósito se desarrolla en tres tipos de estructuras mineralizadas (Rodríguez-Díaz, 2004): (a)

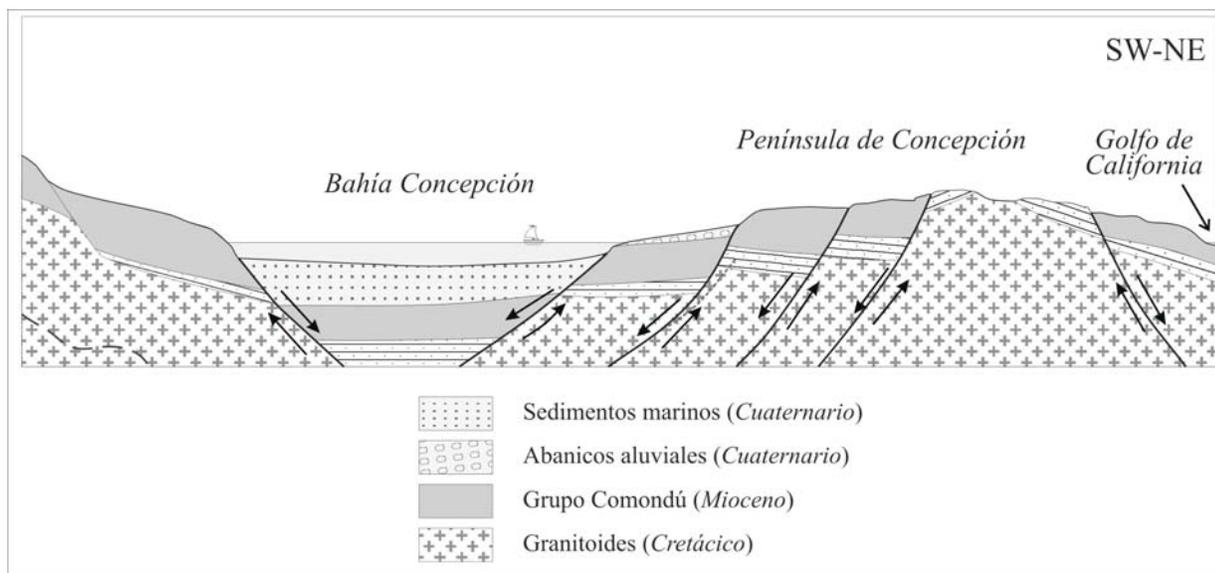


Fig. 2.11 Corte geológico conceptual del área de Bahía Concepción, mostrando la forma de semigraben que tiene la bahía (modificado de Prol-Ledesma *et al.*, 2002a, 2002b).

stockwork, (b) brechas, y (c) vetas.

El stockwork consiste en un entramado de vetillas con espesores entre 1 y 12 cm, rellenas de óxidos de Mn (pirolusita y, más escasas, coronadita y romanechita), dolomita, barita y vanadinita, y está encajonado en andesitas porfídicas que, por alteración, presentan tonalidades rojizas. Las vetillas se orientan preferentemente según rumbos NO–SE y NE–SO con echados verticales o subverticales (Rodríguez-Díaz, 2004). Las brechas se sitúan por encima de la mineralización en stockwork.

Se han reconocido dos tipos de vetas: (a) de óxidos de Mn masivos o laminados, y (b) de dolomita y cuarzo, laminadas, con o sin óxidos de Mn. En las inmediaciones de la mina de El Gavilán, acumulados en un abanico aluvial y en la playa circundante, hay gran cantidad de clastos ricos en óxidos de Mn y dolomita.

La mina de Mantitas, conocida también como Mina Guadalupe, está ubicada a escasos kilómetros al suroeste de las minas de Pilares, Minitas y El Gavilán. Los principales cuerpos mineralizados presentan leyes de manganeso de hasta un 34.8% (Terán-Ortega, 1993). La mineralización de manganeso se emplazada a lo largo de un lineamiento con rumbo 110° y buzamiento al E, y está encajonada en rocas volcánicas y subvolcánicas (andesitas y dacitas) de la Fm. Pelones del Grupo Comondú. Las principales estructuras mineralizadas son brechas y vetas, aunque también hay stockworks y algunos cuerpos irregulares en el contacto entre andesitas y dacitas. Las brechas están constituidas por clastos angulosos de 2 a 90 cm de diámetro, de composición dacítica a andesítica, cementados por óxidos de Mn, cuarzo y calcita (González-Reyna, 1956).

Los principales minerales de manganeso descritos en el depósito de Mantitas son pirolusita y psilomelana,

acompañadas principalmente por óxidos e hidróxidos de Fe (hematites y goethita), y por calcita, cuarzo, barita, malaquita y azurita (González-Reyna, 1956). Los análisis químicos realizados por Terán-Ortega (1993) en la mineralización muestran contenidos de 0.14 a 1.1 ppm de Au y de 0.4 a 6.3 ppm de Ag. Los tipos de alteración hidrotermal más desarrollados son cloritización y silicificación en las rocas volcánicas y subvolcánicas, respectivamente (Terán-Ortega y Ávalos-Zermeño, 1993).

La mina Pilares se localiza a 600 m al NE de El Gavilán, y en ella se realizaron algunas obras de minado a cielo abierto y un tiro inclinado de 6 m de profundidad. Las rocas que afloran en la zona, que corresponden a la Fm. Minitas del Grupo Comondú, son brechas de composición andesítica con intercalaciones de derrames andesítico-basálticos y de tobas andesíticas a riolíticas. A su vez, los tramos de tobas contienen intercalaciones de areniscas, cenizas y conglomerados. Estos tramos albergan la mineralización de Mn, la cual se emplaza en vetas dispuestas según fallas y microfracturas y, en menor medida, en stockworks y brechas (Terán-Ortega y Ávalos-Zermeño, 1993). Por encima de estas rocas hay derrames de lavas de composición andesítico-basáltica de la Fm. Pilares. Las estructuras mineralizadas en Mn presentan potencias entre 0.3 y 1.0 m y una orientación general NO-SE, contienen óxidos de manganeso y hierro, cuarzo, azurita y crisocola, y presentan leyes de Mn de 3.81 a 7.8% (Romero-Rojas y Terán-Ortega, 1993).

La mina de La Trinidad se ubica a 8 Km al SE de El Gavilán. La mineralización se desarrolla en vetas de hasta 2.2 m, y está albergada por rocas de la Fm. Minitas del

Grupo Comondú, concretamente, por una unidad constituida por conglomerados volcánicos tobáceos y, en menor proporción, por basaltos y andesitas.

La mina de Santa Teresa se localiza en la costa SE de la Península de Concepción, la mineralización consiste en vetas y, más escasamente, en brechas mineralizadas, y está encajonada en rocas volcánicas

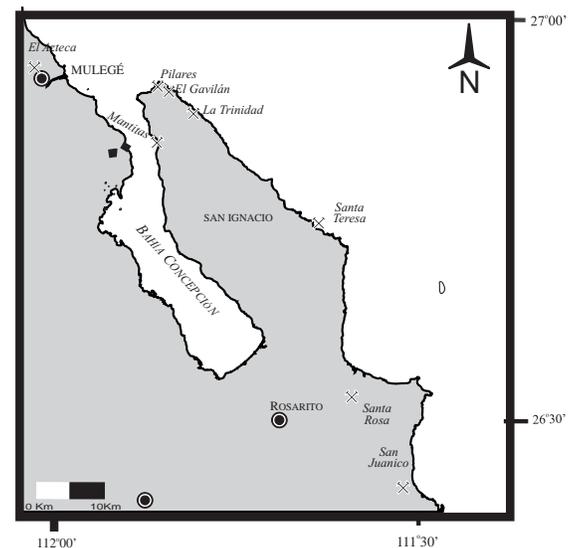


Fig. 2.12 Ubicación de los principales depósitos e indicios de manganeso en el área de Bahía Concepción.

de la Fm. Pilares del Grupo Comondú. La veta más importante tiene un rumbo de 20° y un echado de 70° al NO. Su longitud es de 2.5 Km y su potencia varía entre 3 y 7 m. Su mineralogía consiste en pirolusita, psilomelana y oxihidróxidos de Fe (Terán-Ortega y Ávalos-Zermeño, 1993), con leyes de Mn de hasta 23% (Romero-Rojas y Terán-Ortega, 1993).

La mina de San Juanico se localiza al sur del área de estudio, en un valle al norte del cerro de Mecenares. Las rocas que afloran en el área son: (1) andesitas con

intercalaciones de ignimbritas, areniscas tobáceas de composición dacítica y riolítica, y brechas volcánicas del Grupo Comondú, (2) diques y stocks de composición intermedia a ácida, (3) calizas fosilíferas marinas de la Fm. Infierno, de edad pliocena, y (4) basaltos olivínicos del Cuaternario.

La mineralización se emplazó en vetas de hasta 3 m de potencia (González-Reyna, 1956) y, en menor cantidad, en brechas de óxidos de Mn y Fe, encajonadas en las rocas del Grupo Comondú y en las calizas fosilíferas de la Fm. Infierno (Romero-Rojas y Terán-Ortega, 1993). Las fracturas y fallas de la zona presentan direcciones NO–SE y echados al NE, que se corresponden con las orientaciones de las vetas con mayor interés económico. Éstas, con leyes de Mn de hasta 34.02%, contienen hematites, pirolusita y psilomelana, acompañadas de cuarzo y limonita (Romero-Rojas y Terán-Ortega, 1993).

La mina de La Azteca se sitúa al norte de la población de Mulegé. La mineralización se emplaza en vetas con rumbo general NO–SE y echados al NE, encajonadas en coladas de andesita y tobas de la Fm. Ricasón del Grupo Comondú (González-Reyna, 1956). Por encima de las unidades mencionadas se disponen derrames de basalto olivínico y brechas basálticas.

La veta principal tiene 0.9 m de anchura y una longitud de 400 m (Bustamante-García, 1999), y contiene pirolusita, psilomelana, manganita, rodocrosita, bustamita, rodonita, calcita, yeso, cuarzo y, más escasas, epidota, malaquita y azurita, con leyes de Mn entre 19.21 y 42.50% (González-Reyna, 1956).

La mina Santa Rosa se sitúa al sureste del poblado de San Nicolás. La mineralización se emplaza en vetas de hasta 1.8 m de potencia máxima con un rumbo NO-SE, encajonada en conglomerados de la Fm. Infierno. Su mineralogía consiste en óxidos de manganeso, barita, ópalo y alteraciones de arsénico.

CAPÍTULO 3

DESCRIPCIÓN DE LOS SISTEMAS HIDROTERMALES

3.1. GENERALIDADES DE LOS SISTEMAS HIDROTERMALES

Un sistema hidrotermal 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 originan nuevos minerales “alteraciones” (Rodríguez, 2005).

Las ventilas submarinas son manifestaciones de sistemas hidrotermales en el fondo marino, están relacionadas con diversos ambientes tectónicos y pueden producir extensas alteraciones en la corteza terrestre. 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).

El descubrimiento de la actividad hidrotermal submarina se remonta a 1965, cuando se hallaron albercas de salmueras hidrotermales densas y depósitos de lodos metalíferos en el rift axial correspondiente a la zona de expansión oceánica del Mar Rojo (Degens y Ross, 1969). Posteriormente, en 1976, se descubrió en la dorsal de las Galápagos, donde se descendió en la pequeña nave de nombre *Alvin*, un sistema hidrotermal de baja temperatura con lodos ricos en esmectita de Fe y óxidos de Mn asociados. En 1979, en EPR, a una latitud de 21°N, se descubrieron chimeneas mineralizantes activas (*black smokers*), y

en ellas se reportó la emisión rápida de agua a 350°C muy rica en metales (Macdonald *et al.*, 1980). A través de estas chimeneas tiene lugar la descarga de fluidos hidrotermales procedentes de sistemas de circulación hidrotermal de la corteza oceánica, que originan montículos muy ricos en sulfatos y en sulfuros de metales base con metales preciosos (Scott, 1997; Canet y Prol-Ledesma, 2006). Desde entonces se han descubierto más de 125 sistemas de manantiales termales de fondo oceánico, con temperaturas de hasta 405°C, principalmente en ambientes tectónicos relacionados con la formación de corteza oceánica y, más raramente, en montes submarinos (Scott, 1997; Rodríguez, 2005; Canet y Prol-Ledesma, 2006).

En general, los sistemas hidrotermales se pueden clasificar en las siguientes categorías (Pirajno, 1992; Rodríguez, 2005):

1.- Sistemas hidrotermales continentales o, más raramente submarinos someros o profundos, de agua 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 de tipo veta.

2.- Sistemas hidrotermales oceánicos. Podrían ser los responsables de una amplia gama de yacimientos vulcanogénicos de sulfuros masivos, por ejemplo VMS de tipo Besshi, Cyprus y Kuroko.

3.- Sistemas hidrotermales asociados a cuencas sedimentarias de rift, con o sin conexión aparente con actividad ígnea. Serían los responsables de los depósitos tipo sedex.

4.- Sistemas hidrotermales del tipo salmuera de cuencas diagenéticas. Pueden generar depósitos de sulfuros de metales básicos en carbonatos (tipo MVT).

5.- Sistemas hidrotermales relacionados con metamorfismo. Como ejemplo, las turbiditas metamorfizadas que alojan depósitos de oro.

Un sistema hidrotermal puede alterar la roca a través de tres procesos diferentes: (a) depositación directa, (b) sustitución, y (c) lixiviación (Santillán, 2001; Rodríguez, 2005). Éstos se traducen en cambios en las características mineralógicas, físicas y químicas de la roca encajonante. La alteración de la roca se puede medir a través de dos parámetros: el grado de alteración y la intensidad de alteración.

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). En el caso de los sistemas hidrotermales submarinos, para elevar la temperatura del fluido se necesita la presencia de una fuente de calor situada por debajo de la superficie del fondo marino. Esta fuente puede ser una cámara magmática o un cuerpo intrusivo en proceso de enfriamiento. También es posible, aunque poco común, que el incremento de la temperatura del fluido sea resultado del gradiente

geotérmico natural de la corteza terrestre, cuando no existe ningún intrusivo reciente en la zona. 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 tanto mayor como menor.

Un factor importante en la formación de manantiales termales es que la roca encajonante debe ser lo más permeable posible 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.

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; Rodríguez, 2005). 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. La precipitación se puede dar de dos maneras:

- a) Si se tiene una gran actividad de azufre en el fluido los metales precipitarán como sulfuros.
- b) Si los fluidos presentan una baja actividad de azufre, los metales precipitarán en forma de óxidos o como elementos nativos.

La salinidad de los fluidos hidrotermales influye en su capacidad para transportar los metales. En ocasiones se observan niveles de salinidad similares a los que posee el agua de mar (aproximadamente 3.2% peso de NaCl), pero se pueden alcanzar valores de salinidad de 60 a 170%, muy superiores al agua de mar (Scott, 1997; Rodríguez, 2005).

Desde el punto de vista de los yacimientos minerales, el estudio de sistemas hidrotermales submarinos ha proporcionado mucha información sobre la deposición de sulfuros metálicos y la formación de sulfuros masivos (Graham *et al.*, 1999; Rona, 1988; Humphris, *et al.*, 1995; Parson *et al.*, 1995; Scott, 1997; Canet y Prol-Ledesma, 2006). El estudio de la actividad hidrotermal submarina se ha enfocado básicamente a los sistemas de ventilas de fondo oceánico. Sin embargo muy pocos sistemas hidrotermales marinos de poca profundidad han sido estudiados en detalle, a pesar de su mayor accesibilidad y facilidad de muestreo.

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. 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 anhidrita) y sulfuros (Scott, 1997).

Al estudiar los sistemas hidrotermales activos es posible producir modelos que nos ayuden a comprender los procesos y las condiciones de formación de los yacimientos minerales que probablemente se originaron en sistemas análogos. La posibilidad de explotación de los principales sistemas hidrotermales oceánicos en la actualidad no es inmediata, 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 (Canet y Prol-Ledesma, 2006).

3.2. LOS SISTEMAS HIDROTERMALES SUBMARINOS DE POCA PROFUNDIDAD

La profundidad máxima para poder considerar que un manantial hidrotermal es de poca profundidad o somero es de 200 m (Prol-Ledesma *et al.*, 2002b). 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, 1978; Canet y Prol-Ledesma, 2006). También este límite corresponde al límite de la zona nerítica y por consiguiente 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, 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 se precipitan alrededor de las zonas de emisión hidrotermal en ambientes submarinos de poca profundidad han sido objeto diversos estudios que señalan el importante papel que tienen los procesos biogeoquímicos en la formación de depósito (p.e., Pichler *et al.*, 1999b; Stoffers *et al.*, 1999; Prol-Ledesma *et al.*, 2002; Canet *et al.*, 2003, 2005a y b).

3.2.a. Distribución y contexto tectónico

En su mayoría, los sistemas hidrotermales marinos de poca profundidad se asocian a contextos de arco de islas y montes submarinos (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 eventos extensivos, por ejemplo en Punta Mita, Nayarit (Prol-Ledesma *et al.*, 2002b). 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; Renault *et al.*, 2002). Además, se conocen diversos ejemplos de depósitos hidrotermales sublacustres con desarrollos de chimeneas y montículos en maars (De Ronde *et al.*, 2002).

Muchos sistemas hidrotermales submarinos de poca profundidad están directamente relacionados con actividad volcánica reciente. Por ejemplo, existen 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 y en México, en Bahía Concepción (Prol-Ledesma *et al.*, 2002b) y Punta Banda (Vidal *et al.*, 1978), en la península de Baja California, y en Punta Mita, en Nayarit (Prol-Ledesma *et al.*, 2002b).

3.2.b. El ejemplo de Punta Mita (Nayarit)

Un ejemplo de sistema hidrotermal submarino de poca profundidad se ha descrito cerca de Punta Mita, México. Este se encuentra en un contexto de margen continental afectado por extensión tectónica, con un gradiente geotérmico anómalamente elevado. El sistema hidrotermal de Punta Mita forma en las zonas de descarga estructuras como montículos de

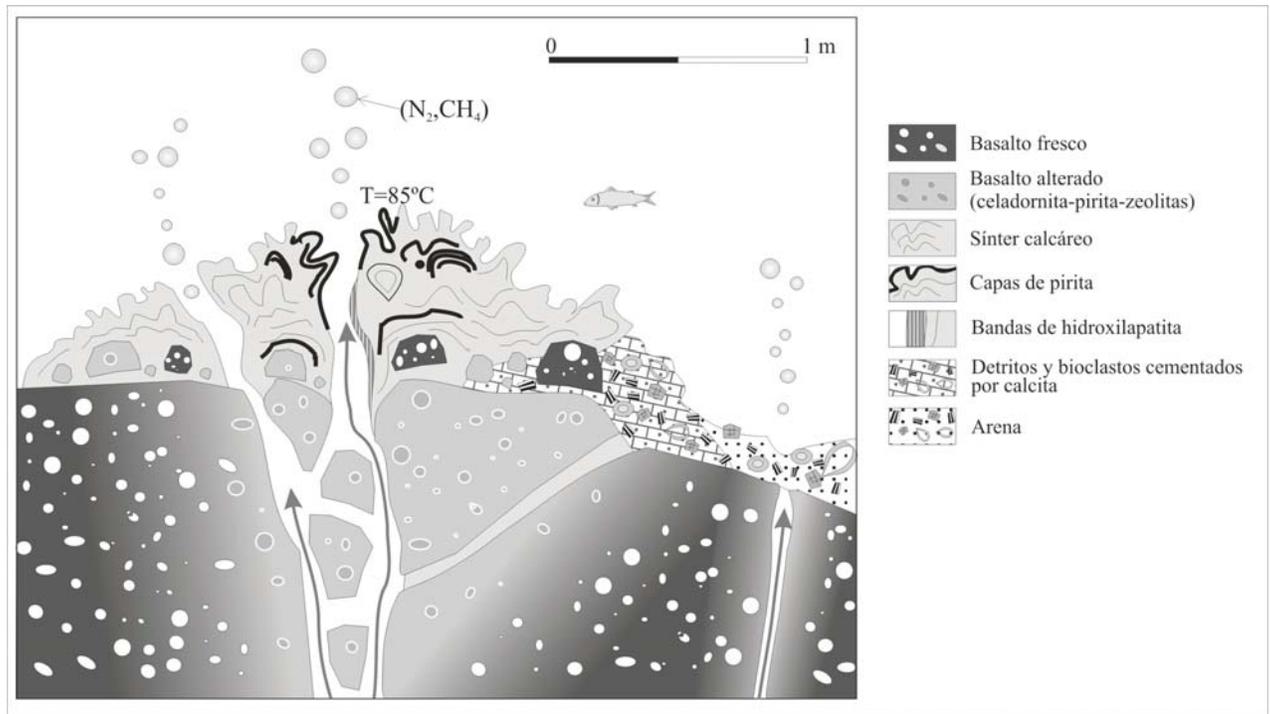


Fig. 3.1 Estructura del sistema de manantiales hidrotermales submarinos de poca profundidad de Punta Mita (Nayarit, México) y sus mineralizaciones (Canet *et al.*, 2006).

sínter toba calcárea finamente laminada, con una mineralización asociada de Ba-Hg-Tl. Las corrientes y el oleaje a los que continuamente está sometido el fondo marino tienen un alto poder erosivo, de tal forma que condicionan la morfología de los montículos y restringen su desarrollo vertical (Canet *et al.*, 2006; Fig. 3.1).

3.3. EL SISTEMA HIDROTHERMAL DE BAHÍA CONCEPCIÓN

En Bahía Concepción se reconocen dos tipos de expresiones superficiales del sistema hidrotermal: (1) un área difusa de infiltración de fluidos hidrotermales (gas y agua) a través de los sedimentos, a profundidades de entre 5 y 15 m bnm, y (2) un grupo de manantiales hidrotermales y zonas de burbujeo en la zona intermareal (Canet *et al.*, 2005a y b).

3.3.a. Morfología y estructura

En las manifestaciones del fondo marino 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 tapizado por una película microbiana de color amarillento. En cambio, alrededor de los manantiales intermareales existen acumulaciones de precipitados hidrotermales en forma de pavimentos irregulares, los cuales quedan parcialmente descubiertos durante las mareas bajas. Estos depósitos son agregados masivos compuestos por detritos y bioclastos cementados por sílice y calcita. Cerca de los manantiales se observan vetas bandeadas rellenas por calcedonia, calcita y barita con espesores que van de 5

cm a 60 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, cerca de estos se forman costras estromatolíticas de sínter silicocalcáreo (Canet *et al.*, 2005; Fig. 3.2).

3.3.b. Geoquímica de los fluidos

Los estudios realizados en los manantiales hidrotermales de Bahía Concepción muestran que la temperatura de las emanaciones hidrotermales es de hasta 87°C en la manifestación difusa submarina y de

62°C en los manantiales intermareales, y el pH es de 5.9 y 6.7, respectivamente (Prol-Ledesma *et al.*, 2002b). La composición de los fluidos del sistema hidrotermal se presenta en la tabla (3.1, 3.2, 3.3).

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.*, 2002b). Los cálculos del estado de saturación indican que el fluido hidrotermal de los manantiales intermareales está sobresaturado en barita

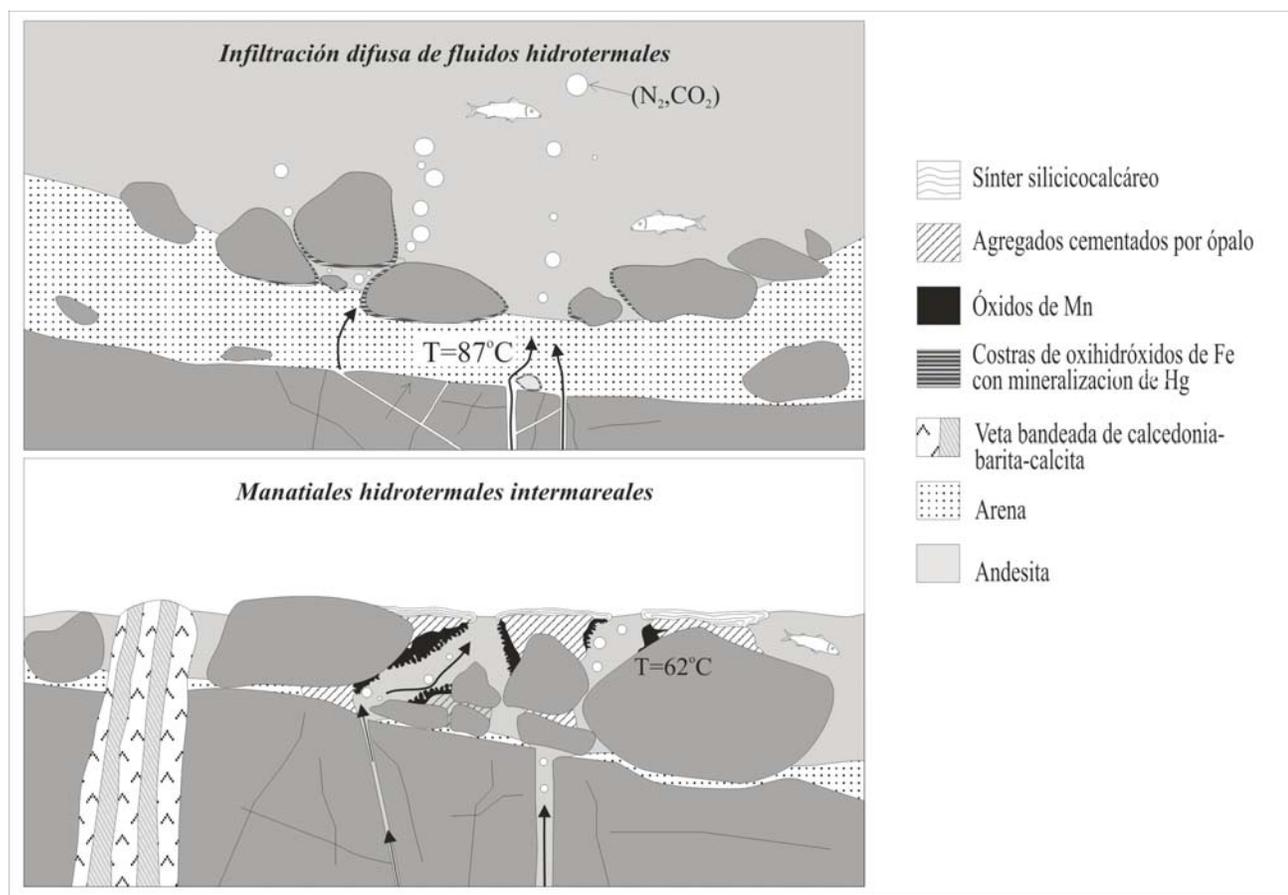


Fig. 3.2 Estructura del sistema de manantiales hidrotermales submarinos de poca profundidad de Bahía Concepción (Baja California Sur, México) y sus mineralizaciones (Canet *et al.*, 2006).

Tabla 3.1 Concentraciones de iones mayores en aguas descargadas en ventilas submarinas (BC1, BC4, y BC6) en Bahía Concepción, comparadas con muestras de agua de mar recolectadas lejos de las ventilas (BC9) y una muestra de un manantial termal subaéreo (BC10) (Prol-Ledesma *et al.*, 2004).

Tabla 3.2 Análisis químico de elementos traza en muestras de agua en Bahía Concepción (Prol-Ledesma *et al.*, 2004).

Tabla 3.3 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

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).

El gas termal se compone principalmente de CO₂ (44%) y N₂ (54%), y contiene en cantidades menores CH₄, Ar, He, H₂ y O₂ (Forrest *et al.*, 2003). La composición isotópica ($\delta^{13}\text{C}$) es de “6 ‰ en el CO₂ (Forrest y Melwani, 2003), y de “34.3 ‰ en el CH₄, congruente con un origen termogénico (Forrest *et al.*, 2005). Por otro lado, la composición isotópica del N₂, 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).

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 difusa de infiltración de fluidos hidrotermales 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).

CAPÍTULO 4

METODOLOGÍA Y MUESTREO

4.1. PLAN DE TRABAJO Y MUESTREO

Para la elaboración de este trabajo se siguió una metodología de investigación basada en 6 etapas diferentes: (1) Establecimiento de los objetivos de trabajo, (2) consulta bibliográfica, (3) trabajo de gabinete, (4) trabajo de campo, (5) trabajo de laboratorio, y (6) análisis y procesado de los resultados.

Después de haber establecido los objetivos de este trabajo, se procedió a hacer una recopilación bibliográfica de trabajos previos sobre la geología regional e historia tectónica de la Península de Baja California, y la geología local de Bahía Concepción. En esta etapa 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; INEGI), 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 una salida de 7 días a localidades circundantes a Bahía Concepción. Se visitaron las localidades donde se han reportado emanaciones hidrotermales costeras (Playa Santispac, Playa Posada Concepción y Agua Caliente), donde se muestreó y 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 mediciones (pH, temperatura) de las emanaciones hidrotermales.

Se visitaron las siguientes minas: Mantitas en la Península de Concepción, Santa Rosa localizada al sur del poblado de San Nicolás, y Lucifer al noroeste del poblado de Mulegé, en las cuales se muestreó y mapeó la zona mineralizada. Durante el trayecto se recogieron muestras de diferentes formaciones volcánicas, incluyendo las coladas de lava del volcán Mencionares.

Una vez finalizadas estas dos etapas, se continuó con la integración de la información bibliográfica y de campo para realizar el reporte de trabajo. Simultáneamente, se seleccionaron las muestras para su estudio petrográfico, minerográfico y geoquímico. Las técnicas que se emplearon para la caracterización de las muestras de roca se detallan en los siguientes apartados.

4.2. PETROGRAFÍA Y MINERAGRAFÍA

Se obtuvieron 11 láminas delgadas pulidas (**PC-c, PC-d, PC-1b, PC-a2, PC-a3, PC-5b, PC-6, San-1b, San-1.2, San-1.3 y San-3**) a partir de las muestras de roca recolectadas en campo, con el objeto de efectuar un estudio mediante microscopía óptica de polarización. Las láminas fueron realizadas en el laboratorio comercial Wagner Petrographic, en 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 Laboratorio de Petrografía y Microtermometría del Departamento de Recursos Naturales del Instituto de Geofísica de la UNAM.

4.3. PREPARACIÓN Y SELECCIÓN DE MUESTRAS PARA ANÁLISIS GEOQUÍMICO Y MINERALÓGICO

Una parte de las muestras fue preparada para realizar los análisis geoquímicos en roca total y otra parte se preparó para hacer análisis de las fases minerales por difracción de rayos X (DRX).

La preparación de las muestras para realizar dichos análisis se desarrolló de la siguiente manera:

Para análisis geoquímico se utilizó un volumen representativo de la muestra de roca, mientras que para DRX se seleccionaron las zonas que contuvieran fases

minerales, lo más puras posible, cuya identificación por otros métodos fuera problemática. Posteriormente, con un cincel y un martillo se separó la zona seleccionada del resto de la roca.

Utilizando una trituradora de quijadas y un mortero de ágata del Taller de Molienda del Laboratorio Universitario de Geoquímica Isotópica (LUGIS) del Instituto de Geofísica de la UNAM, se trituraron y pulverizaron las muestras hasta obtenerse un polvo impalpable.

4.4. DIFRACCIÓN DE RAYOS X

Para este análisis fueron seleccionadas 5 muestras (**PC-a1, PC-a2, PC-1a, San-1a y San-1b**). En este trabajo, la DRX ha complementado el estudio por lámina delgada, ya que permite detectar y caracterizar fases minerales que hayan pasado desapercibidas o que no se hayan identificado a partir de sus propiedades ópticas.

Este análisis se llevó a cabo mediante un difractómetro Philips 1400 X-Ray, (LUGIS, UNAM), equipado con un tubo con ánodo de Cu como fuente de rayos X, y direccionando el colimador de radiación $\text{CuK}_{\alpha 1,2}$ con longitud de onda ($\lambda = 0.15405$) hacia una muestra orientada al azar. Los escaneos estándares registran de 4 a 70° (2θ) con un intervalo interangular de 0.02° y un tiempo de 2s por paso. Este método regularmente detecta fases minerales con abundancias mayores a 3 % en peso (Lozano-Santa Cruz, 2005).

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 contador (Fig. 4.1). 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 gráficas 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

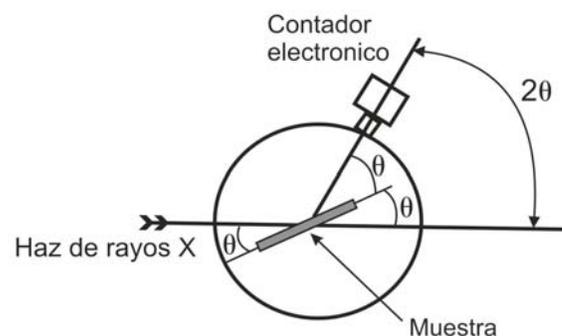


Fig. 4.1. Arreglo interno de un difractómetro de rayos X, siguiendo la configuración geométrica de Ewald.

intensidad como primer paso, posteriormente se recomienda formar una base de datos 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 3 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 3 valores de picos principales, sin embargo se usa la lógica 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. 4.2).

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

4.5 ANÁLISIS GEOQUÍMICOS EN ROCA TOTAL

4.5.a Fluorescencia de rayos X

Se prepararon 5 muestras (**PC-a1, PC-a2, PC-1a, San-1a y San-1b**) para su análisis de elementos mayores y menores con un espectrómetro de masas secuencial de Fluorescencia de Rayos X marca Siemens SRS 3000, en el LUGIS, en el Instituto de Geología de la UNAM.

La fluorescencia de rayos X (FRX) es la técnica analítica de mayor aplicación para el análisis de elementos mayores y algunos elementos traza en materiales geológicos (Verma *et al.*, 1996). Es una técnica no destructiva que puede usarse para cuantificar los constituyentes elementales de un sólido y de muestras líquidas. Esta técnica se basa en el estudio de las emisiones de fluorescencia de rayos X. Los átomos que constituyen la muestra analizada son excitados cuando se les hace incidir un haz de rayos X. Esto provoca que los electrones de las capas internas de los átomos sean arrancados y suban a niveles de energía superiores. Los electrones de otras capas superiores minimizan su energía ocupando los huecos

electrónicos que quedan libres, de modo que la energía asociada a dichos cambios se reemite en forma de fotones de longitud de onda mayor a la de la radiación incidente. Esta energía liberada se conoce como emisión de fluorescencia y presenta características propias del átomo que la genera, y una intensidad que depende de la concentración de dicho átomo en la muestra (<http://www.uam.es/investigacion/servicios/sidi/especifica/txrf-sidi.html>).

El resultado es un espectro de energía, donde aparecen simultáneamente todas las líneas asociadas a los elementos químicos presentes. Analizando la posición de los máximos de intensidad, se identifican los elementos presentes, y añadiendo un elemento patrón de concentración conocida se obtiene la cuantificación en masa de dichos elementos.

Las mediciones se realizaron bajo el procedimiento establecido por Lozano-Santa Cruz *et al.* (1995). Para la medición de los elementos mayores y menores (SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MnO , MgO , CaO , Na_2O , K_2O y P_2O_5) se empleó la técnica tradicional de discos fundidos. La preparación consiste en la fusión de muestra y una mezcla fundente constituida por $\text{Li}_2\text{B}_4\text{O}_7$ y LiBO_2 granular de grado ultrapuro, en relación 1:1. La fusión se realizó en crisoles de una aleación Pt/Au, 95:5, en un horno de procedimiento programado (Corporation Scientifique Claisse). Es importante señalar que antes de iniciar la fusión, a la mezcla de reacción se le añaden 2 gotas de una solución acuosa de Li-Br de concentración 250g/l, que actúa como un agente antiadherente (Jenkins *et al.*, 1982).

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

Fig. 4.2. Tabla de Hanawalt de la aragonita, resaltando el nombre del espécimen, las columnas de d_{hkl} , la intensidad relativa I/I, y sus tres picos principales.

El uso de esta solución es para evitar que residuos de la fusión se queden adheridos en los crisoles (Lozano-Santa Cruz *et al.*, 1995; Rodríguez, 2004).

Las características más importantes de la técnica son (Lozano-Santa Cruz *et al.*, 1995):

- 1.- Tiene una precisión elevada.
- 2.-Se pueden analizar tanto muestras líquidas como sólidas.
- 3.-Se pueden analizar muestras independientes en un tiempo muy corto.
- 4.-Se pueden analizar series continuas de muestras con cambio automático entre las mismas.
- 5.-Las principales ventajas y desventajas de la FRX son (Lozano-Santa Cruz *et al.*, 1995):
- 6.-Espectros relativamente simples.
- 7.-Es una técnica no destructiva: se puede realizar el análisis de pinturas, muestras arqueológicas y joyas, y otros objetos sin dañar la muestra.
- 8.-Exactitud y precisión elevadas.
- 9.-La sensibilidad de la técnica es baja: detecta contenidos mínimos de entre 0.001 y 100%.
- 10.-Elevado costo de los instrumentos.

4.5.b Espectrometría de masas con fuente de plasma acoplada inducidamente

Se preparó de igual manera una fracción de las muestras para realizar su análisis de elementos traza. Estas muestras se enviaron al laboratorio comercial Activation Laboratories Ltd (ACTLABS) de Ancaster, Ontario, Canadá, donde fueron analizadas con un equipo de espectrometría de masas con fuente de plasma acoplada

inducidamente (ICP-MS, por sus siglas en inglés) modelo Perkin Elmer SCIEX ELAN 6000.

El ICP-MS es una técnica analítica rápida, capaz de determinar concentraciones de más de 70 elementos en un solo análisis, y posee unos límites de detección para la mayoría de los elementos de unas pocas ppm, lo que la hace ideal para el análisis de elementos traza.

Esta técnica analítica está basada en la formación de un plasma de Ar por radiofrecuencia que se propaga al final de una antorcha. La antorcha consiste en tres tubos concéntricos de sílice. A los dos tubos más externos les llega Ar de forma tangencial, mientras que al más interno le llega un flujo laminar que se conoce como nebulizador y que lleva la muestra. La antorcha está rodeada por una espiral, la cual genera una radiofrecuencia, y en su interior circula agua con el objeto de refrigerarla.

Una chispa de alto voltaje provoca iones de Ar^+ y e^- en las paredes del tubo más externo de la antorcha, creando así el plasma, el cual llega a la zona de inducción. La radiofrecuencia origina colisiones entre Ar^+ y e^- , dando lugar a más iones de Ar. El nebulizador perfora el plasma y la muestra es calentada por conducción y radiación, este excita a los iones positivos de los átomos de la muestra cuando esta lo atraviesa. Tanto el plasma como los iones deben pasar desde condiciones atmosféricas a alto vacío en el espectrómetro de masas. Esto se hace gracias a la interfase de extracción de iones. La interfase posee dos conos de metal (Ni o Pt) con un orificio central de 1 mm, a través de los cuales el plasma y los iones son extraídos al espectrómetro de masas (MS, por sus siglas en inglés) a través de cámaras

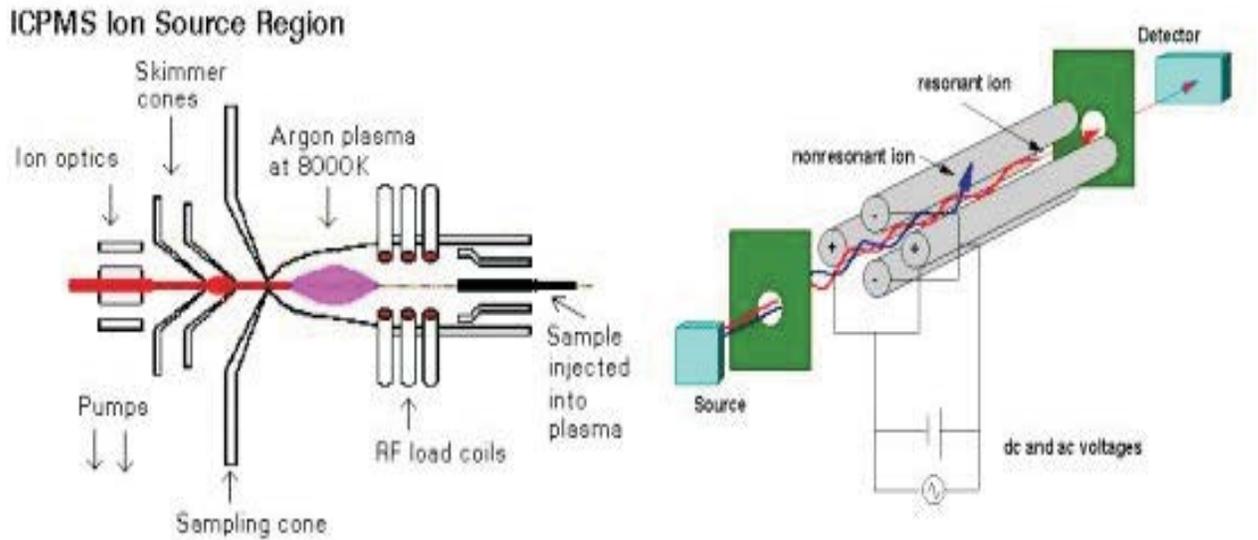


Fig. 4.3 Esquema de un equipo ICP-MS <http://www.uhu.es/jesus.delarosa/geoquimica/lab/icp/icp/html>).

de vacío creciente, lo que provoca que éstos formen un chorro gaseoso supersónico (E. Hernández Álvarez, comunicación personal).

Una vez dentro de la cámara principal, el gas es separado de los iones positivos, y bombardeado hacia fuera. Los iones remanentes son extraídos y enfocados en el MS (donde la presión es de 10^{-6} Mbar) a través de lentes magnéticas. Las lentes magnéticas tienen como misión enfocar el haz de iones que entrará en el MS. Junto con las lentes también existe una barrera de fotones, la cual impide que la luz pase a través del analizador de masas y llegue al detector, los iones atraviesan la región del analizador cuadrupolar, el cual genera campos electromagnéticos cruzados los que separan los iones. La detección se lleva a cabo empleando un multiplicador de electrones. Este tipo de detector proporciona una gran sensibilidad, ya que permite detectar los iones individualmente y los registra por sus respectivos valores

de masa y peso atómico. La técnica proporciona unos límites de detección muy bajos para muchos de los metales de la tabla periódica, sobre todo para los pesados (Fig. 4.3, <http://www.uhu.es/jesus.delarosa/geoquimica/lab/icp/icp/html>).

4.6 MICROSCOPIO ELECTRÓNICO DE BARRIDO CON MICROANÁLISIS POR ENERGÍA DISPERSIVA

Después del análisis petrográfico realizado a partir de las 11 laminas delgadas, se realizó un estudio mediante microscopio electrónico de barrido (SEM, por sus siglas en inglés). Además de obtenerse imágenes de microscopía, se hicieron microanálisis por espectrometría de energía dispersiva (EDS, por sus siglas en inglés), con el fin de identificar algunos minerales que no pudieron ser identificados con los estudios petrográficos.

Para ello, se utilizó una microsonda electrónica JEOL modelo JXA-8900R que se encuentra en el Laboratorio Universitario de Petrología (LUP), en el Instituto de Geofísica de la UNAM. La microsonda electrónica es un equipo basado en un microscopio electrónico de barrido que, además de las funciones propias de éste, permite realizar microanálisis químicos cuantitativos.

El microscopio electrónico hace uso de un rayo de electrones para formar imágenes magnificadas de muestras o especímenes muy pequeños (Flegler *et al.*, 1993).

La principal ventaja de utilizar electrones sobre el uso de luz natural o artificial 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 rayo 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 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. 4.4).

La mayoría de las muestras para SEM se montan en portamuestras de metal, 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 conductiva, los metales son conductivos, y la mayoría de los semiconductores no presentan problemas. Las muestras no conductivas o las que tienen porciones no conductivas, pueden causar problemas severos durante la generación de imagen y procesos fotográficos, 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

Esquema de un Microscopio Electrónico de Barrido

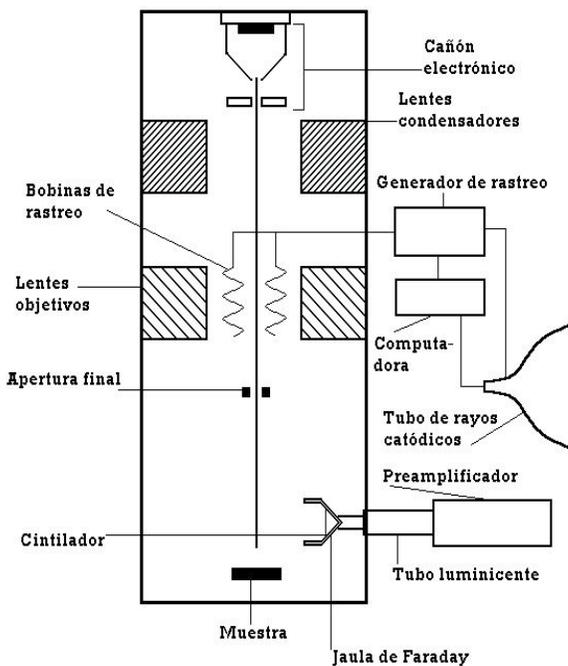


Fig. 4.4 Esquema de un microscopio electrónico de barrido.

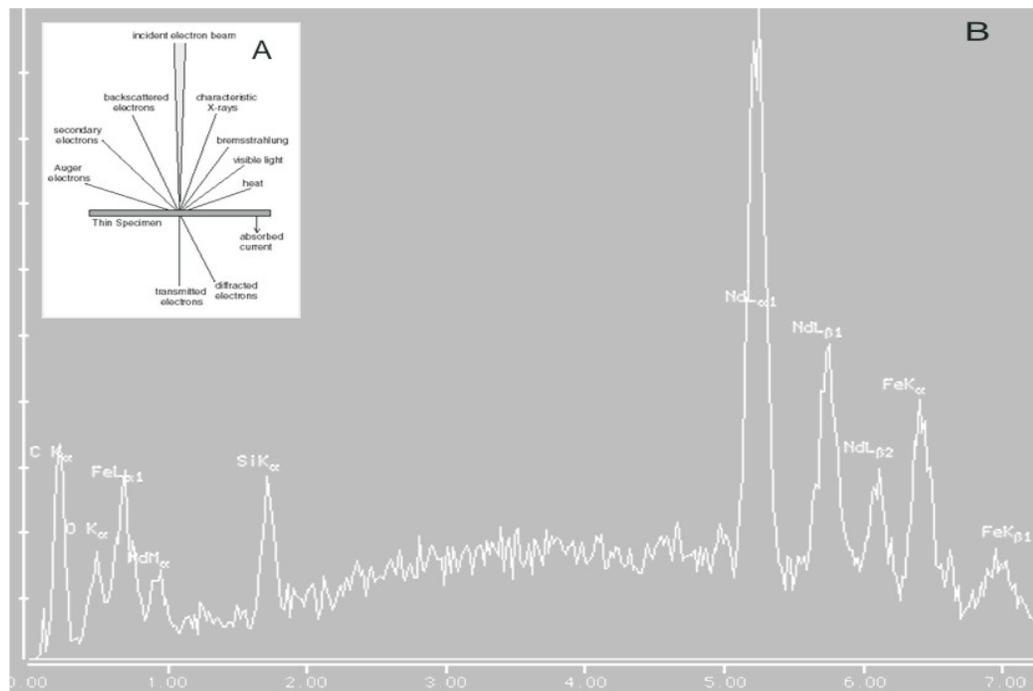


Fig. 4.5 Análisis con EDS. A) Interacción de los electrones con la muestra, B) Espectro EDS.

interacciones producen una variedad de productos secundarios, tal como electrones (secundarios y retrodispersados) de diferente energía, rayos X, calor y luz. Muchos de estos productos secundarios se usan para producir las imágenes de la muestra y para coleccionar datos adicionales de la misma (Fig. 4.5) (<http://www.unl.edu/CMRACfem/semoptic.htm>; C. Linares, comunicación personal). Con los electrones secundarios y retrodispersados se obtienen imágenes “topográficas” y composicionales, respectivamente. En estas últimas se observan, como zonas con diferentes tonos de gris, variaciones en la composición sobre la superficie de la muestra, ya que su intensidad depende del número atómico de los átomos que la componen.

Existen dos tipos de espectrómetros de rayos X, el de longitud de onda dispersiva (WDS) y el de energía

dispersiva (EDS). El WDS se usa para análisis altamente cuantitativos, consiste en un monocromómetro y un detector, y es exclusivo de los equipos de microsonda electrónica.

El EDS emplea un detector para analizar todas las energías de fotones de rayos X simultáneamente y lo contienen la mayoría de equipos de SEM. Ello permite realizar mapeos composicionales con facilidad, algo que llevaría mucho tiempo con WDS. La principal ventaja del EDS es que es un método rápido, fácil de usar y más económico que el WDS. La detección de los elementos presentes en el punto de análisis es prácticamente instantánea. Sin embargo, su resolución espectral es baja y la relación señal/ruido es alta, lo que resulta en la presencia de numerosas interferencias espectrales y una baja sensibilidad respecto al WDS.

CAPÍTULO 5

CARACTERIZACIÓN DE LOS DEPÓSITOS HIDROTERMALES ACTUALES EN BAHÍA CONCEPCIÓN

5.1 ACTIVIDAD HIDROTHERMAL Y MORFOLOGÍA

En el área de estudio existen abundantes manifestaciones hidrotermales activas, principalmente a lo largo de la costa, tanto subaéreas como submarinas someras e intermareales. Los primeros estudios de estas manifestaciones fueron realizadas por la Comisión Federal de Electricidad (CFE), que se encargó de evaluar el potencial geológico-geotérmico del área que se extiende entre la parte meridional de la región de Bahía Concepción y el noreste de la población de Loreto. En esta área existen, por lo menos, 5 manifestaciones termales (Casarrubias *et al.*, 1994) evaluadas por CFE, tres de las cuales son una entidad geotérmica: Los Volcanes, Saquicisumunde y Piedras Rodadas, al suroeste de Punta Púlpito (Rodríguez, 2004).

Se considera que la presencia de estas manifestaciones está estrechamente relacionada con el volcanismo reciente de Punta Púlpito, cuya edad es de 0.5 Ma (López, 1993). Éstas están controladas por sistemas de fallas NO-SE y N-S, generadas o asociadas con la apertura del Golfo de California (Rodríguez, 2004).

Además, existen varias manifestaciones hidrotermales costeras en la ribera occidental de Bahía Concepción: (a) Agua Caliente, (b) Posada Concepción, y (c) Santispac. Las manifestaciones de Agua Caliente (N 26° 41', O 111° 51' 30'') están distribuidas a lo largo de un segmento de 700 m de la línea de costa con acantilados de rocas volcánicas

andesíticas miocenas del Grupo Comondú, los cuales están delimitados por fallas relacionadas con la tectónica extensional del Golfo de California. Para acceder a esta zona solo es posible por vía marítima partiendo desde poblados de pescadores aledaños a Bahía Coyote. En la Ensenada Mapaches o del Agua Caliente se observaron manifestaciones marinas someras e intermareales. En áreas submarinas someras a menos de 15 m de profundidad se caracterizaron unas manifestaciones a lo largo de fisuras con una orientación NO-SE. La temperatura del agua en dichos manantiales submarinos es de 50°C, mientras que los intermareales presentan temperaturas alrededor de 87°C. Estas manifestaciones fueron mapeadas y caracterizadas con anterioridad (Canet *et al.*, 2005; Fig. 5.1).

Las otras manifestaciones hidrotermales de la bahía, las cuales también serán caracterizadas en este trabajo, se localizan en la costa oeste de Bahía Concepción, a unos 3500 m al noreste de Agua Caliente, concretamente en las playas Posada Concepción y Santispac.

La playa Posada Concepción se ubica a 500 m de la carretera federal No. 1, alrededor del Km 112 a partir de la ciudad de Loreto, en dirección Mulegé, en las coordenadas N 26° 45' 20'', O 111° 53' 48''.

Para llegar a la playa Santispac, se tiene que continuar hacia el norte sobre la carretera federal alrededor de 250 m y encontrar una salida de terracería. Se baja por un pequeño acantilado alrededor de 30 m y se llega a la playa. Este sitio tiene coordenadas N 26° 45' 30'', O 111° 53' 41''.

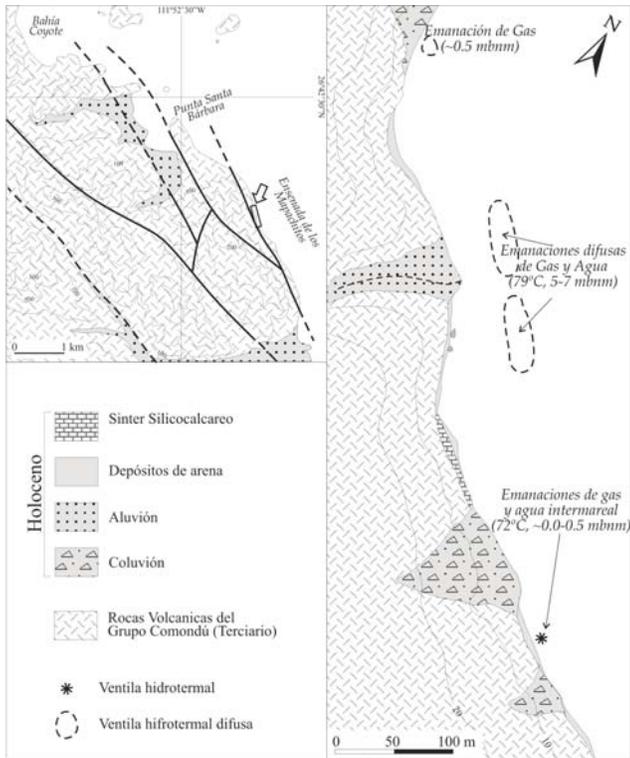


Fig. 5.1. Mapa geológico local de Ensenada Mapache, con la localización detallada de las manifestaciones hidrotermales.

Las manifestaciones de Posada Concepción y Santispac se encuentran junto a escarpes de 10 a 30 m adyacentes a pequeños depósitos de playa de unos cuantos metros de ancho. La configuración de los acantilados está controlada por un sistema de fallas de sentido NE-SO que delimita la margen oeste de la Bahía Concepción, y que actúa como conducto de los fluidos hidrotermales (Forrest *et al.*, 2003). Las rocas expuestas en dichos acantilados pertenecen a la Fm. Ricason, y consisten en brechas volcánicas basalto-andesíticas del Mioceno.

5.1.a Agua Caliente

Ensenada Mapache o Agua Caliente se encuentra una serie de manifestaciones termales tanto intermareales como

submarinas someras (con una profundidad de 15 m) (Fig.5.1). Las manifestaciones intermareales se encuentran distribuidas a lo largo de un tramo costero de 700 m, encajonados por rocas volcánicas andesíticas: Brechas volcánicas y derrames de la Fm. Ricason.

Las manifestaciones intermareales se denotan por un burbujeo que emana por una serie de fracturas, con orientación preferencial NO-SE, alrededor de las mismas, se observa una aureola de alteración hidrotermal, además de tapetes microbianos, dichos halos varían de 2 hasta 4 m alrededor de las fracturas. Los precipitados alrededor de las emanaciones termales son clastos de ópalo, costras silicocarbonatadas y oxihidroxidos de hierro y óxidos de manganeso. Aproximadamente a la mitad del segmento de las manifestaciones termales se encuentran una serie de sinters dispuesto en un montículo, junto a ellos existe una serie de vetillas y Stock work de barita (Canet *et al.*, 2005a, b; Fig.5.1.a).

El continuo burbujeo observado en la superficie del mar revela la ubicación de la zona de manantiales hidrotermales submarinos someros, alojados entre 5 y



Fig. 5.1.a Montículo de sinters silicocarbonatados, con emanaciones erráticas de fluidos hidrotermales.

15m de profundidad, en tal región los fluidos emanan de sedimentos en finas capas sin consolidar de tonalidades blanco-amarillo-naranja. Los precipitados hidrotermales no son visibles fácilmente, pues consisten de oxihidroxidos de hierro en finas capas cafés-amarillas de milímetros de espesor sobre gijarros y bloques volcánicos. Los oxihidroxidos están acompañados de mineralización de mercurio y pirita, se desarrolla sobre los clastos volcánicos y las ventilas. Un halo de alteración de poco más de 2mm se desarrolla por debajo de los oxihidroxidos afectando a los minerales máficos y a la matriz de la roca volcánica, la cual está parcialmente remplazada por oxihidroxidos de hierro y arcillas (Canet et al., 2005a,b).

5.1.b Playa Concepción

En la playa Posada Concepción se encuentran dos manifestaciones hidrotermales intermareales. Una de ellas fue modificada por los habitantes de la zona y convertida en una poza de agua caliente, pero se dispone de muestras obtenidas en un trabajo de campo anterior. La otra se sitúa 10 m de la anterior, en dirección NE, y es una pequeña emanación de agua y gas termal que fluye bajo una pequeña capa de sedimentos arenosos y bloques rodados provenientes del acantilado. Los datos de temperatura y pH analizados del primero de estos manantiales se muestran en la tabla 5.1.

Las rocas que afloran en el acantilado y en la playa son cortadas por una serie de vetas hidrotermales, las cuales tienen una orientación predominante NO-SE y con espesores variables desde 8 a 40 cm. Alrededor de ellas se observa un halo de alteración hidrotermal de la roca

Tabla 5.1 Datos de temperatura y pH del agua de los manantiales termales de Posada Concepción y Santispac.

LOCALIDAD	Muestra	pH	Temp. °C
Posada Concepción	Pca	6.51	60.9
Santispac	San 1	6.52	59.9
Santispac	San 2	6.79	47.4
Santispac	San 3	6.22	58.2
Santispac	San 3.2	6.23	54

caja, el cual alcanza un espesor de hasta de 1.5 m (Fig. 5.2). También se observan pequeños sistemas entramados de vetillas de sílice amorfa, de unos cuantos centímetros de espesor, que denotan el fracturamiento general de la roca. De igual manera, el fracturamiento de la roca permitió el emplazamiento de cuerpos plutónicos como diques, los cuales se observan sobre el acantilado y tienen una orientación similar a las vetas hidrotermales reportadas. Además, las rocas del escarpe presentan una intemperización relacionada con el ambiente marino (Fig. 5.2.a).

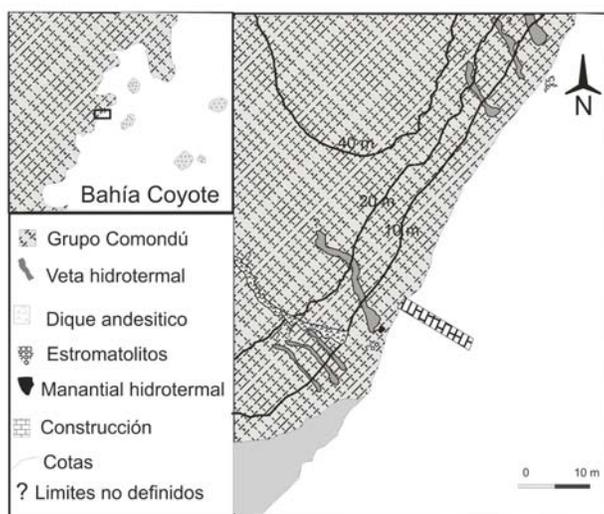


Fig. 5.2. Mapa geológico local de Posada Concepción, con la localización detallada de las vetas y manantiales hidrotermales.



Fig. 5.2.a Veta silicocarbonatada, emplazada en brechas andesíticas. Presenta un halo de alteración

5.1.c Playa Santispac

En la playa de Santispac se estudiaron tres manifestaciones intermareales hidrotermales, todas con una exigua emanación de fluidos termales y cuyos datos de pH y temperatura se presentan en la tabla 5.1. La emanación de los fluidos tiene lugar a través de una fina capa de sedimentos de playa y de bloques rodados de la brecha volcánica del acantilado.

De igual manera que en Posada Concepción, las rocas volcánicas del acantilado son cortadas por una serie de vetas hidrotermales de orientación predominante NO-SE, con espesores variables desde de 10 cm hasta 1.2 m y una textura brechoide, alrededor de las cuales se observan alteraciones de sílice amorfa. En las vetas que afloran sobre

la playa se puede diferenciar claramente la veta, la zona de alteración silícica y la roca caja alterada, mientras que en las vetas que se caracterizaron sobre el acantilado no puede ver claramente esa diferenciación. Las zonas con actividad hidrotermal están parcialmente tapizadas por finas películas de algas verdes y cianobacterias de color anaranjado (Fig. 5.3, 5.3.a y 5.3.b).

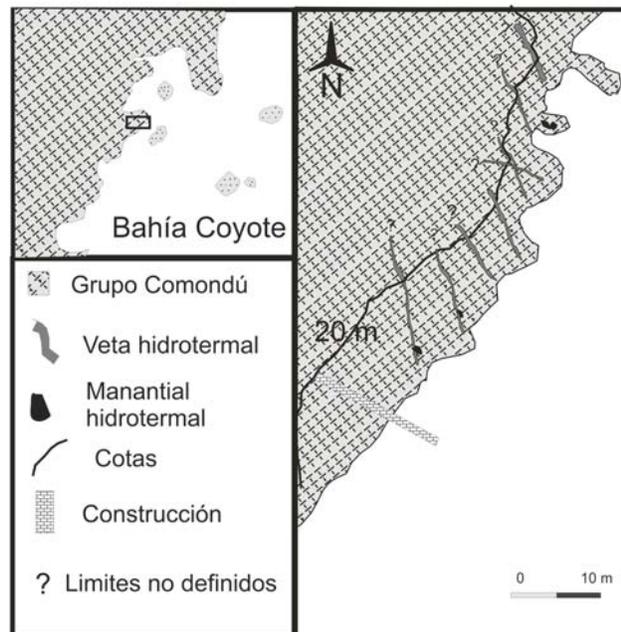


Fig. 5.3. Mapa geológico local de Santispac, con la localización de vetas y manantiales hidrotermales.

Se muestrearon y caracterizaron 8 vetas diferentes que presentaban un arreglo paralelo de vetas de sílice y vetas de óxidos de manganeso de pequeñas dimensiones.

Se recolectaron un total de 19 muestras representativas de la actividad hidrotermal actual y fósil en la zona, las cuales pueden dividirse con respecto a su origen en: a) Rocas volcánicas, b) diques subvolcánicos, c) vetas silícicas, y d) depósitos de manantial termal. La fotografía y descripción macroscópica de cada muestra se presentan en las tablas del anexo (A.1) y (A.2), respectivamente.



Fig. 5.3.a Veta silicocarbonatada de 50 cm de potencia, emplazada en brechas andesíticas. Presenta un ligero halo de alteración y se aprecia un ligero bandamiento



Fig. 5.3.b Manantial hidrotermal postergado sobre una veta silicocarbonatada, el depósito se va extendiendo hacia la parte inferior de la fotografía.

5.2 DESCRIPCIÓN MACROSCÓPICA DE LAS MUESTRAS

5.2.a Rocas volcánicas

Se trata de brechas volcánicas de composición basalto-andesítica, cuyos clastos son de color pardo y presentan una textura porfídica, mostrando fenocristales de piroxeno, plagioclasa y hornblenda que en muchos casos se encuentran muy alterados.

Las rocas en las zonas de alteración son de color beige a pardo oscuro. Se conserva su textura es brechoide, pero son más porosas y deleznable, y contienen enclaves de la roca inalterada.

5.2.b Diques volcánicos

Cortando las rocas volcánicas, cerca de los manantiales termales, se observa un dique andesítico de color gris oscuro, el cual presenta una textura porfídica con fenocristales de piroxeno y plagioclasa. Su potencia es de 1.4 m, y presenta una orientación N 05°O.

5.2.c Vetas silíceas

Las vetas tienen una orientación preferencial NO-SE, presentan una coloración de beige a pardo oscuro, con manchones de color negro y láminas intercaladas de color blanco, la potencia de las vetas es de 10 cm hasta 1.2 m. Presentan una textura masiva y en muestra de mano no se distinguen cristales.

5.2.d Depósitos de manantial termal

Al pie del acantilado, alrededor de los manantiales hidrotermales activos, se observan depósitos parecidos a coquinas, formados por arena gruesa con bioclastos cementados por carbonatos y sílice opalina. Localmente, recubriendo estos depósitos, se forman estructuras finamente laminadas y onduladas, asimilables a microsestromatolitos. Cerca de uno de los manantiales se observan costras de agregados pulverulentos de color marrón claro con una textura botroidal (el análisis de esta costra se presenta en el subcapítulo 5.4).

Además, se observan depósitos de óxidos de manganeso, los cuales presentan morfologías y estructuras diversas, como: a) vetas centimétricas, b) costras sobre la roca volcánica, c) agregados masivos de color negro poco consolidados (mancha al contacto), d) cementando agregados de fragmentos detríticos y esqueléticos, y e) en pátinas recubriendo la superficie de las rocas y las estructuras orgánicas (tubos de poliquetos; Anexos A.1 y A.2).

5.3 DESCRIPCIÓN MICROSCÓPICA DE LAS MUESTRAS

De las muestras de roca recolectadas en campo, se elaboraron 11 láminas delgadas pulidas para su estudio petrográfico, estas se seleccionaron porque representan de manera general el área adyacente a los manantiales hidrotermales en Bahía Concepción. Para mejor entendimiento del estudio se describirán las láminas delgadas según su posición en el sistema hidrotermal.

5.3.a Rocas Volcánicas

La descripción de las muestras (Pcc, San 1.2 y San 1.3, San 3) de la roca huésped no se hizo a detalle, dado que no es el objetivo principal de esta tesis, solo se describieron de manera general, puede hallar una descripción a detalle de las rocas encajonantes pertenecientes al Grupo Comondú en Anexos A.4.

La roca huésped es una brecha conformada por clastos de fragmentos de roca como andesita, basalto, aglomerados de plagioclasas y fenocristales de augita, y plagioclasas. Además, contiene en cantidades subordinadas iddingsita, olivino, minerales arcillosos, magnetita y otros óxidos de hierro, su matriz esta compuesta de plagioclasa y feldespato potásico microcristalino, entre los intersticios de la matriz se observa un relleno de sílice, posiblemente cristobalita, considerada así por su forma de crecimiento, de origen secundario (Fig. 5.4).

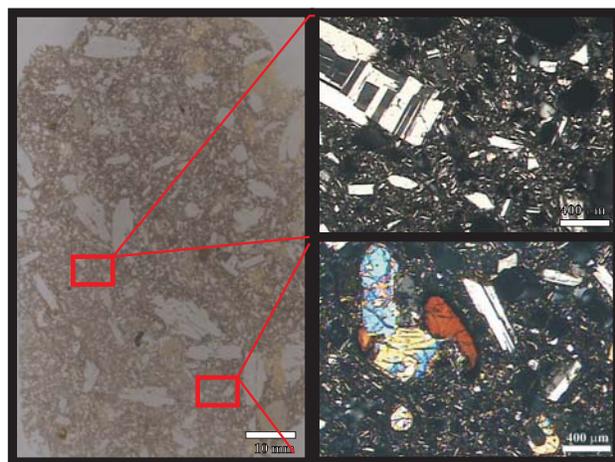


Fig.5.4 Brecha andesítica, presenta fenocristales de plagioclasa, augita y hornblenda principalmente, su matriz esta compuesta de plagioclasa y feldespato potásico.

5.3.b Diques volcánicos

Roca hipocristalina que presenta fenocristales de plagioclasa, augita y hornblenda, y una matriz compuesta básicamente de plagioclasa y feldespato potásico, con texturas fluidales. Entre los intersticios de la matriz (como vacuolas y fracturas) se observa un relleno de sílice, posiblemente cristobalita, de origen secundario. También presenta cantidades subordinadas de minerales opacos como magnetita, en la matriz, y óxidos de manganeso, como relleno de fracturas. Las fases minerales primarias descritas y su arreglo permiten clasificar esta roca como una andesita con textura traquítica (Fig. 5.5).

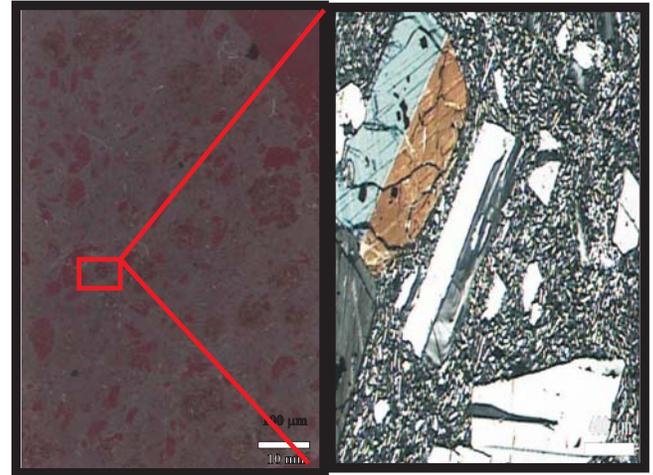


Fig.5.5 Dique andesítico, presenta fenocristales de plagioclasa, augita y hornblenda, y una matriz compuesta básicamente de plagioclasa y feldespato potásico, con texturas fluidales.

5.2.c Vetas silíceas

Vetas de sílice amorfa encajonadas por una brecha volcánica perteneciente al Grupo Comondú, estas vetas se localizan el pie de los acantilados de las playas Santispac y Posada Concepción.

Las vetas están identificada por medio de DRX como ópalo CT y ópalo A. Petrográficamente, se pueden apreciar dos variedades distintas de ópalo, ambas en agregados de morfología globular: (a) una con textura masiva, turbia, con mucha porosidad y con un bandeado fluidal, y (b) otra diáfana, poco porosa, y con crecimiento de cristales de cristobalita en los poros. Localmente se observa calcita pseudoesparítica, como relleno de los poros (Fig. 5.6).

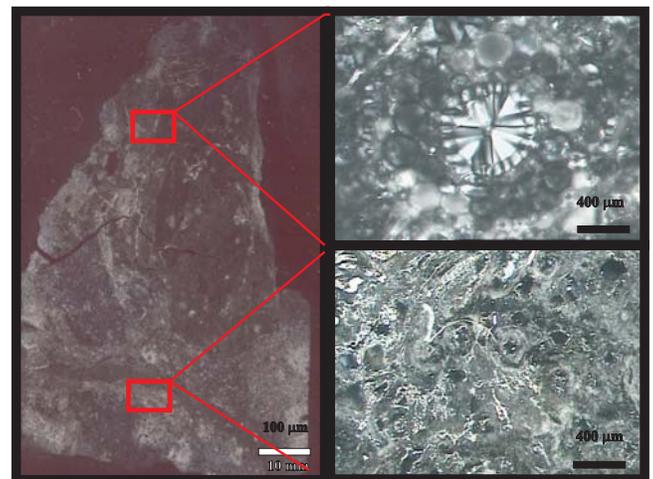


Fig. 5.6 Veta de sílice amorfa, se pueden apreciar dos variedades distintas de ópalo, ambas en agregados de morfología globular. Una con textura masiva, turbia, con mucha porosidad y con un bandeado fluidal, y otra diáfana, poco porosa, y con crecimiento de cristales de cristobalita.

5.2.d Depósitos de manantial termal

Adyacente a los manantiales hidrotermales activos en las playas Santispac, Posada Concepcion y Agua Caliente, se forman precipitados y alteraciones hidrotermales, como brechas cementadas por ópalo y manganeso, vetas y costras de manganeso, depósitos hidrotermales parecidos a coquinas y estructuras laminares asimilables a microestromatolitos.

Las brechas formadas en esta zona son cementadas por ópalo y óxidos de manganeso, con clastos de plagioclasa, augita y fragmentos de roca (basalto y andesita). El ópalo presenta dos variedades petrográficas diferentes, una masiva turbia y otra diáfana. Los óxidos de manganeso se disponen en estructuras laminares y botrioidales, así como en cristales de hábito acicular. También se pueden observar fragmentos de algas y otros organismos asemejándose a depósitos como coquinas.

También se observan vetas bandeadas de óxidos de manganeso y calcita. Contienen algunos fragmentos de roca (andesita y basalto), así como bioclastos (fragmentos de algas, miliólidos y bivalvos). Los cristales de calcita tiene hábito acicular y los óxidos de manganeso forman láminas ondulantes y botrioides (Fig. 5.7 y 5.7.a).

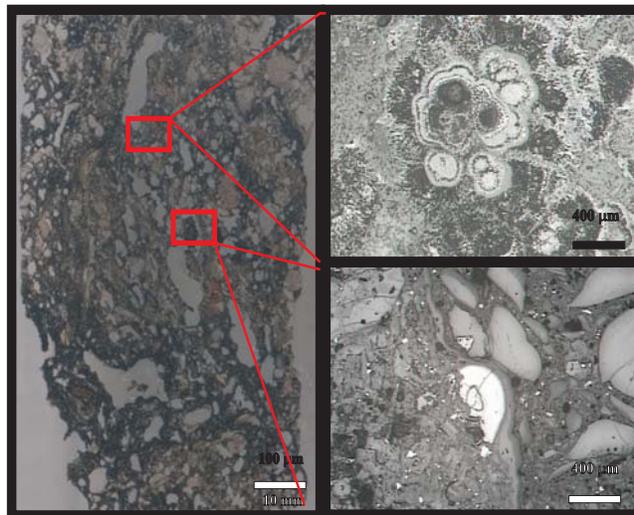


Fig.5.7 Brecha cementada por ópalo y óxidos de manganeso, con clastos de plagioclasa, augita y fragmentos de roca (basalto y andesita). El ópalo presenta dos variedades petrográficas diferentes, una masiva turbia y otra diáfana. Los óxidos de manganeso se disponen en estructuras laminares, botrioidales, y cristales de hábito acicular.

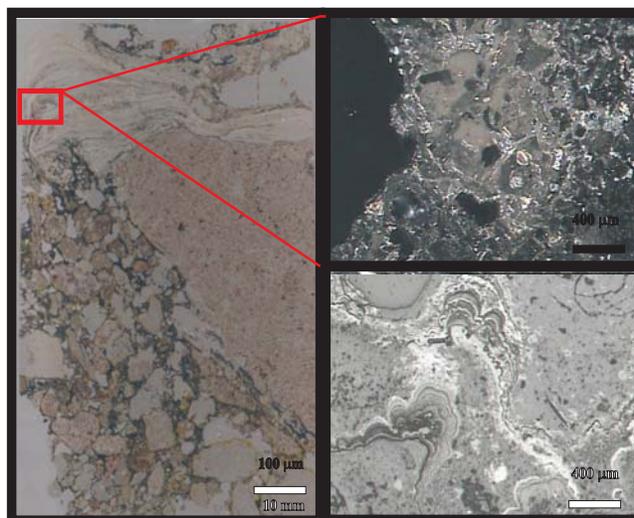


Fig.5.7.a Brecha cementada por ópalo y óxidos de manganeso, con clastos de plagioclasa, augita y fragmentos de roca . Los óxidos de manganeso se disponen en estructuras laminares, botrioidales, y cristales de hábito acicular. se pueden apreciar dos variedades distintas de ópalo, ambas en agregados de morfología globular. Una con textura masiva, turbia, con mucha porosidad y con un bandeado fluidal, y otra diáfana, poco porosa, y con crecimiento de cristales de cristobalita.

Tabla 5.2. Análisis de difracción de rayos X en muestras recolectadas de depósitos hidrotermales en Bahía Concepción.

CLAVE	LOCALIDAD	DESCRIPCIÓN	OBSERVACIONES	MINERALES
PCa1	Posada Cocepción	Brecha en contacto con veta silicocarbonatada	Color pardo claro, muy porosa	Ópalo -A, con Cristobalita y Feldespatos
PCa2	Posada Cocepción	Veta de sílice amorfo	Corta a la brecha volcánica, se encuentra asociada a vetas de óxidos de manganeso	Ópalo -CT, con Cristobalita y Feldespatos
PC1a	Posada Cocepción	Brecha en contacto con veta silicocarbonatada	Color pardo claro con clastos de roca volcánica	Ópalo-CT, con Tridimita y Esmectita
San 1.1	Santispac	Veta de sílice amorfo	Es una veta cerca de un manatial	Ópalo -A, con Cristobalita y Feldespatos
San 1b	Santispac	Veta de Oxidos de Manganeso	Asociada a la veta de ópalo	Todorokita, Calcita, Aragonita,
San 3	Santispac	Pátinas botroidales de color gris	Muestra recolectada cerca del manatial activo	Aragonita, Cuarzo, y Feldespatos

5.4 ANÁLISIS MEDIANTE DIFRACCIÓN DE RAYOS X

Los resultados obtenidos a través de la interpretación de los difractogramas de Rayos X se muestran en la Tabla 5.2, donde se menciona su localidad, una descripción breve de las muestras y las fases identificadas.

La muestra San-1b corresponde a una pequeña veta de manganeso, su difractograma nos muestra que los minerales que la componen son: todorokita, como el mineral principal de manganeso, junto con calcita y aragonita (Fig. 5.8).

La muestra San 3, tomada cerca de un manatial hidrotermal, forma una pátina de color pardo y brillo semimetálico, de textura botrioidal, sobre una brecha volcánica. El difractograma nos muestra que sus componentes minerales son: aragonita, cuarzo y feldespatos (Fig. 5.9).

En la Tabla 5.3 se caracterizan 4 muestras descritas en campo como vetas hidrotermales rellenas por ópalo y formando un halo de alteración, en las playas de Posada Concepción y Santispac (PC-a1, PC-a2, PC-1a y San-1.1). Tales muestras se componen de ópalo A y ópalo CT, junto con otros minerales probablemente tomados de la roca encajonante como los feldespatos, o derivados de la evolución diagenética del ópalo, como son la tridimita y la cristobalita.

Como se acaba de mencionar, en los difractogramas de las muestras tomadas en las ventilas hidrotermales se han determinado diferentes fases de sílice, desde ópalo tipo A y CT, hasta fases cristalinas como cristobalita, tridimita.

La identificación de diferentes tipos de ópalo por medio de DRX se basa en el análisis de los difractogramas, en los que las fases amorfas de sílice se caracterizan por presentar únicamente picos muy anchos. Así, la diferencia entre las posiciones de las intensidades

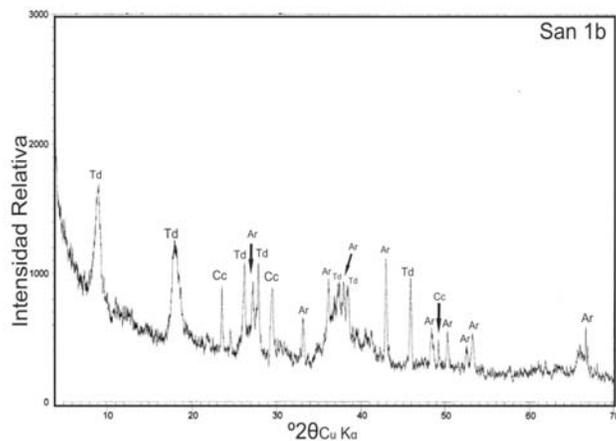


Fig.5.8. Diffractograma de la muestra San1b, aquí se aprecian los diferentes picos que representan a los minerales que componen a la roca. Td=todoroquita, Ar=aragonita, Cc=calcita

medias máximas ($\Delta 2\theta$) es muy amplia. Además, otra característica es que la distancia media interplanar del pico tiene variaciones en función de la variedad o especie; estos parámetros característicos para cada tipo de ópalo se representan en la Tabla 5.4 (Herdianita *et al.*, 2000; Cerón, 2001; Bridget *et al.*, 2005). Las fases cristalinas de sílice como cristobalita y tridimita se identifican cuando sus picos principales corresponden a las distancias interplanares de (4.05, 2.48, 1.17 Å) y (4.107, 4.328, 3.818 Å), respectivamente (Smith, 1964; Barthelmy, 2005).

El diffractograma de las muestras PCa1 y San 1.1 muestran un pico principal muy ancho con una distancia interplanar máxima de 4.0401 y 4.114 Å respectivamente, y una diferencia entre las posiciones de las intensidades medias máximas ($\Delta 2\theta$) de 7.8 y 5.9 (Tabla 5.3), por lo que se catalogan como ópalo-A (Herdianita *et al.*, 2000; Tabla 5.4), con picos de

cristobalita. También se observan picos representativos de feldespatos, los cuales fueron tomados de la roca encajonante.

Los diffractogramas de las demás muestras de vetas hidrotermales, con excepción de la muestra (PCa1 y San 1.1), contienen un pico principal con una distancia interplanar dentro del rango de 4.0767 a 4.2704 Å y su diferencia entre las posiciones de las intensidades medias máximas ($\Delta 2\theta$) varía de 3 a 4.1. Por ello, éstas se catalogan como ópalo-CT (Herdianita *et al.*, 2000; Tabla 5.4), con algunos picos correspondientes a cristobalita y feldespatos. Uno de estos diffractogramas en particular no presenta picos de cristobalita; en su lugar aparecen picos de tridimita, que es una fase más cristalina de sílice. Cabe señalar que la diferencia entre las posiciones de las intensidades medias máximas ($\Delta 2\theta$) en esta muestra es la más pequeña de los análisis realizados (3 FWHM) (Fig.5.10).

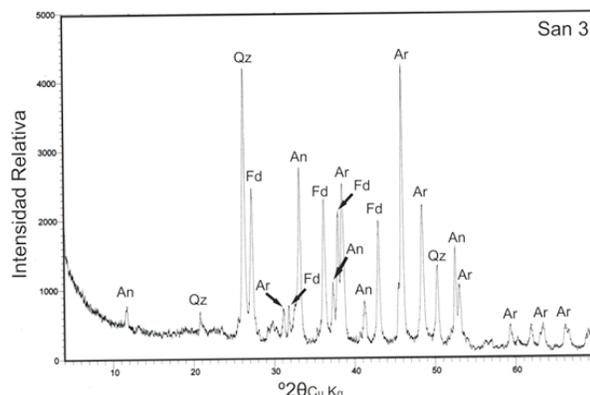


Fig.5.9. Diffractograma de la muestra San 3, aquí se aprecian los diferentes picos que representan a los principales minerales que componen la roca. Qz=cuarzo, Fd=feldespato, Ar=aragonita

Tabla 5.3. Análisis de difracción de rayos X en muestras de ópalo recolectadas en vetas en Bahía Concepción. FWHM= *Full Width at Half Maximum intensity*. Cr = cristobalita; Tr =tridimita.

CLAVE	LOCALIDAD	DESCRIPCIÓN	TIPO DE OPALO	POSICIÓN DEL APÉNDICE dhkl (Å)	FWHM ($\Delta 2\theta$)
PCa1	Posada Concepción	Brecha en contacto con veta silicocarbonatada	ÓPALO-A (+Cr)	4.0401	7.8
PCa2	Posada Concepción	Veta de sílice amorfo	ÓPALO-CT (+Cr)	4.1329	4.1
PC1a	Posada Concepción	Brecha en contacto con veta silicocarbonatada	ÓPALO-CT (+Tr)	4.1713	3
San 1.1	Santispac	Filón con matriz de ópalo	ÓPALO-A (+Cr)	4.114	5.9

En la Fig. 5.11 se ilustra la evolución diagenética de las fases de sílice a partir de análisis por DRX de las vetas hidrotermales en Bahía Concepción. Se puede apreciar un cambio en los difractogramas, desde su composición mineral hasta la forma del pico principal que representa al ópalo. La secuencia de evolución de las fases de sílice establecida por Herdianita *et al.* (2000) es: ópalo-A, ópalo-CT , ópalo-C , monganita , cristobalita, tridimita , cuarzo. Se puede ver en la figura 5.18. (C y D) que las muestras que representan al ópalo-A, tiene picos de cristobalita y

su diferencia entre las posiciones de las intensidades medias máximas ($\Delta 2\theta$) es muy amplia, a comparación de los difractogramas que representan ópalo-CT (Fig.5.10.A y B). Se nota un cambio drástico cuando vemos el ultimo difractograma, donde pese a que es un ópalo-CT los picos de las fases cristalinas ya no son de cristobalita si no de tridimita. Es importante hacer notar que la diferencia entre las posiciones de las intensidades medias máximas ($\Delta 2\theta$) es muy corta a comparación con el primer difractograma (Fig.5.10.A).

Tabla 5.4. Parámetros para la identificación de las diferentes fases de sílice (Herdianita, 2000; Bridget, 2005). FWHM= *Full Width at Half Maximum intensity*.

TIPO DE ÓPALO	RANGO DE DISTANCIA INTERPLANAR dhkl (Å)	FWHM ($\Delta 2\theta$)
A	4.0767-----4.1329	6--3.35
CT	4.1329-----4.2704	3.35--1.2
C	4.2704-----4.4175	1.2--0.4
Tridimita	4.107	> 0.4
Cristobalita	4.05	> 0.4
Cuarzo	4.26	> 0.4

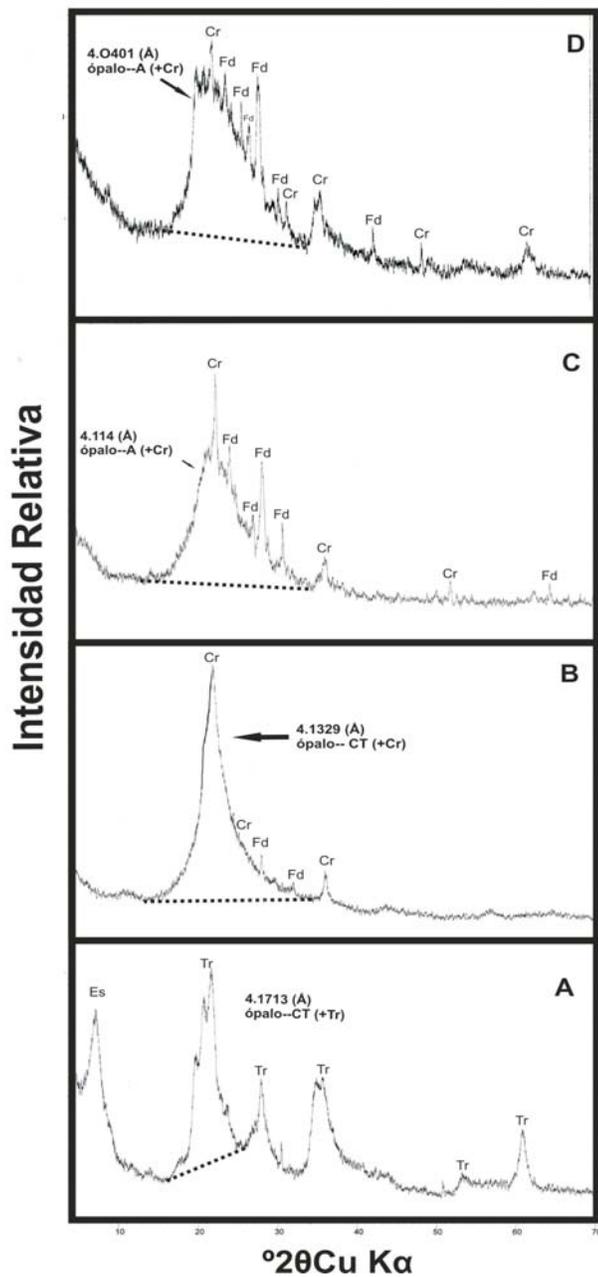


Fig.5.10. Conjunto de difractogramas de las muestras de las vetas hidrotermales. En esta imagen se aprecian los diferentes picos que representan a los minerales que componen a la roca, y se indica cual es la curva que representa al ópalo en cada caso, junto con su valor de distanciamiento interplanar, ver anexo 2-5. Tr=tridimita, Cr=cristobalita, Fd= feldespato, Es= esmectita. A=PC1a, B=PCa2, C=San1, D=PCa1.

5.5 GEOQUIMICA EN ROCA TOTAL

Se han analizado muestras representativas de depósitos hidrotermales en Bahía Concepción por medio de métodos de FRX e ICP-MS. Las muestras analizadas (PCa1, PCa2, PC1a, San1.1) son vetas hidrotermales rellenas principalmente por ópalo, y (San1b) es una veta

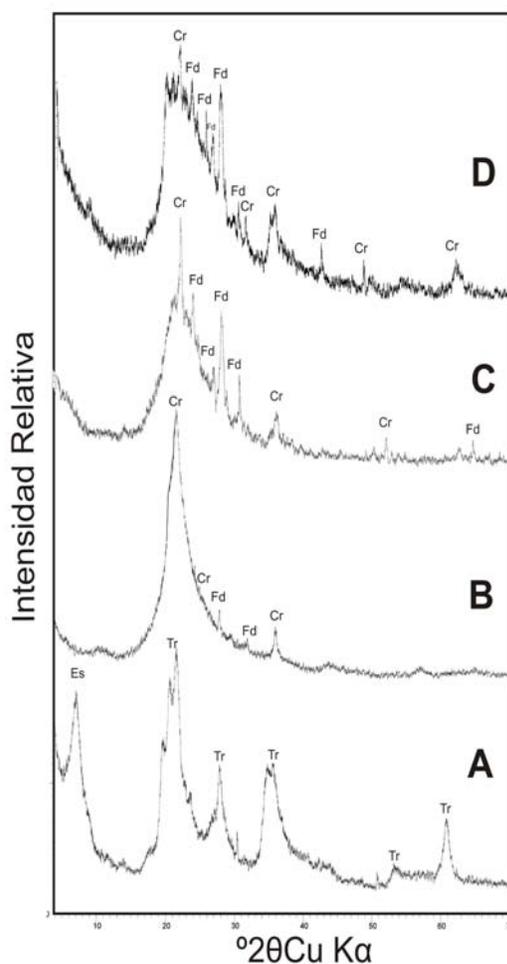


Fig.5.11. Conjunto de difractogramas de las muestras de las vetas hidrotermales. Se puede apreciar un cambio en los difractogramas, desde su composición mineral hasta la forma del pico que representa al ópalo, siguiendo la secuencia de evolución de las fases de sílice (Herdianita *et al.*, 2000) que es “ópalo-A, ópalo-CT, ópalo-C, moganita, cristobalita, tridimita, cuarzo”.

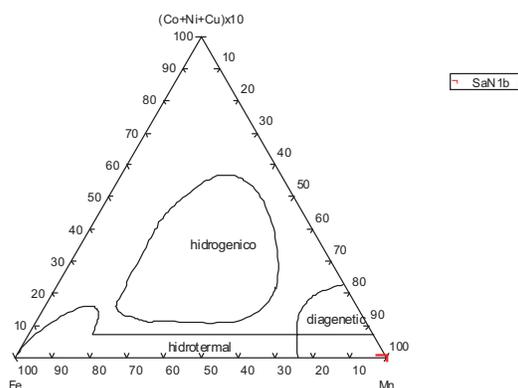


Fig. 5.12. Diagrama ternario de Fe-Mn-(Co+Ni+Cu) (Heint *et al.*, 1994). La muestra de óxido de manganeso se localiza en el diagrama en el campo correspondiente a la formación hidrotermal y diagenética.

de óxidos de manganeso asociada a las vetas anteriormente mencionadas.

Los resultados obtenidos del análisis por FRX e ICP-MS, se muestran en la Tabla del Anexo A.3.

La muestra PCa1, identificada como ópalo A por el método de DRX, presenta una concentración baja de sílice (73.25 % de peso de SiO₂). Este valor es menor a otros

de muestras analizadas en la misma zona. Las concentraciones en algunos elementos mayores en esta muestra, como la del TiO₂ (0.339 % de peso), Al₂O₃ (10.84 % de peso), Fe₂O₃ (2.81 % de peso), MnO (0.011 % de peso), CaO (1.5 % de peso), Na₂O (1.62 % de peso) y K₂O (1.03 % de peso), son superiores a los medidos en otras muestras ricas en ópalo caracterizadas en la región. Esto nos puede indicar el hecho de que la veta no solo contiene ópalo, si no que presenta otros minerales, como feldespatos. También en el análisis de elementos traza vemos concentraciones elevadas de elementos como Sr, Cs, Ba, Zr y V.

En las muestras PCa2 y San1.1, identificadas principalmente como ópalo CT con cristobalita por medio de DRX, se observa una alta concentración de sílice (hasta 93.49 % en peso de SiO₂), superior a la muestra con ópalo-A (PCa1). Los valores en los demás elementos de esta muestra son inferiores a las concentraciones que conforman la muestra PCa1. Sin embargo, la muestra San1.1 presenta una mayor concentración en las REE (Fig.5.13).

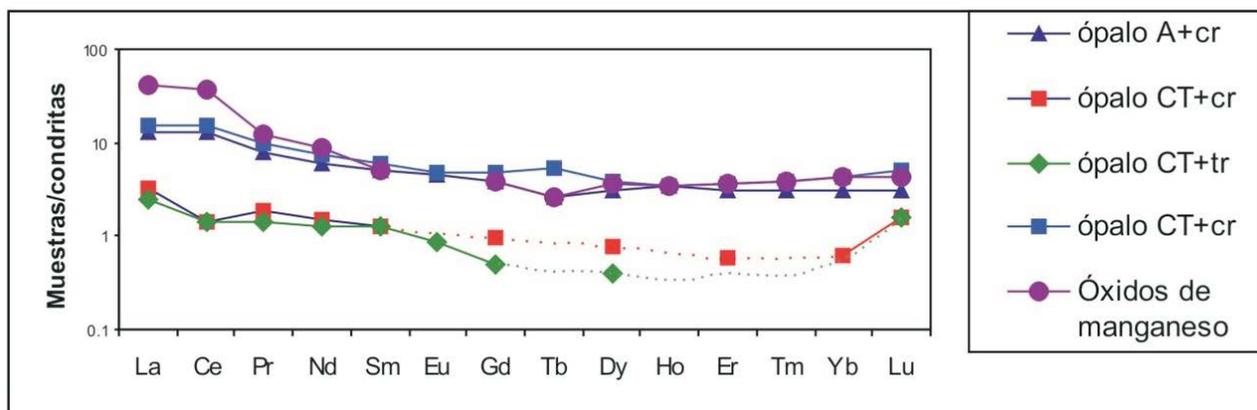


Fig. 5.13. Diagrama de REE normalizadas a condrita (C1).

La muestra rica en ópalo CT (PC1a) presenta características diferentes a las anteriores. Los análisis elementales muestran una concentración más pobre en sílice (69.95 % en peso de SiO_2) pero alto contenido en MgO (19.91 % en peso) y SO_3 (7.73 % en peso). En el análisis por ICP-MS de elementos traza y REE se presentan valores similares a la muestra PCa2 (Fig. 5.13).

La muestra San1b, que es una veta cuyo análisis por DRX señala su elevado contenido en todorokita, presenta una elevada concentración de manganeso (37.7 % en peso de MnO) y en MgO (6.57 % en peso). En cuanto a elementos traza, se observan concentraciones muy

elevadas en REE ligeras como La, Ce, Nd, en comparación a las pesadas, lo que produce una pendiente negativa en los perfiles normalizados a condrita. Además, presenta una elevada concentración en Ba (hasta 1.42 % en peso) y en Sr (3610 ppm).

Se localizó en un diagrama ternario de Fe-Mn-(Co+Ni+Cu) (Heint *et al.*, 1994) la posición de la muestra de la veta de óxido de manganeso, quedando su ubicación en la parte inferior derecha del triángulo, en el vértice del Mn, dentro de los campos correspondientes a la formación hidrotermal y diagenética (Fig. 5.12).

CAPÍTULO 6

DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

Discusión

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 Reciente, 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, con una edad de 78.4 ± 2.9 Ma. (McFall, 1968), en Punta San Antonio, con una edad de 99 ± 2 Ma (Ledesma-Vazquez *et al.*, 2000), y 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 calcialcalina, 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 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; con afinidad calcialcalina y una edad de 15 a 12 Ma (Meldahl *et al.*, 1997; Umhoefer, 2001; Rodríguez Díaz, 2004).

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, *mundstones*, y pedernal en forma de nódulos, mantos, láminas y estructuras orgánicas de reemplazamiento (Jhonson *et al.*, 1997; Rodríguez-

Díaz, 2004). Finalmente todas las secuencias se encuentran coronadas por sedimentos del Cuaternario, los cuales se acumularon principalmente en abanicos aluviales. Este marco litológico y tectónico, coincide con la distribución y contexto tectónico de los sistemas hidrotermales de poca profundidad, ya que generalmente estos se asociación a arcos de islas, montes submarinos y a márgenes continentales activamente afectados por eventos extensivos.

Existen en el mundo otros depósitos de origen hidrotermal que presentan características similares a las presentes en la zona de estudio, por ejemplo:

En la isla de Milos (Grecia), existen depósitos de manganeso cuya génesis se relaciona con manantiales hidrotermales someros (Hein *et al.*, 2000; Liakopoulos *et al.*, 2001). Dichos depósitos consisten principalmente en vetas de óxidos de manganeso con barita, encajonadas en rocas volcanoclasticas pliocenas a pleistocenas del área costera del cabo Vani. La mineralización del manganeso forma costras, se encuentra como cementante en areniscas y en reemplazamiento en niveles de caliza. Los minerales de manganeso son pirolusita, ramsdellita, criptomelana, etc.

En México, en el estado de Nayarit, el área de Punta Mita alberga un sistema hidrotermal submarino somero, la zona está afectada por la extensión tectónica que resulta de la dirección de desplazamiento de la placa de Rivera (Allan *et al.*, 1991). La actividad hidrotermal se da a través de fisuras de orientación NE-SO encajonada en rocas basálticas principalmente y parcialmente por una cubierta de sedimentos sin consolidar. La descarga hidrotermal origina montículos de sinter calcáreo con una mineralización de Ba, Hg y Tl, las estructuras mineralizadas consisten en acumulaciones de detritos y bioclastos cementados por calcita.

Comparando las características antes mencionadas de la zona de estudio con las de otros sistemas hidrotermales, se puede observar la similitud entre ellos, sin dejar duda que se trata de depósitos de origen hidrotermal.

Sistemas hidrotermales

Dentro de la zona de estudio se presentan manifestaciones hidrotermales subaéreas, submarinas someras e intermareales. Existen por lo menos cinco manifestaciones termales subaéreas que fueron evaluadas por CFE (Casarrubias *et al.*, 1994), tres de ellas con alguna importancia desde el punto de vista geotérmico: (a) Los Volcanes, (b) Saquicismunde, y (c) Piedras Rodadas, al suroeste de Punta Púlpito (Rodríguez, 2004). Éstas están controladas por sistemas de fallas NO-SE y N-S, asociados con la apertura del Golfo de California (Rodríguez, 2004). Además, al oeste de Bahía Concepción existen manifestaciones hidrotermales costeras (submarinas someras e intermareales), conocidas como Ensenada Mapaches o Agua Caliente, distribuidas a lo largo de un segmento de 700 m de la línea de costa con acantilados de rocas volcánicas andesíticas miocenas de la Formación Comondú. Dichas manifestaciones consisten en manantiales submarinos someros e intermareales, con temperaturas de 50°C para de los manantiales submarinos, y de 87°C para los intermareales. Estas manifestaciones fueron mapeadas y caracterizadas por Prol-Ledesma *et al.* (2004) y Canet *et al.* (2005). En los manantiales termales submarinos ocurre una precipitación que consiste en capas milimétricas de oxihidróxidos férricos, mientras que en los intermareales precipitan óxidos de Mn, ópalo, barita y calcita.

Otras manifestaciones hidrotermales costeras se ubican en las playas de Santispac y Posada Concepción, también en la costa occidental de la Bahía de Concepción. En ellas, los depósitos de manantial termal consisten en costras de óxidos de manganeso ricos en Ba que cementan agregados detríticos. Además, alrededor de dichas manifestaciones, hay abundantes vetas de dirección NO-SE y potencia centimétrica, asociadas a las mismas fisuras por las que actualmente emanan los

fluidos hidrotermales, compuestas principalmente por ópalo, barita y calcita. Los precipitados hidrotermales alrededor de las emanaciones termales están cubiertos por finas capas de estructura y morfología estromatolíticas que se extienden por algunos metros cuadrados entre los bloques y guijarros volcánicos.

Se determinó, con ayuda de análisis de DRX, que el ópalo que rellena las vetas asociadas a los manantiales hidrotermales corresponde a dos fases diferentes: ópalo A y ópalo-CT. Ambas fases Además, fueron asimismo diferenciadas en el microscopio petrográfico. Además, en posición intersticial respecto a las fases de ópalo, se observó la presencia de fases derivadas de la evolución diagenética del ópalo, posiblemente tridimita y cristobalita. Los análisis petrográficos y de DRX muestran que el ópalo ha experimentado una evolución desde el momento de su precipitación.

Las fases accesorias que fueron identificadas en el microscopio petrográfico son: calcita y aragonita, y granos de plagioclasa extraídos de la roca caja.

Los análisis de los depósitos (actuales) en costras de manantial termal por medio de DRX y EDS determinaron que la única fase de manganeso presente es la todorokita. Los análisis por FRX e ICP-MS señalan altas concentraciones en Ba pero no así en Hg.

La roca encajonante presenta una intensa alteración a oxihidróxidos de Fe. De acuerdo con el diagrama ternario de Fe-Mn-(Co+Ni+Cu) de Heint *et al.* (1994), el contenido en metales traza de las costras de óxidos de manganeso está en consonancia con su origen hidrotermal.

En el área de Bahía Concepción también abundan los depósitos fósiles de manganeso de origen hidrotermal, constituidos por menas de óxidos de manganeso: pirolusita, todorokita, ramsdellita y hollandita, principalmente, y una ganga de dolomita, cuarzo, calcita, barita y goethita, alojados en vetas con una orientación general NO-

SE, en mantos y *stockworks* (Noble, 1950; González-Reyna, 1956; Terán-Ortega y Ávalos-Zermeño, 1993; Rodríguez-Díaz, 2004). Las minas de manganeso en el área de Bahía Concepción y áreas adyacentes son: Mina Guadalupe, Mina Las Minitas, Mina Pilares, Mina Trinidad, Mina Santa Teresa, Mina San Juanico, Mina El Azteca, Mina el Gavilán y Santa Rosa. La dirección de las estructuras mineralizadas en dichos depósitos de manganeso, coincide con la de las fisuras que alojan a las manifestaciones termales actuales (dirección NO-SE). Los precipitados actuales son, asimismo, ricos en manganeso y bario.

Conclusiones

En la zona de estudio se presentan manifestaciones gasohidrotermales tanto subaéreas, como submarinas someras e intermareales, todas ellas en relación a fisuras de dirección NO-SE, con temperaturas de hasta 87° C y pH de 6.2..

En Agua Caliente, y en las playas de Posada Concepción y Santispac, en la costa oeste de la Bahía de Concepción, se observan manantiales hidrotermales intermareales que dan lugar a la formación de precipitados hidrotermales en costras. Éstos están parcialmente cubiertos por finas capas de textura y morfología estromatolíticas que se extienden por algunos metros cuadrados entre los bloques y guijarros volcánicos.

Los depósitos en costras de manantial termal consisten en una asociación de óxidos de manganeso (todorokita) y ópalo tipo A que cementan los clastos detríticos y esqueléticos. Estas costras presentan concentraciones muy elevadas en Ba (hasta 1.42 % en peso) en así como en REE ligeras en comparación a las pesadas, lo que produce una pendiente negativa en los perfiles normalizados a condrita (Haskin et al., 1968).

En relación a las fisuras por donde emanar los fluidos hidrotermales existen vetas silicocarbonatadas de potencia centimétrica y orientación predominante NO-SE, encajonadas en rocas volcanoclásticas del Grupo Comondú (Mioceno). Alrededor de dichas vetas se observa un halo de alteración termal (compuesto por ópalo, oxihidróxidos de hierro y minerales arcillosos).

La composición mineralógica de las vetas silicocarbonatadas fue determinada por medio del microscopio petrográfico, DRX, FRX, ICP-MS y SEM-EDS. Se presentan dos fases silíceas distintas: Ópalo tipo A y ópalo tipo CT. Además, se han detectado tridimita y cristobalita como fases derivadas de la evolución diagenética del ópalo, y calcita, aragonita y plagioclasa. Los análisis FRX señalan que estas vetas están enriquecidas en elementos traza como Sr, Cs, Ba, Zr y V.

La similitud química y mineralógica entre los depósitos de Mn fósiles y los depósitos en los manantiales termales actuales, así como la coincidencia en los sistemas de fracturas que los controlan sugiere un origen común, para ambas mineralizaciones.

También se puede decir que por las características litológicas y tectónicas de la zona, las manifestaciones hidrotermales actuales y fósiles son el reflejo de la actividad volcánica del Mioceno-Cuaternario y de la tectónica distensiva del Golfo de California, que facilitaron la generación y circulación de fluidos hidrotermales.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Referencias

Anderson, V.P., 1993. Prebatholithic stratigraphy of the San Felipe area, Baja California Norte, México. Geological Society of America , Special Paper 279, 1-10.

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, 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, 3-14.

Barajas, Arturo, 2000. Volcanismo y extensión en la Provincia Extensional del Golfo de California Boletín de la Soc. Geol. Mex. Vol LIII, pp. 72-83.

Barajas, M.A., y Delgado-Argote, L. (1995) Inventario de los recursos minerales del Estado de Baja California. Departamento de Geología del CICESE y Secretaría de Desarrollo Económico del gobierno del Estado de Baja California. México, pp. 20-77.

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.

Beggs, 1984. Enviroments of deposition of the Pliocene Imperial Formation, Coyote Mountains, southwest Salton Trough. Society of Economic Paleontologist and Mineralogists, No. 40.

Bigioggero, B., Chiesa, S., Zanchi, A., Montrasio A., Vezzoli L., 1995, The Cerro Mencionares Volcanic Center, Baja California Sur: Source and tectonic control on postsubduction magmatism within the Gulf Rift: Geological Society of America Bulletin, 107(9), 1108-1122.

Bischoff, L.B., Seyfried, W.E., 1978, Hydrothermal chemistry of seawater from 25° to 350°C: American Journal of Science, 278, 838-860.

Bridget, Y Lynne, Kathleen A., 2005, Diagenesis of 1900-years-old siliceous sinter (opal-A to quartz) at Opal Mound, Roosevelt Hot Springs, Utha, U.S.A. Sedimentary Geology., 249-278.

Bustamante-García, 1999. Monografía geológico-Minera del estado de Baja California Sur. COREMI, SECOFI. México, 1-74, 141, 142, 149-158 y 233-237.

Cammbell y Crocker, 1993. Geology best of Canal de Ballenas, Baja California Norte, México , Geological Society of America, Special Paper 279, p. 61-76.

Campa y Coney, 1982. Tectono-stratigraphic terranes and mineral resource distribution in México. Petroleos Mexicanos.

Camprubí, A., Albinson, T., 2005, Los depósitos epitermales: revisión sobre el estado actual de su conocimiento, métodos de estudio y presencia en México: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana.

Camprubí, A., Canet, C., Rodríguez-Díaz, A.A., Prol-Ledesma, R.M., Villanueva-Estrada, R.E., 2005, Geología, depósitos minerales e hidrotermalismo actual en Bahía Concepción, Baja California Sur.

Canet, C., Prol-Ledesma, R.M., 2006, Procesos de mineralización en manantiales hidrotermales submarinos someros. Ejemplos en México., Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana., Tomo LVIII, num.1 p. 83-102.

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.

Casarrubias, U.Z., 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, Universidad Autónoma de Baja California Sur, La Paz, México, 22-23.

De Ronde, C.E.J., Stoffers, P., Garbe-Schönberg, D., Christenson, B.W., Jones, B., Manconie, R., Brown, P.R.L., Hissmann, K., Botz, R., Davy, B.W., Schmitt, 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.

Degens, E., Ross, D.A., 1969, Hot brines and recent heavy metal deposits in the Red Sea: Springer-Verlag, New York, USA.

Douglas, Arthur; Consultor del S.M.N., Pronóstico climatológico analógico. Universidad de Creighton Nebraska. EE.UU.

E.L, Husson, D.M., Decker, R.W. (Eds.), The Eastern Pacific Ocean and Hawaii. Geological Society of America, Boulder, Colorado, USA, 499-521

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., and 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.

Forrest, M.J., Greene, H.G., Ledesma-Vázquez, J., Prol-Ledesma, R.M., 2003, Present-day shallow-water hydrothermal venting along the El Requesón fault zone provides possible analog for formation of Pliocene-age chert deposits in Bahía Concepción, BCS, México: GSA cordilleran section abstracts with programs, Puerto Vallarta, Jalisco, México, 35.

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).

Forrest, M.J., Melwani, A., 2003, Ecological consequences of shallow-water hydrothermal venting along the El Requesón Fault Zone, Bahía Concepción, BCS, México: GSA general meeting abstracts with programs, Seattle, Washington, USA, 236–10.

Frías-Martínez, J., 1998, An ancient Ba-Sb-Ag-Fe-Hg-bearing hydrothermal system in SE Spain: *Episodes*, 21, 248–251.

Gastil et al., 1983. Prebatholithic terranes of southern and peninsula California, U.S.A. and México, *Society of Economic Paleontologist and Mineralogists*, No. 39.

Gastil et al., 1993. Prebatholithic stratigraphy of peninsula California. *Geological Society of America*, Special Paper 279.

Gastil, R.G. y Miller, R.H., 1981. Lower Paleozoic strata on the Pacific Plate of north America: *Nature*, v.292, p.828-830

González-Reyna, J., 1956. Los yacimientos de manganeso de El Gavilán, La Azteca y Guadalupe, Baja California, México. *In*: González-Reyna, J. (ed.), *Symposium sobre yacimientos de manganeso*, tomo III, América, XX Congreso Geológico Internacional, p. 79-96.

Graham, U.M., Bluth, G.K., Ohmoto, H. 1988. Sulfide-sulfate chimneys on the East Pacific Rise 11° and 13° N latitudes. Part I: Mineralogy and paragenesis. *Canadian Mineralogist* 26, pp. 487-504.

Griffith, R. y Hoobs, J., 1993. Geology of the southern Sierra Calamajue, Baja California Norte, México. *Geological Society of America*, Special Paper 279, p. 43-60.

Hausback, B.P., 1984, Cenozoic volcanic and tectonic evolution of Baja California, Mexico. *In*: Frizzell, V.A. (Ed.), *Geology of the Baja California Peninsula*. Society for Sedimentary Geology, Pacific Section, 39, 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, N.R. y Browne, K.A., 2000, Mineralogical And textural changes accompanying egeing of silica sinter. *Mineralium Deposita*. 48-62.

Herdianita, N.R. y Rodgers , Kerry A., 2000,Routine instrumental procedures to characterize the mineralogy of modern and ancient silica sinter. *Geothermics*. 65-81.

Hernández Alvarez E., Comunicación personal

Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática, Anuario Estadístico del Estado de Baja California Sur, México, 2001.

Jenkins R. Gould R.W. y Gedcke D. 1982, *Quantitative X-ray Spectrometry*, Marcel Dekker, New York.

Johnson, M.E., Ledesma-Vázquez, J., Mayall, M.A., Minch, J.,1997. Upper Pliocene stratigraphy and depositional systems:The Peninsula Concepción basins in Baja California Sur,Mexico. *In*: Johnson, M.E., Ledesma-Vázquez, J. (Eds.),*Pliocene Carbonates and Related Facies Flanking the Gulf of California, Baja California, Mexico*. 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 Nicolas, BCS. Dissertation FCM, UABC, 171p. , 2 plates.

Ledesma-Vázquez, J., Johnson, M.E., 2001, Miocene-Pleistocene tectono-sedimentary evolution of Bahía Concepción region, Baja California Sur (Mexico): *Sedimentary Geology*, 144, 83-96.

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*, No. 318, pp. 73-81.

Liakopoulos, A, Glasby, G.P, 2001, Nature and origin of the Vani manganese deposit, Milos, Greece; *Ore Geology Review*, 18, 181-209.

Linares C., Comunicación personal

Lonsdale, P., 1989, *Geology and tectonic history of the Gulf of California*. *In*: Winterer,

López, A., Casarrubias, U.Z., Leal, R., 1993, Estudio geológico regional de la zona geotérmica de Tres Vírgenes, BCS. Gerencia de Proyectos Geotermoeléctricos C.F.E., México, Informe OGL/BC/002/93, 4-7.

López-Ramos, E., 1982. Geología de México. 3a Edición. Tom. III. P. 1-6 y 25-52.

Lozano Santa Cruz Rufino, Verma Surendra P, Giron Patricia, 1995, Calibración preliminar de fluorescencia de rayos X para análisis cuantitativo de elementos mayores en rocas ígneas, Instituto Nacional de Geoquímica, A.C., México.

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.

McEldowney, R.C., 1970, An occurrence of Paleozoic fossils in Baja California, Mexico: Geological Society of America Abstracts with Programs, 2, 117

McFall, C.C., 1968, Reconnaissance Geology of the Concepcion bay area, Baja California, Mexico: Stanford Univ. Publ. Geol. Soc. 10, 1-25.

Meldahl, K.H., González-Yajimovich, O., Empedocles, C.D., Gustafson, C.S., Motolinía-Hidalgo, M., Reardon, T.W., 1997, Holocene sediments and molluscan faunas of Bahía Concepcion: a modern analog to Neogene rift basins of the Gulf of California. *In*: Johnson, M.E., Ledesma-Vázquez, J. (Eds.), Pliocene carbonates and related facies flanking the Gulf of California, Baja California, Mexico. Geological Society of America Special Paper, 318, 39-56.

Noble, J.A., 1950, Manganese on Punta Concepción, Baja California, Mexico: Economic Geology, 45, 771-785

Palacio Roji García, 2005, Guía Roji por las carreteras de México.

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., 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.

Renault, R.W., Jones, B., Tiercelin, J.J., Tarits, C. 2002. Sublacustrine precipitation of hidrotermal silica in rift lakes: evidence from Bakaringo, central Kenya Rift Valley. *Sedimentary Geology* 148, pp. 235-256.

Riasz, Edwin, 1962, Landforms of México: Cambridge, Mass, Physiographic Geography Branco of the office of naval Research, escala 1: 3000000.

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.

Rollinson, H.R., 1993, Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation. Longman Scientific Technical, Harlow, UK, 352 p.

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 ridge. *Canadian Mineralogists* 26, pp. 431-455.

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.

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*. Balkema, Rotterdam, pp. 333-335.

Scott, S.D. 1977, Submarine hydrothermal systems and deposits, *in* Barnes, H.L. (ed.), *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*: New York, USA, John Wiley & Sons, 797-935.

Secretaría de Gobernación, Centro Nacional de Estudios Municipales, Gobierno del Estado de Baja California Sur, *Los Municipios de Baja California Sur*, en “Colección: Enciclopedia de los Municipios de México”, Talleres Gráficos de la Nación, México, 1987.

Secretaría de Gobernación, Instituto Nacional para el Federalismo y el Desarrollo Municipal, Sistema Nacional de Información Municipal.

Sedlock, R.L., Ortega-Gutierrez, F., Speed, R.C., 1993, Tectonostratigraphic Terranes and Tectonic Evolution of Mexico: Geological Society of America, Special Paper, 278, 153 p.

Stein, J.L., 1984, Subtidal gastropods consume sulphur-oxidizing bacteria: Evidence from coastal hydrothermal vents: *Science*, 223, 696–698.

Stock, J.M., Hodges, K.V., 1989, Pre-Pliocene extension around the Gulf of California and the transfer of Baja California to the Pacific plate: *Tectonics*, 8, 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.

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* (en prensa).

Terán-Ortega, L.A., Ávalos-Zermeño, A., 1993, Prospecto Las Mantitas, área Bahía Concepción, Municipio de Mulegé, Baja California Sur. Informe técnico del COREMI, México D.F., 65 p.

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, 849–868.

Verma Surendra P, Lozano Santa Cruz Rufino, Giron Patricia, 1996, Calibración preliminar de fluorescencia de rayos X para análisis cuantitativo de elementos mayores en rocas ígneas, Instituto Nacional de Geoquímica, A.C., México.

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, R.E., Prol-Ledesma, R.M., Torres-Alvarado, I., Canet, C., 2005. Geochemical Modeling of a Shallow Submarine Hydrothermal System at Bahía Concepción, Baja California Sur, México. *Proceedings World Geothermal Congress*, Paper 0892, 5 pp.

Internet

Comisión nacional para conocimiento y uso de las biodiversidad

http://www.conabio.gob.mx/conocimiento/regionalizacion/doctos/rmp_011.html

Gobierno del Estado de Baja California Sur, 2005

http://www.bcs.gob.mx/index.php?option=com_content&task=blogcategory&id=17&Itemid=44

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>

Universidad Autónoma de Madrid, SIDI.

<http://www.uam.es/investigacion/servicios/sidi/especifica/txrf-sidi.html>

Universidad de Huelva España

<http://www.uhu.es/jesus.delarosa/geoquimica/lab/icp/icp.html>

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

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

ANEXOS

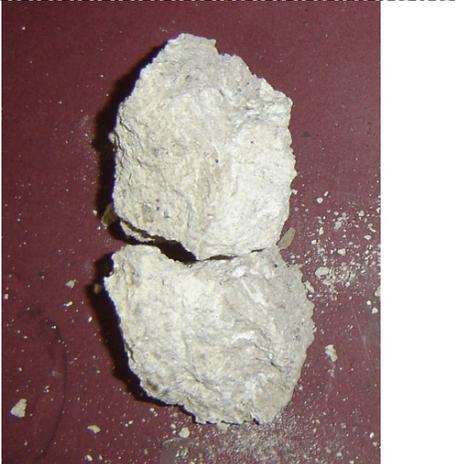
A1- Tabla de muestras y ubicación.

CLAVE	LOCALIDAD	COORDENADAS	TIPO DE MUESTRA	IMAGEN
PC 1a	Posada Concepción	N 26° 45' 20'' O 111° 53' 48''	Brecha en contacto con veta silicocarbonatada	
PC 1b	Posada Concepción	N 26° 45' 20'' O 111° 53' 48''	Veta de sílice amorfo	
PC 2	Posada Concepción	N 26° 45' 20'' O 111° 53' 48''	Brecha en contacto con veta silicocarbonatada	
PC 4	Posada Concepción	N 26° 45' 20'' O 111° 53' 48''	Andesita de roca caja	
PC 5a	Posada Concepción	N 26° 45' 20'' O 111° 53' 48''	Mineralización Hidrotermal	

A1- Tabla de muestras y ubicación.

PC 5b	Posada Concepción	N 26° 45' 20'' O 111° 53' 48''	Mineralización Hidrotermal	
PC 6	Posada Concepción	N 26° 45' 20'' O 111° 53' 48''	Mineralización Hidrotermal	
PC 7	Posada Concepción	N 26° 45' 20'' O 111° 53' 48''	Andesita de roca caja	
PC a1	Posada Concepción	N 26° 45' 20'' O 111° 53' 48''	Brecha en contacto con veta silicocarbonatada	
PC a2	Posada Concepción	N 26° 45' 20'' O 111° 53' 48''	Veta de sílice amorfo	

A1- Tabla de muestras y ubicación.

PC a3	Posada Concepción	N 26° 45' 20'' O 111° 53' 48''	Brecha en contacto con veta silicocarbonatada	
PC c	Posada Concepción	N 26° 45' 20'' O 111° 53' 48''	Andesita de roca caja	
PC d	Posada Concepción	N 26° 45' 20'' O 111° 53' 48''	Dique andesítico	
San 1.1	Santispac	N 26° 45' 30'' O 111° 53' 41''	Ópalo	

A1- Tabla de muestras y ubicación.

San 1.2	Santispac	N 26° 45' 30'' O 111° 53' 41''	Manganeso	
San 1.3	Santispac	N 26° 45' 30'' O 111° 53' 41''	Roca caja con pátina de poliuetos	
San 1.b	Santispac	N 26° 45' 30'' O 111° 53' 41''	Manganeso	
San 2	Santispac	N 26° 45' 30'' O 111° 53' 41''	Ópalo	
San 3	Santispac	N 26° 45' 30'' O 111° 53' 41''	Pátina botroidal parda	

CLAVE	LOCALIDAD	CARACTERISTICAS GENERALES	TEXTURAS	MINERALOGÍA	TIPO DE MUESTRA
PC 1a	Posada Concepción	Muestra adyacente a vetas hidrotermales , color pardo claro y oscuro, contiene fragmentos de rocas de color gris, negro y rojo.	Presenta una textura brechoide con predominancia en cementante , también contiene componentes pétreos volcánicos, las zonas mas claras son más porosas.	Presenta minerales de alteración hidrotermal los cuales probablemente son ópalo, carbonatos y minerales arcillosos	Brecha en contacto con veta silicocarbonatada
PC 1b	Posada Concepción	Muestra de veta de color pardo claro, con alternancias de bandas blancas.	Tiene una textura masiva, compacta, bandeada, con algunos sectores porosos en las regiones mas claras	Su mineralización esta dada por sílice amorfo, carbonatos y arcillas en menor proporción.	Veta de sílice amorfo
PC 2	Posada Concepción	Muestra adyacente a vetas hidrotermales, de color pardo claro y blanco, contiene fragmentos de rocas y arena de color gris y negro	Presenta una textura brechoide con predominancia en cementante, también contiene componentes pétreos volcánicos, las zonas mas claras son las mas arcillosas.	Presenta minerales de alteración hidrotermal los cuales probablemente son ópalo, carbonatos y minerales arcillosos	Brecha en contacto con veta silicocarbonatada
PC 4	Posada Concepción	Muestra de un bloque de andesita de la roca caja de color marron, con manchas rojas y negras y pequeñas zonas de alteración	Presenta una textura microporfídica, se llegan a observar algunos cristales negros, en superficie se aprecia alteración	Su mineralización esta dada por feldespatos, fenocristales de piroxenos, posiblemente manganeso.	Andesita de roca caja
PC 5a	Posada Concepción	Muestra asociada a la fase distal de un manantial hidrotermal, de color negro con intercalaciones de bandas blancas y manchones	Presenta una textura brechoide, se observan, laminillas blancas de sílice amorfo ,sin orientación preferencial, en algunos casos forma estructuras microestromatolíticas, tiene una matriz presumiblemente de manganeso que sostiene a una gran cantidad de arenas y bioclastos	Su mineralización esta dada por manganeso que actúa como cementante de arenas y bioclastos como fragmentos de conchas. También se observan algunos fragmentos de roca caja, el ópalo se presenta formando placas estromatolíticas.	Mineralización Hidrotermal
PC 5b	Posada Concepción	Muestra asociada a la fase proximal o central de un manantial hidrotermal ,color negro con pequeños manchones pardos y laminillas deformadas de color blanco	Presenta una textura masiva, compacta, se observan fragmentos de roca caja y pequeñas laminillas de ópalo también presenta una moderada silicificación.	Su mineralogía esta dada por manganeso que actúa como cementante de fragmentos de roca caja.	Mineralización Hidrotermal

X	PC 6	Posada Concepción	Muestra asociada a la fase distal de un manantial hidrotermal, de color negro con intercalaciones blancas y manchones	Presenta una textura brechoide, se observan, laminillas blancas de sílice amorfo, sin orientación preferencial, en algunos casos forma estructuras microestromatolíticas, tiene una matriz presumiblemente de manganeso que sostiene a una gran cantidad de arenas y bioclastos	Su mineralización esta dada por manganeso que actúa como cementante de arenas y bioclastos como fragmentos de conchas. También se observan algunos fragmentos de roca caja, el ópalo se presenta formando placas estromatolíticas.	Mineralización Hidrotermal
	PC 7	Posada Concepción	Bloque de roca caja, asociado a un manantial hidrotermal, se presume que sufrió una moderada alteración, su color es pardo rojizo con una mancha de color blanco distribuida de manera difusa.	Su textura es porfídica, en la parte central muestra cierta porosidad debido a la alteración	Su mineralización esta dada por feldespatos, con fenocristales de piroxenos, y minerales arcillosos, también se observa una alteración la cual se puede observar en corte y en superficie, en superficie se observa depositación de una costra de manganeso y ópalo, y en la parte interiormente se observa una decoloración posiblemente arcillas.	Andesita de roca caja
	PC a1	Posada Concepción	Muestra adyacente a vetas hidrotermales, color pardo claro y oscuro, contiene fragmentos de rocas de color gris, negro y rojo.	Presenta una textura brechoide con predominancia en cementante, también contiene componentes pétreos volcánicos, las zonas más claras son más porosas.	Presenta minerales de alteración los cuales probablemente son ópalo, carbonatos y minerales arcillosos	Brecha en contacto con veta silicocarbonatada
	PC a2	Posada Concepción	Muestra de veta de color pardo claro, con alternancias de bandas blancas, recubriendo una zona de brecha cementada por manganeso	Tiene una textura masiva, compacta, bandeada, con algunos sectores porosos en las regiones más claras, la parte que es recubierta presenta una textura brechoide con predominancia en cementante, también contiene componentes pétreos volcánicos, las zonas más claras son las más arcillosas.	Su mineralización esta dada por sílice amorfo, manganeso como cementante arenas, y arcillas que se observan de forma superficial	Veta de sílice amorfo
	PC a3	Posada Concepción	Muestra adyacente a vetas hidrotermales, color pardo claro, contiene fragmentos de rocas de color gris, negro y rojo, y una franja de color amarillo	Presenta una textura brechoide con predominancia en cementante, también contiene componentes pétreos volcánicos, en corte se puede ver una veta rellena de el mismo material que el cementante pero más brechado y con bordes negros.	Su mineralización esta dada por sílice amorfo, carbonatos, arcillas en menor proporción y probablemente manganeso el cual se halla en el borde de una pequeña veta dentro de la muestra.	Brecha en contacto con veta silicocarbonatada

PC c	Posada Concepción	Muestra de roca caja, alterada por fluidos hidrotermales, es de color negro con cristales blancos y manchones pardos.	Presenta textura fanerítica, es muy porosa.	Sus componentes minerales son fenocristales de plagioclasa, augita, muchos de estos se encuentran muy alterados ya a arcillas.	Andesita de roca caja
PC d	Posada Concepción	Dique cerca de los manantiales aflorando en el acantilado de color gris claro con una gran cantidad de fenocristales negros y blancos, así como muchas zonas alteradas de color amarillo	Presenta una textura fanerítica.	Sus componentes minerales son fenocristales de plagioclasa, piroxenos y mucha arcilla la cual solamente se da en la superficie de la muestra, de igual manera sobre la superficie de la muestra se ve una ligera silicificación.	Dique andesítico
San 1.1	Santispac	Muestra adyacente a vetas hidrotermales, color pardo claro y oscuro, contiene fragmentos de rocas de color gris, negro y rojo.	Presenta una textura brechoide con predominancia en cementante, también contiene componentes pétreos volcánicos, las zonas más claras son más porosas.	Presenta minerales de alteración hidrotermal los cuales probablemente son ópalo, carbonatos y minerales arcillosos	Ópalo
San 1.2	Santispac	Muestra de roca caja cerca de un manantial, de color pardo oscuro con patinas azules	Presenta una textura brechoide	Los componentes en muestra de mano son fragmentos de roca caja como andesitas, y como cementante de la brecha manganeso.	Manganeso
San 1.3	Santispac	Muestra de bloque de roca caja alterada cerca de un manantial hidrotermal de color negro y pardo con cristales blancos esta recubierta por estructuras biológicas de color azul	Presenta una textura fanerítica internamente esta alterada notándose franjas de color pardo como vetillas, en superficie se observan conductos de poliquetos los cuales estas recubiertos por una patina de color azul.	Los minerales observables son plagioclasas, ópalo en forma de vetillas dentro de la roca, arcillas, y una patina de manganeso	Roca caja con patina de poliquetos
San 1.b	Santispac	Veta de manganeso asociada a una veta de ópalo sobre la playa, su color es negro con ligeros manchones verdes y amarillos	Presenta una textura masiva, poco consolidada que presenta un bandeamiento	Sus componentes en muestra de mano son manganeso y arcillas	Manganeso
San 2	Santispac	Muestra adyacente a vetas hidrotermales, color pardo claro y oscuro, contiene fragmentos de rocas de color gris, negro y rojo.	Presenta una textura brechoide con predominancia en cementante, también contiene componentes pétreos volcánicos, las zonas más claras son más porosas.	Presenta minerales de alteración hidrotermal los cuales probablemente son ópalo, carbonatos y minerales arcillosos	Brecha en contacto con veta silicocarbonatada
San 3	Santispac	Patina de color pardo claro, recubriendo un bloque de la roca caja alterado cerca de un manantial hidrotermal	Presenta una forma botroidal en general y en otras zonas aparece como si fuera una pequeña alteración dando colación a la roca superficialmente.	Con análisis de DRX se encontró su composición aragonita	Patina botroidal parda

Tabla A.3. Análisis de fluorescencia de Rayos X (FRX) y Espectrometría de Masas con Plasma de Acoplamiento Inductivo (ICP-MS) (elementos mayores, trazas y tierras raras) en muestras recolectadas de depósitos hidrotermales en Bahía Concepción. ppc=perdida por calcinación; NA= no analizado; ppm=partes por millón.

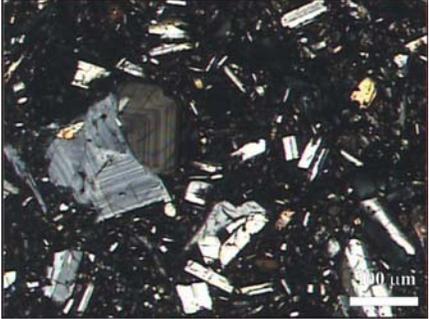
No. Muestra	Clave	Mineralogía por DRX	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	SO ₃	Cl	ppc.	TOTAL
			%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%
1	PCa1	Ópalo -A, con Cristobalita y Feldespatos	73.25	0.339	10.84	2.81	0.011	1.04	1.5	1.62	1.03	0.27	6.3	NA	NA	99.01
2	PCa2	Ópalo -CT, con Cristobalita y Feldespatos	93.49	0.029	0.611	0.236	NA	0.306	0.73	0.115	0.08	0.058	4.39	NA	NA	100.05
3	PC1a	Ópalo-CT, con Tridimita y Esmeclita	69.95	0.042	1.26	0.369	NA	19.91	0.6	0.417	0.18	0.048	7.73	NA	NA	100.51
4	San1a	Ópalo -CT, con Cristobalita y Feldespatos	85.87	0.192	4.91	1.57	NA	0.76	1.3	0.86	0.45	0.127	3.58	NA	NA	99.63
5	San1b	Todoroquita, Calcita, Aragonita, Barita y Feldepatos	11	0.155	1.4	0.166	37.7	6.57	16	0.845	0.76	NA	19.2	0.17	1.5	95.47

#	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm
1	3.1	8.3	0.75	2.9	0.8	0.27	0.8	0.1	0.8	0.2	0.5	0.08	0.5	0.08
2	0.8	0.9	0.18	0.7	0.2	< 0.05	0.2	< 0.1	0.2	< 0.1	0.1	< 0.05	0.1	< 0.04
3	0.6	0.9	0.14	0.6	0.2	0.05	0.1	< 0.1	0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.05	< 0.1	< 0.04
4	3.7	9.5	0.93	3.6	0.9	0.28	1	0.2	1	0.2	0.6	0.1	0.7	0.13
5	10.1	2.4	1.18	4.1	0.8	< 0.05	0.8	0.1	0.9	0.2	0.6	0.1	0.7	0.11

#	V	Cr	Co	Ni	Cu	Zn	Ga	Ge	As	Rb	Sr	Y	Zr	Nb
	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm
1	25	< 20	2	< 20	10	60	6	3	9	77	167	4	54	2
2	< 5	< 20	< 1	< 20	< 10	< 30	< 1	< 1	8	5	84	1	7	< 1
3	< 5	< 20	< 1	< 20	< 10	< 30	< 1	2	< 5	5	55	< 1	11	< 1
4	< 5	< 20	3	< 20	< 10	< 30	4	< 1	< 5	8	152	6	32	1
5	46	< 20	49	20	340	< 30	11	18	721	15	3610	6	14	< 1

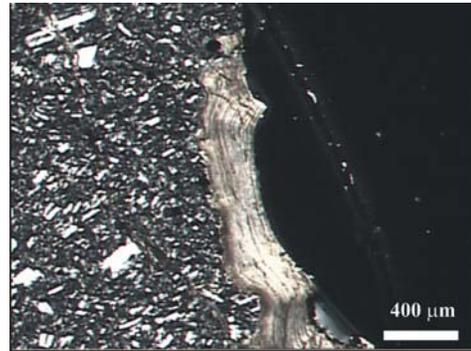
#	Mo	Ag	In	Sn	Sb	Cs	Ba	Hf	Ta	W	Tl	Pb	Bi	Th	U
	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm
1	< 2	< 0.5	< 0.2	< 1	2.5	73.9	161	1.4	0.2	< 1	0.7	8	< 0.4	1	0.9
2	< 2	< 0.5	< 0.2	< 1	3.3	3.3	286	< 0.2	< 0.1	1	< 0.1	< 5	< 0.4	0.1	3.6
3	< 2	< 0.5	< 0.2	< 1	2.5	2.6	40	0.2	< 0.1	< 1	< 0.1	< 5	< 0.4	< 0.1	2.1
4	< 2	< 0.5	< 0.2	< 1	2.6	0.9	178	0.9	0.1	< 1	< 0.1	18	< 0.4	0.9	1.8
5	16	< 0.5	< 0.2	< 1	3.6	3.8	14200	0.5	0.2	110	16	9	< 0.4	0.2	5.1

A4 Descripción de laminas delgadas

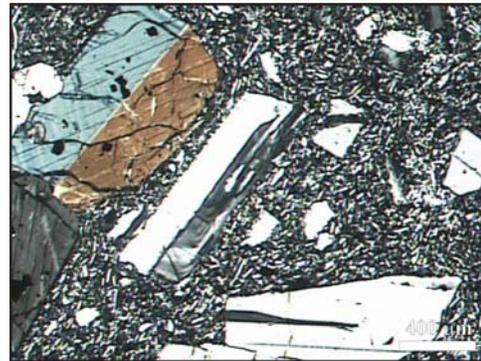
<p>Pcc: Roca con grado de cristalinidad hipocristalino, presenta fenocristales de plagioclasa, augita y hornblenda principalmente, su matriz esta compuesta de plagioclasa y feldespato potásico, entre los intersticios de la matriz se observa un relleno de sílice, posiblemente cristobalita, considerada así por su forma de crecimiento, de origen secundario. También presenta, pero de manera escasa, minerales opacos como magnetita y óxidos de manganeso. El arreglo de las fases minerales le atribuye una textura porfídica, por lo que es clasificada como una andesita.</p>	
<p>San 1.2: Roca con grado de cristalinidad hipocristalino, presenta fenocristales de plagioclasa, augita y hornblenda mayores a 100 μm en su mayoría, su matriz esta compuesta de plagioclasa y feldespato potásico, los cuales denotan una alteración a minerales arcillosos bastante intensa. Entre los intersticios de la matriz se observa un relleno de sílice, posiblemente cristobalita, de origen secundario. También presenta, pero de manera escasa, minerales opacos como magnetita y óxidos de manganeso. El arreglo de las fases minerales le atribuye a la roca una textura porfídica, por lo que es clasificada como una andesita.</p>	
<p>San 1.3: Roca con grado de cristalinidad hipocristalino, presenta fenocristales de plagioclasa y augita, su matriz esta compuesta por cristales de plagioclasa y feldespato potásico poco alterados. También presenta, pero de manera escasa, minerales opacos como magnetita y óxidos de manganeso. En una de las orillas de la lámina se observan estructuras de conductos de poliquetos formados por aragonita. El arreglo de las fases minerales le atribuye a la roca una textura porfídica, por lo que es clasificada como una andesita.</p>	

A4 Descripción de laminas delgadas

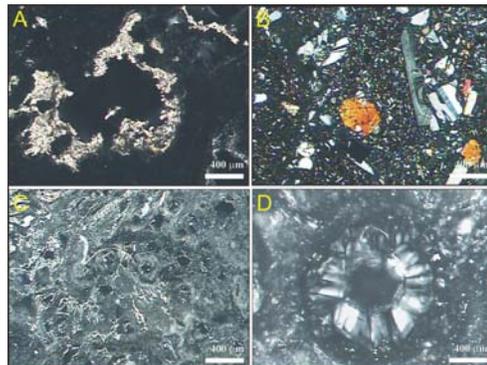
San 3. Roca con grado de cristalinidad hipocristalino, presenta fenocristales de plagioclasa, augita y hornblenda mayores a 100 μm en su mayoría, su matriz esta compuesta de plagioclasa y feldespato potásico, además contiene enclaves de basaltos y aglomerados de cristales de plagioclasa. En una de las orillas de la lamina se ven estructuras laminadas de aragonita (de origen algal). El arreglo de las fases minerales le atribuye a la roca una textura porfídica, por lo que es clasificada como una andesita. También presenta una microfractura rellena de calcita y sílice, de textura brechoide.



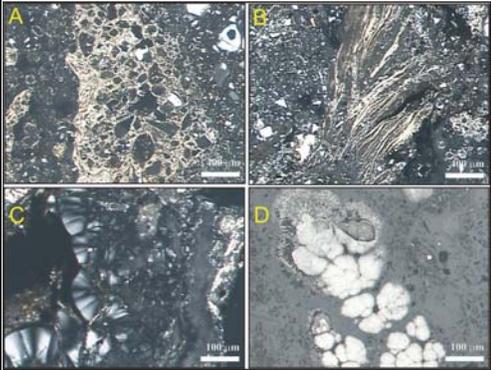
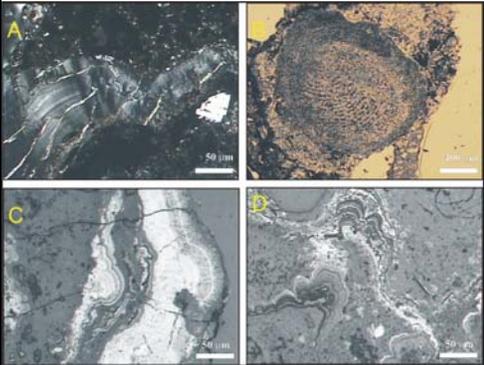
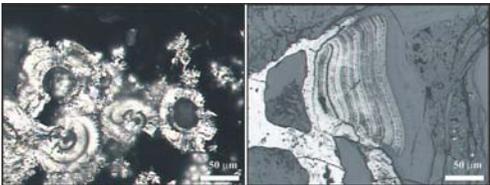
Pcd: Roca hipocristalina que presenta fenocristales de plagioclasa, augita y hornblenda, y una matriz compuesta básicamente de plagioclasa y feldespato potásico, con texturas fluidales. Entre los intersticios de la matriz (como vacuolas y fracturas) se observa un relleno de sílice, posiblemente cristobalita, de origen secundario. También presenta cantidades subordinadas de minerales opacos como magnetita, en la matriz, y óxidos de manganeso, como relleno de fracturas. Las fases minerales primarias descritas y su arreglo permiten clasificar esta roca como una andesita con textura traquítica.



PCa2. Veta de sílice amorfa encajonada por una brecha volcánica. La brecha está formada por una andesita con textura traquítica con enclaves de basalto y aglomerados de plagioclasa, presenta fenocristales de augita y plagioclasas. Además, contiene en cantidades subordinadas iddingsita, olivino, minerales arcillosos, magnetita y otros óxidos de hierro. La brecha esta en contacto con una veta de sílice amorfa, identificada por medio de DRX como ópalo CT. Petrográficamente, se pueden apreciar dos variedades distintas de ópalo, ambas en agregados de morfología globular: (a) una con textura masiva, turbia, con mucha porosidad y con un bandeado fluidal, y (b) otra diáfana, poco porosa, y con crecimiento de cristales de cristobalita en los poros. Localmente se observa calcita pseudoesparítica, como relleno de los poros.



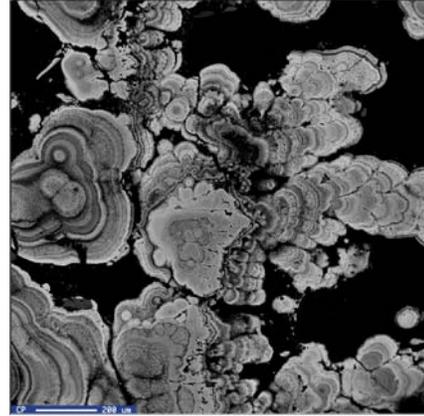
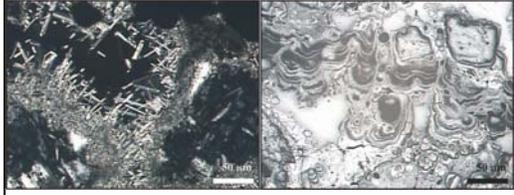
A4 Descripción de laminas delgadas

<p>PCa3. Brecha cementada por ópalo, contiene clastos de augita, plagioclasa y fragmentos de roca, como basaltos y andesitas, los cuales en sus bordes muestra un crecimiento de calcita. El ópalo que cementa la brecha se presenta en dos variedades petrográficas: (a) una masiva, turbia, con mucha porosidad, y (b) la otra menos porosa, diáfana y con intercrecimiento de cristales de cristobalita. La calcita también se presenta en algunas fracturas rellanándolas y adquiere formas como flamas. Mucho más escasos, hay óxidos de manganeso caracterizados por formar agregados botrioidales que en los bordes muestran el hábito acicular de los cristales.</p>	
<p>PC5b. Brecha cementada por ópalo y óxidos de manganeso, con clastos de plagioclasa, augita y fragmentos de roca (basalto y andesita). El ópalo presenta dos variedades petrográficas diferentes, una masiva turbia y otra diáfana. Los óxidos de manganeso se disponen en estructuras laminares y botrioidales, así como en cristales de hábito acicular. También se pueden observar fragmentos de algas y otros organismos.</p>	
<p>PC6. Brecha volcánica en contacto con una veta de ópalo. La brecha esta cementada por óxidos de manganeso y ópalo en menor proporción. Contiene clastos de plagioclasa, augita y fragmentos de roca (andesita y basalto). Los clastos andesíticos se encuentran alterados en sus bordes a una asociación de óxidos de manganeso, oxihidróxidos de hierro y calcita. Presentan textura porfídica y tienen fenocristales de plagioclasa y augita.</p> <p>Se observan, además, vetillas de ópalo, en sus dos variedades petrográficas, una masiva turbia y la otra diáfana con intercrecimientos de cristobalita y una estructura de flujo.</p>	

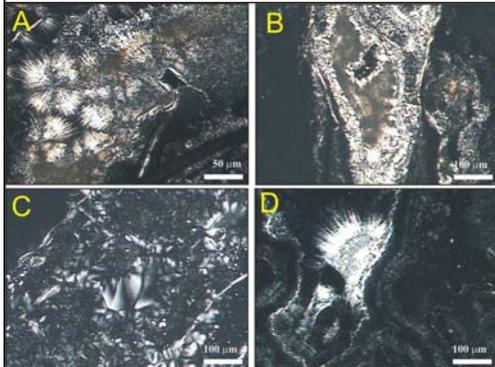
A4 Descripción de laminas delgadas

San 1b: Veta bandeada de óxidos de manganeso y calcita. Contiene algunos fragmentos de roca (andesita y basalto), así como bioclastos (fragmentos de algas, miliólidos y bivalvos). Los cristales de calcita tiene hábito acicular y los óxidos de manganeso forman láminas ondulantes y botrioides.

El análisis EDS para esta muestra mostró valores muy altos en Mn y relativamente altos en Ca, Mg, K y Na. Estos datos, junto con los análisis de DRX, nos indican que el óxido de manganeso que forma esta veta es todorokita $(\text{Na,Ca,K})_2(\text{Mn}^{4+},\text{Mn}^{4+})_6\text{O}_{12}\cdot 3-4.5(\text{H}_2\text{O})$.



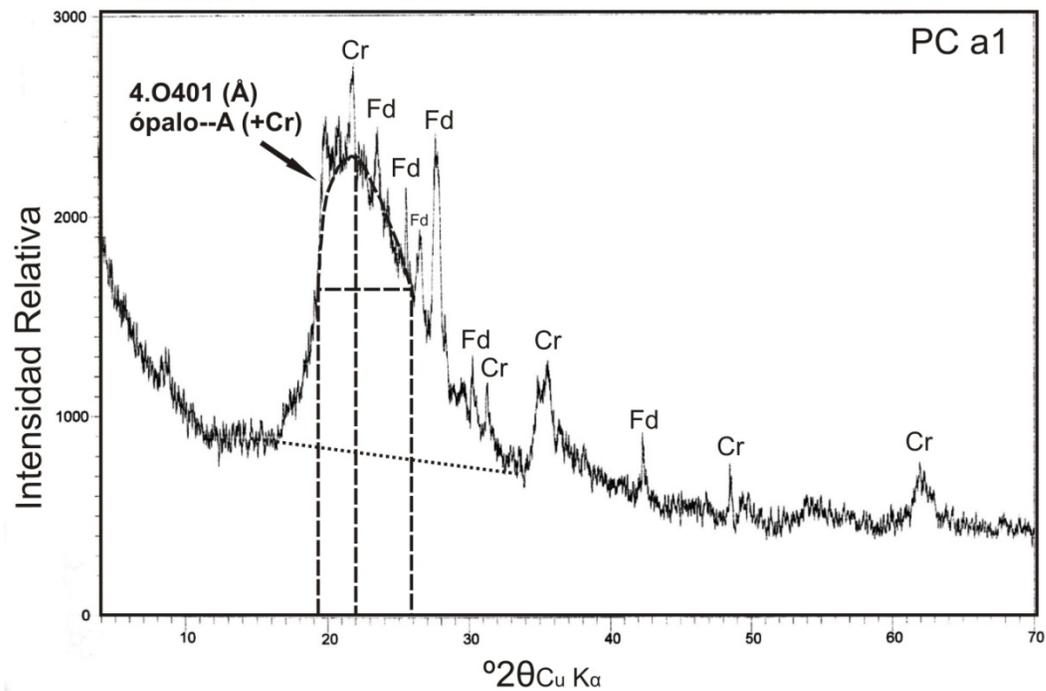
PC1b: Veta silicocarbonatada, que presenta dos variedades texturales de ópalo: (a) uno masivo, turbio, con crecimiento de calcita en sus bordes, y otro (b) diáfano con crecimiento de cristobalita en los intersticios. La calcita crece en los bordes del ópalo, dentro de fracturas, formando estructuras botrioidales



A5 Análisis de Difracción de Rayos X

Muestra--PCa1

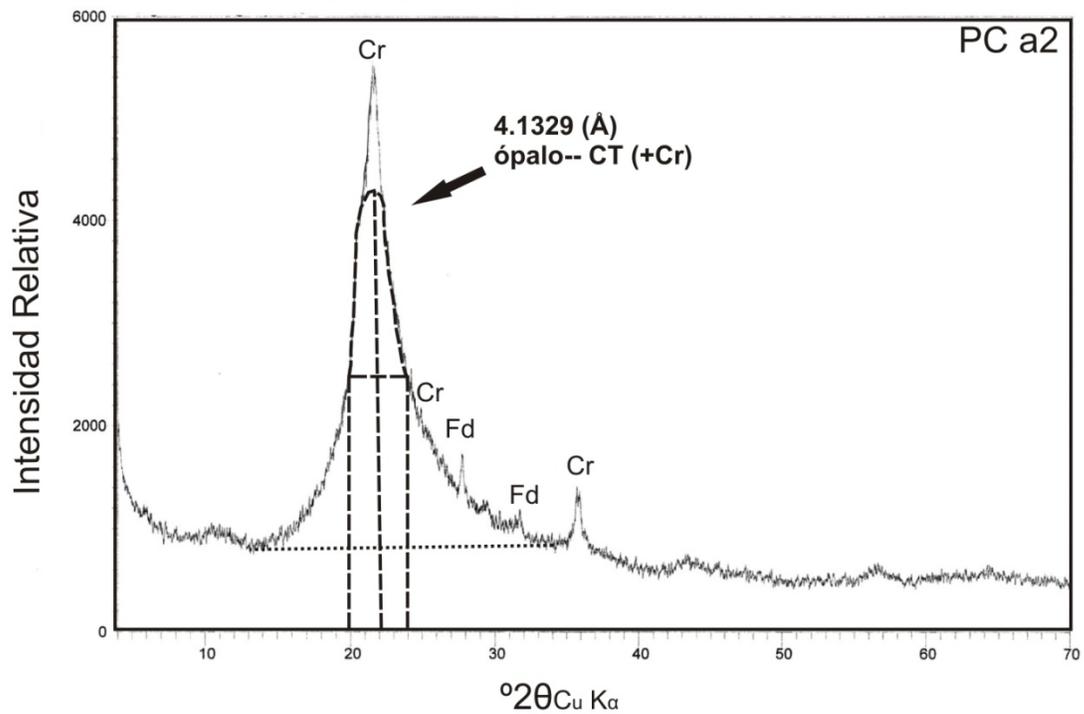
No DE PICO	MINERAL	INTENSIDAD %	2θ	d(Å)
1	CRISTOBALITA	100.00	22	4.040156587
2	ANORTITA	88.06	23.6	3.769746242
3	ANORTITA	86.57	27.7	3.220384007
4	ANORTITA	77.61	25.6	3.479591312
5	ANORTITA	69.40	26.5	3.363424584
6	ANORTITA	47.01	30.2	2.959251044
7	CRISTOBALITA	45.52	35.5	2.528660318
8	CRISTOBALITA	41.79	31.3	2.85771637
9	ANORTITA	32.84	42.2	2.141403096
10	CRISTOBALITA	26.87	61.9	1.498956983
11	CRISTOBALITA	26.87	48.4	1.8805928



A5 Análisis de Difracción de Rayos X

Muestra --PC a 2

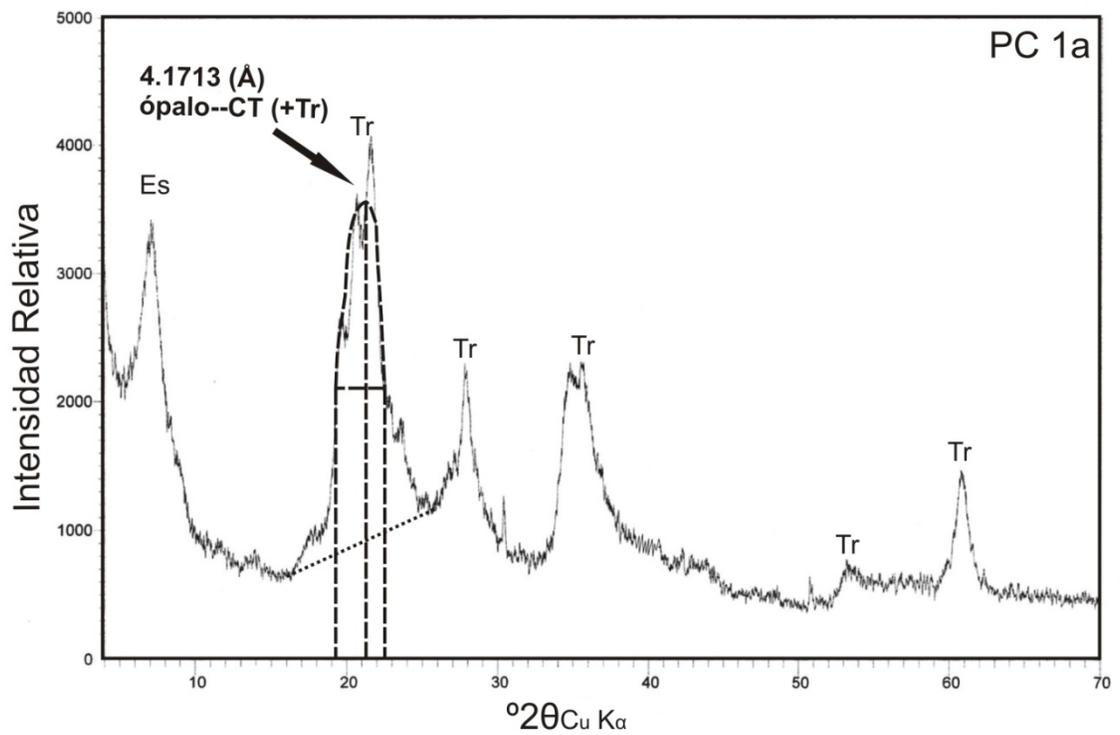
No DE PICO	MINERAL	INTENSIDAD %	2θ	d(Å)
1	CRISTOBALITA	100.00	21.5	4.058378097
2	ANORTITA	30.37	27.9	3.197751897
3	CRISTOBALITA	25.19	36	2.494679163
4	ANORTITA	20.74	31.7	2.822564089
5	CRISTOBALITA	31.11	25.1	3.547760448



A5 Análisis de Difracción de Rayos X

Muestra --PC1a

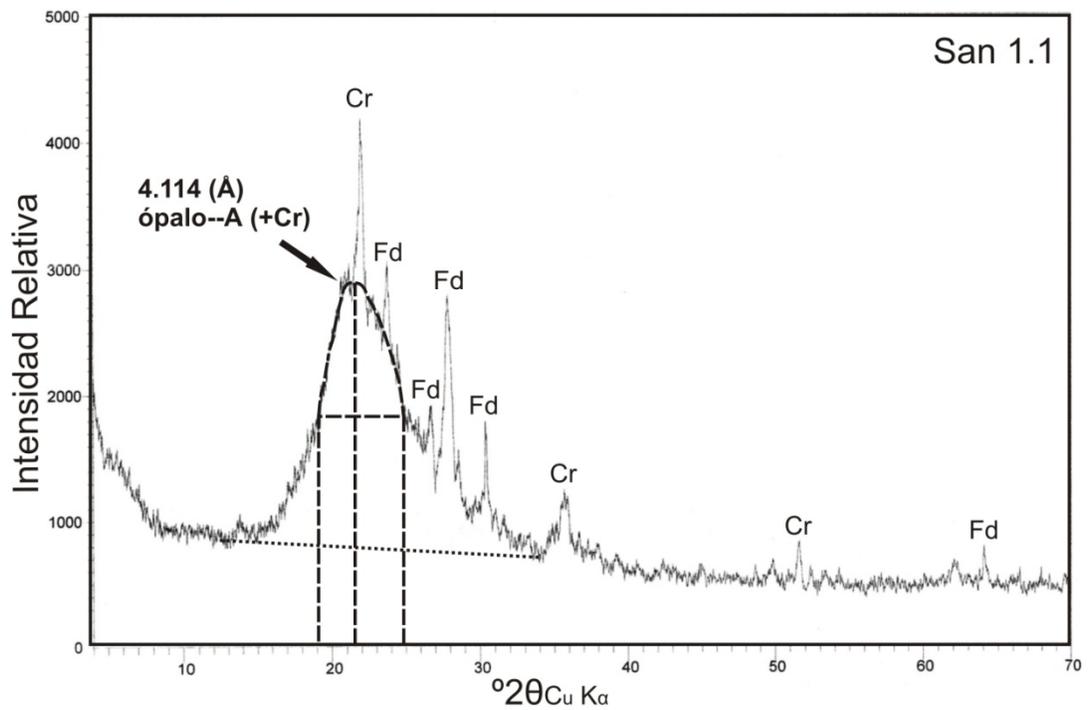
No DE PICO	MINERAL	INTENSIDAD %	2θ	d(Å)
1	TRIDIMITA	100.00	21.6	4.114061321
2	ARCILLA	82.35	6.6	13.39201303
3	TRIDIMITA	55.46	35.9	2.501398333
4	TRIDIMITA	55.46	28	3.186558337
5	TRIDIMITA	34.45	60.9	1.5211509
6	TRIDIMITA	30.25	30.4	2.940236679
7	TRIDIMITA	15.97	50.9	1.793941254



A5 Análisis de Difracción de Rayos X

Muestra --SAN 1

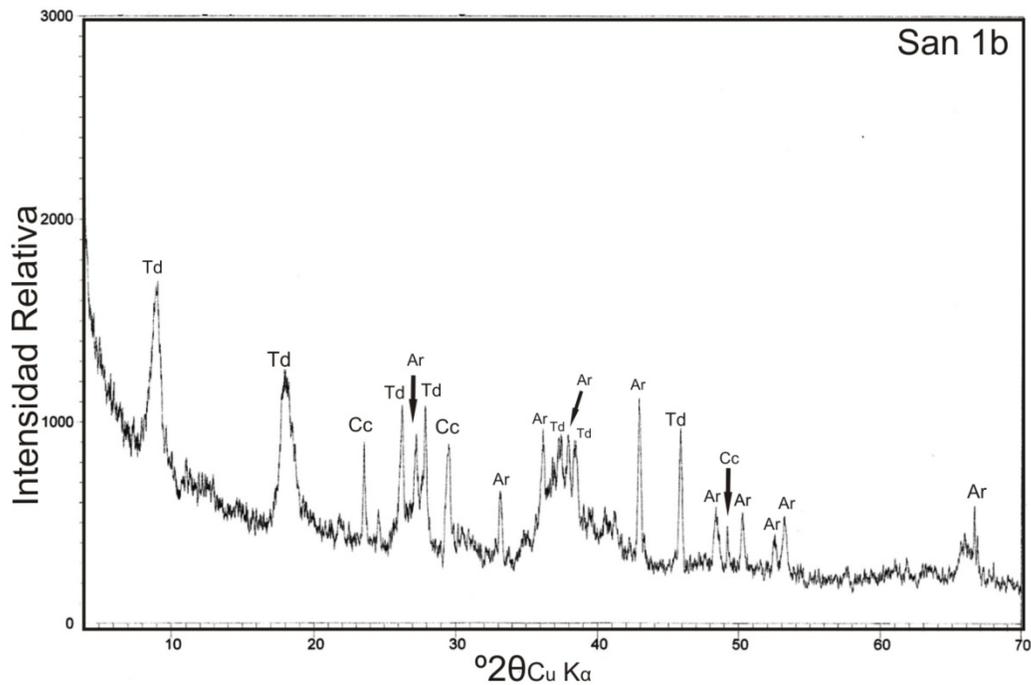
No DE PICO	MINERAL	INTENSIDAD %	2 θ	d(Å)
1	CRISTOBALITA	100.00	22	4.040156587
2	ALBITA	73.55	23.6	3.769746242
3	ALBITA	66.94	28	3.186558337
4	ALBITA	46.28	26.9	3.314312528
5	ALBITA	42.98	30.4	2.940236679
6	CRISTOBALITA	29.75	36	2.494679163
7	CRISTOBALITA	19.83	51.7	1.76804806
8	ALBITA	19.01	64.1	1.452718618



A5 Análisis de Difracción de Rayos X

Muestra --SAN 1b

No DE PICO	MINERAL	INTENSIDAD %	2θ	d(Å)
1	TODOROKITA	100.00	9.1	9.717730087
2	TODOROKITA	75.31	18.5	4.795856095
3	CALCITA	66.67	43	2.103398915
4	ARAGONITA	64.20	26.2	3.401252071
5	ANORTITA	64.20	27.9	3.197751897
6	TODOROKITA	58.02	46	1.972963603
7	CALCITA	58.02	36.3	2.474747745
8	TODOROKITA	55.56	37.6	2.392120148
9	ANORTITA	55.56	38	2.36785525
10	ARAGONITA	55.56	27.2	3.278435416
11	BARITA	54.32	23.5	3.785560762
12	BARITA	54.32	38.5	2.338247314
13	CALCITA	53.09	29.5	3.027856789
14	BARITA	39.51	33	2.714283794
15	CALCITA	34.57	48.4	1.8805928
16	ARAGONITA	34.57	66.6	1.404128171
17	ANORTITA	34.57	24.5	3.633267426
18	ARAGONITA	32.10	50.2	1.817301658
19	BARITA	32.10	53.1	1.72468725



A5 Análisis de Difracción de Rayos X

Muestra --SAN 3

No DE PICO	MINERAL	INTENSIDAD %	2θ	d(Å)
1	ARAGONITA	100.00	46	1.972963603
2	CUARZO	99.19	26.6	3.351006783
3	ANORTITA	65.85	33.3	2.690513748
4	ARAGONITA	60.98	38.7	2.326622741
5	ANORTITA	58.54	27.3	3.26665331
6	ANORTITA	55.28	36.3	2.474747745
7	ARAGONITA	52.03	48.5	1.876948919
8	ANORTITA	51.22	38.2	2.355917164
9	ANORTITA	47.97	43.1	2.09875017
10	ANORTITA	38.21	52.7	1.736831139
11	CUARZO	31.71	50.4	1.810558499
12	ANORTITA	27.64	37.3	2.410667154
13	ARAGONITA	25.20	53.1	1.72468725
14	ANORTITA	20.33	41.2	2.191037585
15	ANORTITA	18.70	31.9	2.805322982
16	ANORTITA	17.89	11.8	7.499554226
17	ARAGONITA	17.07	31.1	2.875636157
18	CUARZO	16.26	20.9	4.250243958
19	ARAGONITA	11.38	59.4	1.5559287
20	ARAGONITA	11.38	62	1.496779392
21	ARAGONITA	11.38	66.3	1.409751577

