



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA
DE MÉXICO

FACULTAD DE INGENIERÍA

CARACTERIZACIÓN GEOLÓGICA Y GEOQUÍMICA DEL
ÁREA MINERALIZADA DE MANGANESO EN BAHÍA
CONCEPCIÓN, BAJA CALIFORNIA

T E S I S

QUE PARA OBTENER EL TÍTULO DE:

INGENIERO GEÓLOGO

P R E S E N T A :

RODRÍGUEZ DÍAZ AUGUSTO ANTONIO

DIRECTOR DE TESIS: DR. CARLOS CANET MIQUEL



MÉXICO, D. F.

2004



Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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

UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

FACULTAD DE INGENIERÍA

**CARACTERIZACIÓN GEOLÓGICA Y GEOQUÍMICA DEL
ÁREA MINERALIZADA DE MANGANESO EN BAHÍA
CONCEPCIÓN, BAJA CALIFORNIA**

TESIS

QUE PARA OBTENER EL TÍTULO DE:

INGENIERO GEÓLOGO

PRESENTA:

RODRÍGUEZ DÍAZ AUGUSTO ANTONIO

DIRECTOR DE TESIS: DR. CARLOS CANET MIQUEL

MÉXICO D.F. 2004



UNIVERSIDAD NACIONAL
AUTÓNOMA DE
MÉXICO

FACULTAD DE INGENIERÍA
DIRECCIÓN
60-I-1191

SR. AUGUSTO ANTONIO RODRÍGUEZ DÍAZ
Presente

En atención a su solicitud, me es grato hacer de su conocimiento el tema que propuso el profesor Dr. Carlos Canet Miquel y que aprobó esta Dirección para que lo desarrolle usted como tesis de su examen profesional de Ingeniero Geólogo:

CARACTERIZACIÓN GEOLÓGICA Y GEOQUÍMICA DEL ÁREA MINERALIZADA DE MANGANESO EN BAHÍA CONCEPCIÓN, BAJA CALIFORNIA

RESUMEN
INTRODUCCIÓN
I MARCO GEOGRÁFICO
II GENERALIDADES DE LOS YACIMIENTOS DE MANGANESO
III MARCO GEOLÓGICO
IV LOS DEPÓSITOS DE MANGANESO DE BAHÍA CONCEPCIÓN
V DISCUSIÓN
VI CONCLUSIONES
VII RECOMENDACIONES
BIBLIOGRAFÍA
ANEXOS

Ruego a usted cumplir con la disposición de la Dirección General de la Administración Escolar en el sentido de que se imprima en lugar visible de cada ejemplar de la tesis el título de ésta.

Asimismo, le recuerdo que la Ley de Profesiones estipula que se deberá prestar servicio social durante un tiempo mínimo de seis meses como requisito para sustentar examen profesional.

Atentamente
“POR MI RAZA HABLARÁ EL ESPÍRITU”
Cd. Universitaria, D. F., a 27 de octubre de 2004
EL DIRECTOR


M. en C. GERARDO FERRANDO BRAVO

GEB*JAGC*gtg


AGRADECIMIENTOS

A la Dirección General de Asuntos del Personal Académico (DGAPA) y al Instituto de Geofísica, Departamento de Recursos Naturales por el apoyo brindado durante la realización del presente trabajo en el 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” IN107003 (PAPIIT) a cargo de la Dra. Rosa María Prol Ledesma y el Dr. Carles Canet Miquel.

A mis padres Antonio y Sofía por enseñarme todo lo necesario para llegar hasta donde estoy.

A mis hermanos Beatriz, Roberto y Moisés, por apoyarme siempre. A mi sobrino Sebastián por recordarme que nunca hay que dejar de tener un corazón de niño.

A mis amigos de toda la vida Jhoni Vargas, Alberto Palma, Efrén Chávez, Jorge Piedras, Elías Almanza; Guadalupe García, Dora Velázquez, Karina Chávez; Brenda Estrada, Cathy Hernández, Daniel Aldama, Gerardo Pérez, Guadalupe Simón, Luz Castañeda y Sandra Martínez (H.C.C.H.) y Mischell Reyes (Filosofía y Letras, Geografía).

A mis amigos y compañeros de la Facultad de Ingeniería Carlos Navarrete, Erick Ahedo, Lorena Luna, Martha Gómez; Aarón S., Adán Castro, Armando Alcalá, Arturo Rojo, Bety Díaz, Daniel Bolaños, David Blanco, David dark, Diana Tapia, Enoch Ortiz, Erick Banda, Eric Martínez, Francisco Ponce, Guillermo Hernández, Iván Villagrana, Israel Cayetano, Janet Ravelo, Josué Salazar, Omar Pacheco, Pedro Santillán, Perla Sánchez, Víctor Noguez y Valirie Pompa.

A un par de amigas que ya no están con nosotros, pero siempre las tengo presentes...

A mis maestros Dionisio Valdez, Dante Morán, Alberto Palomo, Sergio Yussim y Lilia Arana.

Muy en especial al Dr. Carles Canet Miquel por haberme permitido aprender mucho de él, por toda su ayuda, paciencia, comprensión y comentarios para mi desarrollo profesional y personal.

A la Dra. Rosa María Prol Ledesma, por toda la ayuda brinda durante la realización de este trabajo.

A la M.C. Guadalupe Villaseñor Cabral, por haberme brindado su amistad y apoyo, sus conocimientos, recomendaciones y anécdotas que me son muy útiles para mi desarrollo integral.

Al Ing. Juan Carlos Cruz Ocampo por su infinita ayuda, comprensión y sobre todo amistad.

Al Ing. Alfredo Victoria por su amistad, sus valiosos consejos y las facilidades para la realización de este trabajo.

A mis compañeros de proyecto M.C. Ruth Villanueva Estrada (Instituto de Geofísica) y al Dr. Antoni Camprubí Cano (Centro de Geociencias, UNAM), por su grata compañía a lo largo del desarrollo del proyecto y la salida de campo.

A las personas que colaboraron con sus conocimientos y servicios para la preparación y análisis de muestras:

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

Quím. Rufino Lozano Santa Cruz (Instituto de Geología, UNAM), por su ayuda en la realización de los análisis de FRX en el LUGIS

Dr. Joaquín Proenza Fernández (Universidad de Barcelona), por el apoyo prestado para la realización de los análisis de DRX, para el proyecto.

Ing. Carlos Linares por las facilidades prestadas en el uso de la microsonda electrónica del Laboratorio Universitario de Petrología, del Instituto de Geofísica UNAM.

Quiero agradecer a todas las personas que de cualquier forma me brindaron su ayuda y apoyo para la realización de este trabajo.

A todos Gracias...

RESUMEN

Bahía Concepción se ubica en la costa del Mar de Cortés de la península de Baja California. El área de estudio está limitada por la Población de Santa Rosalía, al norte, el límite municipal entre Comondú y Loreto, al sur, el Golfo de California, al este, y la Sierra de la Giganta, al oeste. Bahía Concepción está ubicada dentro de la provincia fisiográfica de la Península de Baja California, dentro de la subprovincia de Sierra de la Giganta.

La bahía tiene unas dimensiones aproximadas de 40 Km de largo y una variación de 5 a 10 Km de ancho, y se comunica en su parte norte con el Golfo de California.

En la región de Bahía Concepción está constituida, de manera predominante, por rocas volcánicas y volcanoclásticas pertenecientes al Grupo Comondú (Formaciones Pelones, Minitas, Pilares, Honillos y Ricasón) de edad Oligoceno-Mioceno, rocas graníticas (Cretácico), y rocas sedimentarias marinas y flujos de lava, domos y rocas piroclásticas relativamente recientes. El basamento de la bahía está constituido por granitoides de edad Cretácica. Discordantemente por encima se dispone una secuencia sedimentaria y volcanoclástica de ~30-19 Ma, correspondiente a la Formación El Salto. Sobreyaciendo a esta secuencia se tiene a la Formación Pelones, constituida principalmente de brechas, coladas andesíticas-basálticas y diques de ~19 a 12 Ma. En la Península de Concepción afloran algunas otras secuencias volcanoclasticas y volcánicas pertenecientes a las Formaciones Minitas, Pilares y Hornillos. En el lado oeste de Bahía Concepción, por encima de la Formación Pelones, afloran potentes paquetes de rocas volcánicas y volcanoclásticas andesítico-basálticas de ~15 a 12 Ma, pertenecientes a la Formación Ricasón. El contenido en elementos mayores y traza de muestras de diversas formaciones volcánicas del Grupo Comondú, característico de las series calcalcalinas, permite atribuir estas rocas a un magmatismo de arco.

Discordantemente por encima de las rocas del Grupo Comondú, se depositaron margas, lutitas y limonitas del Mioceno Tardío al Plioceno Temprano de la Formación Tirabuzón. En Punta Chivato, al norte de Bahía Concepción afloran lumaquelas, areniscas, areniscas conglomeráticas y conglomerados de la Formación San Marcos de edad Plioceno Inferior, y areniscas y limonitas de la Formación Marquer del Plioceno Superior. Estas unidades

sedimentarias reflejan, en general, un episodio post-extensional.

El Plioceno Tardío está representado por la Formación Infierno, la cual consiste de calizas fosilíferas, conglomerados y pedernal, de ambiente marino somero. La formación del pedernal se ha atribuido a una actividad hidrotermal exhalativa interaccionando con sedimentos carbonatados en un ambiente de manglar. La actividad volcánica más reciente del área de Bahía Concepción produjo las unidades del Plioceno Temprano de flujos basálticos y piroclásticos.

El área de estudio presenta una serie de manifestaciones termales con potencial geotérmico: Punta Pulpito, Saquiscismunde y Piedras Rodadas. Además, existen ventilas hidrotermales costeras (ventilas submarinas de poca profundidad y manantiales intermareales) a lo largo de fisuras al borde occidental de la bahía, en Ensenada Mapache, Posada Concepción y Bahía de Santispac. El alto contenido de Mn y Ba en los precipitados y fluidos de las ventilas coincide con la existencia de varios depósitos de manganeso alojados por rocas ígneas en los alrededores de Bahía Concepción, sobre la Península de Concepción: El Gavilán, La Azteca, Minas Guadalupe, La Trinidad, Pilares, Las Minitas, Santa Teresa y San Juanico. Los depósitos de manganeso ocurren a lo largo de fallas normales de orientación NO, y consisten principalmente en sistemas de vetas de 0.70 m de espesor promedio, compuestas de pirolusita y otros óxidos de manganeso, con pequeñas cantidades de dolomita, cuarzo calcita y limonita, alojadas en rocas volcánicas del Grupo Comondú.

El depósito de El Gavilán, volumétricamente el más importante del área, consiste en una serie de estructuras mineralizadas encajonadas en rocas basálticas y andesíticas de la formación Pelones, muy alteradas a una mezcla de óxidos de Fe y Mn y arcillas. Las estructuras mineralizadas principales son de tres tipos: a) stockworks, b) brechas y c) vetas. La orientación predominante de las vetas (NO-SE) coincide con la de los sistemas de fallas normales de edad Miocénica que delinearón la bahía. La mineralización consiste en pirolusita y otros óxidos de manganeso (posiblemente coronadita y romanechita) más tardíos, con ganga de dolomita, cuarzo y calcita. La mineralización presenta contenidos muy elevados en manganeso (hasta 48.4 % en peso de Mn), en plomo (hasta 3.0 % en peso de Pb) y en bario (hasta 3.8 % en peso de Ba). Sus contenidos en elementos traza (principalmente Co, Ni, Cu) son coherente con un origen hidrotermal del depósito.

Introducción

Introducción

El presente trabajo se ha realizado en el 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 el número de proyecto IN107003 (PAPIIT) implementado en coordinación por 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).

OBJETIVOS

El objetivo general de este trabajo es caracterizar la zona mineralizada de manganeso de Bahía Concepción (Baja California Sur). Los objetivos particulares de la investigación son los siguientes:

- Caracterizar las unidades geológicas del área de la Bahía de Concepción mediante una cartografía y un reconocimiento detallados.
- Determinar las características petrológicas y geoquímicas de las unidades litoestratigráficas presentes en la zona, en particular de las rocas volcánicas que encajonan las mineralizaciones de manganeso.
- Delimitar la relación entre los cuerpos mineralizados y la roca encajonante, a partir de una cartografía geológica en Bahía Concepción.
- Reconocer las características mineralógicas, texturales y geoquímicas del depósito de manganeso de El Gavilán, en la península de Concepción (Baja California Sur).
- Identificar los procesos que han impulsado la formación de los depósitos de manganeso, y relacionarlos con la historia geológica del área.

METODOLOGÍA

En primer lugar se definió el problema a estudiar con el trabajo de tesis y los objetivos a alcanzar para resolverlo.

Posteriormente, se realizó una recopilación bibliográfica de los trabajos previos sobre la geología regional de Baja California, la geología local de Bahía Concepción y la información geológica-minera de los yacimientos de manganeso. Para ello se consultaron cartas (topográficas y geológicas), fotografías aéreas e imágenes de satélite, libros, tesis, artículos científicos, informes técnicos, boletines especiales e información de Internet. Se analizaron las cartas topográficas a escala 1:50,000: 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, y las fotografías aéreas a escala 1:75,000 correspondientes al área G12-5, líneas L49, L50, L51 y L52. Con ello se elaboró un mapa fotogeológico, para la planeación de la visita a campo.

El trabajo en Bahía Concepción consistió en realizar caminamientos geológicos, para la descripción, delimitación y caracterización en campo de las unidades geológicas, toma de datos estructurales, y muestreo detallado de los depósitos de manganeso y de las rocas volcánicas asociadas. Se realizaron mapas geológicos del área de Bahía Concepción y secciones esquemáticas geológicas de los alrededores de las manifestaciones termales en Bahía Concepción, concretamente en Ensenada Mapaches y Posada Concepción, y en la mina El Gavilán.

Con los datos obtenidos en campo y la recopilación bibliográfica se elaboraron cartas geológicas a diversas escalas y se seleccionaron las muestras para su estudio petrográfico, minerográfico y geoquímico. Por último se interpretó la información de campo, la petrografía y la minerografía, y la geoquímica con la finalidad de establecer el origen del yacimiento.

Las técnicas que se utilizaron para la caracterización de las muestras son las siguientes:

Petrografía y Minerografía

Se elaboraron láminas delgadas y superficies pulidas a partir de las muestras de roca recolectadas en campo para su estudio mediante microscopía óptica de polarización. 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. El estudio de microscopía óptica se realizó con un microscopio Zeiss modelo Axiolab en el Instituto de

Introducción

Geofísica de la UNAM. Además, se realizaron 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 AxioVision 3.1 con Carl Zeiss AxioCam Emulation, en el Departamento de Recursos Naturales del Instituto de Geofísica de la UNAM.

Estas observaciones se han complementado con un estudio realizado mediante una microsonda electrónica marca Jeol, modelo JXA, series 8800/8900 del Instituto de Geofísica de la UNAM. Con este equipo se han obtenido imágenes SEM de electrones secundarios (SE) y retrodispersados (BSE) y análisis cualitativos de EDS (Espectrómetro de energía dispersiva), tanto de las láminas y superficies pulidas como de muestras al natural. Este estudio se ha enfocado a aquellas fases y texturas que por su tamaño de grano no pudieron ser identificadas por medio del microscopio petrográfico-minerográfico.

Geoquímica

Una fracción de las muestras fue preparada para realizar estudios de elementos mayores y trazas por Fluorescencia de Rayos X. Previamente las rocas fueron preparadas utilizando una trituradora de quijada y un pulverizador en el taller de molienda del Departamento de Geoquímica Isotópica del Instituto de Geofísica y en la Facultad de Ingeniería de la UNAM. El análisis de elementos mayores fue realizado con un espectrómetro de masas secuencial de Fluorescencia de Rayos X marca Siemens SRS 3000 en el Laboratorio Universitario de Geoquímica Isotópica del Instituto de Geología de la UNAM. Los elementos traza de las muestras fueron analizados en los laboratorios comerciales de Actlabs de Tucson (Arizona, USA).

Los resultados de los análisis de roca total se procesaron con el Software Iqpet Win.

ANTECEDENTES

La existencia de depósitos de manganeso en Punta Concepción se conoce desde principios del siglo pasado. Estos depósitos tuvieron cierta importancia durante la Primera Guerra Mundial, y se reabrieron en el lapso de la Segunda Guerra Mundial, a cargo de la Compañía

Mexicana de Manganeso. El primer reporte documentado de la presencia de la mineralización de manganeso fue realizado por el inglés Edward Halse: "Notes on the occurrence of manganese ore near Mulegé, Baja California, México" en 1892 (Noble, 1950). Le siguieron otros reportes, entre los que se puede citar a Wallace, H. V., de 1908, con "Informe Sobre Depósitos de Manganeso cerca del pueblo de Mulegé, Baja California: México", "Deposits of manganese in Lower California", de 1911, "Informe sobre los depósitos de manganeso cerca del pueblo de Mulegé, Baja California", de 1916, Dumble, J. y Grantz, F., de 1910 con "Mantos de manganeso en la Baja California Sur", McQuesten, C.A., con "Minas de manganeso en Punta Concepción, Municipalidad de Mulegé, Baja California" de 1916. Antunez, E.F. en 1944 escribió el "Informe sobre los depósitos de manganeso de la península de la Concepción, Municipio de Mulegé, Territorio Sur de la Baja California", y Noble, J.A., en 1950 publica en *Economic Geology* "Manganese on Punta Concepción, Baja California, México". González-Reyna, J., en 1956 realizó el estudio titulado "Los Yacimientos de Manganeso de El Gavilán, La Azteca, y Guadalupe, Baja California, México", con una destacada participación en el Congreso Geológico Internacional, XX, Simposium del Manganeso en México, D.F.

A partir de los años noventa se retomó el interés de los depósitos de manganeso de Bahía Concepción, por parte del actual Consejo de Recursos Minerales (COREMI), a través de sus informes técnicos para evaluación de los prospectos. Los trabajos más recientes del área corresponden a Terán-Ortega, Ávalos-Zermeño, Romero-Rojas y a Bustamante-García.

Otros autores que han contribuido con el conocimiento geológico de la zona son: Santillán, M. y Barrera, T., con "Las posibilidades petrolíferas en la costa occidental de la Baja California, entre los paralelos 30 y 32 de latitud norte", de 1930. McFall, C.C., en 1968 realizó un trabajo muy importante sobre la cartografía y estratigrafía de Bahía Concepción "Reconnaissance Geology of the Concepcion bay area, Baja California, México", Ledesma-Vázquez, J., con sus artículos más importantes: "El Mono chert: a shallow-water chert from the Pliocene Infierno Formation, Baja California Sur, México", de 1997, "A gap in the Pliocene invasion of seawater to the Gulf of California", de

Introducción

2000, y “Miocene-Pleistocene tectono-sedimentary evolution of Bahía Concepción region, Baja California Sur (Mexico)”, de 2001, Johnson, M. E., en 1997, “Upper Pliocene stratigraphy and depositional systems: The Peninsula Concepción basins in Baja California Sur, México”, Umhoefer, P.J., en 2001, con “Stratigraphy and geochronology of the Comondú Group near Loreto, Baja California Sur, Mexico”, y Proledesma, R.M, en 2004, con “Vent fluid chemistry in

Bahía Concepción coastal submarine hydrothermal system, Baja California Sur, México” publicado por *Journal of Volcanology and Geothermal Research*.

Además, se han realizado trabajos sobre el potencial geotérmico que representa Bahía Concepción entre el que destaca el publicado por Casarrubias-Unzueta, Z., y Gómez-López, G., “Geología y Evaluación geotérmica de la zona Bahía Concepción, Baja California Sur, México”, en 1995.

Marco geográfico

LOCALIZACIÓN Y VÍAS DE COMUNICACIÓN

Bahía Concepción se ubica en la costa del Mar de Cortés, en península de Baja California. Más concretamente, se sitúa al sureste del municipio de Mulegé, Baja California Sur. El área de estudio está limitada por la Población de Santa Rosalía, al norte, el límite municipal de Comondú y Loreto, al sur, el Golfo de California, al este, la Sierra de la Giganta, al oeste. La zona de estudio queda comprendida en las cartas topográficas de INEGI G12-A-57, G12-A-67, G12-A-68 y G12-A-78 (Fig. 1.1).

El estado de Baja California Sur cuenta con un completo sistema de transporte terrestre, marítimo y aéreo, y con una red de telecomunicaciones que le permiten una comunicación adecuada, tanto en su territorio, como con los demás estados de la República y con el extranjero. El municipio de Mulegé cuenta con una red local de 433 km de carreteras que cubre de Sur a Norte su territorio. La principal vía la constituye la Carretera Federal Transpeninsular (Fig. 1.2).

Los aeropuertos con servicio nacional e internacional más cercanos a Bahía Concepción son Los Cabos, Loreto y la Paz. Además, hay tres aeropuertos con vuelos regionales en las inmediaciones de área: Guerrero Negro y Santa Rosalía.

Las obras portuarias de mayores dimensiones aledañas a Bahía Concepción son Loreto y Santa Rosalía. El municipio de Mulegé tiene 60 obras portuarias de atraque, dedicadas principalmente a la pesca local.

El acceso a la zona de estudio es por numerosos caminos rurales que comunican las rancherías con la carretera Transpeninsular, y por vía marítima en pangas desde el puerto de Mulegé para llegar a Península de Concepción a través de la bahía.

En el pasado existía un acceso aéreo en pistas de tierra para aviones pequeños en Punta Amoles, Rosarito. También hay dos pistas en Punta Mezquitito, y pistas en Punta Guadalupe y Mulegé. Todas ellas tuvieron que ver con la actividad minera de la zona.

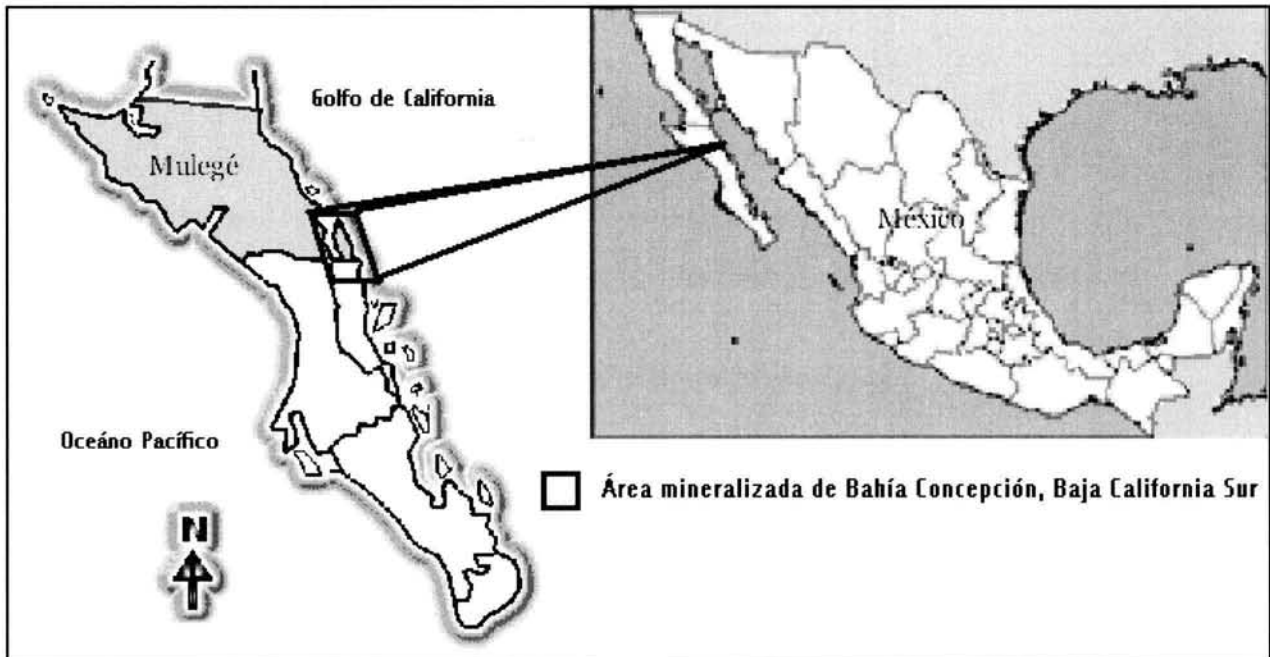


Fig. 1.1. Ubicación de Bahía Concepción, Baja California Sur, México.

CLIMA

Bahía Concepción presenta clima árido, con una temperatura media anual entre 28° y 32°C. En el verano se registra una máxima de 48°C y en invierno una mínima de 20°C (<http://antares.inegi.gob.mx/cgi-bin/map3.3/mapserv>, 1999).

El régimen de lluvias es estacional, con la mayor parte de la precipitación repartida entre los meses de julio a octubre, y un periodo de mínima pluviosidad entre los meses de diciembre y febrero. La precipitación promedio anual es de 160.1 mm (<http://antares.inegi.gob.mx/cgi-bin/map3.3/mapserv>, 1999).

VEGETACIÓN

En la mayor parte de la región se desarrollan comunidades de matorrales xerófilos, matorral sarcocrasicaule de neblina y los matorrales desérticos micrófilo (<http://www.e-local.gob.mx/enciclo/bajasur/municipios/03002a.htm>, 2000).

Cerca del área de estudio, a lo largo del único curso de agua permanente, el Río Mulegé, son abundantes las plantaciones de palma datilera.

FAUNA

Existe una gran variedad de reptiles y aves. Además, especialmente en las zonas montañosas se puede encontrar diversos mamíferos como son el borrego cimarrón, liebres, conejos, venados y coyotes (<http://www.e-local.gob.mx/enciclo/bajasur/municipios/03002a.htm>, 2000).

FISIOGRAFÍA

Bahía Concepción esta ubicada dentro de la provincia fisiográfica de la Península de Baja California, que se extiende desde el sur de California, E.U.A., hasta la región de San José del Cabo, Baja California Sur. Esta provincia se divide en subprovincias, que de norte a sur son:

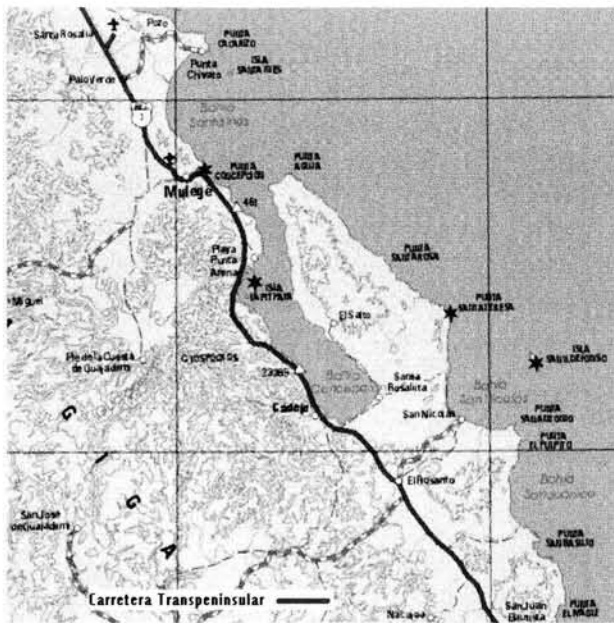


Fig. 1.2. Vías carreteras en el área de estudio (<http://www.maps-of-mexico.com/baja-california-sur-mexico/baja-california-sur-mexico-map-c1.shtml>, 2004).

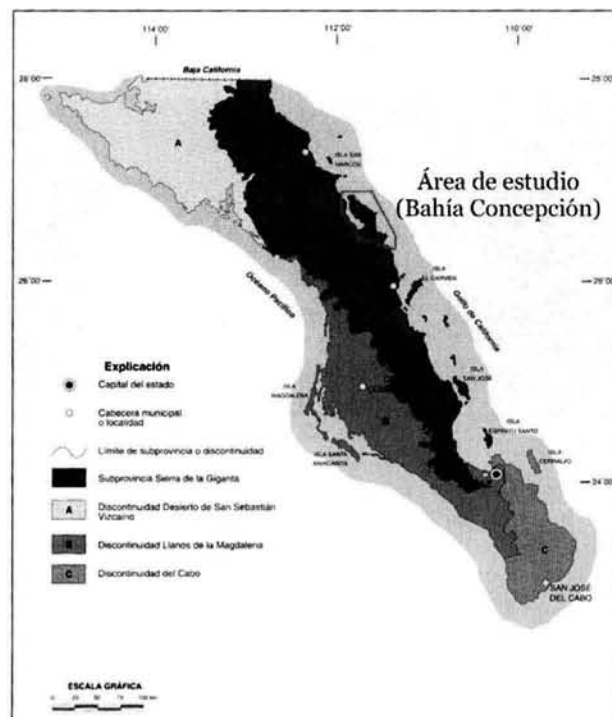


Fig. 1.3. Subprovincias fisiográficas de Baja California Sur (Bustamante-García, 1999).

- Sierras del Norte de Baja California.
- Sierra de la Giganta.
- Discontinuidades: Desierto de San Sebastián Vizcaíno, Llanos de la Magdalena y del Cabo.

El área mineralizada de Bahía Concepción se localiza dentro de la subprovincia de Sierra de la Giganta (Bustamante-García, 1999) (Fig. 1.3).

La Subprovincia Sierra de La Giganta se extiende desde el sureste de la Sierra de la Libertad, en el vecino estado de Baja California, hasta el sureste de La Paz, cubriendo una superficie de 30,785.36 km². Esta subprovincia es representada por un sistema montañoso de orientación noroeste-sureste, que forma parte de la Cordillera Peninsular y cuyo relieve conforma sierras altas con mesetas y mesetas basálticas con cañadas. Las montañas más elevadas se localizan al norte, alcanzando 1,920 m.s.n.m. en el Complejo Volcánico Tres Vírgenes, 1,776 m.s.n.m. en el Monte Thetis, al sur de Santa Rosalía y 1,202 m.s.n.m. en el Cerro de la Tentación, al oeste de Bahía Concepción. Continúan pequeñas prominencias para desaparecer en el Istmo de La Paz, constituidas por material de origen eólico y fluvial, denotando una progresiva disminución en altitudes de norte a sur (López-Ramos, 1982).

La Bahía de Concepción tiene unas dimensiones aproximadas de 40 Km de largo por 5-10 Km de ancho. La bahía se comunica en su parte norte con el Golfo de California (Fig. 1.4).

El relieve de la zona aledaña a la bahía es, en general, abrupto con laderas empinadas, llegando a formar escarpes en las zonas costeras (Fig. 4). La altitud máxima del área alcanza 1,920 m.s.n.m.. Los relieves son interrumpidos por cañones que por lo general cuentan con depósitos de abanicos aluviales.

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 en Península Concepción, 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

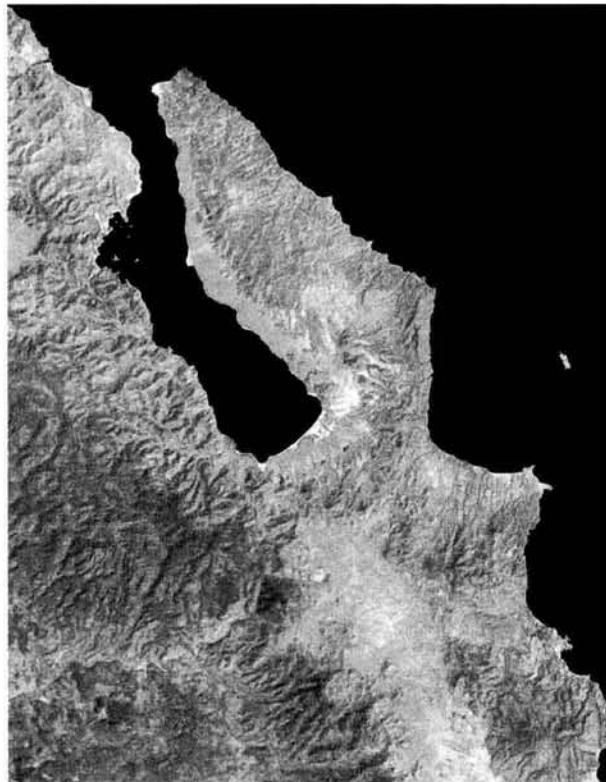


Fig. 1.4. Imagen de satélite (G12-05, INEGI) del área de estudio (Bahía Concepción, Baja California Sur). Línea escala 10 Km.

manglares, planicies aluviales y bahías con sedimentos calcáreos (Meldahl *et al.* 1992).

La zona de estudio se caracteriza por presentar diferentes tipos de rocas, generalmente volcánicas, llegando a formar estructuras de mesetas en las partes de mayor elevación.

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). Los cursos de agua que se forman, por lo general, son de corta trayectoria y de régimen intermitente y efímero. El drenaje expuesto en el área es de tipo dendrítico y se encuentra controlado por una gran cantidad de fallas y fracturas.

GENERALIDADES DEL MANGANESO

Características generales del manganeso

El manganeso es un elemento químico del grupo VII de la tabla periódica (Fig. 2.1), fue descubierto en 1774 por Gahn. En la tabla 2.1 se presentan las principales propiedades físicas y químicas del manganeso.

Las principales propiedades geoquímicas del manganeso son las siguientes:

- *Litofilo, calcófilo. En la superficie terrestre es oxifilo y muestra una tendencia biofila (Krauskopf, 1979).
- *El contenido de Mn en meteoritos 2080ppm (Mason *et al.*, 1982).
- *Abundancia promedio en la Tierra 1000 ppm (Krauskopf, 1979).
- *Es el segundo metal más abundante en la corteza terrestre, por detrás del hierro, y está ampliamente distribuido. Se encuentra en una proporción del 0.085 % en peso en la corteza terrestre.
- *Abundancia promedio en las rocas ígneas 0.098% (Krauskopf, 1979).

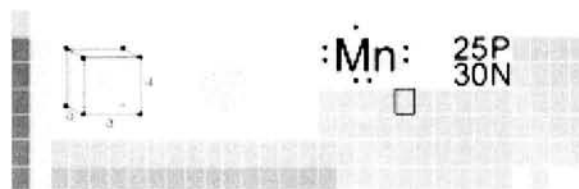


Fig. 2.1. Posición del manganeso (Mn) en la tabla periódica y sus características: atómica y estructurales.

*Abundancia promedio en rocas sedimentarias 0.056% (Mason *et al.*, 1982).

*Abundancia promedio en sedimentos pelágicos oceánicos 0.856% (Mason *et al.*, 1982).

*Abundancia promedio en las rocas metamórficas de escudos 0.08% (Mason *et al.*, 1982).

Papel biológico del manganeso:

*Elemento esencial para la vida. El ser humano necesita un aporte de entre 1 a 5 mg de Mn por día, cantidad que se consigue a través de los alimentos.

*El manganeso en exceso es tóxico. Exposiciones prolongadas a compuestos de manganeso, de forma

Tabla 2.1. Principales propiedades físicas y químicas del manganeso (Phillips *et al.*, 1999).

| | |
|--|--|
| <i>Símbolo, Número atómico</i> | Mn, 25 |
| <i>Serie química</i> | Metales de transición |
| <i>Grupo, Periodo, Bloque</i> | 7, 4, d |
| <i>Densidad, Dureza Mohs</i> | 7470 kg/m ³ , 6.0 |
| <i>Apariencia</i> | Gris plateado |
| <i>Peso atómico</i> | 54.938049 uma |
| <i>Radio atómico</i> | 140 (161) pm |
| <i>Configuración electrónica</i> | [Ar]3d ⁵ 4s ² |
| <i>Electrones por nivel energético</i> | 2, 8, 13, 2 |
| <i>Estado de oxidación (Óxido)</i> | +7,+ 6,+ 4,+ 2, +3 Dentro de los sistemas biológicos, el catión Mn ⁺² compite frecuentemente con el Mg ⁺² |
| <i>Estructura cristalina</i> | Cúbica centrada en el cuerpo |
| <i>Isótopo</i> | ⁵⁵ Mn |

Generalidades del manganeso y sus yacimientos

inhalada u oral, pueden provocar efectos adversos en los sistemas nervioso y respiratorio, entre otros.

Minerales de Manganeso

Existen aproximadamente 300 especies minerales de Mn distintas, las cuales pertenecen mayoritariamente a la clase mineralógica de los óxidos e hidróxidos y a los carbonatos, en menor cantidad a los silicatos y a los sulfuros y, más escasamente, a los vanadatos, fosfatos y arseniados y a los boratos.

Sólo una docena de todos los minerales de manganeso tienen interés industrial. De entre ellos destacan: Pirolusita (MnO_2), psilomelano ($MnO_2 \cdot H_2O$), manganita ($MnO(OH)$), raunita ($3Mn_2O_3 \cdot MnSiO_3$), rodonita ($MnSiO_3$), rodocrosita ($MnCO_3$), hübnerita ($MnWO_4$), hausmanita ($MnO \cdot Mn_2O_3$), kutnahorita $CaMg(CO_3)$, y "wad" (mezcla de óxidos de manganeso hidratados).

Panorama mundial, producción y aplicaciones del manganeso

La producción mundial de manganeso ha ido incrementando a lo largo del siglo pasado; a inicios de 1900 se produjo poco más de un millón de toneladas por año, llegando a 5 millones de toneladas en 1950 y alcanzando 25 millones de toneladas a mediados de los setenta. Entre 1980 y 2000 la producción anual de manganeso ha fluctuado de 20 a 24 millones de toneladas. Entre 1940 y 2000 fueron minados aproximadamente 400 millones de toneladas de mineral de manganeso contenido en los minerales. Como consecuencia del aumento en la producción mundial de acero en 1995 se produjo una mayor demanda de manganeso en forma de concentrados y de aleaciones (FeMn, SiMn). La producción minera creció un 6,5%, lo que condujo a una situación de exceso de oferta y de baja de precios.

Alrededor del 90% de los minerales comerciales de manganeso es consumido por la industria siderúrgica, un 1,5% por la metalurgia no férrea y el resto por la industria química y agropecuaria (pilas secas y piensos).

Esencialmente, los países que controlan el mercado mundial de manganeso son China, Sudáfrica y Rusia (Fig. 2.2). Los principales productores de manganeso en el mundo son: Austria, Grecia e Italia, de

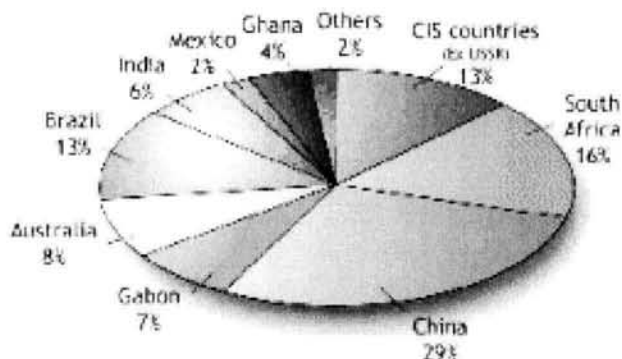


Fig. 2.2. Principales productores mundiales de manganeso en el año 2000.

(<http://www.manganese.org/production>, 2004).

la UE, 38188 toneladas en total; Brasil, México, Chile y Argentina, de Latinoamérica, 1100000 toneladas en total, y Sudáfrica, China, Ucrania, Australia, Gabón, con una suma de 7700000 toneladas. Otros productores son: India, Georgia, Kazajistán, Ghana, Marruecos, Rusia, Bosnia-Herzegovina, Bulgaria, ExChecoslovaquia, Hungría, Rumanía, Turquía, ExYugoslavia, Namibia, Zambia, E.U., Indonesia, Irán Filipinas y Tailandia (<http://www.manganese.org/production>, 2004).

El mercado internacional del manganeso está relativamente restringido, puesto que los mayores consumidores son naciones altamente industrializadas como: E.U.A., Japón, China, Canadá, Europa en general y el sureste asiático. A principios de los ochenta, la demanda mundial de manganeso registró una disminución importante. Los mayores consumidores de entonces eran la creciente China y la antigua U.R.S.S.

Actualmente la producción mundial de mena de manganeso es de 20 millones de toneladas anuales, de las cuales sólo 8 millones llegan al mercado internacional, que es suministrado principalmente por Australia, Brasil, Gabón y Sudáfrica (en un 85%) (<http://www.manganese.org/production>, 2004). A finales de los setenta y principios de los ochenta México era un participante importante en la oferta mundial. Sin embargo, a mediados de los noventa nuestro país se fue relegando en la exportación, dedicando el mayor porcentaje de su producción al consumo local.

El único productor mexicano actual es la Cía. Minera Autlán, con una producción de 141 398 toneladas de concentrado en 1995 (<http://www.manganese.org/>

Generalidades del manganeso y sus yacimientos

production, 2004). Esta compañía fue privatizada en 1993, y adquirida en un 82.7% por el Grupo Ferrominera, que explota los yacimientos de Molango (Caliza manganesífera con 27% de Mn) y Tetzintla (óxidos con 38% de Mn), ambos en el Estado de Hidalgo.

En la tabla 2.2 y en las figuras 2.3 y 2.4 se muestran los datos de producción minero-metalúrgica de Mn en toneladas anuales desde 1980, con su valor correspondiente en millones de pesos. Cabe mencionar que la tendencia en la producción nacional ha decrecido considerablemente debido a la falta de apoyo a las industrias del acero y pequeño-minera del país.

El papel de la pequeña minería en México constituye un reto importante en el futuro de la producción de Mn. La pequeña minería contribuye con

Tabla 2.2. Producción minero-metalúrgica en Ton de Mn, con su respectivo valor en millones de pesos generados en el país de los años 1980 a agosto del 2004, cabe mencionar que no hay datos disponibles en INEGI-BIE del valor de la cotización para los años 1980-1993(INEGI-BIE: <http://dgcnesyp.inegi.gob.mx/cgi-win/bdi.exe>, 2004).

| Año | Producción minera de Mn (en toneladas) | Valor de la producción minero-metalúrgica de Mn en millones de pesos a precios corrientes |
|-------|--|---|
| 1980 | 160,966 | - |
| 1981 | 208,193 | - |
| 1982 | 183,120 | - |
| 1983 | 133,004 | - |
| 1984 | 180,940 | - |
| 1985 | 150,647 | - |
| 1986 | 174,416 | - |
| 1987 | 146,407 | - |
| 1988 | 168,573 | - |
| 1989 | 149,875 | - |
| 1990 | 138,850 | - |
| 1991 | 784,51 | - |
| 1992 | 17,3746 | - |
| 1993 | 116,000 | - |
| 1994 | 180,940 | 78.0 |
| 1995 | 140,661 | 228.4 |
| 1996 | 173,840 | 332.7 |
| 1997 | 192,825 | 385.8 |
| 1998 | 187,103 | 427.2 |
| 1999 | 169,107 | 391.1 |
| 2000 | 156,107 | 358.3 |
| 2001 | 99,751 | 216.7 |
| 2002 | 88,358 | 198.5 |
| 2003 | 114,550 | 282.5 |
| 2004p | 821,99 | 215.0 |

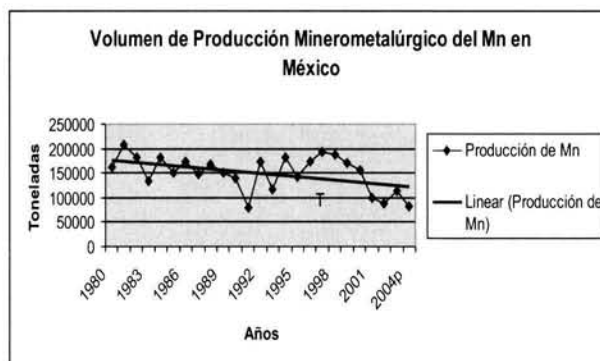


Figura 2.3. Volumen de la Producción Minerometalúrgico del Mn en México, datos recabados de INEGI-BIE (2004).

una diversificación de productos minerales, contribuye a un desarrollo regional palpable y genera importantes fuentes de trabajo en zonas marginales.



Figura 2.4. Valor de la Producción Minerometalúrgica del Mn en México, datos existentes en INEGI-BIE (2004).

La industria siderúrgica internacional mantiene su proceso de transición hacia un crecimiento y una participación en el mercado mundial competitivo. México continua mostrando un crecimiento lento en la producción de acero, que implica una mayor demanda de mineral de hierro y manganeso nacional.

Ante las señales de una mayor actividad económica en México en el presente año, se estima un aumento del 22% en el consumo nacional de acero, según la FENAMMPAC (Federación Nacional de la Pequeña

Generalidades de los yacimientos de manganeso

Minería), es decir, tres veces más que en 2003, período durante el cual sólo se incrementó en un 6%.

El consumo mundial de acero previsto para el año 2004 es de mil 29 millones de toneladas, y podría alcanzar un crecimiento del 8.2% como resultado de la mayor actividad económica en el Mundo, principalmente en Estados Unidos y China (www.camara-minera-mexico.com, 2004). Este hecho está elevando los precios del manganeso a niveles históricos, impactando así en la industria mundial y nacional. La fuerte industrialización de China hace que este país consuma cerca de 300 millones de toneladas de acero, lo que representa un tercio del consumo mundial.

La coyuntura de altos precios puede representar una oportunidad de mayores ingresos para las compañías mineras y acereras de México; sin embargo, éstas no pueden competir debido a que no cuentan con la infraestructura que otros países productores de acero tienen, debido, en parte, a que en México se opera con altos costos de energéticos (luz y gas natural, principalmente), además que enfrentan importaciones desleales.

El precio internacional del acero plano ha subido entre el 18 y el 35% en el primer trimestre del año 2004 (se ubica alrededor de 610 dólares la tonelada de lámina fría y en 740 dólares lámina galvanizada). En tanto la cotización de los aceros no planos aumentó entre el 4 y el 9% (se coloca alrededor de 530 dólares la tonelada de varilla, en 510 la tonelada de alambrón y en 540 dólares la tonelada de acero estructural) (fuente: FENAMMPAC, 2004).

Los incrementos en los precios internacionales del acero son el resultado del aumento en los costos de insumos básicos, como mineral (menas de manganeso), coque, carbón, hierro esponja, chatarra, ferro-aleaciones y energéticos; sobresale que estos productos tuvieron una sobreoferta durante varios años (1999-2002), por lo cual no se invirtió en ellos, pero a partir del repunte de la demanda mundial, desde el tercer trimestre del 2003, se ha generado una escasez que se ha acrecentado en el 2004. Lamentablemente, México no es autosuficiente en estos insumos, de acuerdo con los especialistas. El ámbito nacional no ha sido favorable, ya que los energéticos que utilizan las acereras son de los más caros del Mundo, no existen restricciones reales a las importaciones desleales del acero y no se cuenta con una infraestructura competitiva en el sector. Todo

ello ha llevado a generar una pequeña industria del acero en el país que tiene que competir con las grandes empresas internacionales.

Actualmente el promedio en el consumo de manganeso en países industrializados es muy pequeño, tan sólo de 5.5 kg de Mn por tonelada producida de acero, comparado con los 6.5 y 7kg que se consumían en la década de los ochenta, y en los setenta y sesenta, respectivamente (<http://www.manganese.org/production>, 2004). Los cambios en los requerimientos del grado químico del acero y su sustitución por otros materiales han afectado la demanda de manganeso, ya que el principal indicador de la estabilidad de la producción de Mn es el desarrollo y crecimiento de la industria del acero. Sin embargo, algunas industrias y otras aplicaciones metalúrgicas han sostenido y repuntado la producción del metal.

A pesar del un panorama adverso para el desarrollo de la industria básica nacional en general, uno de los factores de éxito de la minería que le imprime gran dinamismo es, sin duda, el amplio potencial de yacimientos de metales y minerales de México. De igual forma, la Ley Minera actual brinda confianza y seguridad a los inversionistas nacionales y extranjeros para explorar y explotar mediante concesiones yacimientos de todo tipo de sustancias minerales, incluso en zonas marinas, a excepción de los minerales radioactivos.

Otra de las fortalezas del sector minero es la estratégica localización geográfica de México respecto a los mercados de metales y minerales de Estados Unidos, Canadá y la Cuenca del Pacífico.

Por otro lado, entre los retos que aún enfrenta la minería puede señalarse la necesidad de a) cubrir la demanda de metales y minerales que requiere la industria nacional, sustituir importaciones y generar excedentes de volúmenes de producción minero-metalúrgica para destinarlos a los mercados externos, c) ser competitivos ante el T.L.C.A.N, d) concluir y cumplir íntegramente la normatividad en materia ecológica, y e) promover y fortalecer el nuevo federalismo para que los gobiernos de los estados apoyen el desarrollo de la minería, en el caso particular del Mn, ya que sólo se cuenta con Molango como único productor fuerte en el país.

La minería ha contribuido en forma decisiva en el crecimiento económico de México, ya que además de suministrar en un alto porcentaje las materias primas requeridas por las empresas de la industria nacional de

Generalidades del manganeso y sus yacimientos

transformación, genera importantes volúmenes para el mercado de exportación. Adicionalmente se generan nuevas fuentes de empleo en zonas de escasas opciones de trabajo.

Puede afirmarse que el crecimiento sostenido de la industria nacional sólo será posible mediante el abastecimiento suficiente y oportuno de metales y minerales.

Aplicaciones del manganeso

Los minerales de manganeso se han clasificado de acuerdo con su uso industrial en tre diferentes grados (Fernández, 1980):

1) Grado Metalúrgico: Abarca al mineral nodulizado y sintetizado, adecuados para la manufactura de ferromanganeso-comercial, para manganeso metálico, para aleaciones para diferentes aceros especiales, y para la elaboración de ciertos compuestos químicos no especificados dentro del manganeso de Grado Químico, entre otras.

La especificación promedio es como sigue: Mn 40% (mínimo), Fe 16% (máximo), P 3% (máximo), Si + Al 5% (máximo), y Cu, Pb y Zn 1% (máximo).

2) Grado Batería: Se trata de dióxido de Manganeso que puede ser sintético (calcinado, sintetizado y/o nodulizado), mineral y concentrado adecuados para la manufactura de baterías secas, ya sean de tipo comercial o de tipo militar.

3) Grado Químico: Se diferencian dos tipos esenciales:
· El tipo "A", corresponde al dióxido de manganeso utilizable como oxidante en procesos químicos.

· El tipo "B", corresponde al dióxido de manganeso utilizado para la elaboración de permanganato de potasio, igualmente que otros permanganatos.

El uso y la oferta en el mercado de manganeso, provocan que la industria no tenga unas especificaciones definidas, ya que el mineral que necesita una compañía en un cierto tiempo muy probablemente diferirá del mineral que necesita otra en ese mismo tiempo. Aún dentro de una misma compañía, es muy común que las especificaciones del mineral que se utiliza varíen con el tiempo. En la tabla 2.3 se proporcionan las cotizaciones para los grados comerciales del Mn.

Como se ha mencionado anteriormente, dentro de las aplicaciones que tiene el manganeso destaca su uso en la fabricación de aceros para la mejora de sus propiedades mecánicas. Además, el manganeso tiene propiedades desoxidantes y evita la formación de burbujas en el proceso metalúrgico. En la actualidad es importante el uso del manganeso en mezclas, ya que imparte a las ferroaleaciones ciertas propiedades físicas útiles en el proceso de la manufactura, actuando como desoxidante y en grado menor como desulfurante. Al combinarlo con el oxígeno se puede producir un acero bastante libre de óxido de hierro, combinado con azufre sirve para prevenir la formación de sulfuro de hierro, que produce fragilidad y falta de consistencia en cuanto el metal es una vez calentado. En proporciones entre 0.5% y 0.8% de manganeso, se puede producir un acero fuerte que es fácil de trabajar. En la fabricación de l acero, el mineral de manganeso es inicialmente

Tabla 2.3. Cotizaciones del mineral de manganeso(<http://www.manganeso.org/production>, 2004).

| Precios | \$ USD, por Ton (Enero 2004) |
|--|------------------------------|
| <i>Minerales</i> | |
| Grado metalúrgico 48-50% Mn | 204 |
| <i>Dióxido</i> | |
| Grado Baterías sin moler 78-85% MnO ₂ | 252.2 |
| Grado Químico sin moler 74-84% MnO ₂ | 194 |
| Grado Químico molido a 200 mallas MnO ₂ | 325 |

fundido en diferentes mezclas con proporciones variables de hierro, carbono y sílice, para producir una gama de aceros para muy diversas aplicaciones.

La mayor parte del manganeso se emplea en forma de ferromanganeso (aleación que contiene un 80% en Mn), y de silicomanganeso (con un 60-70% en manganeso), con una producción mundial en el 2000 de 3.5 millones de toneladas (<http://www.manganeso.org/production>, 2004). Además, existen otras aleaciones de manganeso con aluminio, bronce-manganeso y bronce especial, de las que en el 2000 fueron generadas más de 150000 toneladas, empleadas básicamente para la industria de la electrónica (<http://www.manganeso.org/production>, 2004). El dióxido de manganeso, MnO_2 , se utiliza como despolarizador en pilas secas (o de cinc/carbono Zn/C). También se encuentra en las pilas alcalinas (o de cinc/dióxido de manganeso Zn/ MnO_2) (Phillips et al., 1999).

En la industria química se usa el dióxido de manganeso como oxidante en la manufactura del bromo, cloro, oxígeno y el yodo. El MnO_2 también se emplea en la obtención de pinturas y en la decoloración del vidrio.

En la producción de vidrio el dióxido de manganeso tiene gran utilidad para controlar el color, ya que las materias primas que se utilizan en la manufactura contienen pequeñas proporciones de hierro que al convertirse en ferrosilicato le imparten al vidrio una coloración verdosa.

Existen diferentes compuestos de manganeso que son utilizados como pigmentos, entre ellos: Carbonato de manganeso (blanco), óxido de manganeso (verde), metafosfato de manganeso (violeta), y pirolusita (negro).

El permanganato de potasio, $KMnO_4$, es un reactivo de laboratorio muy común debido a sus propiedades oxidantes (purificación de diferentes gases). También es usado en la refinación del níquel (Fernández, 1980).

El Mn es también utilizado como agregado para fertilizante y alimento para ganado.

Métodos de concentración mineral

Normalmente solo son comerciables los minerales con más de 35% de Mn, algunos elementos pueden castigar o imposibilitar la concentración y procesado metalúrgico del manganeso, el fósforo (P) en menas de

50% no ha de ser superior a 0.3%, en aquellas con 30%, al 0.1%, se tolera hasta un 3% de alúmina (Al_2O_3) y es perjudicial el contenido de azufre (S). Para la industria química y para fabricación de pilas secas se busca pirolusita pura, el contenido de carbonatos es perjudicial para estos fines (López-Aburto, 1987). El principal método de concentración de menas de manganeso es el de *concentración por lixiviación*. Este consiste en un proceso metalúrgico en el que el metal o minerales beneficiables se recuperan atacándolos con un disolvente adecuado (generalmente soluciones ácidas), recolectando los valores minerales disueltos en forma de una solución rica. A continuación, la solución enriquecida podrá precipitarse en una forma relativamente pura. Frecuentemente estos procesos se conocen con el nombre de procesos húmedos para distinguirlos de los secos, o de fusión.

Los ácidos sulfúrico y sulfuroso dan excelentes resultados como disolventes en la lixiviación de minerales de manganeso, encontrando las siguientes diferencias entre minerales (López-Aburto, 1987): 1) Minerales de disolución rápida: Pirolusita (MnO_2), psilomelano ($MnO_2 \cdot H_2O$), wad (óxido hidratado, térreo), braunita ($3Mn_2O_3 \cdot MnSiO_3$), 2) Minerales de disolución lenta: Husmanita (Mn_3O_4), 3) Minerales de disolución muy lenta: Manganita ($Mn_2O_3 \cdot H_2O$), rodocrosita ($MnCO_3$), y 4) Minerales casi insolubles: Rodonita ($MnSiO_3$).

Muchos minerales de manganeso van mezclados con óxidos de otros metales que no se pueden extraer por lixiviación con ácido sulfúrico diluido y sometido a calentamiento (Zn, Cu, Ni, etc.). Este problema se resuelve utilizando una combinación de anhídrido sulfuroso y ácido sulfúrico. Para esto hay que reducir los diferentes óxidos, mediante la tostación, hasta óxido de manganeso, que es soluble en ácido sulfúrico diluido. La lixiviación con ácido sulfúrico, después de la reducción por tostación, se lleva a cabo por lotes, y generalmente en agitadores mecánicos.

Otro método que se utiliza es la *concentración magnética*, la cual utiliza la fuerza de un campo magnético, en combinación con alguna otra fuerza, para producir movimientos diferenciables de las partículas de mineral a través del campo. Fundamentalmente, la diferencia en la permeabilidad magnética de los minerales constituye la base para la separación pero, a la práctica, la separación está influenciada por la gravedad específica, el tamaño de la partícula, la pureza de los minerales y

Generalidades del manganeso y sus yacimientos

los atributos mecánicos y eléctricos del separador. Una separación común en la que se aplica este método es: pirolusita y psilomelana de una ganga silícea y de limonita.

| Sustancia relativa | Actividad magnética |
|--------------------|---------------------|
| Hierro (Como base) | 100.00 |
| Magnetita | 40.18 |
| Pirolusita | 0.71 |
| Manganita | 0.52 |
| Cuarzo | 0.37 |
| Calcita | 0.03 |

(López-Aburto, 1987)

TIPOS DE YACIMIENTOS DE MANGANESO

Los yacimientos minerales constituyen la parte integrante más importante de las fuerzas productivas de la sociedad humana. Los ritmos crecientes de la extracción de minerales, la necesidad imperiosa de hallar recursos naturales concentrados en grandes yacimientos y de alta calidad, la necesidad de descubrir nuevos tipos de materias primas minerales, requerirán una mayor ampliación y profundización de las investigaciones geológicas. Por ello el presente trabajo tiene una recopilación de conocimientos tomados de escritos, visitas y comunicaciones orales, con el objeto de ilustrar las principales características del origen, distribución e importancia de algunos yacimientos de Mn mundiales y de México, dando una clasificación de cada uno de los depósitos citados.

Las clasificaciones que se presentan en este apartado pretenden ayudar a responder a las preguntas que generalmente se hace un ingeniero geólogo de exploración y de mina: ¿Qué sustancia mineral puedo encontrar en determinadas condiciones geológicas y en qué condiciones geológicas puede esperar descubrirse un mineral determinado?

Para poder comprender mejor la clasificación de los depósitos de manganeso hay que tener en consideración las características geológicas y geoquímicas del manganeso, en especial las siguientes:

- 1) El manganeso se comporta análogamente al hierro. En su forma primaria está ligado a magmas de básicos a intermedios, y puede ser fraccionado y transportado

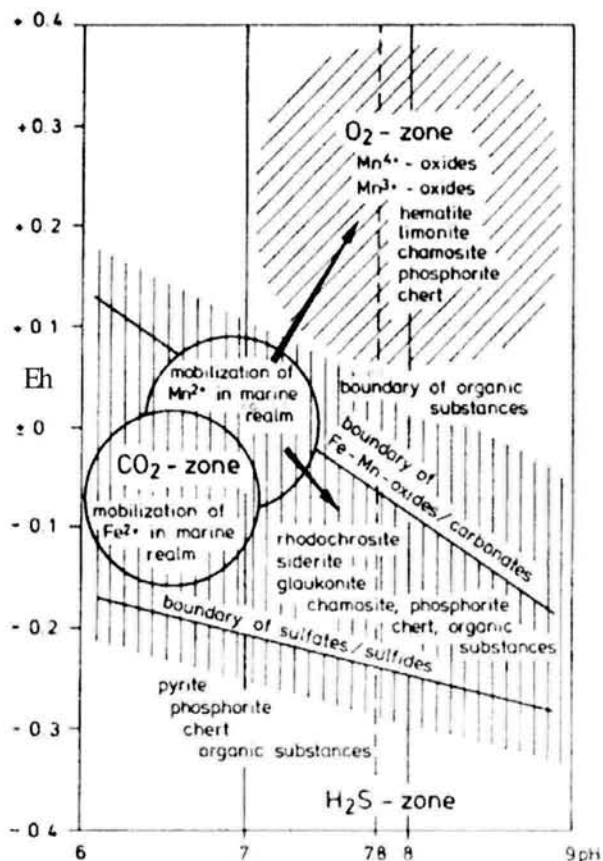


Fig. 2.5. Diagrama estabilidad (para pH-Eh) para diferentes especies de Mn (Borchert, 1980).

mediante soluciones acuosas. Por intemperismo se logra la separación del Mn y posterior migración hasta su sedimentación química, ya que el Mn es fácilmente soluble en aguas que contengan CO_2 .

- 2) Las condiciones Eh-pH controlan la deposición del Mn y su fraccionamiento respecto al Fe hacia sistemas acuosos inorgánicos. La solución y la precipitación de Mn y Fe pueden ser afectadas adicionalmente por la presencia de HCO_3^- , SO_4^{2-} , HPO_4^{2-} , y materia orgánica disuelta en el sistema (Stumm *et al.*, 1970). Los estudios de Hem (1963, 1972) del sistema agua-manganeso a temperatura y presión ambientales confirmaron que el Mn es mucho más soluble que el Fe. En este sistema, los campos de estabilidad del MnO_2 , Mn_2O_3 , Mn_3O_4 , y $\text{Mn}(\text{OH})_2$ en Eh y pH diferentes fueron demarcados (Fig. 2.5). También se mostró que la estabilidad del MnCO_3 es

una función de la presencia de especies de bicarbonato. Johnson (1982) predijo que en la presencia de calcita (en sobresaturación), es altamente probable que la rodocrosita precipite directamente. Cuando los complejos de S entran en el sistema el rango de estabilidad del MnCO_3 se reduce y se crea un nicho para en MnS a un pH muy alto y Eh muy bajo. Sin embargo, en cuencas modernas la ocurrencia de MnCO_3 es rara y su formación se atribuye a reacciones diagenéticas tempranas. La formación diagenética temprana del MnCO_3 también ha sido postulada para algunos depósitos antiguos. La formación de sulfuro de Mn en condiciones sedimentarias-diagenéticas no es de esperarse.

La precipitación de los óxidos e hidróxidos de Mn tiene lugar escalonadamente, de modo que primeramente precipitan fases precursoras transitorias que gradualmente dan lugar a especies más estables. La fase sólida en equilibrio con el agua marina fue denotada como Mn_3O_4 , hausmanita (Klinkhammer y Bender, 1980), y también como $\gamma\text{-MnOOH}$, manganita, (Grill, 1982). Estudios experimentales mostraron que la oxidación del Mn^{2+} produce Mn_3O_4 , y $\beta\text{-MnOOH}$ (Stumm, 1970), Mn_3O_4 , (Murray *et al.*, 1985) o Mn_3O_4 , $\beta\text{-MnOOH}$, y $\gamma\text{-MnOOH}$ (Hem, 1978). Ya sea el Mn_3O_4 y el $\beta\text{-MnOOH}$ (feitknechtita) juntos, o el Mn_3O_4 , a través de una etapa intermedia de $\beta\text{-MnOOH}$ se convierten con el tiempo en $\gamma\text{-MnOOH}$, que es la más estable de las fases formadas por oxidación de Mn^{+2} (Roy, 1992). El número de oxidación del Mn en las tres fases no es mayor a +3. Sin embargo, los minerales en nódulos e incrustaciones de Fe-Mn (p.e., todorokita, $\delta\text{-MnO}_2$, birnesita), considerados como precipitados iniciales, muestran un número de oxidación cercano a +4 (Murray *et al.*, 1984). Esto ha sido explicado por reacciones desproporcionadas que involucran a la manganita y que pueden producir óxidos de Mn^{+4} (Hem, 1978). No se ha reportado manganita residual en los depósitos de Fe-Mn en cuencas modernas. En los depósitos antiguos no metamorfosados, la mineralogía inicial está modificada por una diagénesis tardía. A través del metamorfismo la mineralogía puede sufrir un cambio radical mediante reacciones controladas por P-T, $f\text{O}_2$,

y $f\text{CO}_2$ entre la fase rica en Mn y otras fases, borrando muchas de las características originales de los procesos deposicionales (Roy, 1981; Dasgupta *et al.*, 1989, 1990).

La mediación biológica en la geoquímica del Mn y del Fe puede involucrar cambios en sus estados de oxidación y, consecuentemente, puede alterar su estado de saturación en el agua. La oxidación enzimática directa por microorganismos específicos del Mn es bien conocida (cf. *Arthrobacter*, *Metallogenium personatu* y *Pedomicrobium*, bacterias; *Chadosporium*, *Cephalosporium* y *Coniothyrium fuckelii*, hongos; y *Cholococcum humicola*, algas) (Ehrlich, 1963; Perfilov y Gabe, 1965; Marshall, 1979). La oxidación microbiana directa del manganeso se conoce en los manantiales fríos y calientes, y en lagos de agua dulce, suelos, arena desértica, y mares profundos. Aún las plumas hidrotermales que emanan de las dorsales oceánicas muestran los efectos del consumo microbiano de Mn y/o de Fe (Cowen *et al.*, 1986). Esta actividad biológica ha quedado fosilizada, por ejemplo en los óxidos de Mn estromatolíticos de una secuencia de edad proterozoica en Botswana, en la que se han descrito microestructuras de Mn incrustado, morfológicamente parecidas a bacterias oxidantes del Mn (Litherland y Malan, 1973; Nagy, 1980).

Los procesos primarios de depositación del manganeso en ambientes hidrotermales y sedimentarios han sido estudiados en diversos regímenes tectónicos y geoquímicos. Los depósitos hidrotermales de manganeso, por lo general, son volumétricamente mucho menores que los sedimentarios. Tradicionalmente los depósitos hidrotermales formados en el fondo marino han sido clasificados en yacimientos volcanogénicos y no volcanogénicos (o sedimentario-exhalativos), en función de la presencia o ausencia de rocas volcánicas próximas o distales de la secuencia mineralizada. Sin embargo, los depósitos actuales de manganeso relacionados con dorsales oceánicas o con arcos de islas presentan características de ambas tipologías. Para evitar problemas en su clasificación, se pueden utilizar los mecanismos predominantes de depositación como criterio de clasificación de los yacimientos.

Deposición de Mn en sistemas hidrotermales activos

Los ejemplos actuales de deposición de Mn a partir de soluciones hidrotermales se presentan en ambientes continentales y marinos. Los depósitos hidrotermales del piso oceánico ocurren principalmente en o alrededor de las dorsales oceánicas, subordinados a sistemas de fallas laterales, y en arcos de islas y en vulcanismo intraplaca oceánica.

La circulación descendiente del agua marina a través de fracturas en la corteza oceánica lleva a un calentamiento progresivo (debido a fuentes de calor volcánicas), condiciones reductoras y a un aumento en la acidez (debido a la precipitación de hidróxido de Mg, hidroxialuminosilicatos de Mg, y hidrosulfatos hidratados de Mg, y la protonación resultante). Estos procesos convierten al agua marina ordinaria en soluciones hidrotermales de baja temperatura (<200°C) y de alta temperatura (>200°C hasta 400°C) que son capaces de lixiviar diferentes elementos, especialmente metales, a partir de las rocas volcánicas (Rona, 1984). La solución hidrotermal enriquecida en metales es conducida por último al fondo marino, normalmente cerca de la cima de las dorsales. La precipitación de diferentes metales en los diferentes sulfuros u óxidos-hidróxidos depende de la disminución de la presión y temperatura, y del aumento del Eh y/o pH de las soluciones. El enfriamiento de las soluciones hidrotermales puede ocurrir por conducción y/o por mezcla subsuperficial con agua marina (~2°C) durante el flujo (Roy, 1992).

Las costras hidrotermales de oxihidróxidos con proporciones variables de Mn/Fe son comunes en las dorsales oceánicas. Por ejemplo, en el campo TAG, a 26°N, situado en la dorsal Atlántica (Mn/Fe = 848, Scott et al., 1974; Mn/Fe=211-315, Toth, 1980), y en la dorsal de las Galápagos (Mn/Fe= 553-5, Moore y Vogt, 1976; Mn-Fe = 202-493, Toth, 1980). El Mn está fuertemente fraccionado respecto al Fe y, en ambos casos, la birnesita es el mineral más abundante en las costras. Contrariamente, en la dorsal de Juan de Fuca las costras están completamente formadas de vernardita (δ -MnO₂) y muestran un predominio del Fe sobre el Mn (Mn/Fe = 0.60-0.69, Toth, 1980). En todos los casos, las costras presentan bajas concentraciones de Ni, Cu, y Co con respecto a los nódulos Fe-Mn y a las costras autógenas. La variación de la tasa Mn/Fe en las diferentes costras y depósitos

hidrotermales puede ser explicada ya sea por la proporción original en la solución o por las diferencias en la eficiencia relativa de los procesos de precipitación in situ y en la advección de los metales. La precipitación in situ de los óxidos con altas proporciones de Mn/Fe indica un emisión de las soluciones a bajas temperaturas y tasas de flujo lentas (Roy, 1992).

El Mn del agua marina es aportado principalmente por las soluciones hidrotermales que se forman en las etapas tempranas de apertura de las cuencas oceánicas (p.e., Mar Rojo), y durante las etapas intermedias del desarrollo de las dorsales (p.e., Cordillera Oriental del Pacífico).

En general, la deposición de Mn tiene lugar principalmente en posiciones distales respecto a las ventilas hidrotermales. En los fondos oceánicos restringidos y pobremente oxigenados, como en el Mar Rojo, el Mn no precipita de manera inmediata, sino que asciende hasta formar partículas de óxidos cuando alcanza la interfase entre el agua marina estancada, reductora y salada y la más superficial y oxigenada. Tales partículas de Mn son preservadas solo en las profundidades donde esta interfase o redoxclina se encuentra en el fondo marino (Roy, 1992).

En el caso de las dorsales lentas en cuencas abiertas, parte del Mn puede ser transportado largas distancias, de 750 km en la Dorsal Atlántica (Rona, 1984). En las dorsales rápidas, como es el caso de la Dorsal Este del Pacífico (EPR) a 21°N, las costras ricas en Mn prácticamente no se desarrollan, a pesar del aporte hidrotermal de Mn (con ³He), el cual se detecta en los penachos hidrotermales hasta 200 m por encima de las ventilas hidrotermales (Lupton *et al.*, 1980). Cuando la densidad de los penachos se equilibra con la del agua marina, sus componentes, incluido el Mn, se diseminan lateralmente, viéndose afectados por las corrientes oceánicas y por el tiempo de residencia debido al consumo microbiano del Mn (~50 años; Weiss, 1977).

Las costras hidrotermales de óxidos de manganeso también se forman en relación a arcos de islas, por ejemplo, en el arco de Tonga-Kermadec (Cronan *et al.*, 1982), en el archipiélago de Bismarck, en el arco de Ogasawara, y en el arco de las Marianas (Roy, 1992).

Los óxidos de Mn de origen hidrotermal también se forman en manantiales termales continentales. En este caso, pueden estar asociados a fluorita, calcita, barita, y a depósitos de travertino (Roy, 1992). Por ejemplo,

Generalidades del manganeso y sus yacimientos

ciertos manantiales termales en Estados Unidos (0.14-3.4 ppm de Mn) y en Japón (Komadake, Tokati-dake, Tarumac y Akan; 2.8-4.7 ppm de Mn) están depositando óxidos de Mn en la superficie (Roy, 1992). Según Hariya (1980), las soluciones hidrotermales lixivian los metales a partir de rocas volcánicas básicas a intermedias, y que fugacidades elevadas de CO_2 en las soluciones promueven su enriquecimiento en Mn con respecto al Fe. En los manantiales de Akan los óxidos de Mn están intercalados con láminas de CaCO_3 .

Los estudio isotópicos de los depósitos de óxidos de manganeso actuales relacionados con manantiales calientes de Japón indican que los fluidos hidrotermales tienen una afinidad meteórica (Hariya, 1981). En el manantial termal de Komanoyu, en Hokkaido, Japón, se ha constatado que la mediación bacteriana en la precipitación de los óxidos de manganeso es muy importante (Hariya y Kikuchi, 1964).

Depósitos hidrotermales de Mn fósiles

La formación de yacimientos de Mn estratiformes (sedimentario-exhalativos) y en vetas se atribuye a la precipitación de Mn a partir de soluciones hidrotermales. En ciertos casos, la reconstrucción del régimen tectónico, la asociación litológica y las características químicas, incluyendo la composición isotópica y el contenido en REE, permiten la correlación de los depósitos fósiles de Mn con los que actualmente se forman en el fondo marino. Igualmente, algunos depósitos estratiformes de Mn han sido relacionados con manantiales calientes en cuencas continentales tectónicamente activas (Roy, 1992).

Los complejos ofiolíticos correspondientes al margen Mesozoico del Tetis (p.e., Complejo Antalya, en Turquía, Robertson y Boyle, 1983; Complejo norte ofiolítico de los Apeninos, del Jurásico tardío, en Italia, Bonatti *et al.*, 1976; Macizo Troodos, del Cretácico tardío, en Chipre, Robertson y Boyle, 1983), así como los del margen del Pacífico oriental (p.e., Asociación Franciscana del Cretácico temprano-Jurásico tardío, California, Crerar *et al.*, 1982; Chyi *et al.*, 1984; Península Olímpica, del Eoceno, en Washington, USA, Lee, 1982) albergan depósitos de Mn similares a los descritos en los fondos oceánicos actuales (costras ricas en óxidos de Mn y en arcillas ricas en Fe-Mn).

Los depósitos hidrotermales fósiles de Mn estratiformes y en vetas en ambientes de arco de islas están encajonados, generalmente, en andesitas, dacitas

y riolitas. Estos depósitos se han reconocido en el cinturón de rocas verdes del Neógeno de Japón y son coincidentes en el tiempo (Mioceno medio) y en el espacio con los depósitos de sulfuros masivos de Kuroko (Hariya y Tatsumi, 1981). El complejo ofiolítico del grupo Florida (Cretácico tardío o Mioceno) de Buena Vista, en las Islas Salomón, y de Tonumea (Mioceno medio bajo) en la Isla Tonga, albergan depósitos hidrotermales de Mn que tienen afinidades tipo arco de isla (Roy, 1992).

Los depósitos tipo veta con Mn (y Ag) y sulfuros de metales básicos han sido descritos en varias localidades de los E.U.A., en Corea del Sur y en Japón. El depósito Golconda (Pleistoceno), en Nevada, está cubierto por una capa gruesa de travertinos, y el depósito Burmister del Plioceno superior, en Arizona, está intercalado con travertinos y con capas de cenizas volcánicas. Estos depósitos se formaron en zonas de manantiales termales continentales.

Clasificaciones generales de los depósitos de Mn

Existen diversas clasificaciones de los depósitos de manganeso, basadas en criterios diferentes dependiendo de cada autor. Este hecho hace complicado hablar de una sola división de los distintos yacimientos de manganeso. Esencialmente hay dos clasificaciones globales en que coinciden varios autores: Una basada en las características genéticas de los depósitos (Varentsov y Rakhmanov, 1980), y otra basada en la litología encajonante. A continuación se presentan de manera resumida algunas de las clasificaciones:

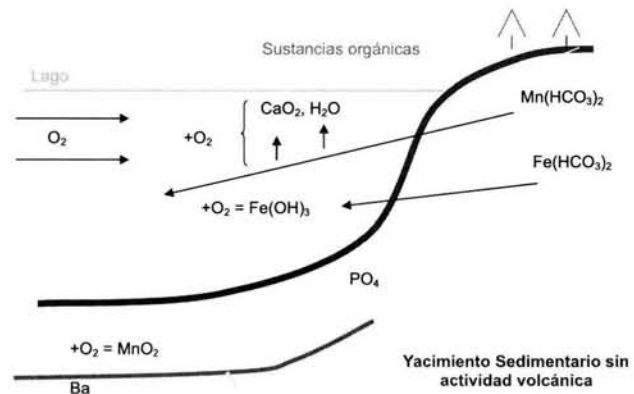


Fig.2.6. Modelo de un depósito sedimentario de Mn en un lago de agua dulce en el norte de Rusia (Borchert, 1980).

1. Clasificación de Varentsov y Rakhmanov (1980):

1.a. *Depósitos sedimentarios* (acumulaciones de manganeso en cuencas sedimentarias): Los depósitos sedimentarios propiamente dichos se caracterizan por el origen exógeno de sustancias metálicas, a partir del intemperismo de la corteza, la erosión y depósito-diagénesis de rocas, lixiviación submarina (Fig. 2.6).

1.b. *Depósitos hidrotermales*: Se caracterizan por el origen endógeno de sustancias metálicas; hidrotermal, exhalativo, etc. Como un ejemplos se pueden mencionar los grandes depósitos *volcanosedimentarios* fanerozoicos del Sur de Ucrania (Nikopol y otros), de Georgia (Criatura y otros), de la Península Mangyshlak, del noreste de Bulgaria y del noroeste de Turquía, así como algunos depósitos menores de Hungría y Eslovaquia (Varentsov, 2002). Contienen cerca del 30 % del manganeso Fanerozoico mundial y más del 70% de las reservas Cenozoicas (Boström, 1988). La producción anual de 1995 a 1999 fue de 3200 a 1986 mil toneladas métricas, con 30-32% de Mn (Varentsov, 2002).

También incluye los depósitos modernos ocasionados por manantiales termales o “hot springs” que depositan minerales de manganeso en los continentes y en el piso oceánico (Fig. 2.7). Los manantiales termales ocurren en zonas de dorsal y son la causa de la concentración de óxidos de manganeso, en asociación con fluorita, calcita, barita y aragonita, y más raramente con talio (Smirnov, 1982).

Como ejemplo fósil se puede mencionar la Mina Quinto, en la Sierra Maestra, Cuba, consistente en depósitos de reemplazamiento hidrotermal en tobas volcánicas depositadas en ambiente marino somero en el Eoceno. La mena consiste de psilomelana, pirolusita, manganita, rancieita, braunita y ganga de calcita y cuarzo criptocristalino.

1.c. *Depósitos de contacto-metasomáticos*. Incluye los depósitos metamorfoseados (metamorfismo regional y metamorfismo de contacto). Son producto del metamorfismo de secuencias sedimentarias con mineralizaciones ya existentes. No pueden considerarse como yacimientos producto del metamorfismo en sí, por lo tanto, se tratan de depósitos de manganeso metamorfoseados (Roy, 1981). Por ejemplo, el distrito

Postmasbury, en Sudáfrica, en el que los depósitos de manganeso se encuentran en pizarras y cuarcitas, y están constituidos por menas de pirolusita, psilomelana, polianita, braunita, sitaparita, baritina, bixbyita y jacobsita. Estos dos últimos minerales son producto de la alteración metamórfica de criptomelano, pirolusita, nautita y birensita (Roy, 1981).

1.d. *Depósitos de Intemperismo*. Se trata de acumulaciones residuales (lateritas, productos de intensa lixiviación, etc.), originadas en climas tropicales, sobre rocas con alto contenido en Mn.

2. Clasificación litológica de los yacimientos de Mn:

La siguiente clasificación comprende las características generales propias del yacimiento y las características de la roca encajonante. En la descripción del tipo de yacimiento se enumeran las características analizadas para el ejemplo citado de la siguiente forma: *Características Propias del Yacimiento*: 1) Paragénesis hipogénica y eventualmente sucesión, 2) Alteración superficial y minerales supergénicos, 3) Composición química y contenido de mineral, 4) Tonelaje de mineral. *Características de la roca encajonante*: 5) Naturaleza litológica y estratigrafía de la roca encajonante, 6) Forma de los yacimientos en relación con las estructuras que los contienen, 7) Rocas plutónicas y/o volcánicas próximas, 8) Edad del yacimiento y recapitulación rápida de la historia geológica de la región, 9) Ejemplos con las edades del yacimiento, 10) Hipótesis genética relativa, generales o particulares de cada tipo.

2.a. *Depósitos de óxidos y carbonatos en la base de series trasngresivas-con sílice dominante.*

1) Mineral con decreciente grado de oxidación a medida que se aleja de la antigua línea de costa. Oolitas con estructura concéntrica: Pirolusita y manganita. Marcasita, barita, ópalo, oolitas de Fe accesorio interestratificadas.

2) Contenido de 43% a 50% de Mn, alteración superficial sombrero negro de manganeso (Fernández, 1980).

3) Zonas de hasta 20%; SiO₂ 8.5%, Fe 1.25%, P 0.16%, trazas de TiO₂ y tierras raras (Fernández, 1980). El enriquecimiento de Mn se realiza fácilmente por lixiviación.

- 4) Las reservas están evaluadas en 200 millones de Ton, con 45% de Mn (Fernández, 1980).
- 5) Areniscas arcillosas y areniscas glauconíticas con cementante de calcedonia formando una serie transgresiva del Oligoceno, sobre el Cretácico calcáreo (Yashvili, 1980).
- 6) Lechos estratificados con límites festoneados correspondientes a la antigua línea de costa..
- 8) Calizas Cretácicas, riolitas antiguas y granitos.
- 9) Tchiatura, Caucazo, Georgia..
- 10) Depósitos litorales, descomposición de las rocas por alteración meteorica durante la inmersión del Eoceno. Posteriormente y durante el término de la transgresión, el manganeso se lixivió sobre el continente, de donde el enriquecimiento se formó en la línea de la costa.

2.b. Depósitos de óxidos asociados a cambios de facies vertical en las series transgresivas.

- 1) Coronadita frecuentemente en las partes superiores, polainita, psilomelano de facies bandeadas, goethita, barita, cuarzo y feldespatos detríticos.
- 2) Sin carbonatos ni estructura oolítica.
- 3) Mn en 59%, SiO₂ 2.5%, FeO₃ 1.2%, PbO, BaO, Co, Zn, Sr, P, As, en conjunto hasta 6% (Smirnov, 1982).

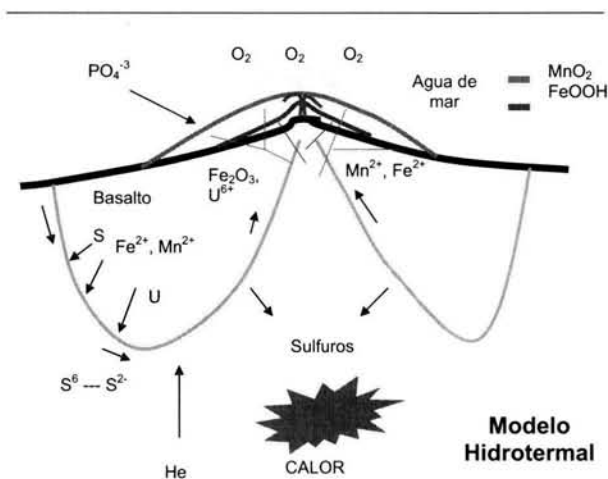


Fig. 2.7. Modelo de un depósito hidrotermal submarino de Mn (Borchert, 1980).

- 4) Se extiende por 25km de largo, 400m de ancho y 2.5m de espesor. La extracción más reservas se acerca a 10 millones de Ton (Fernández, 1980).
- 5) La base está formada por dolomía y hacia la cima está una arenisca.
- 6) Mantos interestratificados en un paquete tabular afectado por una serie de flexuras con una caída de 20 a 30 m. No se observa enriquecimiento ligado a estas flexuras. Es frecuente que se encuentren intercalaciones dolomíticas. Los mantos tienen un espesor entre 0.02 m y 2.00 m.
- 8) Basamento andesítico y riolítico Precámbrico. La riqueza en manganeso no depende de la naturaleza del basamento.
- Edad: Cenomaniano-Turoniano (Fernández, 1980).
- 9) Imini, Marruecos.
- 10) Depósitos contemporáneos a la sedimentación cretácica. Los mantos de manganeso se encuentran acompañados por un cambio de facies vertical. El manganeso provino de la lixiviación de lavas y depósitos manganesíferos del basamento.

2.c. Depósitos en formaciones carbonatadas.

- 1) Psilomelana y pirolusita.
- 2) Sombrero de manganeso, óxidos negros (wad).
- 3) Mn en 35%, CaO, Fe₂O₃, escaso SiO₂, Pb, Cu, Zn, As, Mo y BaO (Fernández, 1980).
- 4) Bolsas, mantos y vetas. La extracción fue de 24 Ton diarias a finales de los sesentas (Fernández, 1980).
- 5) Calizas cretácicas de la Formación Aurora. Estratos que varían de 0.30 m a 1.5 m, de grano fino y color gris, y fosilíferos.
- 6) Las bolsas y los mantos tienen origen primario y las vetas origen secundario (González-Reyna, 1956). Las bolsas tienen un diámetro que varía entre 5 y 10 m y contiene la mayor cantidad de material. Las vetas tienen una orientación con rumbo NE 22°-35° y siguen los planos de estratificación. Hay cavidades con manganeso secundario muy rico y con textura botroidal.
- 7) Cuerpo granítico que intrusionó a la secuencia sedimentaria y fue muy probablemente el causante directo de la mineralización de la zona (Cretácico-Terciario) (Fernández, 1980).

8) Posiblemente finales del Cretácico o principios del Terciario.

9) Región de Dinamita, Durango, México.

10) Las calizas al ser plegadas e intrusionadas dejaron cavidades que fueron rellenadas por calcita blanca y negra con valores de manganeso. Se presentó, además, un reemplazamiento en las calizas por soluciones ascendentes posteriores que depositaron óxidos de manganeso en cuerpos irregulares (Fernández, 1980). Se ha considerado a los depósitos como hidrotermales de tipo epitermal.

2.d. Depósitos en lutitas y en argilitas.

1) Psilomelana, pirolusita y braunita, principalmente. En otros yacimientos: Polianita, psilomelano, ramsdelita, holandita, goethita, hematita, braunita, oligisto, sitaporita, jacobsita, manganita y polainita (Mapes, 1956).

2) Se presenta silicificación reemplazando a una porción de las lutitas encajonantes. Las partes silicificadas presentan coloraciones que varían preferentemente entre tonalidades de rojo y café.

3) 35%-40% Mn, cantidades variables de SiO_2 , Al_2O_3 , BaO, Fe_2O_3 (González-Reyna, 1956). En otros yacimientos: 10%- 50% Mn, SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , BaO, Pb, Cu, Co, Ni, Zn, Ag, Cr, Mo, Rh, Sc, V (Fernández, 1980).

4) Generalmente estos tipos de yacimiento tienen un tonelaje no muy importante. Reservas de 82,473 Ton con 34% de Mn (Fernández, 1980). Los mantos mineralizados presentan un buzamiento general hacia el sur que varía entre 40% y verticales. Tienden a la inclinación mencionada a los 10-15 m y a la verticalidad hacia la superficie. El espesor máximo de la mineralización alcanza unos 20 m (González-Reyna, 1956).

5) La mineralización se encuentra en lutitas que varían su composición entre calcárea y silícica, se presenta en estratos delgados que varían entre 5 y 30 cm de espesor, con plegamientos que ocasionalmente llegan a ser muy cerrados (González-Reyna, 1956).

6) Forma mantos contenidos en zonas de silicificación, el rumbo general de la estructura es de orientación al poniente y en ocasiones, se encuentra atravesado por fallas aparentemente, normales, perpendiculares al manto y con un desplazamiento pequeño,

conteniendo mineral de manganeso (Fernández, 1980).

7) En superficie no se puede apreciar relación alguna con rocas ígneas.

8) Posiblemente finales del Cretácico.

9) Región de La Colorada, Zacatecas, México (González-Reyna, 1956).

10) Es probable que el origen de estos yacimientos se deba a soluciones hidrotermales que reemplazaron a las lutitas y para circular, emplearon como conductos los planos de estratificación de las lutitas. Los minerales primarios fueron probablemente carbonatos y silicatos de Mn. Existe, además, un proceso de enriquecimiento supergénico que fue causante de la oxidación.

2.e. Tipo vulcano-sedimentario.

1) Braunita, pirolusita y psilomelano (Fernández, 1980). La mineralización se encuentra contenida en una ganga de calcita y sílice que va aumentando su proporción hacia los extremos del manto mineralizado, al mismo tiempo que los valores del manganeso van disminuyendo.

2) Se encuentran presentes efectos de los fenómenos de oxidación que formaron parte de la pirolusita y psilomelano, existe una introducción posterior a la mineralización de óxido de hierro (Rodríguez y Task, 1948).

3) Contenido mayor a un 25% de manganeso (González-Reyna, 1956).

4) En 1963 se tenían bloqueadas reservas por 10,000 Ton con tenor de 20 a 35% de manganeso (Fernández, 1980). En la actualidad ya no existe explotación de manganeso en estos yacimientos.

5) Mineralización en tobas y asociada a andesitas.

6) Mantos, además, lentes de pequeñas dimensiones.

7) Dioritas y diques de pórfido basáltico.

8) Calizas cretácicas y rocas ígneas terciarias.

9) Autlán, Jalisco, México; Lucifer, Baja California Sur.

10) La mineralización tiene origen sedimentario dado que se pueden encontrar marcas de corriente, conglomerados intraformacionales y otras estructuras sedimentarias tanto en las zonas mineralizadas como en la roca encajonante.

Generalidades del manganeso y sus yacimientos

2.f. Filones con ganga dolomítica en rocas volcánicas.

- 1) Psilomelano y pirolusita (González-Reyna, 1956). En Tachgagalt., Marruecos: Braunita, polianita, criptomelano, hausmanita piedmontita (Wilson, 1956).
- 2) Enriquecimiento secundario a poca profundidad. En otros yacimientos, sombrero de manganeso.
- 3) 24% de Mn, CaO, MgO, SiO₂, CaSO₄, 2H₂O (Fernández, 1980). En Tachgagalt: MnO₂ 69%, MnO 11.9%, Mn 50-58%, SiO₂ 5%, Fe₂O₃ 3.55%, CaO 1.27%, BaO 0.25%, K₂O 4.26%, SO₂ 0.5%, Al₂O₃ 0.88%, TiO₂ 0.15%, MgO 1.95%, Na₂O 0.28%, CuO 0.37%, H₂O (Wilson, 1956).
- 4) Vetas con longitudes hasta de 800 m, aunque generalmente tienen entre 50 y 200 m con espesor variable entre 1.8 y 3.0 m. Reservas de 59 969 Ton con 17% de Mn (Fernández, 1980).
- 5) Rocas de composición andesítica principalmente.
- 6) La mineralización se encuentra alojada principalmente en vetas de falla, que siguen rumbos generales N-S y E-W, siendo las últimas las más importantes (González-Reyna, 1956).
- 7) Andesitas de color pardo-rojizo principalmente en menores cantidades riolitas y dacitas de colores más claros, presentes en la Sierra de Los Borregos.
- 8) La mineralización ocurrió probablemente durante el Terciario.
- 9) Terciarios: Los Borregos, Casa de Janos, Casas Grandes, Satevó, Los Órganos y 7 Tinajas (Chihuahua, México), San Miguel el Alto y Mezcala (Jalisco, México). Precámbricos: Tachgagalt, Taourat y Tamegra (Marruecos) (González-Reyna, 1956; Mapes, 1956).
- 10) El fracturamiento en que se alojaron las mineralizaciones, fue favorable únicamente en las rocas volcánicas más competentes, soluciones hidrotermales de baja temperatura depositaron los minerales primarios en las fracturas, a poca profundidad existen efectos de enriquecimiento secundario.

2.g. Filones de ganga barítica en rocas volcánicas.

- 1) Psilomelano, criptomelano, holandita y coronadita (Fernández, 1980). En otros yacimientos: Braunita, holandita: polianita, piemontita, barita y cuarzo. La ganga en Talamantes está constituida por: Calcita, calcedonia, yeso, cuarzo, hematita y barita.
- 3) Mn 30% (promedio), de una muestra de la Mina San Antonio se obtuvieron los siguientes datos: Mn 26%, SiO₂ 36.9%, Fe 3.8%, WO₃ 1.28%, Al₂O₃ 0.15%, CuO 0.13%, P 0.03% (Fernández, 1980). En otros Pb, S, Ti y H₂O (Mapes, 1956).
- 4) El espesor de las vetas varía entre unos pocos centímetros y 2 m. Tienen echados que varían desde la verticalidad hasta unos 60° al E ó W (González-Reyna, 1956).
- 5) La mineralización se encuentra en riolitas que presentan principalmente color gris, aunque en algunas partes se presentan manchas rojizas de textura porfídica y en algunos lugares con estructura vesicular fluidal. Los yacimientos se encuentran en zonas de brechas y fracturas que atraviesan a la riolita
- 6) Los óxidos de Mn se encuentran rellorando oquedades en las brechas, probablemente reemplazando parte de su matriz, cementando así los fragmentos riolíticos, en parte, los óxidos penetran en la roca maciza de los respaldos. Existen también vetas fuera de las zonas de brechas, que son generalmente más delgadas.
- 8) La mineralización posiblemente sea terciaria.
- 9) Talamantes, Terciario (Chihuahua, México), y Tikirt y Tinzaline, Precámbrico (Marruecos) (Mapes, 1956).
- 10) Los minerales de manganeso se depositaron en zonas de brechas producidas por fallas, la depositación se debe a soluciones manganesíferas que contenían bario y tungsteno. El reemplazamiento existente en los fragmentos de riolita se puede considerar nulo, al igual que en los respaldos. No se ha decidido con absoluta certeza si las soluciones mineralizantes fueron ascendientes o descendientes, ni tampoco si los óxidos fueron minerales primarios o secundarios (González-Reyna, 1956).

2.h. Filones intraplutónicos en granitos.

- 1) Dialogueta, rodonita, alabandita, almandita, tefrita, friedelita, helveita, cuarzo y hubnerita. Siendo los silicatos más externos que los carbonatos (Hewett et al., 1956). En otros yacimientos: Polianita, manganita y braunita (Fernández, 1980).
- 2) Los óxidos sólo existen en superficie: Wad
- 3) Mn 14%, Pb, Zn y W (Otra bibliografía, igual a la anterior). En otros yacimientos: Hasta 50% Mn, 3.6% BaO, Fe 2%, 6% Pb, SiO₂ 5%-10% (Fernández, 1980).
- 4) Extensión de algunos kilómetros. Reservas: 620 000 Ton de Mn (Hewett et al., 1956).
- 5) Monzonita. Zoneamiento: Cu, Zn, Mn. Siendo el último elemento el más externo (Hewett et al., 1956). En otras partes: Granodiorita y granito (Fernández, 1980).
- 6) Sistema de filones muy complejos.
- 7) Batolito granítico de edad Laramida.
- 8) Edad correspondiente al emplazamiento del batolito del Cretácico Superior-Eoceno inferior.
- 9) Butte, Cretácico-Eoceno (Montana, E.U.A.).
- 10) Filones hidrotermales.

2.i. Cuerpos lenticulares pirometasomáticos en granitos.

- 1) Pirolusita, psilomelano, rodonita, magnetita, pirita, galena y cuarzo (Fernández, 1980).
- 3) Mn 40%- 55%, SiO₂ 10% (Fernández, 1980).
- 4) Lentes de 30 m de largo por 8 m de espesor (Rodríguez y Task, 1948).
- 5) Transformación de las calizas en skarns por el contacto de granitos, granitos de hornblenda y a veces gabros.
- 6) Cuerpos lenticulares.
- 7) Granito Precámbrico (Formación Sinian). En otros yacimientos: Gabros (González-Reyna, 1956; y Fernández, 1980).
- 8) Precámbrico. En otros yacimientos: Cretácico superior.
- 9) Hei Jun Lin y Tsa lo Chiatu'N Mine, Precámbrico (Marlchuria) (Borchert, 1980).
- 10) Yacimientos Pirometasomáticos (Fernández, 1980).

2.j. Cuerpos lenticulares periplutónicos en granitos.

- 1) Rodonita. En otros yacimientos: Dialogueta, ramsdelita, pirolusita, criptomelano, blenda, pirita y plata. Psilomelano, braunita, hausmanita, hematita y magnetita (Fernández, 1980).
- 3) 50% Mn (Fernández, 1980).
- 4) Yacimientos poco importantes, extracción máxima de 20 000 Ton de mineral. Lentes de reducidas dimensiones alineados por algunos kilómetros (Rodríguez y Task, 1948).
- 5) Calizas, Calizas silicificadas, skarns.
- 6) Cuerpos lenticulares alineados paralelamente al borde del macizo granítico.
- 7) Macizo granítico paleozoico.
- 8) Paleozoico, zona de tectonismo simple.
- 9) Grenfell, Paleozoico (Nueva Gales, Australia) (Hewett et al., 1956; y Bateman, 1974).
- 10) Las soluciones hidrotermales, pobres inicialmente en manganeso, se enriquecieron en el curso de la circulación a través de las rocas sedimentarias o metamórficas encajonantes, estas contenían el manganeso disperso.

2.k. Depósitos de silicatos manganíferos en terrenos metamórficos (ricos en cuarzo).

- 1) Braunita, holandita, jacobsita, bixbita, hausmanita, hematita, rutilo, espesartita, rodonita, winchita, piemontita y dialogueta (Fernández, 1980). En otros yacimientos: psilomelano, polianita, manganita, manganosiderita, alabandita, apatito, grafito, pirrotita, calcopirita, bornita, cobaltita, covellita y skutterudita. En Kajlidorgri (India central): Winchita, Tilasita, (Ca Mg (F/AsO₄)) y dialogueta a veces muy abundante (Hewett et al., 1956).
- 2) Sombrero de manganeso-hierro (limonita, hematita, Wad, criptomelano, pirolusita, holandita y jacobsita), a menudo muy desarrollado, pero no tiene en la actualidad más que el mineral que se explota en este distrito.
- 3) Mn 32%-52%, Fe 5%-11%, SiO₂ 3%-13%. A veces hasta 23% de Fe y 55% de Mn.
- 4) Dimensiones muy importantes. Contenido medio de 35% Mn. Tonelaje total: 40 millones de toneladas de mineral. Lentes de varios kilómetros de largo con una potencia del orden de 10 m.

Gonditas (roca de cuarzo con espessartita), piemontita, rodonita, diópsida manganesífera, micaesquito y gneiss. La mineralización está asociada a cuarcitas precámbricas. Las porciones explotables son de braunita y hausmanita (Fernández, 1980).

6) Lechos y lentes (1 o 15 m, hasta varios kilómetros) concordantes entre la cuarcita y series cristalinas y siempre en los niveles determinados por estas últimas (Fernández, 1980).

7) Sin rocas plutónicas o volcánicas asociadas directamente. Granitos y pegmatitas muy recientes alterando el depósito.

8) El mineral se encuentra en una serie Precámbrica afectada por metamorfismo regional importante. Numerosos accidentes tectónicos produjeron deformaciones y fracturamiento del yacimiento.

9) Precámbricos: Madhya Pradesh, Orissa y Bihar, Kajlinorgri (India), Laiaiete, Minas Geraes (Brasil), Jacobeni Sarul Domei (Rumanía) (Hewett et al., 1956; y Bateman, 1974).

10) En un principio fueron depósitos sedimentarios singenéticos: MnO_2 + pedernal. Después la acción del metamorfismo, recristalización y formación de gonditas: Cuarzo con espessartina, rodonita, sitaporita braunita y hausmanita. Posteriormente oxidación dando origen a criptomelano y pirolusita (Fernández, 1980).

2.1. Depósitos de silicatos manganesíferos en terrenos metamórficos (pobres en cuarzo).

1) Hollandita, polianita, pirolusita, criptomelano, espessartita, glosularita y almandino. En otros yacimientos: Rodonita, dialoguita, braunita, hausmanita, knebelita, tefrita, horblenda manganesífera, piemontita, jacobsita, magnetita manganesífera y oligisto (Fernández, 1980).

2) Pirolusita en superficie, con wad, criptomelano y jacobsita.

3) Mn 50% (beneficiado), Fe 5.5%, SiO_2 9.5%. En otros yacimientos, el contenido de Mn puede descender hasta un 21% (Fernández, 1980).

4) Las zonas mineralizadas alcanzan 500 m por 100 m por 2 m de espesor medio.

5) Micaesquistos, anfíbolesquistos, anfíbolitas, sericitoesquistos, cloritoesquistos de edad Kibarien. Intrusiones pegmatíticas (Bateman,

1974; y Smirnov, 1982). Otros yacimientos: Gneiss de silicatos manganesíferos, piroxenitas, skarns en gneiss de biotita. Rocas siempre ricas en granates y otros silicatos manganesíferos.

6) Pequeños lentes más o menos regulares y lechos de mineral orientados según la esquistosidad.

7) Granitos, gabros, pegmatitas posteriores en relación con la mineralización.

8) Edad Precámbrico. Siempre series precámbricas.

9) Precámbricos: Kisenge Kamata (Congo), Amada (Sierra Do Navio, Brasil).

10) Depósitos sedimentarios mineralizados y metamorfizados a silicatos y carbonatos, después alteración meteórica.

3. Clasificación litológica genética y estructural.

La siguiente clasificación de los tipos de yacimientos de manganeso, ha sido recabada con base en los depósitos de manganeso mexicanos, considerando para ella el fundamento genético, asociación mineralógica, estructura del yacimiento y su litología característica de los depósitos más importantes del país. La distinción de los yacimientos de Mn mexicanos (Anexo: Depósitos Mexicanos de Mn) fue realizada por Rodríguez y Task en 1948, Mapes, 1956 y complementada por la recopilación bibliográfica del presente trabajo.

3.a. Yacimientos existentes en fracturas.

Los tipos más comunes de yacimientos de manganeso que se encuentran en México consisten de rellenos de fracturas. Es este tipo de yacimientos el mineral está mezclado con algo de roca encajonante y se encuentra en zonas de fracturas o a lo largo de fallas. El manganeso se presenta en forma de óxidos, comúnmente acompañado por calcita blanca y/o negra, sílice, óxidos de hierro y escasamente barita (Rodríguez y Trask, 1948).

Aunque el mineral existente en fracturas es variable en calidad, generalmente contiene leyes de 25 a 35% de Mn. La mineralogía consiste básicamente de óxidos de manganeso como: Psilomelano $BaR_9O_{18} \cdot 2H_2O$, donde R es Mn^{4+} , escasamente Mn^{2+} y Co, criptomelán KR_8O_{16} , donde R es Mn^{4+} , escasamente Mn^{2+} , Zn y Co, Hollandita BaR_8O_{16} ,

donde R es principalmente Mn^{+} y también Fe^{3+} , Mn^{2+} y Co, y ramsdellita MnO_2 (Rodríguez y Trask, 1948). Como ejemplos se puede citar al depósito de El Gavilán, Baja California Sur, Casas Grandes y El Zacate en Chihuahua (Mapes, 1956).

3.b. Yacimientos silicificados de reemplazamiento.

Este yacimiento consiste en el reemplazamiento de tobas y aglomerados riolíticos o traquíticos por manganeso y sílice en zonas de brechas y a lo largo de fallas, la silicificación generalmente abarca grandes extensiones, sobresaliendo geomorfológicamente con respecto con las demás rocas que las circundan. Los cuerpos minerales tiene la forma de chimeneas pero en algunos lugares la mineralización se ha ramificado lateralmente a partir de fracturas en dirección más o menos paralelas a la estratificación. La gran cantidad de sílice es la principal desventaja para la explotación de estos depósitos. Como ejemplos de este tipo de yacimiento se tienen La Abundancia, Zacatecas, La Montaña de Manganeso, S.L.P. y Picacho de Candela, Durango.

La mineralogía característica de estos depósitos es braunita ($3(Mn,Fe)_2 \cdot 3 MnSiO_3$), pirolusita (MnO_2), Manganita ($MnO(OH)$), pirocoita ($Mn(OH)_2$), principalmente (Rodríguez y Task, 1948).

3.c. Yacimientos de reemplazamiento en calizas

Son depósitos de reemplazamiento de calizas, adyacentes a los cuerpos intrusivos granitoides. El manganeso se encuentra en las zonas de brecha, rellenando cavidades, remplazando a la caliza, en la caliza cristalizada y en la zona de contacto. La mayor parte de este tipo consiste de cuerpos minerales relativamente pequeños, conteniendo reservas inferidas menores de 2 000 Ton, por lo general (Rodríguez y Task, 1948). Las especies minerales presentes consisten de óxidos de manganeso, ya sean con calcita en los intersticios, o sin ella (Mapes, 1956).

Como ejemplos se tiene a Dinamita, Durango, Buenavista, Guerrero, Guadalcázar, S.L.P. y El Milagro, Coahuila. El mineral extraído de estos yacimientos de reemplazamiento en calizas constituyó cerca del 10% de todo el mineral de manganeso producido en México durante 1940 a 1947 (Rodríguez y Task, 1948).

3.d. Yacimiento de reemplazamiento en tobas.

Se trata del reemplazamiento de sílice y manganeso en tobas, el mineral se halla en tobas estratificadas que se apoyan en aglomerados volcánicos, en forma de mantos, lentes y estratificaciones. Algunos de estas formas se hallan silicificadas formando zonas denominadas localmente “huesos”, pero en general el mineral es de bajo contenido de sílice (González-Reyna, 1956).

Las principales especies minerales del yacimiento consisten de criptomelán (KMn_8O_{16}) y pirolusita (MnO_2), con algunas impurezas de V y Co. El principal representante de este tipo de depósito es la Mina Lucifer en Baja California Sur (Rodríguez y Task, 1948).

3.e. Yacimientos varios

Los cuatro tipos de yacimientos antes descritos rindieron poco más del 95% de la producción mineral de manganeso en México, durante 1940-1947. El restante 5% provino de diferentes tipos de yacimientos, la mayor parte de los cuales tienen reservas muy pequeñas (Rodríguez y Task, 1948).

Como ejemplo se tienen yacimientos en Guanajuato, en donde existen lentes de óxidos de manganeso en lutitas apizarradas, con forme aumenta la profundidad el óxido de manganeso cambia a rodonita, La Patrona, Guanajuato (Mapes, 1956).

Otro depósito se halla cerca de la población de Acatlán, Puebla, que consiste de tres cuerpos lenticulares constituidos por óxidos de manganeso y braunita.

Por último se tiene a Carfos Company, Sonora, que trata de cuerpos estratificados de óxidos de manganeso y poco sílice en rocas sedimentarias (Rodríguez et al., 1948).

4. Clasificación genética

La siguiente clasificación esta basada en las características genéticas del depósito de Mn, tiene la peculiaridad de haber sido expuesta y discutida en el Simposio Internacional sobre Geología y Geoquímica del Manganeso en Australia por H. Borchert en el año de 1980 y anexada en una edición especial de la UNESCO. Además se ha contribuido en la presente investigación con algunos datos recopilados de referencias actuales (Fig. 2.9).

4.1. Tipo I: Enriquecimiento de manganeso de Gonditas en conexión con lateritas

Concentraciones ricas en manganeso están en conexión con lateritas subtropicales debidas al intemperismo, particularmente en la región sur del antiguo Escudo de Gondwana sobre las cuencas empobrecidas por silicatos protores (“gondites”).

Bajo la influencia de fuertes condiciones de metamorfismo en la profundidad de la corteza óxidos y carbonatos manganíferos, frecuentemente asociados con sílice libre (detritos de cuarzo, pedernal, etc.) pueden ser transformados dentro de silicatos en Mn^{3+} y Mn^{2+} (protores de “Gondites”) (Borchert, 1980). Hay silicatos de manganeso en prácticamente todas las familias de silicatos tales como neso-, soro-, ino- y filo-estructuras. La más importante entre las Gonditas o Mn protores en muchos distritos son las “spessartine-bearing” cristalinias de esquistos de edad Precámbrica.

En cuencas marinas y restringidas por el desarrollo de fases reductoras de una “zona de ácido carbónico”, el manganeso puede estar disuelto en soluciones con un pH mucho más alto y valores Eh más positivos que el hierro (Fig. 2.5). Así, solo bajo débiles condiciones de reducción la separación del Mn y del Fe y la de la masa principal de Si-Al puede llevarse a cabo. Los vastos depósitos de mineral de Manganeso del tipo Nikopol/Chriatura en una región oligocénica del antiguo “Mar Negro” podría construirse de esta manera. Por otro lado, el tipo IV “volcánico-sedimentario” con la formación de mineral de manganeso-espilita-shale-chert está estrictamente restringida a soluciones residuales de origen basáltico juvenil, frecuentemente en un dominio eugeosinclinal. Los nódulos de Manganeso del Pacífico y de otros Océanos generalmente resultan de los procesos de lixiviado y reprecipitación en una “zona de ácido carbónico” en reacción a las corrientes marinas con diferentes valores de Eh y pH (Tipo III).

El intemperismo en condiciones subtropicales afecta a los esquistos de escudos descomponiendo los protores de silicatos de manganeso. El SiO_2 es lixiviado y removido temporalmente en soluciones alcalinas con altos valores de pH, particularmente al inicio de la temporada de lluvias. Entonces con el crecimiento y posterior descomposición de las plantas, llegan al suelo mayor cantidad de soluciones ácidas particularmente de carácter húmico. Durante el periodo de sequía se incrementa la oxidación generándose óxidos de

manganeso. La mayor cantidad de manganeso formado en tales condiciones ocurre por el levantamiento de escudos precámbricos en combinación con periodos de lluvia y sequía a través de miles a millones de años. Tal es el caso de Minas Gerais, Brasil, que desde el Oligoceno al Reciente grandes masas de esquistos han sido afectadas por las condiciones subtropicales formando lateritas ricas en manganeso (Borchert, 1970), en la India, en Ghana, etc.

4.2. Tipo II: Nikopol (Chiatura).

En los alrededores del actual Mar Negro existen muchos depósitos de manganeso de grandes dimensiones y tonelajes, con génesis comunes, al norte Nikopol, al este Chiatura y al oeste Thrakia (Varentsov y Rakhmanov, 1980).

Durante el Oligoceno el Mar Negro tenía mayor extensión y formó ambientes de cuenca restringida en condiciones reductoras, teniéndose una “zona de ácido carbónico”. Esta zona cobra gran importancia ya que el manganeso puede estar disuelto como $Mn(HCO_3)_2$, que es mucho más soluble que $Fe(HCO_3)_2$ (Borchert, 1980).

El diagrama Eh-pH del manganeso muestra que a valores cerca de pH 7 en la zona del CO_2 se puede dar la lixiviación de manganeso en sedimentos marinos, a lo largo de amplios valores de Eh (Fig 2.5). Las principales masas de manganeso se relacionan con ciclos de corrientes ya que ocasionan la redepositación de manganeso en la zona superficial rica en O_2 . En una región transicional, a poca profundidad con condiciones todavía más reductoras, la rodocrosita puede estar presente como precipitado primario en el reino marino (Borchert, 1980).

Las rocas asociadas con el tipo Nikopol son lutitas, areniscas, calizas orgánicas y menos frecuente lutitas bituminosas laminadas con piritita y/o pedernal (Varentsov y Rakhmanov, 1980).

4.3. Tipo III: Nódulos de manganeso

Los nódulos de manganeso son concreciones de manganeso y otros óxidos metálicos de dimensiones promedio de 0.5 a 3cm de diámetro, los cuales proceden de ambientes sedimentarios marino de 4000 a 5000m de profundidad y de agua dulce (Morgan, 2000). Estos nódulos han sido estudiados desde los años sesentas, en gran parte en el depósito de la Zona de Clarion-Cliperton (ZCC) en el noreste del Océano Pacífico, aproximadamente entre Baja California y las Islas de Hawai de este a oeste y entre

Generalidades del manganeso y sus yacimientos

la zona tectónica de fracturas-fallas de Calrion y Cliperton de norte a sur. Estas concreciones son en particular interesantes por su relativo alto contenido en metales base, Ni, Cu y Co (Fig. 2.10). La composición química de los nódulos varía según el tipo de minerales manganesos y la talla y las características del núcleo: Mn 29%, seguido de Fe 6%, Si 5%, Al 3%. Ni 1.4%, Cu 1.3%, Co 0.25%, O 1.5%, H 1.5%, Na 1.5%, Ca 1.5%, Mg 0.5%, K 0.5%, Ti 0.2%, Ba 0.2%. El níquel, el cobre y el cobalto son los más valiosos. El promedio en la composición de los nódulos consiste de 11-14% de Mn, 6.2-20% de Fe, 0.16-1.1% de Ni, 0.17-1.8% de Cu, 0.01-0.7 de Co, 0.002-0.013 de Th y de 0.05-0.25 de Pb (Schweisfurth, 1971).

La mineralogía común de los nódulos consiste de vanadita, birnesita, manganita, todorokita, nsutita, pirolusita, criptomelano, psilomelano, rancieita, ferrihidrita, gohetita, hidrogohetita, akaganeita, lepidocrosita, feroxihita, hematita, magemita y magnetita. Minerales asociados cuarzo, feldespatos, piroxenos, anfíboles, rutilo barita y arcillas (Borchert, 1980).

En general los nódulos de manganeso son considerados de ambientes sedimentarios acuosos los cuales incluyen un flujo de disoluciones o absorciones químicas de manganeso y hierro a través de un gradiente entre condiciones relativamente reductoras donde el Mn^{2+} es estable en solución (o como una especie absorbida sobre partículas) y condiciones oxidantes donde el manganeso puede precipitar como un óxido tetravalente. La geoquímica de oxido-

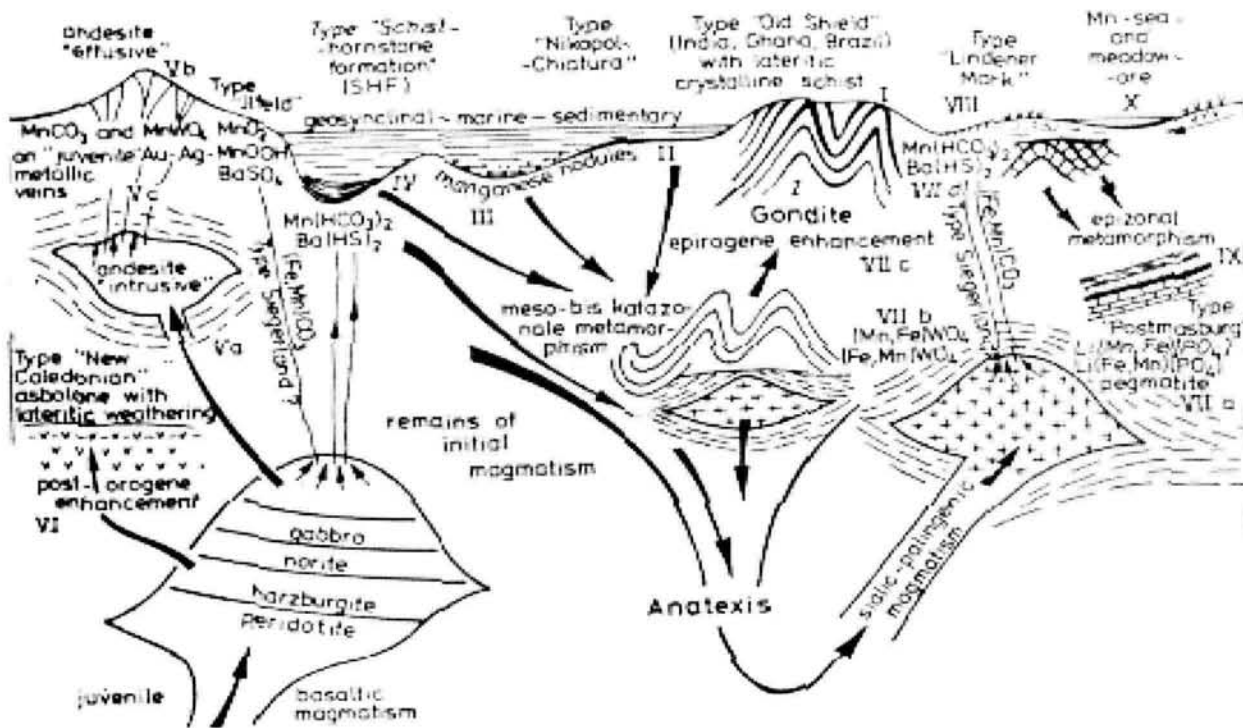
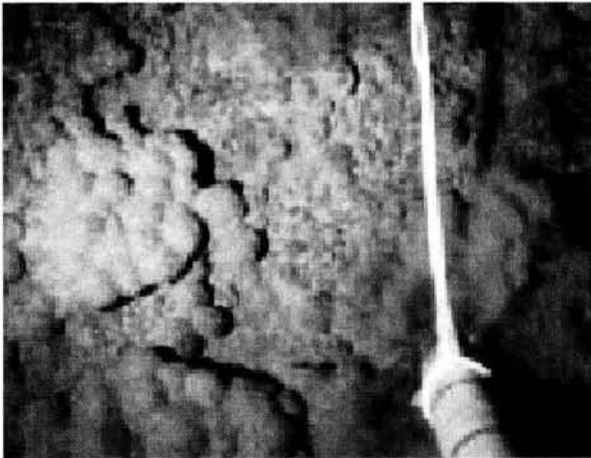


Fig. 2.9. Las concentraciones ricas en mineral de manganeso pueden formarse en conexión con un clima subtropical laterítico, particularmente en los continentes sureños (Escudo de Gondwana) sobre la base de protoros ("gonditas") pobres en silicatos y un levantamiento secular de dimensiones entre 10-20 Km. Bajo el agua dulce las condiciones de ácido húmico en aguas superficiales con ocurrencias de bajas concentraciones de iones asbolanos también pueden ser enriquecidas en peridotita-serpentinitas (Nueva Caledonia tipo VI). Procesos especiales de reacción de dos masas de aguas subterráneas con comportamientos de reducción y oxidación pueden llevar al Tipo VIII Lindener en la parte sur del "Rheinisches Schiefergebirge" así como a los cuerpos de mineral epimetamórfico de Postmasburgo en Sudáfrica (Tipo IX).



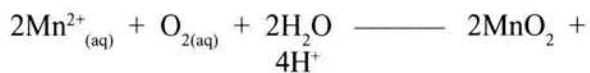
Cortezas de ferromanganeso de un monte submarino (CoRMCH, Auki)



Sección de una corteza de ferromanganeso (CoRMCH, Auki)

Fig. 2.10. Cortezas de ferromanganesos de la Zona de Clarion-Cliperton (Internacional Seabed Authority).

reducción del manganeso en sistemas acuosos es la principal causa para la acumulación de estos depósitos.



El equilibrio contrastante para esta reacción ha sido examinada por diferentes posibilidades estructurales de óxido de manganeso y diferentes mecanismos de reacción y genera dos fases de óxidos de manganeso, brinesita y todorokita, presentes en la ZCC (Morgan, 2000).

Barnes (1979) indicó como estos minerales actúan como catalizadores de la oxidación para la generación de otros óxidos de manganeso y la absorción de otros metales, incluyendo los económicamente importantes Ni, Cu y Co. Utilizando pruebas micro-electrón y argumentos de estructuras minerales, sugirió una relación de las fases de manganeso y hierro en los procesos de nucleación los cuales muestran una inicial formación de nódulos de manganeso sobre silicatos, fosfatos y otros substratos.

Se han propuesto diversas teorías para explicar la formación de los distintos tipos de nódulos; dos de las más populares son las siguientes (Internacional Seabed Authority. www.isa.org.jm/sp/seabedarea/default.asp, 2000):

1. El proceso “de hidrogenación”: las concreciones se forman mediante un proceso lento de precipitación de los componentes metálicos del agua de mar. Se cree que en este proceso se producen nódulos con un contenido similar de hierro y de manganeso, así como un grado relativamente elevado de níquel, cobre y cobalto.

2. El proceso “diagenético”: el manganeso vuelve a circular en la columna de sedimento y se precipita en la interfaz del agua y el sedimento. Estos nódulos tienen un alto contenido de manganeso, pero son pobres en hierro, níquel, cobre y cobalto.

También se han sugerido algunos otros mecanismos (Internacional Seabed Authority. www.isa.org.jm/sp/seabedarea/default.asp, 2000):

* El proceso “hidrotérmico”: los metales proceden de fuentes de aguas termales originadas por la actividad volcánica;

* El proceso de “halmirolisis”: los componentes metálicos proceden de la descomposición de los desechos basálticos que produce el agua de mar;

* El proceso de “biogénesis”: la actividad de los microorganismos cataliza la precipitación de los hidróxidos metálicos.

En la formación de los nódulos, es probable que varios de estos procesos ocurran simultánea o sucesivamente.

*Tipo IV: Depósitos de manganeso de lutitas-pedernal-formaciones **espiúiticas***

Este tipo de yacimiento es muy característico de condiciones de cuencas sedimentarias. Frecuentemente estos depósitos de manganeso, están estrechamente asociados con flujos de lava espiúitica (derrames basálticos marinos) y tobas, que pueden ser yacimientos similares a los vulcanosedimentarios, puesto que existe una efusión de fluidos mineralizados que son transportados en solución en el agua marina, sin embargo, estos brotes hidrotermales principalmente representan material residual de magmas iniciales de composición originalmente basáltica (tholeiíticos) que han incurrido en procesos de cristalización fraccionada.

Los fluidos mineralizantes pueden ser propagados a grandes distancia y ser depositados en cuencas profundas submarinas, con la asociación de pedernal, arenas espiúiticas (producto de la alteración de basaltos marinos), lavas queratofiras (lavas sálicas con albita) y tobas principalmente (Borchert, 1980). Estos yacimientos son importantes para la reconstrucción de antiguas regiones de piso oceánico del Arqueano. Un ejemplo de estos depósitos es en la Provincia de Huelva al suroeste de España (Bateman, 1974).

Tipo V: Depósitos intracorteza en probable conexión con magmatismo inicial basáltico

El Mn, Cu, Zn, Pb y algunos otros, son preferencialmente componentes de minerales de mena hidrotermales, el Mn es usualmente enriquecido residualmente en magmas basálticos por la cristalización fraccionada. El incremento en el contenido de MnO en basaltos tholeiíticos (magma procedente de la parte alta del manto que emerge por la liberación de presión debido a la distensión en la corteza) a relativamente basaltos alcalinos de olivino es muy característico (Borchert, 1980).

Existen tres tipos de yacimientos hidrotermales de manganeso como producto del relleno de fracturas y fallas. El primer Tipo V A corresponde a vetas de sideritas manganíferas con más de 7% de Mn, tal es el caso del yacimiento de Siegerland. El Tipo V B son vetas casi

superficiales, que iniciaron con soluciones hidrotermales con bajo potencial de oxidación, el $Mn(HCO_3)_2$ puede estar junto con $Ba(HS)_2$ y/o $BaCl_2$, que conforme avanzan en el relleno de fisuras en la roca se mezclan el oxígeno proveniente de aguas superficiales. Los principales minerales de mena de este tipo son principalmente los derivados de MnO_2 , que pueden incluir manganita y hausmanita. El tercer Tipo V C corresponde a vetas derivadas de andesitas intrusitas derivadas de magmas basálticos juveniles (Borchert, 1970). Estos tipos de yacimientos están asociados con mucha barita.

La paragénesis de manganeso y barita, indican su probable derivación por soluciones residuales derivadas de la diferenciación de magmas basálticos (Borchert, 1980).

Tipo VI: Enriquecimiento de manganeso en lateritas por el intemperismo de rocas ultrabásicas.

El depósito de enriquecimiento de manganeso en lateritas por el intemperismo de rocas ultrabásicas es generalmente de pocas dimensiones, en comparación con el tipo de enriquecimiento de manganeso de Gonditas en conexión con lateritas. Para estos pequeños yacimientos se requiere de un clima subtropical con variaciones estacionales de lluvias y secas, y cambios sistemáticos en soluciones de suelos con diferentes valores de pH y Eh, para la concentración de Mn.

*Tipo VII: Enriquecimiento de Mn en conexión con magmatismo **siálico.palingenico**.*

El Tipo VII A consiste del enriquecimiento residual juvenil de magmatismo pegmatítico. En algunas pegmatitas, como en Schneidernhöhn fosfatos de Fe-Mn se crean dando lugar a minerales de mena como litiofilita $LiMnPO_4$ y trifidita $LiFePO_4$, estos minerales son producto de una cristalización tardía del fundido pegmatítico, estos yacimientos son el Tipo VII B (Borchert, 1970).

Existen algunas secuencias zoneadas de las primeras diferenciaciones magmáticas a grandes profundidades, donde se depositan wolframitas con Fe/Mn asociado, en donde el Mn es más común. La gran solubilidad de $Mn(HCO_3)_2$ en comparación al

Generalidades del manganeso y sus yacimientos

$\text{Fe}(\text{HCO}_3)_2$, es también zoneado en sideritas, como en las vetas de Siegerland, conocido como el Tipo VII C, con contenido de Mn en 7%, este depósito es muy semejante al Tipo A de depósitos intracorteza en probable conexión con magmatismo inicial basáltico (Borchert, 1980).

Aguas hidrotermales, profundas (o posiblemente aguas metamórficas) remueven del magma Fe, Mn y $\text{Ba}(\text{SH})_2$, que al introducirse en rocas fracturadas, cercanas a la superficie donde existe O_2 proveniente de aguas meteóricas el Mn precipita en forma de óxido y el Ba en forma de barita, Tipo VII D. Como ejemplo se presenta el yacimiento de Elgersburg e Ilfeld, este último también puede ser considerado como Tipo V B de depósitos intracorteza en probable conexión con magmatismo inicial basáltico (Borchert, 1980), en conexión con magmas juveniles de composición basáltica.

Tipo VII: Reemplazamiento metasomático con marcas características cerca de Giessen.

Numerosos y pequeños depósitos de Fe-Mn en el sur de Rheinisches Schiefergebirge en el oeste de Alemania, fueron formados por soluciones ascendentes hidrotermales en procesos de reemplazamiento metasomático. El proceso de génesis de este tipo, consiste del ataque reductor de soluciones de ácidos orgánicos que liberan Fe-Mn de capas superiores que se infiltran en rocas carbonatadas y se alojan en ellas, hasta ser contactadas por soluciones hidrotermales de origen magmático de composición básica que provocan una metasomatismo en las rocas carbonatadas depositándose como vetas y mantos

pseudoestratificados, los depósitos por lo general no son de grandes dimensiones (Borchert, 1970).

Tipo IX: Postmasburg en Sudáfrica.

En el distrito de Postmasburg, Sudáfrica, existe un ambiente geológico estable de tipo escudo, donde secuencias transgresivas, con dos horizontes potentes de ambiente de plataforma, donde se generó una zona epimertamórfica causando un enriquecimiento de Mn (Borchert, 1980).

Tipo X: Yacimientos de lagos y pantanos de facies continentales de tundra.

El intemperismo de las rocas de ambientes de tundra, provoca la movilización de $\text{Mn}(\text{HCO}_3)_2$, $\text{Fe}(\text{HCO}_3)_2$ y materia orgánica hacia cuencas someras como lagos y menos frecuente a pantanos, donde la materia orgánica se oxida por la presencia de O_2 libre en la superficie de los lagos, y separa al Mn^{2+} y el Fe^{2+} , precipitando primeramente el Fe por su mayor susceptibilidad a ser oxidado (Fe^{3+}) que el Mn, conforme se incrementa ligeramente las condiciones de Eh y pH, en presencia de materia orgánica, el $\text{Mn}(\text{OH})_2$ puede ser oxidado a $\text{Mn}(\text{OH})_4$ y así ser depositado en forma de geles, eventualmente se pueden incorporar cationes como Ba^{2+} , K^{1+} , PO_4^{3+} , etc. (Borchert, H. 1970)

Los depósitos de geles de Mn, por una disminución en el nivel freático o poco aporte de agua meteórica, se pueden deshidratar generando minerales de MnO_2 (Varentsov y Rakhmanov, 1980).

Marco Geológico

GEOLOGÍA REGIONAL

La península de Baja California está constituida por complejos y formaciones de rocas metamórficas, plutónicas, volcánicas y sedimentarias, con edades que varían del Paleozoico al Cuaternario. La evolución geodinámica del área de la actual península de Baja California desde el Terciario es muy compleja, aunque puede generalizarse que la presente configuración del área tiene su origen en las estructuras tectónicas y el vulcanismo recientes asociados a un contexto de subducción.

Las rocas más antiguas afloran localmente en el NW de la Península y constituyen un complejo metamórfico de edad Paleozoica (McEldowney, 1970).

Los depósitos con mayor extensión en la península corresponden a rocas volcánicas y sedimentarias del Triásico y Jurásico, que se presentan intensamente afectadas por fallas y por el metamorfismo regional de bajo grado, y que localmente han sido intruidos por granitoides de edad Cretácica (Morán, 1984). Estas unidades están cubiertas discordantemente por la Formación Alisitos, del Cretácico Inferior, que está compuesta por rocas volcánicas de composición dacítica a andesítica (Santillán *et al.*, 1930). A su vez, la unidad antes citada está cubierta por series sedimentarias marinas y continentales del Cretácico Superior del Grupo Rosario (Morán, 1984).

El Cenozoico está representado principalmente por rocas sedimentarias marinas, rocas hipabisales, y por rocas volcánicas y volcanoclásticas. Estas últimas pertenecen al Grupo Comondú, con edades que van del Mioceno Superior al Pleistoceno, que cubren ampliamente la parte sur de la Península. El Grupo Comondú está constituido por intercalaciones de areniscas volcánicas y conglomerados, brechas volcánicas de composición andesítico-dacítico-riolítica, tobas riolíticas, derrames de lava andesíticos y lahares que en la Sierra de la Giganta pueden sobrepasar los 1200m de espesor (Bustamante-García, 1999). En la parte superior del Grupo hay una mayor presencia de conglomerados y productos piroclásticos. Con frecuencia, las tobas y conglomerados son ricos en fragmentos de pumicita y cantos subredondeados de andesita (Bustamante-García, 1999). Las rocas volcánicas y volcanoclasticas del Grupo Comondú se extienden regular y predeciblemente, mostrando cierta

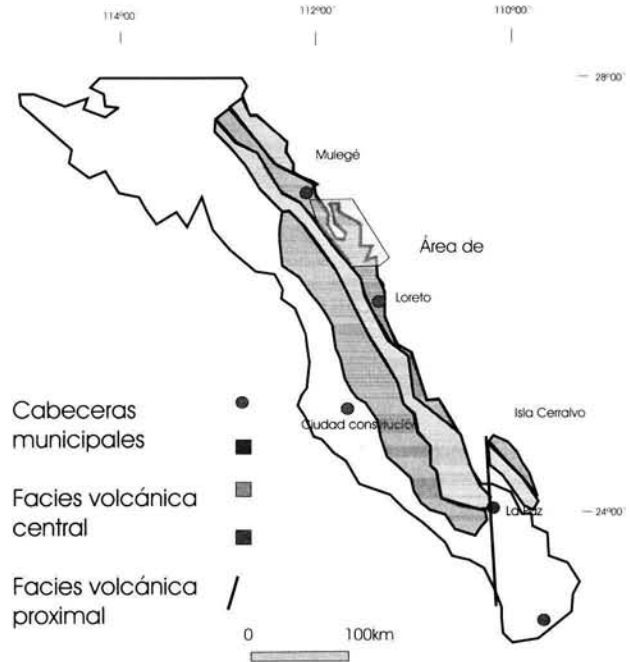


Fig. 3.1. Distribución de las facies volcánicas del Grupo Comondú.

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 volcánica no marino. En el Grupo Comondú existen tres facies: una proximal, otra distal y una central (Hausback, 1984). En una banda estrecha a lo largo de la costa e islas del golfo se ubica la facies central, donde predominan los derrames de lava y los depósitos de ceniza y brecha, que corresponden a un arco volcánico. En la facies volcánica proximal abundan las brechas volcánicas monolíticas, las brechas intercaladas, los conglomerados y las areniscas tobáceas de grano grueso, expuestos sobre y al este del escarpe principal del golfo. Esta secuencia representa una facies de transición de arco-antearco. En la facies volcánica distal, de cuenca de antearco, se observan areniscas tobáceas y conglomerados de grano fino a medio, de afinidad continental, aflorando en la parte central del a Península, desde el escarpe principal del golfo hacia el oeste (Umhoefer, 2000). Hacia el sur, la continuación del Grupo Comondú se ve truncada por la falla La Paz y desplazada hacia el NE, en las inmediaciones de la Isla Cerralvo, donde vuelve a aparecer (Fig. 3.1).

Marco geológico de Bahía Concepción

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.*, 1996).

Umhoefer *et al.* (2001) restringen la edad del Grupo Comondú desde el Oligoceno Superior al Mioceno Medio, y lo dividen en tres unidades. La unidad más joven consiste en areniscas continentales y conglomerados con algunas intercalaciones de tobas félsicas y flujos basálticos. La unidad intermedia está compuesta por flujos lávicos de andesitas y brechas. Los depósitos más recientes son derrames de lava andesítica-basáltica, brechas andesíticas y pocos depósitos piroclásticos. Se interpreta que estas rocas volcánicas se formaron en un magmatismo de antearco, desarrollado durante el Terciario en un contexto de pre-rift (Ledesma-Vázquez y Johnson, 2001).

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

MARCO TECTÓNICO REGIONAL

La Provincia Extensional del Golfo de California comprende la región oeste de la Sierra Madre Occidental hasta el escarpe principal del Golfo en la Península de Baja California (Fig. 3.2). Su evolución geológica es compleja debido a que durante el Neógeno (16-12 Ma) registró un cambio en el régimen tectónico; de una subducción a una distensión cortical (rifting), seguida de formación de piso oceánico en los últimos 3-4 Ma, con la transferencia de la Península de Baja California a la Placa Pacífico durante el Mioceno tardio-Plioceno (Barajas, 2000). La causa de la distensión temprana en el Golfo de California y en la provincia de Cuencas y Sierras es aún objeto de discusión, al igual que su magmatismo Cenozoico.

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. Entre ~12 y 5

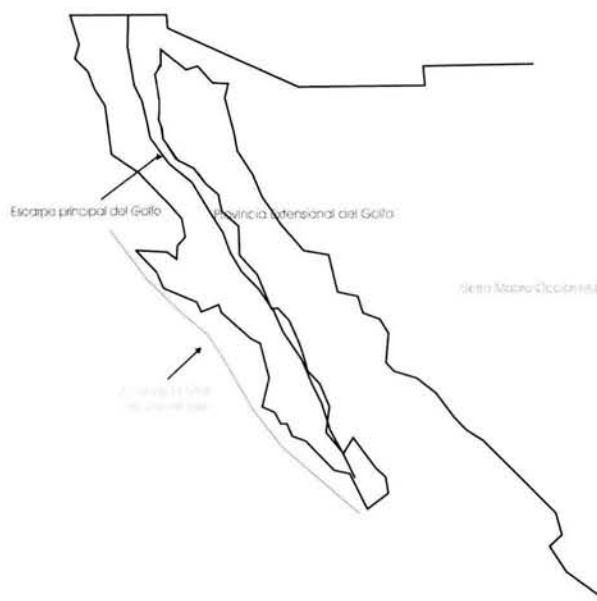


Fig. 3.2. Mapa esquemático de la provincia Extensional del Golfo.

Ma la región evolucionó a un rift oceánico, lo cual dio lugar a una transferencia progresiva de la Península de Baja California hacia la placa del Pacífico. En la península existen flujos de lava alcalina y subalcalina de edades menores a 12 Ma, que cubren localmente las ignimbritas y andesitas subordinadas 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 (Fig. 3.3). 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 dispersión 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 calcalcalino ha ocurrido intermitentemente en los márgenes y en algunas islas del Golfo, en estratovolcanes andesítico-dacíticos (Tres Vírgenes) y en calderas (La Reforma, Puertecitos, Sierra Pinta) que reflejan la actividad orogénica del Mioceno Temprano (Fig. 3.4).

La reconstrucción de placas en la margen oeste de Norteamérica sugiere la existencia de una trinchera durante el Oligoceno, con la subducción de la placa Farallón debajo de la Placa Norteamérica (Atwater,

1970). Durante el Mioceno Medio y el Plioceno Temprano ocurre un cambio en la configuración del límite entre las placas Pacífico y Norteamericana.

El cambio involucra diversos procesos tectonomagmáticos en una amplia zona de la margen continental de Norteamérica ocasionados por el cese de la subducción de la Placa Farallón-Guadalupe, al oeste de Baja California, y por la migración al sur del punto triple a medida que fue cesando la subducción (Barajas y Delgado-Argote, 1995). La diferencia de velocidades entre la subducción y el rifting permitió que a los 28-25 Ma. estuvieran en contacto las placas Pacífico y Norteamericana (Atwater, 1970; Stock y Hodges, 1989), y ocasionó la subsecuente formación de los puntos triples Rivera y Mendocino. Entre los 12 y los 5.5 Ma. el punto triple se desplazó hacia el extremo sur de la Península, y el movimiento entre las placas Pacífico y Norteamericana se desarrolló principalmente mediante el sistema de fallas transformes dextrales de Tosco-Abrejos (Spencer y

Normark, 1989), cerca de la antigua zona de subducción.

Entre los 10 y 12 Ma ocurrió una distensión importante con dirección NE-SO a E-O, producida por la transferencia del movimiento de Baja California de la placa Norteamérica, desde las falla Tosco-Abrejos, hacia la región del Golfo (Angelier *et al.*, 1981; Stock y Hodges, 1989), produciendo el principal fallamiento en la región de Baja California, con dirección preferencial NNO-SSE, iniciando durante este tiempo el proceso extensivo del protogolfo sugerido por Stock y Hodges (1989) (Fig. 3.5).

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-Abrejos. 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

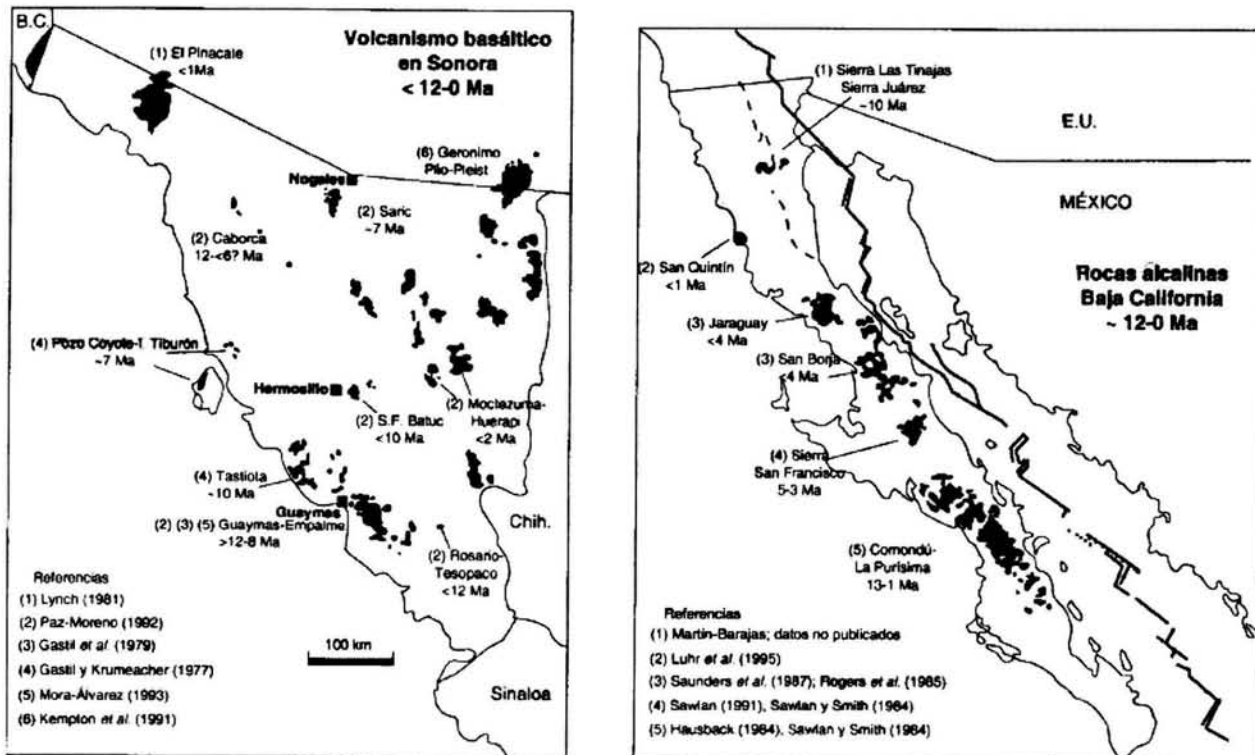


Fig. 3.3. A) Distribución del vulcanismo basáltico y andesítico de edad Mio-Plio-Cuaternaria en la Península de Baja California. B) Distribución de afloramientos con vulcanismo alcalino del Neógeno y Cuaternario en Sonora y Península de Baja California (tomado de Barajas, 2000).

Marco geológico de Bahía Concepción

dorsal del Pacífico oriental se propagó hacia el norte, formando pequeños centros de dispersión conectados por las fallas transformes que se prolongan hacia el sistema de falla de San Andrés en el norte (Lonsdale, 1989). Esta evolución

ocasionó la disminución del desplazamiento dextral del sistema Tosco-Abrejos al oeste de la Península y la tranferencia definitiva de la Península a la Placa Pacifico (Barajas y Delgado-Argote,1995) y el inicio de la apertura del Golfo de California.

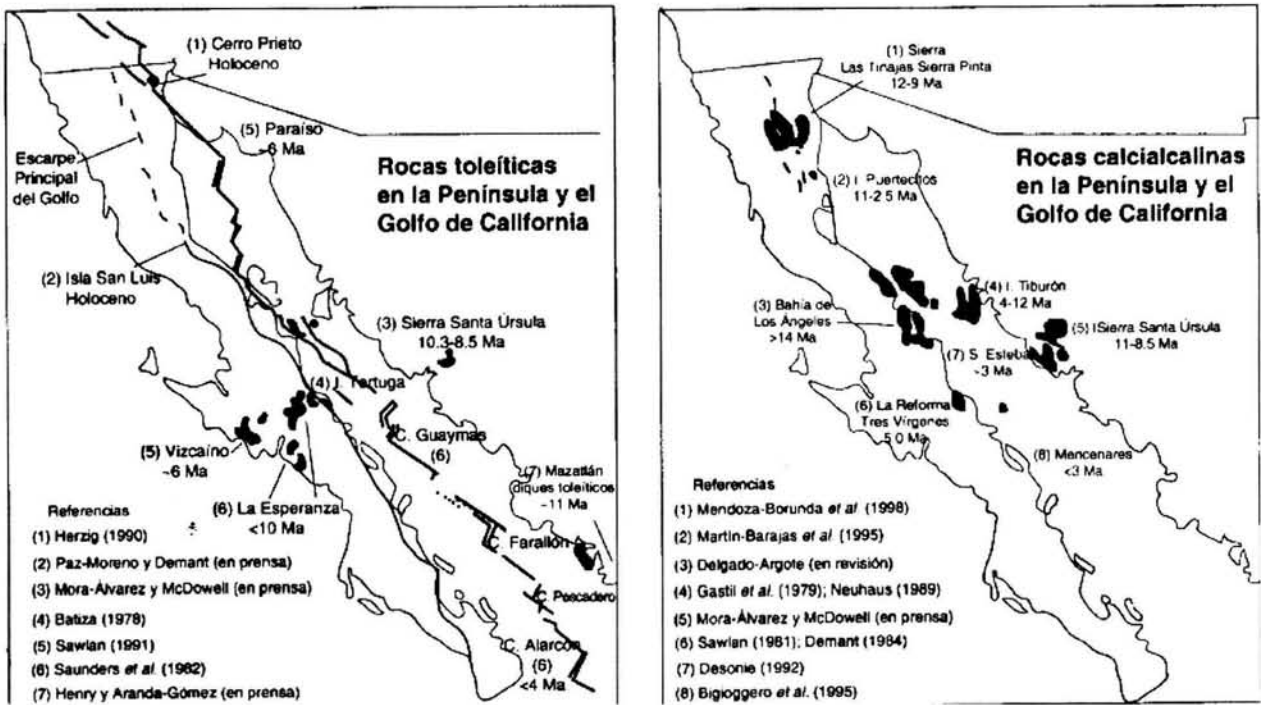


Fig. 3.4. Vulcanismo toleítico del Neogeno y del Cuaternario en la Península y el Golfo de California. B) Vulcanismo calcoalcalino del Neogeno y del Cuaternario en la Provincia Extensional del Golfo de California (Barajas, 2000).

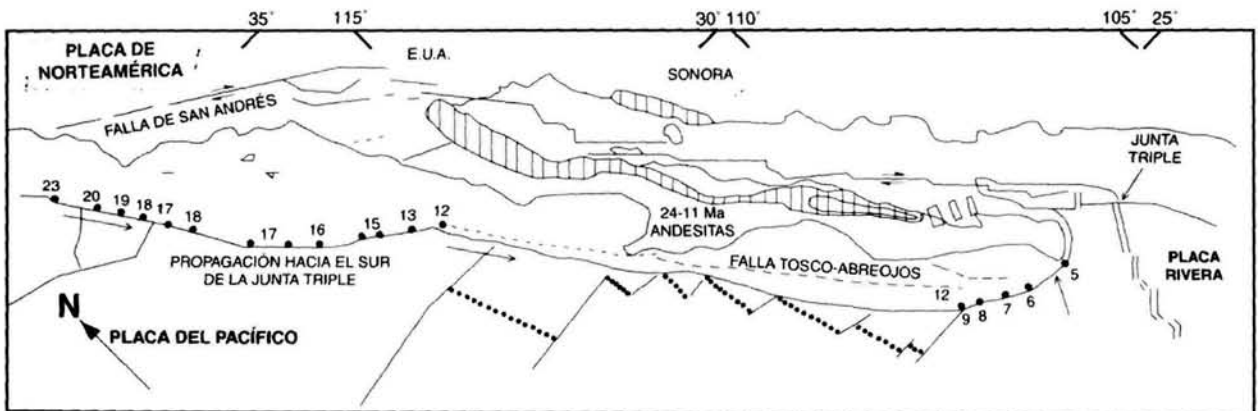


Fig. 3.5. Principales elementos tectónicos del noreste de México, mostrando la migración de la junta triple, los números representan millones de años (Barajas, 2000).

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) y rocas subvolcánicas asociadas, apófisis graníticas (Cretácico), rocas sedimentarias marinas y flujos de lava, domos y rocas piroclásticas relativamente recientes (Plioceno-Cuaternario). En la zona de Bahía Concepción se encontró 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.

Mesozoico

El basamento en la región de Bahía Concepción lo constituye una serie de granitoides de edad Cretácica. En el área de estudio y en sus alrededores afloran rocas graníticas-granodioríticas y cuarzomonzonitas, concretamente en el Cerro El Mogotito, en el rancho El Imposible, al NW de Loreto, y en las cercanías del Valle de San Juan Londó, fuera del área de estudio. Estas intrusiones están constituidas por granitoides de color gris claro, compactos, de textura fanerítica, con cuarzo, feldespato y biotita (Casarrubias *et al.*, 1994). Su edad es similar a la de las intrusiones en el Arroyo Salado al sureste de Tres Vírgenes, B.C.S., 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 que por las reducidas dimensiones de sus afloramientos no son cartografiables (Anexo Planos: Heroica Mulegé, El Coyote y Santa Teresa) (McFall, 1968).

En Punta San Antonio aflora parte del basamento granodiorítico, con una edad de 99 ± 2 Ma (Ledezma-Vázquez *et al.*, 2000).

Cenozoico

El Cenozoico está compuesto principalmente por una secuencia volcánica conocida como Grupo Comondú del Oligoceno-Mioceno, compuesto de las formaciones: El Salto, Pelones, Minitas, Pilares, Hornitos y Ricasón .

Discordantemente por encima del basamento se dispone a la Formación El Salto, del Oligoceno (~30-

19 Ma), con un espesor promedio de 250-300 m. La edad radiométrica de algunas rocas de La Formación El Salto fechadas por McFall (1968) en la Península de Concepción es de 28.1 ± 0.9 Ma. Esta formación está compuesta de areniscas cuarzosas con estratificación cruzada, con intercalaciones de tobas, conglomerados, y algunos derrames andesíticos-basálticos (Umhoefer, 2001). A 20 Km al sur de las minas de manganeso de Punta Concepción, existe un extenso afloramiento de esta formación, en el lugar llamado El Salto (Anexo Planos: Heroica Mulegé, El Coyote y Santa Teresa), en el que Noble (1950) describió una secuencia de tobas, tobas arenosas con estratificación cruzada y aglomerados volcánicos interestratificados.

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

En Mulegé se analizó un afloramiento de rocas hipabisales pertenecientes a esta Formación, en el Cerro El Sombrero, que sirve de cimiento del faro del puerto, en la desembocadura del Río Mulegé. La roca de este lugar es de color ocre-rosa, de textura porfídica, con algunos fenocristales euhedrales de plagioclasa y de

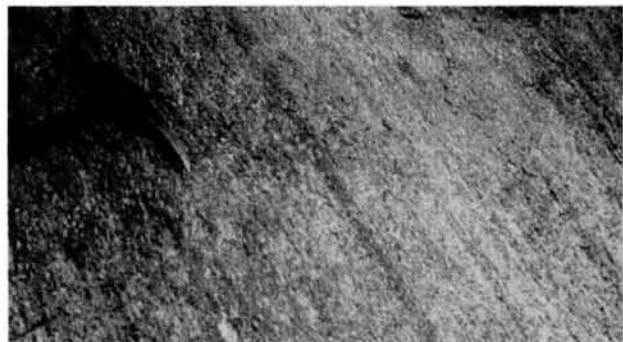


Fig. 3.6. Andesita porfídica del Cerro El Sombrero con orientación de sus fenocristales indicando el flujo volcánico.

hornblenda de 7 y 5 mm de longitud respectivamente, muestreada como Mul-1. Los fenocristales presentan una orientación preferencial según 170° - $185^{\circ}/50^{\circ}$ - 60° E, denotando el flujo volcánico (Fig. 3.6). Este dique contiene numerosos enclaves de dos tipos de andesitas (Fig. 3.7): a) andesita porfídica de color café claro, con fenocristales de hasta 4 mm sin aureola de contacto evidente, muestra Mul-2A, y b) andesita porfídica de color rojo-ocre, alterada por oxidación, con fenocristales menores a los 2 mm, estructura vesicular y, a veces, con aureola de contacto, muestra Mul-2B (Anexo: Análisis Petrológico).

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 (Anexo: Heroica Mulegé, El Coyote y Santa Teresa). Estas intrusiones cortan el basamento y el Grupo Comondú, denotándose grandes diques y stocks de composición gabroica y diorítica, que actuaron como antiguos conductos magmáticos alimentando los flujos andesíticos-basálticos de la Formación Pelones (Noble, 1950; McFall, 1968; Meldahl *et al.*, 1997). Otro tipo de intrusiones, menos abundantes y de composición tonalítica, constituyen un pequeños stocks en el Cerro Beatriz y en el Cerro Vinorama, la cumbre más alta de la Península de Concepción (Anexo Heroica Mulegé). Este stock fue datado por K-Ar en 20 ± 2.0 M.a. (McFall, 1968).

Al sureste de Bahía Concepción, a la orilla del río San Juanico y próximo de la mina San Juanico, (coordenadas 2918290 N, 0450947 E, Z: 80 m.s.n.m.), aflora un dique de la Formación Pelones, de aproximadamente 30 m de espesor, con rumbo E-O e inclinación subvertical. El dique se compone de una roca diorítica de color blanco al fresco y beige al intemperismo. Su textura es fanerítica, presentando granos de feldspatos y fenocristales de biotita de 2 mm en promedio. En algunos planos de fractura se encuentran dendritas de manganeso. De este sitio se tomó la muestra Lor-Intrusivo-Río (Anexo: Análisis Petrológico).

En la misma área, en las coordenadas 2918410 N, 0454521 E, Z: 66 m.s.n.m., aflora una brecha volcánica andesítica muy oxidada (por intemperización) con enclaves de diorita y con óxidos de manganeso diseminado y en vetillas. Los enclaves presentan aureolas de contacto concéntricas de coloración rojiza, se tomó

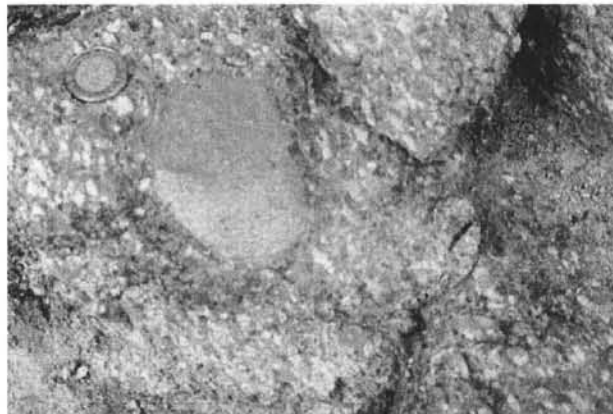


Fig. 3.7. Enclave de andesita porfídica, con una pequeña aureola de contacto.

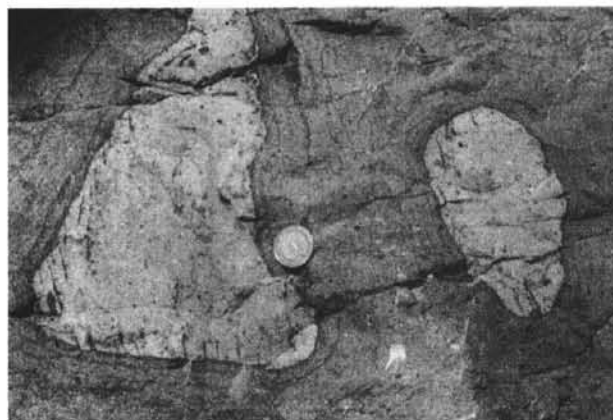


Fig. 3.8. Enclaves de diorita con óxidos de manganeso diseminado y en vetillas, alojados en brecha volcánica andesítica de la Formación Pelones.

muestra Lor-1 de la brecha volcánica y la Lor-Xeno-1 de los enclaves (Fig. 3.8) (Anexo: Análisis Petrológico).

Hacia el este del afloramiento anterior, en las coordenadas 2918337 N, 0455538 E, alt. 69 m.s.n.m., se encuentra otro dique de composición diorítica, encajonado en brechas volcánicas andesíticas alteradas por la oxidación supergénica. El dique presenta una orientación de $150^{\circ}/90^{\circ}$ y un espesor promedio de 18 m. Presenta las mismas características petrográficas que el dique anteriormente descrito, sin embargo presenta mayor grado de alteración y una mayor cantidad de óxidos de manganeso secundario (Fig. 3.9). Se tomaron las muestras Lor-2 del dique y Lor-3 de la brecha volcánica encajonante (Anexo: Análisis Petrológico).

En Ensenada Pilares y Punta Pilares, al NE de la Península de Concepción, existe un depósito distinto a la formación Pelones constituido de tobas cristalinas-líticas de color rojo al fresco que subyacen a un depósito de brechas volcánicas andesíticas, ambas unidades presentan yeso secundario (Fig. 3.10). Esta secuencia es conocida como Formación Minitas, con un espesor variable de 30 a 150 m (Noble, 1950; Meldahl *et al.*, 1997). Los afloramientos más completos de esta formación ocurren al sureste de la mina El Gavilán (Anexo Plano Heroica Mulegé). Los depósitos volcánicos presentan un rumbo general hacia el NO-SE e inclinaciones que van desde la posición subhorizontal hasta 12-15°. Se midieron los siguientes datos estructurales de los depósitos de toba: 340°/14°E, 337°/12°E y 341°/15°E. (Fig. 3.11).

En los alrededores de la mina El Gavilán y extendiéndose hasta Punta Concepción, por debajo de la Formación Pelones, se encuentra una secuencia de lavas andesíticas, 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 Formación Pilares (Noble, 1950; Meldahl *et al.*, 1997).

Esta formación alberga estructuras mineralizadas con óxidos de manganeso (brechas, stockworks, vetas y filones de gran potencia). La roca encajonante de estas estructuras es un derrame de andesita porfídica de color gris, con presencia de alteración hidrotermal producto de la mineralización de manganeso y de oxidación supergénica. Se tomaron las muestras: Gav-2A, Gav-2C, Gav-3C, Gav-3D, Gav-PilA y Gav-PilB para análisis petrográficos y geoquímicos (Anexo Análisis Petroológico).

La disposición estructural del derrame andesítico es, en general, con rumbo hacia el NO. En la mina El Gavilán se tomaron los datos estructurales de la colada: 314°/35°E, 316°/36°E y 320°/30°E, y 319°/32°E en el extremo SE de la mina.

En la proximidad de Punta Pilares, entre las coordenadas 2973950N, 0420300E y 2973900N, 0420150E, existen coladas de andesita porfídica de color gris oscuro, localmente con tonalidades rojizas producto de la oxidación. Estas rocas encajonan a una serie de vetillas de 1 a 3 cm de espesor de óxidos de manganeso dispersas en toda la zona. Además, se detectó una anomalía de cobre en las rocas, denotada



Fig. 3.9. Dique diorítico de espesor aproximado de 18m alojado en una brecha volcánica andesítica, de la formación Pelones.



Fig. 3.10. Vista de Ensenada Pilares. Formación Minitas, depósitos de toba cristalina-lítica sobreyacida por derrames andesíticos.



Fig. 3.11. Punta Pilares, Formación Minitas (al centro): Depósito de toba cristalina-lítica de color rojizo, sobreyacido por brechas volcánicas andesíticas, y dique de pórfido andesítico (al fondo).

Marco geológico de Bahía Concepción

por la presencia de costras, vetillas y vacuolas en tonalidades de verde. El mineral fue identificado en campo como malaquita y, posiblemente, crisocola. Además se tiene también calcita blanca y yeso acompañando a los minerales de cobre. Esta anomalía se presenta en forma de escurrimiento discontinuo en las laderas de peñascos, los minerales de cobre se observan mejor en bloques rodados al pie del cerro. En este lugar fueron tomadas las muestras Gav-PilA y Gav-PilB.

En algunas áreas al este y en su mayor parte al sureste de Bahía Concepción, afloran los depósitos de la Formación Hornillos, separando a las formaciones Pelones y Ricasón. La Formación 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 (Anexo: Planos Heroica Muleg y Santa Teresa) (Noble, 1950; McFall, 1968; Meldahl *et al.*, 1997). Algunos autores consideran las Formaciones Minutas, Pilares y Hornillos como parte de la Formación Pelones (Meldahl *et al.*, 1997).

Como miembro final del Grupo Comondú aflora sobreyaciendo a la Formación Pelones la Formación Ricasón, con una edad de ~15-12Ma. La Formación Ricasón está formada por tobas, en muy poca proporción, por brechas volcánicas andesíticas, derrames de andesitas, andesitas porfídicas y basaltos en mayor proporción que en la Formación Pelones, y por brechas volcánicas. El espesor aproximado para 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 (Anexo Planos Heroica Muleg y El Coyote).

En la parte oeste de Bahía Concepción fue analizada esta Formación, concretamente en el tómbolo que forma la Isla El Requesón, la cual está conectada a tierra firme por una barra de arena calcárea que en marea baja es transitable sin problemas (Fig. 3.12). La Isla El Requesón se compone de brechas volcánicas andesíticas grises y negras al fresco, rojas a amarillo ocre, por el intemperismo. Las brechas volcánicas se componen de fragmentos volcánicos predominantemente de tamaño de bloque y lapilli, con ceniza volcánica como matriz y



Fig. 3.12. Tómbolo de El Requesón, Formación Ricasón., Grupo Comondú.



Fig. 3.13. Brecha con alteración hidrotermal Formación Ricasón., Grupo Comondú.

cementante calcáreo. Sobreyaciendo a las brechas existe una colada volcánica, de color negro al fresco, con textura afanítica y estructura vesicular, compuesta de feldepatos microcristalinos, y fenocristales de piroxeno. En este sitio se tomó la muestra Req-1 (Anexo: Análisis Petrológico).

Otro punto analizado corresponde a un afloramiento en un cerro, frente a Isla El Requesón. En este sitio se pudo observar el mismo tipo de rocas volcánicas que en la parada anterior. En la parte alta del cerro existe una brecha de falla afectada por silicificación, evidenciada por la gran cantidad de arcillas de color blanco-rosa (caolinita y esmectita?) contenidas en la brecha y por la presencia de costras globulares de ópalo de grosor menor al centímetro y rodados de tamaño superior a 3 cm (Fig. 3.13). En



Fig. 3.14. Frente de lava andesítico con alteración hidrotermal, Formación Ricasón, Grupo Comondú.

este lugar fue tomada la muestra Req-2 (Anexo: Análisis Petrológico).

A pocos metros de la parada anterior se encuentra un frente de lava basalto-andesítico no afectado por la silicificación, el cual tiene una coloración gris oscura y amarilla-verde al intemperismo. Su textura es afanítica, con feldespatos microcristalinos y piroxenos como constituyentes principales. Además, se denotó la posible presencia local de epidota en cristales pequeños de color verde producto de alteración hidrotermal (Fig. 3.14). Se tomó una muestra de este lugar como Req-3.

Cerca del Río Armenta, al sur de la Península de Concepción y cerca del trazado de la Carretera Transpeninsular (2944488N, 419664E UTM), se encuentra un afloramiento de roca poco alterada de la Formación Ricasón, de color gris oscura, con textura afanítica y estructura vesicular, con feldespatos microcristalinos y piroxenos. Este afloramiento corresponde a un derrame lávico andesítico del cual se tomó la muestra Arm-1 (Anexo: Análisis Petrológico).

El siguiente punto de estudio se situó en el tramo costero de Ensenada Mapache, en la orilla occidental de Bahía Concepción. La litología que predomina son brechas volcánicas de composición andesítica. La importancia de este afloramiento radica en la presencia de manifestaciones termales, a través de ventilas hidrotermales costeras, submarinas e intermareales. Esta localidad se explicará a detalle en

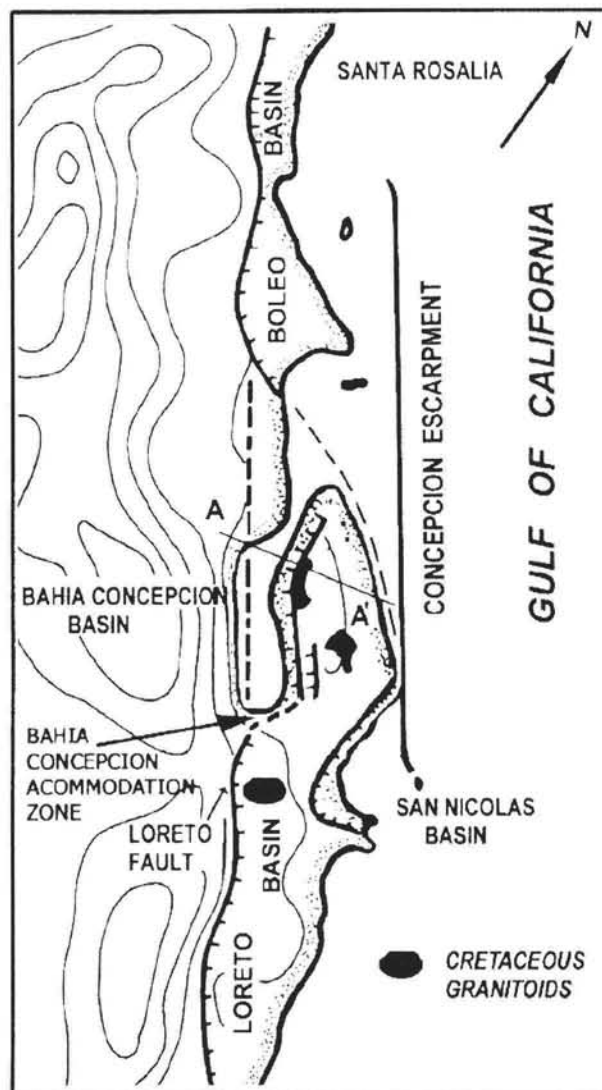


Fig.3.15. Mapa simplificado de los rasgos tectónicos más importantes: Fallas Normales, escarpes, cuencas sedimentarias Miocénicas: Boleo, Bahía Concepción y San Nicolás, y afloramientos del basamento granítico (Ledesma-Vázquez, 2000).

el apartado dedicado a las manifestaciones termales del presente capítulo. Las manifestaciones termales del oeste de Bahía concepción se encuentran alojadas en rocas de la Formación Ricasón (Anexo Planos Heroica Mulegé y El Coyote).

Todas las formaciones del Grupo Comondú cubren casi toda del área de estudio.

En Punta Chivato, en el límite norte de Bahía Concepción, sobre el Grupo Comondú se presentan rocas de origen marino: lumaquelas, areniscas, calcarenitas y conglomerados de la Formación San Marcos, del Plioceno Inferior, y areniscas y limolitas de la Formación Marquer, del Plioceno Superior (Simian y Johnson, 1997; Jonson *et al.*, 1997; Ledesma-Vázquez *et al.*, 1997; Ledesma-Vázquez, 2000). Estas unidades sedimentarias reflejan en general un episodio post-extensional.

En Bahía Concepción se presenta la Formación Infierno del Plioceno Tardío cubriendo discordantemente al Grupo Comondú, con delgados estratos de conglomerados, areniscas, limolitas, coquinas, y calizas con y sin pedernal (Wilson y Rocha, 1955; Ledesma-Vázquez y Johnson, 2001). Esta formación aflora en dos áreas principales (Anexo Plano Santa Teresa), en el sureste y en el noroeste de la Bahía. En ambos casos los estratos presentan pocas evidencias de alteración tectónica, ya que tienen un echado cercano a la horizontalidad (Mayall *et al.*, 1993; Johnson *et al.*, 1997; Ledesma-Vázquez *et al.*, 1997).

En las cercanías a Mulegé, al noroeste de la Bahía, la Formación Infierno se presenta discordantemente por encima de la Formación Ricasón del Grupo Comondú, con una inclinación de 30° hacia el NNE. La estratigrafía de esta unidad incluye conglomerados marinos, arcosas y sedimentos de ambientes de baja energía, con fósiles índice del Plioceno Tardío (*Ostrea vespertina*, *Argopecten circularis*, *Anomia perruviana* y *Chione californiensis*). El espesor promedio de esta secuencia es de 40 m y presenta una inclinación de 5° a 9° al O (Ashby y Minch, 1987; Ledesma-Vázquez y Johnson, 2001; Ledesma-Vázquez, 2002). Otros afloramientos de pequeñas dimensiones se encuentran en Punta Amarilla, al sureste de El Gavilán, en Punta Santa Rosa, y en Punta Coloradito y Bahía San Lino, al este de la Península Concepción y al sureste de Bahía Concepción respectivamente.

En la parte sureste de la Bahía la Formación Infierno ocupa paleovalles en contacto con la Formación Pelones y la Formación Ricasón. En la esquina sureste de Bahía Concepción, en la vecindad del rancho de Santa Rosaliita en el Río El Mono, existen rocas volcánicas del Mioceno del Grupo Comondú que yacen sobre depósitos de cuencas sedimentarias pequeñas que se desarrollaron durante el Plioceno Tardío.

La disposición estratigráfica vertical y lateral de las unidades de la Formación Infierno en el SE de Bahía Concepción indican, por lo menos, dos eventos transgresivos que cubrieron aproximadamente 35 Km², durante el Plioceno Tardío, originándose tres penínsulas y cuatro islas de casi 2 Km² de rocas volcánicas que dividieron el área en cuatro cuencas.

Las islas circundantes formadas por la transgresión están compuestas de rocas volcánicas de las formaciones Pelones y Ricasón del Grupo Comondú. Las cuencas generadas a partir de este evento registran una serie de depósitos que por sus facies y su contenido o ausencia de pedernal pueden ser agrupados en cuatro miembros de la Formación Infierno, del más antiguo al más reciente: a) Miembro Calabaza, b) Miembro El Mono, c) Miembro Bahía Concepción y d) Miembro Cayuquitos. El Miembro Calabaza se compone de conglomerados andesíticos cementados por carbonato, areniscas, lodolitas y mudstones, depositados en abanicos aluviales y con intercalaciones ricas en restos de conchas. El Miembro El Mono está formado por secuencias calcáreas de 14 m de potencia, con fósiles de ambiente de manglar (corales esponjas, gasterópodos, bivalvos y raíces) y con intercalaciones de pedernal blanco-beige. El Miembro Bahía Concepción, de casi 25 m de espesor, está compuesto de calizas arcillosas con intercalaciones de areniscas aluviales. Presenta fósiles de rizolitos y lentes de calizas en los niveles de arenisca. El Miembro Cayuquitos está integrado por calizas con intercalaciones de pedernal blanco-beige de 2 m de espesor (Johnson *et al.*, 1997).

Las unidades visitadas y descritas de la Formación Infierno corresponden al Miembro El Mono, constituido por: calizas fosilíferas, conglomerados rojos, y calizas con pedernal en bandas y en reemplazamientos de estructuras orgánicas. En este sitio se realizó una columna estratigráfica de las unidades que a continuación se describen:

La unidad más antigua fue denominada como "A", se encuentra parcialmente cubierta por regolito y su espesor parcial es de 1.40 m. La roca de esta unidad es de color beige a blanco y parcialmente alterada por su estructura poco compacta, tiene una alta presencia de lodo carbonatado, bioclastos e impresiones de restos vegetales. La unidad se encuentra bioturbada, algunas raíces se encuentran petrificadas por silicificación y sirvieron como índice de polaridad del estrato. El dato

estructural de esta unidad es $282^{\circ}/35^{\circ}\text{S}$. La roca fue clasificada como wackestone con presencia de poca silicificación.

La unidad B sobreyace concordantemente sobre la unidad A, el color de este estrato es blanco, tiene una potencia de 0.15 m, una estructura compacta y una intercalación de capas con intemperismo diferencial. Se pueden agrupar dos tipos de capas, las de mayor tamaño de 30-50 cm de espesor corresponden a mudstone-wackestone sin presencia de fósiles silicificados, la otra capa sobresale por su dureza y se trata de pedernal blanco dispuesto en horizontes delgados de entre 10-30 cm, con pocas estructuras orgánicas reemplazadas por sílice.

La unidad C corresponde a un estrato de 0.70 m de potencia similar a la unidad A, constituido de una roca poco compacta de color beige-blanco al fresco, con bioturbación y fósiles parcialmente reemplazados por sílice. Se diferencia por el gran contenido de arcillas y por la presencia de pequeños nódulos de pedernal dispuestos irregularmente. La roca fue clasificada como caliza arcillosa.

La unidad D está constituida por una roca de color más claro que la unidad C, presenta poca bioturbación y poco contenido fósil silicificado. Casi no tiene nódulos de pedernal, se encuentra poco consolidada y el contenido en arcilla es similar a la unidad subyacente. La potencia de este paquete es de 1.8 m. La roca de la unidad D fue clasificada como caliza arcillosa.

La unidad E está parcialmente cubierta por coluviones de rocas volcánicas, sin embargo se pudo medir su espesor de 7 m, la unidad es muy similar a la unidad A, aunque se diferencia por la presencia de pocas arcillas, la poca bioturbación y contenido fósil parcialmente silicificado de raíces. Es la unidad de mayor potencia y conserva la misma disposición estructural que las unidades anteriores ($282^{\circ}/35^{\circ}\text{S}$). Esta unidad fue clasificada como caliza arcillosa.

La unidad F es muy similar a la unidad B, la potencia de este estrato es de 1.5 m y se compone por intercalaciones de mudstone-wackestone de espesor de 5-25 cm sin contenido fósil aparente y con niveles de pedernal blanco de potencia de entre 3-8 cm.

Sobreyaciendo a la unidad F se tiene a la unidad G, cuya potencia es de aproximadamente 5 m, y se compone de caliza arcillosa de color blanco con nódulos de pedernal blanco-café claro de entre 3-8 cm de

diámetro que se encuentran sobre la segunda mitad del estrato.

La unidad H presenta un espesor aproximado de 0.8 m, compuesto de mudstone-wackestone, sin la presencia de pedernal y no se observa contenido fósil evidente.

La unidad I se compone de un estrato de calizas arcillosas y una horizonte de pedernal blanco. El espesor de esta unidad es de 0.3 m.

Dentro del material regolito que cubre parcialmente la unidad A se recolectaron algunos fósiles de conchas, gasteropodos con posible silicificación.

La secuencia de casi 20 m de espesor del Miembro El Mono tiene gran relevancia por la presencia de capas de pedernal en un paleoambiente de agua somera con posible actividad termal, manifiesta hasta nuestros días en regiones tales como Ensenada Mapache, Bahía Santispac, etc. El pedernal forma lentes, estratos, nódulos y reemplaza raíces fósiles e ignofósiles (*Ophiomorpha* y *Avicennia*), silicificadas de ambiente de manglar (Jonson *et al.*, 1997).

Aureolas térmicas, agregados de cuarzo secundario, cavidades con disolución y estructuras sedimentarias que evidencian el burbujeo de fluidos de manantiales termales, son comúnmente encontradas a lo largo de distintas fallas que cortan la secuencia de la cuenca. Estas fisuras actuaron como conductos termales, transportando agua caliente enriquecida de sílice que eventualmente precipitó en forma de ópalo A y ópalo CT (Jonson *et al.*, 1997).

La sílice puede precipitar por la presencia de soluciones de sistemas hidrotermales-volcánicos (Hesse, 1988). Los depósitos hidrotermales de sílice pueden generarse en un ambiente volcánico submarino (Calvert, 1974). En tal caso el precipitado primario más común del sílice, ópalo A, es relativamente inestable y puede reaccionar con el agua marina para formar minerales autigénicos (Burley *et al.*, 1985). Se ha observado que el sílice en nódulos de pedernal es de origen biogénico, y que precipita como cristobalita pobremente cristalizada (ópalo CT) (Davis y Supko, 1973; Greenwood, 1973).

La presencia de carbonatos favorece la formación del ópalo CT (Hesse, 1988). Wise *et al.* (1973) analizaron una secuencia bentonita derivada de una riolita y toba vítrea, encontrando una alteración del material volcánico original a ópalo tipo CT, por medio de una reacción de

disolución-precipitación. Este proceso también requiere un fluido hidrotermal (Hesse, 1988).

Se puede suponer que en las cuencas de Plioceno Tardío del SE de Bahía Concepción unos fluidos geotérmicos ricos en sílice entraron en los sedimentos de cuencas de la Formación Infierno. Estos fluidos atacaron y disolvieron algunos materiales volcánicos y carbonatados, por su pH, temperatura y composición. Mientras el pH bajaba con la disolución del sílice, los fluidos geotérmicos saturados comenzaron a redepositar sílice secundaria en la apertura de la actividad temprana del sistema. La sílice precipitó como ópalo A, que progresivamente se transformó en ópalo CT. No hay evidencias que indiquen un origen biogénico para la sílice de los pedernales del Miembro El Mono. Hay dos fuentes de sílice posibles para la formación del pedernal: a) la alteración in situ de las cenizas volcánicas en la Formación Infierno, y b) las soluciones hidrotermales que se enriquecieron en sílice al interactuar con las lavas silíceas del Grupo Comodú (Jonson *et al.*, 1997).

La Cuenca San Nicolás, al sureste de Bahía Concepción, se formó dentro de la provincia extensional del Proto-golfo durante el Mioceno, entre 12 y 14 Ma, como resultado directo del episodio extensional principal, asociada a una zona de transferencia de tipo sintética múltiple relacionada con la zona de acomodamiento de Bahía Concepción. El proceso extensional del Mioceno exhuma al basamento regional. La misma extensión genera el arreglo de bloques basculados de material volcánico del Mioceno.

La primera secuencia sedimentaria que registró dentro de esta cuenca este acontecimiento es la Formación San Nicolás, una unidad litoestratigráfica con 4 miembros: 1) El más antiguo son las Tobas San Antonio de edad 3.3 ± 0.5 Ma y con un espesor promedio de 18 m (Bigioggero *et al.*, 1995). 2) El Miembro Los Volcanes, constituido por depósitos sedimentarios de abanicos aluviales. 3) Una unidad transicional conocida como Lodolitas Arroyo Amarillo, y 4) una secuencia de rocas sedimentarias marinas: biocalcarenitas, lumaquelas, conglomerados, todas ellas presentan evidencias de condiciones de tormentas bruscas durante su depositación. A esta unidad se le llama Miembro La Ballena (Anexo Plano Santa Teresa). Las unidades de la Formación San Nicolás presentan una disposición subhorizontal, episodios bajos de sedimentación reflejados por capas fosilíferas de conchas, seguidas de

depósitos de aguas someras con evidencias de actividad de tormentas bruscas remarcadas por la presencia de conglomerados marinos retrabajados y en disposición caótica (Ledesma-Vázquez, 2002).

Las secuencias estratigráficas del Plioceno en Punta Chivato, Mulegé y Santa Rosalía presentan características similares y reflejan ambientes marinos y transicionales de baja a moderada energía. En contraste, las unidades sedimentarias de la Cuenca de San Nicolás muestran eventos de extrema energía de ambientes marinos y transicionales que dieron origen a sus depósitos (Ledesma-Vázquez, 2002). En San Nicolás se detectan episodios de subsidencia y actividad tectónica relacionada con la apertura del Golfo de California, mientras que en Punta Chivato la evolución tectono-sedimentaria es post-rift, asociada con un episodio de extensión cortical relacionada con la apertura del Proto-Golfo.

Con base en evidencias litoestratigráficas dos cuerpos marinos representaron el Proto-Golfo de California en el Plioceno, estaban uno cerca del otro, pero no estaban conectados entre sí durante el Plioceno tardío. Uno al norte de Bahía Concepción, designado como el Proto-Golfo, y el segundo al sur como el inicio del moderno Golfo de California. Las dos golfos se encontraban separados por una pequeña porción de lo que hoy es actualmente Península de Concepción, que constituía una gran masa de rocas volcánicas y de basamento exhumada en el post-Mioceno Tardío (Ledesma-Vázquez y Johson, 2001). La aparente ausencia de estratos marinos del Plioceno en la margen este de la Península de Concepción ofrecen una evidencia más para la propuesta de la separación entre la parte norte y sur del Proto-Golfo y el moderno Golfo de California en el Plioceno Tardío.

Durante el Plioceno Medio al sur de Bahía Concepción se originaron pequeños grabens que dieron lugar a la formación de cuencas y bahías. De tal manera se inició la sedimentación de la Cuenca de Loreto. Esta sedimentación relleno las partes topográficamente bajas, depositándose tres unidades sedimentarias:

Calcarenitas: Es una arenisca fosilífera de color rojiza a blanquecina, con estratificación cruzada en algunos puntos, la granulometría es de arena fina. Presenta carbonatos como cementante y el contenido fosilífero es de gasterópodos y pectínidos. El fracturamiento es escaso y presenta una dirección NO-SE y N-S. Este

depósito es la base de la secuencia que aflora en la porción suroeste de la manifestación geotérmica de Piedras Rodadas sobre el arroyo Los Arce (fuera del área de estudio). Tiene un espesor aproximado de 10 m y se encuentra sobre los conglomerados de la Formación Santa Lucía (Casarrubias *et al.*, 1994).

Areniscas fosilíferas: Son areniscas poco consolidadas de origen marino, con gran cantidad de fósiles entre los que se encuentran: moluscos, péctenes, gasterópodos y pelecípodos. En la parte inferior del estrato existen vetillas de yeso de 3 a 5 cm de espesor (Casarrubias *et al.*, 1994). Estas areniscas afloran sobre el arroyo Los Arces, cerca de la localidad de Piedras Rodadas, y poseen un espesor aproximado de 20 m. Existe otro afloramiento de 30 m espesor en las inmediaciones del arroyo San Nicolás.

Terrazas Marinas: Descansan sobre las areniscas fosilíferas y están compuestas por horizontes discontinuos de areniscas y conglomerados, formando las terrazas marinas. Presentan un color blanquizco y contienen fósiles, con una potencia de 7 m aproximadamente. Se encuentran expuestas en la porción sureste de la localidad San Nicolás (Casarrubias *et al.*, 1994).

El vulcanismo Plio-Cuaternario del área de estudio está representado por el Cerro Mencionares que se encuentra en la porción este del Valle de San Juan Londó, al noreste de Loreto (Anexo Plano Santa Rosa). En este complejo ocurrieron tres eventos volcánicos, que están relacionados con una cámara magmática profunda bien evolucionada (Terán-Ortega *et al.*, 1993). Los productos volcánicos que formaron el Complejo Mencionares son descritos a continuación, de la más antigua a la más reciente: *Domos Riolíticos:* Están compuesto de rocas riolíticas de color rosado claro a ocre, presentan una textura fluidal y compacta, con cuarzo, feldespatos y magnetita como minerales visibles en muestra de mano. Esta roca aflora al norte del Cerro Mencionares, formando los domos de San Basilio, Ensenada San Basilio, Punta Almeja y una parte del Arroyo Mencionares. El espesor que presenta este paquete es aproximadamente de 20 m. Estos derrames debieron haber ocurrido en el Plioceno Tardío (Casarrubias *et al.*, 1994).

Dacitas; Se trata de rocas de textura afanítica, con fenocristales de feldespatos y algunos cristales de cuarzo. Están representadas en forma de lavas cubriendo a las riolitas, se localizan al norte y sur del Cerro Mencionares formando parte de los volcanes San Juan y Boca San Juanico. Estos derrames tienen un espesor de 50 m y una edad del Plioceno Superior (Casarrubias *et al.*, 1994).

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

Volcanismo Reciente: Son productos volcánicos constituidos por una roca riolítica fluidal de color gris claro y poco compacta, acompañada de pómez y de fragmentos de obsidiana. Es posible que estos derrames se depositaran en un medio acuoso (Casarrubias *et al.*, 1994). Se encuentran presentes en los límites de la costa del Golfo de California formando los domos de Punta Pulpito y Punta Mencionares. A estas rocas se le ha asignado una edad de 0.5 Ma (López, 1984; Ledesma-Vázquez, 2002).

Otros depósitos del Cuaternario en el área de estudio consisten de material aluvial, coluvial, fosilífero marino y de terrazas que cubren parcialmente la región.

Los depósitos del Holoceno están representados por sedimentos sin consolidar de abanicos aluviales, llanuras entre abanicos costeros, zonas de manglares, abanicos deltáicos, bahías cerradas y de salientes continentales.

Tres tipos de sedimentos marinos dominan la bahía: a) Lodos verdes, con contenidos variables de restos de moluscos y cochas. Predominan por debajo de los 20 m de profundidad en mar abierto. b) Arenas volcanoclásticas con variable contenido de restos de moluscos, conchas y algas calcáreas, abundan en ambientes someros como abanicos deltáicos y en la plataforma interna en el este y sur de la bahía. c) Arenas carbonatadas, bioclastos de moluscos y conchas, denotadas en bahías cerradas someras y en la línea de costa, en el lado oeste de la bahía. La comparación del perfil del drenaje fluvial del este y oeste de la bahía sugiere que la restricción de sedimentos

Marco geológico de Bahía Concepción

calcáreos en el lado oeste es debido al atrapamiento de sedimentos terrígenos a lo largo de la red de drenaje fluvial durante el incremento del nivel del mar en el Holoceno.

Los depósitos del Holoceno son agrupados por su origen en los siguientes ambientes sedimentarios: Abanicos aluviales, deltas, abanicos costeros (llanuras entre los abanicos costeros), bahías cerradas, manglares, arrecifes o salientes cerca y lejos de la línea de costa.

Los depósitos más recientes son producto de la erosión de las zonas topográficamente elevadas y están formados por sedimentos sin consolidar de fragmentos de tamaño de grano de gravas a arenas. Este material ha sido depositado en las partes más bajas de los valles rellenando parte de los arroyos y en ocasiones forman abanicos aluviales. Su espesor es variable pero no suele ser mayor a los 5 m.

GEOQUÍMICA DE ROCAS ÍGNEAS

Las rocas volcánicas del Grupo Comondú en la región centro de la Península de Baja California han sido estudiadas en forma regional y local, por Freiberg (1983), Hausback (1984), Sawlan y Smith (1984), Sawlan (1991), Bigioggero *et al.* (1996), Umhoefer (2000), Ledesma-Vázquez y Johnson (2001) y Del Río-Salas y Noriega-Martínez (2001). El Grupo Comondú fue descrito como un cinturón de dirección NO-SE, formado principalmente por rocas volcánicas, basalto-andesitas y, en menor proporción, por dacitas, de una clara afinidad calcoalcalina y con edades del Oligoceno al Mioceno. Estas rocas volcánicas afloran en gran parte del área cartografiada de Bahía Concepción y consisten en una secuencia de tobas, brechas volcánicas, ignimbritas andesíticas-basálticas, flujos lávicos andesíticos y basálticos, dacitas y diques de composición intermedia a básica.

Tratando de hacer una correlación con las rocas volcánicas estudiadas por los autores antes mencionados, se recolectaron siete muestras, cinco de rocas volcánicas y dos de rocas intrusivas del Grupo Comondú. En todas ellas se analizó la composición de elementos mayores y trazas (Tabla 3.2 y 3.3). Además, se calculó la norma CIPW (Anexo: Norma CIPW).

Variaciones Sistemáticas de los Elementos Mayores y Traza

Los análisis geoquímicos se proyectaron en diagramas discriminatorios para identificar la roca y su afinidad geoquímica.

Rocas intrusivas

Químicamente, las rocas analizadas se clasifican como basaltos ($SiO_2 < 52.5\%$ en peso), basaltos andesíticos ($52.5 < SiO_2 < 55\%$ en peso), andesitas ($55 < SiO_2 < 63\%$ en peso) y dacitas ($SiO_2 > 63\%$ en peso), siendo sus equivalentes intrusivos: gabro, diorita granodiorita y granito.

Para la clasificación química de la secuencia volcánica del Grupo Comondú se utilizaron el diagrama de Le Bas para rocas extrusivas (TAS, Alcalis vs Sílice; Le Bas *et al.* 1986), y el diagrama de Cox para rocas intrusivas (TAS, Alcalis vs Sílice; Cox Beil-Penk, 1979).

El diagrama de óxidos de álcalis totales vs. sílice es uno de los más usados en la clasificación de rocas volcánicas. Cox *et al.*, (1993) aclaran que existen bases teóricas para escoger el SiO_2 y $Na_2O + K_2O$ como bases para la clasificación de las rocas volcánicas.

Las muestras Arm-1 y Req-1 (Formación Ricasón), Gav-2A, Gav-2C y Gav-3C (Formación Pilares), del área de Bahía Concepción, fueron caracterizadas petrográficamente como basalto-andesitas de augita con textura traquítica, andesitas de augita con textura hipocristalina, brechas volcánicas basálticas, andesitas de augita de textura traquítica y andesita-basaltos de augita con textura traquítica, respectivamente. Estas mismas muestras, mediante el

Tabla 3.2. Datos de elementos mayores y traza de las rocas volcánicas del Grupo Comondú, Bahía Concepción. Los valores en negativo indican que la cantidad de ese elemento es inferior al límite de detección del análisis.

| Muestra | SiO ₂ | TiO ₂ | Al ₂ O ₃ | FeO | MnO | MgO | CaO | Na ₂ O | K ₂ O | P ₂ O ₅ |
|---------|------------------|------------------|--------------------------------|-------|-------|-------|-------|-------------------|------------------|-------------------------------|
| Arm-1 | 55.198 | 1.172 | 17.889 | 6.820 | 0.115 | 3.673 | 7.556 | 3.986 | 1.919 | 0.415 |
| Req-1 | 58.965 | 0.812 | 16.311 | 6.639 | 0.163 | 4.844 | 7.091 | 3.226 | 1.615 | 0.166 |
| Gav-2A | 44.701 | 1.924 | 16.767 | 9.874 | 0.209 | 7.145 | 8.412 | 2.579 | 0.792 | 0.412 |
| Gav-2C | 50.211 | 1.928 | 17.205 | 9.408 | 0.268 | 5.556 | 9.285 | 3.278 | 0.972 | 0.384 |
| Gav-3C | 50.579 | 2.137 | 19.069 | 8.388 | 0.170 | 3.223 | 7.907 | 3.646 | 1.325 | 0.444 |
| | V | Cr | Co | Ni | Cu | Zn | Ga | Ge | As | Rb |
| Arm-1 | 133 | 23 | 27 | 27 | 46 | 72 | 22 | -1 | 8 | 22 |
| Req-1 | 106 | 107 | 36 | 24 | 33 | 46 | 17 | 1 | 6 | 20 |
| Gav-2A | 93 | 103 | 35 | 50 | 86 | 374 | 19 | 2 | 21 | 6 |
| Gav-2C | 173 | 110 | 180 | 61 | 51 | 54 | 19 | 1 | 6 | 8 |
| Gav-3C | 207 | 83 | 87 | 42 | 44 | 1,540 | 22 | 1 | 14 | 15 |
| | Sr | Y | Zr | Nb | Mo | Ag | In | Sn | Sb | Cs |
| Arm-1 | 1,290 | 18 | 174 | 6 | -2 | -0.5 | -0.2 | -1 | 0.8 | -0.5 |
| Req-1 | 613 | 17 | 106 | 4 | 2 | -0.5 | -0.2 | -1 | 0.7 | 0.7 |
| Gav-2A | 525 | 26 | 153 | 8 | -2 | -0.5 | -0.2 | 1 | -0.5 | 2.1 |
| Gav-2C | 614 | 28 | 148 | 9 | -2 | -0.5 | -0.2 | 1 | -0.5 | 0.6 |
| Gav-3C | 651 | 25 | 185 | 10 | -2 | -0.5 | -0.2 | 1 | -0.5 | 3.5 |
| | Pr | Nd | Sm | Eu | Gd | Tb | Dy | Ho | Er | Tm |
| Arm-1 | 8.88 | 35.9 | 6.4 | 2.00 | 4.7 | 0.7 | 3.4 | 0.6 | 1.9 | 0.25 |
| Req-1 | 3.34 | 14.4 | 3.3 | 1.08 | 3.1 | 0.5 | 2.9 | 0.6 | 1.8 | 0.26 |
| Gav-2A | 4.89 | 21.8 | 5.1 | 1.75 | 5.1 | 0.9 | 4.7 | 0.9 | 2.7 | 0.38 |
| Gav-2C | 5.26 | 23.7 | 5.4 | 1.89 | 5.5 | 0.9 | 5.0 | 1.0 | 3.1 | 0.43 |
| Gav-3C | 5.68 | 24.8 | 5.5 | 1.94 | 5.2 | 0.8 | 4.7 | 0.9 | 2.6 | 0.36 |
| | Yb | Lu | Hf | Ta | W | Tl | Pb | Bi | Th | U |
| Arm-1 | 1.6 | 0.22 | 4.5 | 0.6 | 98 | 0.2 | 7 | 2.1 | 3.2 | 1.0 |
| Req-1 | 1.6 | 0.23 | 3.0 | 0.7 | 258 | -0.1 | 9 | -0.4 | 1.9 | 0.7 |
| Gav-2A | 2.3 | 0.33 | 3.8 | 0.7 | 40 | -0.1 | 89 | -0.4 | 0.9 | 0.4 |
| Gav-2C | 2.6 | 0.36 | 3.8 | 1.5 | 583 | -0.1 | 15 | 0.5 | 0.9 | 0.4 |
| Gav-3C | 2.2 | 0.31 | 4.7 | 1.1 | 267 | -0.1 | 11 | -0.4 | 1.2 | 0.5 |

diagrama el diagrama TAS (total álcalis vs. sílice) resultaron en el mismo orden; basalto traquiandesítico, andesita, tefrita-basanita-basalto, basalto y basalto-traquibasalto (Fig. 3.24). La mayor parte de las muestras tienen una tendencia de composición básica a ligeramente intermedia.

Por otro lado, los análisis geoquímicos de rocas volcánicas del Grupo Comondú en los alrededores del yacimiento Lucifer, realizados por Del Río-Salas y Noriega-Martínez (2001), señalan la existencia de rocas que van de andesitas a dacitas. Freiberg (1983) menciona rocas de composición andesítica, basaltos traquiandesíticos, basalto-andesitas y traquiandesitas.

Para la clasificación de las rocas volcánicas también se utilizó el diagrama de Cox *et al.* (1979), el cual se basa también en el contenido de álcalis y de sílice, y es usado para rocas ígneas volcánicas alcalinas y subalcalinas (p.e., Miyashiro, 1979). Los análisis se distribuyen entre los campos de composición ultrabásica hasta los de composición ácida (Fig. 3.25).

Los resultados de la clasificación química de Cox *et al.* (1979) para las muestras Arm-1 y Req-1, que corresponden respectivamente a traquiandesita y andesita, y para las muestras Gav-2A, Gav-2C y Gav-3C (basaltos) se ajustan a su clasificación petrográfica.

También se proyectaron los análisis en el diagrama Irving y Barajar (1971), el cual divide a las rocas en dos campos, uno correspondiente a las series de rocas alcalinas y el otro a las series de rocas subalcalinas (Fig. 3.26).

Las muestras Arm-1, Req-1, Gav-2A, Gav-2C y Gav-3C, corresponden a la serie subalcalina, con una ligera tendencia a las series alcalinas. La muestra Gav-2A pertenece a una serie alcalina.

En la figura 3.27 se muestran los resultados proyectados en un diagrama AFM. Se observa que las muestras se encuentran dentro del dominio calcoalcalino, a excepción de la muestra Gav-2^a, la cual cae dentro del campo toleítico, pero muy cerca del límite propuesto por Irving y Baragar (1971) que separa los dominios calcoalcalino y toleítico.

Las muestras de rocas del Grupo Comondú analizadas por Del Río-Salas y Noriega-Martínez (2001) y por Freiberg (1983) corresponden también a la serie calcoalcalina.

El diagrama de Pearce *et al.* (1977) es un diagrama ternario de discriminación de ambientes

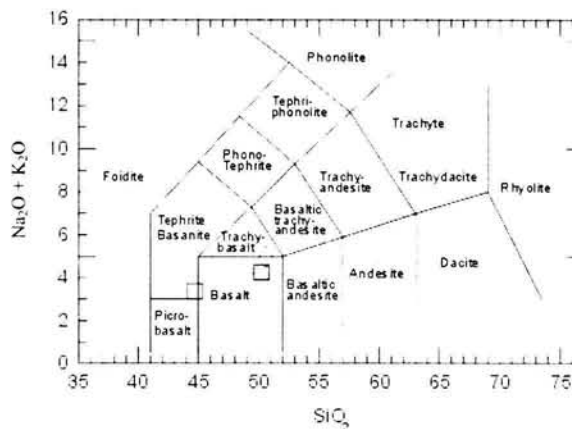


Fig. 3.24. Clasificación química para rocas volcánicas utilizando el total de álcalis vs. sílice (TAS), diagrama de LeMaitre *et al.* (1989). Simbología: Arm-1, triángulo vacío; Req-1, triángulo sólido; Gav-2A, cuadrado vacío; Gav-2C, cuadrado sólido; Gav-3C, rombo.

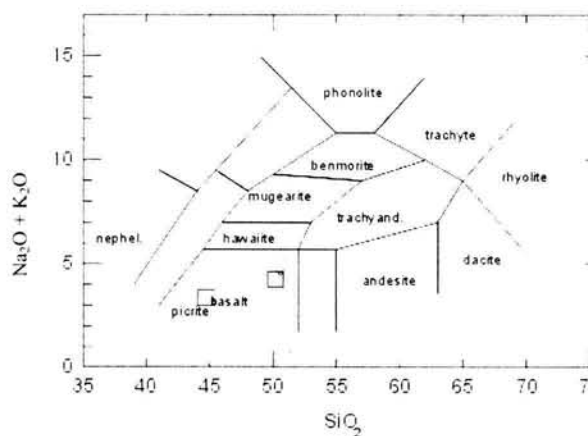


Fig. 3. 25. Diagrama de Cox *et al.* (1979) para la clasificación de rocas volcánicas aplicado a los análisis del Grupo Comondú. Simbología: Arm-1, triángulo vacío; Req-1, triángulo sólido; Gav-2A, cuadrado vacío; Gav-2C, cuadrado sólido; Gav-3C, rombo.

tectónicos en el que se utilizan los contenidos en Mg, Fe y Al (Figura 3.28). En este diagrama la mayor parte de las rocas analizadas del Grupo Comondú corresponden a un ambiente orogénico, coincidente con el contexto Mioceno en la Península de Baja California.

Además, se utilizó el diagrama MnO-TiO-P₂O₅ de Pearce *et al.* (1977) (Fig. 3.29). Se observa una

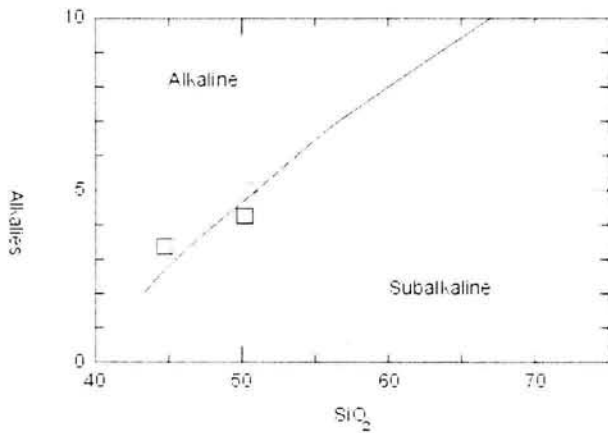


Fig. 3.26. Diagrama de Irving y Barajar (1971), para diferenciar rocas que pertenecen a la serie alcalina y la subalcalina. Símbolos: Arm-1, triángulo vacío; Req-1, triángulo sólido; Gav-2A, cuadrado vacío; Gav-2C, cuadrado sólido; Gav-3C, rombo.

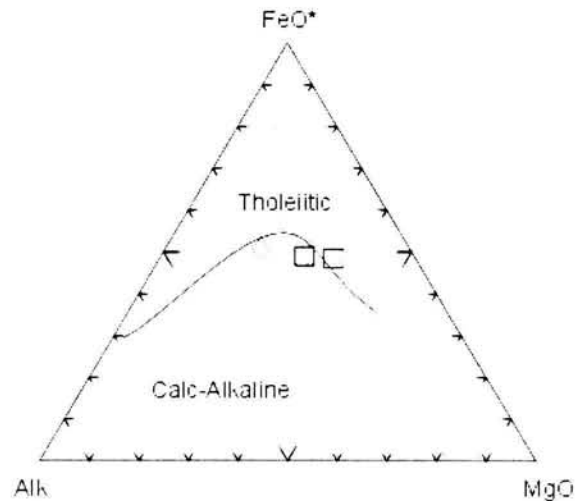


Fig. 3.27. Diagrama AMF con la discriminación entre las series calcoalcalina y toleíticas propuesta por Irving y Barajar (1971), para muestras del Grupo Comondú. Simbología: Arm-1, triángulo vacío; Req-1, triángulo sólido; Gav-2A, cuadrado vacío; Gav-2C, cuadrado sólido; Gav-3C, rombo.

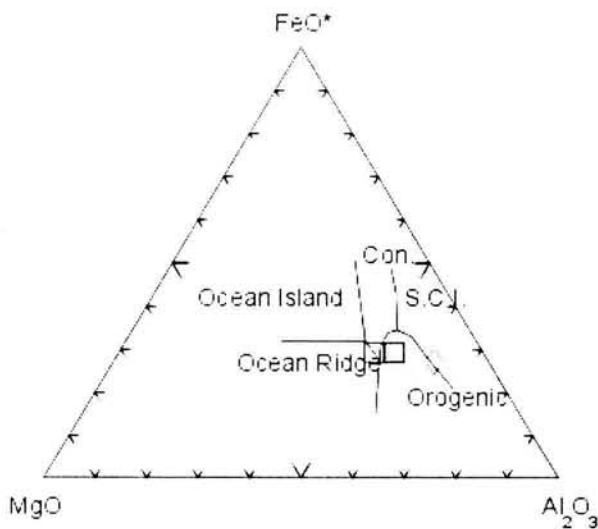


Fig. 3.28. Diagrama de Pearce *et al.* (1977) para determinar el ambiente tectónico de las rocas volcánicas. Simbología: Arm-1, triángulo vacío; Req-1, triángulo sólido; Gav-2A, cuadrado vacío; Gav-2C, cuadrado sólido; Gav-3C, rombo.

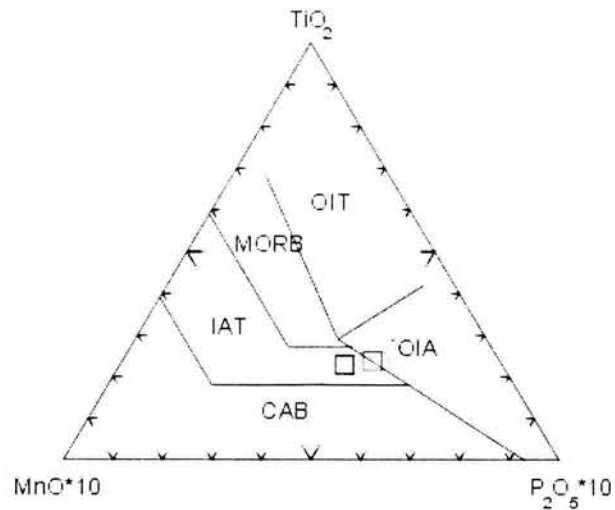


Fig. 3.29. Diagrama de discriminación de ambientes tectónicos. OIT, toleitas de islas oceánicas, MORB, basaltos de cordilleras medio-oceánicas, IAT, toleitas de arcos de isla, OIA, basaltos alcalinos de islas oceánicas y CAB, basaltos calcoalcalinos. Simbología: Arm-1, triángulo vacío; Req-1, triángulo sólido; Gav-2A, cuadrado vacío; Gav-2C, cuadrado sólido; Gav-3C, rombo (Pearce *et al.*, 1977).

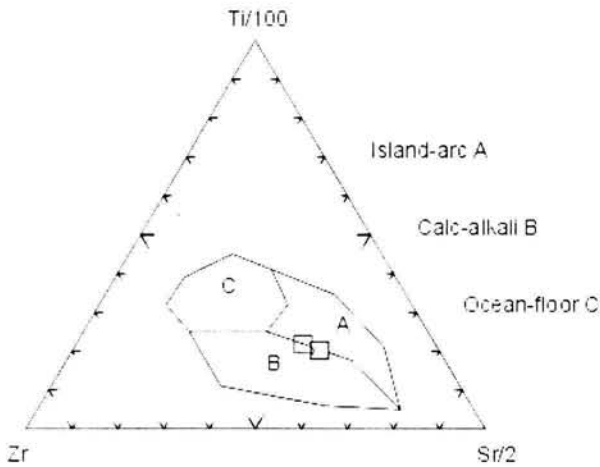


Fig. 3.30. Diagrama de Pearce y Cann (1977) para muestras del Grupo Comondú. Simbología: Arm-1, triángulo vacío; Req-1, triángulo sólido; Gav-2A, cuadrado vacío; Gav-2C, cuadrado sólido; Gav-3C, rombo.

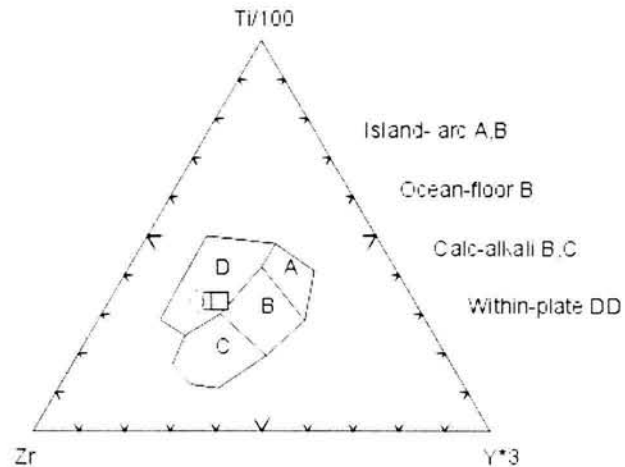


Fig. 3.31. Diagrama de Pearce y Cann (1973) para ambientes tectónicos. Simbología: Arm-1, triángulo vacío; Req-1, triángulo sólido; Gav-2A, cuadrado vacío; Gav-2C, cuadrado sólido; Gav-3C, rombo.

tendencia composicional variada, de basaltos-andesitas de islas oceánicas a basaltos-andesitas de dorsales oceánicas, pero con una tendencia general a contextos de arco magmático.

Los elementos traza juegan un papel muy importante en algunos diagramas de discriminación, por lo que se han analizado en la mayoría de las muestras recolectadas en Bahía Concepción.

En el diagrama de Pearce y Cann (1977), basado en los contenidos en Zr, Sr y Ti (Fig. 3.30), se observa que la mayor parte de las muestras analizadas se encuentran entre dos ambientes tectónicos similares como son de arcos de islas, y rocas calcialcalinas.

Se utilizó, además, el diagrama de Pearce y Cann (1973) para discriminar ambientes tectónicos. En este diagrama todas las muestras analizadas resultaron tener una afinidad intraplaca a calcialcalina (Fig. 3.31).

Rocas intrusivas

En el caso particular de las rocas intrusivas de la Formación Pelones, se aplicaron un grupo de diagramas distintos a los anteriores para su clasificación química y su ambiente tectónico correspondiente. Los resultados de los análisis químicos de elementos mayores y traza se muestran en la tabla 3.3. Con el estudio petrográfico

de las muestras se determinó que se trata en ambos casos (Lor-2 y Lor-I-R) de dioritas de biotita medianamente alteradas.

El diagrama usado para la clasificación química de la roca intrusiva es el TAS de Cox-Bell-Penk (1979). En este diagrama, las muestras analizadas presentan una composición granítica (Fig. 3.32).

Para determinar el ambiente tectónico se utilizaron los diagramas de discriminación tectónico para Granitoides (Figuras 3.33 y 3.34) de Pearce *et al.* (1984). Las muestras de los intrusivos estudiados caen

Tabla 3.3 Datos de elementos mayores y traza de muestras de rocas intrusivas del Grupo Comondú.

| Muestras | SiO ₂ | TiO ₂ | Al ₂ O ₃ | Fe ₂ O ₃ t | MnO | MgO | CaO | Na ₂ O | K ₂ O | P ₂ O ₅ |
|----------|------------------|------------------|--------------------------------|----------------------------------|-------|-------|-------|-------------------|------------------|-------------------------------|
| Lor-2 | 70.562 | 0.185 | 15.229 | 1.561 | 0.082 | 0.607 | 1.542 | 4.008 | 3.429 | 0.109 |
| Lor-I-R | 71.511 | 0.191 | 15.639 | 1.563 | 0.070 | 0.657 | 1.670 | 4.429 | 2.675 | 0.115 |
| | V | Cr | Co | Ni | Cu | Zn | Ga | Ge | As | Rb |
| Lor-2 | 7 | -20 | 9 | 76 | -10 | 64 | 17 | 1 | -5 | 68 |
| | Sr | Y | Zr | Nb | Mo | Ag | In | Sn | Sb | Cs |
| Lor-2 | 270 | 13 | 122 | 10 | -2 | -0.5 | -0.2 | -1 | -0.5 | 3.0 |
| | La | Ce | Pr | Nd | Sm | Eu | Gd | Tb | Dy | Ho |
| Lor-2 | 28.7 | 53.4 | 5.73 | 20.0 | 3.3 | 0.86 | 2.2 | 0.4 | 2.0 | 0.4 |
| | Ba | Er | Tm | Yb | Lu | Hf | Ta | W | Tl | Pb |
| Lor-2 | 1,250 | 1.2 | 0.19 | 1.3 | 0.20 | 3.5 | 1.0 | 98 | 0.2 | 15 |
| | Bi | Th | U | | | | | | | |
| Lor-2 | 0.5 | 3.6 | 1.3 | | | | | | | |

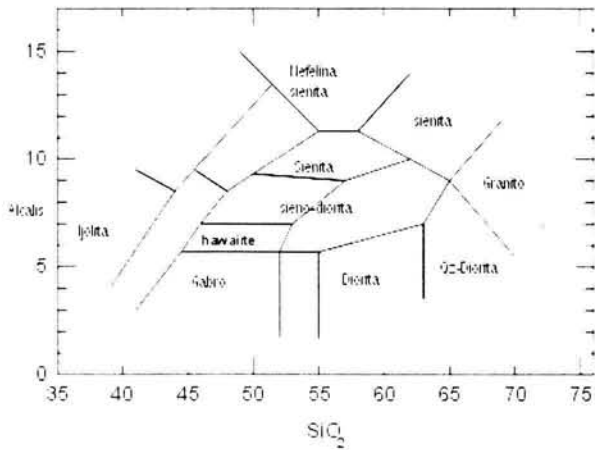


Fig. 3.32. Diagrama de Cox *et al.* (1993) aplicado para la clasificación de las rocas intrusivas del Grupo Comondú. Simbología: Lor-2, triángulo sólido; Lor-I-R, triángulo vacío.

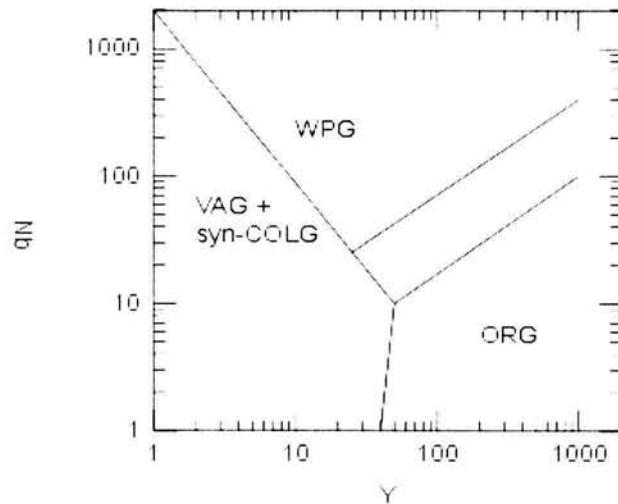


Fig. 3.34. Diagrama discriminatorio de granitoides Y+Nb, en ppm (Pearce *et al.*, 1984). Muestra los campos de granitoides de ambiente tectónico de arco volcánico (VAG), granitoides sin-colisionales (Syn-COLG), intraplaca (WPG) y granitoides de dorsal oceánica (ORG). Simbología: Lor-2, triángulo sólido.

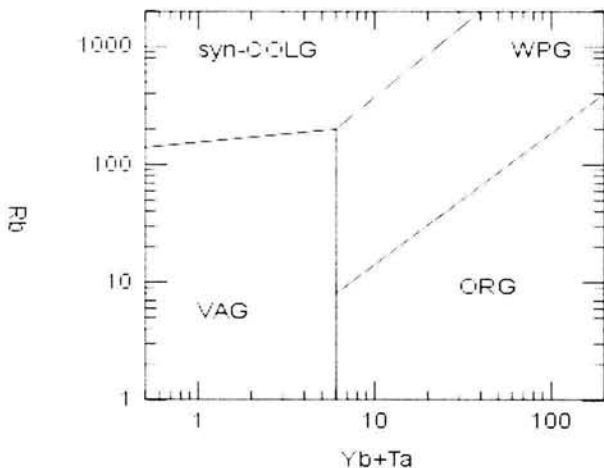


Fig. 3.33. Diagrama para granitoides Rb/(Yb+Ta), en ppm (Pearce *et al.*, 1984). Muestra los campos de granitoides de ambiente tectónico de arco volcánico (VAG), granitoides sin-colisionales (Syn-COLG), intraplaca (WPG) y granitoides de dorsal oceánica (ORG). Simbología: Lor-2, triángulo sólido.

dentro del campo de Granitoides de Arco Volcánico (VAG), corroborando lo obtenido de las muestras de rocas extrusivas.

Se puede decir, con base en los análisis y a los diagramas discriminatorios expuestos anteriormente, que las rocas volcánicas del Grupo Comondú en su parte central pertenecen predominantemente a una serie calcoalcalina, tienen una composición general de basalto-andesita, y corresponden a un ambiente tectónico asociado a subducción. Estos resultados corroboran lo mencionado por obtenido por Freiberg (1983), Hausback, (1984), Sawlan y Smith (1984), Sawlan (1991), Bigioggero *et al.* (1996), Umhoefer (2000), Ledesma-Vázquez y Johnson, (2001) y Del Río-Salas y Noriega-Martínez (2001).

MANIFESTACIONES TERMALES

Antecedentes

La existencia de un sistema hidrotermal implica una fuente de calor, una capa o zona de roca permeable, la roca encajonante y un fluido, conformando a una celda convectiva hidrotermal 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).

Un fluido hidrotermal es una solución acuosa caliente, de entre 50°C y 500°C, que suele contener Na, K, Ca, Cl como principales solutos, así como otros elementos tales como el Mg, B, S, Sr, CO₂, H₂S, NH₄, Cu, Pb, Zn, Sn, Mo, Ag, Au, etc., como constituyentes menores (Skinner, 1979).

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

El agua meteórica (de lluvia, ríos, lagos y agua subterránea) penetra a dentro de la corteza y puede llegar a ser calentada y mineralizada. Los estudios de isótopos

estables indican que, incluso en zonas volcánicas, el agua de los sistemas hidrotermales puede ser mayoritariamente de origen meteórico.

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

El agua atrapada durante la sedimentación y producida durante la diagénesis, es conocida como agua de formación. En el proceso diagenético aumenta la temperatura hasta llegar a un rango de entre 90°C y 300°C (Pirajno, 1992).

El agua metamórfica deriva de la deshidratación de fases minerales hidratadas (p.e., arcillas). Es común la pérdida de otros volátiles (p.e., CO₂, CH₄, SO₂, etc.) que pueden enriquecer la solución acuosa.

El agua juvenil es considerada como aquella que proviene del manto terrestre. El agua magmática es la que proviene los fundidos magmáticos, la cual puede generar un sistema magmático-hidrotermal que puede favorecer la formación de yacimientos minerales. La

Tabla 3.4A. Composición de antiguas y modernas soluciones hidrotermales Skinner (1979). Todos los valores están dados en ppm, excepto los expresados en % en peso.

| Elemento | Mar de Salton | Campo Cheleken | Soluciones determinadas en inclusiones fluidas | ... |
|-----------------|---------------|----------------|--|-------|
| Cl | 15.5% | 15.7% | 8.7% | 2.95% |
| Na | 5.04% | 7.61% | 4.04% | 1.52% |
| Ca | 2.8% | 1.97% | 8600 | 4400 |
| K | 1.75% | 409 | 3500 | 6.7% |
| Sr | 400 | 636 | - | - |
| Ba | 235 | - | - | - |
| Li | 215 | 7.9% | - | - |
| Rb | 135 | 1.0 | - | - |
| Mg | 54 | 3080 | 5600 | - |
| B | 390 | - | 100 | - |
| Br | 120 | 526 | - | - |
| I | 18 | 32 | - | - |
| NH ₄ | 409 | - | - | - |
| SO ₄ | 5 | 309 | 1200 | 1.1% |
| Fe | 2290 | 14 | - | 8000 |
| Mn | 1400 | 46.5 | 450 | - |
| Zn | 540 | 3.0 | 1.09% | - |
| Pb | 102 | 9.2 | - | - |
| Cu | 8 | 1.4 | 9100 | - |

solución acuosa puede incluir otros volátiles liberados del magma, entre ellos H₂S, CO₂, SO₂, HCl, B, F y H₂.

La composición típica de soluciones hidrotermales se muestra en las tablas 3.4A y 3.4B. En ella se puede observar que en muchos casos los componentes mayoritarios de las soluciones son Na, K, Cl y Ca, en tanto los constituyentes menores son Sr, Fe, Pb, Mg, Fe, Mn, CO₂, SO₂, H₂S y NH₃. La concentración de metales en estos fluidos hidrotermales no necesita estar en un orden alto para formar un depósito mineral.

La precipitación de los componentes disueltos en los fluidos hidrotermales puede suceder como resultado de variaciones en la temperatura, de cambios de presión, de ebullición, de reacciones entre la roca encajonante y las soluciones, y de cambios químicos debidos a la mezcla de fluidos.

Los sistemas hidrotermales se pueden clasificar en las siguientes categorías (Pirajno, 1992):

- Marinos someros o profundos, relacionados con plutonismo.
- Sistema hidrotermales de agua magmática-meteórica a predominantemente meteórica relacionados a vulcanismo y/o a magmatismo subvolcánico (manantiales calientes o "Hot springs", pozas de lodo caliente, géisers, maars y fumarolas). Asociados a

mineralizaciones de tipo pórfido, skarns, depósitos epitermales de metales base y preciosos, así como también varios depósitos de tipo veta.

- Sistemas hidrotermales del piso sub-oceánico. Podrían ser los responsables de una amplia gama de yacimientos vulcanogénicos de sulfuros masivos, por ejemplo de tipo Besshi, Cyprus, Kuroko, etc.
- Sistemas hidrotermales asociados a cuencas sedimentarias de rift, con o sin conexión aparente con actividad ígnea. En ello se encuentran los depósitos tipo sedex.

· Del tipo salmuera de cuencas diagenéticas. Pueden generar depósitos de sulfuros de metales básicos en desiertos de carbonatos.

- Sistemas hidrotermales relacionados con metamorfismo. Como ejemplo se tienen turbiditas metamorfizadas que alojan depósitos de oro.

Al estudiar los sistemas hidrotermales que están activos en la actualidad 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 similares.

Los procesos hidrotermales submarinos en particular se presentan generalmente en las dorsales oceánicas, las cuales forman un cinturón casi continuo

Tabal 3.4B. Análisis de aguas termales, Ellis y Mahon (1977). Todos los valores están dados en ppm, excepto los expresados en % en peso.

| Elemento | Italia | Filipinas | Japón | Nueva Zelanda | México | Taiwan |
|------------------|--------|-----------|-------|---------------|--------|--------|
| Cl | 4.28% | 1.44% | 1219 | 1625 | 1.6% | 1.34% |
| Na | 7.89% | 7800 | 846 | 950 | 9062 | 5490 |
| Ca | 106 | 219 | 9.9 | 28 | 520 | 1470 |
| K | 4.83% | 2110 | 105 | 80 | 2287 | 900 |
| Li | 380 | 40 | 4.5 | 12.2 | 38 | 26 |
| Rb | 450 | 12.5 | 1.8 | 0.8 | - | 12 |
| Mg | 17 | 0.28 | 0.02 | - | 1 | 131 |
| Mn | 0.1 | - | 0.0 | 0.02 | - | 40 |
| Fe | 0.7 | - | 0.05 | 0.1 | 0.3 | 220 |
| F | 100 | - | 3.8 | 0.8 | 3 | 7-0 |
| Br | - | - | 2.5 | - | 31 | - |
| SO ₄ | 16.3% | 32 | 214 | 17 | 6 | 350 |
| As | 8.3 | 28 | 2.3 | - | 0.5 | 3.6 |
| B | - | 313 | 20.5 | 14 | 106 | 2650 |
| SiO ₂ | - | 995 | 425 | 460 | 1250 | 639 |
| NH ₃ | 82 | 6.4 | 0.1 | 46 | 21 | 36 |
| CO ₂ | 5850 | 27 | 56 | 61 | 56 | 2 |
| °C | 250 | 324 | 200 | 230 | 340 | 245 |
| PH | 8.5 | 6.7 | 8.4 | 7.4 | 7.7 | 2.4 |
| Profundidad (m) | 1415 | 1947 | 350 | 585 | 1285 | 1500 |

de 55,000 Km de longitud que rodea la Tierra (Scott, 1997). Así mismo, los sistemas hidrotermales submarinos también se presentan en zonas de extensión de trasarco y en islas volcánicas y montes submarinos en general.

Las ventilas submarinas son manifestaciones en el fondo marino asociadas con sistemas hidrotermales que pueden estar relacionados con diversos ambientes tectónicos y que pueden producir extensas alteraciones en la corteza terrestre, debido a la interacción entre los fluidos hidrotermales y la roca encajonante. El fluido hidrotermal tiene la capacidad de extraer grandes cantidades de metales y otros elementos de la roca y, en algunos casos, los sistemas hidrotermales submarinos son responsables de la formación de depósitos minerales. La forma en que un sistema hidrotermal puede alterar la roca es a través de tres procesos diferentes, la depositación directa, la sustitución y la lixiviación (Santillán, 2001), los cuales se traducen en cambios en las características mineralógicas, físicas y químicas de la roca encajonante. La alteración en la roca se puede medir a través de dos parámetros, el grado de alteración y la intensidad de alteración.

Las ventilas submarinas fueron descubiertas a mediados de la década de los sesenta en el Mar Rojo por el buque oceanográfico Atlantis II. En esta localidad se pueden observar salmueras de alta densidad a altas temperaturas que cubren lodos sin consolidar ricos en elementos metálicos. Posteriormente, en 1976, se descubrió la presencia de fluidos hidrotermales a temperatura relativamente bajas que surgían de montículos de óxidos e hidróxidos de Fe y Mn cerca de las Islas Galápagos. Otro descubrimiento importante relacionado con los sistemas hidrotermales submarinos tuvo lugar en 1979, cuando se encontraron las chimeneas negras de la cordillera del Pacífico del Este (East Pacific Rise), las cuales se localizan aproximadamente a 21° de latitud norte y producen sulfuros y sulfatos de metales básicos y preciosos. Desde entonces se han descubierto más de 100 localidades con actividad hidrotermal que produce la expulsión de fluidos ricos en metales, a temperaturas de hasta 405 °C. Los sistemas hidrotermales son importantes por el gran volumen de material que expulsan, formando depósitos que pueden llegar a tener grandes volúmenes. La posibilidad de explotación de los sistemas hidrotermales submarinos que existen 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.

Para que un manantial se considere como termal, este debe encontrarse 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 a unos cuantos kilómetros 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 ya sea mayor o menor. Otro factor importante en la ocurrencia 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. En algunos casos, el intercambio químico entre la roca y el agua da como resultado la formación de yacimientos minerales.

En algunos sistemas hidrotermales submarinos existe una capa de roca impermeable que actúa como aislante. Las descargas del fluido son concentradas a través de fracturas u otras discontinuidades, las cuales son necesarias para que se pueda dar la expulsión del fluido cargado de metales y compuestos de azufre disueltos. La interacción entre este fluido y el agua de mar puede dar lugar a la formación de yacimientos de sulfuros o bien de óxidos de hierro y manganeso (Pirajno, 1992).

En la mayoría de los sistemas hidrotermales submarinos, la fuente de calor que alimenta la actividad hidrotermal puede ser el magma o rocas recientemente cristalizadas que se deben encontrar 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 ser enfriado el fluido hidrotermal por el agua que se encuentra en el fondo del mar, cambian las condiciones físico-químicas y se desencadena la precipitación de minerales. En comparación con el agua marina normal, el fluido

Marco geológico de Bahía Concepción

hidrotermal se encuentra muy enriquecido en elementos como son el Fe, Mn y en menor proporción Cu y Zn, así como en otros elementos traza, y muy empobrecido en Mg (Pirajno, 1992). La precipitación de estos elementos se puede dar de dos maneras: a) si se tiene una gran concentración de azufre disuelto en el agua los elementos precipitarán como sulfuros, y b) si los fluidos presentan una baja concentración de azufre disuelto, los metales precipitarán en forma de óxidos o como elementos nativos. La salinidad en los fluidos también es importante, ya que influirá en su capacidad para transportar los elementos. Generalmente 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% superiores o, en otros casos, inferiores al agua de mar (Scott, 1997).

La roca encajonante es de primordial importancia, pues proporciona los metales que posteriormente producirán la depositación de los depósitos hidrotermales.

El último de los componentes de los sistemas hidrotermales submarinos es la capa de roca impermeable que se encuentra por encima de la roca encajonante.

Esta capa se caracteriza por tener una permeabilidad muy baja, manteniendo el fluido a altas temperaturas y confinando su circulación dentro de la zona de reacción. Cuando esta capa impermeable se encuentra fracturada o afectada por discontinuidades, proporcionará un camino para que el fluido escape. La capa de roca impermeable también evita que el fluido se disperse, lo cual impediría la formación de un yacimiento mineral. Generalmente, la capa impermeable de roca está conformada por grandes espesores de sedimentos, coladas de lava masivas o cuerpos vesiculares de origen ígneo. La capa de roca impermeable debería ser un componente indispensable que debe presentarse en un sistema hidrotermal submarino, de acuerdo con esta definición. Sin embargo, esto no es estrictamente cierto, ya que un sistema que carezca de la capa de roca impermeable es capaz de mantener un sistema de ventilas hidrotermales como resultado de variaciones en la permeabilidad (Scott, 1997), las cuales pueden tener lugar dentro de la zona de reacción de alta temperatura.

Desde su descubrimiento, los sistemas hidrotermales submarinos han aportado información muy significativa a diversas áreas del conocimiento

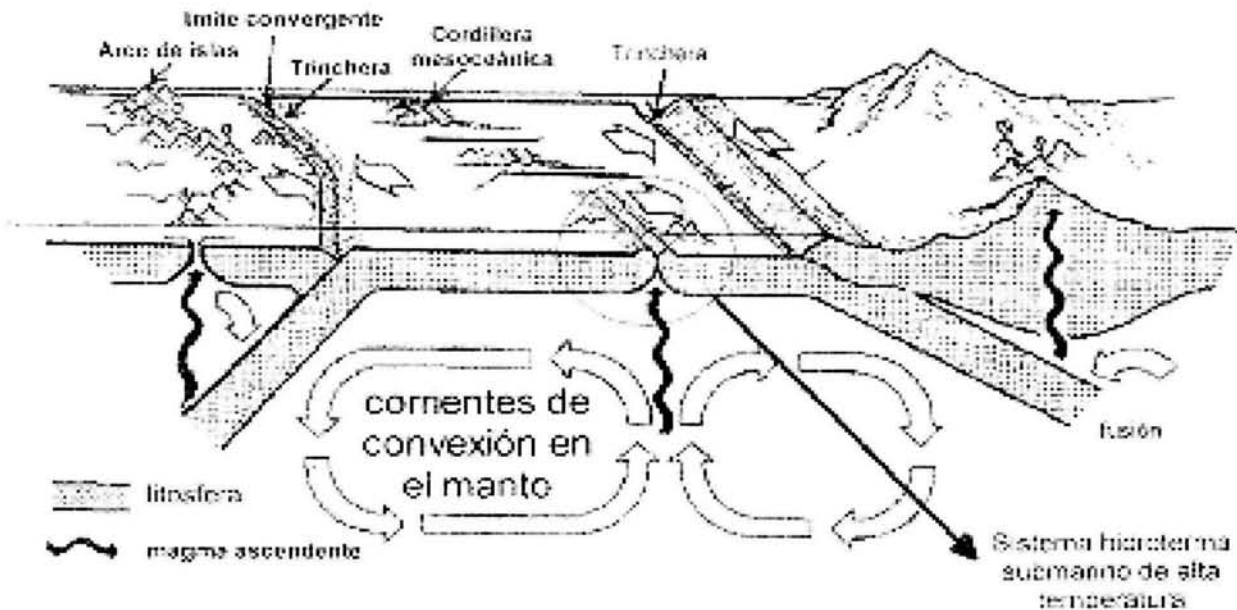


Fig. 3.35. Diagrama de ambientes tectónicos propicios para la presencia de sistema hidrotermales submarinos (Santillán, 2001).

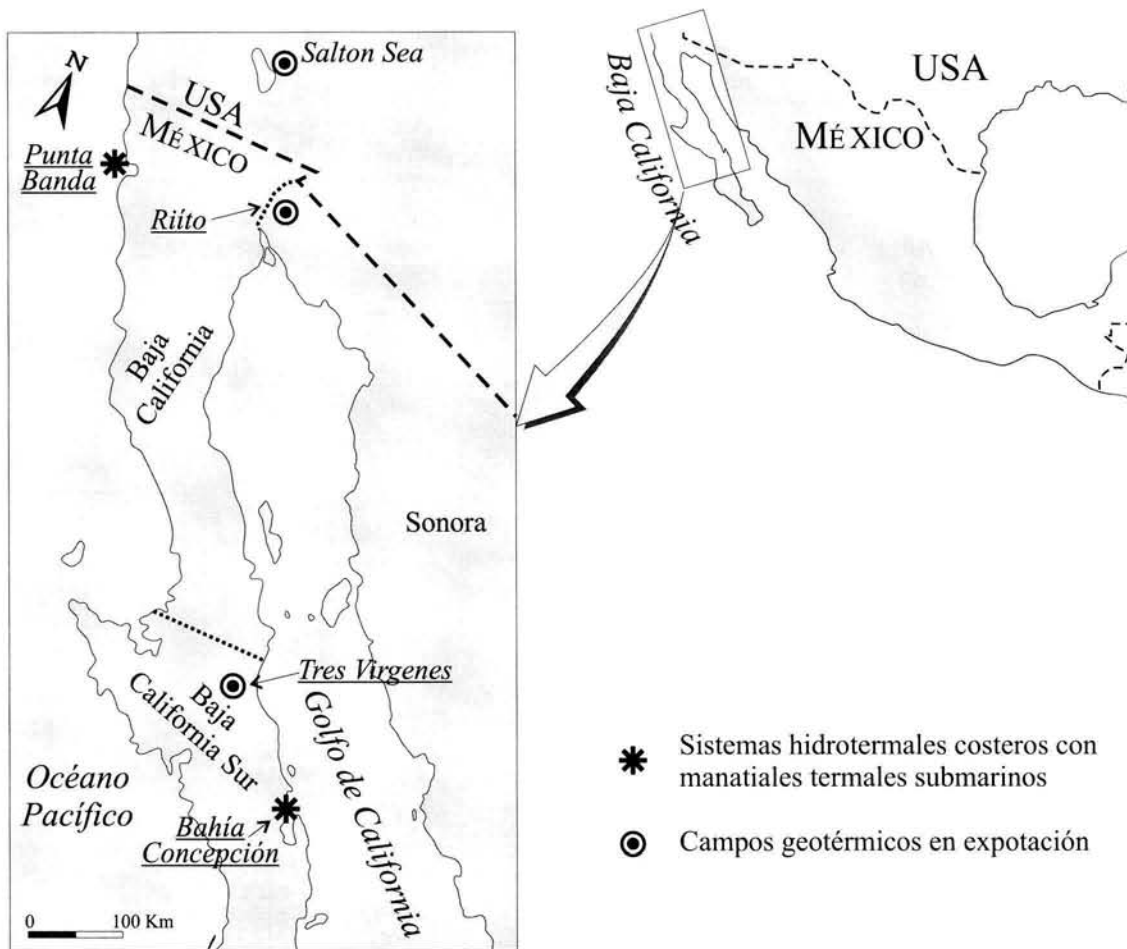


Fig. 3.36. Localización de las ventilas hidrotermales costeras y campos geotérmicos en la península de Baja California.

de las ciencias. Principalmente, el estudio de las ventilas hidrotermales ha permitido discernir en cuestiones referentes a la metalogenia de yacimientos minerales (p.e., Rona y Scott, 1993; Herzig y Hannington, 1995), a la composición y estructura de la corteza oceánica, y de las dorsales (p.e., Wolery y Sleep, 1976; Fornari *et al.*, 1998), al ciclo de los elementos en los océanos (p.e., Gamo *et al.*, 2001), y al estudio de ecosistemas quimiosintéticos y su metabolismo en condiciones extremas (p.e., Karl *et al.*, 1980; Jannasch, 1984) entre otras. Además, ha permitido establecer guías e hipótesis sobre la evolución de la biosfera primitiva y el posible origen de la vida (p.e., Corliss *et al.*, 1981; Russell, 1995).

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).

El estudio de la actividad hidrotermal submarina se ha enfocado básicamente a los sistemas de ventilas de fondo oceánico, que normalmente se asocian a dorsales y cuencas trasarco. 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 su mayoría, los sistemas hidrotermales marinos de poca

profundidad o también llamados costeros, se asocian a contextos de arco e islas, y montes submarinos (Fig. 3.35) (Hoaki *et al.*, 1995; Scott, 1997; Pichler *et al.*, 1999; Fitzsimons *et al.*, 1997; Stoffers *et al.*, 1999). Además, de manera más escasa, se han descrito sistemas hidrotermales de poca profundidad en márgenes continentales activamente afectados por eventos extensivos, por ejemplo en Punta Mita, Nayarit (Prol-Ledesma *et al.*, 2002).

Los sistemas hidrotermales costeros suelen presentar características intermedias entre los sistemas submarinos de gran profundidad y los sistemas hidrotermales subaéreos y sublacustres (Schwarz-Schampera *et al.*, 2001; Canet *et al.*, 2003). Los sistemas hidrotermales sublacustres son relativamente abundantes, en particular en cuencas de rift continental (Barrat *et al.*, 2000; Renault *et al.*, 2002). Además, se conocen diversos ejemplos de depósitos hidrotermales sublacustres con desarrollos de chimeneas y montículos en maars, por ejemplo en la caldera riolítica de Taupo, Nueva Zelanda (de Ronde *et al.*, 2002) y en el Crater Lake, Oregon (Dymond, *et al.*, 1989).

En las costas del oeste de México, las ventilas hidrotermales marinas someras son comunes (Fig. 3.36). En el noreste del Pacífico, en costas de Baja California, cerca de Punta Banda, se encuentran ventilas gasohidrotermales a una profundidad aproximada de 40 m.s.n.m. y una temperatura de 102 °C (Vidal *et al.*, 1978). El agua termal de estas ventilas se encuentra enriquecido en Si, HCO₃, Ca, K, Li, B, Rb, Fe, Mn, As y Zn en comparación con el agua marina. Los precipitados hidrotermales más abundantes son pirita y yeso.

En las costas de Punta Mita, Nayarit, existen ventilas hidrotermales a una profundidad aproximada de 10 m.s.n.m. con una influencia de actividad hidrotermal de 300 m². La temperatura de los fluidos emanados por las ventilas es de 85 °C (Prol-Ledesma *et al.*, 2002). El agua termal se encuentra enriquecida por SiO₂, Ca, Li, B, Ba, Rb, Fe, Mn y As con respecto al agua de mar. El gas que se está descargando es predominantemente nitrógeno y metano con menores proporciones de CO₂, Ar, He y H₂ (Prol-Ledesma *et al.*, 2002). Los dos ejemplos antes citados muestran por evidencias isotópicas que el fluido hidrotermal es principalmente agua meteórica sin relación con actividad volcánica.

Actividad hidrotermal submarina somera de Bahía Concepción

En el área de estudio existen manifestaciones termales producto de sistemas hidrotermales costeros, los primeros estudios de estas manifestaciones fueron hechos por la C.F.E., que se encargó de evaluar el potencial geológico-geotérmico de la parte meridional de la región de Bahía Concepción, y de noreste de la población de Loreto. Existen por lo menos cinco localidades de interés geotérmico con manifestaciones termales, evaluadas preliminarmente por la C.F.E. (Casarrubias *et al.*, 1994), tres de ellas en el área aledaña al suroeste de la localidad de Punta Pulpito, conocidas como Los Volcanes, Saquicisrunde y Piedras Rodadas, y dos más, de menor importancia, localizadas al sur del Cerro Mancenares (Fig. 3.37. Anexo, Plano: Santa Rosa).

Se considera que la presencia de manifestaciones termales está estrechamente relacionada con el volcanismo reciente de Punta Pulpito, cuya edad es de 0.5 Ma (López, 1984), y que a su vez está controlado por los sistemas de fallas NO-SE y N-S. La interpretación estructural señala que existieron tres etapas de deformación que generaron los sistemas de fracturamiento NE-SO, NO-SE y la reactivación de las estructuras NO-SE con echado hacia el oeste. Su origen se debe a la tectónica de Baja California. Estos esfuerzos, generaron un fracturamiento importante asociado a las fallas principales (Casarrubias *et al.*, 1994). Estructuralmente hay tres sistemas de direcciones NE-SO, NO-SE y N-S. Las zonas de interés geotérmico se asocian con el sistema NW-SE, pertenecientes a la tectónica de apertura del Golfo de California, que afectó a todas las rocas del Mioceno. Es posible que las diferentes etapas de deformación en combinación con los esfuerzos verticales, generados por el emplazamiento del magma que originó los productos volcánicos del Complejo Mancenares y Punta Pulpito, hayan incrementado el fracturamiento en zonas preferenciales.

Zonas Los Volcanes

Se localiza a 60 Km, al NO de Loreto y 10 Km, al S de la ranchería de San Nicolás, se tienen detectadas 18 fumarolas con temperaturas que oscilan entre los 40

Los depósitos
de manganeso
de Bahía
Concepción

Marco geológico de Bahía Concepción

y 62 °C, así como algunos suelos vaporizantes con temperaturas de 40 a 58 °C. Estas manifestaciones generaron una zona de alteración hidrotermal aproximadamente de una hectárea, afectando a rocas de tipo brechoide, y andesitas correspondientes al Grupo Comondú de edad Miocénica (Casarrubias *et al.*, 1994).

La actividad termal se encuentra alineada siguiendo una dirección NO-SE, probablemente intersecada por fallas de dirección NE-SO y N-S. La alteración hidrotermal se caracteriza por la presencia de fracturas rellenas de sílice criptocristalino, cuarzo, yeso, calcita y trazas de manganeso (Casarrubias *et al.*, 1994).

Zona Saquicismunde

Se ubica a 56 Km, al NO de Loreto, al S de la desembocadura del Arroyo Saquicismunde. Consta de un manantial de agua caliente a 84°C. Este manantial termal sólo es visible cuando la marea baja, tiene un gasto ligeramente inferior a un litro por segundo. Al oeste de este punto, se encuentran una serie de suelos vaporizantes cubriendo un área de 250m², con temperaturas de 47°C (Casarrubias *et al.*, 1994). El termalismo de esta zona está relacionado con los sistemas de fallas con orientación NO-SE y N-S, así como con el magmatismo asociado a los derrames riolíticos recientes de Punta Pulpito, 0.5 Ma (López, 1984), localizados a sólo 5 Km, al N de esta manifestación termal.

Los análisis químicos de una muestra de agua recolectada en Saquicismunde reportaron un carácter clorurado-sódico, donde a profundidad sugieren temperaturas de medias a altas (Casarrubias *et al.*, 1994). Las temperaturas de equilibrio agua-roca, calculadas por el geotermómetro de K/Na para la muestra de Saquicismunde, dieron valores máximos de 220°C (Tello, 1994).

Modelo Geotérmico de Los Volcanes-Saquicismunde

Se ha interpretado la existencia de una cámara magmática en proceso de enfriamiento, la cual es la fuente de calor del sistema, y a través de fracturas y fallas semiabiertas ascendieron los fluidos hacia la superficie, manifestándose como fumarolas, agua caliente y suelos vaporizantes (Casarrubias *et al.*, 1994). Las fallas

conductoras del fluido geotérmico pertenecen al sistema NO-SE reactivado. La fuente de calor estaría ubicada hacia la costa (Fig 3. 38).

Zona de Piedras Rodadas

Está localizada a 3 Km al N de la estación de microondas de Loreto, sobre conglomerados de la Formación Santa Lucía del Mioceno Superior,. Se observa argilitización y cubre una superficie de 250 m². Cabe mencionar que esta zona fue buscada para su caracterización en la salida de campo, según la referencias del de Casarrubias *et al.*, (1994), pero no fue hallada.

El termalismo de la zona está constituido por 7 fumarolas con temperaturas entre 92 y 94°C y poca presión (Casarrubias *et al.*, 1994). Las manifestaciones

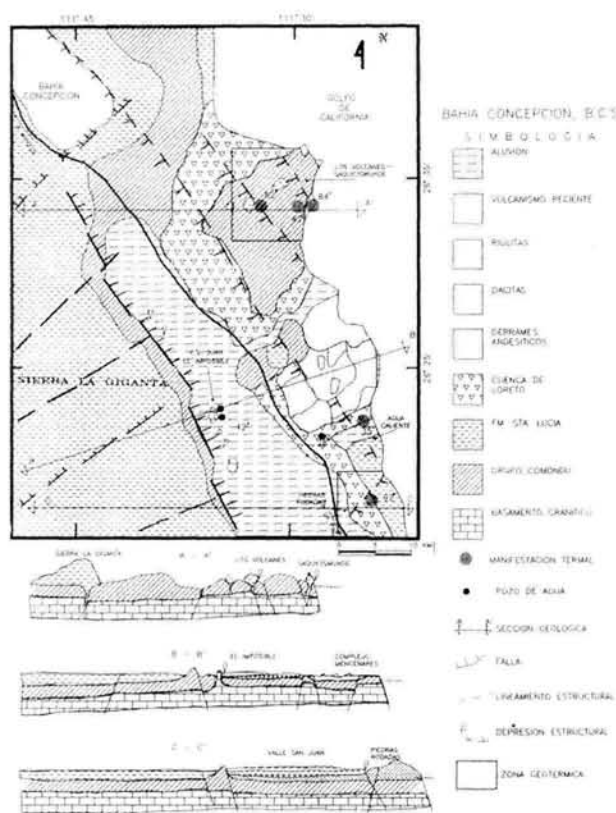


Fig. 3.37. Ubicación de las manifestaciones térmicas de interés energético, según la C.F.E. En esta figura se consideran equivalentes la Formación Santa Lucía y la Formación Infierno (Casarrubias-Unzueta *et al.*, 1994).

Marco geológico de Bahía Concepción

están controladas por sistemas de fallas con una orientación NO-SE y NE-SO, consideradas como los conductos del fluido geotérmico, además, las fumarolas siguen una tendencia NO-SE. Además de los sitios mencionados se denota actividad geotérmica en un manantial a 38°C en la localidad de Agua Caliente, y tres pozos de agua a 42°C, en los lugares de El Imposible y El Tejón, ubicados en las inmediaciones del Valle de San Juan Londó al N y NO de Loreto, fuera del área de estudio (Casarrubias *et al.*, 1994).

Modelo Geotérmico de Piedras Rodadas

En este caso la zona de interés es muy restringida, tal parece que la presencia de calor se debe a la existencia de una cámara magmática profunda localizada hacia la zona de costa, y el ascenso de los fluidos ocurre indirectamente a través de zonas de falla donde se intersecan dos sistemas, NO-SE y NE-SO (Bustamante-García, 1999).

Posibilidades Geotérmicas

De los resultados obtenidos de la evaluación geotérmica se asume que no existen condiciones para la presencia de un yacimiento geotérmico de grandes dimensiones. Sin embargo, las zonas de Los Volcanes-Saquicismunde y Piedras Rodadas, que podrían estar contenidos en las zonas de fractura dando lugar a yacimientos restringidos, podrían resolver las

necesidades energéticas de la región (Casarrubias *et al.*, 1994). Por otra parte, no existen estudios donde se evalúe la recarga al acuífero, que podrían servir de parámetro para discriminar el potencial del yacimiento geotérmico.

Para evaluar con mayor precisión las posibilidades geotérmicas de la zona, faltarían más estudios enfocados a los recursos geotérmicos, como son estudios geofísicos y geoquímicos, así como un estudio geohidrológico.

Oeste de Bahía Concepción

Las ventilas hidrotermales ocurren al oeste de Bahía Concepción, y consisten en diversas manifestaciones distribuidas a lo largo de aproximadamente 700 m de una estrecha línea de costa y acantilados de rocas volcánicas andesíticas miocénicas de la Formación Ricasón (Grupo Comondú), a través de grandes fallas relacionadas con la tectónica extensional terciaria del Golfo de California. Localmente estos acantilados fueron expuestos y controlados por la zona de falla de El Requesón, la cual delimita la margen oeste de la bahía y actúa como un conducto de los fluidos hidrotermales (Forrest *et al.* 2003). Material de regolito cubre los escarpes y un pequeños cañones a lo largo de la estrecha costa (Fig. 3. 39).

El continuo burbujeo observado en la superficie del mar revela la ubicación de la zona de ventilas.

En la zona de Ensenada Mapache se hizo un levantamiento geológico a detalle con cinta y brújula, en la zona de las ventilas hidrotermales marinas someras e intermareales (Anexo Explicación y Plano Ensenada Mapache).

Las ventilas hidrotermales difusas y focales, de fluidos y gases hidrotermales se encuentran muy cercanas a la línea de costa, en áreas submarinas someras a menos de 15 m de profundidad a lo largo de fisuras con una orientación NO-SE. La temperatura de estas ventilas submarinas varía de 50°C en el fondo marino a 87°C a 10 cm por debajo del sedimento. Los análisis químicos muestran que el agua termal está enriquecida en Ca, As, Hg, Mn, Ba, HCO₃, Li, Sr, B, I, Cs, Fe y Si con respecto al agua de mar (Prol-Ledesma *et al.*, 2004). Los estudios químicos e isotópicos indican que el fluido procedente de las ventilas es una mezcla de agua marina, agua meteórica con agua termal en estado final en una proporción del 40 % de la mezcla (Prol-Ledesma *et*

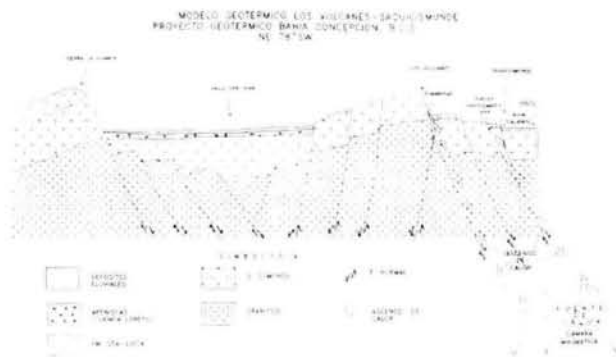


Fig. 3.38. Modelo Geotérmico Los Volcanes – Saquicismunde. Se presenta la sinonimia de la formación Santa Lucía con la Formación Infiernos (Casarrubias *et al.*, 1994).

Marco geológico de Bahía Concepción

al., 2004). La temperatura obtenida a partir de geotermómetros en diferentes profundidades son de 200°C para el reservorio (Fig. 3.40) (Prol-Ledesma et al., 2004; Villanueva-Estrada et al., 2004).

Un depósito silico-calcáreo de manantial termal, de cerca de 75 m de longitud, aflora fuera de la línea de costa, a lo largo del escarpe adyacente al área con ventilas activas. Estos depósitos están compuestos de sílice opalino, calcita y barita y forman estructuras columnares y onduladas de microestromatolitos que irregularmente cubren a las rocas volcánicas. Los microestromatolitos incorporan abundantes clastos volcánicos y en menor cantidad fragmentos de calcedonia (Canet et al., 2004).

Fuera de la línea de costa, mar abierto el piso oceánico se compone de bloques, guijarros y arena gruesa de composición volcánica, entre la costa y el mar abierto se puede observar agregados cementados por aragonito.

En general, en el área de las ventilas se pueden distinguir tres grupos de manifestaciones termales: (1) zona submarina difusa de filtración de gas y fluidos calientes, que ocurren a profundidades de entre 5 y 15 m, (2) un grupo de manantiales termales, y (3) un sitio de burbujeo de gas. Los tres grupos se encuentran alineados en dirección NO. En la zona difusa el rango de pH se encuentra entre 5.95 y 6.2. L.



Fig. 3.39. Ubicación de las ventilas del oeste de Bahía concepción. Se muestra también la localización de los principales depósitos de manganeso de la zona.

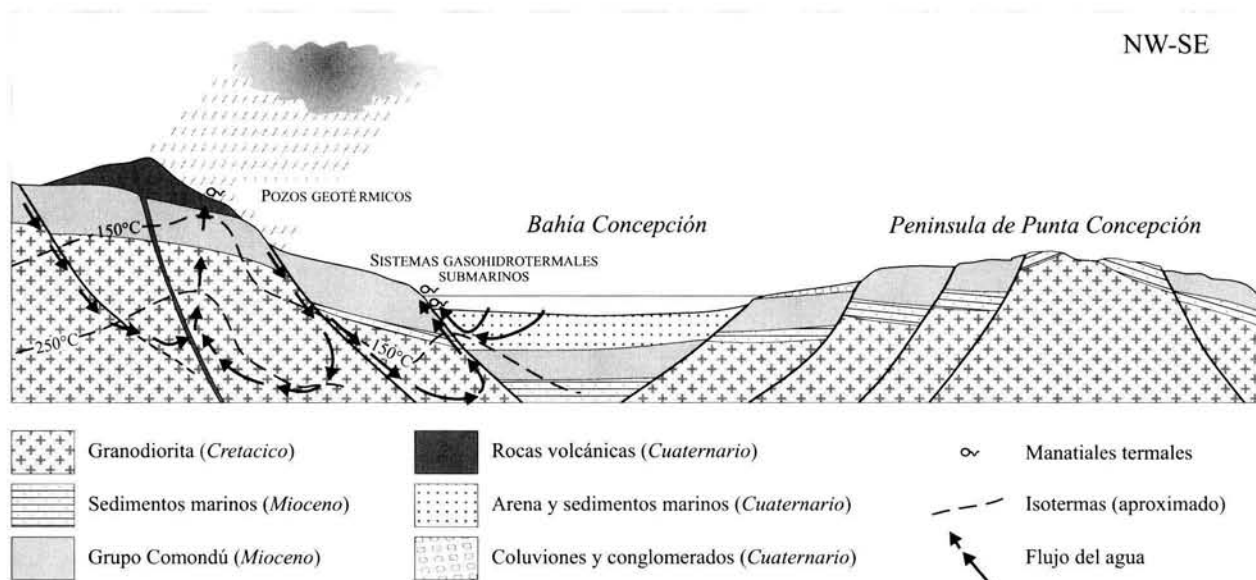


Fig. 3.40. Modelo hidrogeológico y termal de Bahía Concepción (Prol-Ledesma et al., 2004).

Marco geológico de Bahía Concepción

El agua de las ventilas es de tipo sodico-clorurada y tiene altas concentraciones de Ca, Mn, Si, Ba, B, As, Hg, I, Fe, Li, HCO_3 y Sr (Prol-Ledesma *et al.*, 2004). El líquido es menos denso que el agua de mar (salinidad entre 2.6 y 3.2 % en peso) y su composición resulta de la mezcla local entre agua de mar, agua termal de estado final y la circulación de agua meteórica (Prol-Ledesma *et al.*, 2004).

Los precipitados hidrotermales en las ventilas difusas submarinas consisten de oxihidróxidos de Fe en finas capas café-amarillas de hasta 5 milímetros de espesor sobre los bloques volcánicos (Fig. 3.41). Los oxihidróxidos están acompañados de mineralización de mercurio (cinabrio). Un halo de alteración de poco más de 2 mm se desarrolla por debajo de los oxihidróxidos

afectando a los minerales máficos y a la matriz de la roca volcánica, la cual está parcialmente remplazada por oxihidróxidos de hierro y arcillas (Canet *et al.*, 2004).

Los manantiales intermareales están a pocos metros del límite del mar abierto. Dos principales áreas de ventilas se encuentran separadas cerca de 20 m una de la otra, y están localizadas a lo largo de una fisura que puede ser reconocida varias decenas de metros sobre el piso marino. Alrededor de la principal área de descarga hidrotermal en la zona intermareal hay dos manchones irregulares de bloques y guijarros cementados por precipitados hidrotermales. Estos depósitos son expuestos durante la marea baja y se componen de: (1) Agregados de detritos y bioclastos cementados por ópalo con poca cantidad de calcita y

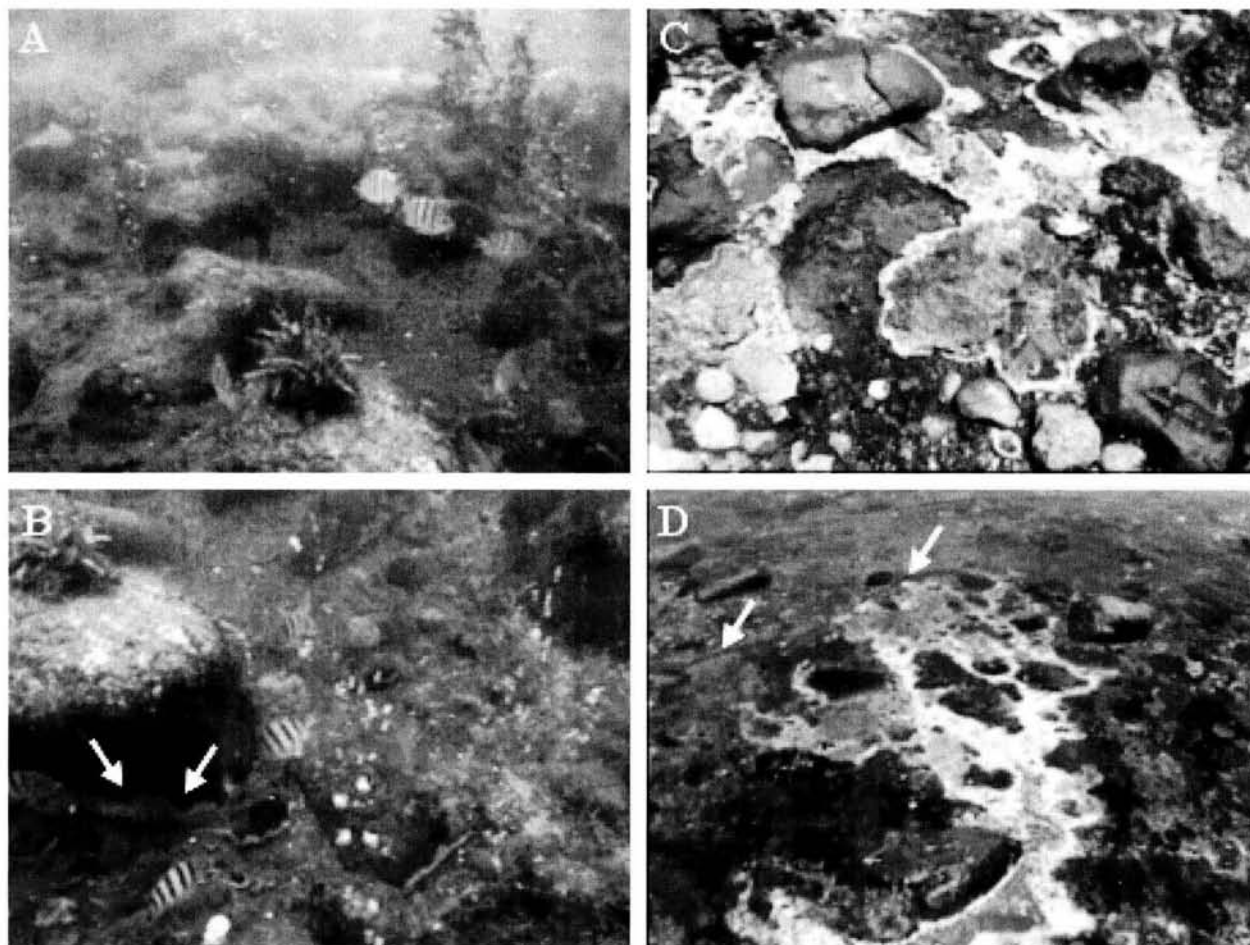


Fig. 3.41. Fotografías de los principales ventilas del sitio. A y B: Áreas con ventilas difusas gasohidrotermales, a 5 m de profundidad, las flechas indican contenidos de oxihidróxidos de Fe. C y D: Manantiales termales intermareales, las flechas indican grietas en el suelo marino (Canet *et al.*, 2004).

Marco geológico de Bahía Concepción

barita, (2) cortezas de agregados arborescentes de óxidos de manganeso, y (3) estromatolitos silícico-calcáreos. Estos estromatolitos recubren los agregados cementados por ópalo y cortezas de manganeso, formando anillos que revisten los bloques y guijarros, se extienden pocos metros desde los manantiales.

La mineralización de Mn-Ba-Hg en los alrededores de las ventilas es el resultado de la actividad hidrotermal costera y está caracterizada por una inusual diversidad de asociaciones minerales (Fig. 3.42). Los sistemas de Bahía Concepción muestran simultáneamente características geoquímicas y mineralógicas de depósitos epitermales, de ventilas hidrotermales marinas, y de sistemas geotérmicos subaéreos y sublacustres (Canet *et al.*, 2004).

Buchanan (1981) y Berger y Eimoin (1982) han clasificado a los depósitos epitermales por sus características en los tipos: *Hot spring*, vetas abiertas y diseminado-reemplazamiento (Fig. 3.43).

El sistema epitermal tipo *hot spring* se caracteriza por la presencia de una capa superficial de material silíceo llamado sinter y una zona de brecha subsuperficial formada por la ebullición o erupción hidrotermal. La asociación geoquímica de este depósito es Au-Ag-As-Sb-Hg-Tl con menor presencia de Cu-Pb-Zn en niveles profundos (Pirajno, 1992). La mineralización es de bajo grado (azufre, oro y cinabrio), y se encuentra en forma de diseminado y stockworks, con presencia de alteración argílica por debajo de las capas de sinter (Fig. 3.44). Como ejemplo de una mineralización de tipo *hot spring*

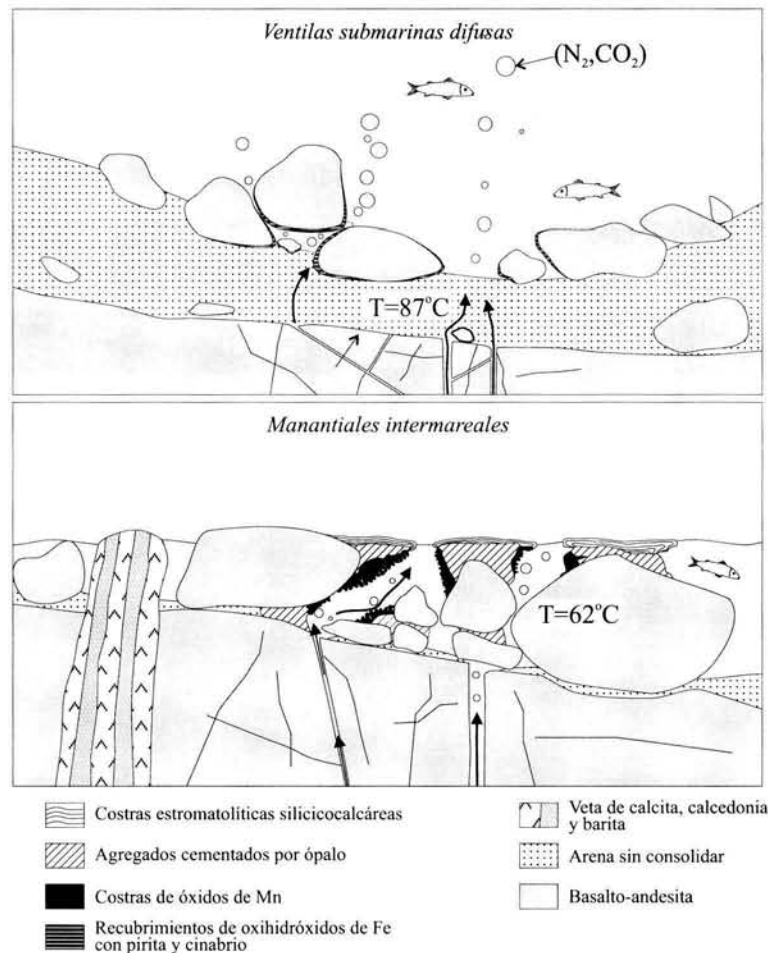


Fig. 3.42. Sección esquemática de las ventilas denotando la distribución de las asociaciones mineralógicas (Canet *et al.*, 2004).

Marco geológico de Bahía Concepción

destaca el depósito de oro de Round Mountain, Nevada (Pirajno, 1992).

Las asociaciones minerales de los sistemas de ventilas tienen una similitud con aquellos sistemas de ventilas hidrotermales de baja y mediana temperatura, por ejemplo la abundancia de barita, de oxihidróxidos de Fe y de óxidos de Mn. Las características geoquímicas y geológicas sugieren una cercanía con los depósitos epitermales de baja sulfuración (Fig. 3.45. Anexo Tabla de Características generales de los yacimientos epitermales): (1) Los precipitados de las ventilas muestran un enriquecimiento de elementos inusuales en los depósitos epitermales (Bornhorst *et al.*, 1995), y (2) presencia de vetas de calcedonia y calcita bandeadas, que se encuentran en los alrededores de los manantiales intermareales, y que pueden ser interpretados como un prematuro estado de actividad costera hidrotermal. Muestran una textura y paragénesis muy cercana a muchas vetas epitermales de baja sulfuración (p.e., Hedenquist *et al.*, 1996).

Por lo tanto, la activa mineralización de Bahía Concepción puede ser considerada un depósito transicional (entre epitermal y ventilas submarinas). Este tipo de yacimientos no son raros y han sido ampliamente descritos en contextos de arco volcánico (Schwarz-Schampera *et al.*, 2000).

El alto contenido de Mn en los precipitados y fluidos de las ventilas actuales coincide con la presencia de varias vetas alojadas por rocas ígneas en los alrededores de Bahía Concepción, en la Península Concepción (El Gavilán, Guadalupe, La Azteca, La Trinidad, Pilares, Las Minutas; Santa Teresa; San Juanico y anomalía Punta Chivato. Anexo Planos Heroica Mulegé, Santa Teresa y Santa Rosa, respectivamente).

Los depósitos de manganeso actuales no son importantes desde el punto de vista económico, pero por sus características, se puede observar científicamente el proceso deposicional de los óxidos de manganeso a partir de fluidos hidrotermales de manantiales calientes, y es ahí donde radica el valor de estos depósitos, por la conceptualización de la génesis del depósito. Los actuales depósitos de manganeso en Bahía Concepción son una herramienta muy útil para la comprensión de procesos mineralizantes de antiguos yacimientos, denotados en la misma área.

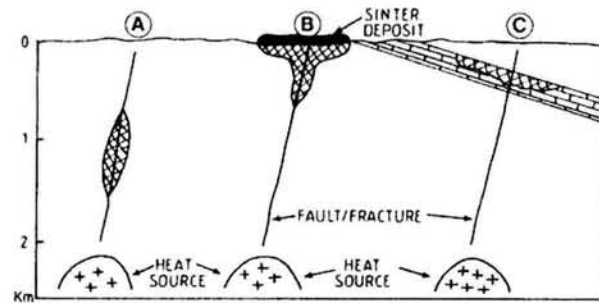


Fig. 3.43. Tipos de depósitos epitermales: A, Vetas abiertas; B, *Hot spring*; y C, diseminado-reemplazamiento (Pirajno, 1992).

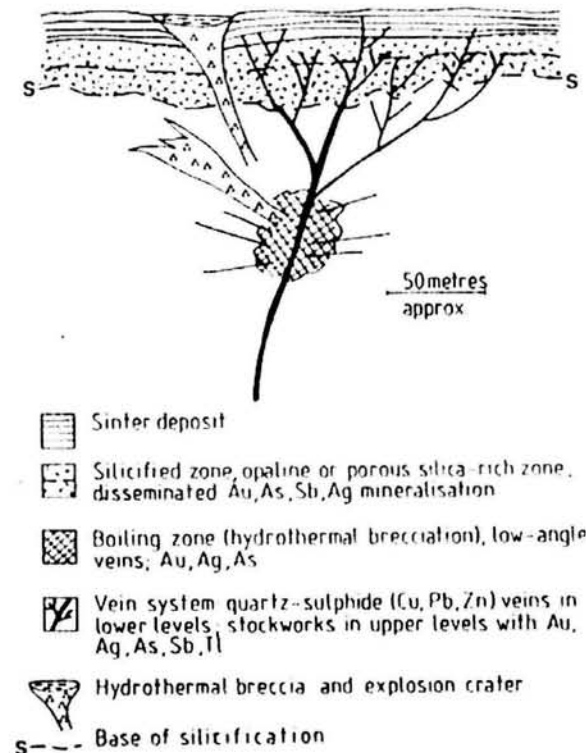


Fig.3.44. Sección esquemática de un depósito epitermal del tipo hot spring (Pirajno, 1992).

Además de las anomalías termales de Ensenada Mapache, en Posada Concepción, al oeste de la bahía, existen varios manantiales y ventilas termales. Este sitio, se ubica al este del fraccionamiento turístico Posada Concepción. Las litologías de la región son principalmente brechas volcánicas andesítico-basálticas, zonas de brecha afectadas por hidrotermalismo

Marco geológico de Bahía Concepción

denotadas por la presencia de ópalo, arcillas (caolinita y esmectita?), óxidos de manganeso y calcita, y diques de composición andesítica porfídica.

Se realizó un caminamiento a la orilla de la paya realizando una descripción geológica a detalle de las estructuras presentes (Anexo Sección Esquemática Posada Concepción).

Otra manifestación termal se localiza en el extremo sur correspondiente al final de Playa Santispac. Allí, se encuentra una ventila hidrotermal en un manglar, con emanaciones de gases y fluidos de manera constante, denotándose por la temperatura y burbujeo en el agua del sitio.

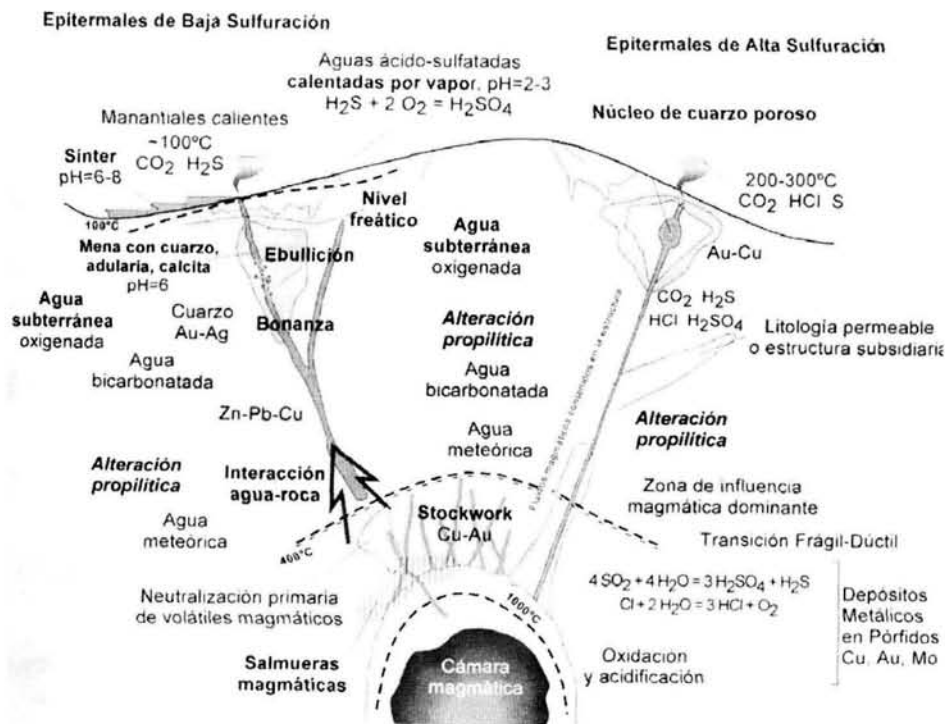


Fig. 3.45. Sección esquemática de los depósitos epitermales de alta y baja sulfuración (Camprubi, 2004).

INTRODUCCIÓN

El área mineralizada de Bahía Concepción se extiende desde Punta Mangles y norte de Loreto, en su extremo sureste, hasta Punta Chivato, Mulegé y Punta Concepción, al nornoroeste, ocupando una extensión aproximada de 2,600 Km², y contiene diversos depósitos de manganeso y varias localidades con posibilidades de yacimientos geotérmicos.

Las localidades mineralizadas de mayor interés se distribuyen sobre todo, en la parte septentrional de la Península de Concepción, destacando por su importancia histórica y económica las minas de El Gavilán.

1. Minas Guadalupe

La región mineralizada de Guadalupe, actualmente conocida por el COREMI como Prospecto Mantitas, se localiza en Punta Guadalupe, a 3 Km al SE del desembarcadero de Guadalupe y a 15 Km hacia el SE del faro de Mulegé. Respecto al yacimiento El Gavilán, se encuentra a poco más de 5.5 Km hacia el SO (Dumble *et al.*, 1910). El grupo de minas de Guadalupe está ubicado en el interior de la Península de Concepción, al oeste de minas Pilares y al sur de El Gavilán. Estas proximidades sugieren que el depósito es una continuación de un mismo sistema de vetas (McQuesten, 1913). El acceso más viable a la zona es por vía marítima desde el Puerto de Mulegé. Otra opción es por un camino de terracería que parte del Km 74.21 de la Carretera Federal. No. 1, tramo Loreto-Mulegé, con un recorrido aproximado de 40 Km hasta llegar al prospecto.

Los rasgos geomorfológicos más comunes del área son los lomeríos largos y suaves con una orientación hacia el norte y ocasionalmente abruptos, debido a un fallamiento de rumbo E-O que crea altos de hasta 100 m de desnivel en los arroyos (Terán-Ortega y Avalos-Zermeño, 1993).

Las estructuras de mayor relevancia en el sector centro fueron explotadas por tres obras mineras de escaso desarrollo: un pozo de 4.8 m de profundidad, un tajo de 20 m de ancho y 3 m de desarrollo, y una cata de 6 m de profundidad (González-Reyna, 1956; Terán-Ortega y Avalos-Zermeño, 1993).

Marco geológico del yacimiento

Los afloramientos, en su mayoría, corresponden a rocas volcánicas del Grupo Comondú, que albergan la mineralización de manganeso. Además, se presentan algunos diques de composición monzonítica, y depósitos sedimentarios, especialmente terrazas aluviales con clastos de manganeso (González-Reyna, 1956). La secuencia estratigráfica se define por las siguientes unidades litológicas:

A) Coladas Andesíticas y dacíticas: Es la unidad más antigua y la integran coladas volcánicas de color gris, con un espesor aproximado de 1 a 3 m y un rumbo que varía de 110° a 70°, con buzamiento hacia el oriente con 8° a 15° y variaciones muy locales hacia el norte, debido a los fallamientos con rumbo E-O que la atraviesan (Terán-Ortega y Avalos-Zermeño, 1993). Estratigráficamente estas rocas corresponden a la Formación Pelones, dentro de las cuales se emplazo la mineralización de importancia económica.

B) Intrusivos Monzoníticos: Esta unidad aflora hacia la parte sureste del área. Presenta una forma de stock alargado con orientación N-S. Su color es blanco y su textura varía de fanerítica a porfirítica con fenocristales de plagioclasa y hornblenda. Presenta una ligera alteración por oxidación y un intenso fracturamiento. Estas rocas están localmente afectadas por una fuerte silicificación. Los intrusivos alojan vetillas de cuarzo y calcita con escasa mineralización de manganeso (Dumble *et al.*, 1910).

C) Andesitas Porfídicas: Esta unidad se encuentra distribuida en toda el área y está emplazada en forma de diques y sills. Estos cuerpos tienen rumbos que varían de 130°-160°O, echados de 20° a 65° al N y presentan una potencia que varía de 2 a 15 m. Por lo general son de color gris e intemperizan a verde claro. Se encuentran formadas principalmente por plagioclasa, hornblenda y clorita. Estos cuerpos fueron emplazados en zonas de debilidad como son fallas, fracturas y zonas de contacto entre coladas. Estos intrusivos son considerados anteriores al evento mineralizante, debido a que presentan vetas y vetillas con calcita negra, cuarzo; y escaso mineral de manganeso (Terán-Ortega y Avalos-Zermeño, 1993).

D) Pórfido Dacítico: Los pórfidos dacíticos se observan sobre la parte central del área mineralizada. Son de color gris oscuro e intemperizan a café rojizo, tienen una textura porfirítica y presentan fenocristales de hornblenda, son

Los depósitos de manganeso de Bahía Concepción

masivos y con ocasionales rasgos de fluidez y cortan a las rocas anteriormente descritas además de interrumpir la continuidad de las estructuras mineralizadas a rumbo y a profundidad. Se presentan en forma de apófisis, por lo que se supone son parte de un stock que aflora en varios sitios en forma de troncos hipabisales (Terán-Ortega y Avalos-Zermeño, 1993).

E) Depósitos de talud: Estos depósitos se localizan hacia el extremo oeste de la zona, cubriendo parcialmente el área de interés y están formados por fragmentos que provienen de la erosión de las rocas preexistentes. Estos depósitos se encuentran poco consolidados y, ocasionalmente, presentan restos de fauna marina mal preservada, lo que indica que en algún tiempo estuvieron bajo el nivel del mar.

F) Aluvión: Los depósitos aluviales se acumulan en los cauces de las barrancas.

El área de Guadalupe está caracterizada por un denso fallamiento normal, en ocasiones con desplazamiento lateral, producto de varios eventos de deformación relacionados con la apertura del Golfo de California. Las fracturas más antiguas alojan las principales estructuras mineralizadas (vetas, brechas y stockworks). Presentan una orientación general de 120° - 75° , con buzamiento de 60° a 85° al oriente (González-Reyna, 1956).

Posterior a este evento existe otro patrón de fracturamiento-fallamiento con rumbo variable entre 155° - 160° , el cual está delineado por los Arroyos Las Mantitas y Minitas de Guadalupe. Estos fallamientos crearon una separación evidente entre bloques mineralizados, la cual facilita la división del yacimiento en tres zonas con características diferentes desde el punto de vista económico: Norte, Centro y Sur (Terán-Ortega y Avalos-Zermeño, 1993).

Características del yacimiento

La mineralización de manganeso localizada en Guadalupe se encuentra emplazada en un lineamiento estructural con rumbo general 110° y buzamiento al oriente. Las estructuras mineralizadas más comunes son: vetas, brechas, cuerpos en stockwork y mineralización incipiente en el contacto entre las coladas de andesitas. El contenido de manganeso varía de acuerdo a la forma de las estructuras, observándose un incremento en los valores de mineral

en las vetas, disminuyendo en los demás cuerpos mineralizados.

Las características mencionadas anteriormente y la gran variación longitudinal respecto al contenido mineralógico (proporción del mineral de mena con respecto al mineral de ganga), así como la abundancia de estructuras, fueron los factores que se consideraron para dividir al área de estudio en 3 sectores: norte, centro y sur (Anexo Plano Guadalupe) (Terán-Ortega y Avalos-Zermeño, 1993).

El sector norte se caracteriza por su escasa mineralización económica, debido al incremento de calcita con respecto a las menas de manganeso. Este sector tiene aproximadamente 775 m de longitud.

El sector centro es el de mayor importancia, ya que ahí se localizan la mayoría de las estructuras con alto contenido de manganeso. Este sector tiene aproximadamente 900 m de longitud.

El sector sur decrece en importancia, ya que las estructuras tienen poca mineralización y escasa magnitud, hasta desaparecer hacia su extremo sur. Este sector tiene 1030 m de longitud.

Las estructuras mineralizadas de Guadalupe se encuentran emplazadas principalmente en forma de vetas, brechas y cuerpos irregulares en zona de contacto entre andesitas y dacitas, así como en stockworks. Todas estas estructuras se emplazaron en una franja en forma de elipsoide, con una orientación de 95° - 110° y 400 m por 3 Km de extensión.

Las estructuras en forma de brecha tuvieron gran importancia económica, debido a sus dimensiones, mineralización y su amplia distribución en los tres sectores. El rumbo de estas estructuras varía de 110° - 70° con echados de 68° a 85° al oriente. La potencia aproximada de estas brechas va de 1.20 hasta 12 m. Las brechas están constituidas por rocas volcánicas de composición dacítica-andesítica de textura aglomerática con clastos angulosos a subredondeados de entre 2 a 90 cm, cementados en ocasiones por menas de manganeso, y cuarzo y calcita (González-Reyna, 1956).

Las estructuras de tipo veta-falla, tienen forma tabular, son muy irregulares y están encajonadas por rocas volcánicas de composición dacítica-andesítica. Estas estructuras están emplazadas en sistemas de fallamientos con rumbo variable de 120° - 50° y echados de 48° a 85° hacia el oriente. También se pueden observar, hacia la parte oeste del sector central, algunas

Los depósitos de manganeso de Bahía Concepción

estructuras similares con rumbo de 165° y con echado al sur. La característica principal de estas últimas estructuras es que presentan poco mineral de manganeso y más mineral de ganga (esencialmente cuarzo y calcita) (Terán-Ortega y Avalos-Zermeño, 1993). Estas estructuras tienen una potencia que varía de 0.5 hasta 3.5 m de espesor (González-Reyna, 1956).

Los stockworks se localizan en todos los sectores, encajonados en andesitas y diques porfídicos, sin embargo, representan muy poca importancia económica.

Mineralogía y alteraciones

Las estructuras en el área de Guadalupe presentan una mineralización de óxidos de manganeso y hierro compuesta esencialmente por pirolusita, psilomelana, hematites y limonita. Esta paragénesis está acompañada por carbonatos de cobre (malaquita y azurita), calcita, cuarzo, barita y feldespatos (González-Reyna, 1956). Las estructuras que contienen la mayor concentración de mineral de manganeso se localizan en el sector central, en el bloque dividido por los Arroyos Minitas de Guadalupe y Mantitas (González-Reyna, 1956). Es muy común observar la mineralización de manganeso en “clavos” bien definidos alternando con los minerales de ganga. Al oriente de la zona mineralizada hay varias estructuras con cuarzo calcita, barita, yeso y anfíboles, con espesores de 0.5 a 2.5 m, las cuales no presentan mineralización de manganeso y son el resultado de un evento posterior al evento de mineralización principal (Terán-Ortega y Avalos-Zermeño, 1993).

Para conocer la mineralogía del yacimiento Terán-Ortega y Avalos-Zermeño (1993) realizaron estudios de difracción de rayos X, mediante los cuales detectaron psilomelana, calcita, cuarzo, hematina y feldespatos y, escasamente, motmorillonita, cristobalita, caolinita, epidota, clorita, pirita y marcasita. Además, realizaron análisis químicos con la finalidad de localizar y/o detectar elementos guías en la exploración de metales preciosos, obteniendo leyes del orden de 0.14 a 1.1 g/Ton de Au y de 0.4 a 6.3 g/Ton de Ag, además de valores bajos de antimonio y arsénico. También detectaron trazas de cobalto y níquel con 10 a 50 g/Ton. Algunos minerales de hierro, manganeso y cuarzo presentan texturas globulares, lo que podría indicar que se formaron en un medio marino (González-Reyna, 1956; Terán-Ortega y Avalos-Zermeño, 1993). Además de la textura

Tabla 4.1. Análisis de muestras de Minas Guadalupe realizado por González-Reyna (1956).

| Muestras | A | B | C | D |
|-------------------|-------|-------|-------|------|
| Mn (%) | 57.42 | 36.33 | 28.45 | 7.21 |
| SiO ₂ | 1.24 | 1.24 | - | - |
| CaCO ₃ | 21.33 | 11.94 | - | - |
| Fe | 2.37 | 1.66 | - | - |

mencionada anteriormente se observaron texturas de crustificación, bandeado simétrico y paredes o bordes de cavidades y drusas. Las alteraciones más desarrolladas son: cloritización y silicificación, en las rocas volcánicas e intrusivas respectivamente, y argilitización, oxidación y silicificación en las estructuras mineralizadas de todo el yacimiento (Terán-Ortega y Avalos-Zermeño, 1993).

Leyes y reservas

En el sector norte los valores de manganeso varían entre 11 y 25.5 % en peso y los de hierro de 1 a 4.62 %. En el sector central, en las estructuras más potentes del yacimiento, se tienen valores de entre de 8.18 y 34.8 % de manganeso y de 1.0 a 5.3 % de hierro. En el sector sur el contenido de manganeso es bajo; los valores de las muestras mineralizadas indican un rango de 0.5 a 21.6 % de manganeso.

Otro análisis de fluorescencia de rayos X fue realizado por González-Reyna (1956) en las muestras de Guadalupe (Tabla 4.1).

En el Prospecto Guadalupe las estructuras mineralizadas se emplazan de forma muy irregular, tanto en longitud, en espesor y en litología, resultando en grandes diferencias en las leyes de manganeso en la misma estructura. Por todo ello es muy difícil dar una ley general media, por lo que en esta área se ha procedido a delimitar tramos de la estructura donde la ley media se encuentra dentro de cierto rango preestablecido en la ley de manganeso. La profundidad máxima tomada por Terán-Ortega y Avalos-Zermeño (1993) para efectuar el cálculo de reservas fue de 10 m. El *peso* específico utilizado es de 3.2 Ton/m³. El cálculo de tonelaje en los tres sectores se basó en la información recabada en campo (Tabla 4.2).

2. Prospecto Las Minitas

Se localiza a medio camino de los prospectos El Gavilán y Guadalupe, sobre el río La Minita, entre Cerro El Nido y Cerro Guadalupe (Anexo: Palo Heroica Mulegé). Las obras mineras consisten básicamente en frentes y trincheras de escaso desarrollo (Romero-Rojas y Terán-Ortega, 1993). Existen algunas obras mineras donde se encontraron contenidos moderados de cobre.

Marco geológico del yacimiento

Las rocas predominantes en el Prospecto Las Minitas son coladas de composición andesítica-basáltica y, en menor medida, brechas volcánicas andesíticas de la Formación Pelones. En esta localidad se ubican varias estructuras mineralizadas en forma irregular y de escaso espesor variando estas de 0.05 a 0.20 m con rumbo N-S e inclinación vertical (Romero-Rojas y Terán-Ortega, 1993).

Características del yacimiento

Las estructuras mineralizadas son vetas y brechas de escaso espesor (5-20 cm) de rumbo prácticamente N-S e inclinación vertical, cuya longitud no sobrepasa los 50 m (González-Reyna, 1956).

Mineralogía y alteraciones

La mineralización es escasa y la constituyen cuarzo y calcita brechados, con presencia de limonita, malaquita y pirolusita (Bustamante-García, 1999).

3 Minas Pilares

Se localiza a 600 m al NE de El Gavilán, al NE de Punta Amolares, a unos 5 Km. de Punta Pilares (Anexo: Plano Heroica Mulegé).

Tabla 4.2. Ley media de Mina Guadalupe (Terán-Ortega y Avalos-Zermeño, 1993).

| Sector Sur | | | | | |
|----------------|-----------------|--------------|--------------|-----------------|-----------|
| Bloque | Profundidad (m) | Longitud (m) | Espesor (m)* | Volumen | Ley media |
| Todo el sector | 15.0 | 125.0 | 4.7 | 8812.5 | 11.91 |
| Total | | | | 8812.5 | |
| Sector Centro | | | | | |
| 1 | 15.0 | 130.0 | 2.5 | 4875.0 | 19.45 |
| 2 | 15.0 | 640.0 | 11.0 | 105600.0 | 15.42 |
| 3 | 15.0 | 435.0 | 1.00 | 6525.0 | 12.97 |
| 4 | 15.0 | 610.0 | 1.0 | 9150.0 | 14.83 |
| 5 | 15.0 | 360.0 | 1.7 | 9180.0 | 16.46 |
| 6 | 15.0 | 140.0 | 6.5 | 13650.0 | 19.8 |
| 7 | 15.0 | 160.0 | 2.5 | 6000.0 | 15.10 |
| Total | | | | 154980.0 | |
| Sector Norte | | | | | |
| Todo el sector | 15.0 | 200.0 | 2.3 | 6900.0 | 12.06 |
| Total | | | | 6900.0 | |

*Estructuras dentro del bloque

Marco geológico del yacimiento

En esta anomalía se tienen cinco localidades con interés económico, las cuales han sido explotadas en poca proporción. Las obras de minado principal fueron a tajo abierto y en tiro inclinado de 6 m de profundidad en la unidad de arenisca tobácea.

Las rocas que se encuentran dentro de esta localidad corresponden a brechas de composición andesítica, intercalaciones de derrames basálticos-andesíticos y tobas de composición andesítica y en menor medida riolítica (Terán-Ortega y Avalos-Zermeño, 1993). En la zona mineralizada existen varios aparatos volcánicos con cierta orientación estructural, causantes de la gran cantidad de derrames de lava. Las lavas basálticas-andesíticas presentan color gris claro y se encuentran en forma de capas con espesores de 1 a 3 m y con echados de 2 a 3° buzando al oriente (Romero-Rojas y Terán-Ortega, 1993). Las rocas volcanosedimentarias están compuestas por intercalaciones de arenisca tobácea y horizontes de ceniza volcánica así como aglomerados con cementante silíceo. Dentro de esta unidad hay varios indicios de mineralización de manganeso asociado a microfracturas, fracturas y zonas de falla.

Cubriendo discordantemente a la unidad anterior se tienen derrames de lavas almohadilladas de composición basálticas-andesíticas de la Formación Pilares.

Además afloran rocas sedimentarias marinas del Terciario Superior, constituidas en su base por un horizonte de conglomerados de 4 a 6 m, que marca la discordancia con las rocas volcánicas de la Formación Pilares. Sobreyaciendo a esta unidad conglomerática hay una secuencia de areniscas y limonitas fosilíferas con rumbos que varían de N82°-85°E y echados de 6° a 10° buzando al NO. En la cima de esta unidad sedimentaria hay un horizonte de lumaquelas de 2 a 5 m. Esta formación sedimentaria se correlaciona con la Formación Infierno (Romero-Rojas y Terán-Ortega, 1993).

En el área mineralizada hay fallas regionales del tipo normal y de desplazamiento lateral relacionadas con las que definieron la morfología actual de la Península.

Características del yacimiento

Las estructuras mineralizadas irregulares presentan una orientación con NO10°, echado 80°NE y espesores entre 0.30-1.00m.

La principal estructura mineralizada con manganeso es una veta, sin embargo, también hay stockworks y algunas brechas mineralizadas. La veta principal tiene 200 m de longitud, rumbo N10°O y echados de 80° buzando al NE. Su espesor varía de 0.30 m a 1 m. La roca encajonante principal es una unidad de areniscas tobáceas y, en menor medida, una brecha volcánica de la Formación Pilares. Se emplazan dentro de un control estructural de rumbo N65°-70°O y echados de 67 a 72° buzando al NE en espesores variables siendo estos de 2 m a 20 m, estos intrusivos se manifiestan en la superficie en forma de diques y como apófisis o stockworks.

Mineralogía y alteraciones

La mineralización se distribuye en forma errática y consta de cuarzo brechado con presencia de óxidos de cobre, hierro y manganeso, así como azurita y crisocola (Romero-Rojas y Terán-Ortega, 1993).

Leyes

Romero-Rojas y Terán-Ortega (1993) analizaron valores de 3.81 a 7.8 % en peso de manganeso, además de contenidos muy bajos de cobre.

4 Minas La Trinidad

Se ubica a 8 Km en línea recta al SE de El Gavilán, en las cercanías del río La Trinidad, cerca de la costa del Mar de Cortés (Anexo: Plano Heroica Mulegé).

Esta localidad presenta dos obras mineras importantes, una de ellas se trabajó a cielo abierto y la otra es por medio de un pozo irregular con 5 m de profundidad.

Marco geológico del yacimiento

El depósito de La Trinidad está encajonado en un conglomerado volcánico tobáceo. Además, el

Los depósitos de manganeso de Bahía Concepción

manganeso también se encuentra en basaltos y traquitas (Wallace, 1908) de la Formación Minitas. En los alrededores se encuentran areniscas y conglomerados con cementante calcáreo. Hay fracturas y fallas con orientación al NO e inclinaciones al NE, afectando a los conglomerados, basaltos y andesitas, que encajonan las vetas de óxidos de manganeso y hierro.

Características del yacimiento

El depósito consiste en vetas de óxidos de manganeso y hierro encajonados en conglomerados tobáceos en su mayor parte, en basaltos y andesitas de manera errática. La veta principal presenta un rumbo de NO25°, con echados de 78°-82° al NE (González-Reyna, 1956). La potencia de las vetas alcanza 2.2 m (Wallace, 1908).

Mineralogía y alteraciones

La mineralización dentro de esta estructura consiste en cuarzo y calcita con limonita, pirolusita y psilomelana (Wallace, 1908; Romero-Rojas y Terán-Ortega, 1993).

Leyes

El muestreo desarrollado por Romero-Rojas y Terán-Ortega (1993) en esta estructura dio resultados hasta 9.9 % en peso de manganeso.

5 Minas Santa Teresa

Se sitúa en Punta Santa Teresa, sobre el arroyo San Linito. Con tres localidades con mineralización de manganeso (Anexo: Plano Santa Teresa). Las obras mineras son varios tajos a cielo abierto y pequeñas trincheras (Romero-Rojas y Terán-Ortega, 1993).

Marco geológico del yacimiento

En el área hay afloramientos de rocas ígneas intrusivas de composición granítica de edad Cretácica, rocas volcánicas del Grupo Comondú y, en algunos sitios, sedimentos marinos de la Formación Infierno (Plioceno).

Al poniente de esta anomalía se ubica el afloramiento del granitoide en la localidad conocida como Cañada Colorada (Romero-Rojas y Terán-Ortega, 1993). El contacto discordante sobre estas rocas graníticas hay rocas vulcanosedimentarias de la Formación El Salto. La siguiente unidad la componen una serie de rocas volcánicas de la Formación Pilares. Coronando la secuencia se encuentran rocas sedimentarias de la Formación Infierno (Romero-Rojas y Terán-Ortega, 1993).

Las fracturas y fallas de interés económico por albergar a la mineralización tienen una orientación general de rumbo NE e inclinaciones al NO.

Características del yacimiento

Los depósitos de Santa Teresa consisten de una serie de vetas, vetillas y escasamente brechas mineralizadas de óxidos de manganeso y hierro alojadas en rocas volcánicas de la Formación Pilares. La veta más importante de La Trinidad tiene rumbo de NE20° con echado de 70° al NO. Su longitud es de 2.5 km con espesores de entre 3 y 7 m.

Mineralogía y alteraciones

Los minerales presentes en La Trinidad son: pirolusita, psilomelana y limonita. Las rocas volcánicas que encajonan a las vetas presentan tonalidades rojizas, amarillas y beige producto de la alteración hidrotermal (Terán-Ortega y Avalos-Zermeño, 1993).

Leyes

Las muestras analizadas en la veta principal alcanzan hasta un 2.3 % en peso de Mn (Romero-Rojas y Terán-Ortega, 1993).

6 Minas San Juanico

Se localiza al poniente de la Bahía de San Juanico. Existen dos estructuras mineralizadas principales, asociadas a zonas de falla y fracturas (Anexo: Plano Santa Rosa). Las obras de minado fueron en tajo a cielo abierto. Además hay trincheras de 1 m de profundidad sobre las vetas.

Los depósitos de manganeso de Bahía Concepción

Marco geológico del yacimiento

Las unidades litológicas presentes son rocas volcánicas del Grupo Comondú con diques y stocks de composición intermedia a ácida, y rocas sedimentarias de origen marino. En el área aflora una secuencia de rocas volcánicas de composición andesítica, con intercalaciones de ignimbritas, areniscas tobáceas de composición dacítica y riolítica, horizontes de brecha volcánica, y rocas lávicas y piroclásticas de la Formación San Nicolás. La parte superior de esta secuencia está coronada por basaltos de olivino del Cuaternario.

La orientación de las fracturas y fallas de la zona presentan un rumbo con tendencia al NO y echados al NE. Esta orientación es la que presentan las vetas de mayor interés económico.

Características del yacimiento

El depósito consiste de vetas y, en menor cantidad, brechas de óxidos de manganeso y hierro, encajonados en las ocas volcánicas y volcanoclásticas de la Formación San Nicolás y en las calizas fosilíferas de la Formación Infierno (Romero-Rojas y Terán-Ortega, 1993).

En la anomalía de San Juanico hay dos localidades con mineralización de manganeso. La primera de estas estructuras presenta un rumbo de N10°-30°O y echados de 75° a 78° buzando al NE. Cuenta con una longitud de 500 m y con espesores variables de 0.30 a 1.00 m (González-Reyna, 1956). La segunda estructura es la veta San Juanito, cuyo rumbo es NO10°-30°, con buzamiento indefinido. Su longitud es de 500 a 600 m y su espesor de entre 0.3 a 3m (González-Reyna, 1956; Romero-Rojas y Terán-Ortega, 1993).

Mineralogía y alteraciones

La mineralización se presenta en agregados y vetillas de hematites, pirolusita y psilomelana, acompañadas de cuarzo y limonita. Al contacto con la roca encajonante, se presenta una marcada silicificación, similar a lo que ocurrió en el SE de Bahía Concepción (Miembro El Mono y Miembro Cayuquitos).

Leyes

Entre 24.41 y 34.02 % en peso de Mn (Romero-Rojas y Terán-Ortega, 1993).

7 Minas La Azteca

Se localiza en Arroyo Hondo, a unos 2.5 Km de la Bahía de Santa Inés, en el Cerro de La Azteca (Anexo: Plano La Azteca). En el extremo norte de esta anomalía se localizan las obras mineras conocidas como La Azteca y El Silencio.

Marco geológico del yacimiento

El paquete volcánico aflorante está constituido por coladas de andesita y tobas. Además, hay intrusivos de composición dacítica, con rumbos NO-SE e inclinaciones subverticales. En las partes de mayor elevación se tiene la presencia en derrames de basalto de olivino y brechas basálticas. Abajo de esta unidad y sobre el extremo oriente de esta anomalía se encuentra un conglomerado, masivo, deleznable y de color café. Estas unidades presentan fracturas y fallas rellenadas por yeso. En las partes de menor elevación y en las inmediaciones del litoral hay depósitos sedimentarios del Cuaternario.

Las fracturas y fallas que albergan a las vetas principales del yacimiento tienen una orientación general de rumbo NO e inclinaciones al NE.

Características del yacimiento

Las vetas tienen una disposición de rumbo NO66° y echado de 61° al NE (González-Reyna, 1956) y N20°O y echados de 80° con buzamiento al NE (Romero-Rojas y Terán-Ortega, 1993).

La veta principal tiene 0.9 m de anchura y una longitud de 400 m (Bustamante-García, 1999). El yacimiento tiene una estructura marcadamente bandeada.

Mineralogía y alteraciones

Los principales minerales en abundancia son: pirolusita, psilomelana, manganita, rodocrosita,

Los depósitos de manganeso de Bahía Concepción

bustamita, rodonita, calcita, yeso, cuarzo y, más escasas, epidota, malaquita y azurita.

Leyes

Varían de 19.21 hasta 42.50 % en peso de Mn (González-Reyna, 1956). El muestreo desarrollado por el COREMI denota contenidos de Mn en un rango de 5.07 a 29.8 % (Romero-Rojas y Terán-Ortega, 1993).

7 Anomalía Rosarito

Anomalía ubicada al poniente de Bahía Concepción, al sur del pueblo de Mulegé.

Esta anomalía se relaciona con rocas ígneas intrusivas y extrusivas de edad Miocénica que corresponden al Grupo Comondú (Romero-Rojas y Terán-Ortega, 1993). Las rocas que más abundantes corresponden a derrames de composición andesítica. Esta secuencia volcánica se encuentra cubierta por horizontes irregulares de brecha volcánica con espesores que varían de 1 a 6 m. Algunos diques porfídicos cortan estas unidades. Esta secuencia aflora en el corte de los arroyos de Cadeje y Armenta, donde se denota una alteración hidrotermal. Sus

características son muy similares a las observadas frente a Isla Requesón en la proximidad de esta anomalía (Anexo: Plano El Coyote).

En la anomalía Rosarito hay mineralizaciones escasas, en particular en los alrededores de los intrusivos, con oro y plata.

8 Anomalía Punta Chivato

La anomalía Punta Chivato se localiza al norte de Mulegé. El acceso a este prospecto es en el tramo Mulegé-Santa Rosalía en el Km 155 de la Carretera Transpeninsular, entronque con un camino de terracería en un recorrido de 15 Km que termina hasta dicha área. En el área afloran rocas volcánicas de composición basáltica. La anomalía Punta Chivato presenta pequeñas cantidades de óxidos de manganeso dispuestos en vetillas encajonadas por las unidades volcánicas. Debido a su poca potencia dicha anomalía no representa interés económico. El aspecto importante de esta anomalía es la presencia de depósitos de yeso en las formaciones sedimentarias, similares a las encontradas en Santa Rosalía e Isla San Marcos. Las capas yesíferas alcanzan 6 m de espesor en las secuencias sedimentarias más superficiales.

Los depósitos de manganeso de Bahía Concepción

ESTRUCTURA DEL DEPÓSITO DE LA MINA EL GAVILÁN

El principal depósito de manganeso por sus dimensiones y por sus antecedentes históricos y económicos, se encuentra al norte de Península de Concepción, entre Punta Gato y Punta Gavilán. Las minas El Gavilán se encuentran en la parte NO del Cerro EL Gavilán y al SO del Arroyo Los Gavilanes. El acceso más viable a estas minas es por vía marítima desde el puerto de Mulegé.

Para caracterizar los depósitos del área mineralizada de Bahía Concepción se ha elegido a El Gavilán como yacimiento representativo de la región por sus características geológicas, mineralógicas, económicas (55.81 a 7 % en peso de Mn) e históricas. Es en El Gavilán donde los minerales manganésíferos pueden apreciarse con mayor abundancia, en todas las estructuras mineralizadas (vetas, stockwork y brechas) y donde su origen puede ser entendido mejor.

El análisis del yacimiento se llevó a cabo con la información y muestreo recopilados en campo de la parte

NO del Cerro El Gavilán hasta Punta Pilares. El área mineralizada tiene unas dimensiones aproximadas de 1500 m de longitud por unos 90 m de altura (Wallace, 1908). Las rocas que albergan a la mineralización son en general andesíticas-basálticas de la Formación Pilares. En Punta Pilares también se encuentran algunas vetillas de óxidos de manganeso, pero las rocas volcánicas en este sitio denotan una anomalía de cobre, por la presencia de malaquita y crisocola dispuesta en costras y vacuolas.

En el abanico aluvial del Arroyo Verde y en la playa circundante (coordenadas 2973257N, 0420952E, Fig. 4.1), al NO del Cerro EL Gavilán, hay gran cantidad de clastos de óxidos de manganeso y de dolomita, formando una mineralización removilizada. A principios del siglo pasado una parte importante de la explotación la constituyó la recolección de material detrítico mineralizado del lecho del Arroyo Verde y de la playa (Dumble *et al.*, 1910). En la playa se muestreo Gav-1.Playa, y en el abanico Gav-Rod.Playa y Gav-XRD-1 (Anexo: Análisis Mineralógico).



Fig. 4.1. Antiguas obras mineras en el NO del Cerro El Gavilán (Mina Cata Verde), en la desembocadura del Arroyo Verde.

Los depósitos de manganeso de Bahía Concepción

El depósito se desarrolla en tres tipos de estructuras mineralizadas *in situ*: a) Stockwork, b) brechas y c) vetas:

a. Stockwork

Cerca de la playa hay un stockwork mineralizado con óxidos de manganeso, encajonado en andesita porfídica, de color rojo debido a oxidación como alteración de la roca (Fig. 4.2). Esta estructura presenta un enrejado de vetillas con espesores entre 1 y 12 cm, conteniendo pirolusita y otras fases minerales de óxidos de manganeso.

Se tomaron datos estructurales de vetillas, agrupándose en dos sistemas (con rumbo SE-NO e inclinaciones subverticales y las de rumbo NE-SO y echados casi verticales): 20°/90°, 10°/40°E, 14°/78°E, 30°/50°E, 15°/55°E, 16°/80°E, 44°/78°E, 30°/55°S, 25°/54°SO y 30°/56°SO, 350°/70°E, 360°/60°E, 360°/90°, 330°/60°O, 228°/59°O y 230°/62°O.

En este lugar se tomaron las muestras Gav-1A, Gav-1A-Geoquímica (Anexo: Análisis Mineralógico).

b. Brechas mineralizadas

En las coordenadas 297 3240N y 20941E a 22 m.s.n.m hay una estructura mineralizada brechoide, ubicada a 15 m sobre el stockwork mencionado anteriormente. La brecha mineralizada la componen pirolusita y otras fases de óxidos de manganeso, dolomita y arcillas producto de la alteración hidrotermal. El óxido de manganeso se encuentra dispuesto en forma irregular en la brecha y en algunos puntos en forma de láminas independientes entre sí. La dolomita presenta una peculiar coloración rosa-amarillo (Fig. 4.3).

Los fragmentos pétreos de la brecha son de composición basáltica, de color rojo y están muy alterados. Su tamaño promedio es de 10 cm, son subangulosos, y se observa un reemplazamiento de sus fenocristales por calcita. De esta parte de la brecha se tomaron muestras para análisis petrográfico y geoquímico: Gav-2A y Gav-2B.

La roca que sobreyace a la brecha mineralizada es una colada andesítica de textura traquítica con bajo grado de oxidación, con escasas fracturas y dispuestas estructuralmente con 314°/35°E. Esta roca fue

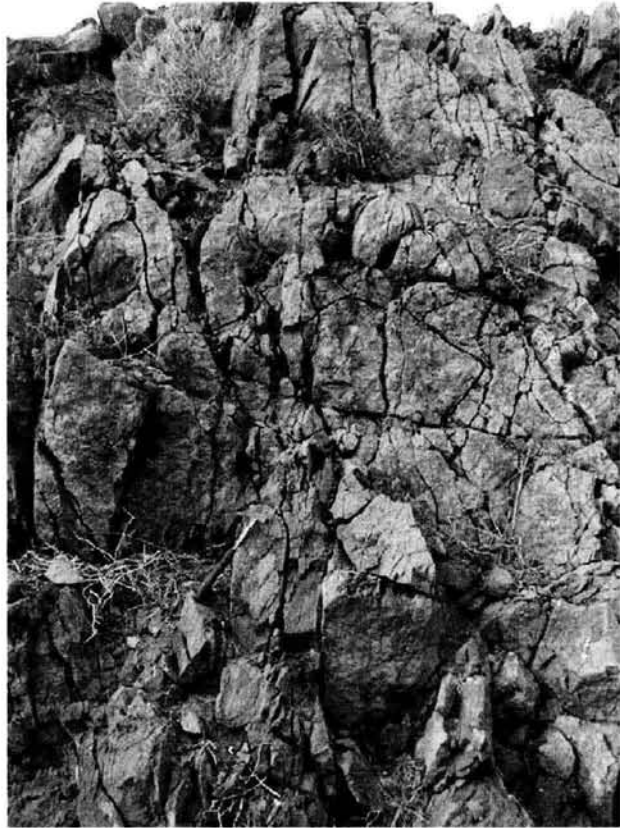


Fig. 4.2. Estructura mineralizada del tipo stockwork de óxidos de manganeso, en el costado NO del Cerro El Gavilán.



Fig. 4.3. Brecha mineralizada de óxidos de manganeso, dolomita color rosa-amarillo y minerales arcillosos en una brecha volcánica basáltica.

Los depósitos de manganeso de Bahía Concepción

muestreada como Gav-2C, para análisis petrográfico y geoquímico (Anexo: Análisis Petroológico).

c. Mineralización en vetas

En la cima del Cerro El Gavilán, en las coordenadas 2973075N, 0421029E a una altitud de 33 m.s.n.m., hay otra estructura mineralizada, consistente en una serie de vetas agrupadas en tres clases: a) de óxidos de manganeso masivos, en ocasiones laminados, b) de dolomita y cuarzo, masivas y bandeadas, y c) de dolomita, cuarzo y óxidos de manganeso.

El primer tipo de veta está representado por un filón en cuya base tiene un espesor de 22 cm y una disposición estructural de 140°/15°N, se adelgaza a 6 cm hacia la parte central, donde se bifurca en una vetilla de espesor de 5 cm con orientación de 350°/35W y otra que a su vez se bifurca en dos estructuras: una veta

de 17 cm de espesor y una brecha de 0.5 m, que llegan hasta la parte superior del cerro. De este filón representativo del mineral de mena se tomó la muestra Gav-3A.

Como encajonante del filón de manganeso hay andesitas porfídicas de color verde claro al intemperismo y gris claro al fresco, de las cuales se tomó muestra para su análisis petrográfico y geoquímico: Gav-3C.

Unos metros por debajo de esta estructura se encuentran los otros tipos de vetas, varios filones de dolomita-sílice y dolomita, sílice y óxidos de manganeso, de color amarillo masiva y en algunas partes laminada con óxidos de manganeso diseminados y laminados (Fig. 4.4). Los espesores promedio de estas vetas son de entre 5 y 15 cm. Los óxidos de manganeso también se disponen en geodas, y desarrollan hábitos botroidales y dendritas. En las vetas con predominio de calcita se



Fig. 4.4. A la izquierda una vetas de dolomita y cuarzo, a la derecha un fragmento de veta de dolomita y cuarzo, con óxidos de manganeso muy escasos, diseminados y en láminas concéntricas.

Los depósitos de manganeso de Bahía Concepción

obtuvieron los siguientes datos estructurales: $10^{\circ}/80^{\circ}\text{E}$, $20^{\circ}/78^{\circ}\text{E}$, $134^{\circ}/60^{\circ}\text{S}$, $116^{\circ}/50^{\circ}\text{N}$, $126^{\circ}/70^{\circ}\text{N}$, $120^{\circ}/70^{\circ}\text{S}$ y $125^{\circ}/85^{\circ}\text{S}$. En el caso de las vetas óxidos de manganeso alojados en calcita se midieron: $133^{\circ}/60^{\circ}\text{SO}$, $133^{\circ}/45^{\circ}\text{SO}$, $165^{\circ}/70^{\circ}\text{NE}$ y $170^{\circ}/68^{\circ}\text{NE}$, y en las vetas óxidos de manganeso masivos: $124^{\circ}/73^{\circ}\text{N}$, $145^{\circ}/73^{\circ}\text{N}$, $145^{\circ}/80^{\circ}\text{N}$, $134^{\circ}/85^{\circ}\text{N}$ y $157^{\circ}/85^{\circ}\text{N}$. Este punto está representado por las muestras: Gav-3B, Gav-3D, Gav-3E, Gav-PA y Gav-PA-Tony (Anexo: Análisis Mineralógico).

Al costado E del Cerro El Gavilán, en las coordenadas: 2973000N, 0421083E, a una altitud de 28 m.s.n.m, aflora un filón de gran dimensión con terminación en brecha mineralizada, que se ensancha de la base al techo de la estructura y lo rodean vetillas con semejante orientación pero de menores dimensiones. La roca encajonante es andesita porfídica alterada por oxidación. Las dimensiones del filón son: en la base 0.78 m, en la parte media 1.38 m y en la parte más alta 2.2 m. Está relleno de mineral bandeado, botroidal y masivo de óxidos de manganeso. El filón presenta una disposición de $150^{\circ}/70^{\circ}\text{O}$. En la parte superior se denota una tendencia a formar una brecha en la estructura, las vetas que circundan el filón de gran tamaño van de 5 a 15 cm y están compuestas por minerales similares al filón (Fig. 4.5). Además, en algunas oquedades de las hay cristales de color blanco e idiomórficos de dolomita. En este sitio se tomaron las siguientes muestras: Gav-4 y Gav-4A (Anexo: Análisis Mineralógico).

Hacia el norte y oeste de Punta Gato la mineralización de manganeso se torna errática, mientras que la presencia de cobre aumenta, ya que en la zona se pueden encontrar minerales de alteración como malaquita



Fig. 4.5. Filón de óxidos de manganeso con terminación en brecha en el lado este del Cerro El Gavilán.

y crisocola. Al otro extremo en Punta Gavilanes aumenta la mineralización de óxidos de manganeso y los minerales de cobre desaparecen.

En el punto de coordenadas 2973889N, 0420608E, a una altitud de 32 m.s.n.m., en la proximidad de Punta Pilares, hay algunas vetillas dispersas de pirolusita de potencias mínimas (1-3 cm). Lo destacable del sitio es la presencia de anomalías de cobre, en costras, vetillas y vacuolas de colores verde y verde turquesa. Los minerales de cobre fueron identificados en campo como malaquita y crisocola, además se tiene también calcita blanca y yeso acompañando a los minerales de cobre. Esta anomalía se presenta en forma de escurrimiento discontinuo en la ladera de un peñasco, los minerales se observan mejor en rodados al pie del cerro. En este lugar fue tomada la muestra Gav-Pil (Anexo: Análisis Mineralógico).

MINERALOGÍA Y TEXTURAS DEL DEPÓSITO DE EL GAVILÁN

A continuación se describen detalladamente las fases minerales y las texturas de las estructuras mineralizadas del depósito de manganeso de El Gavilán:

Stockwork

Consiste en un entramado muy denso de vetillas de poco espesor, encajonado en andesitas muy fracturadas. Las fases mayoritarias que rellenan las vetillas son pirolusita y dolomita. Estos dos minerales fueron identificados por medio del microscopio óptico y electrónico. Además, y como fases posteriores, se presentan dos óxidos de manganeso relleno de oquedades (Fig. 4.6, 4.7 y 4.8). Ambas fases tienen mayor reflectividad que la pirolusita y su análisis cualitativo (EDS) muestra un elevado contenido en Pb para una de ellas y en Ba para la otra (Fig. 4.9). Sus propiedades ópticas y su composición química sugieren que se trata de coronadita $Pb(Mn^{4+}, Mn^{2+})_8O_{16}$ y holandita $Ba(Mn^{4+}, Mn^{2+})_8O_{16}$ respectivamente. La coronadita es más abundante que la holandita.

Los óxidos de manganeso desarrollan texturas bandeadas y coloformes, y agregados esferulíticos, siendo estos últimos característicos de la coronadita.

A partir de las observaciones realizadas con el microscopio petrográfico y electrónico se deduce una sucesión pasiva de 1) pirolusita y dolomita seguidas de 2) romanechita y coronadita.

Brechas mineralizadas

Las brechas mineralizadas presentan poca pirolusita en comparación con el stockwork. La fase principal de manganeso es un óxido de Mn rico en Pb (coronadita?) presente en texturas gráficas y bandeadas y en diseminaciones (Fig. 4.10A y 10B). La fase rica en Ba (romanechita) es ausente, y el mineral más abundante es la dolomita.

Los clastos y la roca encajonante presentan una intensa alteración a una mezcla de óxidos de Fe y Mn y a arcillas. La coronadita desarrolla texturas gráficas y bandeadas. Además se observa claramente una sucesión pasiva, de modo que la coronadita es más tardía que la dolomita y la pirolusita.

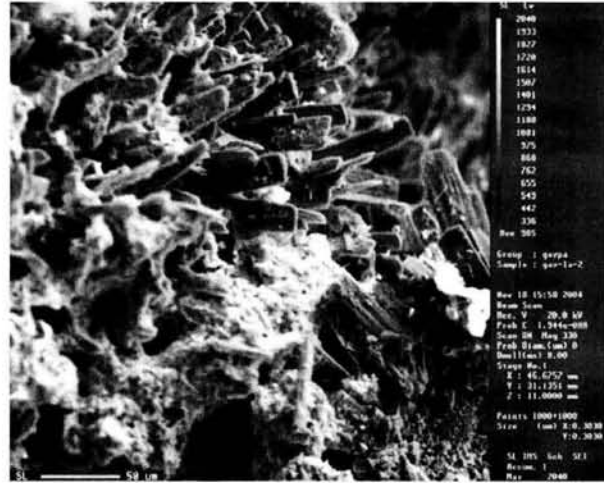


Fig. 4.6. Agregados botroidales de cristales de pirolusita (Gav-1A). Imagen de SEM-SE.

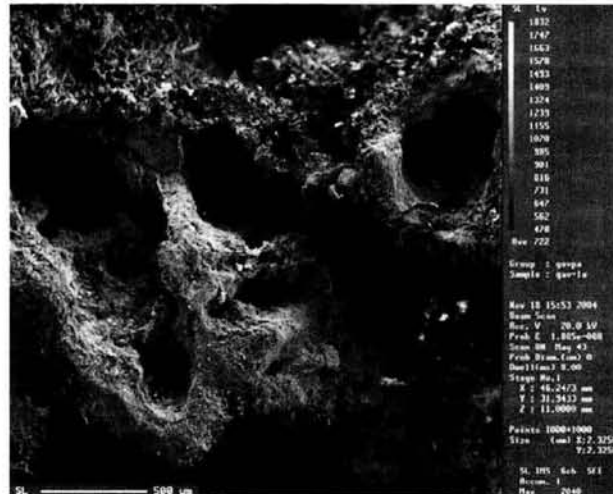


Fig. 4.7. Estructuras tubulares en pirolusita, posiblemente de origen biológico (Gav-1A.). Imagen de SEM-SE.

Mineralización en vetas

En el depósito de El Gavilán se han reconocido tres tipos de vetas bien diferenciadas: a) Vetas de óxidos de Mn masivos (Fig. 4.11), b) vetas rellenas mayoritariamente por dolomita y cuarzo (Fig. 4.12), y c) vetas que presentan simultáneamente y en cantidades comparables dolomita, cuarzo, y óxidos de manganeso (Fig. 4.13).

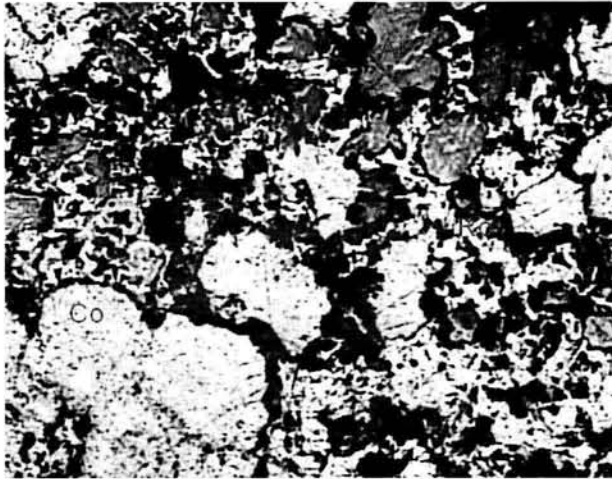


Fig. 4.8. Textura coliforme de la coronadita (Co). Ro, Romanechita; Ar, Minerales arcillosos (Gav-1A). Amplitud del campo 2500 µm.

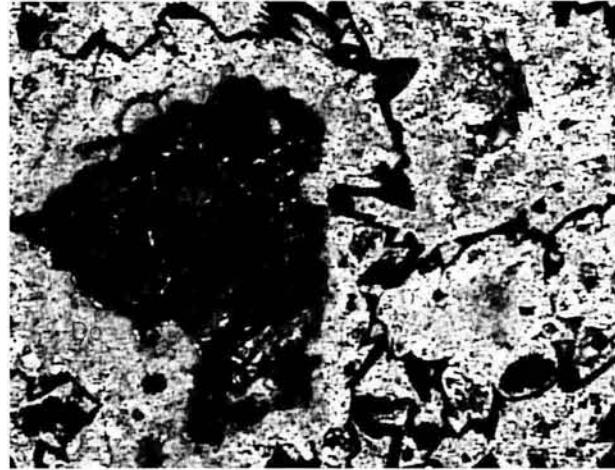


Fig. 4.10. Texturas gráficas entre coronadita (Co) y dolomita (Do) (Gav-2A). Luz transmitida, con analizador. Amplitud del campo 2500 µm.

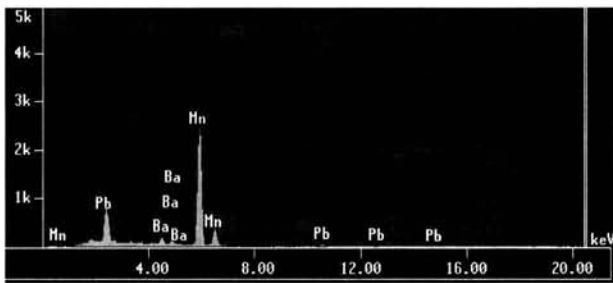


Fig. 4.9. Espectro de EDS de un óxido de manganeso con alto contenido de Pb y poco Ba, probablemente coronadita (Co).

Las vetas de óxidos de Mn masivos se componen mayoritariamente de pirolusita y la coronadita en forma de agregados coliformes y botroidales (Fig. 4.14). Las vetas de dolomita y cuarzo desarrollan texturas granulares, y las vetas de dolomita, cuarzo y óxidos de manganeso forman texturas bandeadas e inequigranular. En estas últimas vetas la calcita está presente en cantidades subordinadas, asociada a limonita, como fase tardía de alteración supergénica.

Como se ha comentado anteriormente, algunos filones y vetas son claramente la continuación superior de brechas mineralizadas. Estos filones contienen pirolusita (Fig. 4.15) como fase mineral más abundante, asociada a dolomita y a coronadita y romanechita tardías. Estas dos últimas fases se disponen como relleno de fracturas que cortan la pirolusita (Fig. 4.16). La textura

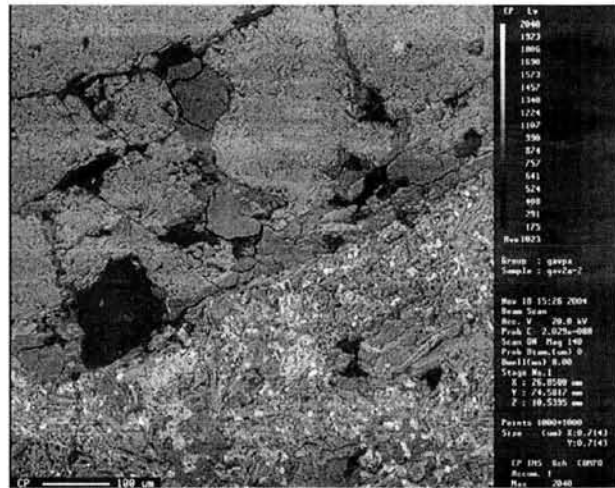


Fig. 4.10B. Mineralización en brechas (Gav-2A). En la esquina derecha de la figura se denota la alteración de la roca encajonante. Imagen SEM-BSE.

macroscópica de estas vetas es inequigranular y bandeada.

Depósitos removilizados

Los clastos mineralizados de los depósitos detríticos cuaternarios (abanico aluvial de Arroyo Verde y la playa) muestran una mineralogía y unas texturas similares a las observadas en la mineralización *in situ* (Fig. 4.17).

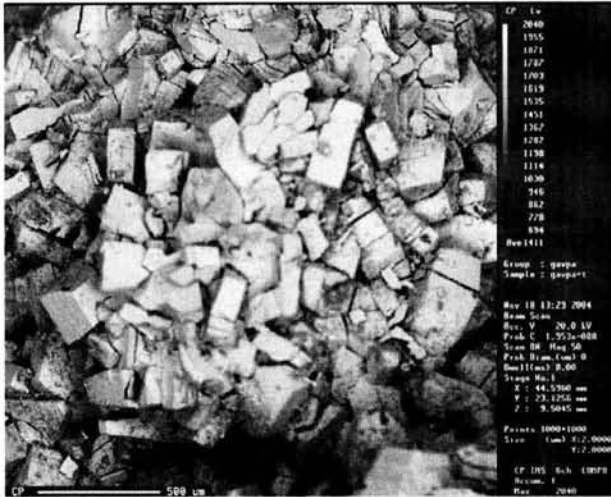


Fig. 4.11. Cristales idiomórficos de pirolusita (Gav-3). Imagen de SEM-SE.

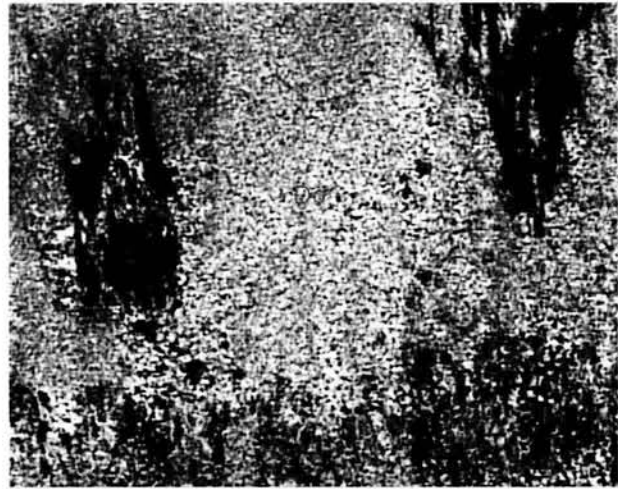


Fig. 4.13. Muestra de veta mixta (Gav-3DB). Li, limonita; Do, dolomita; Pi, pirolusita. Amplitud del campo 2500 μm.

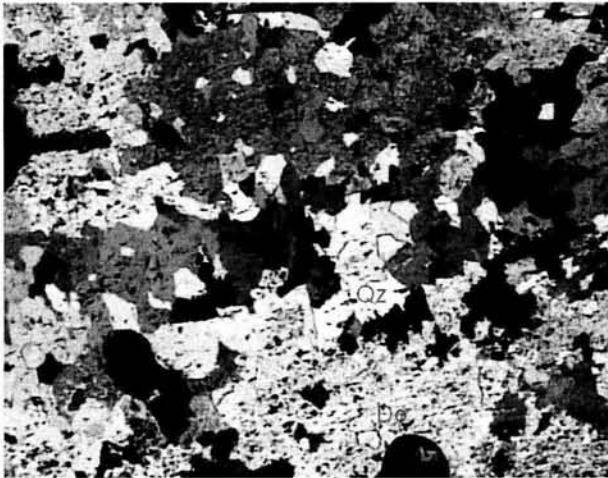


Fig. 4.12. Textura granular en una veta de dolomita (Do) y cuarzo (Qz) (Gav-PA). Luz transmitida, con analizador. Amplitud del campo 2500 μm.



Fig. 4.14. Textura colorforme-esferoidal de la coronadita (Co) (Briqueta Gav-3E). Luz reflejada, sin analizador. Amplitud del campo 2500 μm.

Secuencia paragenética

De acuerdo con la información obtenida a través de las observaciones de campo y las de microscopia de las asociaciones minerales de los cuerpos mineralizados de El Gavilán (stockwork, brecha y vetas), se ha establecido la secuencia paragenética considerando las texturas observadas.

El primer pulso de mineralización relleno las fracturas del stockwork por encontrarse éste, a menor

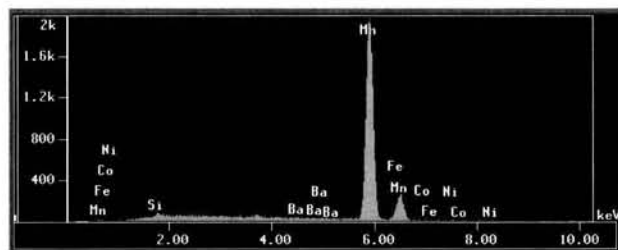


Fig. 4.15. Espectro de Gav4, pirolusita.

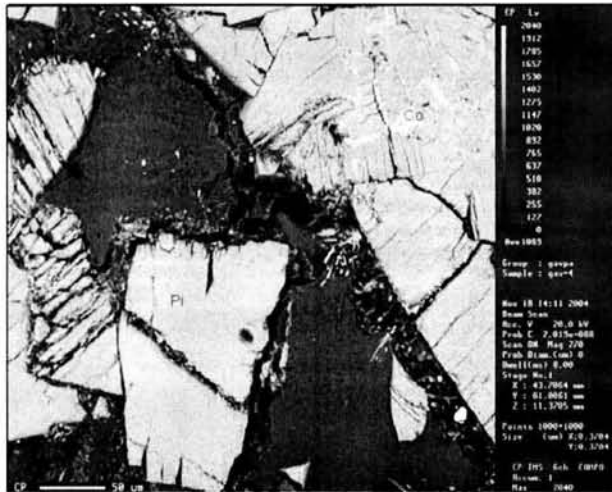


Fig. 4.16. Textura inequigranular de pirolusita (Pi) y una fase secundaria de coronadita (Co) rellenando fracturas (Gav-4). Imagen SEM-BSE.

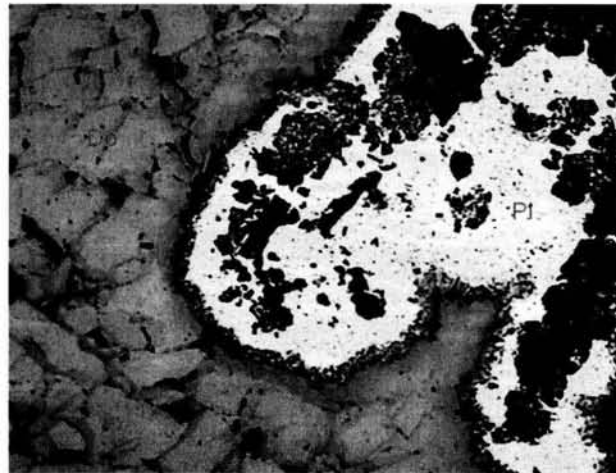


Fig. 4.17. Óxidos de manganeso y dolomita en un clasto procedente de los depósitos removilizados de la playa de El Gavilán. Luz reflejada, sin analizador. Amplitud del campo 2500 μm.

altitud con respecto a los demás cuerpos de una fase mineral bien definida integrada por pirolusita masiva y holocristalina, acompañada de dolomita en casi iguales cantidades y en menor medida de cuarzo, que sólo se encuentra en las vetas con alto contenido de dolomita. La segunda fase de mineralización ocurrió con un fluido enriquecido de Mn, Pb y Ba que se depositó en los espacios libres que había dejado la

primera etapa de mineralización. Los minerales que integran este segundo pulso son coronadita principalmente y romanachita, evidenciados en los contactos de los planos de los cristales de pirolusita y en fracturas de manera secuencial. La tercera etapa correspondería a la alteración supergénica que afecta localmente al depósito constituida por una fase pobre de calcita y limonita. (Fig.4.18).

| Mineral | Etapas 1 | Etapas 2 | Etapas 3 |
|--------------------|----------|----------|----------|
| <i>Pirolusita</i> | ----- | | |
| <i>Dolomita</i> | ----- | | |
| <i>Cuarzo</i> | --- | | |
| <i>Coronadita</i> | | ----- | |
| <i>Romanachita</i> | | --- | |
| <i>Calcita</i> | | | -- |
| <i>Limonita</i> | | | --- |

Fig. 4.18. Cuadro paragenético de la mineralización en El Gavilán.

GEOQUÍMICA DE ROCA TOTAL

Se han analizado los elementos mayores y traza en las muestras más representativas de yacimiento de El Gavilán, con el fin de determinar a través de una metodología geoquímica la clasificación y condiciones de génesis del depósito (Tabla 4.3). La clasificación de los yacimientos de manganeso aplicando técnicas geoquímicas fue propuesta principalmente por Nicholson (1992), quien expuso las evidencias mineralógicas y geoquímicas para poder discriminar el tipo genético del yacimiento de manganeso. Esta clasificación se basa en la caracterización mineralógica y geoquímica de distintos yacimientos en todo el mundo, la agrupación estadística de depósitos similares y la experimentación.

La mineralogía y la geoquímica de los óxidos pueden caracterizar los diferentes depósitos de manganeso, siguiendo los puntos resumidos en la tabla 4.4 y 4.5.

Firma del enriquecimiento geoquímico

En la figura 4.19 se discrimina a los óxidos de manganeso producto de la actividad hidrotermal de los de origen supergénico. Además, se pueden ubicar los sectores característicos de ambientes de agua dulce,

somero marino y oceánico profundo. Esta metodología no es aplicable a depósitos derivados del intemperismo de secuencias mineralizadas (*dubhites*).

Mediante la aplicación de este diagrama se puede establecer claramente el origen y la asociación del depósito de manganeso de El Gavilán: hidrotermal de agua marina.

Muchos diagramas han sido propuestos para interpretar la metalogénesis de los yacimientos de Mn (Figuras 4.20, 4.21 y 4.22) de las cuales se han empleado para discriminar al depósito El Gavilán aquellas propuestas por Nicholson (1992), Nath *et al.* (1997) y Toth (1980).

Como se puede ver en la figura 4.20, las muestras de las estructuras mineralizadas de El Gavilán caen dentro del campo de los depósitos hidrotermales.

Para determinar el origen los depósitos de Mn se emplea otro diagrama ternario Fe-Mn-Si*2 (Fig. 4.21).

En este diagrama la mayoría de muestras corresponden al campo de los yacimientos hidrotermales, a excepción de las muestras GavF-4A y Gav-PA, procedentes de las zonas de filones de óxidos de manganeso masivos.

La relación de Co/Zn fue utilizada por Toth (1980) como un indicador para depósitos hidrotermales (Fig.

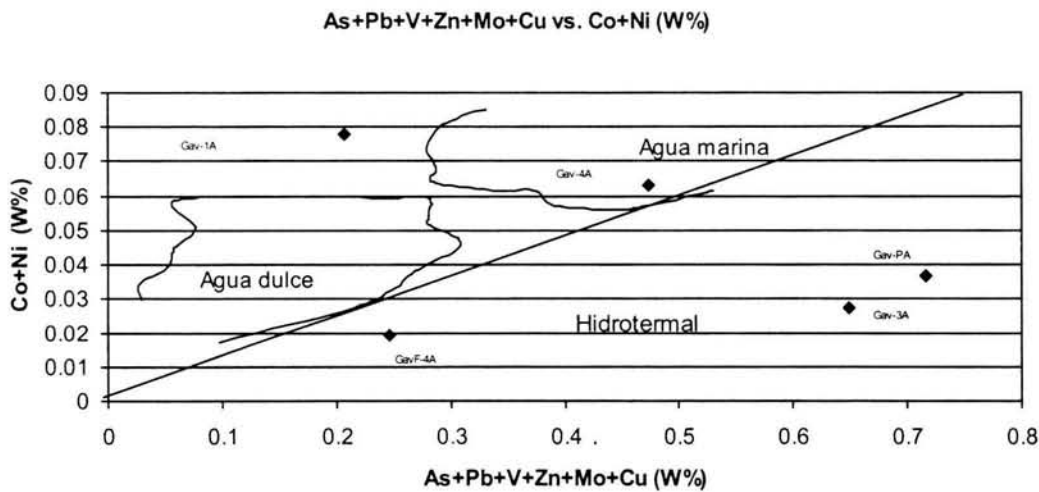


Fig. 4.19. Diagnóstico para diferenciar depósitos de óxidos de manganeso supergénicos e hidrotermales, además de ubicar a los depósitos en los campos de agua marina o dulce (Nicholson, 1992).

Los depósitos de manganeso de Bahía Concepción

Tabla 4.3. Datos de elementos mayores (en % en peso del óxido) y traza (en ppm) de muestras mineralizadas de El Gavilán.

| | SiO ₂ | TiO ₂ | Al ₂ O ₃ | Fe ₂ O ₃ t | MnO | MgO | CaO | Na ₂ O | K ₂ O | P ₂ O ₅ | PXC | Suma | NaO ₂ +K ₂ O |
|-----------------|------------------|------------------|--------------------------------|----------------------------------|--------|-------|--------|-------------------|------------------|-------------------------------|--------|---------|------------------------------------|
| <i>Gal-1A</i> | 2.432 | 0.014 | 0.686 | 0.467 | 81.460 | 0.290 | 0.605 | 0.025 | 0.058 | 0.065 | 13.030 | 99.130 | 0.083 |
| <i>Gav-3A</i> | 2.197 | 0.015 | 0.633 | 0.380 | 83.600 | 0.452 | 0.614 | 0.055 | 0.034 | 0.046 | 12.900 | 100.930 | 0.089 |
| <i>Gav-4A</i> | 1.484 | 0.034 | 0.817 | 0.322 | 72.340 | 0.152 | 0.495 | 0.162 | 0.254 | 0.026 | 11.420 | 87.500 | 0.416 |
| <i>GavF-4A</i> | 2.176 | 0.034 | 0.621 | 3.430 | 47.580 | 0.581 | 11.359 | 0.176 | 0.394 | 0.029 | 16.860 | 83.240 | 0.570 |
| <i>Gav-P.A.</i> | 2.252 | 0.012 | 0.57 0 | 0.891 | 73.116 | 0.334 | 2.144 | 0.211 | 0.297 | 0.066 | 13.300 | 93.190 | 0.508 |
| | V | Ga | Ge | Rb | Sr | Y | Zr | Nb | Mo | In | Sn | Cs | Ba |
| <i>Gal-1A</i> | 684 | 22 | 7 | -2 | 1,290 | 14 | -5 | -1 | 33 | -0.2 | 2 | -0.5 | 7,520 |
| <i>Gav-3A</i> | 320 | 19 | 5 | -2 | 1,140 | 13 | -5 | -1 | 28 | -0.2 | -1 | -0.5 | 1,150 |
| <i>Gav-4A</i> | 933 | 18 | 6 | -2 | 5,190 | 26 | -5 | -1 | 35 | -0.2 | -1 | -0.5 | 38,100 |
| <i>GavF-4A</i> | 876 | 15 | 6 | 4 | 5,940 | 24 | -5 | -1 | 27 | -0.2 | -1 | 1.0 | 28,600 |
| <i>Gav-P.A.</i> | 779 | 25 | 6 | 5 | 2,490 | 30 | -5 | -1 | 19 | -0.2 | -1 | 0.5 | 10,900 |
| | La | Ce | Pr | Nd | Sm | Y | Zr | Nb | Mo | In | Sn | Cs | Eu |
| <i>Gal-1A</i> | 7.0 | 8.3 | 1.29 | 5.9 | 1.4 | 14 | -5 | -1 | 33 | -0.2 | 2 | -0.5 | 0.42 |
| <i>Gav-3A</i> | 5.0 | 5.6 | 1.11 | 5.4 | 1.4 | 13 | -5 | -1 | 28 | -0.2 | -1 | -0.5 | 0.47 |
| <i>Gav-4A</i> | 22.7 | 7.7 | 2.79 | 12.6 | 2.8 | 26 | -5 | -1 | 35 | -0.2 | -1 | -0.5 | 0.54 |
| <i>GavF-4A</i> | 14.1 | 31.0 | 2.59 | 11.8 | 2.9 | 24 | -5 | -1 | 27 | -0.2 | -1 | 1.0 | 0.36 |
| <i>Gav-P.A.</i> | 11.4 | 5.1 | 1.77 | 9.4 | 2.5 | 30 | -5 | -1 | 19 | -0.2 | -1 | 0.5 | 0.59 |
| | Au | As | Br | Co | Cr | Cs | Hf | Ir | Mo | Rb | Sb | Se | Ta |
| <i>Gal-1A</i> | 3 | 399 | 4.8 | 496 | 13 | -1 | -1 | -5 | 79 | -15 | -0.1 | -3 | -0.5 |
| <i>Gav-3A</i> | 3 | 144 | 7.7 | 212 | -5 | -1 | -1 | -5 | 62 | -15 | 1.3 | -3 | -0.5 |
| <i>Gav-4A</i> | 8 | 230 | 3.7 | 445 | 8 | -1 | -1 | -5 | 76 | -15 | 1.5 | -3 | -0.5 |
| <i>GavF-4A</i> | -2 | 225 | 1.8 | 149 | 13 | -1 | -1 | -5 | 62 | -15 | 0.2 | -3 | -0.5 |
| <i>Gav-P.A.</i> | -2 | 361 | 4.5 | 41 | 8 | 1 | -1 | -5 | 32 | -15 | 1.9 | -3 | -0.5 |
| | Gd | Tb | Dy | Ho | Er | Tm | Yb | Lu | Hf | Ta | W | Tl | |
| <i>Gal-1A</i> | 1.9 | 0.3 | 2.0 | 0.4 | 1.5 | 0.22 | 1.4 | 0.22 | -0.2 | 0.1 | 122 | 7.9 | |
| <i>Gav-3A</i> | 1.8 | 0.3 | 2.0 | 0.4 | 1.3 | 0.20 | 1.1 | 0.17 | -0.2 | -0.1 | 13 | 15.6 | |
| <i>Gav-4A</i> | 3.9 | 0.6 | 4.0 | 0.8 | 2.5 | 0.35 | 2.2 | 0.33 | 0.2 | 0.8 | 372 | 65.9 | |
| <i>GavF-4A</i> | 3.4 | 0.7 | 4.2 | 0.9 | 2.9 | 0.42 | 2.6 | 0.38 | -0.2 | 0.6 | 12 | 104 | |
| <i>Gav-P.A.</i> | 3.7 | 0.6 | 3.6 | 0.8 | 2.5 | 0.34 | 1.9 | 0.29 | -0.2 | -0.1 | 3 | 39.4 | |
| | U | W | La | Ce | Nd | Sm | Eu | Tb | Yb | Lu | Th | Bi | |
| <i>Gal-1A</i> | | | | | | | | | | | | | -0.4 |

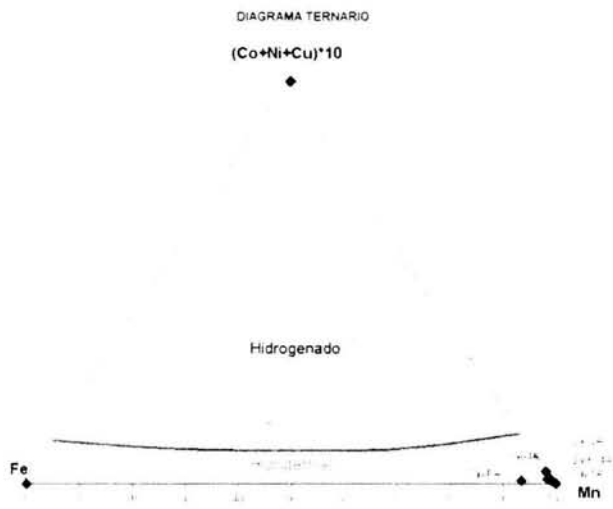


Fig. 4.20. Diagrama ternario Mn-Fe-(Co+Cu+Ni)*10 para discriminar depósitos hidrotermales de hidrogenados (Nicholson, 1992).

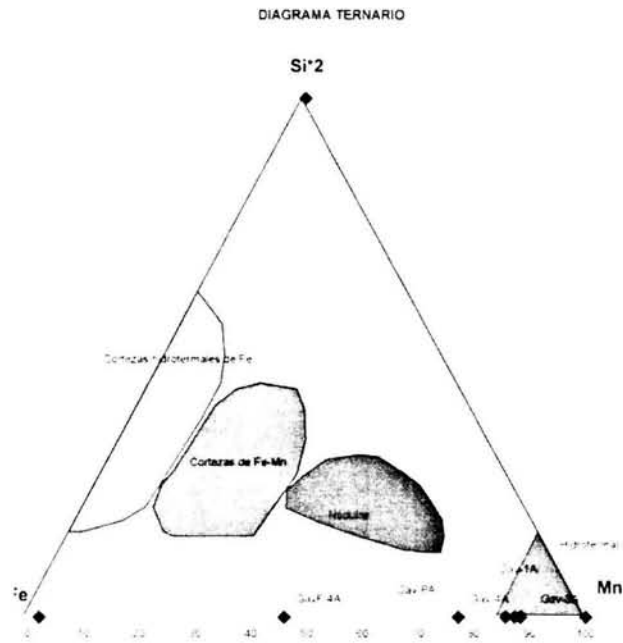


Fig. 4.21. Diagrama ternario Fe-Mn-Si*2 discriminatorio de yacimientos de Mn (Nath *et al.*, 1997).

4.22). Adicionalmente el Zn ha sido encontrado en facies proximales de mineralizaciones hidrotermales.

En este diagrama discriminativo los análisis del depósito de El Gavilán corresponden al campo de los yacimientos hidrotermales.

Por medio de los diagramas de Nicholson (1992), Nath *et al.* (1997) y Toth (1980) se ha podido

determinar la génesis. En los tres diagramas el depósito ha mostrado tener afinidad a los campos de yacimientos hidrotermales. Aunando en esta idealización se ha elaborado la tabla 4.6, donde se presentan algunas características geoquímicas que nos pueden ayudar a complementar los resultados obtenidos por medio de la discriminación por diagramas ternarios.

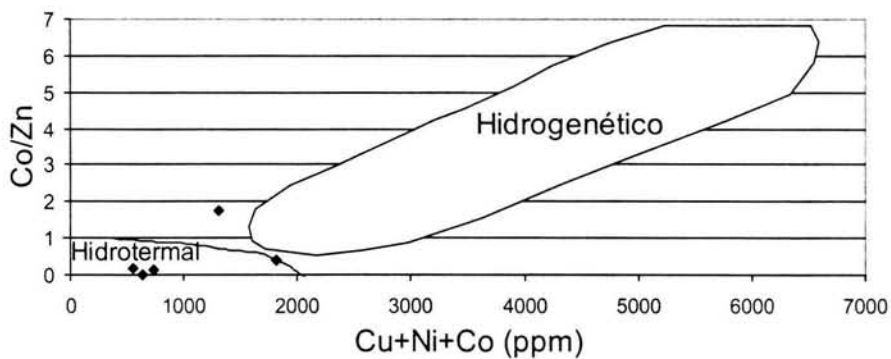


Fig. 4.22. Diagrama Co/Zn vs. Cu+Ni+Co para determinar la génesis de yacimientos de manganeso (Toth, 1980).

Tabla 4.4. Diagnósticos mineralógicos y geoquímicos para discriminar tipos de depósitos de óxidos de manganeso (Nicholson, 1992).

Diagnostico mineralógico y geoquímico de las firmas discriminatorias para las distintas metalogénesis de los depósitos de óxidos de manganeso

Suprgénico-Hidrotermal (S-H)
Mineralogía:
Supergénico: Calcofanita, coronadita, crednerita, δ -MnO₂, groutita, holandita, lithioforita, manganita, nsutita, quenselita, ramsdellita, woodruffita, (romanechita).
Hidrotermal: Bixbyita, braunita, hausmannita, hübnerita, jacobsita, pyrochroita, calcofanita, coronadita, crednerita, psilomelano, bernardita, holandita, pirolusita, todoroquita, romanechita.
Enriquecimiento geoquímico:
Supergénico: Co-Ni
Hidrotermal: As-Ba-Cu-Li-Mo-Pb-Sb-Sr-V-Zn
Asociación geoquímica:
Supergénico: Mn-Co-Cu-Ni-Zn
Hidrotermal: Mn-As
Diagnóstico:
(Co + Ni) vs. (As + Cu + Mo + Pb + V + Zn)
Supergénico marino-continental: (SMAR-ST)
Mineralogía:
No hay un diagnóstico de asociación mineralógica
Enriquecimiento geoquímico:
Marino: Na-K-Ca-Mg-Sr; Co-Cu-Ni
Continental: Ba
Asociación geoquímica:
Marina: No es confiable el diagnóstico de asociación
Continental: Mn-Ba
Diagnóstico:
Na vs. Mg
Supergénico-dubhita (S-Sd)
Mineralogía: Dubhita, calcofanita, coronadita, hetaerolita, y otros Zn -Pb (Cu?)
contenido en los óxidos (ejemplos crednerita, woodruffita)
Enriquecimiento geoquímico:
Dubhita: Pb-Zn
Asociación geoquímica:
Dubhita: Mn-Pb-(metales básicos)
Diagnóstico:
Pb vs. Zn
Supergénico marino-hidrotermal sedex (SMAR-HSEDEX)
Mineralogía:
Muy similar a S-H, descrita arriba.
Enriquecimiento geoquímico:
Supergénico: Fe/Mn ~ 1; Na-K-Ca-Mg-Sr; Co-Cu-Ni

Tabla 4.5. Correlaciones de elementos químicos con los diferentes tipos de yacimientos de Mn (Nicholson, 1992).

| Tipo | Correlación | Referencia |
|---|--|---------------------------|
| S_{f/w} | Mn-Ba-Ca-Co-Cu-K-Mg-Na-Ni-Sr-Zn | Dean y Ghosh (1980) |
| | Mn-Ba-Co-Cu-Ni-Sr-Zn | Callender y Bowser (1976) |
| | Mn-Ag-Ba-Ce-Co-Cu-K-La-Li-Mo-Nb-P-Zn | Nicholson (1992) |
| | Mn-Cd-Co-Cu-Fe-Ni-Zn | Whitney (1981) |
| | Mn-Ca-Co-Cu-K-Mg-Ni | Sozanski y Cronan (1979) |
| S_{mar} | Mn-Ba-Co-Cu-Mo-Ni-Zn | Baturin (1988) |
| | Mn-Cu-Cr-Mo-Ni-V-Zn | Baturini (1988) |
| | Mn-Co-Cu-Ni-Zn | Baturini (1988) |
| | Mn-Cu-Ni | Callender y Bowser (1976) |
| | Mn-Co-Cu-Ni | Craig et al. (1982) |
| | Mn-Co-Ni | Cronan (1977) |
| | Mn-Co-Cu-Ni | Cronan (1977) |
| | Mn-Co-Cu-Ni | Cronan (1977) |
| | Mn-Cu-Ni | Cronan (1977) |
| | Mn-Ca-Co-Cu-K-Mg-Ni-Zn | Dena y Ghosh (1980) |
| | Mn-Cu-Ni-Zn | Bernat et al., (1989) |
| | Mn-Cu-Ni | Jauhari (1989) |
| | S_d | Mn-Cu-Ni-Zn |
| Mn-Ag-Ba-CE-Co-Cr-Cu-La-Mo-Ni-Pb-Sb-Sr-V-Y-Zn | | Nicholson (1992) |
| S_w | Mn-Ag-Ba-Ca-Ce-Co-Cr-Cu-K-La-Mo-Na-Nb-Sr-V-Zn-Zr | Nicholson (1992) |
| H_{sedex} | Mn-As-Ba-Sr | Nicholson (1992) |
| | Mn-Cu-V | Zantop (1981) |
| | Mn-Mo | Moorby et al. (1984) |
| | Mn-Ag-As-Cr-La-Mo-Ni-Zn | Nicholson (1992) |

Tabla 4.6. Características adicionales para discriminar a un depósito hidrotermal.

| Mineralogía | Asociación geoquímica | Relación Fe/Mn | Co/Zn | El Gavilán |
|--|---|----------------------------------|------------------------------|---|
| Pirolusita, coronadita (?), romanechita (?), dolomita, cuarzo, calcita, Limonita | Mn-Pb-Ba-Mg-Si-Ca. | 0.005, 0.004, 0.004, 0.06 y 0.01 | 1.7, 0.16, 0.37, 0.98 y 0.01 | Hidrotermal |
| Bixbyita, braunita, hausmannita, hübnerita, jacobsita, pryochroita, calcofanita, coronadita, crednerita, psilomelano, bernardita, holandita, pirolusita, todoroquita, romanechita. | Mn-As-Ba-Cu-Li-Mo-Pb-Sb-Sr-V-Zn. Mn-As-Ba-Cu-Li-Mo-Pb-Sb-Sr-V-Zn. Mn-As | 0.1 > Fe/Mn > 10 | Promedio 0.15 | Hidrotermal característico Nicholson (1992), Nath <i>et al.</i> (1997) y Toth (1980). |

Discusión

CONTEXTO GEOLÓGICO

El área de Bahía Concepción (Baja California Sur) comprende distintas litologías que van desde el Mesozoico al Reciente, aunque afloran de manera predominante las rocas volcánicas y volcanoclásticas pertenecientes al Grupo Comondú.

El basamento del área de estudio lo constituye un granitoide edad Cretácica que aflora en Cerro El Mogotito, en el rancho El Imposible, al NO de Loreto, y en las cercanías del Valle de San Juan Londó, fuera del área de estudio de estudio, con una edad de 91.2 ± 2.1 Ma (López *et al.*, 1993), en Península de Conepción, con edad de 78.4 ± 2.9 Ma (McFall, 1968), y en Punta San Antonio, con una edad de 99 ± 2 Ma (Ledesma-Vázquez *et al.*, 2000).

El Cenozoico está compuesto principalmente por una secuencia volcánica conocida como Grupo Comondú, que ha sido estudiado en forma regional y local, por diversos autores (p.e., Noble, 1950; McFall, 1960; Freiberg, 1983; Hausback, 1984; Sawlan y Smith, 1984; Sawlan, 1991; Terán-Ortega y Ávalos-Zermeño, 1993; Bigioggero *et al.*, 1996; Bustamante-García, 1999; Ledesma-Vázquez *et al.*, 2000; Umhoefer, 2000; Ledesma-Vázquez y Jonson, 2001; Del Río-Salas y Noriega-Martínez, 2001). El Grupo Comondú fue descrito como un cinturón de dirección NO-SE, formado principalmente por rocas volcánicas, basalto-andesitas y, en menor proporción, por dacitas, de una clara afinidad calcoalcalina y con edades del Oligoceno al Mioceno. Las rocas del Grupo Comondú afloran en gran parte del área cartografiada de Bahía Concepción. El análisis del presente trabajo fue realizado con base en las unidades litoestratigráficas presentes en la región, obteniéndose los datos de campo, mineralógicos y geoquímicos, de las Formaciones, Pilares, Pelones y Ricason. En relación a estas formaciones, una 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, denotándose grandes diques y stocks de composición gabroica y diorítica, que actuaron como antiguos conductos magmáticos alimentando los flujos andesíticos-basálticos de la Formación Pelones.

Además, en el SE del área de estudio, cerca de la Mina San Juanico, se reconocieron y analizaron unos diques de composición granítica. Estas intrusiones fueron descritas anteriormente por Terán-Ortega y Ávalos-Zermeño (1993), pero estos autores consideraron a éstas de composición exclusivamente monzodiorítica-diorítica-granodiorítica.

En los alrededores de la mina El Gavilán y extendiéndose hasta Punta Concepción, por debajo de la Formación Pelones, se encuentra la Formación Pilares, que encajona la mineralización de manganeso.

La Formación Ricason, con una edad de ~15-12Ma, fue identificada en toda la parte oeste y localmente en el sureste de Bahía Concepción comprende mayoritariamente andesitas-basálticas con textura traquítica. La clasificación química fue determinada a partir del total de álcalis vs. sílice (TAS), diagrama de LeBas *et al.* (1989) y Cox *et al.* (1993) obteniéndose composiciones andesíticas y traquianandesíticas. Estos datos coinciden con los datos reportados por McFall (1968), Meldahl *et al.* (1997) y Umhoefer (2001).

El análisis geoquímico de las rocas ígneas de Bahía Concepción también ayudó a interpretar los ambientes tectónicos de su formación. Mediante los diagramas de Irving y Barajar (1971) y AFM, se establece que estas rocas pertenecen a una serie subalcalina, con una ligera tendencia a las series alcalinas, concretamente calcoalcalino. Estos resultados son concordantes con los presentados por otros autores (p.e., Del Río-Salas y Noriega-Martínez, 2001; Freiberg, 1983).

La determinación del ambiente tectónico correspondiente a la actividad magmática del Grupo Comondú se realizó con los diagramas de Pearce *et al.* (1977), Pearce *et al.* (1984) y Pearce y Cann (1977), mediante los cuales se determinó un contexto de arco magmático, con cierta tendencia a intraplaca.

Se puede generalizar que las rocas volcánicas del Grupo Comondú en su parte central pertenecen predominantemente a una serie calcoalcalina, tienen una composición general de basalto-andesita, y corresponden a un ambiente tectónico asociado a un arco volcánico producto de la subducción. Esta aseveración es coincidente con el contexto Mioceno de la Península de Baja California y concuerda con los trabajos realizados por Hausback (1984), Sawlan

y Smith (1984), Sawlan (1991), Terán-Ortega y Ávalos-Zermeño (1993), Bigioggero *et al.* (1996), Bustamante-García (1999), Ledesma-Vázquez *et al.* (2000) y Umhoefer (2000).

El Plioceno Tardío está representado por la Formación Infierno, la cual consiste de calizas fosilíferas, conglomerados y pedernal depositados en ambiente marino somero (Ledesma-Vázquez *et al.*, 1997). La ocurrencia del pedernal ha sido relacionada con una actividad hidrotermal exhalativa que afectó al sedimento carbonatado del ambiente de aguas someras (manglares) (Ledesma-Vázquez *et al.*, 1997; Ledesma-Vázquez y Johnson, 2001). Esta actividad, por lo tanto, tendría su equivalente actual en las manifestaciones termales intermareales en el manglar de Santispac.

Los sistemas geotérmicos de Bahía Concepción representan manifestaciones termales con potencial geotérmico: Punta Pulpito, Squiscismunde y Piedras Rodadas. Además existen ventilas hidrotermales costeras a lo largo de una gran falla al borde de la bahía, en Ensenada Mapache, Posada Concepción y Bahía de Santispac. La tectónica extensional que afectó al Golfo de California y produjo a la bahía, favoreció el desarrollo de sistemas costeros hidrotermales.

MINERALIZACIÓN

La mineralización de Mn-Ba-Hg en los alrededores de las ventilas es el resultado de la actividad hidrotermal costera y está caracterizada por una inusual diversidad de asociaciones minerales. Los sistemas de Bahía Concepción muestran geoquímicamente y mineralógicamente características de depósitos epitermales asociados a otras ventilas hidrotermales de poca profundidad (Canet *et al.*, 2004). El alto contenido de Mn en los precipitados y fluidos de las ventilas coincide con la ocurrencia de los depósitos de manganeso (ricos en bario), alojados por rocas ígneas, en los alrededores de Bahía Concepción sobre Península Concepción.

El área de Bahía Concepción se distingue por la presencia de varios depósitos de óxidos de

manganeso: El Gavilán, La Azteca, Minas Guadalupe, La Trinidad, Pilares, Las Minitas, Santa Teresa y San Juanico. Los depósitos de manganeso ocurren a lo largo de fallas normales de orientación NO en las proximidades de Bahía Concepción (McFall, 1968). Consisten principalmente de vetas con 0.70 m de espesor promedio y están compuestas de pirolusita y otros óxidos de manganeso, con pequeñas cantidades de dolomita, cuarzo calcita y limonita, alojadas en rocas volcánicas del Grupo Comondú.

El presente trabajo se enfocó al análisis del depósito de El Gavilán, para poder caracterizar a la zona mineralizada de manganeso. El Gavilán es el yacimiento más representativo de la región por sus características geológicas, mineralógicas, económicas (55.81 a 7 % en peso de Mn González-Reyna, 1956, y de 51.25 a 33.36% de Mn y promedio de 45.62%, en el presente trabajo) e históricas. Es en El Gavilán donde los minerales manganosíferos pueden apreciarse con mayor abundancia, en todas las estructuras mineralizadas (vetas, stockwork y brechas) y donde su origen puede ser entendido mejor. Este yacimiento consiste de una serie de estructuras mineralizadas: stockworks, brechas, vetas de óxidos de manganeso, dolomita-cuarzo y la mezcla de todos estos componentes, y depósitos removilizados.

Las fases minerales presentes son pirolusita, coronadita $Pb(Mn^{4+}, Mn^{2+})_8O_{16}$ y holandita $Ba(Mn^{4+}, Mn^{2+})_8O_{16}$. La coronadita es más abundante que la holandita. La otra fase mineral presente es la dolomita. En general, los óxidos de manganeso desarrollan texturas bandeadas y coliformes, y agregados esferulíticos, siendo estos últimos característicos de la coronadita. A partir de las observaciones realizadas con el microscopio petrográfico y electrónico se deduce una sucesión pasiva de 1) pirolusita y dolomita seguidas de 2) romanachita y coronadita. La roca encajonante presentan una intensa alteración a una mezcla de óxidos de Fe y Mn y a arcillas. La coronadita desarrolla texturas gráficas y bandeadas. Además, existen depósitos removilizados de manganeso en los sedimentos detríticos cuaternarios (abanico aluvial de Arroyo Verde y la playa).

Discusión

TIPO DE DEPÓSITO

El yacimiento de El Gavilán consta de Stockworks, brechas mineralizadas y vetas. A partir de las texturas (holocristalinas, bandeadas, coloformes, gráficas y agregados esferulíticos), las asociaciones minerales (Pirolusita, coronadita, holandita, dolomita, cuarzo, calcita, limonita) y las características geoquímicas (Mn-Pb-Ba) se determina que el yacimiento es de tipo hidrotermal, según la clasificación de Varentsov y

Rakhmanov (1980), en fracturas en filones con ganga dolomítica en rocas volcánicas según la clasificación de Rodríguez y Task (1948), y Tipo VA depósitos intracorteza en probable conexión con magmatismo inicial basáltico (Borchert, 1980).

Mediante los diagramas basados en el contenido en elementos traza de Nicholson (1992), de Toth (1980) y de Nath et al. (1997), las muestras de óxidos de manganeso de El Gavilán caen claramente dentro del campo de los depósitos hidrotermales.

Conclusiones

CONCLUSIONES

El área de Bahía Concepción (Baja California Sur) comprende distintas litologías que van desde el Mesozoico al Reciente, afloran de manera predominante, rocas volcánicas y volcanoclásticas pertenecientes al Grupo Comondú.

El Cenozoico está compuesto principalmente por una secuencia volcánica conocida como Grupo Comondú que es un cinturón de dirección NO-SE, formado principalmente por rocas volcánicas, basalto-andesitas y, en menor proporción, por dacitas, de una clara afinidad calcoalcalina, y con edades del Oligoceno al Mioceno. Estas rocas se han formado en un contexto de arco volcánico.

El Plioceno Tardío, representado por la Formación Infierno, consiste en secuencias sedimentarias formadas en ambientes someros. Localmente contienen niveles y lentes de pedernal intercalados, los cuales se habrían formado como producto de una actividad hidrotermal exhalativa en un ambiente de manglar, análogamente a lo que sucede actualmente en las manifestaciones termales de Santispac.

En la costa occidental de la Bahía existen varios sistemas de ventilas hidrotermales de poca profundidad e intermareales, dispuestas a lo largo de fallas y fisuras,

en Ensenada Mapache, Posada Concepción y Bahía de Santispac. La tectónica extensional que afectó al Golfo de California y produjo a la bahía, ha favorecido el desarrollo de sistemas costeros hidrotermales.

La mineralización de Mn-Ba-Hg en los alrededores de las ventilas es el resultado de la actividad hidrotermal costera. El alto contenido de Mn y en Ba en los precipitados de las ventilas coincide con la ocurrencia de los depósitos de manganeso ricos en bario (hasta 48.4 % en peso de Mn y 3.8 % en peso de Ba) en la Península de Concepción.

El área de Bahía Concepción se distingue por la presencia de varios depósitos de óxidos de manganeso: El Gavilán, La Azteca, Minas Guadalupe, La Trinidad, Pilares, Las Minitas, Santa Teresa y San Juanico. El yacimiento de El Gavilán consiste de una serie de estructuras mineralizadas: stockworks, brechas y vetas. La mineralización contiene pirolusita, coronadita, romanechita, dolomita, y cuarzo, y la roca encajonante es una andesita basáltica de la Formación Pilares, Grupo de Comondú.

Los contenidos en elementos traza (p.e., Ni, Co, Cu) en los óxidos de Mn de El Gavilán están en conformidad con su origen hidrotermal.

Recomendaciones

RECOMENDACIONES

El manganeso tiene gran importancia en el desarrollo de la industria siderúrgica, la cual es estratégica tanto para los países industrializados como para los que se encuentran en vías de industrialización, como es el caso de México. El manganeso tiene actualmente grandes posibilidades en el Mercado Internacional, además de presentar, como casi todos los metales, tendencia marcada al alza. La industria siderúrgica internacional mantiene su proceso de transición hacia un mercado más competitivo, aunado a una industria con procesos de producción cada vez más eficientes. México continúa mostrando un crecimiento en la producción de acero, lo que se traduce en una mayor demanda de mineral de hierro y manganeso nacional. Entre los retos que aún enfrenta la minería puede señalarse la necesidad de cubrir la demanda de metales y minerales requeridos por la industria en el país, de sustituir importaciones y de generar excedentes de volúmenes de producción minero-metalúrgica para destinarlos a los mercados externos. También sería conveniente ser más competitivos ante el T.L.C.A.N, concluir y cumplir íntegramente la normatividad en materia ecológica, y promover y fortalecer el nuevo federalismo para que los gobiernos de los estados apoyen el desarrollo de la minería.

Puede afirmarse que el crecimiento sostenido de la industria nacional sólo será posible mediante el abastecimiento suficiente y oportuno de metales y minerales. Por tal motivo es muy indispensable dejar de contar con una sola fuente de Mn en el país (Molango) y comenzar a explorar y reactivar prospectos, como es el caso de El Gavilán. En caso de llegarse a abrir un programa de exploración en esta área. Se recomienda utilizar algún método de geofísica para delimitar bien las dimensiones de la mineralización, y calcular el contenido de Mn promedio del yacimiento, ubicar

el tonelaje y obtención de leyes para reactivar esta mina. Una opción para la reapertura de El Gavilán es la pequeña minería, ya que constituye un reto importante en el futuro ya que contribuye con una diversificación de productos minerales, crea desarrollo regional palpable y genera importantes fuentes de trabajo en zonas marginales.

El carácter de la zona permite estudiar detalladamente los actuales depósitos de manganeso y las ventilas hidrotermales, las cuales no son importantes desde el punto de vista económico. Los depósitos de manganeso actuales y fósiles de Bahía Concepción son una herramienta muy útil para la comprensión de procesos mineralizantes de antiguos yacimientos. Actualmente se llevan a cabo estudios geológicos y geoquímicos de depósitos de manganeso del piso oceánico, sin embargo por la dificultad que representa su análisis, los actuales depósitos en tierra firme y en este caso en particular los de Bahía Concepción son cruciales para el avance en el conocimiento de la génesis de depósitos de manganeso.

Debido a su elevado interés científico, la investigación del depósito de El Gavilán debería extenderse a algunos aspectos no tratados en el presente trabajo de tesis. Por ejemplo, sería muy recomendable estimar las características de los fluidos mineralizantes para poder compararlos con los sistemas hidrotermales actuales de la bahía. Para ello se podrían aplicar técnicas relacionadas con el estudio de inclusiones fluidas (p.e., microtermometría, *crush-leach*), análisis de tierras raras (REE), y con la geoquímica isotópica en los minerales de origen hidrotermal (p.e., isótopos estables de C y O en los carbonatos). También sería interesante averiguar la edad del yacimiento mediante alguna técnica de datación por isótopos radiogénicos.

Bibliografía

- Andrew, R. L., 1984. Supergene alteration and gossan textures of base-metal ores in southern Africa: *Minerals Sei. Eng.* Vol. 52, pp. 475-483.
- Angelier J. y Colletta B. 1981. Fault tectonics of the Baja California Peninsula and the opening of the Sea of Cortez, Mexico. *Journal of Structural Geology*. Vol 3. No. 4, pp. 347-357.
- Antúnez, E. 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.
- Ashby, J. R., y Minch, J. A. 1987. Stratigraphy and paleoecology of the Mulegé embayment, Baja California Sur, México. *Ciencias Marinas*, 13, pp. 89-112.
- Atwater, Tanya. 1970. Implications of plate tectonics for the Cenozoic evolution of western North American. *Geological Society of America. Bulletin*. Vol. 81, pp. 3513-3536.
- 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 Recursos Minerales del Estado de Baja California. Departamento de Geología del CICESE y Secretaría de Desarrollo Económico del Gobierno del Estado de Baja California, pp. 20-77.
- Barnes, Ll. H. 1979. *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*. Ed. John Wiley & Sons. Pennsylvania State University, pp. 19, 633-639, 739-757 y 774.
- 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.
- Bernat, M., Causse, C., Perseil, E. A., and Feraud, G., 1989, Variations of element distribution in ferromanganese nodules and its bearing on growth rates: *Mineralium Deposita*, v. 24, p. 258-269.
- Batiza, R., Futa, K. y Hedge, C. E. 1979. Trace elements and strontium isotope characteristics of volcanic rocks from Isla Tortuga –a young seamount in the Gulf of California. *Earth and Planetary Science Letters*. Vol 43, pp. 269-278.
- Bateman, A. 1974. *Minería de Rendimiento Económico*. Ed. Omega. 4ª reimpresión. España, pp. 629-632.
- Baturin, G. N., 1988. The geochemistry of manganese nodules in the ocean: Dordrecht, Reidel, 342 p.
- Bigoggero, B., Chiesa, S., Znachi, A., Montrasio, A. y Vezzoil, L. 1995. Post-subduction magmatism within the Gulf of California Rift: The Cerro Mancenares Volcanic Center, Baja California Sur, Mexico. *Geological Society of America Bulletin*. Vol. 107, pp. 1108-1122.
- Bigoggero, B., et al., 1996. Características estratigráficas, petrológicas y extinción del Cinturón andesítico Miocénico en la región Lorerto-Parras, Baja California Sur: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, v.13, núm. 2, p. 152-173
- Björnsson, S., Arnórsson, S., y Tómasson, J. 1972. Economic evaluation of Reykjanes thermal brine area, Iceland. *Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull.* Vol. 56, pp. 2380-2391.

- Bonatti, E., y Joensuu, O. 1966. Deep-sea iron deposits from the South Pacific. *Science*, Vol. 154, pp. 643-645.
- Bonatti, E., Zerbi, M., Kay, R. y Rydell, H.S. 1976. Metalliferous deposits from the Apennine ophiolites: Mesozoic equivalents of modern deposits from oceanic spreading center. *Geol. Soc. America Bull.* Vol. 87, pp. 83-93.
- Borchert, H. 1970. On the ore deposition and geochemistry of manganese. *Mineralium Deposita*, 7, pp. 300-314.
- Borchert, H. 1980. *Geology and Geochemistry of Manganese*. Vol. 2. Editado por I. M. Varentsov I. M. Y Grasselly GY. UNESCO. 2° Simposio Internacional sobre Geología y Geoquímica del Manganeso Australia. Hungría, pp. 45-60.
- Boström, K., Ingri, J., Pnter, C. 1988 Origin of iron-manganese-rich suspended matter in the Landsort Dep., NW Baltic Sea. *Marine Chemistry* 24, pp. 93-98.
- Bustamante-García, Jorge. 1999. Monografía geológico-Minera del estado de Baja California Sur. COREMI, SECOFI. México, pp. 1-74, 141, 142, 149-158 y 233-237.
- Calvert, S. E., y Price, N. B., 1974, Shallow water, continental margin and lacustrine nodules: Distribution and geochemistry, in Glasby, G. P. ed., *Marine manganese deposits*: Amsterdam, Elsevier- p. 45-56.
- Callender, E., and Bowser, C. J.. 1976, Fresh water manganese deposits, in Wolf, K. H., ed., *Handbook of strata-bound and stratiform ore deposits*: Amsterdam, Elsevier. v. 7, p. 341-394.
- Camprubi, A. 2004. Esquema comparativo de la estructura de los depósitos epitermales de baja y alta sufuración. En *Léxico Geológico Mexicano*, Alaniz-Álvarez, S. A., Nieto-Samaniego, A. F., Tolson, G. Soc. Geol. Mex. México, pp. 5.
- Canet, M. C., Prol-Ledesma, R. M., Proenza, J., Rubio-Ramos, M. A., Forrest, J., Torres-Vera, M. A., Rodríguez-Díaz, A. A. 2004. Mn-Ba-Hg Mineralization at shallow Submarine Hydrothermal Vents in Bahía Concepción, Baja California, Mexico. (in process), 33p.
- Casarrubias U. Z., y Gómez-López, G., 1994. Geología y Evaluación geotérmica de la zona Bahía Concepción, Baja California Sur, México: Universidad Autónoma de Baja California Sur, Reunión internacional sobre geología de la Península de Baja California, 3a, La Paz, Resúmenes, pp. 22 y 23.
- Cowen, J. P., Massot, G. J., y Baker, E. T. 1986. Bacterial scavenging of Mn and Fe in a mid-to far-field hydrothermal particle plume. *Nature*. Vol. 322, pp. 169-171.
- Cox, J G., Bell, J. D. y Pankhurst, R. J. 1979. *The interpretation of igneous rocks*. George, Allen y Unwin, Londres.
- Corliss, J.B., Baross, J.A., Hoffman, S.E. 1981. An hypothesis concerning the relationship between submarine hot spring and the origin of life on Earth. *Eceanol. Acta* 4, pp. 59-69.
- Craig, J. D., Andrews, J. E., and Maylen, M. A., 1982. Ferromanganese deposits in the Hawaiian archipelago: *Marine Geology*, v. 45, p. 127-157.
- Crerar, D. A., Namson, J., Chyi, M.S. Williams, L., y Feigenson, M. D. 1982. Manganiferous cherts of the Franciscan assemblage: I. General geology, ancient and modern analogues, and implications for hydrothermal convections at oceanic spreading centers. *Econ. Geology*. Vol. 77, pp. 519-538.

- Cronan, D. S. 1977, Deep-sea nodules: Distribution and geochemistry, in Glasby, G. P., ed., *Marine manganese deposits*: Amsterdam, Elsevier, p. 11-44.
- Cronan, D. S., Glasby, G. P., Moorby, S.A. Thomson, J., Knedler, K. E., y McDougall, J.C. 1982. A submarine hydrothermal manganese deposits from the south-west Pacific islands arc. *Nature*. Vol. 298, pp. 456-458.
- Chyi, M. S., Crerar, D. A., Carlson, R. W., y Stallard, R. F. 1984. Hydrothermal Mn-deposits of the Franciscan assemblage, II. Isotope and trace element geochemistry, and implications for hydrothermal convection at spreading centers. *Earth Planet. Sci. Letters*. Vol. 71, pp. 31-45.
- Dasgupta, S. Sengupta, P., Bhattacharya, P. A., Mukherjee, M., Fukuoka, M. Banerjee, H., y Roy, S. 1989. Mineral reactions in manganese oxides rocks: PT-X phase relations. *Econ. Geol.* Vol. 84, pp. 434-443.
- Dasgupta, S. Banerjee, H., Fukuoka, M., Bhattacharya, P. A., y Roy, S. 1990. Petrogenesis of metamorphosed manganese deposits and the nature of their precursor sediments. *Ore Geology Rev.* Vol. 5, pp. 359-384.
- Dean, W. E., and Ghosh, S. K. 1980, Geochemistry of freshwater ferromanganese deposits in North America, in Varenstov, I. M., and Grasselly, G., eds., *Geology and geochemistry of manganese* Stuttgart, Schweizerbart' sche Verlag. Vol. 1, pp. 255-277.
- Desonie, D. L. 1992, Geologic and geochemical reconnaissance of Isla San Esteban— post-subduction orogenic volcanism in the Gulf of California: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. Vol. 52, No. 1-3, pp. 123-140.
- De Ronde, C.E.J., Stoffers, P., Garbe-Schönberg, D., Christenson, B.W., Jonesed, B., Manconie, R., Brownef, P.R.L., Hissmanng, K., Botzb, R., Davya, B.W. Schimith, M., Battershill, C.N. 2002. Discovery of active hidrothermal venting in Lakes Taupo, New Zealand. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 115, pp. 257-275.
- Del Río Salas, Rafael y Noriega M., Omar., 2001. Depósitos de Manganeso en el noreste de Baja California. Universidad Autónoma de Sonora, Hermisillo, 112p.
- Dumble, E.T., Owne, J., Grantz, F.F. 1910. Mantos de Mn en la Baja California Sur. Informe Técnico COREMI. México, pp. 9 y 10.
- Dymond, J., Collier, R.W., Watwood, M.E. 1989. Bacterial mats from Crater Lake, Oregon and their relationship to possible deep lake hydrothermal venting. *Nature* 342, pp. 673-675.
- Ehrlich, H.L. 1963. Bacteriology of manganese nodules. *Appl. Microbiology*. Vol. 11, pp. 15-19.
- Elder, J. W. 1965. Physical processes in geothermal areas. In Lee, W. H. K. Ed., *Terrestrial heat flow: Am. Geophys. Union, Geophys. Mon. Ser.* Vol. 8, pp. 211-239.
- Ellis, A. J., and Mahon, W. A. J., 1977, *Chemistry and geothermal systems*: New York, Academic Press, 392 p.
- 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., Theirmann, F., Akoumianaki, I., pratt, S.M. 1997. Submarine hydrothermal brine seeps off Milos, Greece: Observations and geochemistry. *Marine Chemistry* 57, pp. 325-340.

- Freiberg, D. A. 1983. Geological Setting and Origin of the Lucifer Manganese Deposits, Baja California Sur, Mexico. *Economic Geology*. Vol. 78, pp. 931-943.
- Fornari, D.J., Shank, T.M., Von Damm, K. L., Gregg, T.K.P., Lilley, M.D., Levai, G., Bray, A., Haymon, R.M., Perfit, M., Lutz, R.A. 1998. Time-Series Temperature Measurements at High-Temperature Hydrothermal Vents, East Pacific Rise 9° 49' - 51' N: Monitoring a Crustal Cracking Events. *Earth and Planetary Science Letters* 160, pp. 419-431.
- 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, B.C.S., México. *Geological Soc. of America Abstracts with Programs* 35.
- Gamo, T., Chiba, H., Yamanaka, T., Okudaira, T., Hashimoto, J., Tsuchida, S., Ishibashi, J., Tsunogi, U., Okamura, K., Sano, Y., Shinjo R. 2001. Chemical characteristics of newly discovered black-smoker fluids and associated hydrothermal plume at the Rodriguez Triple Junction, central Indian Ridge. *Earth and Planetary Science Letters* 193, pp. 371-379.
- Gastil, G., y Krummenacher, D. 1977. Reconnaissance geology of coastal Sonora between Puerto Lobos and Bahía Kino: *Geological Society of America Bulletin*. Vol. 88, pp. 189-198.
- Gastil, G., Krummenacher, D., y Minch, J. 1979. The record of Cenozoic volcanism around the Gulf of California.: *Geological Society of America Bulletin*, Vol. 90, pp. 839-857.
- González-Reyna, J. 1956. *Riqueza Minera y Yacimientos Minerales de México*. 3ª ed. Banco de México S.A. Departamento de Investigaciones Industriales. México, pp. 215-227.
- González-Reyna, Jenaro., 1956a. Los Yacimientos de Manganeso de El Gavilán, La Azteca, y Guadalupe, Baja California, México. *Congreso Geológico Internacional, XX. México, D.F., Simposium del Manganeso*, p 79-96.
- Glasby, G. P., Gwozoz, R., Kunzendorf, H., Friedrich, G., y Thijssen, T. 1987 The distribution of rare earth and minor elements in manganese nodules and sediments for the equator and S W Pacific. *Lithos*. No. 20, pp. 97-103.
- 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.
- Grill, E. V. 1982. Kinetic and thermodynamic factors controlling manganese concentration in anoxic waters. *Geochim. Et Cosmochim. Acta*, Vol. 46, pp. 233-240.
- Hedenquist, J.W., Izawa, E., Arribas, A., White, N.C., 1996. Epithermal gold deposits- Styles, characteristics, and exploration. *Resource Geology Special Publication Number 1*, Society of Resource Geology, Japan.
- Hewett, D.F., Crittenden, M.D., Pavlides, L. y De Huff, G.L. Jr. 1956. Manganese deposits of the United States. *Symposium del Manganeso XX Congreso Geológico Internacional. México*, pp. 169-207.
- Hariya, Y. 1980. On the geochemistry and formation of manganese dioxide deposits, in Varentsov, I.M. y Grasselly, G., eds. *Geology and Geochemistry of manganese*. Stuttgart, E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung. Vol. 1, pp. 353-365.

- Hariya, Y., y Kikuchi, T. 1964. Precipitation of manganese by bacteria in mineral springs. *Nature*. Vol. 202, pp. 416-417.
- Hariya, Y., y Tatsumi, M. 1981. Hydrogen isotopic composition of MnO(OH) minerals from manganese oxide and massive sulfide (kuroko) deposits of Japan. *Contr. Petrology Mineralogy*. Vol. 77, pp. 256-261.
- Hausback, B.P. 1984. Cenozoic volcanic and tectonic evolution of Baja California Sur. Berkeley, University of California, disertación doctoral, UMI Dissertation Services, p.160 (inédita)
- Hem, J. D., 1963. Chemical equilibria and rates of manganese oxidation. U.S. Geol. Survey Water Supply Paper 1667A. Vol. 17, pp. 1-25.
- Hem, J. D. 1972. Chemical factors that influence the availability of iron and manganese in aqueous systems. *Geol. Soc. America Bull.* Vol. 83, pp. 443-450.
- Hem, J. D. 1978. Redox process at surfaces of manganese oxide and their effects on aqueous metal ions. *Cehm. Geology*. Vol. 21, pp. 199-210.
- Herzig, T. C. 1990. Geochemistry of igneous rocks from the Cerro Prieto geothermal field, northern Baja California, Mexico: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. Vol. 42, pp. 261-271.
- Herzing, P.M., Hannington, M.D. 1995. Plymetallic massive sulphides at the modern seafloor—a review. *Ore Geology Reviews* 10, pp. 95-115.
- Hoaki, T., Nishijima, M., Miyahita, H., Maruyama, T. 1995. Dense community of hyperthermophilic sulfur dependt heterotrophs in geothermally heated shallow submarine biotope at Kodakara-Jima Island, Kagoshima, Japan. *Applied and Environmental Microbiology* 61, pp. 1931-1937.
- Hodkinson, R. A., Stoffers, P. Scholten, J. Cronan, D. S., Jeschke, G. y Rogers, T. D. 1994. Geochemistry of hydrothermal manganese deposits from the Pitcairn Island hotspots, southeastern Pacific. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 85, pp. 5011-5029.
- Humphris, S.E., Zierenberg, R.A., Mullineaux, L.S., Thomson, R.E. (Eds.) 1995. Seafloor hydrothermal systems: physical, chemical, biological, and geological interactions. *Geophysical Monograph* 9, pp. 433-466.
- Irving, A. J., y Baragar, W. R. A. 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Can. F. Earth Sci.* Vol. 8, pp. 523-548.
- Jannasch, H.W. 1984. Microbial processes at deep-sea hydrothermal vents. In: P.A. Rona, K. Böstrom, L., Laubier, K.L., Smith (Eds.). *Hydrothermal processes at seafloor spreading centers*. New York, pp. 677-700.
- Johnson, M. E., Ledesma-Vázquez, J. 1997. Upper Pliocene stratigraphy and depositional systems: The Peninsula Concepción basins in Baja California Sur, México. *Geological Society of América, Special Paper* 318. p. 57-72.
- Johnson, M. E., Ledesma-Vázquez, J. 2001. Pliocene-Pleistocene rocky shorelines trace coastal development of Bahía Concepción, gulf coast of Baja California Sur (Mexico). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 166, 65-88.
- Johnson, K.S. 1982. Solubility of rhodochrosite (MnCO₃) in water and seawater. *Geochim. Et Cosmochim. Acta*. Vol. 46, pp. 1805-1809.
- Karl, D., Wirsén, C., Jannasch, H. 1980. Deep-sea primary production at the Galapagos hydrothermal vents. *Science* 207, pp. 1345-1347.

- Kempton, P. D., Fitton, J. G., Hawkesworth, C. J., y Ormerod, D. S. 1991. Isotopic and trace elements on the composition and evolution of the lithosphere beneath the southwestern United States: *Journal of Geophysical Research*. Vol. 96, no. B6, p. 13,713-13,735.
- Klinkhammer, G. P., y Bender, H. L. 1980. The distribution of manganese in the Pacific Ocean. *Earth Planet. Sci Letters*. Vol. 46, pp. 361-384.
- Krauskopf, K.N. 1979. *Introduction to geochemistry*. McGraw-Hill Book Company. 2a ed. New York, pp 80 y 81.
- Jauhari, P., 1989. Variability of Mn, Fe, Ni, Cu and Co in manganese nodules from the central Indian Ocean: *Marine Geology*, v. 86, p. 237-242.
- Ledesma-Vázquez, J., Berry, R. W., Johnson, M. E., Gutiérrez-Sánchez, S. 1997. El Mono chert: a shallow-water chert from the Pliocene Infierno Formation, Baja California Sur, Mexico. *Geological Society of America Special Paper* 318, 73-81.
- Ledesma-Vázquez, J., y 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., 2002. A gap in the Pliocene invasion of seawater to the Gulf of California. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*. V. 19. Núm 3, pp. 145-151.
- Lee, J. S. 1982. Manganese deposits and plate tectonics, Olympic Peninsula, Washington [abs] I.A.G.O.D. Symposium, 6th, Tbilisi, Sept. 6-12, 1982, Abstract, pp. 295-296.
- Le Maitre, R. W., Bateman, P., Dundek, A., Sèller, J., Lamiere Le Bas M.J., Sabine, P. A., Schmid, R., Sorensen H., Streckeisen A., Woolley, A. R., y Zanettin, B. 1989. *A classification of igneous rocks and glossary of terms*. Blackwell, Oxford.
- Lonsdale, P. 1989. Geology and tectonic history of the Gulf of California, in Winterer, D., Hussong, M y Decker, R.W., eds. *The eastern Pacific and Hawaii*, Geological Society of America, Boulder, Co., *The Geology of North America*, pp. 499-521.
- López, M.A. 1984. Datación de dos muestras de obsidiana por el método de trazas de fisión. Informe A II 84-456, I.N.I.N.
- López, A., Casarrubias, U. Z., y Leal, R. 1993. Estudio geológico regional de la zona geotérmica de Tres Vírgenes, B.C.S. C.F.E. Gerencia de Proyectos Geotermoeléctricos, Informe OGL/BC/002/93, pp. 4-7.
- López-Ramos, E. 1982. *Geología de México*. 3a Edición. Tom. III. México, pp. 1-6 y 25-52.
- López-Aburto, V. M. 1987. Apuntes de procesos de concentración de minerales. UNAM, F.I., pp. 339 y 449-458.
- Luhr, J. F., Aranda-Gomez, J. J., y Podosek, F. K. 1995. The San Quintín volcanic field, Baja California Norte, Mexico—geology, petrology, and geochemistry: *Journal of Geophysical Research*. Vol. 100, pp. 10,353-10,380.
- Lupton, J.E., Klinkhammer, G. P., Normark, W.R., Haymon, R., Macdonald, K. C., Weiss, R.F. y Craig, H. 1980. Helium -3 and manganese at the 21°N East Pacific Rise hydrothermal site. *Earth Planet. Sci. Letters*. Vol. 5, pp. 115-127.
- Lynch, D.J. 1981. Genesis and petrology of alkaline volcanism in the Pinacate volcanic field of northwestern Sonora, Mexico: Tucson Arizona, University of Arizona, Ph.D. Thesis, p. 251.
- Mapes, E. 1956. El manganeso en México. Symposium del Manganeso XX Congreso Geológico Internacional. México, pp. 35-75.

- Mason, b., y Moore, C. 1982. Principles of geochemistry. John Wiley & Sons. 4a ed. E.U.A., pp. 12-20, 46, 47, 131, 161, 178 y 236.
- Marshall, K. C. 1979. Biogeochemistry of manganese minerals, in Trudinger, P.A., y Swaine, D.J., eds., Biogeochemical cycling of mineral-forming elements. New York, Elsevier, pp. 253-282.
- Mayall, M., Gutiérrez, S., Ledesma-Vázquez, J., y Minch, J. 1993. Pliocene dedded cherts from Concepción Peninsula: Second Internacional Meeting on the Geology of the Baja California Peninsula, UABC, Ensenada, abril 1993, abstracts, pp. 62.
- Maylan, M.A., Glasby, G. P., Knedler, K. E., y Johnston, J. H. 1981. Metalliferous deep-sea sediments, in Wolf, K. H., ed. Handbook of strata-bound and stratiform ore deposits: Amsterdam. Elsevier. Vol. 9, pp. 77-100 y 150-177.
- McQuesten, C. A., 1913 Minas de Manganeso en Punta concepción, Municipalidad de Mulegé, Baja California, México. . Informe Técnico, COREMI. 7p.
- McEldowney, R.C., 1970. An occurrence of Paleozoic fossils in Baja California, Mexico. Geological Society of America Abstracts with Programs 2, pp. 117.
- McFall, C.C., 1968. Reconnaissance Geology of the Concepcion bay area, Baja California, Mexico. Stanford Univ. Publ. Geol. Soc. 10, 1-25.
- McGregor, B. A., y Rona, P. A. 1975. Crest of Mid Atlantic Ridge at 26°N. Journal Geophysic. Research, Vol. 80, pp. 3307-3314.
- Meldahl, K. H., y González, O. 1992. Holocene sediments and molluscan faunas of Bahía Concepción: A modern analog to Neogene rift basins of the Gulf of California. Geological Society of America, Special Paper 318. E.U.A., pp. 39-56
- Miura, H. y Hariya, Y. 1997. Recent manganese oxide deposits in Hokkaido, Japan. In Nicholson, J.R., Hein, B.B. y Dasgupta S., eds. Manganese Mineralization: Geochemistry and Mineralogy of Terrestrial and Marine Deposits. Geol. Soc. London. Special Publication. No. 119, pp. 281-298.
- Moorby, S. A., Cronan. D. S., and Galsby, G. P., 1984, Geochemistry of hydrothermal Mn-oxide deposits from the S.W. Pacific island are: Geochim. et Cosmochim. Acta. Vol. 48, pp. 433-441.
- Mora-Álvarez, G. 1993. Relaciones estratigráficas y geocronológicas entre las unidades volcánicas de la Sierra Santa Úrsula en Sonora, y el magmatismo de la región del golfo de California. in Delgado –Argote, L. Y Martín-Barajas, A. eds., Contribuciones a la Tectónica del Occidente de México, Ensenada, Baja California. Unión Geofísica Mexicana, Monografía. No. 1, pp. 123-147.
- Morán, D., 1984. Geology of the Mexican Republic. American Association of Petroleum Geologists, Studies in Geology 39, Tulsa, OK, USA.
- Morgan, L. Charles. 2000. Resource estimates of the Calrion-Clipperton manganese nodule deposits. Handbook of Marine Mineral Dapositions. Edit. Cronan, David S. C.R.C. Science Series. E.U.A., pp. 145-148.
- Nagy, L. A. 1980. Manganese precipitating organisms: Could they have existed since the Precambrian? [abs.] Geochemistry of Organic Matter in Ore Deposits Conf. Washington, D.C., 9-12 Novembre, 1980. Ext. abstracts, pp. 100-102.
- Nath, B. N. 1993. Rare earth element geochemistry of the sediments, ferromanganese nodules and crust from the Indian Ocean. PhD thesis, GOA University.
- Neuhaus, J. 1989. Volcanic and non-marine stratigraphy of southwest Isla Tiburón, Gulf of California, México. San Diego Sate University, Master Thesis, p. 170.

- Nicholson, K. Genetic Types of Manganese Oxide Deposits in Scotland: Indicators of Paleo-Ocean-Spreading Rate a Devonian Geochemical Mobility Boundary. *Econ. Geol.* Vol. 87, pp. 1301-1309.
- Morales-Ramírez, J. R. 2002. Geología y metalogenia del depósito de Au-Ag-Caolín de Ixtacamaxtitlán Estado de Puebla. Tesis Profesional para Licenciatura. UNAM, Facultad de Ingeniería. México, pp. 33-40.
- Morgan, L. Charles. 2000. "Resource estimates of the Calrion-Clipperton manganese nodule deposits". *Handbook of Marine Mineral Deposits*. Editado por Cronan, David S. C.R.C. Science Series. E.U.A., pp. 145-148.
- Murray, J. W., Balistrieri, L. S. y Paul, B. 1984. The oxidation state of managnese in marine sediments and ferromanganese nodules. *Geochim. Et Cosmochim. Acta*, Vol. 48, pp. 1237-1247.
- Murria, J. W., Dillard, J. G., Giovanoli, R., Mores, H., y Strumn, W. 1985. Oxidation of Mn (II): Initial mineralogy, oxidation state and agins. *Geochim. Et Cosmochim. Acta*. Vol. 49, pp. 463-470.
- Nath, N., Plüger, W. L., y Roelandts, I. 1997. Geochemical constraints on the hydrothermal origin of ferromanganese encrustations from Rodriguez Triple Junction, Indian Ocean. In Nicholson, J. R., Hein, B. B. y Dasgupta S., eds. *Manganese Mineralization: Geochemistry and Mineralogy of Terrestrial and Marine Deposits*. *Geol. Soc. London. Special Publication. No. 119*, pp. 199-210.
- Nicholson, K. 1992. Genetic Types of Manganese Oxide Deposits in Scotland: Indicators of Paleo-Ocean-Spreading Rate and a Devonian Geochemical Mobility Boundary. *Econ. Geol.* Vol. 97, pp. 1301-1309. 1992.
- Nicholson, K. 1992. Contrasting Mineralogical-Geochemical signatures of mnaganese Oxides: Guides to Metallogenesis. *Economic Geology. A Special Issue Devoted to Advances in Manganese Metallogenesis*. Vol. 87. Núm 5, pp.1207-1216.
- Nicholson, K., Nayak, V. K., y Nanda, J.K. 1997. Manganese ores of the Ghoriajhor-Monmunda area, Sundergarth District, Orissa, India: Geochemical evidences for a mixed Mn source. In Nicholson, J.R., Hein, B.B. y Dasgupta S., eds. *Manganese Mineralization: Geochemistry and Mineralogy of Terrestrial and Marine Deposits*. *Geol. Soc. London. Special Publication. No. 119*, pp. 119-121.
- Noble, J. A., 1950. Manganese on Punta Concepción, Baja California, México. *Economic Econ. Geol.* Vol. 45. Núm 8, pp. 771-785.
- Paz-Moreno, F.A. 1992. Le volcanisme mio-plio-quatenaire de l'état du Sonora (nord-ouest de Mexique). *Evolution Spatiale et Chronologique; implications petrogenetiques: Marseille, Frnace, Universite de Droit, D'Economie et des Science d'Alix-Marseille, Faculte des Science et Techniques de St-Jerome*, pp. 211.
- Pearce, J. A., y Cann, J. R. 1973. Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace elements analyses. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 19, 290-300.
- Pearce, J. A., y Cann, J. R. 1977. Identification of ore-deposition environment from trace elements geochemistry of associated igneous host rocks. *Geol. Soc. Spec. Publ.*, 7, pp. 14-24.
- Pearce, T.H., Gorman B.E., y Birkett, T. C. 1977. The relationship between major element chemistry and tectonic environments of basic and intermediate volcanic rocks. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 36, pp. 121-132.

- 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.
- Parson, L.M., Walker, C.L., Dixon, D.R. (Eds.). 1995. Hydrothermal vents and processes. *Geol. Soc. Special Publ.* 87, p. 411.
- Perfilev, B. V., y Gabe, D. R., 1965. The use of microbial-land-landscape meted to investigate bacteria which concentrate manganese and iron in bottom deposits: Applied capillary microscopy: The role of microorganisms in the formation of iron-manganese deposits. New York, Consultants Bur., pp. 9-44.
- Phillips, (1999).
- Pirajno, F. 1992. Hydrothermal Mineral Deposits. Principles and Fundamental Concepts for the Exploration Geologist. Ed. Springer-Verlag. Alemania, pp. 23-80, 190-224 y 460-484.
- Post, J. E. 1999. Manganese oxide minerals: Crystal structures and economic and environmental significance. *Proc. Natl. Acad. U.S.A. Colloquium Paper* March 1999. Vol. 96, pp. 3447-3450.
- 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., Reyes, A., 2002. Cinnabar deposition in submarine coastal hydrothermal vents, Pacific Margin of central Mexico. *Economic Geology* 97, 1331-1340.
- 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* (in press).
- Puteanuns, D., Glasby, G. P., Stoffers, P. , y Kunzendorf, H. 1991. Hydrothermal iron-rich deposits from the Teahita-Mehitia and Macdonald hot spot areas, southwest Pacific. *Marine Geology.* No. 98, pp. 389-400.
- 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.
- Robertson, A. H .F. y Boyle, J. F. 1983. Tectonic setting and origin of metaliferous sediments in the Mesozoic Tethys Ocean, in Rona, P.A. Boström, K., Laubier, L. y Smith, K.L. Jr., eds. *Hydrothermal processes of seafloor spreading centers.* New York, Plenum Press, pp. 595-663.
- Rodríguez C. J. y Trask P. Jr. 1948. Los Yacimientos de Manganeso de la República Mexicana. Comité Directivo para la Investigación de los Recursos Minerales de México, en colaboración con el Geological Survey U.S. Departament of the Interior. México, pp.14-41 y 118-121.
- Rogers, G; Saunders, A. D.; Terrel, D. J.; Verma, S.P.; y Marriner, J. S. 1985. Geochemistry of Holocene volcanic rocks associated with ridge subduction in Baja California, Mexico. *Nature.* Vol. 315, pp. 389-392.
- 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, 96p.
- Rona, A. P. 1978. Criteria for Recognition of Hydrothermal Mineral Deposits in Oceanic Crust. *Econ. Geol.* Vol. 73 No. 2 Marzo-Abril, pp. 135-160.

- Rona, P. A. 1984. Hydrothermal mineralization at seafloor spreading centers: *Earth-Sci. Rev.* Vol. 20, pp. 1-104.
- Rona, P.A. 1988. Hydrothermal mineralization at oceanic ridge. *Canadian Mineralogists* 26, pp. 431-1455.
- Rona, P.A., Scott, S.D. 1993. Preface to a special issue on sea floor hydrothermal mineralization: new perspective. *Econ. Geol.* 88, pp. 1933-1976.
- Roy, S. 1981. *Manganese Deposits*. London, Academic Press, 458 p.
- Roy, S. 1992. Environments and processes of manganese deposition. *Econ. Geol.* Vol. 87, pp. 1218-136.
- Russell, M.J. 1995. The generation at hot spring of sedimentary ore deposits, microbialites and life. *Ore Geology Reviews* 10, pp. 199-214.
- Santillán L. de G. 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, FI. México, pp. 2-4, 15-20, 23 y 35-42.
- Santillán, M., Barrera, T., 1930. Las posibilidades petrolíferas en la costa occidental de la Baja California, entre los paralelos 30 y 32 de latitud norte. *Anales del Instituto de Geología* 5, 1-37.
- Saunders, A. D., Rogers, G., Marriner, G. F., Terrell, D. J., y Verma, P. S. 1987. Geochemistry of Cenozoic volcanic rocks, Baja California, Mexico: implications for the petrogenesis of postsubduction magmas. In Weaver, S.D. and Johnson, R.W., eds., *Tectonics Controls on Magma Chemistry: Journal of Volcanology and Geothermal Research*. Vol. 32, No. 1-3, pp. 223-245.
- Sawlan, M. G., y Smith, J. G. 1984. Petrologic characteristics, age and tectonic setting of Neogene volcanic rocks in northern Baja California Sur, Mexico. In Frizell, A.V., ed., *Geology of the Baja California Peninsula: Tulsa, Oklahoma, society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Pacific Section*. Vol. 39, pp. 237-251.
- Sawlan, M. G. 1991. Magmatic evolution of the Gulf of California rift. In J.P. Dauphin, and Simoneit, B.R. eds., *The Gulf and Peninsular Province of the Californias*, American Association of Petroleum Geologists, Memoir. No. 47, pp. 301-369.
- Scott, S.D. 1977. Submarine hydrothermal systems and deposits. In H.L. Barnes (eds). *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*. New York, John Wiley & Sons, pp 797-935.
- Scott, S.D. 1997. Submarine hydrothermal systems and deposits. In H.L. Barnes (Ed.) *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*. New York: John Wiley & Sons, pp 797-935.
- 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.
- Schweisfurth. 1971. Manganknollen im Meer. *Naturwiss*, 58, pp. 163-167.
- Simian, M.E., y Johnson, M. E. 1997. Development and foundering of the Pliocene Santa Inés Archipiélago in the Gulf California, 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. 25-38.

- Skinner, B.J. 1979. The many origins of hydrothermal minerals deposits. In: Barnes H.L. (eds.) *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*, 2a ed. John Wiley & Sons. New York, pp. 3-21.
- Smirnov, V. I. *Geología de los yacimientos minerales*. Ed. Mir. Moscú, pp. 105-110, 512-517, pp. 563-565.
- Sozanski. A. G., and Cronan, D. S., 1979, Ferromanganese concretions in Shebandowan Lakes, Ontario: *Canadian Jour. Earth Sci.*, v. 16, p. 126-140.
- Spencer, J.E. y Normark, W.R. 1989. Neogene plate tectonics of Baja California Sur continental margin and the southern Gulf of California, Mexico. In Winterer, D., Hussong, M. y Decker, R.W., eds. *The eastern Pacific and Hawaii: Boulder, Colorado. Geological Society of America. The Geology of North America.*, pp. 489-498.
- Stock y Hodges K.V. 1989. Pre-Pliocene Extension Around the Gulf of California and the Transfer of Baja California to the Pacific Plate. *Tectonics*. Vol. 8 No. 1, pp. 99-115.
- Stoffers, P., Hannington, M.D., Wright, I. Herzig, P., de Ronde, C. 1999. Elemental mercury at submarine hydrothermal vents in the Bay of Plenty, Taupo Volcanic Zone, New Zealand. *Geology* 27, pp. 931-934.
- Stumm, W., y Giovanoli, R. 1976. On the nature of particulate manganese in simulated lake waters. *Chimia*. Vol. 30, pp. 423-425.
- Stumm, W., y Morgan, J.J. 1970. *Aquatic Chemistry*. New York, Wiley, 583p.
- Terán-Ortega, L. A. y Ávalos-Zermeño, A., 1993. *Prospecto Las Mantitas, área Bahía concepción, Municipio de Mulegé, Baja California Sur: México D.F. COREMI Informe Técnico 65p.*
- Tómasson, J., y Kristmannsdóttir, H. 1972. High temperature alteration minerals and thermal brines, Reykjanes, Iceland. *Contr. Mineralogy Petrology*. Vol. 36, pp. 123-130.
- Toth, J. R. 1980. Deposition of submarine crusts rich in manganese and iron. *Geological Society of America Bulletin*. No. 91, pp. 44-54.
- Umhoefer, P. J., Dorsey, R. J., Willsey, S., Mayer, L., Renne, P., 2001. Stratigraphy and geochronology of the Comondú Group near Loreto, Baja California Sur, Mexico. *Sedimentary Geology* 144, 125-147.
- Usui, A. y Someya, M. 1997. distribution and composition of marine hydrogenetic and hydrothermal manganese deposits in the northwest Pacific. In Nicholson, J.R., Hein, B.B. y Dasgupta S., eds. *Manganese Mineralization: Geochemistry and Mineralogy of Terrestrial and Marine Deposits*. Geol. Soc. London. Special Publication. No. 119, pp. 177-186-198.
- Varentsov, I. M. y Rakhmanov, V. P. 1980. Manganese deposits of the USSR (A review). *Geology and Geochemistry of Manganese*. Vol. 2 Editado por I.M. Varentsov I. M. Y Grasselly G. Y. UNESCO. 2º Simposio Internacional sobre *Geología y Geoquímica del Manganeso Australia, Hungría*, pp. 319-363.
- Varentsov, I. M. 2002. Genesis of the Eastern Paratethys manganese ore giants: impact of events at the Eocene/Oligocene boundary. *Ore Geology Reviews* 20. Elsevier, pp. 65-80.
- Vidal, V.M.V., Vidal, F.V., Isaacs, J.D. 1978. Coastal submarine hydrothermal activity off northern Baja California. *Journal of Geophysical Research* 83, pp 1757-1774.

- Villanueva-Estrada, R. Geochemical Modeling of a Shallow Submarine Hydrothermal System at Bahía Concepción, Baja California Sur, Mexico. Proceedings World Geothermal Congress 2005. Natalia, Turkey, 24-29. Abril 2005, pp. 1-3.
- Wallace, H. V., 1908. Informe Sobre Depósitos de Manganeso cerca del pueblo de Mulegé, Baja California: México D.F. COREMI Informe Técnico, 8p.
- Weiss, R. F. 1977. Hydrothermal manganese in the deep sea: Scavenging residence time and Mn/³He relationships. Earth Planet. Sci. Letters. Vol. 37, pp. 257.
- Whitney, P. R., 1981, Heavy metals and manganese oxides in the Genesee watershed, New York State: Effect of geology and land use: Jour. Geochem. Explor. Vol. 14, pp. 95-117.
- Wilson, I. F., y Rocha, V. S. 1955. Geology and mineral deposits of the Boleo Copper District Baja California, Mexico: Bulletin of American Association of petroleum Geologists. Vol. 32, No. 32, pp. 1762-1807
- Wolery, T.J., Sleep, N.H. 1976. Hydrothermal circulation and geochemical flux at mid-ocean ridges. Geol. 84, pp. 240-249.
- Yashvili, L. P. 1980. Volcanogenic manganese ore deposits in northern Armenia, USSR. Geology and Geochemistry of Manganese. Vol. 2 Editado por I.M. Varentsov I. M. Y Grasselly G. Y. UNESCO. 2° Simposio Internacional sobre Geología y Geoquímica del Manganeso Australia, Hungría, pp. 433-443.
- Zantop, H., 1978. Geologic setting and genesis of iron oxides and manganese oxides in the San Francisco manganese deposit, Jalisco, Mexico. Econ. Geol. Vol. 73, pp. 1137-1149.

Internet

- <http://www.manganese.org/production>, 2004.
- <http://www.maps-of-mexico.com/baja-california-sur-mexico/baja-california-sur-mexico-map-cl.shtml>, 2004
- <http://antares.inegi.gob.mx/cgi-bin/map3.3/mapserv>, 1999
- <http://www.e-local.gob.mx/enciclo/bajasur/municipios/03002a.htm>, 2000
- INEGI-BIE: <http://dgcnesyp.inegi.gob.mx/cgi-win/bdi.exe>, 2004).
- www.camara-mineramexico.com, 2004: FENAMMPAC
- Internacional Seabed Authority. 2000. Nódulos polimetálicos. www.isa.org.jm/sp/seabedarea/default.asp
- <http://www.mineranet.com.ar/hidro.asp>, 2000
- www.camara-minera-mexico.com, 2004.