



UNIVERSIDAD NACIONAL
AUTÓNOMA DE MÉXICO

INSTITUTO DE GEOFÍSICA
POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA

METALOGENIA DEL ÁREA MINERALIZADA EN
MANGANESO DE BAHÍA CONCEPCIÓN, BAJA
CALIFORNIA SUR.

TESIS

Para obtener el grado de:
MAESTRÍA EN CIENCIAS DE
LA TIERRA
(Depósitos Minerales y Sistemas
Hidrotermales)

Presenta:
AUGUSTO ANTONIO RODRÍGUEZ DÍAZ

DIRECTOR:
DR. CARLOS CANET MIQUEL



Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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

AGRADECIMIENTOS

Con este apartado deseo expresar mi más sincero agradecimiento a todas aquellas personas e instituciones que me han prestado su ayuda y apoyo durante la realización de esta tesis de maestría.

El presente trabajo se ha realizado con el apoyo del proyecto “*Sistemas hidrotermales costeros actuales y fósiles en Baja California: mineralogía, geoquímica, biogeoquímica y sistemática isotópica*” J-51127-I (CONACyT), a cargo del Dr. Carles Canet Miquel.

Un especial agradecimiento a mi director de tesis el Dr. Carles Canet Miquel por su buena dirección y constante apoyo, 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 y asesoramiento científico durante la realización de este trabajo.

Al Dr. Dante Morán Zenteno por su disposición para la orientación y discusión de los temas de geología regional, estructural y tectónica desarrollados en esta tesis, así como las conclusiones de este trabajo. Además de ser un gran maestro para mí.

Al Dr. Eduardo González Partida por sus enseñanzas y consejos prácticos sobre conceptos y metodologías de la técnica de microtermometría de inclusiones fluidas. También por su tiempo e interés durante todo el proceso de medición de inclusiones fluidas en el Centro de Geociencias, Juriquilla.

A la Dra. Ruth Esther Villanueva Estrada por sus enseñanzas sobre geoquímica de fluidos, sus valiosas aportaciones y discusión sobre tópicos de geoquímica. Asimismo por permitirme colaborar con ella en la realización de artículos científicos sobre las manifestaciones termales de la zona.

Al Dr. Pedro Corona Chávez por sus comentarios, revisiones y críticas que enriquecieron el presente trabajo en los temas de geoquímica y geología regional.

Un aliciente muy importante en mi formación ha sido la estancia realizada en Granada, España y la colaboración mantenida con el equipo de profesionales del Departamento de Mineralogía y Petrología de la Facultad de Ciencias de la Universidad de Granada. Un reconocimiento muy especial al Dr. Fernando Gervilla Linares por haberme dado la oportunidad de realizar los trabajos de investigación en la UGR, otorgarme las facilidades para trabajar en el laboratorio de mineragrafía, uso de equipos y software especializados, tiempo de SEM, análisis de WDS y DRX, su buena dirección, apoyo constante, sus enseñanzas, su amabilidad y amistad. Al Dr. Salvador Morales Ruano por sus enseñanzas, apoyo en la elaboración de muestras para microtermometría e interpretación de datos e inclusiones fluidas. Además de permitirme ambos seguir colaborando hasta hoy en día.

Así mismo me gustaría mostrar mi agradecimiento a la M.C. Guadalupe Villaseñor Cabral, por haberme brindado su amistad, apoyo incondicional, consejos, recomendaciones, anécdotas y su constante seguimiento, y al Ing. Juan Carlos Cruz Ocampo por su infinita ayuda, comprensión, buena disposición y sobre todo amistad.

A mis amigos y compañeros de trabajo: *Ing. David Blanco Florido* por su disposición y conocimientos que me han apoyado en el enriquecimiento de mi trabajo, por su hermandad, ayuda en todo momento, consejos y por compartir un sendero fructífero profesional y personal, a la M.C. Abigail López por sus recomendaciones, asesoría en rollos de EGP, apoyo incondicional y amistad, Lic. Viridiana Vázquez Figueroa por su intercambio de comentarios, ayuda y camaradería, un reconocimiento al *asociado de cubil* Ing. José Juan González López por sus consejos, gratitud y amistad, a Becket y Cath por sus valiosos comentarios y apoyo en el idioma inglés, y su grata amistad, y el M.C. Alejandro Estrada por su excelente compañerismo.

Por su franqueza, recomendaciones, conocimientos y apoyo constante Dr. Antoni Camprubí i Cano (Instituto de Geología, UNAM). A mis camaradas de campo Josué, Daniel y César.

Para *Ma. Guadalupe Dávalos Elizondo* por su ayuda, consejos y comentarios durante el desarrollo de mi tesis. Por compartir un tramo más de este camino, por ser la sonrisa de mi cara, horizonte de mis ideas y sobre todo el cariño que me has brindado.

A mi compañero paleontólogo Alejandro Cristín por su ayuda en la descripción de fósiles del área de mi tesis.

A mis amigos por su apoyo Guillermo, Doris, Pedro, Iriliana, Nelda, Rosita, Octavio, Valerie, Felipe, Zill, Rubén, Kari, Memo y Antonia.

A los cuates tras fronteras que compartieron gratos momentos en el Posgrado: Cristina, Laura y Juan Ramón.

Aquellos que tanto estimo, quiero y extraño del otro lado del charco Atlántico: Pao, Mario, Flopy, Daniela, Livory (*Los chilenos*), Mario Carretero y a unas chicas muy especiales *Sita* y *Satur*.

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 WDS, 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.

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 mis sobrinos *Sebastián, Ernesto y Gael* por recordarme que nunca hay que dejar de tener un corazón de niño.

A mis amigos de toda la vida *Jhoni Vargas, Alberto Palma y Efrén Chávez* (Secu 275); *Guadalupe García, Dora Velázquez, Karina Chávez* (ISSSTE); *Cathy Hernández, Daniel Aldama, Gerardo Pérez, Guadalupe Simón, Joana Hinojosa, Luz Castañeda y Marisol Escobar* (H.C.C.H.); *Mischell Reyes* (Filosofía y Letras, Geografía) y *David Miranda* (*inge chileno*).

A mis amigos y compañeros de la Facultad de Ingeniería *Erick Ahedo, Lorena Luna, Martha Gómez; Adán Castro, Arturo Rojo, Daniel Bolaños, David Ramírez, Diana Tapia, Enoch Ortiz, Francisco Ponce, Iván Villagrana, Israel Cayetano, Diana Tapia, Janet Ravelo, y Omar Pacheco.*

Para los de la estancia *Juanita, Bruno, Erica y Metab.*

A los cuates de la UMAR *Rosalía, Eduardo, Cecy, Ricardo, Elder, Mauro, Lau, Dorita, Ros y Erica.*

A la competencia universitaria *Yarabet Alamilla.*

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...
A.A.R.D.

Índice

Resumen	i
Abstract	ii
1. Introducción	
1.1 Justificación	1-2
1.2 Objetivos	2-3
1.3 Antecedentes	3-5
1.4 Localización y vías de comunicación	5-6
1.5 Geografía	
1.5.1 Clima	6-7
1.5.2 Fisiografía	7-8
1.5.3 Geología económica	8-10
2. Generalidades de los depósitos hidrotermales de manganeso y elementos del grupo del platino	
2.1 Los depósitos hidrotermales de manganeso	
2.1.1 Introducción	11-13
2.1.2 Depositación de manganeso en sistemas hidrotermales activos	13-17
2.1.3 Los depósitos hidrotermales de manganeso fósil	
2.1.3.1 Características de los yacimientos estratiformes de manganeso	18
2.1.3.2 Características de los yacimientos de manganeso en vetas	18-21
2.2 Los depósitos hidrotermales de elementos del grupo del platino	
2.2.1 Introducción	21-24
2.2.2 Los depósitos de manganeso de fondo oceánico y enriquecimiento en elementos del grupo del platino	24-26
2.2.3 Los depósitos hidrotermales de elementos del grupo del platino	26-29
3. Metodología	
3.1 Muestreo	30
3.2 Petrografía y mineragrafía	30-31
3.3 Difracción de rayos X	31-32
3.4 Microscopio electrónico de barrido	32-33
3.5 Análisis de química mineral por microsonda electrónica	33-34
3.6 Análisis químico instrumental	
3.6.1 Espectrometría de rayos X	34-35
3.6.2 Espectrometría de masas con fuente de plasma acoplado	35
3.7 Microtermometría de inclusiones fluidas	36-41
4. Marco Geológico	
4.1 Marco geológico regional	
4.1.1 Introducción	42
4.1.2 Tectónica y magmatismo	42-44
4.2 Marco geológico local	
4.2.1 Paleozoico-Mesozoico	45-48
4.2.2 Cenozoico	
4.2.2.1 Formación El Salto	49
4.2.2.2 Formación Pelones	49-51
4.2.2.3 Formación Minitas	51-53
4.2.2.4 Formación Pilares	53-55

4.2.2.5 Formación Hornillos	55
4.2.2.6 Formación Ricasón	55-56
4.2.2.7 Formación Santa Lucía	56-57
4.2.2.8 Formación San Marcos y Formación Marquer	57
4.2.2.9 Formación Infierno	57-59
4.2.2.10 Formación San Nicolás	59-60
4.2.2.11 Depósitos de la Cuenca Loreto	60-62
4.2.2.12 Complejo Volcánico Cerro Mancenares y depósitos Cuaternarios	62-65
4.2.3 Tectónica y geología estructural	65-69
5. Manantiales termales y depósitos de manganeso en el área de Bahía Concepción-Bahía San Nicolás	
5.1 Actividad hidrotermal en Bahía Concepción-Bahía San Nicolás-Bahía San Juanico	
5.1.1 Introducción	70-72
5.1.2 Ensenada Mapache y Posada Concepción-Playa Santispac, en Bahía Concepción	73-74
5.1.3 Estructura del depósito de los manantiales termales de Ensenada Mapache	74-75
5.1.4 Asociaciones minerales y texturas del depósito de los manantiales termales de Ensenada Mapache	75-77
5.1.4.1 Química mineral	77-84
5.1.5 Secuencia paragenética	84
5.1.6 Estructura del depósito de los manantiales termales Posada Concepción-Playa Santispac	84-90
5.1.7 Asociaciones minerales y texturas	90-93
5.1.7.1 Química mineral	93-94
5.1.8 Secuencia paragenética	95-96
5.2 Mineralización de manganeso de Bahía Concepción-Bahía San Nicolás	
5.2.1 Mina El Gavilán	
5.2.1.1 Estructura de la mineralización	97-102
5.2.1.2 Asociaciones minerales y texturas	102-107
5.2.1.2.1 Difracción de rayos X	107-109
5.2.1.2.2 Química mineral	109
5.2.1.3 Secuencia paragenética	109-115
5.2.2 Depósito Guadalupe o Mantitas	
5.2.2.1 Estructura de la mineralización	116-119
5.2.2.2 Asociaciones minerales y texturas	119-120
5.2.2.2.1 Difracción de rayos X	120
5.2.2.2.2 Química mineral	120
5.2.2.3 Secuencia paragenética	120-123
5.2.3 Mina Santa Rosa	
5.2.3.1 Estructura de la mineralización	123-127
5.2.3.2 Asociaciones minerales y texturas	127-129
5.2.3.2.1 Difracción de rayos X	129-130
5.2.3.2.2 Química mineral	130
5.2.3.3 Secuencia paragenética	130-132
5.2.4 Otras mineralizaciones	132-136
6. Geoquímica	
6.1 Introducción	137-140
6.2 Depósitos de manantiales termales de Ensenada Mapache y Posada Concepción-Playa Santispac	140-150
6.3 Depósitos de Mn	151-160

7. Inclusiones Fluidas	
7.1 Introducción	161-162
7.2 Manantiales termales	
7.2.1 Manantiales termales Ensenada Mapache	162-166
7.3 Mineralizaciones de manganeso	
7.3.1 Mina El Gavilán	166-170
7.3.2 Mina Guadalupe	170-173
7.3.3 Mina Santa Rosa	173-175
8. Discusión	
8.1 Contexto geológico	176-177
8.2 Asociaciones minerales, textura y paragénesis	178-181
8.3 Geoquímica	181-185
8.4 Fluidos mineralizantes	185-188
8.5 Modelo de depósitos	188-192
Conclusiones	193-194
Bibliografía	195-210
Anexos	

Índice de Figuras

Fig. 1.1	Ubicación del área de estudio (Bahía Concepción), en Baja California Sur y en México.....	5
Fig. 1.2	Vías de comunicación y acceso al área de estudio (Modificado de (5) www.maps-of-mexico.com, 2008).....	6
Fig. 1.3	Subprovincias fisiográficas de Baja California Sur (Modificada de Bustamante-García, 1999).....	8
Fig. 1.4	Imagen de satélite (G12-05, INEGI) del área de estudio. A. Sierra de La Giganta, B. Bahía Concepción, C. Escarpe y abanicos aluviales, D. Cerro Vinorama, E. Sierra Gavilanes, F. Bahía San Nicolás, G. Bahía San Juanico, H. Valle Loreto-San Juan Londó y I. Cerro Mancenares.....	9
Fig. 1.5	Principales depósitos metálicos y no metálicos de Baja California Sur (Modificado de Bustamante-García, 1999).....	10
Fig. 2.1	Mapa que muestra las mayores acumulaciones de Mn en el mundo, en explotación y sin extraer (Modificada de Laznicka, 1992).....	12
Fig. 2.2	Organización de las distintas acumulaciones o depósitos de Mn basada en tres componentes fundamentales: génesis, ambiente tectónico y asociación litológica. Apartado especial para sistema geotermales activos (Modificado de Laznicka, 1992).....	13
Fig. 2.3	Modelo de un depósito hidrotermal submarino vulcanogénico de Mn (Modificado de Roy, 1981).....	15
Fig. 2.4	Depósitos de óxidos de Mn en manantiales termales de Japón. (A) Precipitación de óxidos de Mn de fluidos del manantial termal de Akan-Yunotaki en pared del manantial. (B) Descarga de agua del manantial termal adyacente al río Yukomanbetu formando lodos de óxidos de Mn. En blanco vapores causados por una gota de peróxido de hidrógeno mostrando la existencia de dióxidos de Mn. (C) Alteración de óxidos de Mn (Mn) y carbonatos de calcio (Ca) en capas del borde del cuerpo mineralizado adyacente al río Kogane-sawa. (D) Óxidos de Mn en los extremos de la corriente del río Komanoyu-Onsen (Miura y Hariya, 1997).....	16
Fig. 2.5	Depósito en mantos de Mn Los Chivos, en Cuba. (a) Corte del depósito donde se aprecian las menas masivas hacia la base, tramos de tobas cementadas por Mn (de aspecto más laminado), con calizas de la Fm. Puerto Boniato del Eoceno Medio a techo. (b) Texturas de la mineralización: (1) Estructura botrioidal de las menas en La Margarita (SEM, imagen de electrones secundarios), cementada por manganita. (2) Veta tardía de pirolusita en cristales tabulares, que corta agregados radiales de todorokita, Los Chivos. (c) Modelo conceptual genético del depósito: (A) ascenso de fluidos hidrotermales por fallas, (B) interacción de fenómenos exhalativos y tectónicos con aportes de piroclastos cíclicos, que son cementados por Mn, (C) reactivación de la depositación estratificada de óxidos de Mn, (D) establecimiento de colonia de gusanos epifáunicos, (E) fosilización de organismos plantónicos por Mn, y (F) aportes piroclásticos que ahogan a los organismos que han formado colonias. (1) Tobas, (2) jaspe, (3) vetas de Mn, (4) menas masivas de Mn y (5) alteración celadonítica-analcítica (Modificado de Cazañas <i>et al.</i> , 1998).....	19
Fig. 2.6	Imagen que muestra la tendencia de las relaciones paragenéticas de minerales metálicos y no metálicos en depósitos epitermales y manantiales termales que contienen minerales de manganeso (Modificado de Hewett, 1964).....	20
Fig. 2.7	(a) Sección geológica de los depósitos en vetas de óxidos de Mn en la región de Anti-Atlas, Marruecos (Jouravsky, 1963) (b) Mineralogía y rasgos texturales del depósito en vetas de Vani, Grecia. (1) Cristales rotos de ramsdellita, (2)	22

	hollandita (H) reemplazando a ramsdellita (R), (3) formas de exsolución de hydrohetaerolita (Hy), hollandita (H) y feldespatos potásicos (F), (4) disolución de barita (B) por coronadita (C) con presencia de óxidos de hierro (O) y microcristales de feldespatos potásicos (F), (5) coronadita desplegando un estructura rítmica, (6) reemplazamiento de feldespatos potásicos (F) por hollandita (Ho) (Liakopoulos <i>et al.</i> , 2001).....	
Fig. 3.1	Microscopio modelo Olympus BX60 y analizador de imágenes integrado del Departamento de Petrografía y Minerografía de la Facultad de Ciencias, Universidad de Granada, España.....	31
Fig. 3.2	Microscopio electrónico de barrido portátil TM-1000 del Laboratorio de Petrografía y Minerografía del Departamento de Recursos Naturales del Instituto de Geofísica, UNAM.....	33
Fig. 3.3	Microsonda electrónica del Laboratorio Universitario de Petrología del Instituto de Geofísica, UNAM.....	34
Fig. 3.4	Espectrometría de fluorescencia de rayos X. A) Prensa para muestras en polvo, B) muestras prensada, C) estufa a 1050 °C y crisoles de Pt para la preparación de la perla, D) detalle de la perla fundida y E) equipo de FRX Siemens SRS 3000 del Laboratorio Universitario de Geoquímica Isotópica del Instituto de Geología de la UNAM.....	36
Fig. 3.5	Formación de inclusiones fluidas. A. Cuando las capas de crecimiento de un cristal no son completamente planas se forman cavidades en el que se atrapa el fluido. B. Por la disolución parcial de un mineral precoz produce numerosos entrantes en la superficie cristalina. Cuando continúa el crecimiento, se pueden formar inclusiones grandes, o bandas de inclusiones pequeñas, en las irregularidades de la superficie. C. Cuando algún objeto sólido se fija a la superficie de un cristal en vías de crecimiento, puede quedar englobado como inclusión sólida y capturar al mismo tiempo alguna inclusión fluida. D. El crecimiento rápido de un mineral puede dar lugar a la formación de un cristal con bordes esqueléticos o dendríticos. Si a este episodio sucede otro de crecimiento más lento, pueden quedar atrapadas en el cristal inclusiones de tamaño variado. E1 a E4 Cicatrización de una fractura en un cristal que da lugar a la formación de inclusiones secundarias. Si este proceso ocurre al tiempo que desciende la temperatura, las inclusiones individuales pueden tener relaciones gas/líquido variables (Roedder, 1984).....	37
Fig. 3.6	Esquema hipotético dentro de un cristal que muestra inclusiones primarias (p), secundarias (s) y pseudosecundarias (ps) (Goldstein, 2003).....	38
Fig. 3.7	Equipo microtermométrico del Centro de Geociencias, UNAM. A. Platina térmica montada en microscopio Olympus, consola eléctrica para manipulación de aumento y disminución de temperatura, y televisión para observación de cambios de fase. B. Platina térmica Linkam THMSG 600.....	40
Fig. 3.8	Relaciones de fase vapor-saturadas en el sistema NaCl-H ₂ O a baja temperatura. I= hielo; L= líquido; HH = hidrohialita; H = halita; P = peritético (0.1°C, 26.3 wt. % NaCl; E = eutéctico (-21.2°C, 23.2 wt. % NaCl). Tomada de Bodnar and Vityk (1994).....	41
Fig. 4.1	Mapa esquemático de la provincia Extensional del Golfo (Modificado de Martín-Barajas, 2000).....	43
Fig. 4.2	Principales elementos tectónicos del noreste de México, mostrando la migración de la junta del punto triple. Los números representan millones de años (Martín-Barajas y Delgado-Argote, 1995).....	44
Fig. 4.3	(a) Mapa geológico del área de Bahía Concepción, con la ubicación de las zonas mineralizadas. (b) Columna estratigráfica del área. Modificado de McFall (1968), Romero-Rojas y Terán-Ortega (1993), Terán-Ortega <i>et al.</i> (1993), Casarrubias-Unzueta y Gómez-López (1994), Maraver-Romero <i>et al.</i> (1997); Ledesma-Vázquez <i>et al.</i> (1997); Ledesma-Vázquez <i>et al.</i> (2006).	47

Fig. 4.4	Basamento de Península de Concepción, al NO de la ranchería El Salto. (a) Basamento granodiorítico. (b) Granodiorita cortada por diques de aplita. (c) Dique aplítico cortado por dique máfico. (d) lava andesítica, que sobreyace al basamento cortado por un dique de andesita porfídica.....	48
Fig. 4.5	Formación El Salto en la ranchería El Salto, Península de Concepción. (a) Secuencia de areniscas (ar) y tobas (tb) intercaladas, ambas cortadas por un dique pórfido andesítico (pa). (b) Unidad basal de areniscas rojas. (c) Intercalaciones de litarenitas y areniscas ricas en cuarzo (tonalidades claras). (d) Detalle de la estratificación cruzada en las areniscas. (e) Bioturbación en las areniscas.....	50
Fig. 4.6	Afloramientos de la Formación Pelones en los alrededores de Mulegé y la ranchería Los Chamacos. (a) Derrames andesíticos y un stock tonalítico fuertemente silicificado y oxidado donde se alberga a la Mina El Silencio. (b) Brecha volcánica andesítica oxidada que es cortada por un dique monzodiorítico. (c) Detalle de enclaves dioríticos en la brecha volcánica con vetillas y disseminados de óxidos de Mn.....	52
Fig. 4.7	Depósitos de la Formación Minitas adyacentes a la Mina Pilares, al norte de Península de Concepción. Se aprecian los depósitos de toba de color rojo sobreyacidos por una brecha de clastos andesíticos y un derrame lávico andesítico. Al este se encuentra un dique de pórfido andesítico.....	53
Fig. 4.8	Derrames de lavas andesíticas de la Formación Pilares en los alrededores de la Mina El Gavilán. (a) Colada que alberga la mayoría de la mineralización de Mn. (b) Lavas y pórfidos andesíticos en la Mina El Gavilán. Obsérvense los trabajos de explotación del depósito en terraplenes.....	54
Fig. 4.9	Derrame andesítico de la Formación Pilares en contacto con la Formación Minitas entre Punta Pilares y Punta Gato, al norte de Península de Concepción. (a) Formación Pilares (FP) al fondo, Punta Gato y Formación Minitas (FM). (b) Lava andesítica con alteraciones de cobre (Cu). (c) Pórfido andesítico con vetas y oquedades con barita (Ba).....	55
Fig. 4.10	Afloramientos de la Formación Ricasón. (a) Tómbolo Requesón, y (b) derrame andesítico al O del tómbola.....	56
Fig. 4.11	Depósitos de la Formación Infierno del Plioceno Tardío en el sureste del área de Bahía Concepción. (a) Miembro el Mono. (b) Wackstones intercaladas con capas de pedernal blanco-beige del Miembro El Mono. (c) Icnofósiles (<i>Ophiomorpha</i>) silicificados del Miembro El Mono. (d) Miembro Bahía Concepción compuesto de calizas y lutitas. (e) Detalle de coquinas del Miembro Bahía Concepción compuestas principalmente de bivalvos. (f) Mudstone pertenecientes a las capas intermedias del miembro Bahía Concepción al norte de Cerro Prieto mostrando estructuras sedimentarias de burbujeo y paleoconductos de un antiguo manantial termal, y (g) lodolitas con estructuras de flujo y pliegues pertenecientes a las capas intermedias del Miembro Bahía Concepción al norte de Cerros El Llano.....	61
Fig. 4.12	Miembro Bahía Concepción de la Formación Infierno. (a) Roca encajonate. (b) Veta de travertino (Tr). (c) Veta silíceo-calcárea (ópalo: Óp). (d) Stockwork de travertino. (e) Pequeñas terrazas de travertino sobre stockworks, y (f) pátinas de óxidos de manganeso (Óx Mn).....	62
Fig. 4.13	Formación San Nicolás, Miembro Los Volcanes. Conglomerado mal clasificado de clastos andesíticos con moderada oxidación albergando a veta-brecha del depósito de Mn de Santa Rosa.....	63
Fig. 4.14	Secuencia sedimentaria del área de San Juanico, de la Cuenca Loreto. (a) Cuerpo de arenisca (ar) envolviendo a un cuerpo volcánico de andesitas miocénicas (and). (b) Areniscas con pocos fósiles al fondo y areniscas fosilíferas rojas. (c) Arenisca roja con molde de bivalvo. (d) Arenisca roja alojando	63

	mineralización de manganeso en vetillas y costras (negro).....	
Fig. 4.15	Depósitos volcánicos de caída de la Unidad San Juanico, y areniscas y conglomerados posiblemente de la Cuenca de Loreto. (a) Depósitos de caída (dc), sobreyacidos por areniscas. (b) Areniscas conglomeráticas a la base, sobreyacidas por areniscas cortadas por una falla normal. Al fondo el Complejo Volcánico Mencenares (CM).....	64
Fig. 4.16	Esquema de las características tectónicas y estructurales en el área comprendida entre Santa Rosalía y Loreto (Modificado de Nava-Sánchez <i>et al.</i> , 1998 y Ledesma-Vázquez y Johnson, 2001).....	66
Fig. 4.17	Cuenca tectónica de Bahía Concepción. (a) Diagrama esquemático para la región de Bahía Concepción, mostrando desplazamientos por fallamiento normal-lateral. Las flechas indican la dirección principal de la extensión. (b) Sección estructural simplificada para la zona de Bahía Concepción, indicando mineralizaciones y manantiales termales (modificados de Ledesma-Vázquez y Johnson, 2001).....	68
Fig. 4.18	Modelo simplificado de la Cuenca San Nicolás. (a) Diagrama tectónico-estructural de la cuenca. (b) Esquema idealizado de la cuenca durante la depositación de la unidades de la Formación San Nicolás, incluyendo la mineralización de manganeso de Santa Rosa (Modificado de Ledesma-Vázquez <i>et al.</i> , 2006).....	69
Fig. 5.1	Ubicación de las manifestaciones termales en la zona de Bahía Concepción-Bahía San Nicolás-Bahía San Juanico.....	71
Fig. 5.2	Modelo hipotético geotérmico de El Centavito, San Juan Londó (Modificado de Casarrubias-Unzueta, 1997a).....	72
Fig. 5.3	Modelo hipotético geotérmico de Los Volcanes-Saquicisumunde (Modificado de Casarrubias-Unzueta y Gómez-López, 1994).....	72
Fig. 5.4	Fotografías de los principales manantiales de Ensenada Mapache, en la costa oeste de Bahía Concepción. (a) Esquema y fotografías de los manantiales termales costeros o intermareales y sus depósitos. (b) Manantiales termales submarino someros (~5 m de profundidad) con infiltraciones difusas de fluidos hidrotermales ricos en gases.....	74
Fig. 5.5	Mapa geológico de Ensenada Mapache con los manantiales termales submarino someros e intermareales, y estructuras mineralizadas.....	76
Fig. 5.6	Depósitos en costra de manantiales termales de Ensenada Mapache. (a) Costra de ferrihidrita (ocre) depositada sobre una concha de bivalvo, y todorokita y romanechita (negro). (b) Depósitos de ferrihidrita (ocre) y estromatolitos silicicocalcáreos. (c) Imagen de SEM (BSE) de costra de cinabrio (Ci), pirita (Py) y óxidos de Fe (Fe) cubriendo a andesita con augita (Au) y plagioclasa (Pl). (d) Costras de barita y ópalo. (e) Costra de fenocristales de barita sobre bloques de andesita. (f) Costra sobre andesita de barita, ópalo, todorokita-romanechita y óxidos de Fe. (g) Agregados de barita en costras (luz reflejada). (h) Láminas superiores de costras de todorokita, agregados botrioidales de romanechita, y ópalo, sobre barita (luz reflejada). (i) Pirita framboidal dentro y adyacente a cristales tabulares de barita (luz reflejada). (j) Agregado poroso de ópalo, cementando cristales de barita (luz transmitida, sin analizador). (k) Costra sobre andesita de cristales de barita y cemento de ópalo, con goethita radial (luz transmitida, sin analizador).....	78
Fig. 5.7	Secuencia de depósito mineral en una costra de los manantiales termales de Ensenada Mapache. (a) Imagen de SEM-BSE de todorokita (Td) y romanechita (Rm) intercaladas en laminas botrioidales, con los espectros EDS. (b) Perfil geoquímico de las costras laminadas, desde los óxidos de Mn hasta las capas superficiales de ópalo y óxidos de Fe y Mn. Nótese las variaciones de Ba para diferenciar la todorokita (pobre) de la romanechita (rica), y las anomalías de As hacia las etapas finales del depósito. (c) Imagen SEM-BSE con análisis EDS de las últimas etapas de mineralización. Hacia la base: óxidos de Mn (en tonos de	79

- grises). Siguiente lámina: óxidos de Fe y Mn (Ox Fe y Mn), ópalo (Op) y carbonatos de calcio (Cc), anómalos en As. Le sigue una capa de materiales terrígenos finos (Terr), ópalo y óxidos de Fe y Mn, pobre en As. Continúa una lámina de ópalo y óxidos de Fe y Mn, con moderado As. Le prosigue una lámina de ópalo. Finalmente hay una etapa de ópalo y óxidos de Fe y Mn, con bajos contenidos en As.....
- Veta costeras en Ensenada Mapache. (a) A la izquierda, veta delgada de barita y ópalo; al centro, veta de barita y ópalo con halo de alteración sobre el fondo; a la derecha, veta con barita, óxidos de Mn y trazas de ópalo. (b) Veta y montículo estromatolítico. (c) Detalle de veta silicocalcárea con oquedades rellenas por estructuras estromatolíticas. (d) Microfotografía en luz transmitida (sin analizador) de veta de barita (Ba) y ópalo (Op). (e) Microfotografía en luz reflejada de barita y trazas de pirita (Py), envueltas por láminas de ópalo, dentro de una oquedad de una vetilla.....
- Brechas mineralizadas de Ensenada Mapache. Muestras de mano: (a) Brecha de clastos volcánicos cementada por óxidos de Mn, y (b) brecha cementada por ópalo y barita. (c) Microfotografía (luz reflejada) donde se observan los clastos de andesita (And), los óxidos de Mn (OxMn), y un evento tardío de ópalo (Op) y goethita (Goe) relleno una oquedad, a la izquierda sin analizador y a la derecha con analizador. (d) Microfotografía (luz reflejada) de brecha cementada por óxidos de Mn. (e) Textura simplectítica titanomagnetita-piroxeno, envueltos por óxidos de Mn. (f) microfotografía (luz transmitida, sin analizador) de una brecha de clastos de andesita, cristales de barita fragmentados y cementante de ópalo.....
- Depósitos estromatolíticos de Ensenada Mapache. (a) Depósitos estromatolíticos en una manifestación termal; a la derecha, detalle del montículo de estromatolitos, con escurrimiento de fluido termal. (b) Estructuras mamilares a la izquierda y a la derecha crecimientos arborescentes de textura *frutixítica* de laminaciones silicocalcáreas y de óxidos de Mn (negro). (c) Tapetes microbianos de coloraciones blancas, amarillas, naranjas y verdes, en zona intermareal.....
- Estructuras microscópicas de los depósitos estromatolíticos de Ensenada Mapache. (a) Microfotografía (luz transmitida, sin analizador) mostrando laminaciones silicocalcáreas (Si-Ca), óxidos de Mn (OxMn) y oxihidróxidos de Fe (OxFe). (b) Microfotografía (luz transmitida, a la derecha con analizador, a la izquierda sin analizador) de las laminaciones concéntricas, coliformes y mamilares formadas sobre un clasto volcánico (And), mostrando láminas silicocalcáreas, óxidos de Mn y oxihidróxidos de Fe (capas oscuras) y, ocasionalmente, cristales de calcita. (c) Laminaciones silicocalcáreas creciendo a partir de un clasto de andesita con porosidad rellena por calcita (Cc); luz reflejada con analizador. (d) Microfotografías (luz reflejada, a la izquierda sin analizador, a la derecha con analizador) de los agregados botrioidales de Todorokita (Td) y romanéchita (Rm). Se observan microorganismos de forma elíptica. (e) Laminaciones silicocalcáreas, con óxidos de Mn y de oxihidróxidos de Fe; se observan diatomeas (Dia) en la porosidad (luz transmitida, sin analizador). (f) filamentos posiblemente de algas. (g) estructuras de algas. (h) Imágenes SEM-BSE: izquierda y centro, mostrando laminaciones de ópalo (OpA) y calcita; en el centro, crecimiento estromatolito sobre un agregado detrítico volcánico con cristales de plagioclasa (Pl), cementados por ópalo y barita (Ba); a la derecha, imagen SEM-SE de nanoesferas de ópalo-A cubriendo agregados microcristalinos de oxihidróxidos de Fe (imágenes tomadas de Canet *et al.*, 2005b).....
- Secuencia paragenética de los depósitos hidrotermales de los manantiales submarinos someros e intermareales.....
- Fig. 5.8** 80
- Fig. 5.9** 81
- Fig. 5.10** 82
- Fig. 5.11** 83
- Fig. 5.12** 87

Fig. 5.13	Mapa geológico y estructural de Posada Concepción y Playa Santispac, mostrando manantiales termales costeros y estructuras mineralizadas.....	88
Fig. 5.14	Manantiales intermareales de Posada Concepción y Playa Santispac, Bahía Concepción. (a) Manantiales acondicionados por los pobladores en Posada Concepción. (b) emanación de fluidos termales de un manantial de Playa Santispac (Villanueva-Estrada, 2008). (c) Vapor exhalado de un manantial termal en Playa Santispac. (d) Emanaciones de un manantial termal y depósitos en costras de óxidos de Mn en Playa Santispac. (e) Emanación de fluidos termales y tapetes microbianos en Playa Santispac.....	89
Fig. 5.15	Secuencia de rocas volcánicas de la Formación Ricasón del Mioceno Medio, estructuras mineralizadas y sistemas de fracturas en Playa Santispac. (a) Intercalación de coladas andesíticas (And), depósitos de caída de composición intermedia (dc), y brechas volcánicas andesíticas (brva), cortadas por una falla normal. (b) Vetas-fallas en brecha volcánica andesítica. (c) Estrías de falla normal regional que delimita el sur de Posada Concepción. (d) Sistema de fracturas conjugadas NO-SE y NE-SO asociado a los manantiales termales.....	90
Fig. 5.16	Depósitos de los manantiales termales costeros de Playa Santispac. (a) Manantial termal a través de fracturas y sus depósitos circundantes. (b) Vetas con ópalo y calcita (Si-Ca) y óxidos de Mn (OxMn), nótese que los óxidos de Mn representan una fase tardía, ubicándose hacia el centro de las vetas. (c) Stockwork silícico-carbonatado encajonado en andesita. (d) Depósitos en costras y pátinas de óxidos de Mn adyacentes a un manantial termal (MT). (e) Depósitos en terrazas, cementando clastos volcánicos y bioclásticos. (f) depósitos estromatolíticos de óxidos de Mn a la izquierda; al centro y a la derecha silicocalcáreos.....	91
Fig. 5.17	Asociaciones minerales y texturas de depósitos de manantiales termales intermareales de Posada Concepción y Playa Santispac. (a) Veta silicocalcárea; se aprecia la presencia de dos tipos de ópalo, arriba, uno de textura esferoidal, compacto, y diafano, por otra parte, abajo, uno de textura masiva, con estructuras fluidales, poroso y turbio. (b) Detalle de una veta de óxidos de Mn y calcita, con agregados reniformes y concéntricos de todorokita, en tonos oscuros, y romanechita en tonos claros (imagen SEM-BSE). (c) Brecha de clastos andesíticos y cristales de plagioclasa, con ópalo en agregados globulares y el óxido de Mn en láminas botroidales. (d) Detalles de una brecha cementada por ópalo, calcita y óxidos de Mn, en 1 el ópalo y la calcita cementan a clastos volcánicos, en 2 crecimientos fibrosos de calcita y en menor medida ópalo, para 3 bandas botroidales de cristobalita y en 4 óxidos de Mn con formas reniformes con terminaciones dendríticas.....	93
Fig. 5.18	Estromatolitos de óxidos de Mn de Playa Santispac. Microfotografía con óptica de luz reflejada mostrando el desarrollo de bandas estromatolíticas, crecimientos arborescentes laminados con variaciones en su color de azul, amarillo y gris claro. (b) Imágenes de SEM-BSE denotando el desarrollo estromatolítico por competencia en el medio: (I) Bandas compactas, continuas, laminadas y poco desarrollo arborescente hacia la base; (II) bandas compactas, continuas y pseudoarborescentes; y (III) bandas arborescentes discontinuas. (c) Detalle de II mostrando por medio de análisis EDS las variaciones composicionales de la todorokita: las láminas más claras son más ricas en Ba y más pobres en Mg, Si, K y Ca, y las bandas oscuras viceversa la inversa.....	94
Fig. 5.19	Cuadro paragenético de los depósitos hidrotermales de los manantiales intermareales de Posada-Concepción-Playa Santispac.....	95
Fig. 5.20	Mapa geológico del depósito El Gavilán, Península de Concepción.....	99
Fig. 5.21	Estructura mineralizada del tipo stockwork de óxidos de manganeso, al NO del Cerro El Gavilán. (a) Estructura mineralizada en afloramiento. (b) Muestras de	100

	mano de vetas de óxidos de manganeso y dolomita con textura bandeada. (c) Costras con morfología “en lágrimas”.....	
Fig. 5.22	Microfotografías e imagen SEM-BSE de estructuras tubulares, de apariencia orgánica, en óxidos de Mn. (a) Tubos de pirolusita, asociada a dolomita de vetillas del stocwork. (b) Estructuras tubulares recubiertas por cristales idiomórficos de pirolusita.....	100
Fig. 5.23	Brechas mineralizadas del depósito El Gavilán. (a) Brecha rica en óxidos de Mn y poca dolomita y cuarzo. (b) Brecha rica en dolomita y pobre en cuarzo y óxidos de Mn. Los clastos de la brecha son de andesita porfídica.....	101
Fig. 5.24	Estructuras en vetas del depósito El Gavilán. (a) Veta de óxidos de Mn con terminación en veta-brecha, con muestras de veta bandeada, masivas, brechadas y con oquedades rellenas de ganga, de óxidos de Mn, aragonita, dolomita, calcita, cuarzo y goethita. (b) Veta de textura bandeada, compuesta de dolomita, cuarzo y óxidos de Mn. (c) Veta de dolomita y trazas de óxidos de Mn, con textura bandeada.....	103
Fig. 5.25	Asociación de pirolusita, coronadita, barita y dolomita en stockwork del El Gavilán. (a) Texturas coliformas y esferoidales de pirolusita (Pi) idiomórfica y de coronadita (Cor), en luz reflejada sin y con analizador, e imagen de SEM-BSE de esferas de coronadita dentro de pirolusita. (b) Cristales de barita con bordes corroídos y pirolusita, imagen SEM-BSE. (c) Agregados esferoidales de pirolusita y coronadita. Se observa la secuencia de coronadita rodeada por bandas de coronadita pobre en Pb y pirolusita rica en Pb, pirolusita, y una capa externa de dolomita (Dol), imagen SEM-BSE.....	104
Fig. 5.26	Asociaciones minerales y texturas de la brecha mineralizada de El Gavilán. (a) Microfotografías con luz transmitida, a la derecha con analizador, con fases de cuarzo y aragonita acicular. (b) Fragmentos de andesita, bandas gráficas de pirolusita en un cementante de dolomita, luz transmitida analizador. (c) Cristales aciculares de aragonita con cuarzo y aragonita, con óxidos de Fe en tonalidades ocres. (d) Piritita dentro de cementante de dolomita. (e) Pirolusita recubriendo cuarzo idiomórfico, imagen SEM-BSE.....	106
Fig. 5.27	Asociaciones y texturas minerales de vetas de Mn de El Gavilán. (a) Microfotografías con luz reflejada, a la izquierda agregado cristalino alineado de pirolusita idiomórfica y dolomita masiva, al centro bandas botroidales de pirolusita y coronadita, y a la derecha textura esferoidal concéntrica de coronadita y pirolusita radial. (b) Texturas esferoidales, coliformas y concéntricas de coronadita, pirolusita y romanechita. (c) Texturas de reemplazamiento de coronadita por pirolusita, a la izquierda, de romanechita por pirolusita al centro y a la derecha (con nicoles cruzados), obsérvese la diferencia de anisotropía entre la pirolusita y romanechita. (d) fases presentes en las vetas, cuarzo cristalino, aragonita radial y fases tardías botroidales de goethita y cristalinas de calcita. (e) Imagen de SEM-BSE de pirolusita idiomórfica y barita, en blanco, con presencia de disolución. (f) Imagen de SEM-BSE y espectros de EDS de coronadita dendrítica, rodeada por pirolusita rica en Ba, dentro de una masa de romanechita microcristalina.....	108
Fig. 5.28	Asociaciones y texturas minerales de vetas ricas en dolomita de El Gavilán. (a) Microfotografías con luz reflejada de vetas de dolomita masiva y cuarzo idiomórfico, con pequeñas cantidades de pirolusita, masiva y dendrítica, y piritita. (b) microfotografías con luz transmitida de vetas de dolomita masiva, con pirolusita relleno de oquedades y bordeando cristales romboédricos de dolomita y pequeñas cantidades de goethita y calcita. (c) imágenes SEM-BSE y espectros EDS de cristales de barita en dolomita y en (d) piritita en dolomita y en pequeñas oquedades de la veta.....	110
Fig. 5.29	Imagen de SEM-SE y espectros EDS de microcristales de sulfuros, casiterita y	111

	apatito en vetas de dolomita. (a) Cristales de calcopirita con trazas de Zn. (b) Cristal de esfalerita. (c) Cristales de casiterita (Cst) en cuarzo y dolomita. (d) Apatito rico en La y Ce.....	
Fig. 5.30	Aleaciones de Au-Pd-Pt en vetas de dolomita de El Gavilán. a) Imágenes SEM-BSE y espectros EDS de las aleaciones de Au-Pd y Au-Pd-Pt. b) mapeo elemental de S, Au y Pd en cristal de Au-Pd.....	112
Fig. 5.31	Análisis de DRX de menas de stockwork y vetas de El Gavilán, con pirolusita (Pi), coronadita (Cor), ramsdellita? (Ram), romanechita? (Rm) y dolomita (Dol). La coincidencia de los picos de diferentes fases minerales es evidenciada por el incremento en el FWHM de los picos en cuestión.....	113
Fig. 5.32	Cuadro paragenético del depósito de El Gavilán.....	115
Fig. 5.33	Mapa geológico y sección geológica del depósito Guadalupe.....	118
Fig. 5.34	Estructuras mineralizadas del depósito Guadalupe. (a) Vetas de cuarzo y óxidos de Mn. (b) Brecha de clastos andesíticos y cementante de óxidos de Mn y calcita. (c) AStockwork de cuarzo cortando a andesitas y dique granítico. (d) Alteración a epidota-calcita- cuarzo en un bloque de andesita y alrededor de una veta. (e) Barita y cuarzo en una veta. (f) textura bandeada en una veta de cuarzo y óxidos de Mn. (g) Estructuras tubulares de cuarzo y óxidos de Mn, posibles conductos fósiles de descarga de fluidos hidrotermales.....	121
Fig. 5.35	Asociaciones minerales y texturas del depósito de Guadalupe. (a) microfotografía con luz reflejada de veta con bandas botrioidales de pirolusita, y cristales alotriomorfos de todorokita y calcita. (b) Microfotografía con luz reflejada de cristales idiomorficos de pirolusita, y barita con bordes engolfados por disolución. Derecha, con analizador; izquierda, sin analizador. (c) Microfotografía con luz transmitida de veta de cuarzo masivo microcristalino y “en peineta”, con barita tabular y calcita. (d) Microfotografía con luz reflejada de veta de pirolusita con reemplazamiento a romanechita, y barita tabular. (e) Veta de cuarzo masiva con pirita. (f) Imágenes de SEM-BSE de pirolusita acicular y agregado botrioidal de pirolusita y romanechita. (g) Reemplazamiento de pirolusita por romanechita, obsérvese las diferentes tonalidades de anisotropía para la pirolusita (rojizo) y para la romanechita (azulado). (h) Imagen SEM-BSE y espectros EDS de los óxidos de Mn. La pirolusita es reemplazada por romanechita y finalmente hay una fase tardía de todorokita. (i) Perfil elemental de Si, Ca, Ba y Mn en un cristal de pirolusita, con reemplazamiento evidenciado por un mayor contenido en Ba, y una etapa tardía de todorokita evidenciada por su mayor contenido en Ca. (j) Imágenes SEM-BSE de barita y goethita rellenando fracturas. Calcopirita, esfalerita y, en menor medida, galena en veta de cuarzo.....	122
Fig. 5.36	Estromatolito columnar. (a) Muestra de mano donde se aprecian los crecimientos columnares en negro y blanco de los estromatolitos. (b) Microfotografías de mostrando bandas simétricas en forma cónicas de óxidos de Mn dentro de calcita, que también reemplaza y rellena oquedades. (c) Detalles del centro de los estromatolitos donde se observa la alternancia de bandas de todorokita y romanechita. A la derecha, parte externa del estromatolito con bandas ricas en romanechita. (d) Perfiles elementales de Si, Ca, Ba y Mn a lo ancho, a la izquierda, largo, al centro y terminal, a la derecha, encontrándose un enriquecimiento de Mn y Ba en las bandas de tonalidades claras, y de Si y Ca en las bandas oscuras, en patrones alternados y repetidos.....	124
Fig. 5.37	Análisis de DRX de las estructuras mineralizadas del depósito Guadalupe: Romanechita, pirolusita y calcita. La coincidencia de los picos de diferentes fases minerales es evidenciada por el incremento en el FWHM de los picos en cuestión.....	125
Fig. 5.38	Cuadro paragenético del depósito Guadalupe.....	126

Fig. 5.39	Mapa geológico de la zona mineralizada del depósito de Santa Rosa.....	127
	Estructuras mineralizadas del depósito de Santa Rosa. (A) Fotografía de veta de óxidos de Mn encajonada en conglomerados. (B) Textura bandeada coliforme de la veta con óxidos de manganeso. (C) Estructura veta-brecha con textura bandeada y bloques de roca encajonante alojados en la mineralización de Mn-Ba.	
Fig. 5.40	(D) Aspectos texturales macroscópicos de la mineralización donde se muestra las bandas de óxidos de manganeso y ópalo, con brechamiento. (E) Estructura mineralizada con brecha en el centro y bandas hacia los lados de óxidos de manganeso. (F) Mineralización con ópalo y barita, cementando los conglomerados polimícticos.....	128
	Texturas microscópicas de la mineralización de Mn-Ba. (a) Textura brechada con fragmentos de romanechita (Rm) masivos, bandeados botrioidales y cristales aciculares. Algunos fragmentos alojan barita (Ba) tabular y fragmentos de andesita (And). Izquierda, luz reflejada, sin analizador; derecha, luz reflejada, con analizador. (b) Textura brechada con romanechita, con una marcada anisotropía, y fragmentos de andesita parcialmente alterada a óxidos de Fe. Luz reflejada, con analizador. (c) Textura bandeada acicular de la romanechita con anisotropía y bandas de relleno de oquedades de ópalo (Op). Luz reflejada, con analizador. (d) Textura bandeada botrioidal de romanechita con diferentes tonalidades de gris claro a beige. Luz reflejada, sin analizador. (e) Imagen de SEM-SE mostrando bordes engolfados de cristales de barita, reemplazamiento por ópalo en gris oscuro y romanechita acicular en gris claro. (f) Brecha de romanechita y fragmentos redondeados de magnetita-maghemita (Mgt). Imagen SEM-BSE. (g) Abajo, en la imagen, reemplazamiento de óxidos de manganeso en piroxeno (Px) y plagioclasa (Plg) de la roca encajonante; arriba, agregados bandeados de cristales microtabulares de romanechita.....	
Fig. 5.41	Espectros de difracción de rayos X. (A) Difractogramas de mena (muestras SR-a, SR-b y SR-C); fases identificadas: romanechita (Rm), barita (Ba), plagioclasa (Plg) y cuarzo (Qz). (B) Difractograma de ganga (muestras BC-8 y BC-10): ópalo-C, barita (Ba), y cuarzo (Qz).....	131
Fig. 5.42	Cuadro paragenético del depósito Santa Rosa.....	132
Fig. 5.43	Diagrama geoquímico de Al vs. Si de Crerar <i>et al.</i> (1982), en el que se han proyectado las muestras de los manantiales termales y de los depósitos de Mn del área de Bahía Concepción.....	133
Fig. 6.1	Diagrama binario de Al+ Cu+Mo+Pb+V+Zn vs. Co+Ni para diferenciar génesis hidrotermal y supergénica de depósitos de Mn (Nicholson, 1992a), para las muestras de los manantiales termales y los depósitos de Mn de Bahía Concepción.....	146
Fig. 6.2	Diagrama Co+Ni+Cu vs. Co/Zn (Toth, 1980) para diferenciar depósitos submarinos de Mn por su origen hidrotermal o hidrogenético. Todas las muestras de los manantiales termales y los depósitos de Mn de bahía Concepción caen en el campo hidrotermal o alrededor de él.....	146
Fig. 6.3	Diagrama ternario Si×2—Fe—Mn (Toth, 1980; Nath <i>et al.</i> , 1997), para discriminar la génesis de depósitos de Mn marinos. En el diagrama se puede ver que las muestras de los manantiales termales y mineralizaciones de Mn caen en campos hidrotermales e indefinidos.....	147
Fig. 6.4	Diagrama ternario (Co+Ni+Cu)×10—Fe—Mn para distinguir los depósitos hidrotermales de los hidrogenéticos y los diagenéticos (Bonatti <i>et al.</i> , 1972; Toth, 1980; Crerar <i>et al.</i> , 1982). Se puede apreciar que las muestras de los manantiales termales y los depósitos de Mn se proyectan en el campo hidrotermal.....	147
Fig. 6.5	Diagrama binario Fe ₂ O ₃ /TiO ₂ vs. MnO/TiO ₂ para muestras silíceas asociadas a depósitos de Mn (Adachi <i>et al.</i> , 1986).....	148
Fig. 6.6	Diagrama para diferenciar fluidos mineralizantes en los depósitos de Mn: agua	148
Fig. 6.7		149

	dulce (AD), ambientes de agua marina somera (AMS), y agua marina (Nicholson, 1992a), para muestras de los manantiales termales y minas de Mn del área de Bahía Concepción. En la parte superior derecha se hace un agrandamiento de los datos en los campos de AD y AMS.....	
Fig. 6.8	Contenidos de REE de las muestras del manantiales termales de Ensenada Mapache normalizados a NA.....	150
Fig. 6.9	Diagrama de REE normalizadas a NASC de muestras de los manantiales termales de Posada Concepción-Playa Santispac.....	150
Fig. 6.10	Diagrama de REE normalizadas a NASC de muestras mineralizadas de El Gavilán.....	159
Fig. 6.11	Diagrama de REE normalizadas a NASC de muestras mineralizadas del depósito Guadalupe.....	160
Fig. 6.12	Diagrama de REE normalizadas a NASC de muestras mineralizadas del depósito Santa Rosa.....	160
Fig. 7.1	Diagrama de Hass (1971) indicando las curvas de ebullición del agua líquida para soluciones salinas de concentración constante, dadas en porcentaje en peso de NaCl y las profanidades estimadas de atrapamiento. El diagrama interior amplía las relaciones entre 100°C y 150°C. La temperatura en el punto 0 de cada curva es el punto de ebullición del líquido a 1.013 bares (1 atm) de presión de carga, la cual es equivalente a la presión atmosférica a nivel del mar.....	162
Fig. 7.2	Microfotografías que muestran asociaciones de IF representativas de muestras de barita de las vetas de Ensenada Mapache. (A) IF primarias bifásicas (L+V) y (B) Muestra con IF primarias bifásicas, y pseudosecundarias y secundarias monofásicas (L). L = líquido, V = vapor.....	163
Fig. 7.3	Gráfico que denota la distribución de la temperatura de homogenización (Th) y temperatura de fusión del hielo (Tfh), medidas de IF en barita en vetas asociadas a los manantiales hidrotermales de Ensenada Mapache. Abreviaciones, f = frecuencia, muestras de veta = V1, V2, V3, parte externa de vetas = EPS, parte central de vetas = IS. Las muestras <i>Map-1</i> , <i>Map-3</i> y <i>Map-5</i> corresponden a EPS y las muestras <i>Map-2</i> , <i>Map-4</i> y <i>Map-6</i> a IS.....	165
Fig. 7.4	Gráfico que muestra la temperatura de homogenización (°C) versus salinidad (% en peso de NaCl equivalente) para IF en barita. Abreviaciones, temperatura de homogenización = Th, veta = V1, V2, V3, parte externa de vetas = EPS, parte central de vetas = IS. Las muestras <i>Map-1</i> , <i>Map-3</i> y <i>Map-5</i> corresponden a EPS y las muestras <i>Map-2</i> , <i>Map-4</i> y <i>Map-6</i> a IS.....	165
Fig. 7.5	Diagrama de curvas de ebullición del agua líquida para soluciones salinas de concentración constante, dadas en % en peso de NaCl eq. El diagrama interior amplía las relaciones entre 90°C y 160°C (Hass, 1971). En el diagrama se ubican las muestras del manantial termal Mapache y las Minas: El Gavilán, Guadalupe y Santa Rosa.....	166
Fig. 7.6	Microfotografías mostrando asociaciones de IF representativas de muestras de dolomita de veta y brecha, y aragonita de veta. (a) Muestra de IF primaria (L+V) en forma de cristal negativo en dolomita (<i>Gav-T-PA</i>). (b) Muestra IF primarias bifásicas (L+V), y pseudosecundarias y secundarias monofásicas (L) en dolomita (<i>Gav-4</i>). (c) Brecha con IF bifásicas con diferente grado de relleno (<i>Gav-Br</i>). (d) IF primarias y pseudosecundarias alargadas bifásicas y monofásicas (L+V y L), orientadas (L) en aragonita (<i>Gav-Rod</i>).....	167
Fig. 7.7	Gráfico mostrando la distribución de la temperatura de homogenización (Th) y temperatura de fusión del hielo (Tfh) medidas de IF en vetas y brechas del depósito El Gavilán. Abreviaciones, f = frecuencia.....	169
Fig. 7.8	Gráfico que muestra la temperatura de homogenización (°C) versus salinidad (%)	170

	en peso de NaCl equivalente) para inclusiones fluidas en vetas y brechas del depósito El Gavilán. Abreviaciones, temperatura de homogenización = Th.....	
Fig. 7.9	Microfotografías mostrando asociaciones de IF representativas de muestras de barita, calcita y cuarzo de vetas y brechas. (a) Muestras de IF primaria (L+V) en formas irregulares en cuarzo. (b) Muestras de IF primarias bifásicas (L+V), y primarias, pseudosecundarias y secundarias monofásicas (L) en calcita, se observan distintas morfologías de las IF: de cristal negativo, alargadas y subredondeadas. (c) Muestras de IF bifásicas y monofásicas pseudosecundarias en forma de cristal negativo en baritas (d) IF pseudosecundarias y secundarias (SFI) monofásicas (L) orientadas en cuarzo.....	171
Fig. 7.10	Gráfico mostrando la distribución de la temperatura de homogenización (Th) y temperatura de fusión del hielo (Tfh) medidas de IF en vetas y brechas del depósito Guadalupe. Abreviaciones, f= frecuencia.	172
Fig. 7.11	Gráfico que muestra la temperatura de homogenización (°C) versus salinidad (% en peso de NaCl equivalente) para inclusiones fluidas en vetas y brechas del depósito Guadalupe. Abreviaciones, temperatura de homogenización = Th.	173
Fig. 7.12	Microfotografías mostrando asociaciones de IF representativas de muestras de barita de vetas-brecha y brechas. (a) Muestras de IF primaria (L+V) en formas irregulares y subredondeadas. (b) Muestras de IF primarias y pseudosecundarias monofásicas (L) en baritas con cristales de romanechita (Rm) acicular. (c) Muestras de IF bifásicas y monofásicas pseudosecundarias en formas subredondeadas. (d) IF primarias pseudosecundarias bifásicas (L+V) con distinto grado de relleno.....	174
Fig. 7.13	Gráfico mostrando la distribución de la temperatura de homogenización (Th) y temperatura de fusión del hielo (Tfh) medidas de IF en vetas-brechas y brechas del depósito Santa Rosa. Abreviaciones, f= frecuencia.....	175
Fig. 7.14	Gráfico que muestra la temperatura de homogenización (°C) versus salinidad (% en peso de NaCl equivalente) para inclusiones fluidas en vetas-brechas y brechas del depósito Santa Rosa. Abreviaciones, temperatura de homogenización = Th.....	175
Fig. 8.1	Cuadro paragenético general de los depósitos de manganeso y los manantiales termales en el área de Bahía Concepción. Gráfico de Th (°C) versus salinidad (% en peso de NaCl eq.) con límites de yacimientos tipo (Wilkinson, 2001), con datos microtermométricos de los manantiales termales costeros y mineralizaciones de Mn en el área de Bahía Concepción-Bahía San Nicolás. Además, incluye datos de los depósitos de Mn de manantial termal de Córdoba, Argentina (Leal, 2002) y de Luis López, EUA (Norman <i>et al.</i> , 1983 en Lueth <i>et al.</i> , 2004), y de depósitos epitermales de metales preciosos con óxidos de Mn de Cirotan, Indonesia (Leroy <i>et al.</i> , 2000), Cavníc, Rumania (Leroy <i>et al.</i> , 2000), Orcopampa, Perú (Leroy <i>et al.</i> , 2000) y Sando Alcalde, Perú (André-Mayer <i>et al.</i> , 2005). El óvalo con límites discontinuos señala el área sugerida para el límite de yacimientos de tipo manantial termal.....	188
Fig. 8.3	Modelo de mezcla propuesto para los depósitos de fluidos hidrotermales en los manantiales de Ensenada Mapache (Modificado de Villanueva-Estrada <i>et al.</i> , 2009).....	190
Fig. 8.4	Modelo de depósito del tipo manantial termal asociado a un ambiente marino somero propuesto para la mineralización de Mn en la zona de Bahía concepción-Bahía San Nicolás: El Gavilán, Guadalupe, Santa Rosa y manantiales termales de Posada Concepción-Playa Santispac (PC-PS) y Mapache. En rocas volcánicas miocénicas: andesita (And), tobas (Tb) y brechas volcánicas andesíticas (BrVAnd) e indicando el zonamiento mineral, de estructuras y variables de temperatura (T), pH, Eh y profundidad máxima (Prof.).....	192

Índice de Tablas

Tabla 2.1	Concentraciones de Fe, Mn, EGP, Au, Co, Ni, Cu y Zn en nódulos y costras de Mn-Fe en distintas cuencas oceánicas.	25
Tabla 2.2	Contenido de metales preciosos en salmueras del sistema geotérmico Salton Sea en California (McKibben <i>et al.</i> , 1990).	26-27
Tabla 5.1	Análisis de EMPA en costras con todorokita (Map-9-1-p1-1, Map-9-1-p1-3, Map-9-1-p2-2, Map-9-2-p1-2, Map-9-2-p1-3, Map-9-2-p1-4, Map-9-2-p1-5, 12, 13, 14, 2, 8') y romanechita (Map-9-1-p-4, 1,6, 8) de precipitados hidrotermales de manantiales termales intermareales de Ensenada Mapache. Óxidos cuantificados en % en peso. NM: no analizado. Coe: Coeficientes de fórmula estequiométrica calculada (a.p.f.u). El agua se calculó con base en estequiometría, con base en 12 O para la todorokita y 10 O para la romanechita.	85-86
Tabla 5.2	Análisis de EMPA en láminas estromatolíticas de todorokita de precipitados hidrotermales de manantiales termales intermareales de Playa Santispac. Óxidos cuantificados en % en peso. NM, no analizado. Coeficientes de fórmula estequiométrica calculada (Coe) (a.p.f.u.). El agua se calculó con base en estequiometría, con base en 12 O.	96
Tabla 5.3.	Análisis de EMPA en láminas concéntricas esferoidales de coronadita y romanechita de stockwork y veta de óxidos de Mn en Mina El Gavilán. Óxidos cuantificados en % en peso. NM, no analizado. Coeficientes de fórmula estequiométrica calculada (Coe) (a.p.f.u). El agua se calculó con base en estequiometría, con base en 16 O para la coronadita y 10 O para la romanechita. Imini, Marruecos (Perseil y Giovanoli, 1988); Depósito Madjarovo, Bulgaria (Vassileva <i>et al.</i> , 2004); y Depósito Vani, Grecia (Liakopoulos <i>et al.</i> , 2001).	113-114
Tabla 5.4	Análisis de EMPA en cristales de casiterita en veta de dolomita de Mina El Gavilán.	114
Tabla 5.5	Análisis de EMPA en cristales de aleaciones de Au-Pd-Pt en veta de dolomita de Mina El Gavilán. Óxidos cuantificados en % en peso.	114
Tabla 5.6	Análisis de EMPA en estromatolitos con todorokita y romanechita del depósito de Guadalupe. Óxidos cuantificados en % en peso. Coeficientes de fórmula estequiométrica calculada (Coe) (a.p.f.u.). El agua se calculó con base en estequiometría, con base en 12 O para la todorokita y 10 O para la romanechita.	125-126
Tabla 5.7	Análisis mediante microsonda electrónica (EMP) de romanechita de Mn del depósito Santa Rosa. Óxidos cuantificados en % en peso. Óxidos no analizados (NA). Coeficientes de fórmula estequiométrica calculada (Coe) (a.p.f.u.). El agua se calculó con base en estequiometría, a 10 O.	134
Tabla 5.8	Resumen de las principales características de los depósitos de Mn en el área de Bahía Concepción-Bahía San Nicolás-Bahía San Juanico.	135-136
Tabla 6.1	Análisis de elementos mayores en porcentaje en peso de muestras mineralizadas de los depósitos de los manantiales termales de Ensenada Mapache.	142
Tabla 6.2	Análisis de muestras mineralizadas del depósito del manantial termal Mapache para elementos traza y REE en ppm. Además se incluye la relación Co/Zn y la suma de Co+Ni+Cu.	142-143
Tabla 6.3	Análisis de elementos mayores en porcentaje en peso de muestras mineralizadas del manantial termal de Posada Concepción-Santispac.	144

Tabla 6.4	Análisis de muestras mineralizadas del depósito del manantial termal Posada Concepción-Santispac para elementos traza y REE en ppm. Además de la relación Co/Zn y valores de Co+Ni+Cu.	144-145
Tabla 6.5	Análisis de elementos mayores (en porcentaje en peso) de muestras mineralizadas del depósito El Gavilán.	153
Tabla 6.6	Análisis de muestras mineralizadas del depósito El Gavilán para elementos traza y REE en ppm. Además de la relación Co/Zn y valores de Co+Ni+Cu.	153-154
Tabla 6.7	Análisis de elementos mayores en porcentaje en peso de muestras mineralizadas del depósito Guadalupe.	155
Tabla 6.8	Análisis de muestras mineralizadas del depósito Guadalupe para elementos traza y REE en ppm. Además de la relación Co/Zn y valores de Co+Ni+Cu.	155-156
Tabla 6.9	Análisis de elementos mayores en porcentaje en peso de muestras mineralizadas del depósito Santa Rosa.	157
Tabla 6.10	Análisis de muestras mineralizadas del depósito Santa Rosa para elementos traza y REE (en ppm). Además de la relación Co/Zn y valores de Co+Ni+Cu.	157-158
Tabla 7.1	Resumen de datos microtermométricos de inclusiones fluidas en barita de vetas adyacentes a los manantiales termales de Ensenada Mapache. Abreviaciones, n = número de muestras analizadas, Th = temperatura de homogenización, Tfh = temperatura de fusión del hielo, m = valor mínimo, a = promedio, M = valor máximo, EPS = muestra de parte externa de veta, IS = muestra de parte central de veta, SIF = inclusiones fluidas secundarias, L+V = líquido y vapor con predominancia en líquido. Los valores en paréntesis corresponden a datos promedios. Las muestras <i>Map-1</i> , <i>Map-3</i> y <i>Map-5</i> pertenecen a la parte externa de las vetas y <i>Map-2</i> , <i>Map-4</i> y <i>Map-6</i> corresponden a la parte central de las vetas.	164
Tabla 7.2	Resumen de datos microtermométricos de inclusiones fluidas en cristales de dolomita (Dol), aragonita (Ara) y cuarzo (Q) de El Gavilán. Abreviaciones, n = número de muestras analizadas, Th = temperatura de homogenización, Tfh = temperatura de fusión del hielo, m = valor mínimo, a = promedio, M = valor máximo, V = veta, Br = brecha, SFP = inclusiones fluidas primarias, SFI = inclusiones fluidas secundarias, L+L, L = líquido y vapor con predominancia en líquido. Los valores en paréntesis corresponden a datos promedios.	168
Tabla 7.3	Resumen de datos microtermométricos de inclusiones fluidas muestras de la mineralización del depósito Guadalupe. Abreviaciones, n = número de muestras analizadas, Th = temperatura de homogenización, Tfh = temperatura de fusión del hielo, m = valor mínimo, a = promedio, M = valor máximo, L+L, L = líquido y vapor con predominancia en líquido.	172
Tabla 7.4	Resumen de datos microtermométricos de inclusiones fluidas muestras de la mineralización del depósito Santa Rosa. Abreviaciones, n = número de muestras analizadas, Th = temperatura de homogenización, Tfh = temperatura de fusión del hielo, m = valor mínimo, a = promedio, M = valor máximo, L+L, L = líquido y vapor con predominancia en líquido.	174
Tabla 8.1	Características de los depósitos de manganeso y los manantiales termales del área de Bahía Concepción.	175

Resumen

Bahía Concepción se ubica al este de Baja California Sur. La bahía está delimitada por una serie de fallas normales de orientación NO-SE relacionadas al evento de la apertura del Golfo de California. La región de Bahía Concepción está constituida predominantemente por rocas volcánicas y piroclásticas calco-alcalinas pertenecientes al Grupo Comondú de edad Oligoceno-Mioceno.

En el área se presenta un conjunto de manantiales hidrotermales costeros con emanaciones entre los 40°C y 87°C. Éstos consisten en manantiales submarinos de poca profundidad e intermareales, ubicados a lo largo de fisuras y fallas con orientación NO-SE al borde occidental de la bahía. El alto contenido de manganeso, bario y sílice en los precipitados y fluidos de los manantiales termales coincide con la existencia de yacimientos de manganeso en los alrededores de Bahía Concepción.

Las manifestaciones termales costeras y los depósitos de manganeso se alojan en rocas andesíticas del Grupo Comondú (Mioceno) y, localmente en rocas sedimentarias (Plioceno). Las estructuras mineralizadas consisten de vetas y brechas, esencialmente, con espesores menores a 2.5 m, con orientaciones preferenciales NO-SE.

La mineralogía en los depósitos es poco variable, coincidiendo con la presencia de: ramsdellita reemplazada por pirolusita, romanechita, todorokita, barita, fases silícicas, calcita, magnetita-hematita y goethita. La mina El Gavilán presenta, además, coronadita, dolomita, y cantidades accesorias de pirita, calcopirita y aleaciones de oro-platino, semejante a lo hallado en la mina Guadalupe. La mina Santa Rosa se distingue por la presencia de ópalo. Los precipitados del manantial intermareal consisten en barita, pirita frambooidal, romanechita, todorokita, ópalo, calcita y goethita. Las texturas observadas principalmente son bandeadas coliformes, zoneada, esferoidal, reemplazamientos y brechoide. En la mina Guadalupe y en los manantiales termales intermareales existen estructuras orgánicas estromatolíticas.

Los análisis geoquímicos en precipitados muestran valores distintivos en % en peso de Mn (<64.75), Ba (<30.00) y Si (<40.21), y una anomalía negativa de Ce (respecto al estándar NASC) en el manantial y los depósitos. Se emplearon algunos coeficientes de fraccionamiento Fe/Mn, Co/Zn y diagramas discriminatorios de ambientes genéticos para depósitos marinos profundos de manganeso, distinguiendo en la mayoría de los casos estudiados una marcada firma hidrotermal.

Los datos microtermométricos de inclusiones fluidas en los depósitos y en el manantial termal revelan dos fluidos mineralizantes principales, con temperaturas de homogenización y salinidades (en % peso equivalente de NaCl) de: (a) 101-146°C y ~3-5 %, y (b) de 109-130°C y ~11-14 %, respectivamente.

Las similitudes metalogenéticas entre las manifestaciones hidrotermales actuales y las fósiles en Bahía Concepción, hacen suponer una génesis similar en un ambiente de manantial termal (*hot spring*) en contexto geotectónico extensional para el modelo de los depósitos de manganeso en la región.

Abstract

Concepción Bay is located in the eastern of Baja California Peninsula (Mexico). The bay is shaped by northwestern-southeastern normal faults, associated with the opening of the Gulf of California. The most abundant rocks in Concepción Bay area correspond to calc-alkaline volcanic and volcanoclastic sequence related to Comondú Group, Oligocene to Miocene.

In the Bahía Concepción area there is a suite coastal hot springs with fluids emission at temperatures ranging from 40° to 87°C. It consists of subaerial and shallow submarine vents controlled by northwest-southeast fractures in the boundary west of the bay. The high contain of manganese, barium and silica in the hot springs deposits and fluids coincide with the existence of manganese deposit around of the Concepción Bay. The geothermal manifestations and manganese deposits are hosted in andesitic rocks of the Comondú Group (Miocene) and, locally, in Pliocene sedimentary rocks. The mineralized structures are generally veins and breccias, with down 2.5 m thick, preferentially oriented northwest-southeast

The mineral assemblage is very similar in the manganese deposits. The mineralization basically consists of pyrolusite replaces ramsdellite, romanechite, todorokite, barite, silica minerals, calcite, magnetite-hematite and goethite. The El Gavilán mine has, besides, coronadite, dolomite and accessory quantity of pyrite, chalcopyrite, and Au-Pd-Pt allows, comparable with Guadalupe mine. The Santa Rosa mine is distinguished for the existence of opal. The hot spring precipitates are composed by barite, framboid pyrite, romanechite, todorokite, opal, calcite and goethite. The observed textures chiefly are banded, coliform, mineral zonation, spheroidal, replacement and breccia. In the Guadalupe mine and subaerial hot springs there are stromatolitic organic structures.

The geochemical analysis in precipitates shows distinctive contents in wt. % of Mn (<64.75), Ba (<30.00) y Si (<40.21), and negative anomalies of Ce (The NASC normalized REE profiles show) in the hot springs and ore deposits. The fractionation coefficients Fe/Mn, Co/Zn and manganese marine deposits discrimination genetic diagrams show a strong hydrothermal affinity.

Fluid inclusion microthermometry in the ore deposits and hot springs suggest two main hydrothermal fluids, with homogenization temperatures and salinities (wt. % equivalent NaCl): (a) between 101°-146° C and ~3-5 %, (b) 109-130°C and between ~11-14 %, respectively.

The metallogenic similarity between the actives and fossils hydrothermal manifestations in Concepción Bay, suggest a similar genesis related a hot spring in extensional geotectonic context for manganese deposits model in this area.

1. INTRODUCCIÓN

1.1 Justificación

El manganeso es uno de los elementos mayoritarios en la Tierra y en las rocas de la corteza siendo el segundo metal más abundante después del hierro. Es un elemento indispensable para las industrias: siderúrgica, química, petroquímica, agropecuaria, y en la fabricación de pilas, vidrios colorados y pinturas, entre otros. En México, este metal tuvo su auge entre la Primera y Segunda Guerra Mundial. En las últimas décadas ha tomado importancia desde el punto de vista metalúrgico en la producción de nódulos de manganeso y ferroaleaciones de manganeso, colocándose como unos de los principales productores mundiales.

En las últimas décadas el aumento en la producción del acero produjo una mayor demanda de manganeso, en especial en países como China, India, EUA, Canadá entre otros, lo que condujo a una situación de exceso de oferta y de baja de los precios (1). Actualmente la industria de la minería se ha visto afectada por las grandes recesiones económicas mundiales, restringiendo su producción y mercado (1).

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.

Los depósitos hidrotermales de manganeso son particularmente abundantes en el noroeste del México y suroeste de EUA, donde forman vetas y mantos

comúnmente encajonados en rocas volcánicas silíceas a intermedias de edad terciaria (Mapes, 1956; González-Reyna, 1956; Hewett, 1964; Zantop, 1978; Roy, 1992, 1997). En ocasiones, estos depósitos ocurren como cuerpos lenticulares y concordantes, y pueden asimismo estar encajonados en rocas sedimentarias de edades más recientes. Muchos de los depósitos recientes se han formado en o cerca de la superficie terrestre, en un ambiente de manantiales termales (*hot spring deposits*). Por ello, pueden estar asociados a depósitos de sínter e incluso presentar estructuras estromatolíticas (Berger, 1985; Miura y Hariya, 1997; Canet *et al.*, 2005a y b), y generalmente son de bajo potencial económico.

En la zona de Bahía Concepción, Baja California Sur, abundan las manifestaciones hidrotermales fósiles como depósitos de óxidos de manganeso emplazados en vetas, *stockworks* y brechas (El Gavilán, Mantitas, Minitas, Pilares, Trinidad, Santa Teresa, Santa Rosa y La Azteca), y actuales, como manantiales termales costeros formando precipitados en vetas y costras con óxidos de manganeso (Rodríguez-Díaz, 2004, Camprubí *et al.*, 2008). Los manantiales termales en la zona, Ensenada Mapache, Posada Concepción y Playa Santispac, presentan depósitos que se componen principalmente de romanechita, pirolusita, todorokita, barita y ópalo (Canet *et al.*, 2005b, Blanco-Florido, 2007). Las mineralizaciones en vetas están encajonadas normalmente en rocas volcánicas continentales del Oligoceno-Mioceno, y están controladas por un sistema de fallas normales de dirección NO-SE que tienen relación con eventos

tectónicos extensivos terciarios asociados a la apertura del Golfo de California.

El estudio de los manantiales hidrotermales ha proporcionado una gran cantidad de información acerca de la precipitación de minerales y formación de depósitos minerales. El estudio de la actividad hidrotermal submarina se ha enfocado principalmente en los sistemas profundos, asociados a dorsales oceánicas y cuencas trasarco (Rona, 1988) y a la analogía que tienen con diversos tipos de yacimientos minerales de interés económico, como los depósitos vulcanogénicos de sulfuros masivos (VMS) (Sawkins, 1990).

Contrariamente al caso de los sistemas hidrotermales profundos, muy pocos sistemas hidrotermales submarinos someros (profundidad < 200 m) han sido estudiados en detalle, a pesar de su mayor accesibilidad y facilidad de muestreo (Canet y Prol-Ledesma, 2006). Estos últimos generalmente se asocian con contextos de arco, a islas y montes submarinos y, en ocasiones, márgenes continentales distensivos (Pichler *et al.*, 1999; Prol-Ledesma *et al.*, 2002).

En la Península de Baja California hay presencia de sistemas hidrotermales submarinos de poca profundidad, costeros y subaéreos. En Bahía Concepción y Bahía San Nicolás existe una serie de sistemas hidrotermales costeros (principalmente: Agua Caliente, Santispac y Punta Pulpito), asociados a sistemas de fallas de orientación NNO-SSE relacionados a la apertura del Golfo de California, del Mioceno superior al Cuaternario (Prol-Ledesma *et al.*, 2004; Rodríguez-Díaz, 2004; Canet *et al.*, 2005a 2005b; Camprubí *et al.*, 2008; Villanueva-Estrada *et al.*, 2008).

El estudio de la actividad hidrotermal costera actual y fósil en los alrededores de Bahía Concepción y Bahía San Nicolás aportará información relevante sobre la formación de yacimientos minerales de manganeso de la zona.

El principio de analogía de la corriente del actualismo se aplicó en el estudio de la relación entre los manantiales hidrotermales actuales y los depósitos de Mn. Basándonos en el hecho de que los depósitos minerales formados en condiciones geológicas similares, en un espacio semejante y en tiempo pasado, presentan características semejantes, especialmente en aspectos morfológicos del yacimiento, a los controles de mineralización, a la mineralogía, a la composición y a los fluidos mineralizantes de las manifestaciones hidrotermales actuales.

De lo anterior, se establece una *hipótesis* de trabajo que consiste en que los depósitos de óxidos de manganeso de El Gavilán, Mantitas y Santa Rosa tienen un origen relacionado con la actividad hidrotermal similar a la que se tiene en la actualidad en los manantiales termales costeros de Ensenada Mapache, Posada Concepción y Playa Santispac.

Al estudiar las estructuras mineralizadas, rocas encajonantes, asociaciones minerales, paragénesis mineral, geoquímica e inclusiones fluidas de los depósitos minerales más representativos e importantes, El Gavilán, Mantitas y Santa Rosa, y los manantiales termales costeros Ensenada Mapache y Posada Concepción-Playa Santispac, será posible identificar los procesos que causaron la depositación del manganeso. Los resultados del presente trabajo serán de gran importancia para la metalogía de depósitos de

manganeso y su relación genética con sistemas geotermales y en las estrategias de exploración minera de yacimientos hidrotermales de manganeso.

OBJETIVOS

Los objetivos generales del presente trabajo consisten en:

- Caracterizar geológicamente a las zonas mineralizadas con manganeso de Bahía Concepción, Baja California Sur.
- Proponer un modelo general de yacimiento, donde se identifiquen los procesos que han impulsado la formación de los depósitos de manganeso, y relacionarlos con la historia geológica del área.

Los objetivos específicos para cumplir con los objetivos generales son:

- Caracterización general de las unidades geológicas del área de la Bahía de Concepción mediante una cartografía y reconocimientos detallados, en especial las regiones adyacentes a las zonas mineralizadas (cartografía local).
- Determinar las características petrológicas de las unidades litoestratigráficas encajonantes de las mineralizaciones de manganeso.
- Establecer las características mineralógicas, texturales, geoquímicas, así como reconocer rasgos de biomineralización en los depósitos

de manganeso de mayor importancia en la región: El Gavilán, Mantitas y Santa Rosa.

- Caracterización de los fluidos mineralizantes involucrados en la evolución y depósito de los yacimientos de El Gavilán, Mantitas y Santa Rosa.
- Identificar los procesos que han impulsado la formación de los depósitos de manganeso, y su posible asociación con oro y con elementos del grupo del platino.
- Relacionar los procesos de mineralización con la historia geológica de la región.
- Establecer el grado de afinidad entre los depósitos de El Gavilán, Mantitas y Santa Rosa y los sistemas de manantiales hidrotermales costeros actuales (Ensenada Mapache, Posada Concepción y Playa Santispac).

1.3 Antecedentes

La existencia de depósitos de manganeso en la Península de Concepción, Baja California Sur, se conoce desde finales del sigloXIX. Estos depósitos tuvieron una destacada importancia económica durante los periodos de la Primera Guerra Mundial y la Segunda Guerra Mundial. Para finales de la década de los sesentas la explotación de los yacimientos de manganeso en el área decayó, limitándose a una escala muy pequeña y de gambusinaje. Fue a mediados de los años setenta cuando cesó la extracción de manganeso en las minas.

El primer reporte documentado de la presencia de mineralizaciones de manganeso en la zona de Península de Concepción, Baja California Sur fue realizado en 1892

por el inglés Edward Halse: “*Notes on the occurrence of manganese ore near Mulegé, Baja California, Mexico*” (en Noble, 1950). Le siguieron otros trabajos, de carácter descriptivo y de evaluación económica minera entre los que se puede citar a Wallace, H.V., en 1908: “Informe Sobre Depósitos de Manganeso cerca del pueblo de Mulegé, Baja California: México”, de 1911, “*Deposits of manganese in Lower California*”, y de 1916: “Informe sobre los depósitos de manganeso cerca del pueblo de Mulegé, Baja California”. Para mediados de la primera década del siglo pasado se realizaron estudios geológicos-mineros con datos de producción, contenidos minerales y leyes entre los que se destacan a Dumble y Grantz (1910), McQuesten (1916), Antunez (1944) y Noble, que en 1950 publica en *Economic Geology* el artículo “Manganese on Punta Concepción, Baja California, México”. González-Reyna y Wilson en 1956 realizaron estudios geológicos mineros de los depósitos de El Gavilán, La Azteca, y Guadalupe, expuestos en el XX Congreso Geológico Internacional, Simposium del Manganeso en México, describiendo estructuras mineralizadas, asociaciones minerales,

A partir de los años noventa se retomó el interés por los depósitos de manganeso de Bahía Concepción, por parte del actual Servicio Geológico Mexicano (el antiguo COREMI), a través de sus informes técnicos para evaluación de los prospectos. Los trabajos más recientes del área corresponden a Terán-Ortega et al. (1993), Romero-Rojas y Terán-Ortega (1993) y a Bustamante-García (1999). Otros autores que han contribuido con el conocimiento geológico de la zona,

en especial en el área de la estratigrafía, paleontología, geología estructural y tectónica, dentro de los que destacan: Santillán y Barrera (1930) que aportaron datos sobre las secuencias sedimentarias de la zona y su potencialidad como prospectos petroleros. McFall, en 1968 realizó un trabajo muy importante sobre la cartografía y delimitación de las unidades estratigráficas presentes en el área de Bahía Concepción, donde describió al basamento del área compuesto por esquistos minoritarios posiblemente paleozoicos y granitoides del Cretácico con una edad de $78.4 \text{ Ma} \pm 2.9$ (K-Ar), agrupó a las secuencias volcanosedimentarias y volcánicas del Grupo Comondú en distintas formaciones por sus características litológicas y geocronológicas, delimitándolas al Oligoceno Superior-Mioceno-Medio. Ledesma-Vázquez, con sus artículos de 1997, 2001, 2002 y 2006 describe y agrupa a las distintas unidades sedimentarias de la zona del Plioceno, Formación Infierno y Formación San Nicolás, definiendo el ambiente formacional, edad y relaciones tectónicas del área que dieron origen a estas secuencias. Además, abordaron datos referentes a la evolución tectónica local vinculada con el contexto de apertura del Golfo de California en el Plioceno. Johnson, en 1997, aborda la relación estratigráfica y tectónica de las secuencias sedimentarias pliocénicas del área asociándolas genéticamente a eventos distensivos de la región debido a la apertura del Golfo de California. Umhoefer *et al.* (2001), reagruparon a las unidades del Grupo Comondú, en la zona de Loreto, por sus características estratigráficas limitándolas entre el Oligoceno-Mioceno Medio y en

el 2002 propusieron un modelo tectónico-estructural de ambiente distensivo en la zona comprendido entre Loreto y sur de Península de Concepción.

Además, se han realizado trabajos sobre el potencial geotérmico que representa Bahía Concepción, entre los que destaca el publicado por Lira-Herrera (1983), López (1984), Quijano (1985), Casarrubias-Unzueta y Gómez-López, en 1994, Tello, 1994 y Casarrubias-Unzueta (1997a y 1997b) donde se señalan emanaciones termales con temperaturas entre 40 y 90°C, fluidos del tipo sódico-clorurados, temperaturas de reservorios menores a 262 °C, depósitos asociados silico-carbonatados con cantidades accesorias de óxidos de Mn y Fe y que las manifestaciones termales están estrechamente ligadas a fallas y fractura de orientación NO-SE ligadas al proceso de apertura

del Golfo de California y localmente al vulcanismo del Plioceno-Holoceno.

Más recientemente se han publicado algunos trabajos referentes a los sistemas hidrotermales costeros que son activos en la bahía. Dichos estudios están básicamente enfocados hacia la geoquímica de los fluidos hidrotermales (Prol-Ledesma *et al.*, 2004; Villanueva-Estrada *et al.*, 2005 y 2008), la mineralogía de los precipitados que se forman alrededor de las manifestaciones termales submarinas e intermareales (Canet *et al.*, 2005a y b, Blanco-Florido, 2007) y la actividad de microorganismos en las manifestaciones termales (López-Cortés *et al.*, 2001 y Canet *et al.*, 2005b). Otras investigaciones vincularon la información geológica, tectónica y metalogenética para comprender la relación entre las manifestaciones

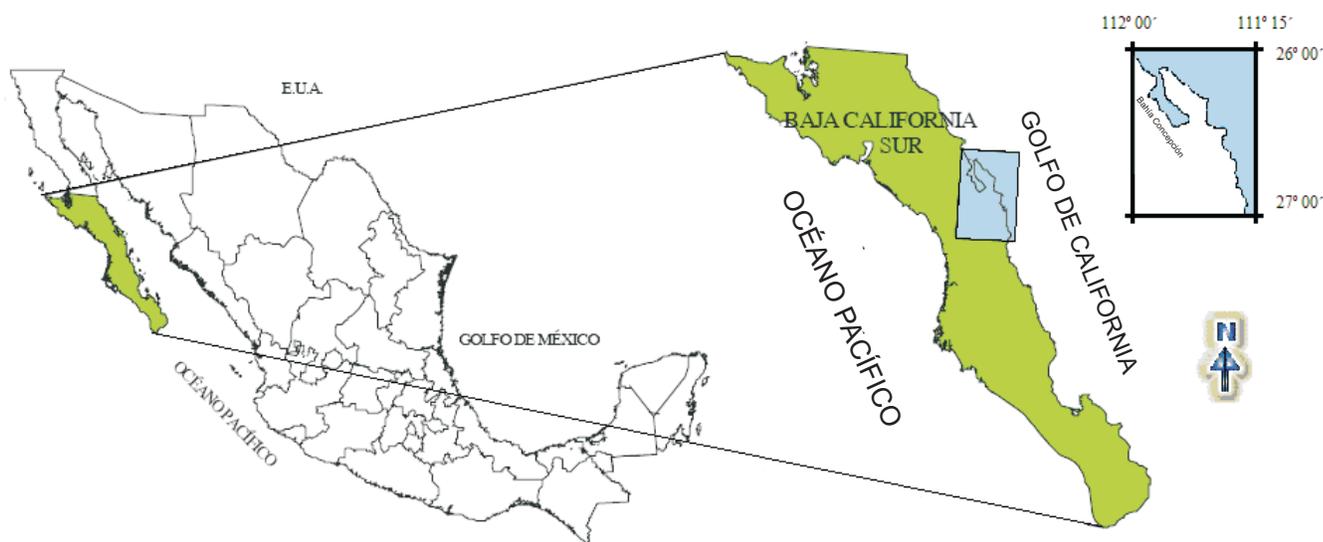


Fig. 1.1 Ubicación del área de estudio (Bahía Concepción), en Baja California Sur y en México.



Fig. 1.2 Vías de comunicación y acceso al área de estudio (Modificado de (5) www.maps-of-mexico.com, 2008).

hidrotermales actuales y fósiles (Rodríguez-Díaz, 2004; Camprubí *et al.*, 2008; y Rodríguez-Díaz *et al.*, 2009).

1.4 Localización y vías de comunicación

Bahía Concepción se ubica en la costa oeste del Mar de Cortés, en la 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, Bahía San Nicolás y el Golfo de California, al este, y 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 municipio de Mulegé cuenta con una red local de 433 km de carreteras que recorre 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 y 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, poco transitables, que comunican las rancherías con la carretera Transpeninsular, y por vía marítima en pangas desde el puerto de Mulegé, Santispac y Posada Concepción para llegar a Península de Concepción a través de la bahía. El acceso más directo a Bahía San Nicolás es a través de un camino sin asfaltar que parte de la Carretera Transpeninsular, aproximadamente a 97 km al norte de Loreto, hasta llegar al poblado de San Nicolás. Para acceder a Bahía San Juanico, al sureste de Bahía Concepción, a 60 km al norte de Loreto, hay un camino sin asfaltar que parte del poblado de San Juan Bautista Londó, sobre la carretera Transpeninsular.

En el pasado existía un acceso aéreo a las zonas mineralizadas de Mulegé, Guadalupe y Rosarito en pistas de tierra para aviones pequeños.



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

1.5 Geografía

1.5.1 Clima

Bahía Concepción presenta un clima árido debido a la interacción de factores como latitud, relieve y corrientes marinas. La región cuenta con una temperatura media anual entre 28° y 32°C. En el verano se registra una máxima de 50°C y en invierno una mínima de 15°C (2, 3).

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 160.6 mm (4).

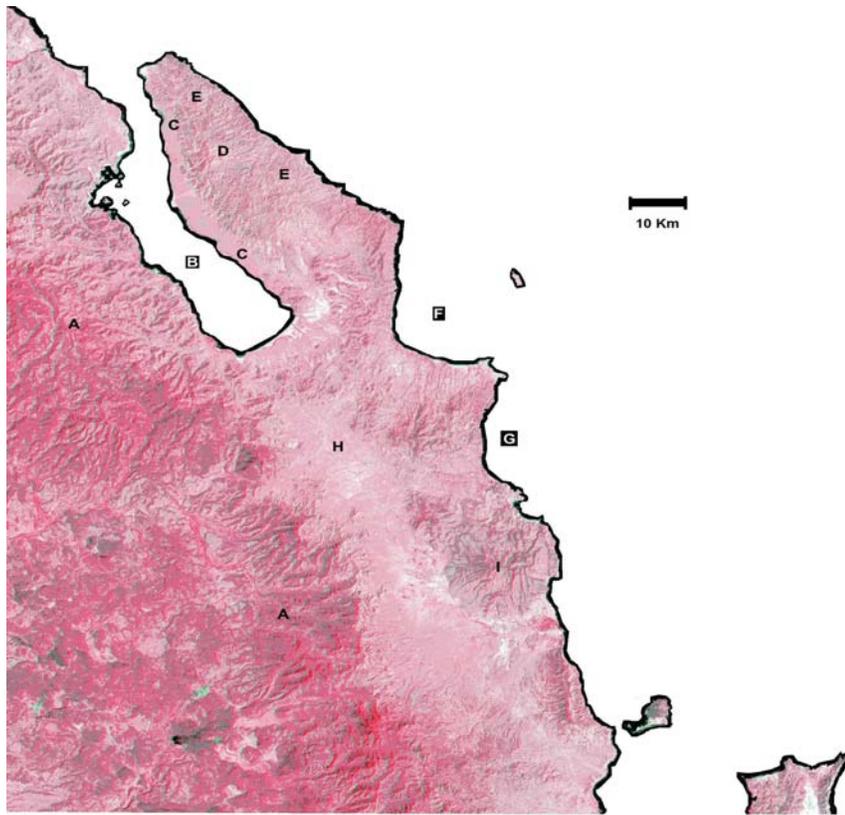


Fig. 1.4 Imagen de satélite (G12-05, INEGI) del área de estudio. A. Sierra de La Giganta, B. Bahía Concepción, C. Escarpe y abanicos aluviales, D. Cerro Vinorama, E. Sierra Gavilanes, F. Bahía San Nicolás, G. Bahía San Juanico, H. Valle Loreto-San Juan Londó y I. Cerro Mancenares.

1.5.2 Fisiografía

Bahía Concepción está ubicada dentro de la provincia fisiográfica de la Península de Baja California, que se extiende desde el sur de California, EUA, hasta la región de San José del Cabo, Baja California Sur, México.

Esta provincia se divide en subprovincias, que de norte a sur son:

- Sierras del Norte de Baja California.
- Sierra de la Giganta.
- 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 la Sierra de la Giganta (Bustamante-García, 1999) (Fig. 1.3).

La subprovincia de la Sierra de La Giganta se extiende desde el sureste de la Sierra de la Libertad, en el vecino estado de Baja California Norte, hasta el sureste de La Paz, Baja California Sur, 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 basálticas surcadas por 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, 1,202 m.s.n.m. en el Cerro de la Tentación al oeste de Bahía Concepción, y 760 m.s.n.m. en Cerro Mencionares al sur-sureste 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 y Bahía San Nicolás de 20 km de largo por 12 km de ancho, ambas bahías se comunican con el Golfo de California (Fig. 1.4).

Los rasgos más distintivos de Península de Concepción son: (a) la Sierra Gavilanes, que presenta una orientación NO-SE, (b) el Cerro Vinorama, que con 720 m.s.n.m. es el de mayor altitud dentro de la península, y (c) la gran cantidad de cañones que dan lugar a abanicos aluviales no mayores a los 5 km de longitud, sobre todo cortando los escarpes de falla en el oeste de la península (Fig. 1.4).

El relieve de la zona aledaña a Bahía Concepción es, en general, abrupto con laderas empinadas, llegando a formar acantilados en las zonas costeras. Los relieves son interrumpidos por cañones que por lo general terminan en depósitos de abanicos aluviales, además hay cañones amplios que incluyen la presencia de ambientes tales como manglares, planicies aluviales y bahías con sedimentos calcáreos (Meldahl *et al.* 1997).



Fig. 1.5 Principales depósitos metálicos y o metálicos de Baja California Sur (Modificado de Bustamante-García, 1999).

Al sur de Península de Concepción se puede observar una cuenca tectónica con orientación NO-SE conocida como Valle de Loreto-San Juan Londó.

El área de Bahía Concepción-Bahía San Nicolás-Bahía y San Juanico queda comprendida en la región hidrológica de Baja California Sureste (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.

1.5.3 Geología Económica

El Estado de Baja California Sur es potencialmente rico en sus recursos minerales, tanto metálicos como no metálicos, y posee un gran potencial en la virtud de descubrir nuevos depósitos debido a que ha sido poco explorado (Fig. 1.5). En los tres últimos siglos las principales sustancias metálicas explotadas en el Estado fueron Cu, Au, Ag, Cr, y Mn, y no metálicas tales como yeso, fosforita, sal sódica, magnesita y diversos materiales pétreos utilizados en la industria de la construcción (Bustamante-García, 1999). Dos de los distritos más explotados por sus altos contenidos de minerales metálicos, fueron El Triunfo-San Antonio (Au-Ag) y Santa Rosalía (Mn-Co-Cu).

Durante el gobierno de Porfirio Díaz (1877-1880 y 1884-1911) se invirtieron en la industria minera capitales de EUA y de Francia, fundamentalmente. En Santa Rosalía se estableció la Compañía El Boleo, de capital francés y en El Triunfo, la Compañía El Progreso, de capital norteamericano (Rivas, 2000).

Actualmente los prospectos de mayor importancia se hallan los depósitos hidrotermales de oro y plata de la región del Cabo; de cobre en el área de Santa Rosalía y al noreste de la Sierra San José de Castro; y el manganeso en el noroeste del poblado de Mulegé y desde la Punta Concepción hasta el arroyo San Bruno (INEGI, 2003). Dentro de las sustancias no metálicas de mayor producción se tiene a la sal, que se obtiene en la salina más grande del mundo en Guerrero Negro; el yeso, en Santa Rosalía y en la Isla de San Marcos; la fosforita, en San Juan de la Costa, en Santo Domingo y al norte del poblado de El Conejo; y la magnesita, en las islas Magdalena, Santa Margarita, en el noroeste de Santa Rosalía y en Punta Eugenia (Bustamante-García, 1999). Esta actividad es muy importante de la economía estatal, ya que representa uno de los más altos índices en la participación del Producto Interno Bruto estatal (Bustamante-García, 1999; INEGI, 2003).

2. GENERALIDADES DE LOS DEPOSITOS HIDROTERMALES DE Mn y EGP

2.1 Los depósitos hidrotermales de manganeso

2.1.1 Introducción

El Mn es un elemento indispensable para la industria siderúrgica, en especial la del acero, la industria química, la petroquímica, la agropecuaria, farmacéutica y para la fabricación de pilas, de vidrios coloreados y de pinturas, entre otros.

Los recursos minerales globales contenidos en depósitos de Mn se calculan en $\sim 17.9 \times 10^9$ Ton de Mn, los yacimientos actualmente minables directamente contienen $\sim 8.7 \times 10^9$ Ton de Mn y los depósitos potencialmente minables en el mundo contienen $\sim 9.2 \times 10^9$ Ton de Mn (Laznicka, 1992). Esta distribución está influenciada por la acumulación de Mn en yacimientos mundiales gigantes, donde los depósitos del Kalahari, en Sudáfrica y Botswana, por sí solos contienen cerca del 50 % de las reservas de mena de Mn actuales (Laznicka, 1992).

Dentro de los yacimientos más grandes del mundo se encuentran los del campo Kalahari en Sudáfrica y Botswana, Moanda en Gabón, Molango en México, y Nikopol en Ucrania (Fig. 2.1).

La U.S. National Stockpile Specification (1971); Fernández (1980); Jacoby (1983); y www.auntlan.com.mx clasificaron a las menas de Mn por su contenido en Mn y Fe, y por su utilidad en la industria.

En México, el Mn se conoce desde la época de la colonia, aunque el interés comercial por este metal tuvo su auge entre la Primera y Segunda Guerra Mundial. Sin embargo, en las últimas décadas ha tomado importancia desde el punto de vista metalúrgico en la producción de nódulos de manganeso y ferroaleaciones de manganeso.

Actualmente las minas de Molango y Nonoalco, en el Estado de Hidalgo, son las mayores productoras de Mn en el país, con reservas probables de 256 millones de toneladas con ~ 38 % de Mn (Del Alto y Moreno-Tripp, 2006). Otros prospectos importantes de Mn se localizan en Baja California Sur, por ejemplo, Lucifer en el distrito minero de El Boleo, y El Gavilán y Guadalupe en Bahía Concepción.

Los depósitos sedimentarios y sedimentario-exhalativos de Mn y sus derivados metamórficos producen más del 90% de este metal en el mundo (Laznicka, 1992; Roy, 1997). Otros tipos de yacimientos de Mn, que únicamente de manera ocasional han tenido interés económico, son (a) los nódulos y costras marinos de Mn con contenidos de Ni y Co, y (b) los depósitos hidrotermales continentales. A pesar de ello, estos depósitos han despertado el interés de la comunidad científica y han sido objeto de numerosas investigaciones (p.e., Canet *et al.*, 2008). El principal interés de los depósitos hidrotermales continentales es su afinidad y relación genética con los yacimientos epitermales y con los sistemas geotérmicos (Hewett, 1964; White, 1968; Miura y Hariya, 1997; Crespo y Lunar, 1997; Liakopoulos *et al.*, 2001; Canet *et al.*, 2005a).

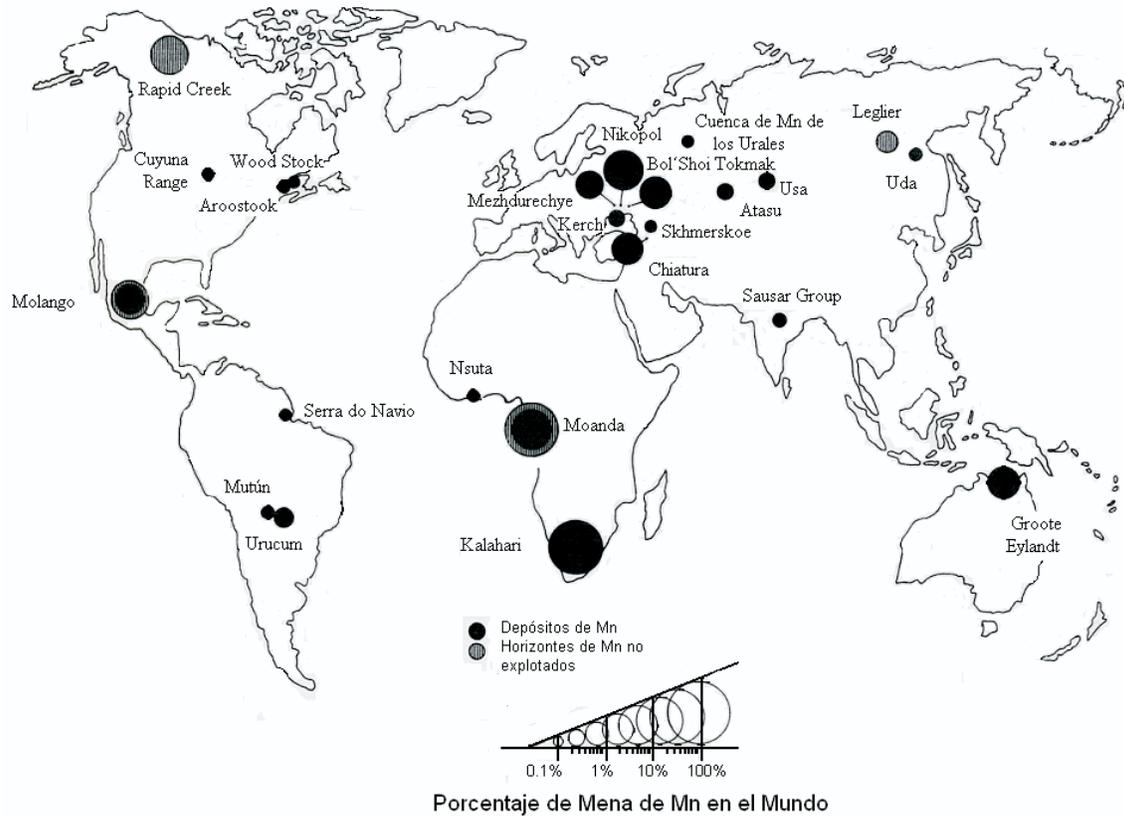


Fig. 2.1 Mapa que muestra las mayores acumulaciones de Mn en el mundo, en explotación y sin extraer (Modificada de Laznicka, 1992).

En términos de ambientes geotectónicos, casi el total de los depósitos de Mn explotados se formaron en ambientes de intraplaca y en márgenes continentales estables y, en menor proporción, en márgenes continentales de tipo rift y arcos continentales, y en cuencas oceánicas y terrenos estables sujetos a altas tasas de intemperismo y erosión. Esto contrasta con la destacada capacidad de acumulación de Mn en los fondos marinos actuales y su poco potencial de preservación en la historia geotectónica (Roy, 1981; Glasby, 1988; Laznicka, 1992).

Referente a las asociaciones litológicas con depósitos de Mn, cerca del 90 % de los yacimientos explotados presentan una estrecha relación con rocas

sedimentarias marinas y, en menor cuantía, con rocas volcánicas extrusivas (Roy, 1981; Laznicka, 1992). Dentro de la historia geológica de la Tierra, el Proterozoico inferior registra el mayor número de depósitos preservados actualmente, seguidos por yacimientos del Oligoceno, del Jurásico y del Proterozoico medio (Laznicka, 1992, Roy, 1997).

Existen diversas clasificaciones de los depósitos de Mn basadas en diferentes criterios. Las clasificaciones generales en las que coinciden más autores se basan en (1) las características genéticas del depósito, o (2) en la estructura y la litología encajonante. Recientemente, la clasificación geoquímica y geotectónica de los yacimientos de Mn

se ha utilizado con éxito para determinar el origen de los depósitos a partir de la composición en elementos mayores y traza (Fig. 2.2) (Rodríguez-Díaz *et al.*, 2005).

Los depósitos hidrotermales de Mn, por lo general, son volumétricamente mucho menores que los sedimentarios. Tradicionalmente los depósitos

tipologías. Para evitar problemas en su clasificación, se pueden utilizar los mecanismos predominantes de depositación como criterio de clasificación de los yacimientos.

Existen dos tipos de depósitos hidrotermales, los que se están generando actualmente en manantiales termales continentales y ventilas submarinas, también llamados

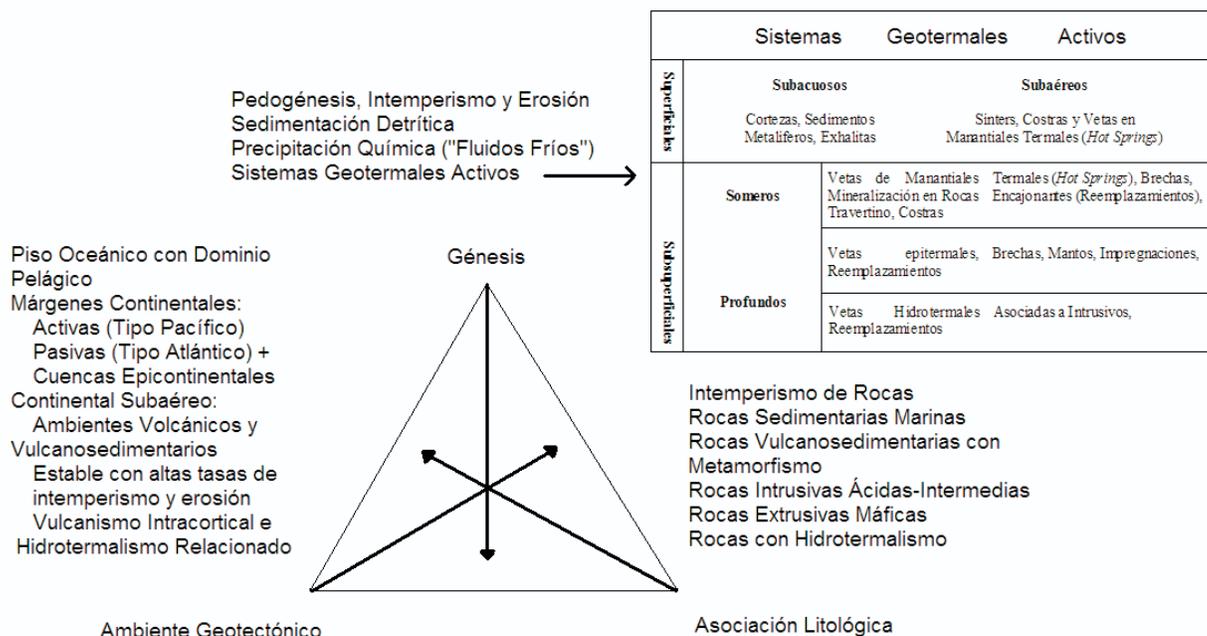


Fig. 2.2 Organización de las distintas acumulaciones o depósitos de Mn basada en tres componentes fundamentales: génesis, ambiente tectónico y asociación litológica. Apartado especial para sistemas geotermales activos (Modificado de Laznicka, 1992).

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 en la secuencia mineralizada. Sin embargo, los depósitos actuales de Mn relacionados con dorsales oceánicas o con arcos de islas presentan características de ambas

sistemas hidrotermales activos, y los sistemas hidrotermales fósiles representados por mineralizaciones de óxidos de Mn dispuestos en vetas, brechas y mantos.

Para poder comprender mejor la génesis de los depósitos de Mn hay que tener en consideración las características geoquímicas del Mn, en especial las siguientes: (1) El manganeso se comporta

análogamente al hierro, (2) está fuertemente influenciado por condiciones redox, y (3) por la actividad de microorganismos quimiosintéticos (Ver Anexo 1).

2.1.2 Deposición de manganeso en sistemas hidrotermales activos

Los depósitos de Mn actuales se generan en manantiales termales continentales y marinos activos.

Los depósitos de Mn actuales de ambiente marino constituyen sistemas hidrotermales en el piso oceánico. Estos ocurren principalmente en o alrededor de las dorsales oceánicas, subordinados a sistemas de fallas laterales, en arcos de islas y en vulcanismo intraplaca oceánica, en tanto los continentales se concentran en ambientes de tipo arco continental y de rifting continental (Glasby, 1988; Sawkins 1990).

La circulación descendiente del agua marina a través de fracturas en la corteza oceánica lleva a un calentamiento progresivo (debido a fuentes de calor

volcanogénicas), a adquirir condiciones reductoras y a un aumento en la acidez. Estos procesos convierten al agua marina ordinaria en soluciones hidrotermales de baja (<200°C) o alta temperatura (de 200° 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 hacia el fondo marino, normalmente cerca de la cima de las dorsales. La precipitación de diferentes metales en forma de 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 ascendente de las mismas (Roy, 1992). La depositación del Mn puede tener lugar en vetas, vetillas, costras o sedimentos en el fondo marino, además se presume una componente hidrotermal para el origen de muchos nódulos y costras submarinos (Fig. 2.3) (Canet *et al.*, 2008).

En el sistema geotérmico Reykjanes, en Islandia, los fluidos hidrotermales derivan del agua marina y circulan a través de áreas con distensión activa, generando depósitos de Mn (Elderfield *et al.*, 1977). Experimentos sobre la interacción de agua de mar y basaltos, bajo condiciones de 200 °C y 500 bar, equivalentes a lo encontrado en el área geotermal de Reykjanes de 0.5 a 1 km por debajo de una dorsal oceánica activa, muestran que cantidades sustanciales de Fe y Mn, Ni y Cu pueden ser disueltas, para

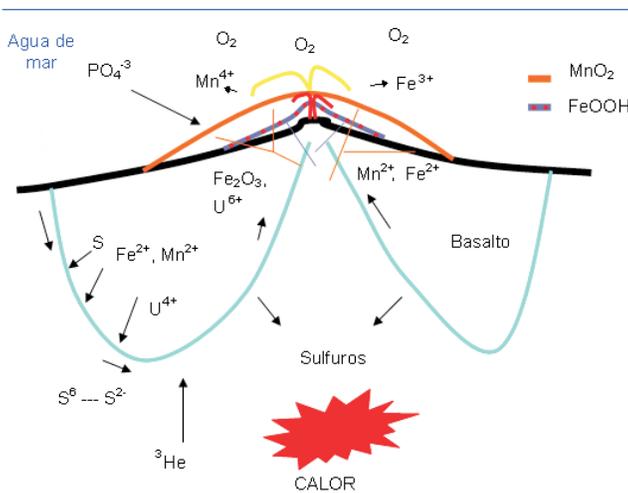


Fig. 2.3. Modelo de un depósito hidrotermal submarino vulcanogénico de Mn (Modificado de Roy, 1981).

subsecuentemente ser transportadas hacia el piso oceánico y precipitar como sedimentos metalíferos en un sistema natural (Bischoff y Dickinson, 1975).

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 los depósitos en costras. Contrariamente, en la dorsal de Juan de Fuca las costras están completamente formadas de vernardita (MnO_2) 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 de 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 una 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 (por ejemplo el Mar Rojo), y durante las etapas intermedias del desarrollo de las

dorsales (por ejemplo la Cordillera Marina Oriental del Pacífico) (Rona, 1984; Roy, 1992).

En general, la deposición de Mn tiene lugar principalmente en posiciones distales respecto a las ventilas hidrotermales de alta temperatura (Roy, 1992).

Al sur del Océano Pacífico en el monte submarino Tulaga (Lat 14° 39.222' S; Long 170° 1.730' O), al suroeste del centro volcánico-hidrotermal del *Hot Spot* Samoan se han reportado capas y vetillas de óxidos de Mn, los precipitados hidrotermales de óxidos de Mn son ricos en Li, Ba, Co, Mo, Ni, Zn, V y W, y pobres en Fe (Hein et al., 2006).

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

Existen sistemas hidrotermales costeros que suelen tener características intermedias entre los sistemas submarinos de gran profundidad y los sistemas hidrotermales subáreos y sublacustres (Schwarz-Schampera et al., 2001; Canet et al., 2003). En su mayoría los sistemas hidrotermales submarinos de poca profundidad y costeros se asocian a contextos de arco, islas y montes submarinos (Canet y Prol-Ledesma, 2007). Además, aunque ocasionalmente, se han caracterizado sistemas hidrotermales de poca profundidad en márgenes continentales activamente afectados por extensión, por ejemplo en Punta Mita, Nayarit (Prol-Ledesma et al., 2002; Canet et al., 2003). Los sistemas hidrotermales sublacustres son relativamente abundantes, en general, en cuencas

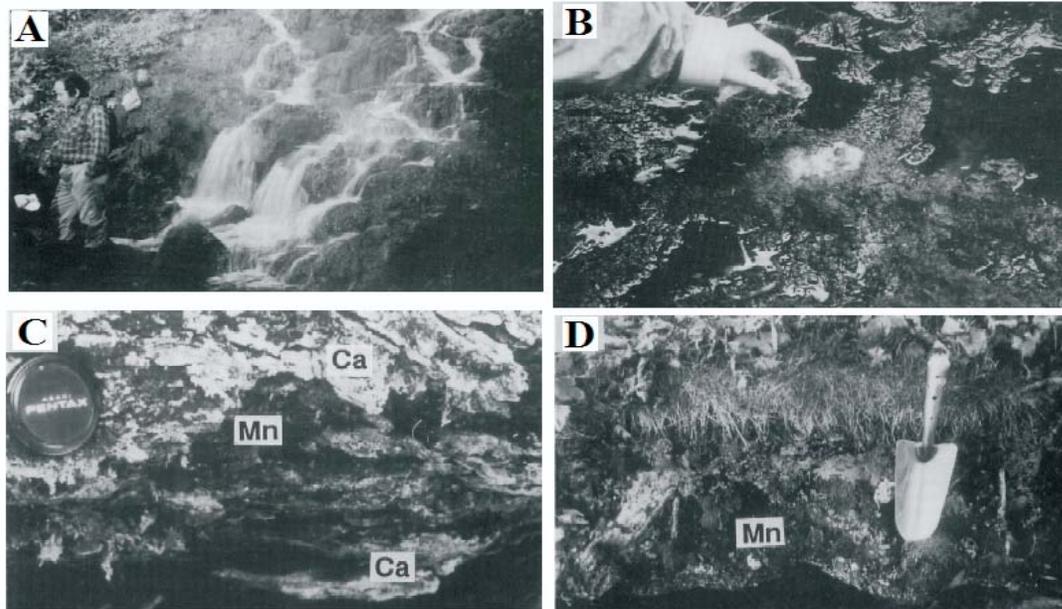


Fig. 2.4 Depósitos de óxidos de Mn en manantiales termales de Japón. (A) Precipitación de óxidos de Mn de fluidos del manantial termal de Akan-Yunotaki en pared del manantial. (B) Descarga de agua del manantial termal adyacente al río Yukomanbetu formando lodos de óxidos de Mn. En blanco vapores causados por una gota de peróxido de hidrógeno mostrando la existencia de dióxidos de Mn. (C) Alteración de óxidos de Mn (Mn) y carbonatos de calcio (Ca) en capas del borde del cuerpo mineralizado adyacente al río Kogane-sawa. (D) Óxidos de Mn en los extremos de la corriente del río Komanoyu-Onsen (Miura y Hariya, 1997).

lacustres de rift continental o en diferentes ambientes paleotectónicos tales como cuencas intra-arco, cuencas someras marginales y trincheras adyacentes a márgenes de placa continentales, y cuencas tras-arco (Nicholson, 1990; Roy, 1997; Renault *et al.*, 2002). También, se conocen diversos ejemplos de depósitos hidrotermales sublacustres con desarrollo de chimeneas y montículos en lagos de caldera volcánica, por ejemplo en la caldera riolítica de Taupo en Nueva Zelanda (de Ronde *et al.*, 2002) y en Crater Lake en Oregón, EUA (Dymond *et al.*, 1989). Análisis en los del rift del Este de África revelan una depositación por más de 5000 años de sedimentos ricos en Mn, por fluidos

hidrotermales con concentraciones de Mn de entre 1.2 ppm hasta 1 % en peso de Mn (Degens y Kulbicki, 1973).

Los óxidos de Mn de origen hidrotermal también se forman en manantiales termales continentales (Fig. 2.4). En este caso, los minerales de Mn (óxidos preferentemente) pueden estar asociados a fluorita, calcita, barita, y a depósitos de travertino (Hewett, 1964; Roy, 1992). Algunos manantiales termales están precipitando en superficie óxidos de Mn, por ejemplo en el oeste y suroeste de EUA (0.14-3.4 ppm de Mn) y en Japón (Komadake, Tokatidake, Tarumac y Akan; 2.8-4.7 ppm de Mn), en los manantiales volcanohidrotermales de

Mendeleev en las Kuriles, Rusia (11.6 ppm de Mn), y el manantial Matsao en Taiwan (43 ppm) (Roy, 1992).

A profundidad, los sistemas hidrotermales continentales también muestran anomalías de Mn, por ejemplo en barrenos de Salton Sea en California (1400 ppm) (White, 1981). Los minerales de Mn a varias escalas recuperados de barrenos de cientos de metros en Salton Sea (California) y en Cerro Prieto (Baja California), corresponden a vetas de tipo epitermal (White, 1981; Laznicka, 1992). Las vetas epitermales cuaternarias situadas en la cima del estratovolcán El Queva, en Argentina, se consideran como la parte expuesta de un sistema de tipo pórfido cuprífero (Sillitoe, 1975).

El Mn disuelto puede precipitar en vetas hidrotermales subsuperficiales, ocasionar reemplazamientos, o formar en la superficie un sínter manganífero (en travertinos y geyséritas) o costras de óxidos de Mn (Laznicka, 1992). Según Hariya (1980), las soluciones hidrotermales lixivian los metales a partir de rocas volcánicas básicas a intermedias, debido a fugacidades elevadas de CO₂ en las soluciones que promueven su enriquecimiento en Mn con respecto al Fe.

Los estudios isotópicos de los depósitos de óxidos de Mn actuales relacionados con los 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 (Miura y Hariya, 1997). Los datos isotópicos de (δD) sugieren que fluidos meteóricos subsuperficiales han depositado todorokita y

birmesita alternados con sínTERS calcáreos. La todorokita presenta una concentración de elementos pesados; en los precipitados de Mn se puede observar una variación de elementos de tierras raras (REE) con una anomalía negativa de Ce (Miura y Hariya, 1997). Según datos isotópicos en los manantiales de Ensenada Mapache en Bahía Concepción, también, revelan fluidos hidrotermales con afinidad meteórica y procesos de mezcla con agua marina (Prol-Ledesma et al., 2004).

El estudio de las manifestaciones hidrotermales actuales puede servir para establecer una correlación entre la metalogénesis de las manifestaciones hidrotermales fósiles de Mn.

2.1.3 Los depósitos hidrotermales de manganeso fósiles

La formación de yacimientos de Mn estratiformes 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 o en manantiales termales continentales.

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

ofiolítico de Waziristna, Pakistán, Shah y Khan, 1999; Complejo 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, EUA, 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 VMS de Kuroko (Hariya y Tatsumi, 1981). El complejo ofiolítico del grupo Florida (Cretáceo tardío o Mioceno) de Buena Vista, en las Islas Salomón, y de Tonumea (Mioceno medio) en las Islas Tonga, albergan depósitos hidrotermales de Mn que tienen afinidades tipo arco de isla (Roy, 1992).

Algunas vetas hidrotermales de Mn relacionadas con una activación tectomagmática pueden observarse en ambientes distensivos, en la vecindad de grabens y rifts, y suelen estar alojadas en una gran variedad de rocas (Laznicka, 1992).

Los depósitos tipo vetas de Mn, Mn-sulfuros de metales base y Mn-Ag han sido descritos en varias localidades de los EUA, Corea del Sur, Japón, Argentina,

Chile y México, y generalmente se asocian a depósitos de tipo epitermal.

2.1.3.1 Características de los yacimientos estratiformes de manganeso

Este tipo de yacimiento es muy característico de cuencas sedimentarias profundas y someras, estando estrechamente asociados con flujos de lava espilítica (derrames basálticos marinos) y tobas, por lo que pueden ser catalogados como yacimientos vulcanosedimentarios (Borchert, 1980).

Presentan una mineralogía de predominancia de hausmanita ($Mn^{2+}Mn^{3+}_2O_4$), jacobsita $MnFe_2O_4$, braunita $(Mn^{2+}Mn^{3+})_6SiO_{12}$, todorokita $(Mn,Mg,Ca,Ba,K,Na)_2Mn_3O_{12} \cdot 3H_2O$, rodonita $(Mn^{2+}Fe^{2+},MgCa)_3Si_3O_9$, bustamita $(Mn,Ca)_3Si_3O_9$, pyroxmangita $(Mn,Fe^{2+})SiO_3$, piemontita $Ca_2(Al,Mn,Fe)_3(SiO_4)_3(OH)$, manganita $MnOOH$, pirolusita MnO_2 , hollandita $(Ba^{2+},Mn^{2+})_3(O,OH)_6Mn^{4+}_8O_{16}$, criptomelano $K(Mn^{4+}, Mn^{2+})_8O_{16}$, magnetita Fe_3O_4 , hematita Fe_2O_3 , goethita $\alpha-FeO(OH)$ y sulfuros minoritarios como pirita FeS_2 , arsenopirita $FeAsS$, calcopirita $CuFeS_2$, galena PbS , esfalerita $(Zn,Fe)S$, tetrahedrita $Cu_{12}Sb_4S_{13}$, además de ópalo $SiO_2 \cdot nH_2O$, calcedonia SiO_2 , cuarzo SiO_2 , barita $BaSO_4$, aragonita $CaCO_3$, calcita $CaCO_3$ y fluorita CaF_2 y, más raramente, minerales de talio (Zantop, 1981; Roy, 1992; Craig y Vaughan, 1994).

La mena se presenta en mantos concordantes con la estratificación sedimentaria o vulcanosedimentaria. Presentan texturas bandeadas coloformes, masas

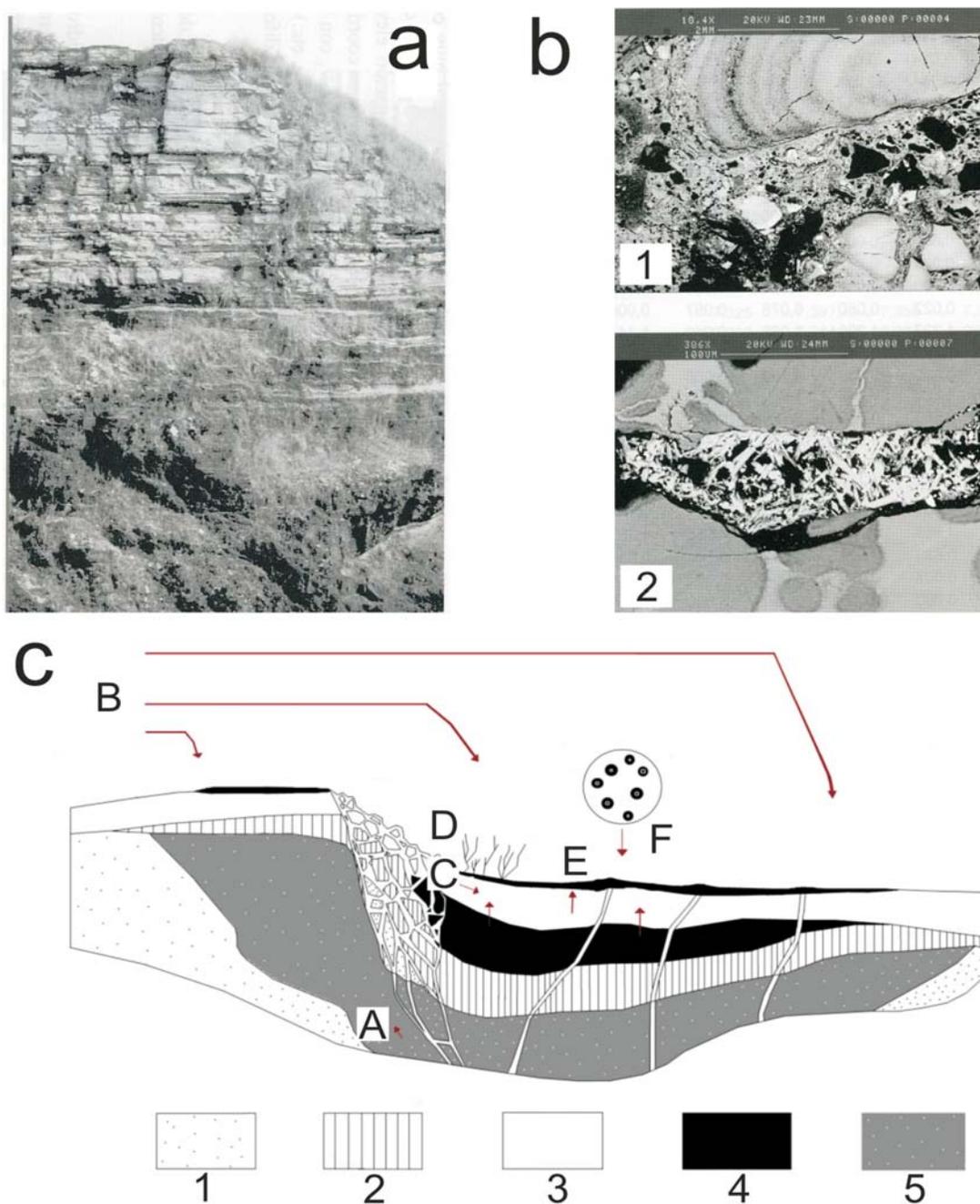


Fig. 2.5 Depósito en mantos de Mn Los Chivos, en Cuba. (a) Corte del depósito donde se aprecian las menas masivas hacia la base, tramos de tobas cementadas por Mn (de aspecto más laminado), con calizas de la Fm. Puerto Boniato del Eoceno Medio a techo. (b) Texturas de la mineralización: (1) Estructura botrioidal de las menas en La Margarita (SEM, imagen de electrones secundarios), cementada por manganita. (2) Veta tardía de pirolusita en cristales tabulares, que corta agregados radiales de todorokita, Los Chivos. (c) Modelo conceptual genético del depósito: (A) ascenso de fluidos hidrotermales por fallas, (B) interacción de fenómenos exhalativos y tectónicos con aportes de piroclastos cíclicos, que son cementados por Mn, (C) reactivación de la depositación estratificada de óxidos de Mn, (D) establecimiento de colonia de gusanos epifáunicos, (E) fosilización de organismos plantónicos por Mn, y (F) aportes piroclásticos que ahogan a los organismos que han formado colonias. (1) Tobas, (2) jaspe, (3) vetas de Mn, (4) menas masivas de Mn y (5) alteración celadonítica-analcítica (Modificado de Cazañas *et al.*, 1998).

botroidales de óxidos de Mn intermezclados, bandas radiales y arregados fibrosos (Craig y Vaughan, 1994).

Los ejemplos de estos depósitos en México son: El Boleo-Lucifer, Baja California Sur, México (Freiberg, 1983) y San Francisco, Jalisco (Zantop, 1981). Otros yacimientos en el mundo son: Sevkar-Sarigiukh, Armenia (Yashvili, 1980), Lasbela en Balachistan, Pakistán (Naseem, 1996), y Cristo-Ponupo-Los Chivos, Cuba (Cazañas *et al.*, 1998) (Fig. 2.5).

2.1.3.2. Características de los yacimientos de manganeso en vetas

Los yacimientos hidrotermales continentales de Mn generalmente consisten en depósitos pequeños y medianos, menores a las 50,000 Ton, de óxidos de Mn emplazados en vetas (Laznicka, 1992). En el noroeste del México y suroeste de Estados Unidos, donde son

particularmente abundantes, dichas vetas se encuentran encajonadas en rocas que son normalmente volcánicas silíceas a intermedias de edad terciaria (Mapes, 1956; González-Reyna, 1956; Hewett, 1964; Zantop, 1978; Roy, 1992, 1997). En ocasiones, estos depósitos ocurren como cuerpos lenticulares y concordantes, y pueden asimismo estar encajonados en rocas sedimentarias y/o de edades más recientes. Muchos de los depósitos conocidos más recientes, se han formado en o cerca de la superficie terrestre, en un ambiente de manantial termal (*hot spring deposits*). Éstos, que pueden estar asociados a depósitos de sínter e incluso presentar estructuras estromatolíticas (Berger, 1985; Miura y Hariya, 1997; Canet *et al.*, 2005a y b), y generalmente son de bajo potencial económico.

El Mn, Ba, Cu, Zn, Pb y algunos otros elementos son componentes muy comunes de las menas hidrotermales; el Mn es usualmente enriquecido

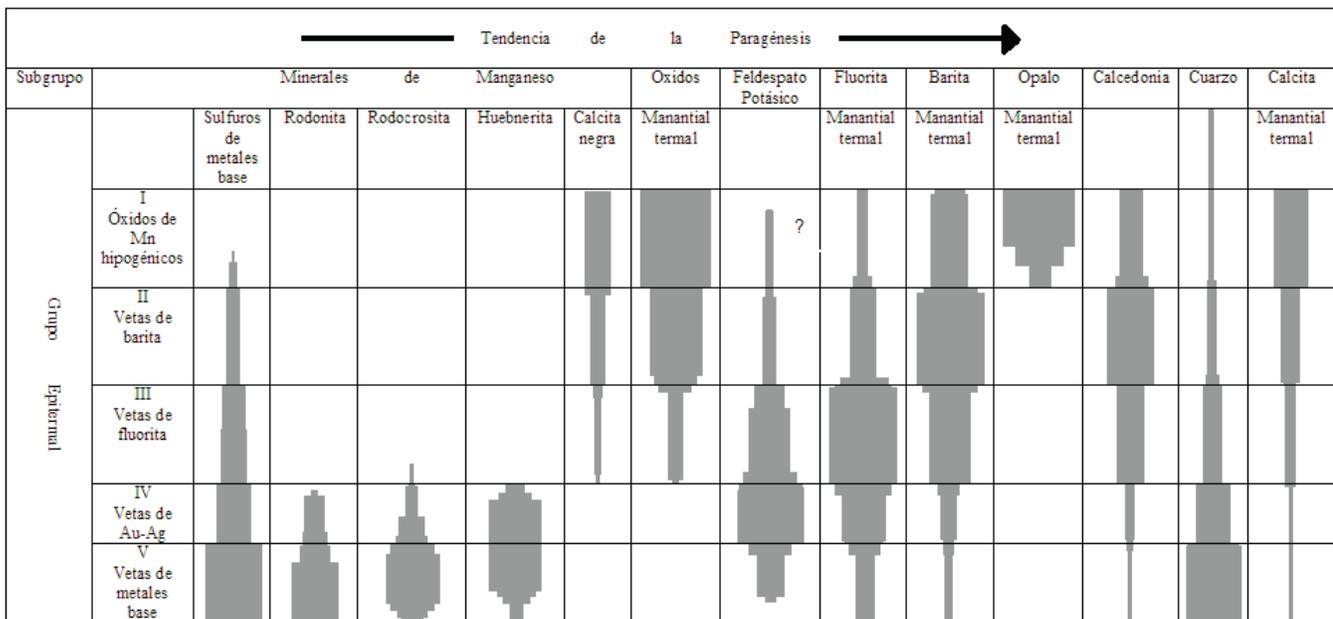


Fig. 2.6 Imagen que muestra la tendencia de las relaciones paragenéticas de minerales metálicos y no metálicos en depósitos epitermales y manantiales termales que contienen minerales de manganeso (Modificado de Hewett, 1964).

residualmente en magmas basálticos por la cristalización fraccionada (Borchert, 1980). La derivación puede venir también de la roca caja por la que circulan los fluidos hidrotermales. La mayoría de los depósitos van ligados a secuencias volcánicas de edad Terciaria, sin embargo también existen vetas encajonadas en rocas cristalinas precámbricas (Sierra y Doña Ana Counties, Nueva México; Maricopa, Arizona), en rocas carbonatadas del Paleozoico (Sierra y Doña Ana Counties, Nuevo México; Yuma, Arizona), y en conglomerados y areniscas (Hewett, 1964). Para el sur de los EUA y norte-noroeste de México se puede hablar de una época metalogénica, el Mioceno-Plioceno, para este tipo de depósitos (Hewett, 1964).

Los depósitos de Mn de tipo veta pueden relacionarse genéticamente con depósitos epitermales y sistemas geotermales, ciertas paragénesis son comunes tanto en depósitos de manantial termal recientes como en fósiles (Fig. 2.6) (Hewett, 1964; Roy, 1981, 1992). Por ejemplo, El Oro y Hostotipaquillo, México; Cirotan, Indonesia; Cavnic, Rumania; Waihi y Thames en Nueva Zelanda; Orcocampa, Perú, Butte en Montana, Hongshidong y Heishansi en China, etc. (Hamilton y Myers, 1967; Sidorov *et al.*, 1980; Fan y Yang, 1999; Leroy *et al.*, 2000). Los depósitos epitermales de tipo veta que contienen Mn pueden ser separados en 5 grupos (Hewett, 1964): (a) vetas de Mn cercanas a la superficie original del depósito, seguidas de (b) vetas a mayor profundidad con barita; (c) vetas con mayor predominancia en fluorita, (d) vetas de Au-Ag, y (e) vetas de metales base (Fig. 2.6).

Una distribución zonal de los minerales de Mn y otros minerales metálicos es característica dentro de este tipo de depósito (Hewett, 1964; Roy, 1981). En la parte más profunda del depósito, los minerales de manganeso representados por la especie química Mn^{2+} únicamente (rodrosita, rodonita, tefroíta, alabandita) son formados en asociación con sulfuros de metales base y oro-plata. Con el ascenso de soluciones hipogénicas, en las zonas más superficiales, ocurre una mezcla con agua meteórica oxigenada descendente y se generan asociaciones sucesivamente de óxidos bajos o valencia 2+ mayoritaria (bixbyíta-braunita) y óxidos altos o de valencia 4+ predominante (criptomelano-romancehita-pirolusita-coronadita), en función de la oxigenación y el descenso de la temperatura en zonas superiores del depósito (Roy, 1981). Los depósitos de Mn formados en manantiales termales de baja temperatura presentan en su parte más superficial fases minerales de óxidos altos (Hewett, 1964; Roy 1981). White (1968) sugirió que las vetas de Pb-Zn, Ag, Cu y W asociadas a óxidos de Mn en depósitos de manantial termal son producto de sistemas deficientes de azufre y que sus relaciones son consistentes con la zonación a profundidad de los depósitos. En la zona de Eureka en las Montañas de San Juan en Colorado, EUA, ocurren en multi-fases hidrotermales de mineralización cuarzo-sulfuros de metales base, minerales de Mn (silicatos, carbonatos y sulfuros), barita, carbonatos y sulfuros de Au y Ag (Burbank y Luedke, 1969).

La mineralogía distintiva de estos depósitos incluye pirolusita MnO_2 , manganita $MnOOH$, romanechita $(Ba, H_2O)_2(Mn^{4+}, Mn^{3+})_5O_{10}$, ramsdellita MnO_2 ,

braunita $(\text{Mn}^{2+}\text{Mn}^{3+})_6\text{SiO}_{12}$, hollandita $\text{Ba}(\text{Mn}^{4+}, \text{Mn}^{3+})_8\text{O}_{16}$, coronadita $\text{Pb}(\text{Mn}^{4+}, \text{Mn}^{3+})_8\text{O}_{16}$, rodonita MnSiO_3 , rodocrosita MnCO_3 , escasamente bixbyita $(\text{Mn}^{3+}, \text{Fe}^{3+})_2\text{O}_3$, además de hematita Fe_2O_3 , ópalo $\text{SiO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$, calcedonia SiO_2 , cuarzo SiO_2 , barita BaSO_4 , aragonita CaCO_3 , calcita CaCO_3 , dolomita MgCaCO_3 , fluorita CaF_2 , y en casos muy localizados feldespatos potásicos (González-Reyna, 1956; Hewett, 1964; Roy 1992; Liakopoulos et al., 2001). Las fases de Mn van enriquecidas en elementos como Ba, Sr, K, Pb, Zn, As, Te, Cu, Mo, Ta, Sb y Ag (Hewett, 1962; Liakopoulos *et al.*, 2001).

Los depósitos en vetas de Mn exhiben texturas bandeadas, coloformes, botroidales dentro de las más comunes (Hewett, 1964).

La alteración de la roca encajonante está compuesta de adularia, calcita, epidota, sericita, minerales de arcilla, cuarzo y fluoroapatito, preferentemente en profundidad, y oxihidróxidos de Fe, carbonatos, barita y yeso, sílice amorfo y minerales de arcilla hacia la superficie del depósito (Hewett, 1964; Roy, 1981; Hollister *et al.*, 1992; O'Reilly, 1992).

Ejemplos de este tipo de depósito son las vetas del área de Anti-Atlas en Marruecos (Jouravsky, 1963 en Roy, 1981); Vani en Milos, Grecia (Liakopoulos *et al.*, 2001) (Fig. 2.7); Luis López en Socorro, Nuevo México (Lueth *et al.*, 2004); Norte de Córdoba en Argentina (Leal, 2002), y los depósitos de manantiales termales continentales en Hokkaido, Japón (Miura y Hariya, 1997).

2.2 Los depósitos hidrotermales de elementos del grupo del platino

2.2.1 Introducción

Los elementos del grupo platino (EGP) incluyen al iridio (Ir), osmio (Os), paladio (Pd), platino (Pt), rodio (Rh) y rutenio (Ru). En depósitos de carácter económico los EGP están presentes alrededor de 1 g/Ton hasta decenas de g/Ton, distribuyéndose según el llamado “efecto pepita” lo que dificulta su estudio y evaluación (Cabri *et al.*, 2005).

Los EGP se encuentran en asociación con otros metales y se obtienen como subproductos, principalmente de la refinación del cobre y níquel (Pinto-Linares, 1990).

Los principales productores de EGP son Sudáfrica, Zimbabwe, Canadá, EUA, Rusia y Australia (IAEA, 2005). En México sólo se han reportado valores de EGP en el depósito de Tehuiztzingo, Oaxaca, alojado en una secuencia ofiolítica paleozoica con cromitas en el Complejo Acatlán. Los minerales del grupo del platino (MGP) presentes están dominados por minerales de Ru-Os-Ir (laurita rica en Ru, óxido de Ru-Fe-Ni, aleaciones de Os-Ir y irarsita), formados en una etapa primaria ligada a las cromitas y otra secundaria asociada a fases de metamorfismo retrogrado que removilizaron los EGP (Proenza *et al.*, 2005).

El platino y sus aleaciones son indispensables para materiales de un laboratorio químico (electrodos, crisoles y platillos en los que se calientan diversos

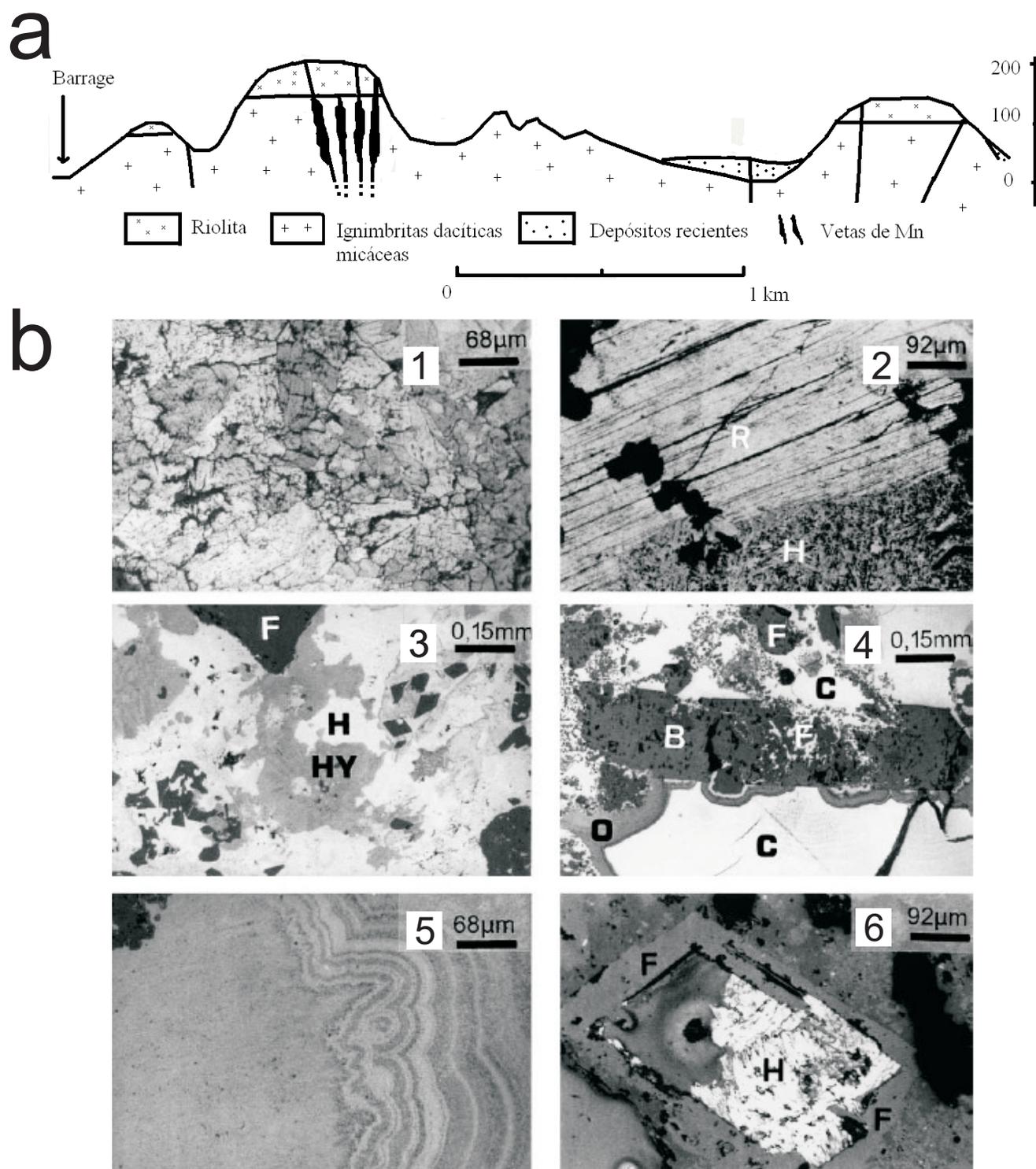


Fig. 2.7. (a) Sección geológica de los depósitos en vetas de óxidos de Mn en la región de Anti-Atlas, Marruecos (Jouravsky, 1963) (b) Mineralogía y rasgos texturales del depósito en vetas de Vani, Grecia. (1) Cristales rotos de ramsdellita, (2) hollandita (H) reemplazando a ramsdellita (R), (3) formas de exsolución de hydrohetaerolita (Hy), hollandita (H) y feldespato potásico (F), (4) disolución de barita (B) por coronadita (C) con presencia de óxidos de hierro (O) y microcristales de feldespato potásico (F), (5) coronadita desplegando un estructura rítmica, (6) reemplazamiento de feldespato potásico (F) por hollandita (Ho) (Liakopoulos *et al.*, 2001).

materiales a altas temperaturas para producir la fusión y ebullición). Se le utiliza en contactos eléctricos, y en las bujías y los convertidores catalíticos de los automóviles. Además se emplea en la petroquímica, en joyería, para aleaciones dentales, para tratamientos en quimioterapia y producción de medicamentos, y con el iridio se fabrican pinzas quirúrgicas (Lunar y Oyarzun, 1991).

Las rocas más favorables para la prospección de EGP son aquellas intrusiones máficas estratificadas asociadas a menas de sulfuros de cobre-níquel o a cuerpos ofiolíticos con cromitas de edades desde el Arqueano Tardío hasta el Proterozoico Temprano (Lunar y Oyarzun, 1991). Los depósitos que típicamente generan MGP son conocidos como ortomagmáticos, formados bajo procesos de inmiscibilidad líquida entre sulfuros y silicatos en magmas, mediante una cristalización simple más acumulación, cristalización más acumulación y segregación, contaminación de magmas y mezcla de magmas. Los principales tipos de depósitos de EGP son (Naldrett, 2005): los depósitos de Ni-Cu ricos en EGP de Noril'sk en Rusia y Sudbury en Canadá, capas estratiformes e intrusiones estratificadas en Merensky Ref. en Sudáfrica y Stillwater J-M Reefs en Montana, EUA, zona estratoligadas ricas en sulfuros de EGP cerca de intrusiones estratificadas como en Portimo en Finlandia, y en River Valley en Canadá, MGP asociados a zonas de cromitas sin sulfuros como en Bushveld Lower Zone en Sudáfrica, los complejos ofiolíticos como Mayarí-Baracoa en Cuba (Gervilla *et al.*, 2005), y las cromitas ofiolíticas de Tehuiztingo en el Complejo

Acatlán de México (Proenza *et al.*, 2005), MGP asociados con cromitas *schlieren* recristalizadas en Nizhny Tagil, Rusia, MGP asociados con zonas irregulares de “refusión” dentro de intrusivos, en Lac des Iles en Ontario, Canadá, removilizaciones hidrotermales, por ejemplo en Duluth en Minnesota, EUA, y en Bushveld Dunita Pipes, Sudáfrica, MGP en lutitas negras como en Suhkoi Log en Rusia y depósitos de placer como en Veluæe en Serbia (Krstic y Tarkian, 1997).

Aunque casi el total de los yacimientos minados por EGP son extraídos de depósitos magmáticos y magmáticos-hidrotermales, existen otros depósitos que contienen grados económicamente potenciales de EGP, como son: EGP en nódulos de Mn del piso oceánico, por ejemplo en nódulos del Océano Índico y en costras del piso oceánico de Océano Pacífico Central (Balaram *et al.*, 2005), depósitos de tipo sedex en pizarras negras, por ejemplo en los depósitos silúricos de Poblet en Cataluña, España (Canet *et al.*, 2003), depósitos de tipo pórfido de Cu-Au y pórfidos alcalinos, por ejemplo el pórfido cruprífero de Elatsite en Bulgaria (Augé *et al.*, 2005), depósitos sedimentarios de Cu con características de depósitos de tipo inconformidad en zonas de oxidación, por ejemplo Kupferschiefer en Polonia (Kucha y Przybylowicz, 1999), depósitos orogénicos de Au-Pt (-Pd) en rocas metasedimentarias carbonáceas, por ejemplo Natalia, Pavlik, Nezdansinskoye y Vetrenskoe en el extremo este de Rusia (Goncharov *et al.*, 1995), entre otros

Existen evidencias de que los fluidos hidrotermales pueden desempeñar un papel en la redistribución de los elementos del grupo platino (EGP) en una variedad de ambientes. Se han descrito muchos depósitos de Pt-Pd, los cuales parecen ser en origen principalmente hidrotermales, tales como los del Waterberg District (Wagner 1929) y Messina (Mihalik *et al.*, 1974) en Sudáfrica; New Rambleder en Wyoming, EUA (McCallum *et al.*, 1976); y Lago Rathbun en Ontario, Canadá (Rowell y Edgar, 1986). Por ello muchos investigadores han propuesto la participación de los fluidos hidrotermales en la movilización de los EGP durante o después de la formación de los depósitos magmáticos de EGP (Stumpfl, 1974; Boudreau y McCallum, 1986; Watkinson *et al.*, 1986; Dillon-Leitch *et al.*, 1986). Ver Anexo 1.

A pesar de la evidencia geológica que sugiere la posible movilidad de los EGP en los fluidos acuosos,

se han hecho pocos intentos para cuantificar la solubilidad y la movilidad de los EGP, ya sea experimental o teóricamente (Bowles, 1986).

2.2.2 Los depósitos de manganeso de fondo oceánico y enriquecimiento en elementos del grupo del platino

El mejor ejemplo de un enriquecimiento de EGP en depósitos marinos son las costras y nódulos de Fe-Mn. Los minerales de Fe-Mn en las costras y los nódulos presentan contenidos significativos en Pt, Pd y Au (Hein, 2004). El Pt ha sido considerado potencialmente como un subproducto de la explotación de costras y nódulos de Fe-Mn-Co en fondos marinos, ya que puede estar presente en cantidades superiores a 3 ppm (Hein, 2004). En costras de Fe-Mn de las Islas Marshall, del sur del Atlántico, de la Polinesia

Tabla 2.1 Concentraciones de Fe, Mn, EGP, Au, Co, Ni, Cu y Zn en nódulos y costras de Mn-Fe en distintas cuencas oceánicas.

	Islas Marshal (Hein, 2004)	Margen de California (Hein, 2004)	AI del NO del Pacifico (Hein, 2004)	AI S del Pacifico 0-25 ° Lat S (Hein, 2004)	Océano Pacifico Central al norte del Ridge Hawai-Emperor (Bu <i>et al.</i> , 2003)	Zona de Clarion-Clipperton (Haynes <i>et al.</i> , 1985)	AI del Atlántico (Haynes <i>et al.</i> , 1985)	Monte Submarino Afanáis-Nikitin Este ecuatorial del Océano Índico (Banakar <i>et al.</i> , 2007)	Océano Índico Central (Banerjee, 2004)
	C, N = 116	C, N = 71	C, N = 1478	C, N = 228	No, N = 16	No, N = 100-1000	C, N = 25	C, N = 9	No, N = ¿?
Fe/Mn	0.67	1.24	0.68	0.98	1.53	0.27	1.54	0.97	-
Fe wt %	15.7	19.5	15.1	21.2	15.9	6.9	21.6	19.4	-
Mn wt %	23.3	15.7	22.1	21.6	24.4	25.4	14.0	20.0	-
Co ppm	6410	2746	6372	5508	7300	2400	3574	6066	-
Cu ppm	963	679	1075	1100	1200	10200	774	-	-
Ni ppm	4626	2926	5403	4237	3800	12800	2685	-	-
Zn ppm	719	620	680	688	458	1400	598	-	-
Au ppb	107	26	-	30	-	-	6	-	-
Ir ppb	16	2	-	2	7	9.1	5	7	-
Pd ppb	4	4	-	8	41	6.2	6	7	3668
Pt ppb	489	69	777	286	264	9.7	567	291	273
Rh ppb	24	9	-	20	12	-	37	20	-
Ru ppb	16	6	-	15	61	-	18	20	-

Simbología: Aguas Internacionales (AI), costra (C), nódulo (No), número de muestras analizadas (N).

Francesa y del Océano Índico se han reportado enriquecimientos de EGP (Tabla 2.1). Por ejemplo, Hodge *et al.* (1985) reportaron en cortezas y nódulos del Océano Pacífico enriquecimientos de Pt de entre 6 y 940 ppb. Las concentraciones de Pt en costras de montes submarinos del Pacífico varían entre 0.14 y 1.02 ppm (promedio 0.51 ppm) (Halbach *et al.*, 1989).

El Pt, Rh, Ir, y a veces el Ru están contenidos en óxidos de Mn (MnO₂), mientras que el Pd está alojado en sedimentos detríticos, parte del Ru puede estar también en fases detríticas, y el Ir y Ru ocurren localmente en fases residuales biogénicas (Hein, 2004). En general se ha observado que la concentración promedio de Pt es claramente más alta en costras de

minerales de Fe-Mn (Halbach *et al.*, 1989; Koide *et al.*, 1991; Sawlowicz, 1993).

Los depósitos de Fe-Mn del piso oceánico, como costras hidrogenéticas en montes submarinos de intraplaca y en dorsales, mantos, vetas y rocas vulcanosedimentarias marinas mineralizadas hidrotermalmente de arcos volcánicos y depósitos mixtos hidrotermales-hidrogenéticos, registran valores anómalos de Pt, Pd y Ru, con valores asociados de Au alrededor de 0.03 ppm (Hein y Kirschenbaum, 1990). Las costras hidrogenéticas del Pacífico central tienen los valores más altos de Pt (promedio ~0.22 ppm) y las rocas vulcanosedimentarias marinas presentan los

Tabla 2.2 Contenido de metales preciosos en salmueras del sistema geotérmico Salton Sea en California (McKibben *et al.*, 1990).

Pozo	Au (ppb)	Pt (ppb)	Pd (ppb)	Rh (ppb)	STD (%)	T (°C)
CW-1	0.4	0.3	<0.2	<0.2	25	314
S2-14-1	0.04	<0.005	0.03	<0.01	26	315
S2-14-2	0.02	<0.005	0.02	<0.01	26	317
CW-3	0.6	<0.02	0.7	0.5	24	~300
CW-4	0.5	<0.2	2.0	0.4	19	~300
CW-5	0.5	0.5	1.3	<0.5	21	297

Fe-Mn de montes submarinos que en los nódulos de las llanuras abisales (Terashima *et al.*, 2002).

La precipitación de EGP a partir del agua de mar involucra varios procesos: coprecipitación con óxidos de Mn, superficies de adsorción de complejos Pt-tetracloruros sobre hidróxidos de Fe cargados positivamente, y adsorción por procesos de reducción ocasionados por microorganismos en superficies

valores más bajos (promedio (~0.003 ppm)). Las costras de origen mixto hidrogenético-hidrotermal presentan una correlación positiva de EGP con Mn y Ni en las dorsales, y con Fe, Mo, Co y Ni en los arcos volcánicos. En montes submarinos se registra una correlación positiva entre el Pt y el Mn, Ni y Co (Banderjee, 2004). Los depósitos hidrotermales tienen una correlación positiva de EGP con Ni, Co y P. Las

concentraciones y relaciones de Pt, Co y Ni indican que el Pt es de origen hidrotermal en depósitos asociados a arcos volcánicos y de origen hidrogenético en cortezas relacionadas a montes submarinos (Hein y Kirschenbaum, 1990).

Las causas para el enriquecimiento del Pt en los depósitos de Fe-Mn han sido sugeridas como: (1) adsorción de $\text{Pt}(\text{OH})_2$ o PtCl_4^{2-} sobre superficies de minerales de oxihidróxidos de Mn-Fe (Goldberg *et al.*, 1986; Stuben *et al.*, 1999), (2) reducción de la forma divalente (Pt^{2+}) y co-precipitación en la forma elemental con MnO_2 (Halbach *et al.*, 1989), (3) oxidación de la forma divalente a la forma tetravalente insoluble (Pt^{4+}) (Hodge *et al.*, 1985; Halbach *et al.*, 1989), y (4) asociación de Pt con complejos orgánicos (Hein *et al.*, 1988; Sawlowicz, 1993).

El enriquecimiento hidrotermal de EGP ha sido sugerido para diferentes concentraciones anómalas de estos elementos en depósitos submarinos. Rocas ultramáficas de corteza oceánica en ambientes divergentes y transformantes contienen valores moderados de EGP (3-6 ppb) (Crocket, 1981), estas rocas pueden ser fuentes locales de estos elementos, debido a la probable concentración de EGP por lixiviación ocasionada por la circulación de fluidos (Banakar *et al.*, 2007).

La exhalación submarina de fluidos hidrotermales asociada a vulcanismo puede contribuir significativamente en el contenido de Pd y Au en sedimentos de fondo marino (Crocket *et al.*, 1973). Crocket (1990) encontró Au, Pd e Ir en depósitos hidrotermales de la cordillera oceánica atlántica y en

Juan de Fuca. Además, determinó concentraciones altas de Au (6100- 18 900 ppb), bajas de Pd (3.2-3.5 ppb) y valores de Ir notables (7.6 ppb) en muestras de chimeneas submarinas del TAG (Latitud 26 °N). Crocket (1990) también reportó resultados de muestras de sulfuros ricos en Zn del área del TAG con 1 000 ppb de Pd, 1.01 ppb de Ir y 2 690 ppb de Au.

En muestras de sulfuros de metales base en chimeneas hidrotermales submarinas activas de Satanic Mills y fósiles de Roman Ruins del campo hidrotermal Pacmanus en Papua Nueva Guinea, de ambiente tras-arco, se observa una correlación positiva entre el Cu-Pd y Cu-Rh, con contenidos superiores a los 356 ppb de Pd y más de 145 ppb de Rh debidos al sistema magmático – hidrotermal de Pacmanus, estos enriquecimientos posiblemente pueden ser encontrados en depósitos fósiles VMS (Pašava *et al.*, 2004).

Los manantiales hidrotermales submarinos emiten fluidos reducidos, ácidos (3-5 pH), de salinidades superiores al agua de mar y temperaturas al momento de la exhalación entre 300 y 400 °C, en estos fluidos son los complejos bisulfuros, más que los complejos cloruro/hidróxido, los principales responsables del transporte de Pt y Pd (Wood, 2002). Pan y Xie (2001) estudiaron la distribución de EGP y Au en muestras de varios depósitos de tipo VMS y mostraron que las muestras ricas en calcopirita asociadas con rocas máficas-ultramáficas del depósito Besshi en Japón, del depósito Geco en Canadá y del depósito de Outokumpu en Finlandia, localmente presentan elevadas cantidades de EGP y la relación Au: Pd por encima de las 1800 ppb, Rh más de 800 ppb y Au sobrepasando las 14000

ppb. En las chimeneas submarinas de Roman Ruins y Satanic Mills en Papua Nueva Guinea se ha sugerido que el Pd y el Rh fraccionaron junto con el Ce, Fe y S en el sitio de mezcla de fluidos hidrotermales y agua marina, formando calcopirita rica en Pd y Ru, mientras que el Pt e Ir pudieron haberse perdido en la columna de agua y preferencialmente se incorporaron a minerales de Mn y Fe en depósitos en la vecindad del manantial termal (Pašava *et al.*, 2004).

2.2.3 Los depósitos hidrotermales de elementos del grupo del platino

El transporte y depositación de metales preciosos ha sido estudiado mediante observaciones en sistemas geotérmicos modernos (por ejemplo Seward, 1990). Harrar y Raber (1984), y McKibben *et al.* (1990), reportaron contenidos de 55 ppb de Pt y poco más de 1 ppb de Au, Pd y Rh a temperaturas alrededor de los 300 °C y pH cercano al neutro.

En la tabla 2.2 se muestran datos de concentración de EGP y Au, de sólidos totales disueltos (STD) y de temperatura de reservorio para el campo geotérmico de Salton Sea. Se aprecian concentraciones moderadas de Au y Pd, y bajas de Rh. Los análisis en muestras de pozo a ~1900 m que cortan vetas estrechas de carbonatos, cuarzo, hematita y sulfuros revelan cantidades moderadas de Au (0.6-5) y, Pt, Pd y Rh (1-2 ppb).

Se ha considerado que fluidos hidrotermales salinos y oxidados pueden movilizar EGP y ser depositados en barreras de tipo redox como en cuerpos sedimentarios

ricos en materia orgánica, tales condiciones se pueden encontrar en depósitos de Pb-Zn de tipo Mississippi Valley (McDonald, 1987; Coveney y Nansheng, 1991; McKibben *et al.*, 1990; Baranager *et al.*, 1991). Las altas concentraciones de EGP en depósito de carbón se asocia a la precipitación en una barrera reductora de fluidos hidrotermales que lixiviaron a las unidades volcánicas ultramáficas adyacentes (Sawlowicz, 1993; Van der Flier-Keller, 1991).

La mineralogía observada en los depósitos de EGP de origen hidrotermal incluye Au nativo, aleaciones de Au-Pd, y Au-Ag, electrum, Pd nativo, aleaciones de Pd-Pt-Se, telururos y teluroantimoniuros, selenuros, arseniuros, asociados a sulfuros (calcopirita, piritita y pirrotina principalmente), sudburyíta (PdSb), hematita, carbonatos, cuarzo, clorita, epidota, caolinita, sericita, y en menor medida magnetita, goethita, barita, apatito, grafito y óxidos de Mn (Watkinson y Ohnenstetter, 1992; Mernagh *et al.*, 1994; Moroni *et al.*, 2001; Cabral *et al.*, 2001, 2002a, 2002b; El Ghorfi *et al.*, 2005).

Estos depósitos consisten en estructuras de tipo vetas y brechas, alojadas en rocas ígneas máficas-ultramáficas, metavulcanosedimentarias, rocas carbonatadas ricas en Fe, rocas sedimentarias ricas en materia orgánica, areniscas y en menor medida anfibolitas y esquistos de clorita. Las mineralizaciones se asocian por lo regular a cuerpos intrusivos de composición intermedia a ultramáficos (Watkinson y Ohnenstetter, 1992; Mernagh *et al.*, 1994; Moroni *et al.*, 2001; Cabral *et al.*, 2001, 2002a, 2002b; Barakat *et al.*, 2002; El Ghorfi *et al.*, 2005).

Las alteraciones comunes en las rocas encajonantes de depósitos de EGP presentan hematita, clorita,

cuarzo, caolinita, sericita, carbonatos, sulfuros, epidota y en menor medida apatito, barita y óxidos de Mn (Watkinson y Ohnenstetter, 1992; Mernagh et al., 1994; Moroni et al., 2001; Cabral et al., 2001, 2002a, 2002b; El Ghorfi *et al.*, 2005).

Dentro de los pocos ejemplos que se tienen de yacimientos hidrotermales ricos en EGP se pueden citar al depósito Au-Pd de Bleida, en el Anti-Atlas en Marruecos, que ocurre en vetas y brechas de cuarzo-calcita-hematita alojadas en anfibolitas y esquistos de clorita (El Ghorfi *et al.*, 2005). El contenido promedio de Au en las muestras es de 53.1 ppm, Ag 6.82 ppm, Pd 456 ppb y Pt 25.6 ppb (El Ghorfi *et al.*, 2005). El Au se asocia con hematita especular y cantidades variables de cuarzo, calcita, barita, epidota y clorita. El Au es usualmente homogéneo y localmente contiene inclusiones o está intercrecido con granos de MGP. En la parte superficial del depósito existen granos de Au asociados a goethita, carbonatos de Mn-Fe y óxidos de Mn-Bi-V (El Ghorfi *et al.*, 2005). Los MGP consisten, en orden de abundancia, en mertieíta-I ($\text{Pd}_{11}\text{Sb}_2\text{As}_2$), keitchconnita (Pd_{3-x}Te), paladseíta ($\text{Pd}_{17}\text{Se}_{15}$) y esperrilita (PtAs_2) (El Ghorfi *et al.*, 2005). Los estudios de inclusiones fluidas y de asociaciones minerales (hematita-barita \pm sulfuros) en el depósito sugieren un ambiente epitermal con temperaturas de entre 150 y 300°C, con fluidos oxidados, asociado a intrusivos cuarzodioríticos, probablemente relacionados con el magmatismo Panafricano (Barakat *et al.*, 2002; El Ghorfi *et al.*, 2005).

La mina de Au en rocas Arqueanas de Barberton en Transvaal, Sudáfrica, presenta estructuras de veta y

brechas de cuarzo y carbonatos ricas en Au, pirita, arsenopirita, gersdorffita, pirrotina, esfalerita, calcopirita, tetraedrita, rutilo, clorita y grafito (Kuchan *et al.*, 1994). Existe un ligero enriquecimiento de EGP en los sulfuros de Cu. Datos de geotermometría de la asociación arsenopirita-pirita-pirrotina indican temperaturas de formación entre 300 y 400 °C (Schouwstra y de Villiers, 1988).

El distrito de Waterberg, en el sector central del Complejo Bushveld de Sudáfrica, existen brechas y vetas con valores altos de Au y EGP alojadas en rocas metavolcánicas del Proterozoico del Grupo Rooiberg. La asociación mineral en el depósito consiste de cuarzo con textura de brecha y bandeada, óxihidróxidos de Fe especulares y rellenando espacios en la brecha, pirita, caolinita, clorita y pirolusita. El Pt está asociado a minerales de Fe. Datos de inclusiones fluidas muestran fluidos de baja salinidad, a temperaturas entre 200 y 300 °C y en ambientes de baja presión (McDonald et al., 1999).

El depósito de Au-EGP del Lago McBratney en Canadá consiste en vetas de carbonatos-clorita alojadas en rocas máficas y ultramáficas del cinturón verde Flin Flon. La mineralogía consiste en borovskita (Pd_3SbTe_4), sudburita (PdSb), esperrilita (PtAs_2), temagamita (Pd_3HgTe_3), merenskyíta (PdTe_2), teluridos-antimoniuros de Pt, electrum, aleaciones de Au-Ag, calcopirita, pirita, carbonatos y cobaltogersdorffita ($(\text{Ni}, \text{Co})\text{AsS}$). Los MGP están asociados a la calcopirita. La alteración asociada a la mineralización está compuesta por carbonatos, clorita y sulfuros (Olivio *et al.*, 2002).

También se han descrito MGP, en asociación con pirita y calcopirita, en rocas intrusivas, porfídicas y pegmatíticas ultramáficas del Two Duck Lake, en el contacto con rocas alcalinas de Coldwell y rocas metavolcánicas del Arqueano en Ontario, Canadá (Watkinson y Ohnenstetter, 1992). Los MGP se encuentran en vetas asociados a apatito y biotita ricos en Cl y F, clorita rica en Fe, epidota, anfíboles, sericita, calcita, magnetita, y calcopirita-cubanita que reemplazan a pirrotina. El enriquecimiento con EGP de los depósitos de sulfuros se debe a fluidos acuosos que han interactuado con minerales primarios ígneos a bajas temperaturas. Los MGP están enriquecidos en elementos tales como Sn y Pb, y se presentan como arseniuros, antimoniuros y telururos (Watkinson y Ohnenstetter, 1992).

El depósito de Au-EGP de Serra Pelada en Brasil se encuentra alojado en secuencias metasedimentarias del Arqueano Tardío cortadas por intrusiones ultramáficas. La mineralización se encuentra en vetas relacionadas con fallamientos en plegamientos (Moroni *et al.*, 2001). La mineralización a profundidad está distribuida en rocas ferruginosas, caolinizadas, limonitas carbonáceas y en areniscas ricas en cuarzo. La asociación rica en EGP es una roca laminada de caolinita y cuarzo intercalada con material calcáreo y finas láminas de óxidos de Mn (criptomelano) y óxidos de Fe (hematita y goethita) (Tellarico 1995a, 1995b). La mineralogía consiste en Pd-Au (Au₇Pd) dendrítico, con abundantes inclusiones de guanglinita (Pd₃As), estibioanglinita (Pd₃(As, Sb)), sudovikovita (PtSe₂), palladseíta (Pd₁₇Se₁₅), Pd nativo, aleaciones de Au-

Pd y Pd-Pt-Se, paladseíta Pd₁₇Se₁₅ y padmaíta (PdBiSe), esperrilita (PtAs) e irarsita, asociados a cuarzo, hematita, goethita, pirita, grafito, caolinita, muscovita, minerales de Cu-Ni y, ocasionalmente, óxidos de Mn ricos en Ba (Moroni *et al.*, 2001; Cabral *et al.*, 2002a y 2002b). Las rocas con alteración y las muestras mineralizadas presentan un enriquecimiento en Ba, Bi, Cr, Cu, Co, Ni y menos marcado de Zr, Pb, U, Ga, As, Sb, W, Nb, Sc e Y (Moroni *et al.*, 2001). Las alteraciones relacionadas con la mineralización son la caolinitización acompañada de hematita (Tellarico 1995a, 1995b; Cabral *et al.*, 2002).

Tellarico *et al.* (2000) propuso un modelo hidrotermal de deposición de la mena por salmueras calientes y oxidadas, exseltas durante enfriamiento de la intrusión anorogénica granitoide y una fase secundaria supergénica. Los metales preciosos pueden ser transportados en salmueras ácidas y oxidadas como complejos cloruro a altas temperaturas, depositándose debido a la reacción de estos fluidos con agentes reductores como materiales carbonáceos o minerales con Fe²⁺ durante la primera etapa de mineralización (Moroni *et al.*, 2001).

En el depósito Ferrífero Cuadrilátero en Brasil hay una mineralización de Au-Pd asociada a vetas de hematita, cuarzo, caolinita, talco y óxidos de Mn (Olivo *et al.*, 1995; Cabral *et al.*, 2001). La mineralización consiste en selenuros de Pt y Pd como la paladseíta y la sudovikovita (Davis *et al.*, 1977), y fases tardías de hongshiita (PtCu) (Kwitko *et al.*, 2002). Los minerales de Au y Pd están estrechamente relacionados con la presencia de Hg, probablemente derivados de fluidos

hidrotermales. Los datos microtermométricos en inclusiones fluidas de la hematita muestran valores de temperaturas de homogenización alrededor de 160 °C y salinidades cercanas al 10-11 % en peso equivalente de NaCl (Cabral *et al.*, 2002). Este depósito puede ser asignado a la tipología de óxidos de Fe-Cu-Au (Hitzmann, 2000), y se ha formado por fluidos hidrotermales oxidados bajo condiciones de presión relativamente bajas (Olivo *et al.*, 1995).

En Hope's Nose en Devon, Inglaterra, hay vetas de carbonatos alojadas en calizas hematizadas que presentan aleaciones de Au-Pd de hasta 1 cm, estibioarsenuros y senuros (Clark y Criddle, 1982; Harrison y Fuller, 1987; Stanley *et al.*, 1990; Paar *et al.*, 1998). Los datos microtermométricos en inclusiones fluidas en calcita y cuarzo denotan temperaturas entre 60 y 120 °C y salinidades alrededor de 20 % en peso equivalente de NaCl (Scrivener *et al.*, 1982).

El depósito de Au-Pt-Pd-(Se-Sb-U) de Coronado Hill en Australia es concebido como de origen hidrotermal de fluidos de baja temperatura, contiene leyes de 4.31 g/

Ton de Au, 0.61 g/Ton de Pd y 0.19 g/Ton de Pt (Carville *et al.*, 1990). La roca encajonante es una secuencia volcanoclástica del Proterozoico Temprano, cortada por intrusivos dioríticos, con una alteración pervasiva sericitica-clorítica. La mineralización es pobre en sulfuros y ocurre de manera diseminada en vetas de cuarzo-carbonatos-hematita. Hay dos tipos de mineralización: (a) Au-MGP-senuros asociados con Au nativo, ocasionalmente Ag nativa, clausthalita (PbSe) y estibiopaladinita (Pd₂Sb₂), y (b) Au-MGP-senuros-sulfuros con los mismos minerales antes citados más pirita, generalmente en rocas ígneas alteradas. Las inclusiones fluidas revelan que los fluidos mineralizantes son salmueras ricas en Ca-K, altamente oxidadas, ácidas, con temperaturas alrededor de los 140 °C (Mernagh *et al.*, 1994). Estos depósitos tienen muchas características en común, además de la presencia de la asociación de elementos tales como Au-Hg-As-Sb-Se-Cu-Fe-S-Ba muy característico de depósitos de tipo epitermal (Lindgren, 1928).

3. METODOLOGÍA

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

Posteriormente, se realizó una recopilación bibliográfica de los trabajos previos sobre la geología regional de Baja California, la geología local de Península de Concepción e información geológica-minera de los yacimientos de Mn, Au y EGP. 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.

Los procedimientos y técnicas que se utilizaron para la caracterización de las muestras del área mineralizada en Mn en Bahía Concepción se presentan en los siguientes apartados:

3.1. Muestreo

Para la visita a campo y recolección de muestras, se examinaron las cartas topográficas (INEGI) 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 de campo en Bahía Concepción consistió en realizar caminamientos geológicos para la descripción, delimitación y caracterización de las unidades

geológicas, toma de datos estructurales y muestreo detallado de los depósitos de Mn (El Gavilán, Guadalupe, Santa Rosa) y de las rocas volcánicas asociadas, así como de las manifestaciones termales en la bahía (Ensenada Mapache y Posada Concepción-Playa Santispac).

Se recolectaron 85 muestras en total, representativas de las diferentes unidades litológicas, estructuras mineralizadas, roca caja, y precipitados actuales hidrotermales. Las muestras más representativas (Mina Gavilán: 12, Mina Guadalupe: 10, Mina Santa Rosa: 10, Ensenada Mapache: 10 y Santispac: 1) fueron empleadas en el presente estudio, presentan una nomenclatura acorde a las letras iniciales o representativas de la zona en que fueron recolectadas.

3.2 Petrografía y Minerografía

La identificación mineral y texturas se llevaron a cabo principalmente por medio de la microscopía óptica de luz reflejada y transmitida (Ramdohr, 1980; Craig y Vaughan, 1994). Además, se utilizó la difracción de rayos X (DRX) y el microanálisis (microscopio electrónico de barrido: SEM, y microsonda electrónica: EMPA) (Craig y Vaughan, 1994; Cabri y Vaughan, 1998).

La identificación y cuantificación de las asociaciones minerales facilita una información importante sobre posibles productos y subproductos de interés económico. Un caso especial lo constituyen las menas metálicas de metales preciosos, como son el Au, Ag y elementos del grupo del platino (EGP).



Fig. 3.1 Microscopio modelo Olympus BX60 y analizador de imágenes integrado del Departamento de Petrografía y Mineragrafía de la Facultad de Ciencias, Universidad de Granada, España.

El inicio del estudio de las muestras del área mineralizada de Bahía Concepción fue una descripción macroscópica (en muestra de mano) de los ejemplares recolectados, identificando litologías, texturas, mineralogía (esenciales, accesorios, mena y ganga) y clasificando preliminarmente las muestras.

Para el estudio petrográfico y mineragráfico se realizaron cortes a las muestras seleccionadas para obtener las esquirlas (o “galletas”), en los laboratorios de preparado de muestras de Paleontología en el Instituto de Geología, UNAM. Las esquirlas fueron enviadas al laboratorio comercial Wagner Petrographic (Utah, EUA) para la elaboración de las láminas delgado pulidas y a Petroanálisis (México) para las briquetas, con la finalidad de poder estudiar a las muestras paralelamente con luz transmitida (para minerales transparentes) y luz reflejada (para minerales opacos). Todas las preparaciones fueron acabadas con pulido metalográfico. El pulido también permite llevar a cabo

análisis puntuales por medio de microsonda electrónica sobre las mismas preparaciones.

El estudio de microscopía óptica se hizo con un microscopio Zeiss modelo Axiolab ubicado en el Laboratorio de Petrografía y Mineragrafía del Departamento de Recursos Naturales del Instituto de Geofísica, UNAM, y un microscopio modelo Olympus BX60 del Departamento de Mineralogía y Petrología de la Facultad de Ciencias, Universidad de Granada (UGR), en España. Se tomaron fotomicrografías de las asociaciones minerales presentes mediante un analizador de imágenes Carl Zeiss AxioCam Emulation, con software AxioVision 3.1 en la UNAM y una cámara digital Olympus DP20 con un software DP-soft Olympus® de captura de imágenes en la UGR (Fig. 3.1).

La contabilización modal (porcentaje volumétrico) de cada fase mineral presente se realizó por medio de tablas de estimación visual. Se recopilaron y compararon las observaciones texturales de las muestras para deducir la secuencia paragenética de la mineralización. A través de imágenes de microscopio electrónico de barrido se han complementado las observaciones texturales y mineralógicas de las muestras.

Cabe señalar que, debido a la complejidad que representa la semejanza entre las propiedades de los distintos minerales de óxidos de Mn presentes en la mayoría de las muestras, hubo que valerse de otras técnicas para la identificación de minerales de Mn no identificados por mineragrafía (DRX, SEM, EMPA).

3.3 Difracción de rayos X

La teoría y aplicaciones de la difracción de rayos X (DRX) están descritas en numerosos textos, por ejemplo Zussman (1977), Wilson (1987), etc.

La técnica de DRX permite la identificación de las fases cristalinas presentes a partir de las difracciones que produce la red de cada fase al ser irradiadas mediante un haz de rayos X.

La identificación de las fases cristalinas por este método se basa en el hecho de que cada sustancia en estado cristalino tiene un diagrama de rayos X característico.

El método más preciso y frecuente utilizado en DRX es el método de polvo. En los difractogramas de DRX en polvo, se pueden identificar las fases cristalinas presentes y la proporción de cada fase (Carretero-León y Pozos-Rodríguez, 2007). Además, los difractogramas ofrecen información acerca del grado de ordenamiento y cristalinidad de los minerales estudiados.

La identificación y caracterización de minerales de óxidos de Mn mediante DRX es complejo, debido a la semejanza de los picos característicos de cada fase de óxido de Mn presente en la muestra, sin embargo proporciona información acertada de los minerales existentes en combinación con datos derivados de otras técnicas tales como SEM, EMPA, Raman, IR, etc. (Post, 1999)

Para los minerales de mena de Mn se utilizó un difractómetro de rayos X Philips PW1710 con monocromador de grafito, rendija automática, radiación K_{α} del Cu ($\lambda = 1.545 \text{ \AA}$) y conexión *on-line* con una computadora; los datos fueron

colectados cada 10 segundos en barridos continuos con paso angular de $0.02^{\circ} 2\theta$, trabajando a 40 kV y 40 mA. Para la identificación de los difractogramas por el método de polvo se utilizó el método de Hanawalt, aplicando el *software X-powder* con la base de datos PDF2.DAT del ICDD de la Facultad de Ciencias, Universidad de Granada, España, y manualmente por tablas y ficheros. Para las fases de la ganga en la mineralización se usó un instrumento Panalytical X'Pert Diffractometer, con un ángulo de barrido de $4-100^{\circ} 2\theta$, un paso de $0.017^{\circ} 2\theta$ y un tiempo de adquisición de 50 segundos. La radiación utilizada fue K_{α} del Cu con una longitud $\lambda = 1.54061 \text{ \AA}$. Las condiciones de análisis fueron 40 kV y 28 mA. El *software* utilizado en la interpretación de los espectros de difracción fueron el DIFRAC/AT-(Siemens 1993)-EVA y el X'Pert High Score. Los análisis se llevaron a cabo en los Serveis Científic Tècnics de la Universitat de Barcelona (Cataluña, España).

3.4 Microscopio electrónico de barrido

El microscopio electrónico de barrido (SEM, por sus siglas en inglés: *Scanning Electron Microscopy*) se basa en la interacción entre un haz de electrones y la superficie de la muestra o los efectos de la interacción de la materia con los electrones (ANEXO 2). El SEM es una herramienta de gran ayuda cuando se quieren examinar muestras o superficies pulidas de minerales en un rango de aumento que abarca desde 20x hasta 100,000x, obteniéndose buenas imágenes gracias a su gran profundidad de foco. Su límite de resolución es del orden de $0.01 \mu\text{m}$ (Pérez-Rodríguez, 2003;

Carretero-León y Pozo-Rodríguez, 2007). Dadas sus características, esta técnica ofrece un complemento destacable de la microscopía óptica.

En el estudio de las muestras se puede trabajar en el modo SE-BSE o sólo con BSE (BSE, por sus siglas en inglés: *backscattered electrons* y SE, por sus siglas en inglés: *secondary electrons*). El primero se usa de forma rutinaria para examinar materiales rugosos, poco consolidados o consolidados, en lo que son más importantes los aspectos morfológicos que los composicionales. Con los BSE se obtienen buenos resultados cuando el microscopio, como es lo habitual, lleva incorporado un sistema de análisis puntual que permite no sólo diferenciar componentes por sus diferentes reflectividades, sino además determinar la composición química en diferentes puntos de la muestra.

Los sistemas de espectroscopía por discriminación de energías (EDS por sus siglas en inglés) son los más utilizados en los microscopios electrónicos y emplean

como un detector semicuantitativo puntual (Carretero-León y Pozo-Rodríguez, 2007).

Una posibilidad de gran utilidad en estos sistemas analíticos es la de realizar mapas elementales de los constituyentes estudiados, mostrando la distribución espacial de los elementos seleccionados, pudiéndose comparar con las imágenes de SE o BSE.

Los equipos empelados para el presente estudio fueron un Jeol JXA-8900R localizado en el Laboratorio Universitario de Petrología del Instituto de Geofísica (UNAM). Este mismo equipo, que consta de analizadores de longitud de onda dispersiva de rayos X (WDS), fue utilizado a posteriori para obtener microanálisis por microsonda electrónica de minerales seleccionados. Un equipo marca FEI Quanta 400, detector SSD de bajo vacío a una presión de 0.5 Tor y voltaje e 25 kV y un *software* de análisis cualitativos EDAX Genesis del Centro Andaluz de Medio Ambiente (CEAMA), Granada, España. Además, se usó un SEM portátil TM-1000, marca Mitsubishi, en el Laboratorio de Petrografía y Minerografía del Departamento de Recursos Naturales del Instituto de Geofísica, UNAM (Fig. 3.2).

3.5 Análisis de química mineral por microsonda electrónica

El análisis por microsonda electrónica (EPMA, por sus siglas en inglés: *electron probe micro-analyzer*), es una técnica analítica relacionada con el SEM. De manera similar que en el caso del EDS, el análisis químico se fundamenta en la emisión de rayos X característicos



Fig. 3.2 Microscopio electrónico de barrido portátil TM-1000 del Laboratorio de Petrografía y Minerografía del Departamento de Recursos Naturales del Instituto de Geofísica, UNAM.

por parte de los elementos que componen la muestra cuando ésta es bombardeada por un haz de electrones de alto voltaje (Canet *et al.*, 2007).

El análisis químico de las muestras se realiza en superficies muy pequeñas, las muestras deben pulirse y montarse sobre un vidrio o incrustarse en resina. La técnica permite determinar la composición química de minerales individuales o incluso determinar concentraciones dentro de una partícula.

Esta técnica es actualmente la más utilizada para estudios de química mineral, ya que es considerada una técnica fundamental en la mineralogía moderna.

Los puntos de microanálisis del presente trabajo se marcaron con tinta sobre la muestra, con base en observaciones previas mediante los microscopios petrográfico y electrónico.

La química mineral en las menas se determinó con un equipo de EMP CAMECA SX50, en los Serveis Científic Tècnics de la Universitat de Barcelona, dotado con 4 espectrómetros dispersivos en longitud de onda y un espectrómetro dispersivo en energía (PGT, USA). A partir de estos datos, se realizaron cálculos estequiométricos para obtener las fórmulas estructurales de los óxidos de Mn analizados y, consiguientemente, los contenidos elementales molares o en átomos por fórmula unidad (*apfu*) y agua de constitución o de coordinación. Las condiciones de análisis utilizadas para los minerales de Mn fueron: aumento de 10.000, voltaje de 20 ke V, intensidad de 15 nA; se usaron como patrones: celestina (Sr, $L\alpha$), barita (Ba, $L\alpha$), corindón (Al, $K\alpha$), ortosa (K, $K\alpha$), albita (Na, $K\alpha$), hematites (Fe, $K\alpha$), rodonita (Mn, $K\alpha$), rutilo (Ti, $K\alpha$), cuarzo

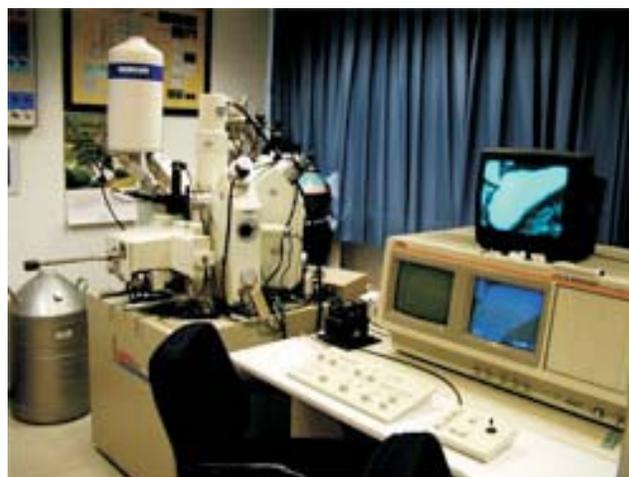


Fig. 3.3. Microsonda electrónica del Laboratorio Universitario de Petrología del Instituto de Geofísica, UNAM.

(Si, $K\alpha$), wollastonita (Ca, $K\alpha$), esfalerita (Zn, $K\alpha$) y periclasa (Mg, $K\alpha$).

Además, se empleó un equipo Jeol JXA-8900R del Laboratorio Universitario de Petrología del Instituto de Geofísica, UNAM (Fig. 3.3), para minerales distintos de óxidos de Mn. Las condiciones de análisis utilizadas para los sulfuros, óxidos de Sn, aleaciones de metales preciosos y EGP fueron: aumento de 10.000, voltaje de 20 ke V, intensidad de 15 nA; se usaron las líneas $TeL\alpha$, $AuL\alpha$, $AsL\alpha$, $SK\alpha$, $SbL\alpha$, $PtL\alpha$, $NiL\alpha$, $PbL\alpha$, $ZnK\alpha$, $SnL\alpha$, $PdL\alpha$, $FeL\alpha$, $CuL\alpha$, los estándares fueron metales puros, sulfuros (pirita, galena, esfalerita, arsenopirita, estibinita, niquelina, calcopirita y pentlandita) y óxidos (casiterita).

3.6 Análisis químico instrumental

Existen muchas técnicas analíticas que permiten identificar y cuantificar los elementos químicos presentes en una muestra pétreo o mineralizada. De todas ellas, las más utilizadas de forma rutinaria en la actualidad

son la fluorescencia de rayos X (FRX o XRF por sus siglas en inglés, *X-ray fluorescence*) y la espectrometría de masas con plasma acoplado por inducción (ICP-MS por sus siglas en inglés, *inductively coupled plasma-mass spectrometry*).

3.6.1 Fluorescencia de rayos X

El principio de esta técnica es que cuando una muestra queda sometida al bombardeo de rayos X de alta energía se emite una radiación secundaria con longitudes de onda e intensidades que dependen de los elementos presentes. La medida de la radiación característica de un elemento en particular da un valor que refleja su concentración en la muestra (Skoog y Leavy, 1994).

La técnica de fluorescencia de rayos X se utiliza generalmente para el análisis cuantitativo de elementos mayores. La FRX no se considera adecuada para los elementos ligeros de modo que las dificultades en la detección y en la medida aumentan por debajo del número atómico 23 (Vanadio) (Skoog y Leavy, 1994).

La muestra para el análisis es previamente descostrada (remoción de los bordes intemperizados de la muestra), después es fragmentada con un martillo en pedazos pequeños menores a 1 cm cada uno. Los fragmentos de muestra fresca son lavados con agua destilada y secados por 24 hrs a temperatura ambiente. Los fragmentos se hacen pasar por una trituradora y posteriormente son pulverizados en un molino. Las muestras para ser analizadas por FRX se preparan en polvo prensado y perlas fundidas, y de la misma manera se preparan los patrones (Fig. 3.4). Para el prensado

de muestras se mezclan 4g de muestra a analizar con 0.4g de cera y 2g de ácido fosfórico (H_3PO_4) en un recipiente para ser prensado, se somete la mezcla a una presión de 1400 kg/cm² en una prensa hidráulica (Fig. 3.4A y B). Este tipo de preparación se utiliza para muestras con gran contenido en materiales que puedan volatilizar, por ejemplo en las muestras de más del 10 % en peso de barita de los manantiales termales. En la preparación de perlas o discos fundidos, 4g de muestra se mezclan comúnmente con 0.45g tetraborato de litio, y 9g de fundente anhidro, se homogeniza y se agrega una pequeña cantidad de nitrato de litio obteniéndose la forma por fusión en un molde (Fig. 3.4 C y D). En ambos casos, un inconveniente es que los elementos traza quedan diluidos en la muestra preparada, por lo que esta técnica se emplea preferentemente en determinación de elementos mayores y menores (>0.1%) (Carretero-León y Pozo-Rodríguez, 2007).

El límite de detección para elementos mayores es de 0.01 % en peso. La pérdida por calcinación PXC (LOI por sus siglas en inglés, *loss on ignition*) se determinó a partir de 0.5 g de polvo de la muestra, secada inicialmente a 110 °C y sometida después a 1000 °C durante una hora. La pérdida por calcinación es muy variada y depende del tipo de muestra mineralizada o roca analizada.

El análisis geoquímico de elementos mayores en la mineralización se realizó mediante FRX, usándose un espectrómetro de masas secuencial de FRX marca Siemens SRS 3000 del Laboratorio Universitario de Geoquímica Isotópica del Instituto de Geología de la UNAM (Fig. 3.4E).

3.6.2 Espectrometría de masas con fuente de plasma acoplado

La espectrometría de masas con fuente de plasma acoplado por inducción (ICP-MS por sus siglas en inglés, inductively coupled plasma-mass spectrometry) permite el análisis cuantitativo multielemental y rápido de un gran número de elementos traza (hasta niveles de ppm) y ultratrazas (hasta niveles de ppb). Mediante esta técnica se analizaron los metales de transición y elementos de tierras raras (REE por sus siglas en inglés, Rare Earth Elements).

El ICP-MS está basado en la vaporización, atomización y ionización de una muestra en un plasma para subsecuentes análisis de espectrometría de masas.

La técnica presenta una alta sensibilidad permitiendo la determinación de concentraciones de elementos traza.

Los elementos traza y REE fueron analizados en los laboratorios comerciales de Actlabs Laboratories (Ancaster, Ontario, Canadá) por medio de ICP-MS.

3.7 Microtermometría de inclusiones fluidas

Las inclusiones de fluidas (IF) constituyen pequeñas porciones de fluidos atrapados durante la formación de un mineral como consecuencia de irregularidades o defectos en este proceso, por lo que el estudio de las mismas nos permite conocer algunos procesos y estimar las condiciones bajo las cuales ocurrió la formación de

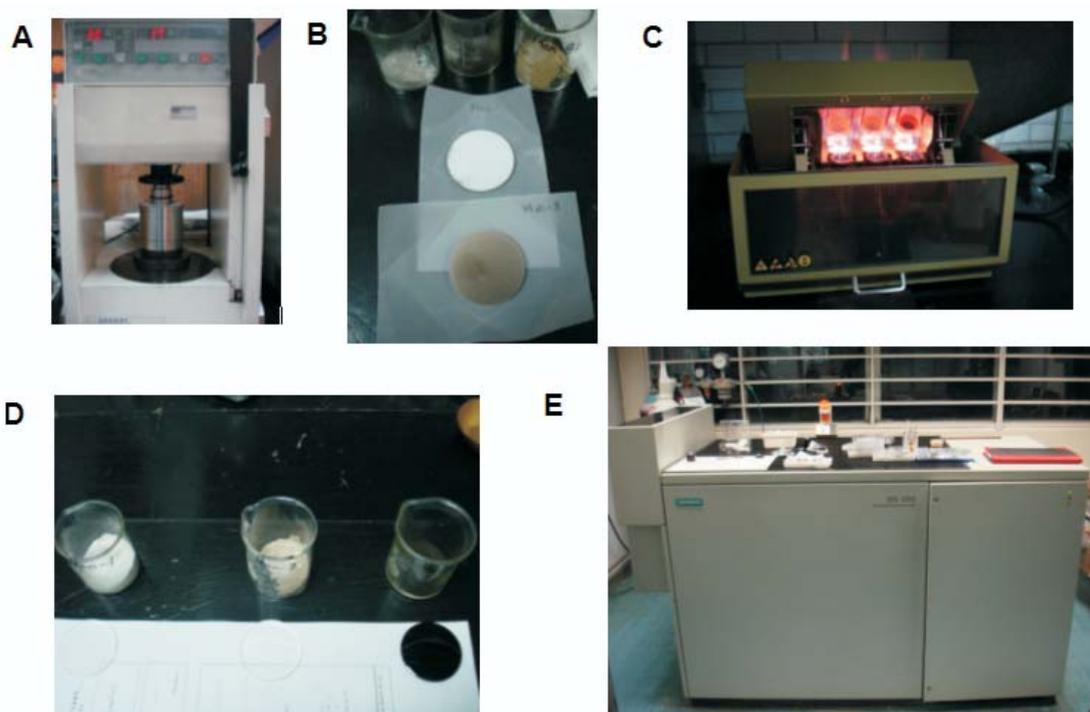


Fig. 3.4 Espectrometría de fluorescencia de rayos X. A) Prensa para muestras en polvo, B) muestras prensada, C) estufa a 1050 °C y crisoles de Pt para la preparación de la perla, D) detalle de la perla fundida y E) equipo de FRX Siemens SRS 3000 del Laboratorio Universitario de Geoquímica Isotópica del Instituto de Geología de la UNAM.

las inclusiones y los factores que influyeron durante este proceso (Fig. 3.5). Cuando se encuentran en minerales que son transparentes con luz visible o infrarroja, las IF pueden observarse en microscopio una vez que los minerales son cortados en secciones delgadas y pulidos por ambas caras.

Dentro del estudio de las IF, la determinación de su origen es una de las etapas más importantes, durante esta tarea se crean esquemas con relación al “*timing*” de atrapamiento de las IF relativo al mineral que las contiene. Se evalúan estas paragénesis con el objetivo de determinar cual de ellas esta relacionada con el problema a resolver. El estudio microscópico de muestras específicas permite separar a las inclusiones que son formadas durante las fases iniciales de crecimiento de un cristal (inclusiones primarias y pseudosecundarias) de aquellas que se formaran tiempo después del crecimiento del mineral (inclusiones secundarias) (Fig. 3.5 y 3.6).

El término primario se usa normalmente para referirse a las inclusiones que han sido atrapadas como un resultado directo del crecimiento del cristal. Las inclusiones secundarias se forman después que el cristal ha concluido su desarrollo, normalmente cuando se rellenan microfracturas o rasgos de deformación que cortan al cristal. Las IF catalogadas como pseudosecundarias se forman antes que el cristal haya terminado su crecimiento, en origen son similares a las IF secundarias ya que son atrapadas en microfracturas o en otros rasgos de deformación (Roedder, 1984; Bodnar, 2003).

Las inclusiones primarias aparecen o bien aisladas dentro de los granos, con formas características y de gran tamaño o bien en el borde de los granos. Las inclusiones secundarias atraviesan los bordes de grano según fracturas cicatrizadas o recristalizadas, son mucho más abundantes, y tienen menor tamaño. También se pueden disponer según los planos de exfoliación y mostrar formas muy irregulares. Los criterios para identificar cada una de las clasificaciones de IF en el análisis petrográfico se pueden consultar en Roedder (1984), Bodnar (2003), y Shepherd *et al.* (1985).

Otro tipo de clasificación ampliamente utilizado es el de indicar con letras los diferentes tipos de IF en función de las fases: líquido (L), vapor (V), sólido (S), CO₂ (C) y vidrio (G), principales presentes a temperatura de laboratorio Roedder (1984) y Shepherd *et al.* (1985).

Una manera muy sencilla de clasificar las inclusiones es a partir de las fases (líquida, gaseosa, sólida) que presentan: Monofásica, si sólo presenta una fase; bifásica si presenta 2 fases las cuales son la líquida y la gaseosa y trifásica, si presenta 3 fases, que son la líquida, la sólida y la gaseosa. Polifásica si presenta más de 3 fases.

El tipo de atrapamiento de IF es de dos tipos: (1) *Homogéneo*: las IF que estamos estudiando fueron atrapadas a partir de un fluido homogéneo y todo lo que vemos en las IF se ha formado en el interior de las mismas. (2) *Heterogéneo*: el fluido atrapado en las IF originalmente no era homogéneo, bien sea debido a inmiscibilidad entre líquidos, entre líquidos y gases (ebullición o eferescencia), o por la presencia de sólidos

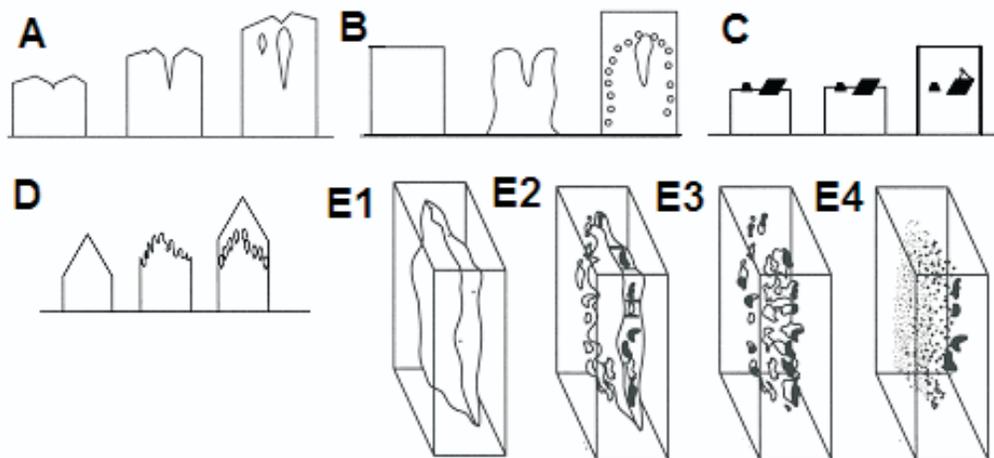


Fig. 3.5 Formación de inclusiones fluidas. A) Cuando las capas de crecimiento de un cristal no son completamente planas se forman cavidades en el que se atrapa el fluido. B) Por la disolución parcial de un mineral precoz produce numerosos entrantes en la superficie cristalina. Cuando continúa el crecimiento, se pueden formar inclusiones grandes, o bandas de inclusiones pequeñas, en las irregularidades de la superficie.

C) Cuando algún objeto sólido se fija a la superficie de un cristal en vías de crecimiento, puede quedar englobado como inclusión sólida y capturar al mismo tiempo alguna inclusión fluida. D) El crecimiento rápido de un mineral puede dar lugar a la formación de un cristal con bordes esqueléticos o dendríticos. Si a este episodio sucede otro de crecimiento más lento, pueden quedar atrapadas en el cristal inclusiones de tamaño variado. E1 a E4) Cicatrización de una fractura en un cristal que da lugar a la formación de inclusiones secundarias. Si este proceso ocurre al tiempo que desciende la temperatura, las inclusiones individuales pueden tener relaciones gas/líquido variables (Roedder, 1984).

en suspensión derivados de la saturación en dichos sólidos de las soluciones mineralizantes.

Antes que cualquier asociación de inclusiones fluidas (FIA) pueda ser utilizada para estudiar la evolución térmica y química de un sistema geológico, uno debe estar seguro que los fluidos atrapados en las inclusiones sean representativos de los fluidos existentes en el momento de la formación de la inclusión, esto es, deben de cumplir con tres premisas conocidas como “Reglas de Roedder” (Bodnar 2003) las cuales establecen:

- 1). Las inclusiones deben ser atrapadas en una fase homogénea.
- 2). Las inclusiones representan un sistema isocórico (volumen constante).

3). Después de su atrapamiento, nada ha sido adherido a, o removido de las inclusiones.

(Bodnar, 2003).

Una de las premisas establecidas para que el estudio de las inclusiones fluidas sea válido, es el del comportamiento de estas como un sistema cerrado en el cual no haya habido ningún intercambio (adherencia o pérdida) de los fluidos o sólidos componentes de la inclusión después de su atrapamiento.

Es muy común que ciertas IF atrapadas en un determinado momento geológico permanezcan o hayan permanecido como sistemas cerrados, debido a que la historia geológica prosigue e influye en cambios de presión y temperatura externos que pueden afectar las



Fig. 3.6 Esquema hipotético dentro de un cristal que muestra inclusiones primarias (p), secundarias (s) y pseudosecundarias (ps) (Goldstein, 2003).

condiciones físico-químicas de las inclusiones al romperse el equilibrio entre éstas y los cristales hospedantes.

El re-equilibrio de una inclusión ocurre cuando se modifica su volumen o se adhiere o quita material de la inclusión después de su atrapamiento. Este re-equilibrio no solo puede ocurrir en la naturaleza durante la subsidencia o levantamiento de la roca hacia la superficie, también puede darse durante la preparación de las muestras o durante su tratamiento en el laboratorio (al realizar la microtermometría) e incluso en las muestras tomadas en afloramientos que hayan sufrido cambios abruptos de temperatura como incendios o nevadas. (Touret, 1994; Bodnar, 2003).

Hay factores que determinan si una inclusión puede sufrir re-equilibrio, dentro de estos factores, los más importantes incluyen: 1) La mineralogía, la composición y estructura del material hospedante que se refleja en

su dureza; 2) Tamaño de la inclusión (inclusiones más pequeñas son más estables); 3) Forma de la inclusión, (las formas esféricas o de cristales negativos son más estables que las de forma irregular) y 4) Composición de los fluidos (Mc Limans, 1987; Goldstein, 2001; Van den Kerkhof y Hein, 2001; Bodnar, 2003). De acuerdo a Bodnar (2003) y a Burruss (1989), influyen grandemente los gradientes entre la presión interna de las IF y la presión de confinamiento externa (sobrepresión o subpresión).

Los procesos que pueden suscitarse post-atrapamiento en una IF son (Shepherd et al. 1985; Bodnar, 2003; Diamond, 2003): Separación de fases, re-equilibrio de las paredes de las inclusiones, extensión-dilatación (*stretching*), filtración-fuga o decrepitación parcial (*leakage*), decrepitación, estrangulamiento (*necking-down*) y metaestabilidad.

Wilkinson (2001) menciona que los estudios de IF se han venido utilizando desde hace más de 30 años, como una herramienta fundamental para el entendimiento de la génesis de yacimientos hidrotermales. Las inclusiones son muestras representativas de los fluidos que dieron origen al yacimiento y, en muchos casos, son los más precisos geotermómetros y geobarómetros que se pueden obtener para ese depósito

Datos analíticos sobre IF son necesarios para la comprensión de los procesos físicos y químicos que envuelven la generación de depósitos minerales económicos.

La microtermometría se basa en la medida de las temperaturas a las que se producen cambios de fases en las inclusiones cuando se congelan y calientan de forma

controlada. Las temperaturas de fusión del hielo (Tfh) dan valores indicativos sobre la composición en sales del fluido atrapado. Las temperaturas de homogeneización (Th) se consideran temperaturas de atrapamiento de las inclusiones, siempre que la presión de captura no haya excedido la presión de vapor, en caso contrario ha de introducir una corrección por presión, estimada mediante un geobarómetro o geotermómetro independiente. Las temperaturas de homogeneización permiten estimar la densidad del fluido (Mangas y Sierra, 1991).

Los datos recopilados durante la microtermometría de inclusiones fluidas son los siguientes (Roedder, 1984; Goldstein, 2001):

- Temperatura del eutéctico (Te): Temperatura a la cual se produce la primera fusión en una IF sobreenfriada. En sistemas complejos, pueden observarse diversos eutécticos: a menor temperatura, el eutéctico total del sistema, y a mayor temperatura el eutéctico del fluido acuoso como tal, dependiendo de la complejidad del sistema químico en que estemos trabajando.
- Temperatura de fusión del hielo (Tfh): Son las temperaturas a las que se produce la fusión total de un fluido acuoso, carbónico, etc. En el caso de fluidos acuosos, se observa la temperatura de fusión del hielo, que es proporcional a la salinidad del mismo. En el caso de fluidos carbónicos, esta temperatura se relaciona con la presencia de otros componentes a parte de CO₂, como metano, nitrógeno, etc. También se da la fusión de hidrohalita (NaCl·2H₂O), generalmente a

temperaturas más bajas que las anteriores. Este mineral se reconoce por ser de simetría monoclinica (el hielo es hexagonal), con lo cual su índice de refracción y relieve son mayores que los del hielo. La temperatura de fusión de la hidrohalita está en función del contenido en CaCl₂ en solución, cuyo aumento es proporcional al descenso del punto de fusión de la hidrohalita. En sistemas relativamente ricos en CO₂, CH₄ u otros componentes, se puede observar la fusión de clatratos, que son hidratos de estos componentes.

- Temperatura de homogeneización (Th): Es la temperatura a la cual una fase acuosa y una fase gaseosa se convierten en una sola fase, pudiéndose producir homogeneizaciones a líquido, a vapor, o a fluido supercrítico. Esta temperatura se entiende como la temperatura mínima de atrapamiento de la inclusión. En algunos sistemas naturales de formación somera esta temperatura equivale prácticamente a la temperatura de atrapamiento, puesto que no es necesario aplicar una corrección de presión. Sin embargo, en sistemas naturales de formación más profunda, para conocer la temperatura de atrapamiento mediante la Th de las inclusiones fluidas, es preciso conocer la profundidad de formación del mineral o paragénesis mineral huésped o, lo que es lo mismo, la presión a la que se produjo el atrapamiento, mediante geobarómetros.

Las IF fueron estudiadas por la técnica de microtermometría en una platina térmica Linkam THMSG 600 del Centro de Geociencias de la UNAM,

en Juriquilla, Querétaro. La reproducibilidad de las mediciones fue de $\pm 0.2^\circ\text{C}$ por debajo de los 0°C (temperatura de fusión del hielo; T_{fh}), y de $\pm 2^\circ\text{C}$ para las temperaturas de homogenización (T_h). La platina está montada sobre un microscopio Olympus, con objetivos de hasta 100x y un amplificador de 1.6x (Fig. 3.7).

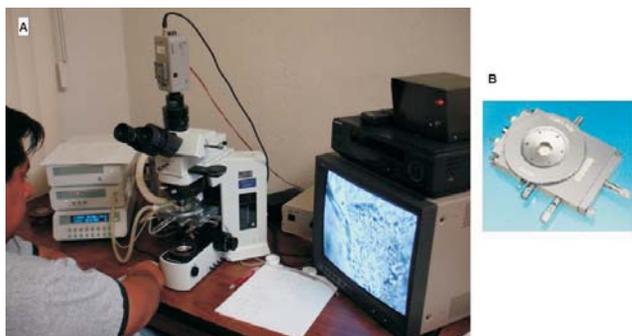


Fig. 3.7 Equipo microtermométrico del Centro de Geociencias, UNAM. A) Platina térmica montada en microscopio Olympus, consola eléctrica para manipulación de aumento y disminución de temperatura, y televisión para observación de cambios de fase. B) Platina térmica Linkam THMSG 600.

La operación de la platina se logra por medio de una sencilla consola electrónica, donde se puede manejar manualmente, tanto el calentamiento como el congelamiento, así como la velocidad con la que se realizan los cambios de temperatura. La platina Linkam THMSG 600 tiene capacidad para congelar las muestras hasta alrededor de los -196° y calentarlas hasta aproximadamente 600°C .

La mayoría de las IF de líquido y vapor encontradas en la naturaleza, pueden ser modeladas mediante el sistema $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}$, debido a que los estudios a baja

temperatura se aplican más fácilmente para medir la salinidad de inclusiones acuosas ya que el abatimiento del punto de congelamiento del agua pura es directamente proporcional a la cantidad de sal en solución.

La medición de la T_e (temperatura a la cual aparece el primer líquido después de haber congelado la inclusión en su totalidad y es característica de cada sistema) nos puede ser útil en la elección del sistema químico apropiado, este fenómeno es muy difícil o casi imposible de observar, sin embargo, realizar el registro de la primera temperatura de fusión “observable” en ocasiones es de gran utilidad. Un listado con temperaturas eutécticas estables, metaestables y observadas de varios sistemas acuosos, así como datos de fases para soluciones acuosas de especies cloruradas

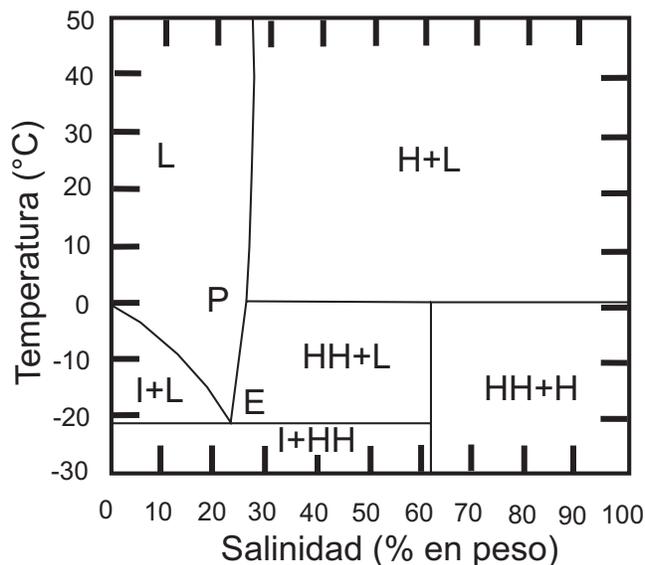


Fig. 3.8 Relaciones de fase vapor-saturadas en el sistema $\text{NaCl}-\text{H}_2\text{O}$ a baja temperatura. I= hielo; L= líquido; HH= hidrohalita; H= halita; P = peritético (0.1°C , 26.3 wt. % NaCl; E = eutéctico (-21.2°C , 23.2 wt. % NaCl). Tomada de Bodnar and Vityk (1994).

comunes y también de especies no cloruradas, se pueden consultar en Goldstein y Reynolds (1994).

El sistema H₂O-NaCl se caracteriza por un punto eutéctico a -21.2°C y un punto peritético a +0.1°C. Para salinidades <23.2 por ciento en peso de NaCl eq., el fluido está subsaturado en NaCl, para concentraciones >26.3 por ciento en peso de NaCl eq., está sobresaturado en NaCl y se observa un cristal de halita en el interior de la inclusión (Roedder, 1984) (Fig. 3.8). Para composiciones entre 23.2 y 26.3 por ciento en peso de NaCl eq., el fluido permanece metaestable.

La figura 3.13 nos muestra las relaciones de fase H₂O-NaCl en la región de baja temperatura, incluyendo la relación entre la salinidad y la temperatura de fusión. Una ecuación que describe la figura 3.13 fue propuesta por Bodnar (1992), en la que relaciona el abatimiento del punto de congelación (*freezing point depression*) a la salinidad de acuerdo a:

$$\text{Salinidad (peso \%)} = 0.00 + 1.78\delta - 0.0442\delta^2 + 0.000557\delta^3$$

donde δ es el abatimiento del punto de congelación (FPD) en grados Celsius.

La ecuación anterior es útil para el rango de composiciones desde el agua pura hasta la composición eutéctica (23.2 por ciento en peso de NaCl eq.) y un rango de temperatura desde 0.0°C hasta la Te (-21.2°C) (Shepherd, *et al.*, 1985; Belkin, 1994; Bodnar y Vityk, 1994; Bodnar, 2003).

Además, Bodnar (1993) propuso una serie de tablas para el cálculo de la salinidad en IF en el sistema H₂O-NaCl con el dato de T_{fh}. Dichas tablas fueron utilizadas para el cálculo de la salinidad en las muestra analizadas del presente trabajo.

La salinidad se ha expresado en tanto por ciento en peso de cloruro de sodio equivalente (por ciento en peso de NaCl eq.). La densidad del fluido y la salinidad fueron calculadas a partir de datos microtermométricos utilizando las ecuaciones y tablas de Roedder (1984), Zhang y Frantz (1987) y Bodnar (1993), asumiendo un sistema de H₂O-NaCl (Bodnar, 1983).

4. MARCO GEOLÓGICO

4.1 Marco Geológico Regional

4.1.1 Introducción

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 (ANEXO 3). 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 estructuras tectónicas de ambiente distensivo y el vulcanismo miocénico asociado a un contexto de subducción.

Los depósitos con mayor extensión al sur de la península corresponden a rocas volcánicas cenozoicas (ANEXO 3). Representadas por una secuencia de areniscas, conglomerados, brechas volcánicas, tobas, derrames de lava basálticos, andesíticos, dacíticos y en menor medida riolíticos, y lahares pertenecientes al Grupo Comondú, con edades que van del Oligoceno Superior al Mioceno Medio (Bigioggero *et al.*, 1996; Umhoefer, 2000; Umhoefer *et al.*, 2001). En la Sierra de la Giganta esta sucesión puede sobrepasar los 1200 m de espesor (Bustamante-García, 1999).

Los diferentes productos volcánicos del Grupo Comondú son del tipo calcialcalino y muestran un amplio rango de variación del contenido de SiO₂, desde términos riolíticos hasta basálticos (Bigioggero *et al.*, 1996).

Umhoefer *et al.* (2001) interpretan que estas rocas volcánicas se formaron en un magmatismo de antearco, desarrollado durante el Terciario en un contexto de prerrift (Ledesma-Vázquez y Johnson, 2001).

4.1.2 Tectónica y Magmatismo

La historia geológica en el Cenozoico del noroeste de México y suroeste de EUA está fuertemente influenciada por procesos tectónicos y magmáticos vinculados a los procesos de subducción de las placas oceánicas mesozoicas Farallón y Kula, y a la tectónica extensional terciaria (Anexo 3).

Durante el Terciario ocurrieron dos eventos geológicos importantes: el primero es la construcción en el Paleoceno-Oligoceno y Mioceno de la provincia volcánica de la Sierra Madre Occidental, predominantemente de depósitos de ignimbritas (McDowell y Keizer, 1977; McDowell y Clabaugh, 1979; Cameron *et al.*, 1980; Cochemé, 1985; Albrecht, 1990; Ferrari *et al.*, 2005), asociada a la subducción de la Placa Farallón debajo de la Placa de Norteamérica. El segundo fenómeno ocurrió durante el Mioceno, asociado a un cambio en la geometría de la subducción, cuando el vulcanismo migró hacia el oeste formando un nuevo arco magmático (Arco Comondú) a lo largo de la costa actual de Sonora y Baja California, entonces adyacente al continente (Gastil *et al.*, 1979; Hausback, 1984; Sawlan y Smith, 1984; Atwater, 1989; Lonsdale, 1991; Sawlan, 1991; Stock y Lee, 1994; Martín-Barajas *et al.*, 1995; Martín-Barajas *et al.*, 2000). El vulcanismo

de tipo arco calcialcalino fue activo desde los ~25 Ma en el norte de Baja California, hasta los ~11 Ma en Baja California Sur (Gastil *et al.*, 1979; Hausback, 1984).

El vulcanismo calcialcalino, predominantemente intermedio a ácido, continuó esporádicamente hasta el Cuaternario (Cerro Mencenares, Bigioggero *et al.*, 1995, 1996; Volcanes Tres Vírgenes, Capra *et al.*, 1998; Caldera La Reforma, Demant, 1984; e Isla San Esteban, Desonie, 1992). Además, hubo vulcanismo intermitente del Mioceno tardío al Cuaternario distinto al típico de arco: basaltos-andesitas ricos en magnesio o “bajaítas”, adakititas, basaltos-andesitas toleíticos alcalinos, y basaltos ricos en niobio (Bigioggero *et al.*, 1996; Aguillón-Robles *et al.*, 2001; Benoit *et al.*, 2002; Bellon *et al.*, 2006; Conly *et al.*, 2005; Pallares *et al.*, 2007; Negrete-Aranda y Cañón-Tapia, 2008).

La migración del arco magmático es contemporánea con una fase de extensión cortical generalizada en la porción oeste y suroeste de la Placa de Norteamérica, conocida como Provincia de Cuencas y Sierras (McDowell *et al.*, 1997; Aranda-Gómez *et al.*, 2000). Además, en el Mioceno Medio, la deformación fue restringida a una región extensa del noroeste de México conocida como la Provincia Extensional del Golfo, comprendida en la región oeste de la Sierra Madre Occidental hasta el escarpe principal del Golfo en la Península de Baja California (Karig y Jensky, 1972; Moore, 1973; Stock y Hodges, 1989) (Fig. 4.1). Durante el Mioceno tardío – Plioceno temprano, la deformación localizada en el lado oeste de la Provincia Extensional del Golfo definió el rift del Golfo de California y promovió una incursión marina generalizada que formó el Golfo de California (Anexo 3) (Lonsdale, 1989; Holt *et al.*, 2000; Oskin y Stock, 2003).

La extensión en el Golfo de California parece haber ocurrido en dos etapas (Fig. 4.2) (Martín-Barajas *et al.*, 2001). Durante la primera etapa, o etapa del proto-Golfo (~12-6 Ma), la Península de Baja California actuó como una microplaca confinada entre las placas de Norteamérica y Pacífico, de tal forma que la apertura temprana del Golfo se suma al movimiento total entre estas dos placas. Esta etapa temprana del *rift* debió tener un movimiento más ortogonal con el desplazamiento de rumbo ubicado fuera del proto-Golfo y posiblemente a lo largo del borde continental del Pacífico. En esta etapa dentro del dominio central de la península de

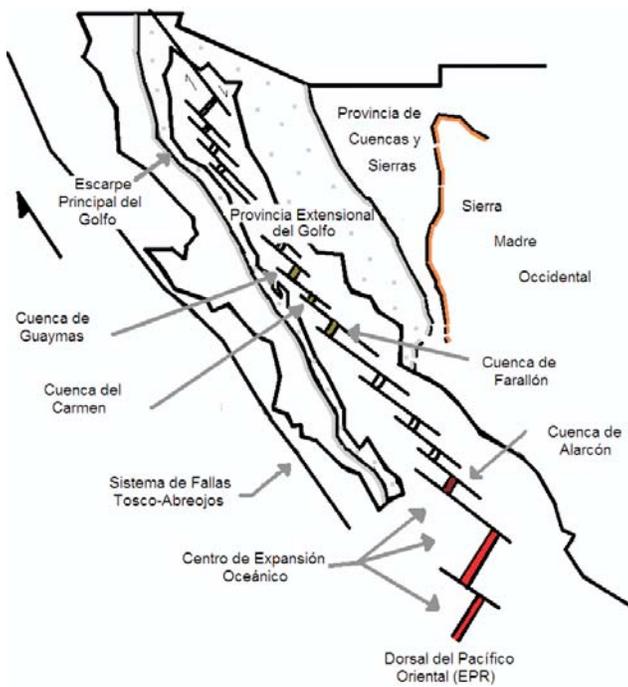


Fig. 4.1 Mapa esquemático de la provincia Extensional del Golfo (Modificado de Martín-Barajas, 2000).

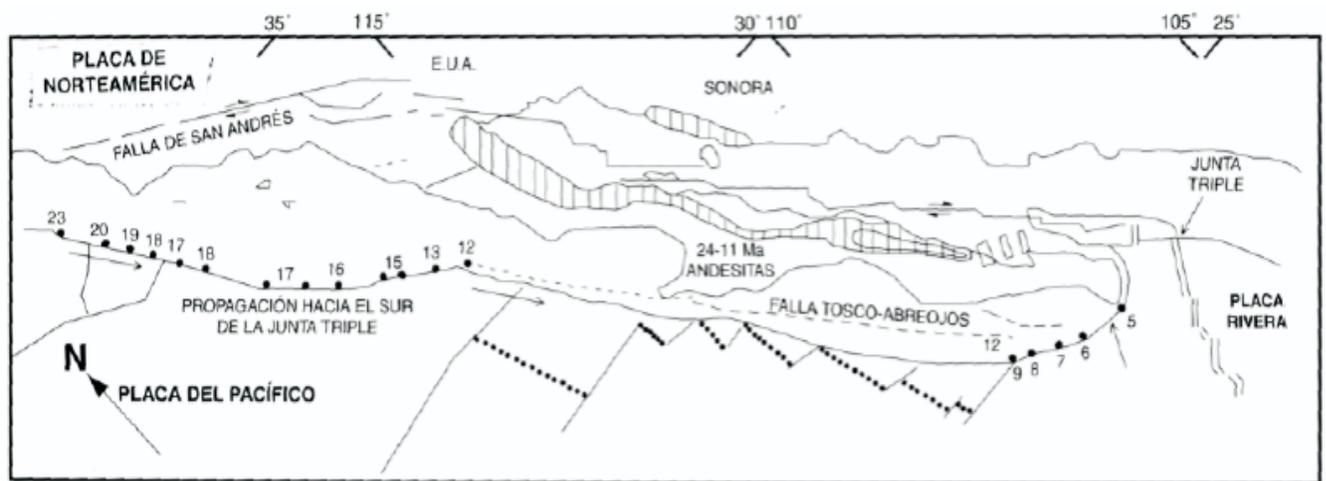


Fig. 4.2. Principales elementos tectónicos del noreste de México, mostrando la migración de la junta del punto triple. Los números representan millones de años (Martín-Barajas y Delgado-Argote, 1995).

Baja California se formaron múltiples depocentros alineados al NO: Santa Rosalía, seguida al sur por Bahía Concepción y al sureste San Nicolás (Ledesma-Vázquez, 2002). Durante la segunda fase, la Península de Baja California debió estar esencialmente adherida a la Placa Pacífico, de manera que el desplazamiento posterior a 6 Ma, durante la apertura del Golfo, tuvo lugar mediante el movimiento oblicuo Pacífico-Norteamérica. El Golfo de California tuvo una etapa temprana de rifting ortogonal que fue sobreimpuesta por un límite de la placa divergente-oblicuo moderno (Karing y Jensky, 1972; Zanchi, 1994; Umhoefer *et al.*, 2002).

La etapa más reciente de extensión está asociada al desarrollo del sistema de fallamiento San Andrés-Golfo de California, cuyo inicio se sitúa entre 6 y 4 Ma (Angelier *et al.*, 1981; Dokka y Merriam, 1982; Stock y Hodges, 1989; Lonsdale, 1989; Lee *et al.*, 1996).

4.2 Marco Geológico Local

En la zona de Bahía Concepción se encontró una geología compleja que refleja procesos vinculados con la evolución de la apertura del Golfo de California. En esta región afloran, de manera predominante, rocas volcánicas y volcanoclásticas pertenecientes al Grupo Comondú (Oligoceno-Mioceno) y rocas subvolcánicas asociadas, apófisis graníticas (Cretácico), así como rocas sedimentarias marinas, flujos de lava, domos y rocas piroclásticas recientes (Plioceno-Cuaternario) (Fig.4.3).

4.2.1 Paleozoico-Mesozoico

El basamento en la región de Bahía Concepción lo constituyen una serie de granitoides de edad cretácica alojados en esquistos paleozoicos. En el área de estudio y en sus alrededores afloran rocas graníticas-granodioríticas, cuarzomonzonitas, monzonitas y monzodioritas concretamente en el centro y oeste de

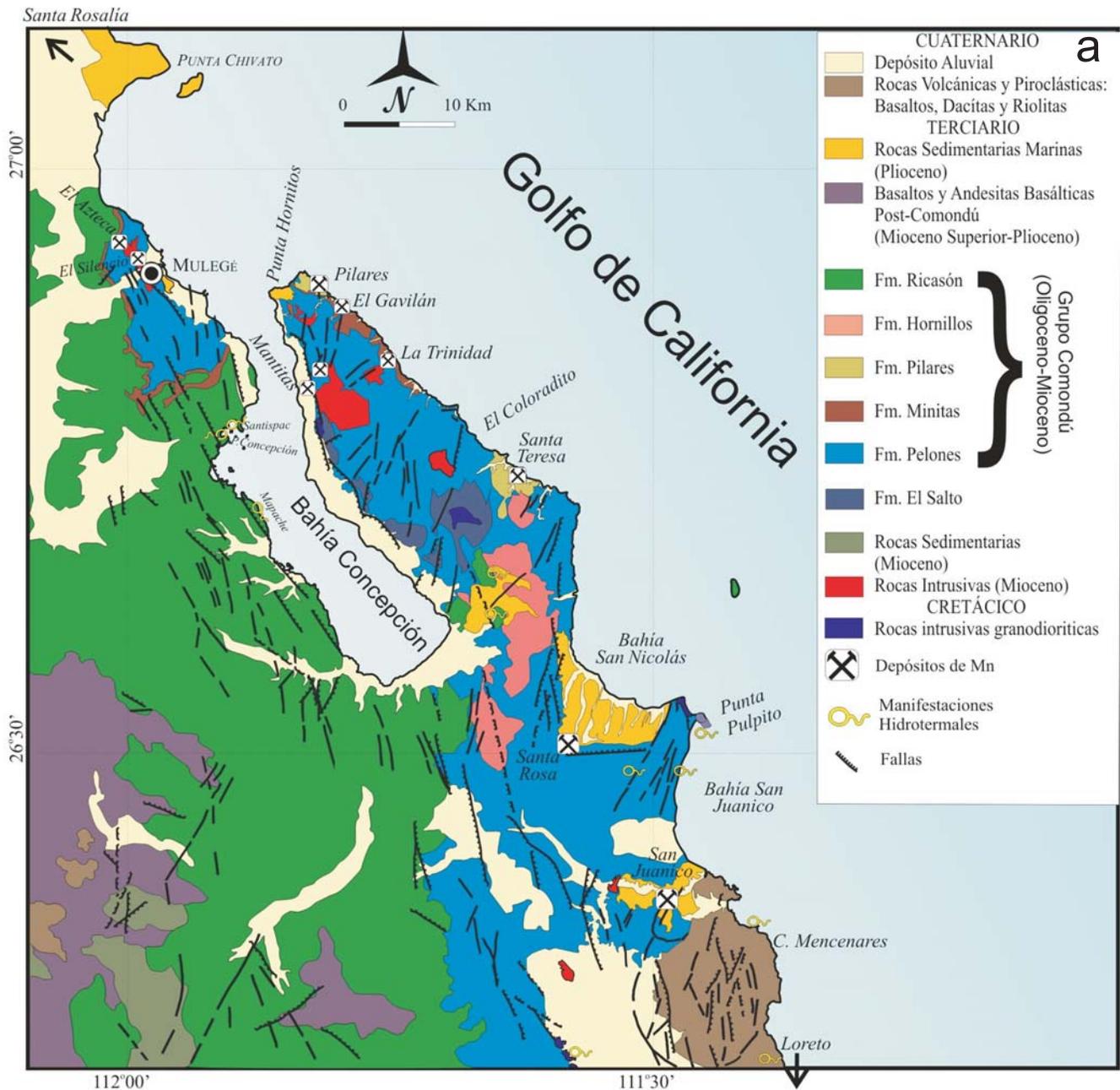


Fig. 4.3.a. Mapa geológico del área de Bahía Concepción, con la ubicación de las zonas mineralizadas. Modificado de McFall (1968), Romero-Rojas y Terán-Ortega (1993), Terán-Ortega *et al.* (1993), Casarrubias-Unzueta y Gómez-López (1994), Maraver-Romero *et al.* (1997); Ledesma-Vázquez *et al.* (1997); Ledesma-Vázquez *et al.* (2006).

Península de Concepción, en el área de Bahía San Nicolás, en el Cerro El Mogotito, en el rancho El Imposible (NO de Loreto) y en las cercanías del Valle de San Juan Londó, estas últimas fuera del área de estudio. El basamento granodiorítico fue fechado en

Península de Concepción con una edad de 78.4 ± 2.9 Ma (McFall, 1968) y en Punta San Antonio, en el área de Bahía San Nicolás con una edad de 99 ± 2 Ma (Ledesma- Vázquez, 2000). McLean (1988) también fechó el basamento granítico en las proximidades de

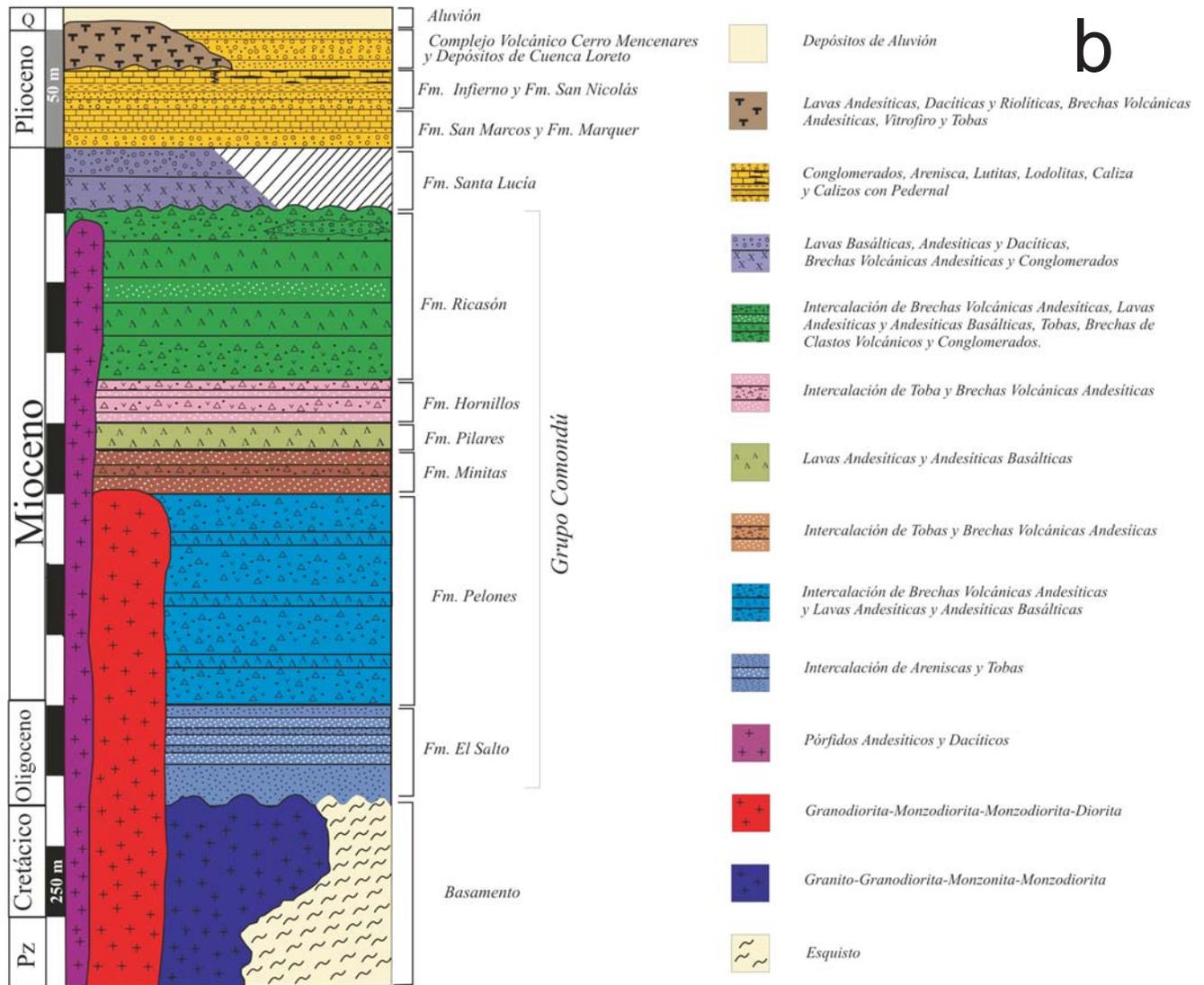


Fig. 4.3.b. Columna estratigr3fica del 3rea. Modificado de McFall (1968), Romero-Rojas y Ter3n-Ortega (1993), Ter3n-Ortega *et al.* (1993), Casarrubias-Unzueta y G3mez-L3pez (1994), Maraver-Romero *et al.* (1997); Ledesma-V3zquez *et al.* (1997); Ledesma-V3zquez *et al.* (2006).

Loreto, encontrando una edad de 94 ± 2 Ma. Estas edades son similares a las reportadas en basamento de gran3tico en el Arroyo Salado al sureste de Tres Virgenes, B.C.S. (91.2 ± 2.1 Ma; L3pez *et al.*, 1993).

Los esquistos paleozoicos afloran al oeste de Pen3nsula de Concepci3n pero por sus reducidas dimensiones de sus afloramientos no son cartografiables (McFall, 1968). Regionalmente, el basamento metam3rfico de esquistos y granitoides aflora fuera del

3rea de estudio al norte de Santa Rosal3a, particularmente en la Sierra La Libertad, donde afloran esquistos m3ficos y metapelitas paleozoicos que son intrusionados por rocas gran3ticas de hornblenda y biotita del Cret3cico Tard3o (Gastil *et al.*, 1975; Campbell y Crocker, 1993; Delgado-Argote, 2000; Ortega-Rivera, 2003). Ocasionalmente estos cuerpos gran3ticos presentan xenolitos de rocas metam3rficas (Ortega-Rivera, 2003). Adem3s se han reportado



Fig. 4.4 Basamento de Península de Concepción, al NO de la ranchería El Salto. (a) Basamento granodiorítico. (b) Granodiorita cortada por diques de aplita. (c) Dique aplítico cortado por dique máfico. (d) Lava andesítica, que sobreyace al basamento cortado por un dique de andesita porfídica.

xenolitos de basamento granítico en diques andesíticos miocénicos en Punta Cerotito, al sur de Punta Chivato (Ledesma-Vázquez y Johnson, 2003).

Los pequeños afloramientos de basamento cuarzo-monzonítico en el límite SO del área del estudio, en el O del Valle San Juan Londó se encuentran afectados por fallas y fracturas de orientación E-O, NE-SO y NO-SE (Casarrubias-Unzueta y Gómez.López, 1994).

El basamento granítico fue observado al NO de la ranchería El Salto, al oeste de Península de Concepción (coordenadas 420 460 E, 2 959 360 N). Consiste en un

plutón granodiorítico con fenocristales de hornblenda y poca biotita, en afloramientos pequeños, discontinuos y muy alterados. Localmente la granodiorita es cortada por diques aplíticos de espesores que van de 10 cm hasta 5 m. Cortando a los diques aplíticos de mayor espesor se encuentran diques máficos de espesor variable, entre 30 cm a 1 m. Finalmente el basamento está cubierto localmente por un derrame andesítico que presenta diques de andesita porfídica y areniscas ricas en cuarzo y líticos (Fig. 4.4). No se observaron en el área los afloramientos de esquistos reportados por McFall (1968).

4.2.2 Cenozoico

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

La terminología estratigráfica del arco volcánico del Oligoceno-Mioceno en Baja California Sur es controversial; sus unidades han sido denominadas como Formación Comondú o Grupo Comondú por diversos autores (Heim, 1922; Beal, 1948; Mina, 1957; McFall, 1968; Gastil *et al.*, 1979; Hausback, 1984). Algunos otros prefieren usar el término de Cinturón Andesítico Miocénico (Bigioggero *et al.*, 1996). El término de Grupo Comondú ha sido aplicado por Umhoefer *et al.*, 2001 como la agrupación compleja de diversas

unidades litológicas comprendidas entre ~30-12 Ma (McFall, 1968; Gastil *et al.*, 1979; McLean, 1988). Incluye rocas de Sierra de La Giganta, del área de Comondú y hasta el norte de La Paz. No incluyen rocas volcánicas alcalinas y calcialcalinas más jóvenes encontradas en el campo volcánico de la Purísima y San Ignacio, y Cerro Mancenares. En el presente trabajo usaremos el término de Grupo Comondú para referirnos a esa agrupación que refiere Umhoefer *et al.* (2001), salvo en ocasiones específicas donde se

refieran a unidades litológicas específicas del área de Bahía Concepción definidas por McFall (1968).

4.2.2.1 Formación El Salto

Discordantemente por encima del basamento se dispone la Formación El Salto, del Oligoceno (~30-19 Ma), con un espesor promedio de 250-300 m, se compone de una secuencia de areniscas, intercaladas con depósitos de toba, conglomerados y algunos derrames andesíticos-basálticos (McFall,

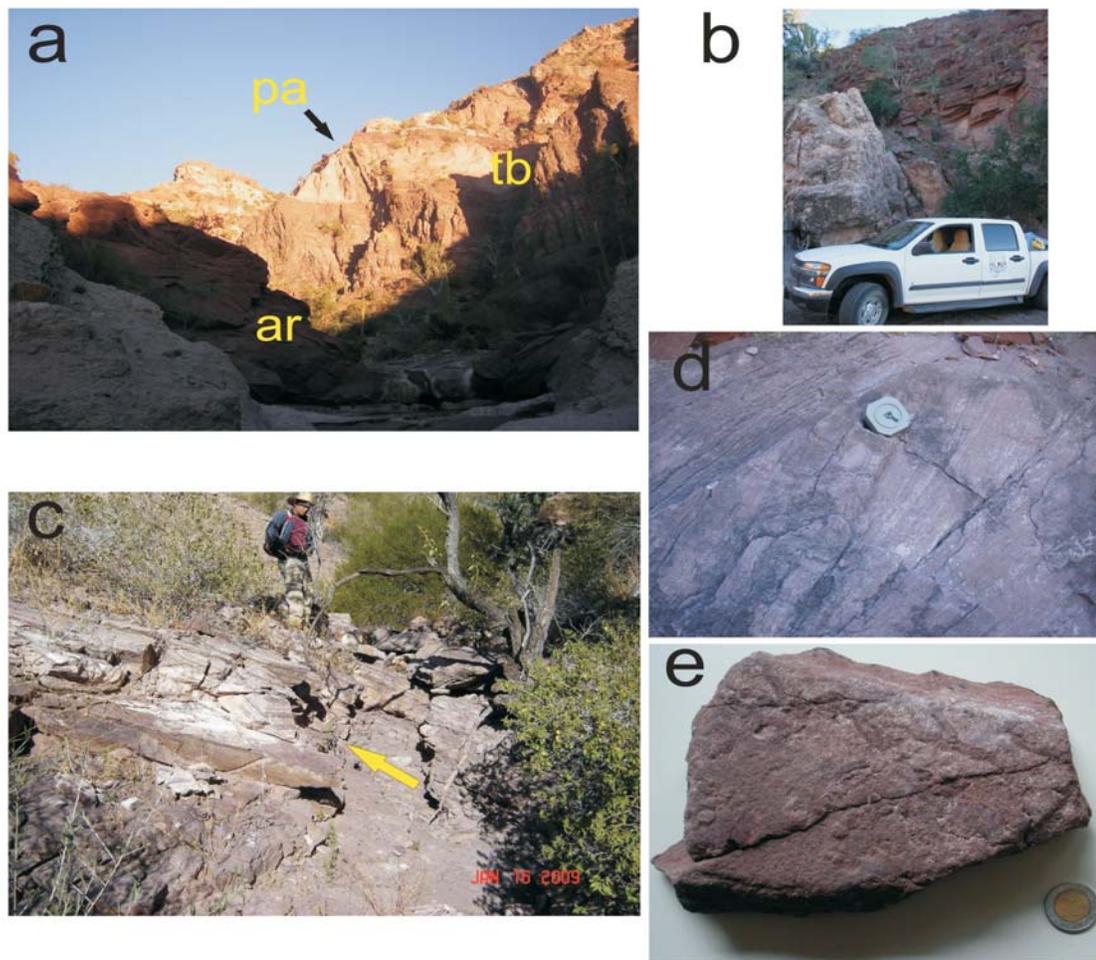


Fig. 4.5 Formación El Salto en la ranchería El Salto, Península de Concepción. (a) Secuencia de areniscas (ar) y tobas (tb) intercaladas, ambas cortadas por un dique pórfido andesítico (pa). (b) Unidad basal de areniscas rojas. (c) Intercalaciones de litarenitas y areniscas ricas en cuarzo (tonalidades claras). (d) Detalle de la estratificación cruzada en las areniscas. (e) Bioturbación en las areniscas.

1968; Noble 1950; Maraver-Romero *et al.*, 1997; Umhoefer *et al.*, 2001). La formación aflora en el oeste de la Península de Concepción, al este de Bahía San Nicolás, al oeste y sur de Cerro Mancenares y al oeste y NO de Loreto (Fig. 4.3a). Durante el presente estudio la Formación El Salto fue observada en la ranchería El Salto como una secuencia de areniscas ricas en cuarzo y litarenitas con estratificación cruzada y bioturbación, con intercalaciones de conglomerados y tobas (Fig. 4.5).

Las edades isotópicas reportadas para algunas tobas de La Formación El Salto en la Península de Concepción fueron de 28.1 ± 0.9 Ma (McFall, 1968), y otras al NO de Loreto con una edad de 20.27 ± 0.08 Ma (Umhoefer *et al.*, 2001). En el suroeste de Cerro Mancenares la edad de esta formación por medio de trazas de fisión es de 29.6 ± 3.5 Ma (McLean, 1988).

Esta unidad está relacionada con la actividad tardía del vulcanismo de la Sierra Madre Occidental, como una facies distal de la secuencia superior del arco volcánico oligocénico de la Sierra Madre Occidental (McDowell y Keizer, 1977; Gastil *et al.*, 1979; Umhoefer *et al.*, 2001).

Los afloramientos de esta unidad en los alrededores de ranchería El Salto se encuentran orientados al NO-SE y NE-SO, con un buzamiento menor a 20° hacia el SO y SE respectivamente.

4.2.2.2 Formación Pelones

Sobreyaciendo a la Formación El Salto se presentan tobas, brechas andesíticas, andesitas, basaltos, diques y sills de composición intermedia a

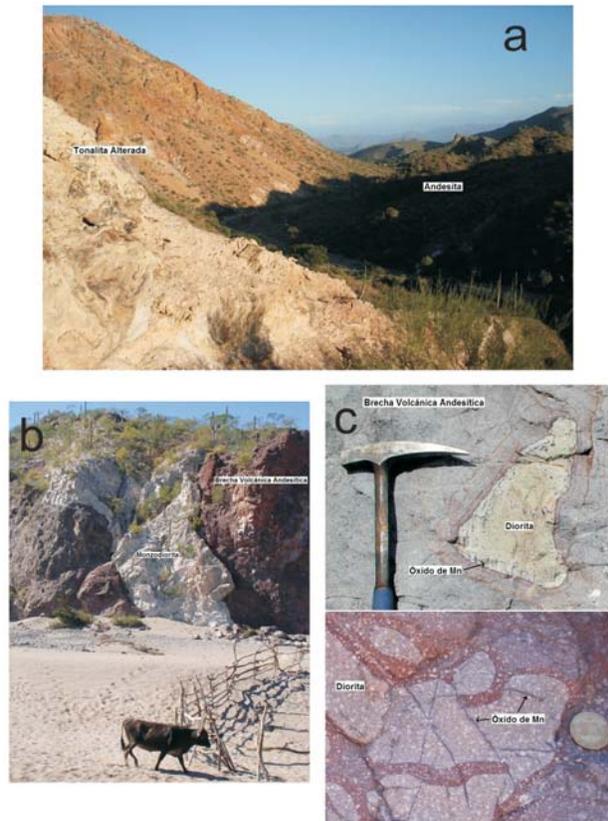


Fig. 4.6 Afloramientos de la Formación Pelones en los alrededores de Mulegé y la ranchería Los Chamacos. (a) Derrames andesíticos y un stock tonalítico fuertemente silicificado y oxidado donde se alberga a la Mina El Silencio. (b) Brecha volcánica andesítica oxidada que es cortada por un dique monzodiorítico. (c) Detalle de enclaves dioríticos en la brecha volcánica con vetillas y diseminados de óxidos de Mn.

básica ($\sim 19-12$ Ma) de la Formación Pelones, con una potencia entre 450-750 m (McFall, 1968; Umhoefer *et al.*, 2001). Los afloramientos más completos de la Formación Pelones se ubican en el centro y sureste de la Península de Concepción y en los alrededores de Mulegé (McFall, 1968; Maraver-Romero *et al.*, 1997; Rodríguez-Díaz, 2004). Un flujo andesítico y brecha andesítica al suroeste de Bahía Concepción fueron datados por Sawlan y Smith, (1984), obteniéndose edades alrededor de

los 17 Ma. Esta formación contiene las mineralizaciones de las minas Guadalupe, Minitas y Santa Teresa, en Península de Concepción, y El Silencio y La Azteca, al norte de Mulegé (Fig. 4.3a).

Una gran cantidad de rocas hipabisales de composición básica a intermedia, emplazadas como enjambres de diques subverticales y sills de orientación preferente al NE, se presentan en el norte, centro y sureste de la Península de Concepción, en menor medida en los alrededores de Mulegé, al noroeste de Loreto y al sur de Loreto, fuera del área de estudio. Los filones tienen dimensiones variables (hasta 5 km) y espesores entre 1 y 45 m. Dataciones por K-Ar en los diques de Península de Concepción y noroeste de Loreto indican edades entre 23 y 16 Ma, comprendidas dentro de las edades más antiguas estimadas de las secuencias andesíticas miocénicas (Gastil *et al.*, 1979; Hausback, 1984). Estos cuerpos cortan el basamento y el Grupo Comondú, denotándose grandes diques y stocks porfídicos de composición basáltica y diorítica, que actuaron como antiguos conductos magmáticos alimentando los flujos andesíticos-basálticos de la Formación Pelones (Noble, 1950; McFall, 1968). También es posible encontrar intrusivos dioríticos dispuestos en una orientación NNO-SSE, al SO del área de estudio, al N del Valle de San Juan Londó, a 3 km al SO de la ranchería Bombeador, con fenocristales de plagioclasa, afectado por un alto grado de oxidación y por fallamientos de dirección NO-SE (Casarrubias-Unzueta y Gómez-López, 1994). 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 (~615 m.s.n.m.) Este stock fue datado por K-Ar en 20 ± 2.0 Ma (McFall, 1968).

Esta formación fue observada en los alrededores de Mulegé representada por flujos andesíticos y andesíticos porfídicos con fenocristales de piroxeno, cortados localmente por diques de pórfidos andesíticos de orientación NNE subverticales e inclinaciones al E, y un stock tonalítico silicificado y oxidado que aloja a la Mina El Silencio (coordenadas 402 380 E, 2 976 480N) (Fig. 4.6a). Además, otros afloramientos fueron visitados al sureste de Bahía Concepción, próximo a la ranchería Los Chamacos y Mina San Juanico (coordenadas 450 947 E, 2918290 N), donde se encuentran brechas volcánicas andesíticas cortadas por varios diques monzodioríticos de textura porfídica de fenocristales de plagioclasa y biotita, subverticales de orientación ENE y ONO, y diques de pórfidos andesíticos de fenocritales de piroxenos, subverticales y de orientación preferente al NO (Fig. 4.6b). En las brechas volcánicas se pueden encontrar xenolitos de granito y enclaves de mozodiorita y diorita con aureolas de contacto y que alojan vetillas de óxidos de manganeso (Fig. 4.6c). De manera similar, los diques mozodioríticos presentan en algunos planos de fractura dendritas de Mn.

En particular, se puede observar tres tendencias de diques andesíticos de orientación NE-SO, E-O y

escasos de rumbo NO-SE (McFall, 1968; Zanchi, 1994; Bigioggero *et al.*, 1996; Maraver-Romero *et al.*, 1997).

4.2.2.3 Formación Minitas

Una secuencia volcánica en Ensenada Pilares y Punta Pilares, al NE de la Península de Concepción, está constituida de tobas cristalinas-líticas de color rojo al fresco que subyacen a un depósito de brechas volcánicas andesíticas, ambas unidades con vetillas de yeso secundario, y en otras regiones conglomerados de clastos volcánicos, conforman a la secuencia

conocida como Formación Minitas. Esta secuencia tiene un espesor variable de 30 a 150 m (Noble, 1950; MacFall, 1968). Los afloramientos más completos de esta formación ocurren al sureste de la mina El Gavilán. Los depósitos volcánicos presentan un rumbo general hacia el NO-SE e inclinaciones que van desde la posición subhorizontal hasta 12-15° hacia el NE, en la región de la Mina Pilares. En particular se observó esta formación al NO de la Mina Pilares, donde se aprecian depósitos de toba cristalina a lítica, con cristales de cuarzo y plagioclasa, y ocasionalmente pómez, de orientación de 25-20 NO e inclinación variable de 14 a 20° al NE, sobreyacida por derrames andesíticos de



Fig. 4.7. Depósitos de la Formación Minitas adyacentes a la Mina Pilares, al norte de Península de Concepción. Se aprecian los depósitos de toba de color rojo sobreyacidos por una brecha de clastos andesíticos y un derrame lávico andesítico. Al este se encuentra un dique de pórfido andesítico.

textura porfídica, con fenocristales de plagioclasa y piroxenos de orientación NO e inclinaciones al NE. Además, se reconoce una brecha andesítica, y brechas de clastos volcánicos andesíticos. Las tobas y las lavas están cortadas por un dique de andesita porfídica de fenocristales de piroxeno de orientación NE y subvertical (Fig. 4.7). Esta formación alberga a la mineralización de Mn de Mina Trinidad.

4.2.2.4 Formación Pilares

En los alrededores de la mina El Gavilán, en Punta Concepción y en Punta Colorado, por encima de las formaciones Pelones y Minitas, se encuentra la Formación Pilares que se compone de una secuencia de lavas andesíticas, andesíticas-basálticas, lavas semi-almohadilladas, depósitos de escoria e intrusivos en forma de diques y sills subverticales de pórfidos andesíticos. En el área de la Mina El Gavilán esta secuencia alcanza una potencia aproximada de 120 m y presenta una disposición variable con orientaciones generales al NO-SE e inclinaciones moderadas alrededor de 10-20° al NE (Noble, 1950; McFall, 1968).

Esta formación alberga estructuras mineralizadas con mena de óxidos de Mn en la Mina El Gavilán (Fig. 4.8). La roca encajonante de estas estructuras son derrames de andesita porfídica de color gris-verdoso, con fenocristales de plagioclasa y en menor cantidad de piroxenos. Las andesitas tienen una ligera alteración por oxidación, debida al intemperismo y

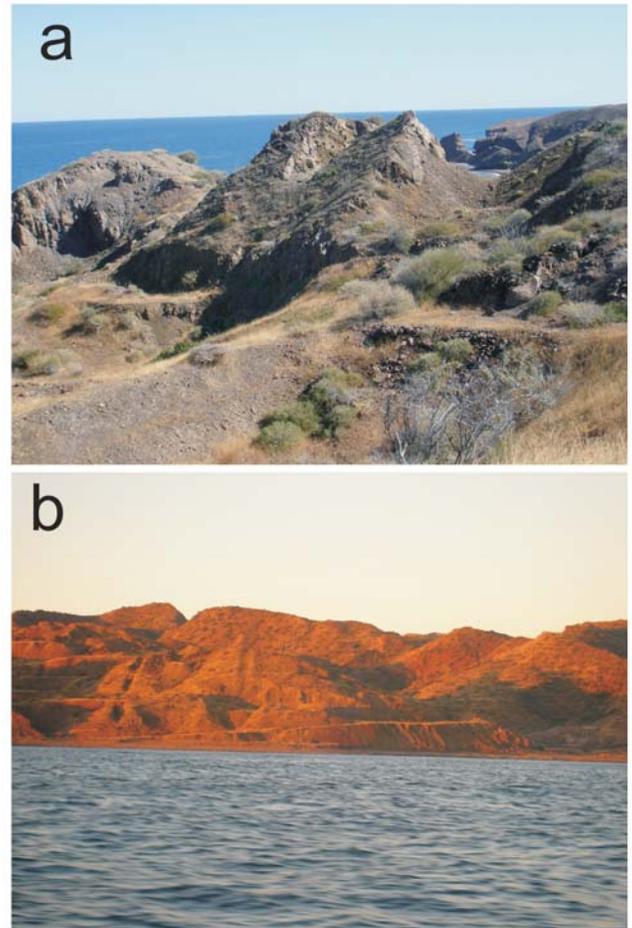


Fig. 4.8 Derrames de lavas andesíticas de la Formación Pilares en los alrededores de la Mina El Gavilán. (a) Colada que alberga la mayoría de la mineralización de Mn. (b) Lavas y pórfidos andesíticos en la Mina El Gavilán. Obsérvense los trabajos de explotación del depósito en terraplenes.

localmente a la alteración hidrotermal enfatizada alrededor de las estructuras mineralizadas en Mn.

El rumbo de uno de los depósitos de andesita porfídica que alberga a la mayoría de la mineralización es N32-47°O, 30-35° NE. Otro depósito andesítico, al SE de la Mina El Gavilán, con menos mineralización, registra una orientación N70°E, 30° NO.

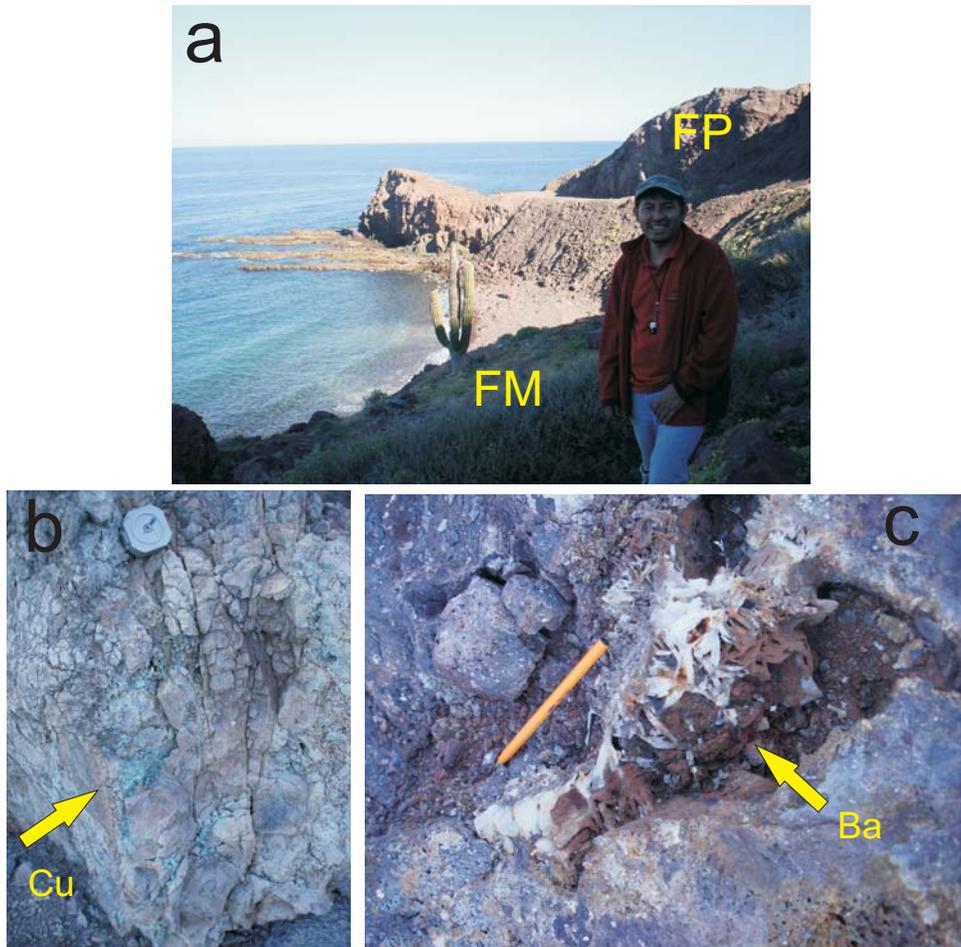


Fig. 4.9 Derrame andesítico de la Formación Pilares en contacto con la Formación Minitas entre Punta Pilares y Punta Gato, al norte de Península de Concepción. (a) Formación Pilares (FP) al fondo, Punta Gato y Formación Minitas (FM). (b) Lava andesítica con alteraciones de cobre (Cu). (c) Pórfido andesítico con vetas y oquedades con barita (Ba).

Además al sur de Punta Gato, en el contacto estructural entre la Formación Minitas y la Formación Pilares, de tipo falla normal de orientación N70°E, 80°NO, se halló una anomalía de cobre sobre las rocas andesíticas, denotada por la presencia de pátinas, costras, vetillas y vacuolas en tonalidades de verde y azul (Fig. 9). El mineral fue identificado en campo como malaquita y, posiblemente, crisocola. También se pueden observar algunas vetillas y costras de barita, en cristales tabulares de hasta 1 cm, calcita y yeso. Algunos fragmentos rodados de andesita tienen costras y vetillas de ópalo.

4.2.2.5 Formación Hornillos

En algunas áreas al este, oeste y en su mayor parte al sureste de Península de Concepción afloran los depósitos de la Formación Hornillos. Esta Formación sobreyace a las formaciones Pelones y Pilares, y generalmente separa a las formaciones Pelones y Ricasón. La Formación Hornillos está formada por tobas con lentes conglomeráticos de clastos redondeados y brechas andesíticas-basálticas, con una potencia menor a los 100 m (McFall, 1968; Maraver-

Romero *et al.*, 1997). Algunos autores consideran las Formaciones Minitas, Pilares y Hornillos como parte de la Formación Pelones (Meldahl *et al.*, 1997). Esta formación fue observada al noreste de la ranchería Santa Rosalíita, al sureste de Bahía Concepción, como una secuencia de tobas y brechas andesíticas.

4.2.2.6 Formación Ricasón

Como miembro final del Grupo Comondú, aflorando por encima de las formaciones Pelones y Hornillos, se halla la Formación Ricasón (McFall, 1968). Esta unidad tiene una edad de ~15-12 Ma (Umhoefer *et al.*, 2001). La Formación Ricasón está formada de la base a la cima por tobas, en muy poca proporción, brechas y lavas andesíticas, pórfidos andesíticos y basaltos, en mayor cantidad que en la Formación Pelones. El espesor aproximado para esta unidad varía de 600 m en los alrededores de Loreto hasta 450 m al oeste de Bahía Concepción (McFall, 1968; Maraver-Romero *et al.*, 1997; Umhoefer,

2001). Esta unidad fue identificada en toda la parte oeste y localmente en el sureste de Bahía Concepción.

Esta formación fue observada concretamente en los alrededores de la Isla El Requesón o Ricasón, que consiste de brechas y lavas andesíticas (Fig. 4.10a). Las brechas volcánicas se componen de fragmentos volcánicos predominantemente de tamaño de bloque y lapilli, con ceniza volcánica como matriz y escaso cementante calcáreo. Sobreyaciendo a las brechas existe una colada volcánica, con textura afanítica y estructura vesicular, compuesta de feldespatos microcristalinos y fenocristales de piroxeno. Otros afloramientos de esta formación fueron visitados en Punta Armenta, cerca de la Carretera Transpeninsular (2944488N, 419664E), donde se encuentran unos derrames andesíticos, con textura microporfídica y estructura vesicular, con feldespatos microcristalinos y piroxenos que presentan una orientación de flujo (Fig. 4.10b).

Las rocas de la Formación Ricasón afloran mayoritariamente al oeste de Bahía Concepción. En



Fig. 10 Afloramientos de la Formación Ricasón. (a) Tómbolo Requesón, y (b) derrame andesítico al O del tómbolo.

Ensenada Mapache, en la orilla occidental de Bahía Concepción, esta formación se compone de brechas volcánicas de composición andesítica. En el área comprendida entre Posada Concepción y Playa Santispac, la Formación Ricasón consiste en una intercalación de areniscas tobáceas de granos de composición intermedia con estratificación cruzada, tobas de lapilli de composición intermedia con algunos bloques de andesita menores a 20 cm, y brechas andesíticas y derrames de andesitas. Discordantemente se presentan brechas de clastos volcánicos y areniscas conglomeráticas como depósitos posteriores de origen marino.

La importancia de los afloramientos de Ensenada Mapache y Posada Concepción-Playa Santispac radica en la presencia de manifestaciones termales, a través de ventilas hidrotermales costeras, submarinas e intermareales.

4.2.2.7 Formación Santa Lucía

El Mioceno tardío y Plioceno al SO del área de estudio, al O del Valle de San Juan Londó, adyacentes al Escarpe Principal del Golfo, con pocos afloramientos, está representado por rocas volcánicas basálticas, andesíticas y dacíticas, que incluyen brechas volcánicas y derrames lávicos, y en menor medida brechas y conglomerados de clastos volcánicos, con un espesor superior a los 200 m, distribuidas en un trend NNO-SSE. Estas unidades volcánicas se incluyen en la Formación Santa Lucía del Mioceno Medio al Plioceno

(Casarrubias-Unzueta y Gómez-López, 1994; Casarrubias-Unzueta 1997a, 1997b; Bellon *et al.*, 2006). Estas rocas presentan características geoquímicas inusuales: un carácter moderadamente calcialcalino, andesítico-magnesiano y contenidos altos de Ba (más de 900 ppm) y Sr (1700 ppm), y un enriquecimiento en elementos de tierras raras ligeras. Su edad radiométrica se restringe al Mioceno tardío (~8-14) (Benoit *et al.*, 2002; Bellon *et al.*, 2006).

El Plioceno en el área de estudio está representado por secuencias sedimentarias clásticas y carbonatadas de origen marino, formadas por eventos transgresivos, que sobreyacen discordantemente a rocas del Grupo Comondú (Johnson y Ledesma-Vázquez, 2001).

4.2.2.8 Formación San Marcos y Formación Marquer

En Punta Chivato, al norte de Bahía Concepción, fuera del área de estudio, sobre el Grupo Comondú se presentan capas de origen marino: lumaquelas, lutitas, areniscas, calcarenitas y conglomerados de la Formación San Marcos del Plioceno inferior, y areniscas y limolitas de la Formación Marquer del Plioceno Superior (Anderson, 1950; Johnson *et al.*, 1997; Ledesma-Vázquez *et al.*, 1997; Ledesma-Vázquez, 2000). Estas unidades sedimentarias reflejan en general un episodio postextensional y cambios relativos del nivel del mar. Comprenden depósitos sedimentarios marinos y mixtos comparables con los depósitos sedimentarios pliocénicos de Península de Concepción,

del área de Bahía San Nicolás y del área de Bahía San Juanico.

En la costa este de Península de Concepción en el Arroyo El Coloradito, entre Punta Coloradito y Bahía San Lino, se encuentra una pequeña cuenca con depósitos subhorizontales lacustres y de terrazas marinas, clásticos y carbonatados, con niveles de yeso y halita sobreyaciendo discordantemente a basalto-andesitas y traquitas miocénicas de la Formación Pilares. Además, se pueden observar horizontes conglomeráticos y laminaciones de carbonatos micríticos asociados a crecimientos algales. La edad de estos depósitos corresponde al Plioceno tardío (Antunez-Echegaray, 1944; McFall, 1968; Kendall y Harwood, 1996; Johnson y Ledesma-Vázquez, 2001).

4.2.2.9 Formación Infierno

En el área de Bahía Concepción se presenta la Formación Infierno del Plioceno tardío, cubre 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, en el sureste y en el noroeste de la Bahía (McFall, 1968; Johnson *et al.*, 1997; Johnson y Ledesma-Vázquez, 2001; Rodríguez-Díaz, 2004). En ambos casos los estratos presentan pocas evidencias de deformación, ya que tienen un echado cercano a la horizontalidad (Johnson *et al.*, 1997; Ledesma-Vázquez *et al.*, 1997; Rodríguez-Díaz, 2004).

Entre Punta Hornitos y Punta Paredón Amarillo, al NO de Península de Concepción, se encuentra una serie de depósitos subhorizontales de brechas de clastos volcánicos, conglomerados y margas, que sobreyacen discordantemente a rocas volcánicas miocénicas de la Formación Pelones, y que han sido asignados a la Formación Infierno (MacFall, 1968; Johnson y Ledesma-Vázquez, 2001). Johnson y Ledesma-Vázquez (2001) identificaron varias especies fósiles en los depósitos: *Aequipecten corteziana*, *Argopecten antonitaensis*, *Euvola keepi*, *Flabellipecten bosei*, etc., como bivalvos, *Turritela sp.*, como gasterópodo, y *Balanus sp.*, como artrópodo, de edad Plioceno temprano; estos organismos también se hallan en la Formación San Marcos en Punta Chivato y en El Boleo, al norte del área de estudio (Smith, 1991; Johnson y Ledesma-Vázquez, 2001).

En las cercanías a Mulegé, al N y SSE del faro, la Formación Infierno se presenta discordantemente sobre la Formación Pelones y en menor medida sobre la Formación Ricasón, con una inclinación de hasta 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: *Ostrea vespertina*, *Argopecten circularis*, *Anomia perruviana* y *Chione californiensis*, y *Ostrea heermanni*, *Ostrea vespertina* y *Pecten habitéis* (Ledesma-Vázquez-Johnson, 2001). Estos afloramientos representan facies transgresivas y de paleolíneas de costa que se encuentra a una altura de 9 m sobre el actual nivel del mar (Ashby y Minch, 1987; Ledesma-Vázquez y Johnson, 2001).

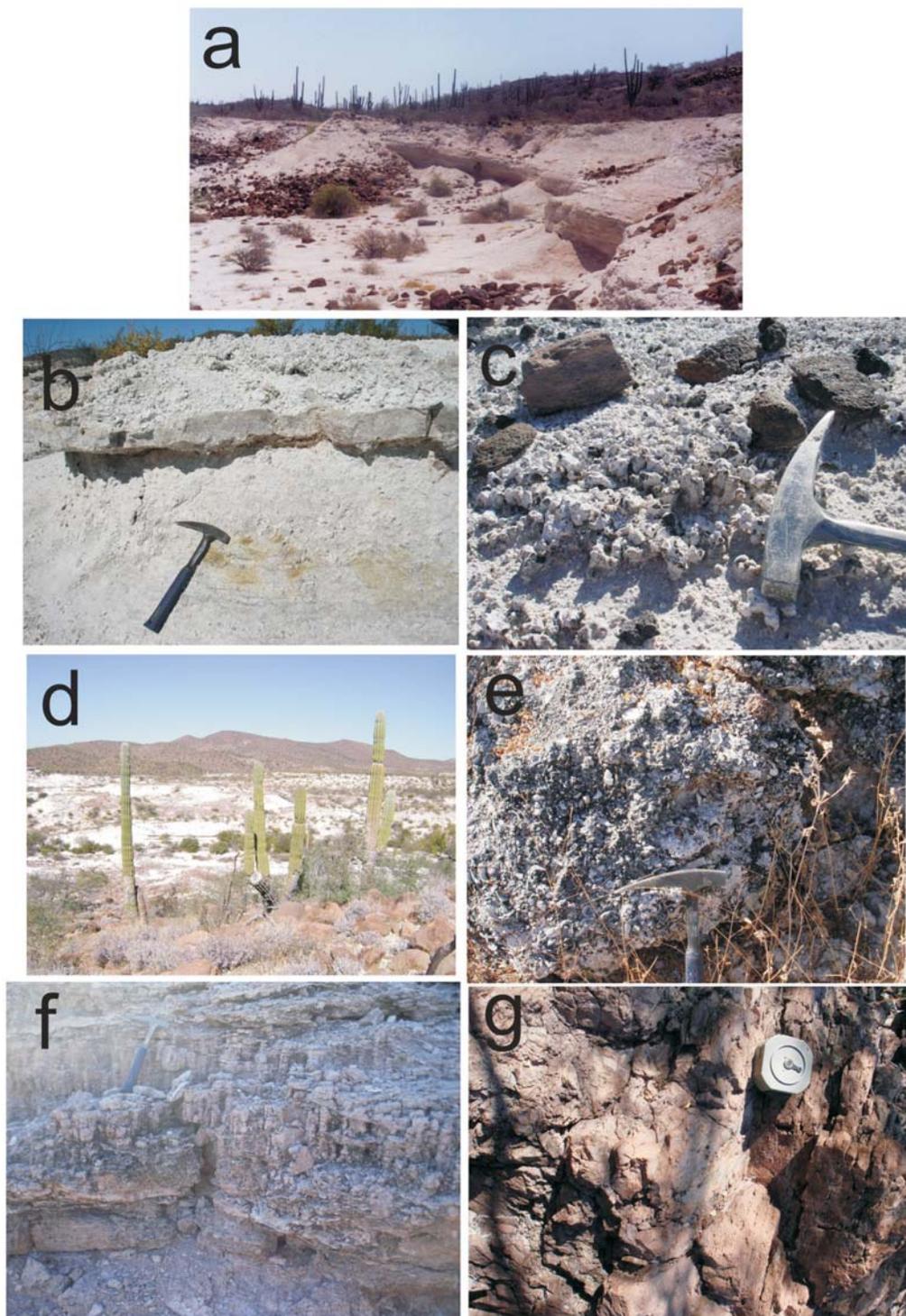


Fig. 4.11. Depósitos de la Formación Inferno del Plioceno Tardío en el sureste del área de Bahía Concepción. (a) Miembro el Mono. (b) Wackstones intercaladas con capas de pedernal blanco-beige del Miembro El Mono. (c) Icnofósiles (*Ophiomorpha*) silicificados del Miembro El Mono. (d) Miembro Bahía Concepción compuesto de calizas y lutitas. (e) Detalle de coquinas del Miembro Bahía Concepción compuestas principalmente de bivalvos. (f) Mudstone pertenecientes a las capas intermedias del miembro Bahía Concepción al norte de Cerro Prieto mostrando estructuras sedimentarias de burbujeo y paleoconductos de un antiguo manantial termal, y (g) lodolitas con estructuras de flujo y pliegues pertenecientes a las capas intermedias del Miembro Bahía Concepción al norte de Cerros El Llano.

En la parte sureste de la Bahía, la Formación Infierno ocupa paleovalles en contacto discordante con la Formación Pelones en menor medida, y con las formaciones Hornillos y Ricasón en mayor proporción.

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 rocas volcánicas miocénicas 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 (McFall; 1968; Johnson *et al.*, 1997; Ledesma-Vázquez *et al.*, 1997; Ledesma-Vázquez y Johnson, 2001). 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 (Johnson *et al.*, 1997; Ledesma-Vázquez *et al.*, 1997) (Fig. 4.11).

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, con un espesor total de ~30 m (Johnson *et al.*, 1997). Aflora en los alrededores de la ranchería Santa Rosalíita, al este de Cerro Prieto y SO de Cerros El Llano.

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 el equinodermo *Clypeaster marquerensis* como fósil índice del Plioceno tardío, y con intercalaciones de pedernal blanco-beige, que aflora en los alrededores del Río El Mono, al norte de la ranchería Santa Rosalíita (Johnson *et al.*, 1997; Ledesma-Vázquez *et al.*, 1997; Rodríguez-Díaz, 2004) (Fig. 4.11a).

El Miembro Bahía Concepción, de casi 25 m de espesor, está compuesto de calizas arcillosas con intercalaciones de areniscas aluviales y lutitas. Presenta fósiles de rizolitos y lentes de calizas en los niveles de arenisca, y aflora desde el norte del Río El Mono hasta el N del Río Cayuquitos, al N de Cerro Prieto (Johnson *et al.*, 1997).

El Miembro Cayuquitos está integrado por calizas con intercalaciones de pedernal blanco-beige de 2 m de espesor, y se observa únicamente en escasos afloramientos al N de Cerro Prieto (Johnson *et al.*, 1997).

Las unidades visitadas y descritas de la Formación Infierno corresponden al Miembro El Mono y Miembro Bahía Concepción, el primero constituido por calizas fosilíferas, conglomerados y areniscas rojas escasas, y wackstones con pedernal blanco-beige en bandas de 5 a 20 cm y como reemplazamiento de estructuras orgánicas. Usualmente se puede observar bioturbación: *burrow* de *Ophiomorpha* y restos silicificados de manglar *Avicennia sp.*, y ocasionalmente bivalvos, gasterópodos (turrítelas) y equinodermos (Fig. 4.11b).

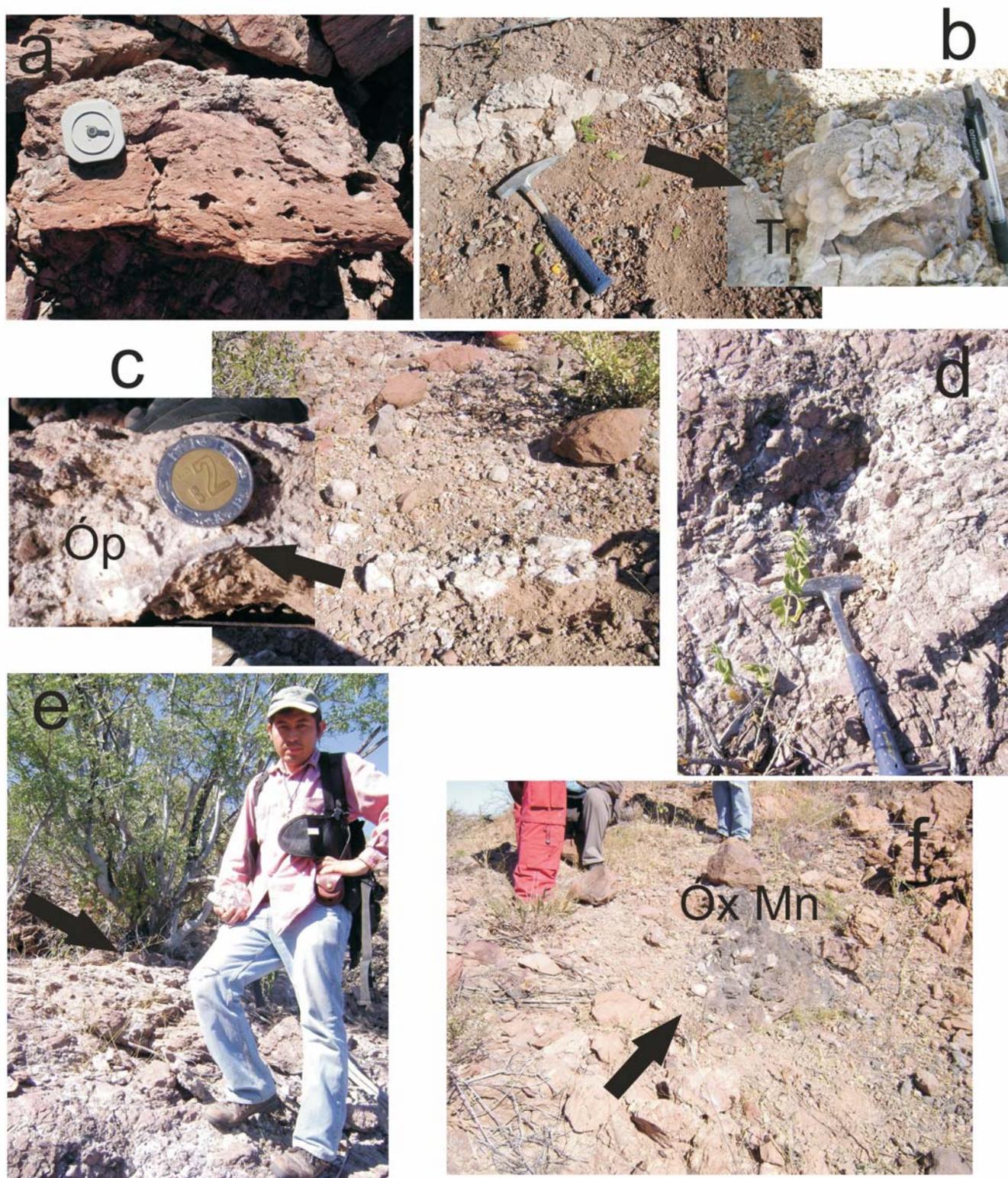


Fig. 4.12. Miembro Bahía Concepción de la Formación Infierno. (a) Roca encajonate. (b) Veta de travertino (Tr). (c) Veta silícico-calcárea (ópalo: Óp). (d) Stockwork de travertino. (e) Pequeñas terrazas de travertino sobre stockworks, y (f) pátinas de óxidos de manganeso (Ox Mn).

La disposición estructural de esta unidad varía de N5-15°E, 0-35° SE.

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, Playa Posada Concepción, Playa Santispac, etc. El pedernal forma lentes, estratos, nódulos y reemplaza raíces fósiles e ignofósiles de un paleoambiente de tipo lacustre-manglar (Johnson *et al.*, 1997).

Otro miembro visitado de la Formación Infierno fue el Miembro Bahía Concepción el norte de la ranchería Santa Rosalita, que se compone localmente por calizas mudstone-wackstone con moderada cantidad de fósiles, entre los que destacan gasterópodos, equinodermos y bivalvos, en la base y parte media del Miembro Bahía Concepción, y calizas mudstone y calizas arcillosas con rara presencia de fósiles y que afloran hacia el NE de la ranchería Santa Rosalita. Ambas unidades presentan una disposición N10°O-N8°E, con buzamientos menores a los 4° hacia el E. Al NO de Cerro Prieto (437 546 E, 2 943 860 N) se encuentran un paquete de mudstones y calizas arcillosas de la parte inferior y media del Miembro Bahía Concepción, que contiene aureolas térmicas, ópalo secundario, cavidades con disolución y estructuras sedimentarias que evidencian el burbujeo de fluidos de manantiales termales y que son comúnmente encontradas a lo largo de distintas fallas de orientación N15-28°O que cortan la secuencia (Fig. 4.11f). Estas fisuras actuaron como conductos termales,

transportando agua caliente enriquecida en sílice que eventualmente precipitó en forma de ópalo A y CT (Johnson *et al.*, 1997).

Al NNE de los Cerros El Llano y ENE del Cerro La Tinaja se encontraron brechas y conglomerados de clastos volcánicos, y lodolitas con estructuras de flujo y plegamientos pertenecientes a capas intermedias del Miembro Bahía Concepción. Localmente, al NNE del Cerro La Tinaja, se encontraron una serie de vetas subverticales N45-62°O, bandeadas y crustiformes, así como stockworks y pequeñas terrazas de travertino (436 021 E, 2 949 298 N), y vetas silíceo-calcáreas (ópalo-travertino) (435 755E, 2 948 679 N) alojadas en lodolitas y brechas andesíticas miocénicas. Además se hallaron rodados de ópalo blanco con textura botroidal y esferoidal, pátinas de óxidos de manganeso sobre clastos volcánicos y fracturas evidenciando actividad hidrotermal fósil (Fig. 4.12).

4.2.2.10 Formación San Nicolás

La Cuenca San Nicolás, al sureste de Bahía Concepción, es el resultado de la actividad de la Provincia Extensional del Proto-golfo durante el Mioceno, y forma parte de una cuenca tectónica delimitada por fallas N-S y NO-S. La secuencia sedimentaria que se encuentra en esta cuenca corresponde a la Formación San Nicolás (Swalan y Smith, 1984; Ledesma-Vázquez *et al.*, 2006), que sobreyace discordantemente sobre la Formación El Salto. Esta formación tiene un espesor de más de

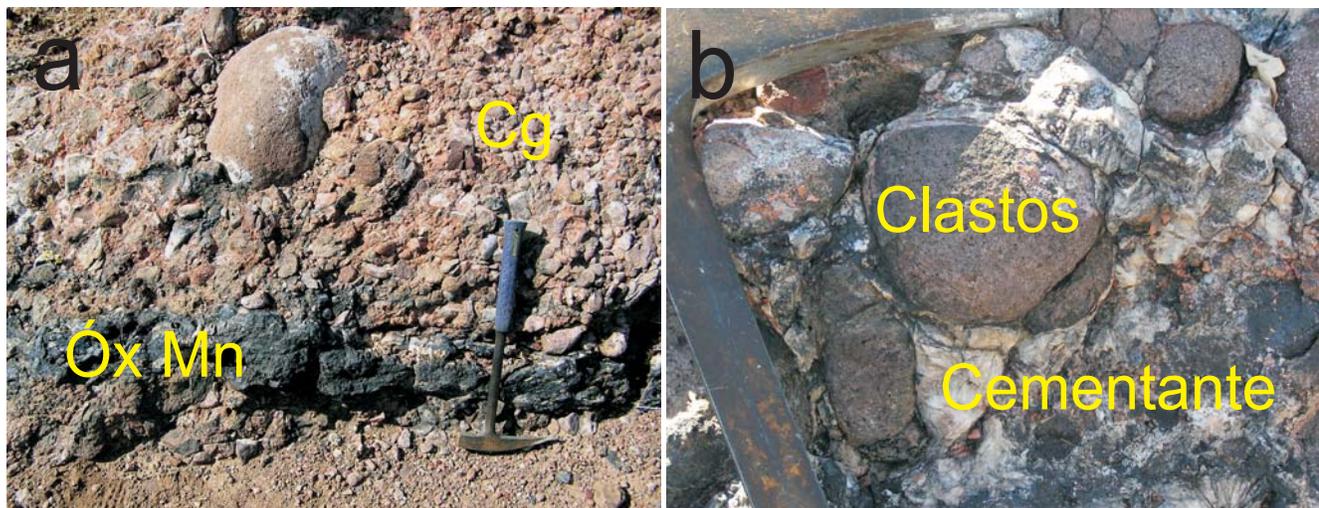


Fig. 4.13 Formación San Nicolás, Miembro Los Volcanes. Conglomerado (Cg) mal clasificado de clastos andesíticos con moderada oxidación albergando a veta-brecha del depósito de Mn de Santa Rosa.

150 m constituida por 4 miembros: (1) Las Tobas San Antonio, de edad 3.3 ± 0.5 Ma y con un espesor variable de 17 a 30 m, compuesta por una intercalación de tobas y areniscas, con predominancia de areniscas (Bigioggero *et al.*, 1995). (2) Miembro Los Volcanes, constituido por depósitos sedimentarios de abanicos aluviales que sobreyacen concordantemente la Toba San Antonio y se componen principalmente de conglomerados y areniscas, ocasionalmente se pueden encontrar fósiles marinos. La secuencia presenta un espesor menor a los 60 m (Ledesma-Vázquez *et al.*, 2006). (3) Una unidad transicional de espesor superior a los 10 m conocida como Lodolitas Arroyo Amarillo, constituidas por lodolitas y lutitas con bioturbación con la presencia del ignofósil *Ophiomorpha nodosa*. (4) Una secuencia de rocas sedimentarias marinas de espesor menor a los 90 m, compuesta por: biocalcarenitas, lumaquelas, conglomerados, todas

ellas presentan evidencias de condiciones de tormentas bruscas durante su depositación. A esta unidad se le llama Miembro El Saucito.

Los ignofósiles en las unidades de biocalcarenita son escasos pero están presentes, particularmente *Thalassinoides*, *Skolithos*, y *Ophiomorpha nodosa*. La presencia de *Clypeaster bowersii* de acuerdo con Dirham (1950) la edad máxima para estos organismo es el Plioceno Medio.

La Formación San Nicolás fue visitada solamente en los afloramientos del Miembro Los Volcanes donde se observó, localmente, en los alrededores del Arroyo Las Lumbreras un ortoconglomerado y ocasionalmente lentes arenosos. Dicho conglomerado contiene clastos de composición andesita del Mioceno, con morfologías entre bien redondeadas y subangulosas, y mal clasificado. Esta unidad alberga a la mineralización de manganeso de Santa Rosa (Fig. 4.13).

4.2.2.11 Depósitos de la Cuenca Loreto

Los depósitos sedimentarios del Plioceno Medio que rellenaron cuencas estructurales que dieron lugar a la formación de cuencas y bahías al sur de Bahía Concepción son conocidos como depósitos de la Cuenca Loreto. Esta cuenca se compone de calcarenitas, areniscas fosilíferas y terrazas marinas (Casarrubias-Unzueta y Gómez-López, 1994; Johnson y Ledesma-Vázquez, 2001; Umhoefer *et al.*, 2001; Ledesma-Vázquez, 2002).

En la zona de Bahía San Juanico, al norte de Cerro Mancenares, se encontró una serie de secuencias sedimentarias clásticas de origen marino.

Estas unidades se disponen discordantemente sobre rocas volcánicas miocénicas del Grupo Comondú. Aparecen en afloramientos al E de la ranchería Los Chamacos (452 704 E, 2 916 061 N) como estratos gruesos semihorizontales de areniscas fosilíferas de color rojo y areniscas con pocos fósiles de tonalidad ocre, coquinas, brechas de clastos andesíticos y conglomerados de moderadamente clasificados a mal clasificados. Los fósiles de esta unidad son moluscos bivalvos, restos de pectínidos y gasterópodos escasos que se presume corresponden al Plioceno Superior. Dentro de esta secuencia las areniscas fosilíferas rojas son las que encajonan a la

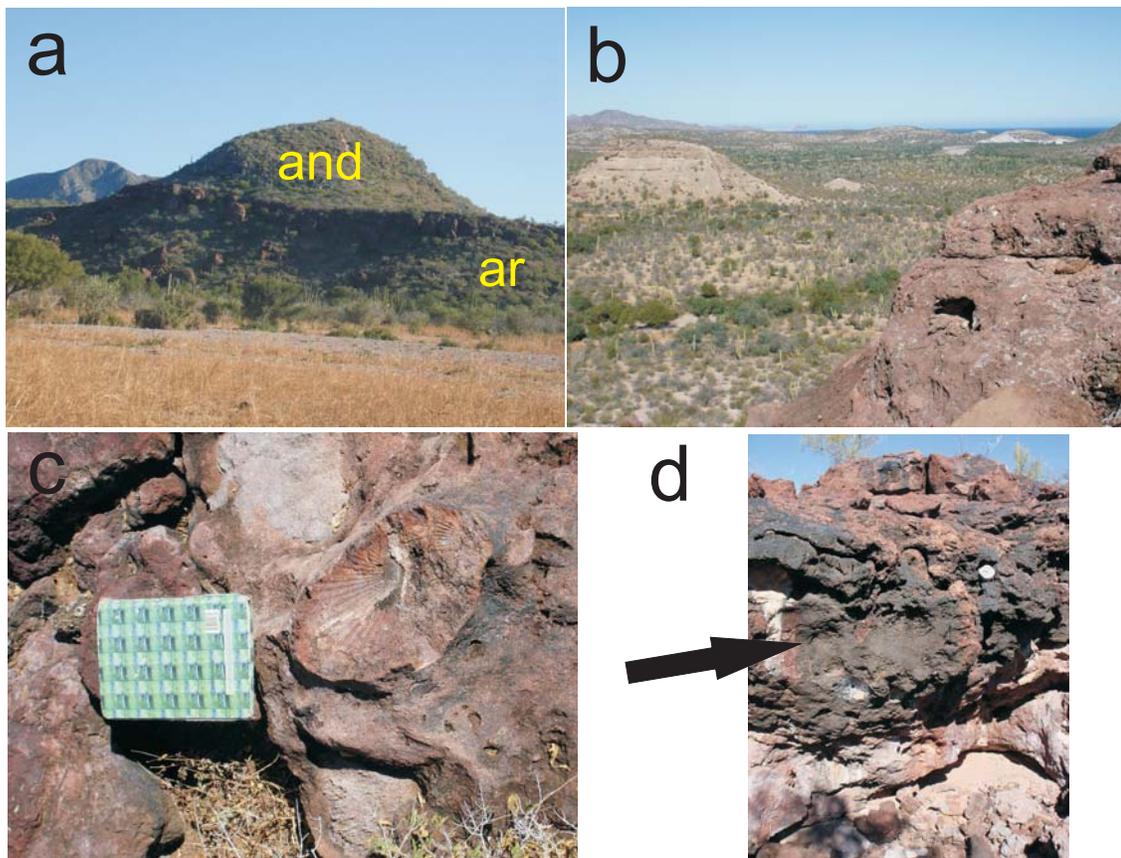


Fig. 4.14 Secuencia sedimentaria del área de San Juanico, de la Cuenca Loreto. (a) Cuerpo de arenisca (ar) envolviendo a un cuerpo volcánico de andesitas miocénicas (and). (b) Areniscas con pocos fósiles al fondo y areniscas fosilíferas rojas. (c) Arenisca roja con molde de bivalvo. (d) Arenisca roja alojando mineralización de manganeso en vetillas y costras (negro).

mineralización del depósito de manganeso de San Juanico (Fig. 4.14). Estas rocas posiblemente forman parte de las secuencias distales de la Cuenca Loreto de edad Plioceno Superior.

4.2.2.12 Complejo Volcánico Cerro Mencenares y depósitos Cuaternarios

El Cuaternario en el área consiste en depósitos vulcanosedimentarios y derrames de lava adyacentes a Bahía San Juanico, y en sedimentos aluviales, coluviales y marinos en toda la región.

La estructura tectónica extensiva del área y el relicto de la subducción favoreció la generación del magmatismo Cuaternario del área (Bigioggero *et al.*, 1995). El vulcanismo Plio-Cuaternario del área de estudio está representado por el Complejo Volcánico Cerro Mencenares, que se encuentra en la porción este

del Valle de San Juan Londó y al sur de Bahía San Juanico, al noreste de Loreto. En este complejo ocurrieron tres eventos volcánicos, que están relacionados con una cámara magmática profunda bien evolucionada y al fallamiento regional NNO-ESE de la región, con un carácter de vulcanismo calcialcalino (Bigioggero *et al.*, 1995, 1996). Los tres eventos son: (a) la fase inicial conocida como Unidad San Juanico, que consiste del emplazamiento de domos riolíticos, (b) una segunda etapa, la Unidad Mencenares, de vulcanismo andesítico y dacítico que produjo el estratovolcán Mencenares, y (c) una fase tardía de emplazamiento de domos y flujos ricos en sílice, principalmente riolitas y dacitas de la Unidad San Basilio-San Juan (Bigioggero *et al.*, 1995, 1996). Depósitos de tefra y lavas están interdigitadas con secuencias sedimentarias marinas de la Cuenca Loreto del Plioceno (Bigioggero, *et al.*, 1995).

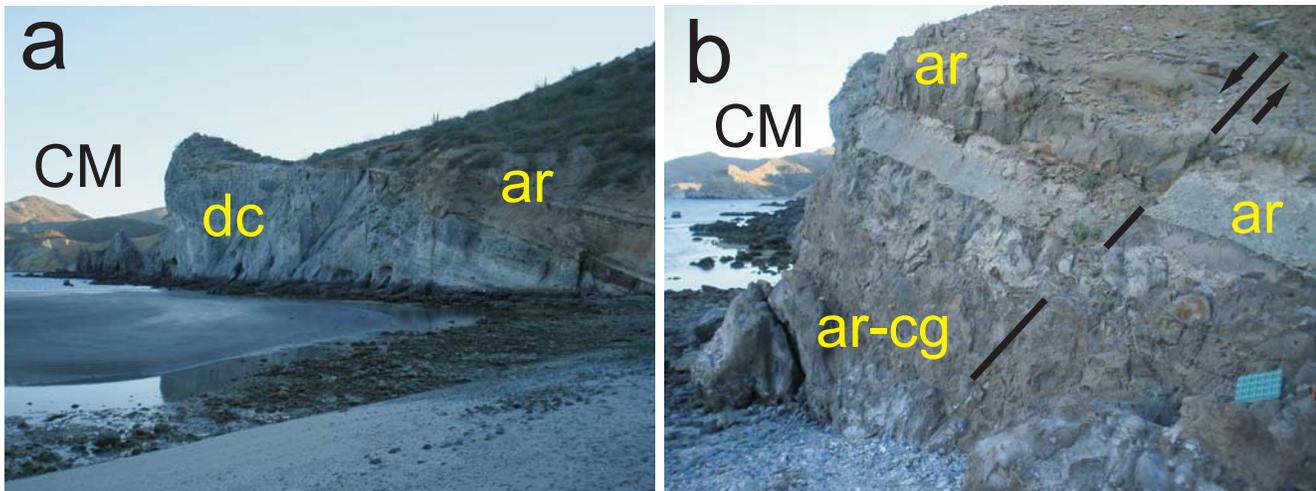


Fig. 4.15 Depósitos volcánicos de caída de la Unidad San Juanico, y areniscas y conglomerados posiblemente de la Cuenca de Loreto. (a) Depósitos de caída (dc), sobreyacidos por areniscas. (b) Areniscas conglomeráticas a la base, sobreyacidas por areniscas cortadas por una falla normal. Al fondo el Complejo Volcánico Mencenares (CM).

La Unidad Mecenares consta de flujos andesíticos y escasamente dacíticos, brechas andesíticas y depósitos piroclásticos. Estos depósitos cubren lavas riolíticas y se ubican a lo largo del Cerro Mecenares, alcanzando un espesor de 50 m y una edad del Plioceno Superior (Casarrubias-Unzueta y Gómez-López, 1994). Se dató una lava al sur de Cerro Mecenares, con una edad de 1.86 ± 0.1 Ma (Gillot, P.Y., comunicación personal en Bigioggero *et al.*, 1995).

La Unidad San Basilio-San Juan está representada por domos y lavas, riolíticos y dacíticos, y vitrofiros (Bigioggero *et al.*, 1995). Es posible que estos derrames se depositaran en un medio acuoso rellenando la topografía desarrollada por los bloques basculados de las unidades volcánicas miocénicas y depósitos de caída de San Antonio (Casarrubias-Unzueta y Gómez-López, 1994). Los domos de Punta Pulpito y Punta San Basilio se encuentran en la costa del Golfo de California y tienen una edad de 0.5 Ma (López, 1984).

Las unidades visitadas fueron la Unidad San Juanico, que localmente en Punta San Basilio consiste en depósitos de caída de lapilli y bloques de composición intermedia, interestratificados con areniscas con cementante calcáreo y conglomerados de la Cuenca de Loreto (Plioceno). Ocasionalmente algunos depósitos de caída contienen obsidiana y pómez. Esta unidades presentan una disposición estructural de N6-10°E, 14-16°NW (Fig. 4.15).

Otros depósitos del Cuaternario en el área de estudio consisten de material aluvial, coluvial, fosilífero marino y de terrazas que cubren parcialmente la región. En la Bahía Concepción existen tres tipos dominantes de depósitos de sedimentos marinos (Meldahl *et al.*, 1997): (a) Lodos verdes, con contenidos variables de restos de moluscos y conchas. 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 deltaicos y en la plataforma interna en el este y sur de la bahía. (c) Arenas carbonatadas, con bioclastos de moluscos, depositadas 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 calcáreos en el lado oeste es debido al entrapamiento de sedimentos terrígenos a lo largo de la red de drenaje fluvial durante el incremento del nivel del mar en el Holoceno.

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.

4.2.3. Tectónica y Geología Estructural

Tectónicamente el área de estudio está configurada como una serie de cuencas de tipo graben alineadas en una orientación NO-SE, originadas por el proceso de apertura del Golfo de California (Fig. 16).

La Bahía Concepción representa un semigraben de orientación NO-SE de aparente edad pre-Plioceno. Esta inferencia se basa en la ocurrencia de margas semihorizontales en la Península de Concepción con foraminíferos *Globigerinoides obliquus obliquus* y *Globigerinoides extremus extremus* del Mioceno tardío-Plioceno temprano (Ledesma-Vázquez y Johnson, 1993; Carreño, 1993 en Ledesma-Vázquez y Johnson, 2001). Las edades de estas unidades son semejantes a la encontrada en la Formación Tirabuzón de la Cuenca de Santa Rosalía (Carreño, 1983). De manera similar, en la región de Punta Chivato y Bahía San Nicolás hay estructuras de semigrabens, caracterizadas por fallas de orientación NO-SE.

La Bahía de Concepción está estructuralmente delimitada en sus márgenes por grandes fallas normales, conocidas como Zonas de Fallas de Bahía Concepción o Falla Bahía Concepción, que se encuentra bien delineada en el este de la bahía, extendiéndose desde Ensenada Santo Domingo, en el N de Península de Concepción, hasta el S de la ranchería Santa Rosaliíta, al SE de Bahía Concepción. La edad estimada de la falla es del Mioceno Tardío aunque ha sido recientemente reactivada (McFall, 1968; Chávez-Valois, 1978; Romero-Rojas y Terán-Ortega, 1993; Terán-Ortega, *et al.*, 1993; Maraver-Romero *et al.*,

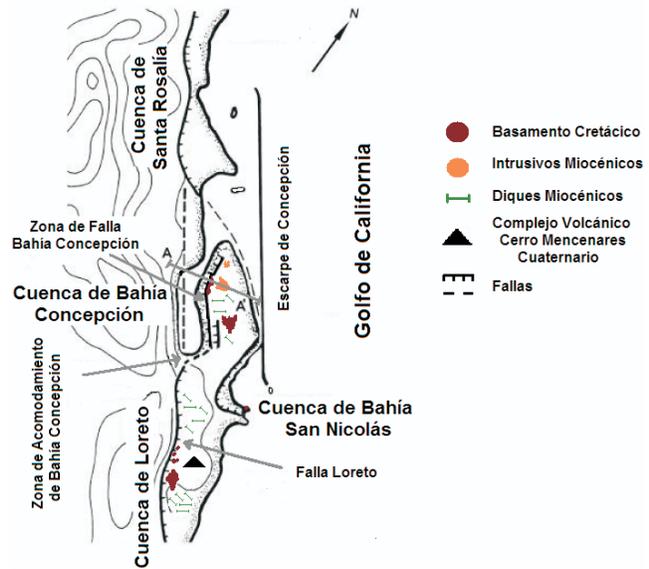


Fig. 4.16. Esquema de las características tectónicas y estructurales en el área comprendida entre Santa Rosalía y Loreto (Modificado de Nava-Sánchez *et al.*, 1998 y Ledesma-Vázquez y Johnson, 2001).

1997; Ledesma-Vázquez y Johnson, 2001). Las zonas de falla están delineadas geomorfológicamente por abanicos aluviales extendidos hacia el O al pie de los escarpes de falla.

La tectónica extensional en la región del golfo se desarrolló desde el Mioceno temprano hasta el Mioceno tardío, en una manera E-O. Las unidades dentro del Grupo Comondú están basculadas entre 10 y 45° en direcciones opuestas (E/O), como el resultado de un episodio principal extensional. Esta se observa mejor en Posada Concepción-Playa Santispac, al oeste de la bahía, y en Arroyo Amolares, al este de la bahía, con inclinaciones preferenciales al O y el E, respectivamente. Además, hay fallamientos de tipo normal de orientación NO y fallamientos normales de bajo grado, entre 15-20°, de tipo fallas de despegue

(Fig. 4.16) (Ledesma-Vázquez y Johnson, 2001; Rodríguez-Díaz, 2004).

El fallamiento causado por la extensión dejó al descubierto parte del basamento en Península de Concepción y en Punta San Antonio en Bahía San Nicolás. La extensión en la zona de Bahía Concepción fue la responsable del desarrollo de una estructura de semigraben y la primera incursión marina a inicios del Plioceno Superior (Ledesma-Vázquez y Johnson, 2001).

Ambas márgenes de Bahía Concepción son consideradas como bajos topográficos, pero a distintos niveles, en donde las secuencias marinas del SE de la

componente lateral que acomodó aproximadamente 30 km de movimiento horizontal. Al mismo tiempo que generó un levantamiento de hasta 4 km en sentido vertical en la margen oriental (alto topográfico), lo que produjo una cuenca transtensional (bajo topográfico) que constituye la Bahía Concepción (Fig. 4.17) (Ledesma-Vázquez y Johnson, 1993). La actividad tectónica del semi-graben ha sido activa desde el Plioceno hasta el presente (Ledesma-Vázquez y Johnson, 1993).

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,

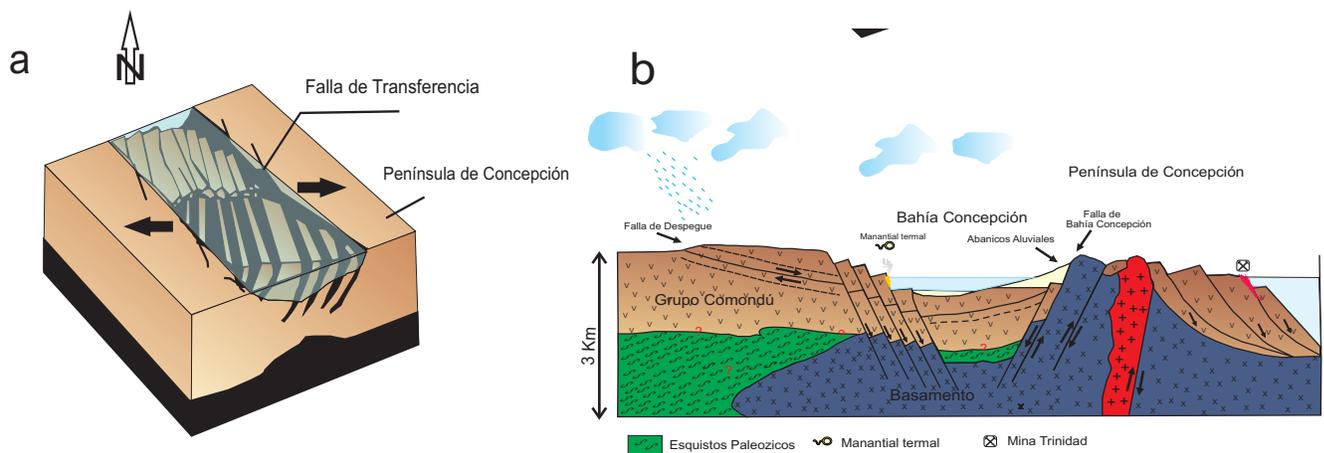


Fig. 4.17. Cuenca tectónica de Bahía Concepción. (a) Diagrama esquemático para la región de Bahía Concepción, mostrando desplazamientos por fallamiento normal-lateral. Las flechas indican la dirección principal de la extensión. (b) Sección estructural simplificada para la zona de Bahía Concepción, indicando mineralizaciones y manantiales termales (modificados de Ledesma-Vázquez y Johnson, 2001).

bahía se ubicarían en la margen de mayor elevación relativa para las unidades del Plioceno. Esta diferencia puede ser explicada considerando la Falla de Bahía Concepción (McFall, 1968) como una falla normal con

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 (Ledesma-

Vázquez *et al.*, 2006). La sedimentación y la distribución de la depositación sedimentaria estaban controladas por el fallamiento ocasionado por la extensión y sus reactivaciones durante el final del Plioceno Tardío. La bahía está limitada al O y S por fallas normales con componentes laterales (Fig. 4.18).

Durante el Plioceno, la actividad de la Falla Loreto en su tramo sur provocó una rápida sedimentación en la inicial Cuenca de Loreto. Al final del Plioceno la rápida subsidencia de la cuenca fue progresivamente sucedida por un levantamiento tectónico. La Falla Loreto en su tramo norte está representada por planos de falla que cortan a los depósitos del Cuaternario (Casarrubias-Unzueta y Gómez-López, 1994; Mayer y Vincent, 1999). Mortimer y Carrapa (2007) reportan que el último registro evidente de actividad de la Falla Loreto se tiene de hace 5-15 ka. La Cuenca de Loreto tiene varios cientos de metros de sedimentos marinos depositados durante la apertura del Golfo (Zanchi, 1994), antes de los 3.5 Ma (Umhoefer *et al.*, 1994; Mortimer y Carrapa, 2007). Estas unidades sedimentarias se encuentran basculadas y falladas (Ledesma-Vázquez y Johnson, 1993). En cambio, las secuencias sedimentarias pliocénicas expuestas en el área de Mulegé, al sureste de la Bahía Concepción, en la Bahía San Nicolás y en la Bahía San Juanico presentan poca deformación y un levantamiento moderado (aproximadamente 4-5 cm/1000 años durante los últimos 125 ka (Ledesma-Vázquez y Johnson, 2001).

En la región se pueden observar tres tipos de sistema estructurales, de acuerdo con las observaciones

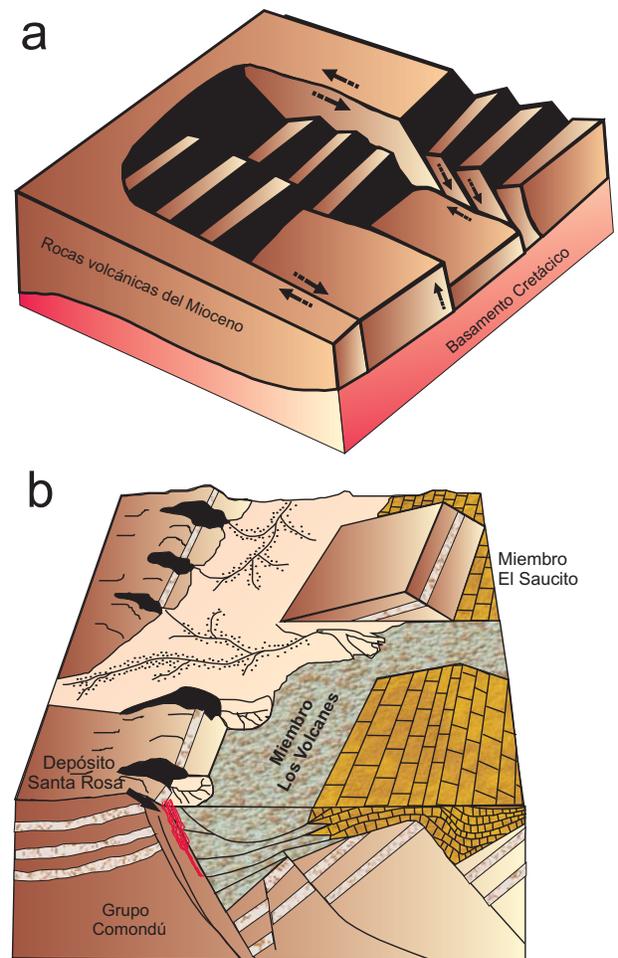


Fig. 4.18. Modelo simplificado de la Cuenca San Nicolás. (a) Diagrama tectónico-estructural de la cuenca. (b) Esquema idealizado de la cuenca durante la depositación de las unidades de la Formación San Nicolás, incluyendo la mineralización de manganeso de Santa Rosa (Modificado de Ledesma-Vázquez *et al.*, 2006).

de Antunez-Echegaray (1944), McFall (1968), Romero-Rojas y Terán-Ortega (1993), Terán-Ortega *et al.* (1993), Casarrubias-Unzueta y Gómez-López (1994), Zanchi (1994), Bigioggero *et al.* (1996), Maraver-Romero *et al.* (1997), Ledesma-Vázquez y Johnson (2001), Rodríguez-Díaz (2004), y Camprubí *et al.* (2008) (Fig. 4.3): (1) Fallas de orientación E-O, son el sistema más antiguo y afecta al basamento. (2)

Sistema NNE-SSO que afectaron al Grupo Comondú. (3) Fallas de orientación NO-SE y basculamientos al NE y SO del Mioceno Tardío-Plioceno, ligadas al proceso de apertura del Golfo y de las cuencas de la zona; algunas de estas fallas se han reactivado en el Cuaternario. Los dos primeros sistemas sirvieron para el emplazamientos de diques y enjambres de diques miocénicos en Península de Concepción, al O y NO de Bahía San Juanico y al O y NO de Loreto. El tercero está representado por fallamientos normales, normales-transcurrentes y listricos, y ha sido estudiado por su relación con

los sistemas hidrotermales actuales y mineralizaciones de manganeso (Antunez-Echegaray, 1944; McFall, 1968; Romero-Rojas y Terán-Ortega, 1993; Terán-Ortega, *et al.*, 1993; Casarrubias-Unzueta y Gómez-López, 1994; Rodríguez-Díaz, 2004; Camprubí *et al.*, 2008).

Al sur de la zona de estudio se han identificado sistemas fallas y fracturas de orientación NNO-SSE de actividad desde el Plioceno que están relacionadas al vulcanismo del Cerro Mencionares y las manifestaciones termales aledañas a estos cuerpos volcánicos (Casarrubias-Unzueta, 1997a, b).

5. Manantiales termales y depósitos de manganeso en el área de de Bahía Concepción-Bahía San Nicolás

El área mineralizada de Bahía Concepción-Bahía San Nicolás-Bahía San Juanico se extiende desde Punta Mangles y el norte de Loreto, en su extremo sureste, hasta Punta Chivato, Mulegé y Punta Concepción, al noroeste, ocupando una extensión aproximada de más de 2,600 km². Contiene diversos depósitos de manganeso y varias localidades con posibilidades de yacimientos geotérmicos de baja entalpía.

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 la mina El Gavilán.

5.1 Actividad hidrotermal en Bahía Concepción-Bahía San Nicolás-Bahía San Juanico

5.1.1 Introducción

En el área de estudio existen manifestaciones termales, la mayoría asociadas a sistemas hidrotermales costeros (Fig. 5.1). Los primeros estudios de estas manifestaciones fueron hechos por la CFE, que se encargó de evaluar el potencial geotérmico de la parte meridional de la región de Bahía Concepción y del noreste de la población de Loreto. Existen por lo menos seis localidades de interés geotérmico con manifestaciones termales, evaluadas preliminarmente

por la CFE (Casarrubias-Unzueta y Gómez-López, 1994; Flores *et al.*, 1999): de interés geotérmico, pozos de agua caliente en la zona de El Imposible (o El Centavito) en el Valle de San Juan Londó (Fig. 5.2), manantiales termales y fumarolas al sur del área de estudio en Piedras Rodadas, otras de menor interés, manantiales costeros, fumarolas y suelos vaporizantes en la zona aledaña al suroeste de la localidad de Punta Púlpito, conocidas como Los Volcanes y Saquicisunde (Fig. 5.3), manantiales termales continentales y costeros en al área de Cerro Mecenares llamados Agua Caliente y manantiales costeros en Posada Concepción en Bahía Concepción.

Estas manifestaciones termales registran temperaturas entre 40 y 90 °C, y temperaturas de reservorio, con base en geotermómetros (K-Mg, K-Na, Na-K-Ca), menores a 262 °C. En general, el fluido hidrotermal es del tipo sódico-clorurado. Los depósitos originados por estas manifestaciones son vetillas y costras con asociaciones minerales que incluyen calcedonia, cuarzo, calcita, yeso y de óxidos de Mn como minerales accesorios (Lira-Herrera, 1983; López, 1984; Lira-Herrera, 1985; Quijano, 1985; Casarrubias-Unzueta y Gómez-López, 1994; Tello, 1994; Casarrubias-Unzueta, 1997a; 1997b).

Se considera que la presencia de manifestaciones termales está estrechamente relacionada a los sistemas de fallas NO-SE y N-S y al volcanismo reciente de Punta Púlpito, cuya edad es de 0.5 Ma (López, 1984). Otras manifestaciones termales son comentadas entre los pobladores de Bahía San Juanico y Bahía San Basilio, indicando que existen burbujeos intensos de

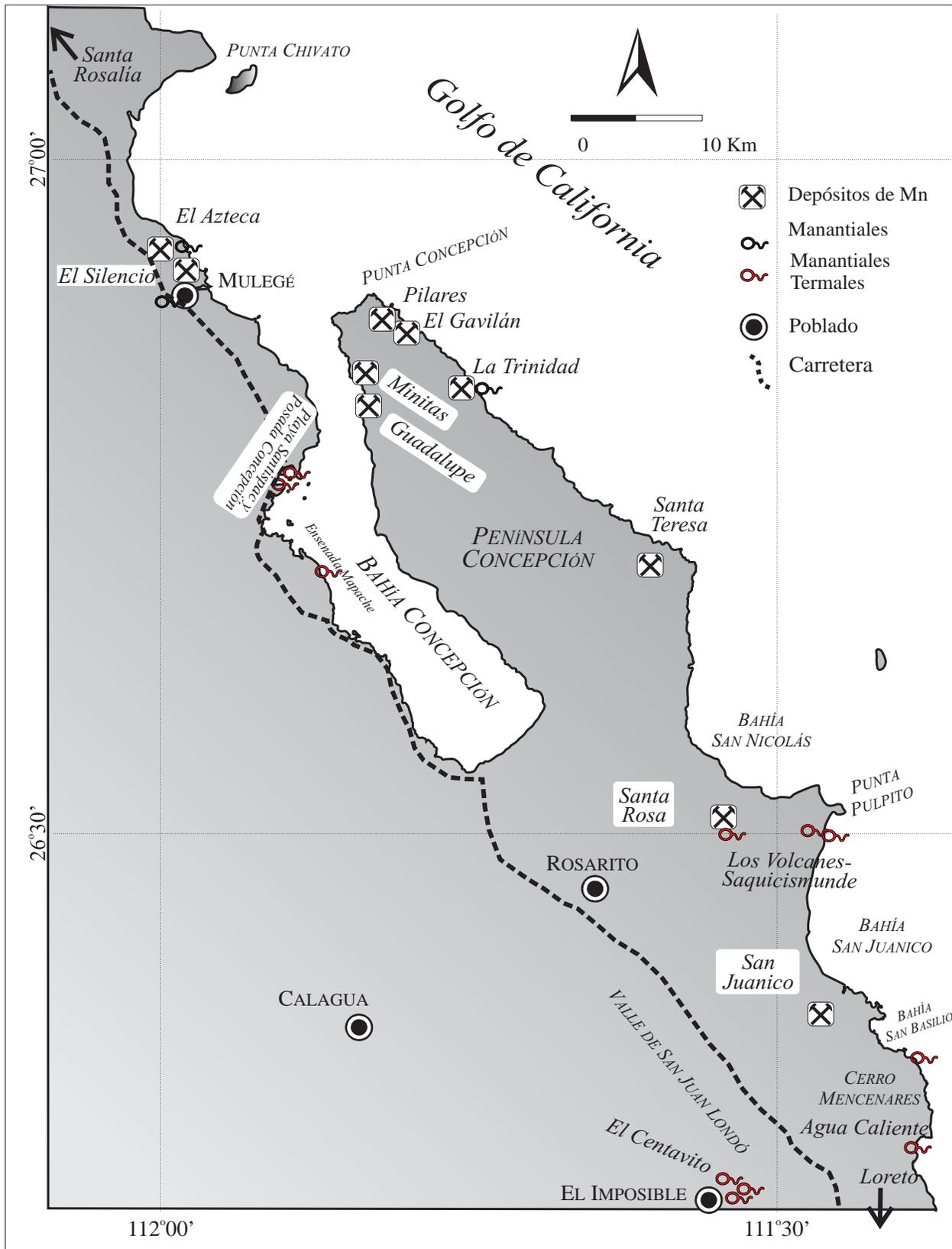


Fig. 5.1 Ubicación de las manifestaciones termales en la zona de Bahía Concepción-Bahía San Nicolás-Bahía San Juanico.

agua “tibia” en la costa y de manantiales submarino someros en Punta Olla de Fierro, al NO de Cerro Mancenares. También McFall (1968) y comentarios de pobladores de Mulegé indican un manantial termal en el SE de la Misión Mulegé, sobre el Río Mulege, a 30 m de la cortina de la presa. Sin embargo, se visitó el sitio sin encontrar emanaciones de fluidos del subsuelo, ni manifestación alguna de actividad termal, sólo estructuras de tipo falla y fracturas de orientación NO-SE con relleno de salvanda y trazas de calcita en las brechas volcánicas andesíticas en la zona.

5.1.2 Ensenada Mapache y Posada Concepción-Playa Santispac, en Bahía Concepción

Al O de Bahía Concepción se hallan varios manantiales termales costeros y submarinos someros distribuidos en Ensenada Mapache, Posada Concepción y Playa Santispac, sobre una estrecha línea de costa y acantilados de rocas volcánicas andesíticas miocénicas de la Formación Ricasón (Grupo Comondú), a través de grandes fallas NO-SE relacionadas con la tectónica extensional terciaria del Golfo de California. Localmente estos acantilados

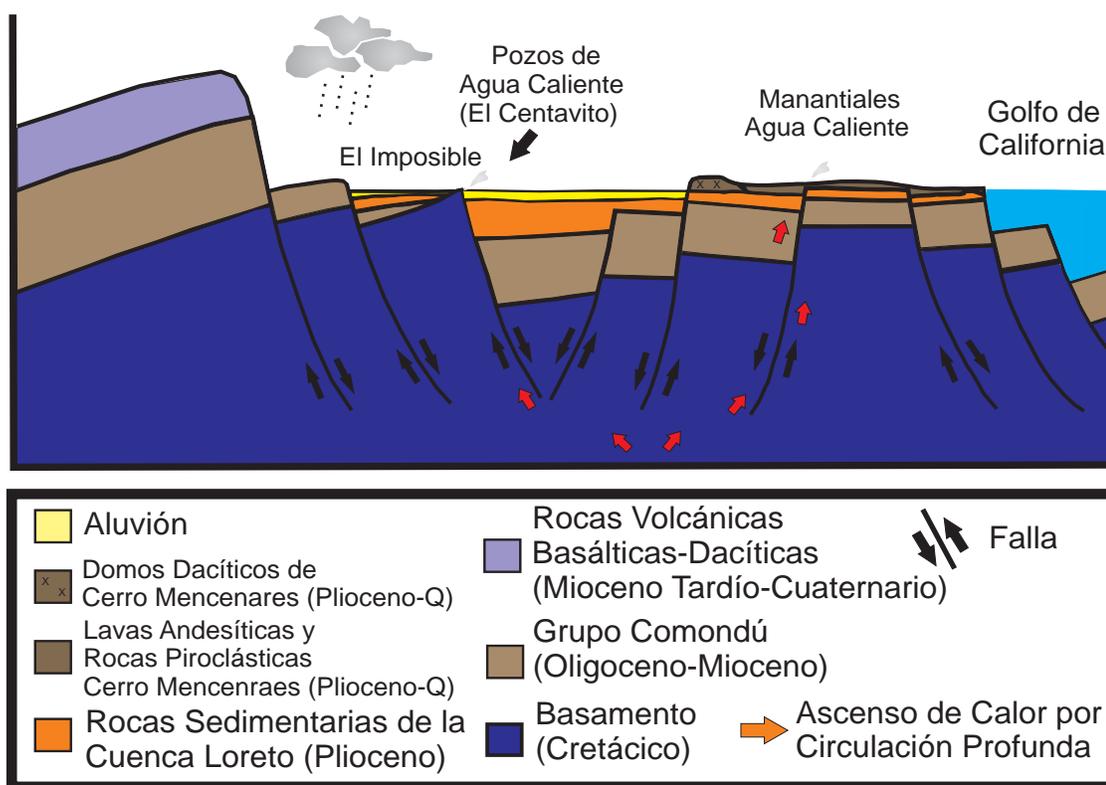


Fig. 5.2 Modelo hipotético geotérmico de El Centavito, San Juan Londó (Modificado de Casarrubias-Unzueta, 1997a).

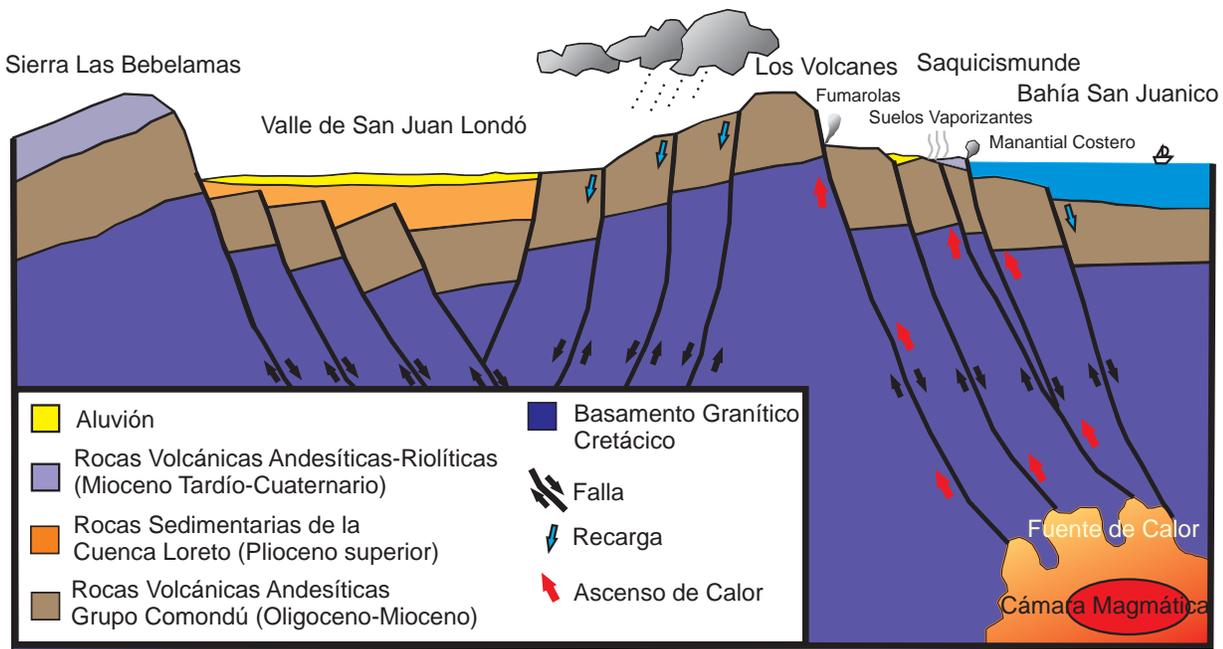


Fig. 5.3 Modelo hipotético geotérmico de Los Volcanes-Saquicisunde (Modificado de Casarrubias-Unzueta y Gómez-López, 1994).

fueron expuestos y controlados por la zona de falla de El Reques3n, la cual delimita la margen oeste de la bahía y actúa como un conducto de los fluidos hidrotermales (Forrest *et al.* 2003).

El continuo burbujeo observado en la superficie del mar revela la ubicaci3n de la zona de manantiales.

Las manifestaciones termales consisten en (Prol-Ledesma *et al.*, 2004; Rodríguez-Díaz, 2004; Canet *et al.*, 2005a, 2005b; Forrest *et al.*, 2005; Canet y Prol-Ledesma, 2006; Villanueva *et al.*, 2005; Villanueva-Estrada, 2007): (A) *Manifestaciones submarinas someras* que son infiltraciones difusas de fluidos gasohidrotermales a una profundidad de 5 a 15 m (Fig. 5.4a). Estas manifestaciones se ubican frente a la Ensenada Mapache (denominada localmente Agua Caliente, como muchas otras en la zona). (B)

Manifestaciones intermareales, localizadas en la zona periódicamente cubierta por el agua de mar por efectos de la marea (Fig. 5.4b). Estas manifestaciones se ubican en las costas de Ensenada Mapache, Posada Concepci3n y Playa de Santispac (Fig 5.1). Adicionalmente a las manifestaciones intermareales, se localiza una manifestaci3n hidrotermal en la zona de manglar de Los Burros.

Diversos estudios geoquímicos de manifestaciones submarinas ubicadas en la Ensenada Mapache y de una manifestaci3n intermareal ubicada en la Playa Santispac indican que la descarga en ambas manifestaciones está enriquecida en Ca, As, Mn, Ba, HCO₃⁻, Li, Sr, B, I, Cs, Fe y Si con respecto al agua de mar (Prol-Ledesma *et al.*, 2004; Villanueva *et al.*, 2005; Villanueva-Estrada, 2007). No existen

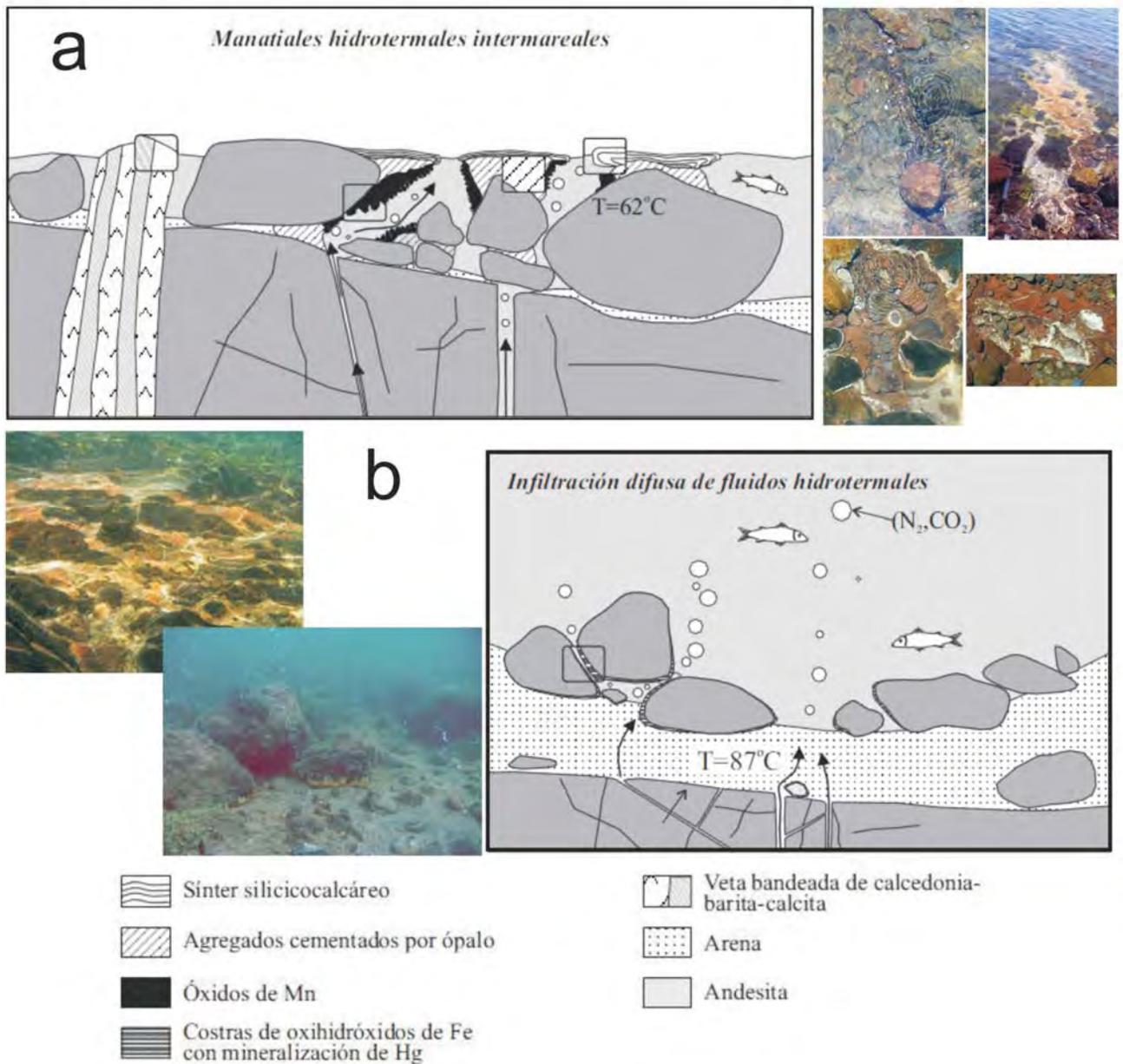


Fig. 5.4. Fotografías de los principales manantiales de Ensenada Mapache, en la costa oeste de Bahía Concepción. (a) Esquema y fotografías de los manantiales termales costeros o intermareales y sus depósitos. (b) Manantiales termales submarino someros (~5 m de profundidad) con infiltraciones difusas de fluidos hidrotermales ricos en gases.

diferencias significativas en la composición química del fluido entre las manifestaciones submarinas e intermareales de Bahía Concepción (Villanueva-Estrada, 2007). En Ensenada Mapache existen descargas submarinas de fase gaseosas compuestas

por CO_2 (44%), N_2 (54%) y CH_4 (2.2%) (Forrest *et al.*, 2005).

El tipo de agua hidrotermal que se descarga en Bahía Concepción es sódico clorurado, con una salinidad menor a la del agua de mar (19-33 g/kg),

un pH cercano al neutro de entre 6.2 a 6.8 y un potencial redox entre 0.05 y -0.125 [v] (Villanueva-Estrada, 2007).

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 al.*, 2004). La temperatura obtenida a partir de varios geotermómetros (Na-K, Na-K-Ca, Na-Li, SiO₂, Li-Mg, CH₄/C₂H₆) es alrededor de los 200°C para el reservorio (Prol-Ledesma *et al.*, 2004; Forrest *et al.*, 2005; Villanueva-Estrada *et al.*, 2005; Villanueva-Estrada, 2007).

5.1.3 Estructura del depósito de los manantiales termales de Ensenada Mapache

A lo largo de aproximadamente 75 m de longitud de costa en Ensenada Mapache, se encuentran una serie de depósitos de manantiales termales en vetas, vetillas, costras y natas adyacentes al área con manantiales termales activos (Fig. 5.5). Los depósitos consisten de manera general en ópalo, barita, calcita y oxihidróxidos de Mn y Fe.

En la zona submarina difusa existe la emanación del suelo de gas y fluidos calientes a profundidades entre 5 y 15 m, adyacentes a estas emanaciones se encuentran depósitos en forma de pátinas y costras de hasta 5 mm de espesor sobre bloques volcánicos andesíticos y ocasionalmente en restos de conchas. Los precipitados están compuestos de láminas de oxihidróxidos de Fe. Los oxihidróxidos están acompañados de mineralización de cinabrio (HgS) y pirita (FeS₂) en cantidades subordinadas (Fig. 5.6a). Un halo de alteración de poco

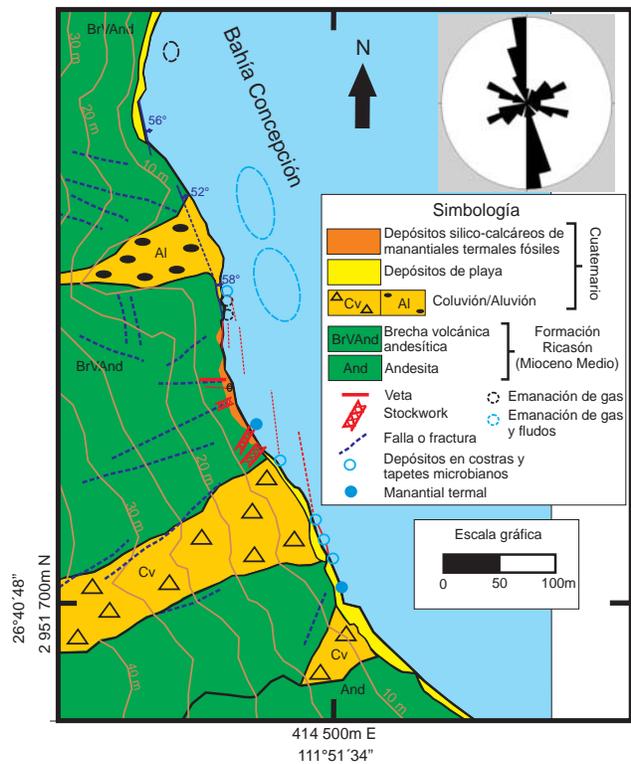


Fig. 5.5 Mapa geológico de Ensenada Mapache con los manantiales termales submarino someros e intermareales, y estructuras mineralizadas.

más de 2 mm se desarrolla por debajo de las costras 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.*, 2005a).

Los manantiales termales intermareales están sobre la costa y distribuidos de manera paralela al escarpe costero de Ensenada Mapache. Alrededor y sobre las manifestaciones termales es posible observar tapetes microbianos, agregados de detritos y bioclastos cementados mayoritariamente por ópalo, cortezas de agregados arborescentes de óxidos de Mn y estromatolitos silicocalcáreos.

Otras estructuras encontradas en el área son vetas con espesores entre 4 y 30 cm, que ocurren de manera

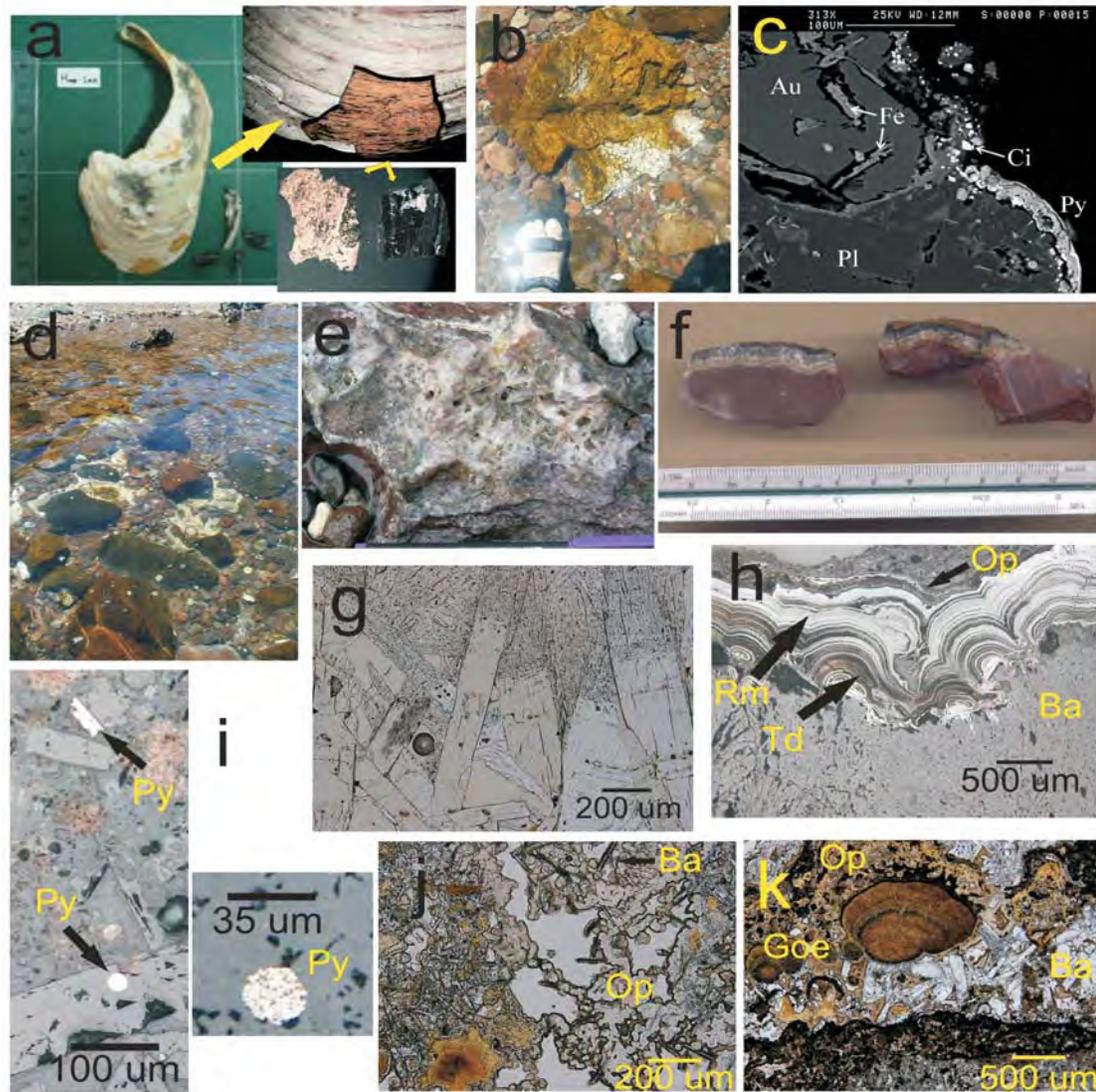


Fig. 5.6 Depósitos en costra de manantiales termales de Ensenada Mapache. (a) Costra de ferrihidrita (ocre) depositada sobre una concha de bivalvo, y todorokita y romanechita (negro). (b) Depósitos de ferrihidrita (ocre) y estromatolitos silicocalcáreos. (c) Imagen de SEM (BSE) de costra de cinabrio (Ci), pirita (Py) y óxidos de Fe (Fe) cubriendo a andesita con augita (Au) y plagioclasa (Pl). (d) Costras de barita y ópalo. (e) Costra de fenocristales de barita sobre bloques de andesita. (f) Costra sobre andesita de barita, ópalo, todorokita-romanechita y óxidos de Fe. (g) Agregados de barita en costras (luz reflejada). (h) Láminas superiores de costras de todorokita, agregados botrioidales de romanechita, y ópalo, sobre barita (luz reflejada). (i) Pirita framboidal dentro y adyacente a cristales tabulares de barita (luz reflejada). (j) Agregado poroso de ópalo, cementando cristales de barita (luz transmitida, sin analizador). (k) Costra sobre andesita de cristales de barita y cemento de ópalo, con goethita radial (luz transmitida, sin analizador).

intermitente con longitudes variables de 3 a 30 m y orientación NO-SE, subverticales, y stockworks de espesores de hasta 2 m de orientación NE-SO, que llegan a intersecarse con vetas y fracturas de orientación NO, además vetillas y brechas. Las estructuras mineralizadas

tienen halos centimétricos de alteración por oxidación.

Los manantiales y estructuras mineralizadas están alojados en una brecha volcánica andesítica de la Formación Ricasón.

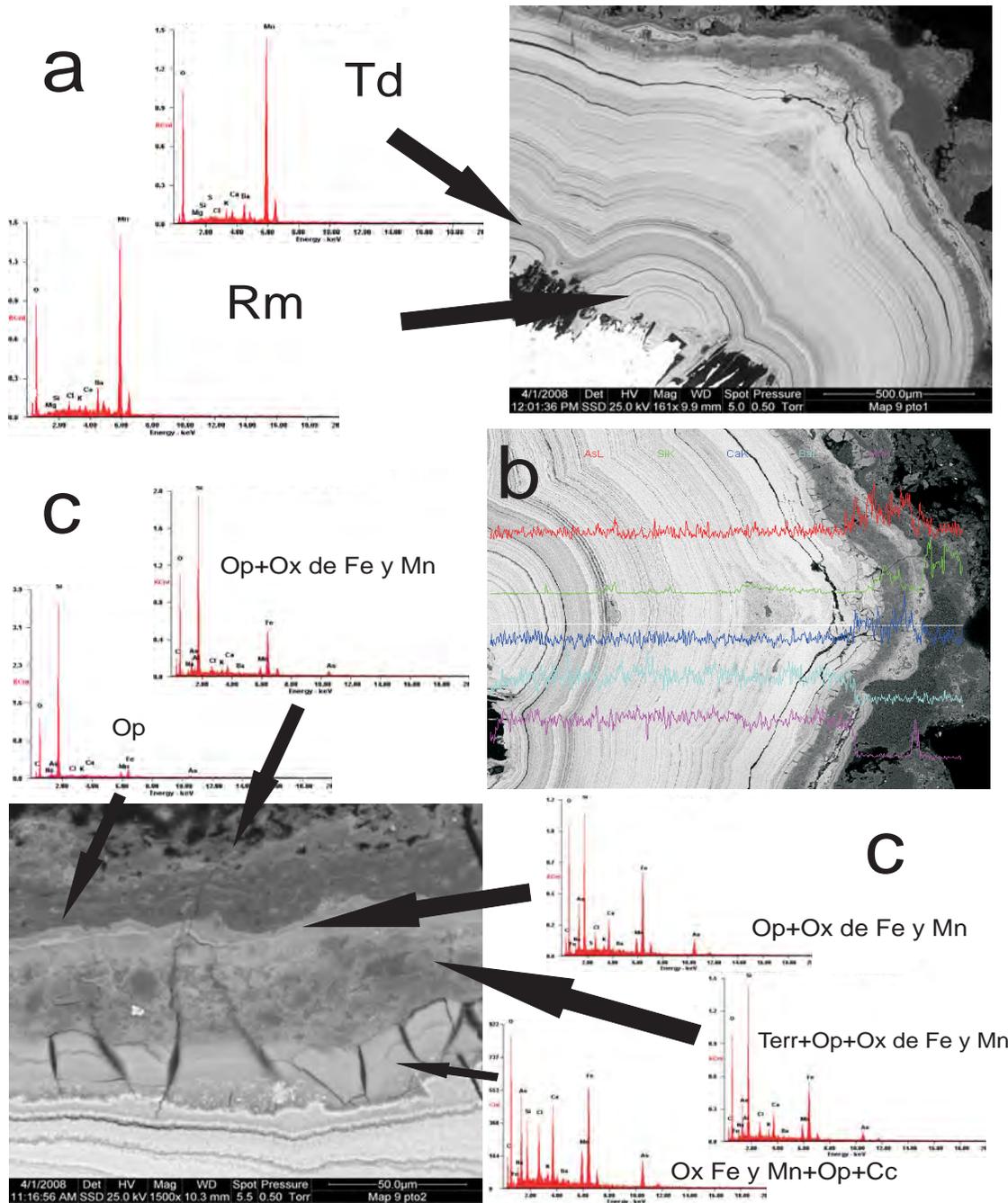


Fig. 5.7 Secuencia de depósito mineral en una costra de los manantiales termales de Ensenada Mapache. (a) Imagen de SEM-BSE de todorokita (Td) y romanechita (Rm) intercaladas en laminas botrioidales, con los espectros EDS. (b) Perfil geoquímico de las costras laminadas, desde los óxidos de Mn hasta las capas superficiales de ópalo y óxidos de Fe y Mn. Nótese las variaciones de Ba para diferenciar la todorokita (pobre) de la romanechita (rica), y las anomalías de As hacia las etapas finales del depósito. (c) Imagen SEM-BSE con análisis EDS de las últimas etapas de mineralización. Hacia la base: óxidos de Mn (en tonos de grises). Siguiente lámina: óxidos de Fe y Mn (Ox Fe y Mn), ópalo (Op) y carbonatos de calcio (Cc), anómalos en As. Le sigue una capa de materiales terrígenos finos (Terr), ópalo y óxidos de Fe y Mn, pobre en As. Continúa una lámina de ópalo y óxidos de Fe y Mn, con moderado As. Le prosigue una lámina de ópalo. Finalmente hay una etapa de ópalo y óxidos de Fe y Mn, con bajos contenidos en As.

5.1.4 Asociaciones minerales y texturales del depósito de los manantiales termales de Ensenada Mapache

La asociación mineral presente en los depósitos de las manifestaciones termales en Ensenada Mapache consiste en romanechita, todorokita, barita, ópalo, como fases principales y, en cantidades subordinadas, calcita, pirita, cinabrio y ferrihidrita, y magnetita-maghemita y goethita derivadas de la roca caja.

En la zona submarina, donde hay descargas difusas de fluidos hidrotermales, la formación de precipitados a partir de las descargas es menos evidente. La zona submarina está caracterizada por un recubrimiento laminar de oxihidróxidos de Fe de textura coliforme. Dentro de las láminas de oxihidróxidos de Fe existen pirita (FeS_2) y cinabrio (HgS) en cúmulos microgranulares, el cinabrio frecuentemente se aloja dentro de la pirita (Canet *et al.*, 2005a).

En los depósitos de los manantiales termales intermareales se encuentran costras constituidas por laminaciones de la base a la superficie de dos fases de crecimiento de cristales euhedrales tabulares de barita (Fig. 5.6). La primera fase la constituyen fenocristales de hasta 4 mm de largo que incluyen cristales diminutos de pirita con textura framboidal en agregados de hasta 1.5 mm. A veces es común observar clastos de roca volcánica entre los cristales de barita. La segunda fase de crecimiento de barita la conforman ramilletes de cristales de hasta 2 mm de largo que se desarrollan a partir de los cristales de la primera fase, además de que rellenan las oquedades dejadas entre los cristales de la primera fase.

Sobrecreciendo a las baritas se encuentran láminas oscuras que conforman un espesor menor a los 5 mm, compuestas de romanechita $(\text{Ba}, \text{H}_2\text{O})_2(\text{Mn}^{4+}, \text{Mn}^{3+})_5\text{O}_{10}$ y todorokita $(\text{Na}, \text{Ca}, \text{K}, \text{Ba})_{0.55}(\text{Mn}^{4+}, \text{Mn}^{3+})_6\text{O}_{12} \cdot 3\text{H}_2\text{O}$, intercaladas en crecimientos botroidales. En el microscopio óptico de luz reflejada se observan laminas con colores de gris claro-gris azulado y gris amarillento-marrón, de romanechita y todorokita, respectivamente; con nícoles se pueden observar tonalidades azul-gris para la romanechita y rojo-café para la todorokita, y en ambas láminas existe una zonación que constituyen los botroides (Fig. 5.6), que geoquímicamente corresponde a pulsos de alternancia de aumento o disminución sutil en el contenido de Ba, Ca, K, Mg, denotados por espectros EDS (Fig. 5.6).

Finalmente recubriendo las láminas de óxidos de Mn se encuentran láminas de hasta 3 mm de grueso, formadas de base a la superficie de ópalo, óxidos de Fe y Mn, y carbonatos de calcio, ricos en As. El ópalo es de aspecto terroso, se encuentra cementando clastos (detríticos y de barita) de tamaño arena fina a arcillas y presenta variaciones en Fe, Ca, Mn, As y Ba, (se distingue por imágenes SEM y espectros EDS; Fig. 5.7). Las láminas tienen una textura coliforme.

En la superficie de la roca hay aglomerados de hasta 10 cm de espesor formados de clastos de andesita, cristales de barita con pirita y barita, con matriz arcillosa y cementados por ópalo y calcita, esta última en cantidades menores. Algunos de estos aglomerados presentan laminaciones finas de romanechita-todorokita y/o goethita.

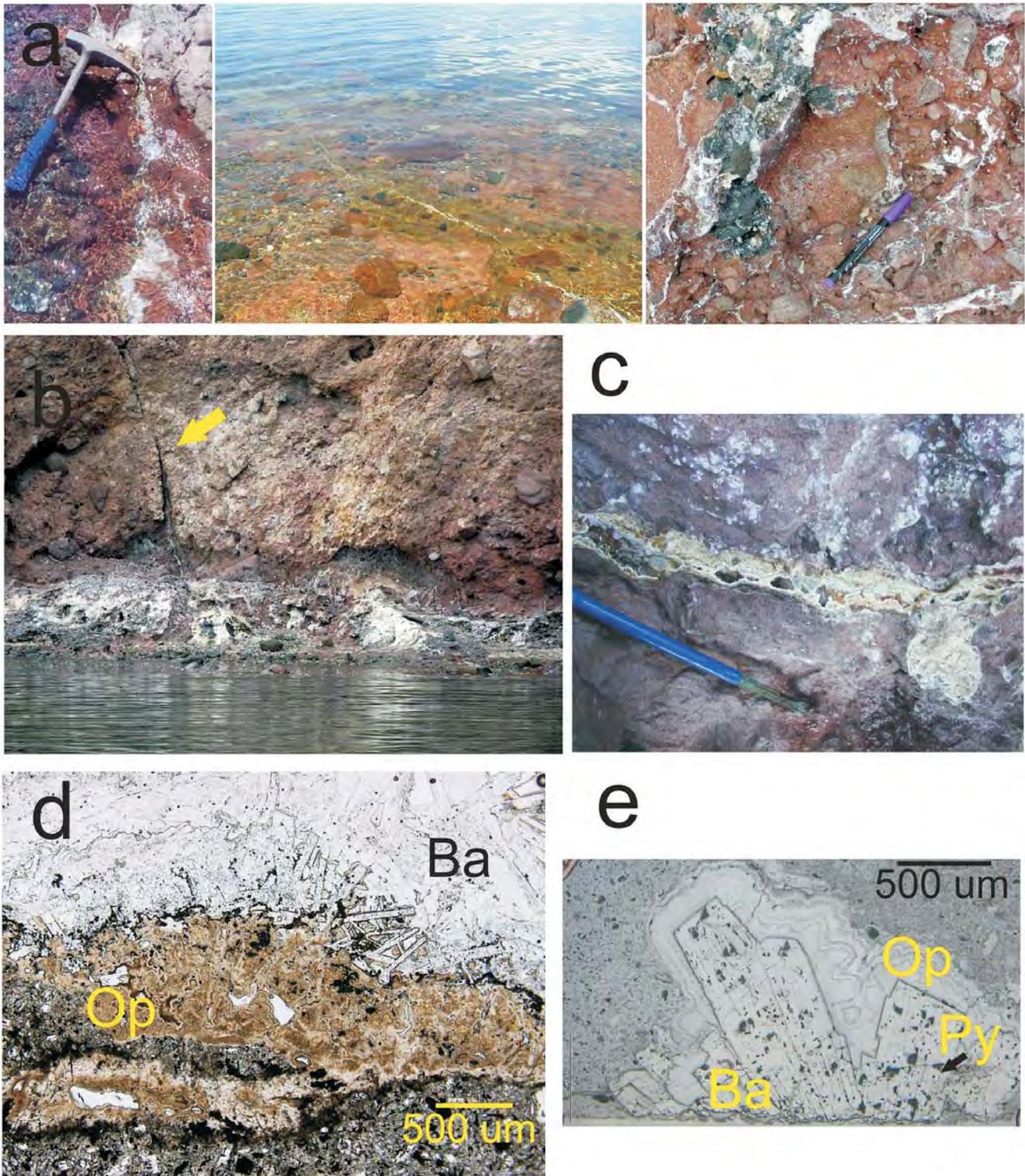


Fig. 5.8 Veta costeras en Ensenada Mapache. (a) A la izquierda, veta delgada de barita y ópalo; al centro, veta de barita y ópalo con halo de alteración sobre el fondo; a la derecha, veta con barita, óxidos de Mn y trazas de ópalo. (b) Veta y montículo estromatolítico. (c) Detalle de veta silicocalcárea con oquedades rellenas por estructuras estromatolíticas. (d) Microfotografía en luz transmitida (sin analizador) de veta de barita (Ba) y ópalo (Op). (e) Microfotografía en luz reflejada de barita y trazas de pirita (Py), envueltas por láminas de ópalo, dentro de una oquedad de una vetilla.

Otros tipos de estructuras mineralizadas en los manantiales intermareales son vetas, vetillas, sotckworks y brechas compuestos básicamente por barita y ópalo, ocasionalmente con trazas de óxidos de Mn.

Las vetas generalmente se presentan como un mosaico cristalino y en ciertas ocasiones masivas y sutilmente bandeadas, éstas últimas caracterizadas por diferencias en el tamaño de sus cristales, denotándose que a sus bordes bandas es de 1-2 cm y en el centro de la veta alcanza 4 cm. Las oquedades de las vetas ocasionalmente suelen estar rellenas de bandas coloformes de ópalo y estructuras estromatolíticas (Fig. 5.8). La fase mineral que constituye principalmente a las vetas es la barita, en cantidades subordinadas se llegan a presentar óxidos de Mn, y goethita en patinas y en bandas coloformes radiales dentro de las vetas.

Las brechas mineralizadas consisten en fragmentos de andesita cementados por romanechita en bandas botroidales y crecimientos arborescentes aislados, estos últimos tanto en el cementante como en los clastos (Fig. 5.9). En oquedades puede observarse láminas coloformes de romanechita y todorokita, con terminaciones aciculares, usualmente cubiertas por láminas finas (<0.5 mm) de ópalo de aspecto terroso. Hay cristales de barita retrabajados, de bordes angulosos y fracturados, englobados por el cementante de óxidos de Mn (Fig. 5.9). Otras brechas están cementadas por ópalo y barita, la barita se presenta como un aglutinante. (Fig. 5.9). Esporádicamente se llegan a presentar láminas de goethita y cristales de calcita relleno oquedades.

Los estromatolitos fósiles y actuales presentes en los manantiales tienen tamaños variables de hasta 3 cm de

grosor, y se desarrollan sobre guijarros y bloques volcánicos, formando depósitos en la playa de 8 m² (Fig. 5.10). Están formados por láminas muy finas de espesores de cientos a decenas de micras de ópalo-A y calcita (Canet *et al.*, 2005b). Los crecimientos estromatolíticos son arborescentes columnares de textura *frutixitica* (Fig. 5.11). Los estromatolitos están formados por calcita en microcristales dentro de las bandas discontinuas, en forma de hojuelas de 10 micras y espáticos de hasta 150 μ m relleno la porosidad. El ópalo-A es depositado como microesferas (Canet *et al.*, 2005b), Además, hay bandas de romanechita, todorokita y oxihidróxidos de Fe, con laminaciones coloformas (Fig. 5.11). El ópalo-A es la fase más abundante de estas manifestaciones orgánicas, seguida de la calcita. Ocasionalmente es posible encontrar cristales de barita y clastos de andesita dentro de los estromatolitos (Fig. 5.11).

Canet *et al.* (2005a) realizó análisis de DRX en precipitados en forma de costras en los manantiales submarinos someros encontrando ferrihidrita (α FeO-OH) con bajo grado de cristalinidad, además de la presencia de As en los agregados a través de evidencia por análisis cualitativos EDS.

5.1.4.1 Química mineral

En los depósitos de los manantiales intermareales se analizaron por medio de EPMA a los óxidos de Mn (Tabla 5.1).

Las costras están compuestas de romanechita y todorokita, ambas pobremente cristalizadas. La

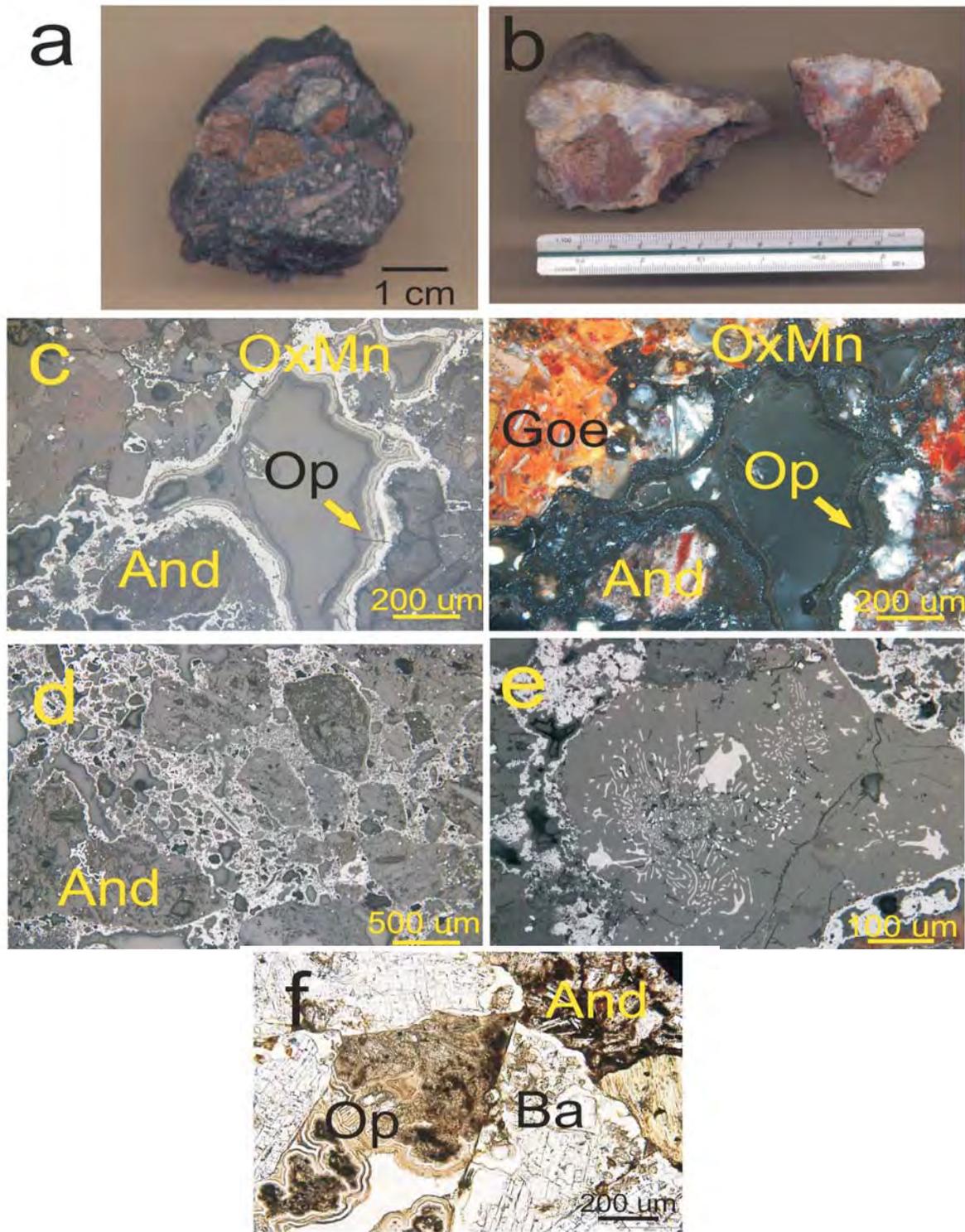


Fig. 5.9 Brechas mineralizadas de Ensenada Mapache. Muestras de mano: (a) Brecha de clastos volcánicos cementada por óxidos de Mn, y (b) brecha cementada por ópalo y barita. (c) Microfotografía (luz reflejada) donde se observan los clastos de andesita (And), los óxidos de Mn (OxMn), y un evento tardío de ópalo (Op) y goethita (Goe) relleno una oquedad, a la izquierda sin analizador y a la derecha con analizador. (d) Microfotografía (luz reflejada) de brecha cementada por óxidos de Mn. (e) Textura simplectítica

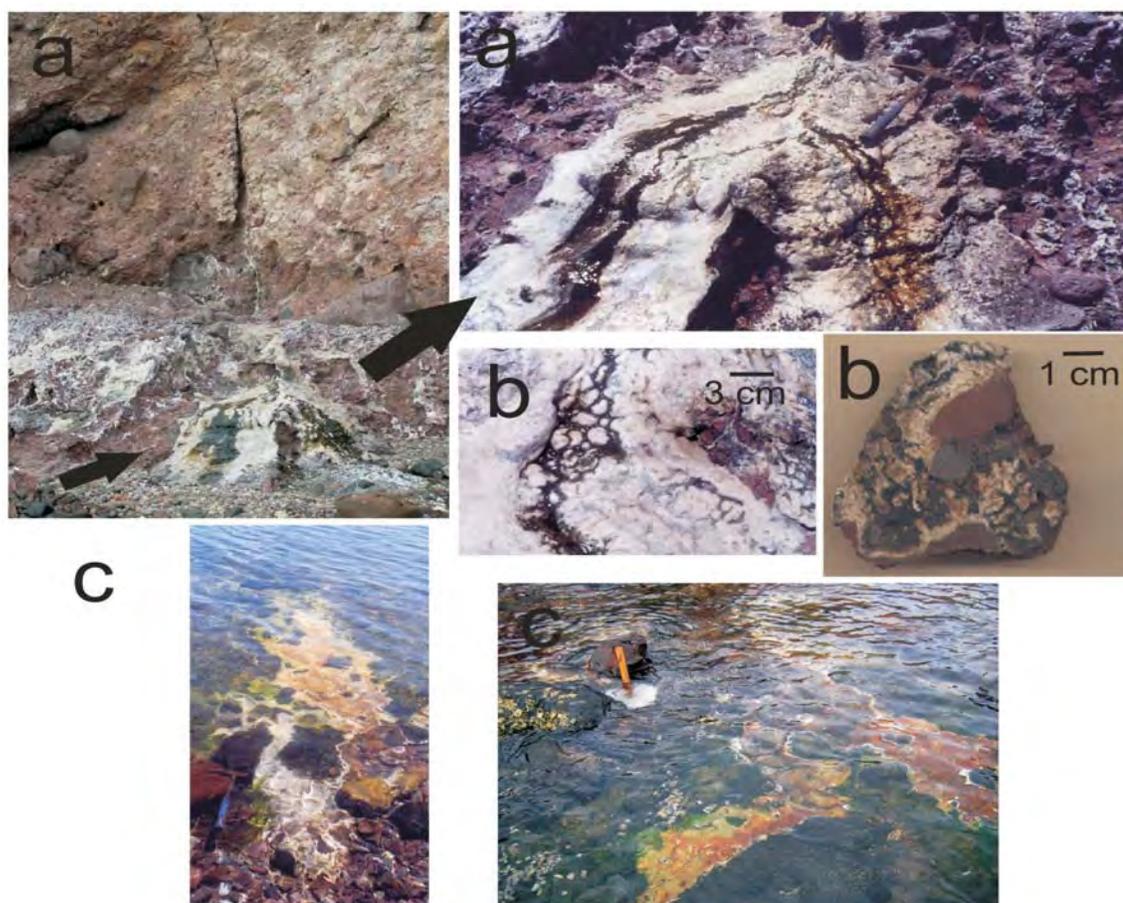


Fig. 5.10 Depósitos estromatolíticos de Ensenada Mapache. (a) Depósitos estromatolíticos en una manifestación termal; a la derecha, detalle del montículo de estromatolitos, con escurrimiento de fluido termal. (b) Estructuras mamilares a la izquierda y a la derecha crecimientos arborescentes de textura *frutixitica* de laminaciones silicocalcáreas y de óxidos de Mn (negro). (c) Tapetes microbianos de coloraciones blancas, amarillas, naranjas y verdes, en zona intermareal.

todorokita presenta un relativo enriquecimiento en BaO (entre 2 y 10% wt. %), con una fórmula estructural de $(\text{Ca}_{0.15-0.25}, \text{Ba}_{0.09-0.17}, \text{K}_{0.12-0.13}, \text{Na}_{0.23-0.36})_{0.55} (\text{Mn}_{4.50-5.23}, \text{Fe}_{0.00-0.07}, \text{Mg}_{0.25-0.51}, \text{Al}_{0.00-0.08}, \text{Si}_{0.03-0.88})_6 \text{O}_{12} (2-89-3.06) \cdot \text{H}_2\text{O}$ (Canet *et al.*, 2005a) y $(\text{Ca}_{0.10-0.12}, \text{Ba}_{0.24-0.42}, \text{K}_{0.12-0.15}, \text{Na}_{0.17-0.19})_{0.55} (\text{Mn}_{4.01-5.47}, \text{Fe}_{0.01-0.22}, \text{Mg}_{0.04-0.14}, \text{Al}_{0.02-0.15}, \text{Si}_{0.02-1.04})_6 \text{O}_{12} (2-77-2.91) \cdot \text{H}_2\text{O}$ obtenida en el presente estudio.

La romanechita presenta un contenido cercano al 10 wt. % de BaO y presenta una fórmula estructural $[\text{Ba}_{0.33-0.35}, \text{K}_{0.04}, \text{Na}_{0.08-0.09}, \text{Ca}_{0.16-0.17}, (\text{H}_2\text{O})_{(1.35-1.37)}]_2$

$(\text{Mn}_{4.14-4.29}, \text{Fe}_{0.04-0.07}, \text{Mg}_{0.16-0.22}, \text{Al}_{0.01-0.02}, \text{Si}_{0.21-0.29})_5 \text{O}_{10}$ (Canet *et al.*, 2005a) y en el presente trabajo $[\text{Ba}_{0.17-0.29}, \text{K}_{0.10-0.12}, \text{Na}_{0.14-0.21}, \text{Ca}_{0.09-0.10}, (\text{H}_2\text{O})_{(1.28-1.43)}]_2 (\text{Mn}_{3.97-4.50}, \text{Fe}_{0.01-0.06}, \text{Mg}_{0.06-0.15}, \text{Al}_{0.02-0.13}, \text{Si}_{0.04-0.36})_5 \text{O}_{10}$, destacando la presencia de Si, Ca, Mg y Fe.

Las bandas de ópalo de los precipitados de los manantiales intermareales presentan enriquecimiento en Fe, Ca, As y Mn en su composición química, observado en espectros de EDS, particularmente en aquellos de apariencia terrosa.

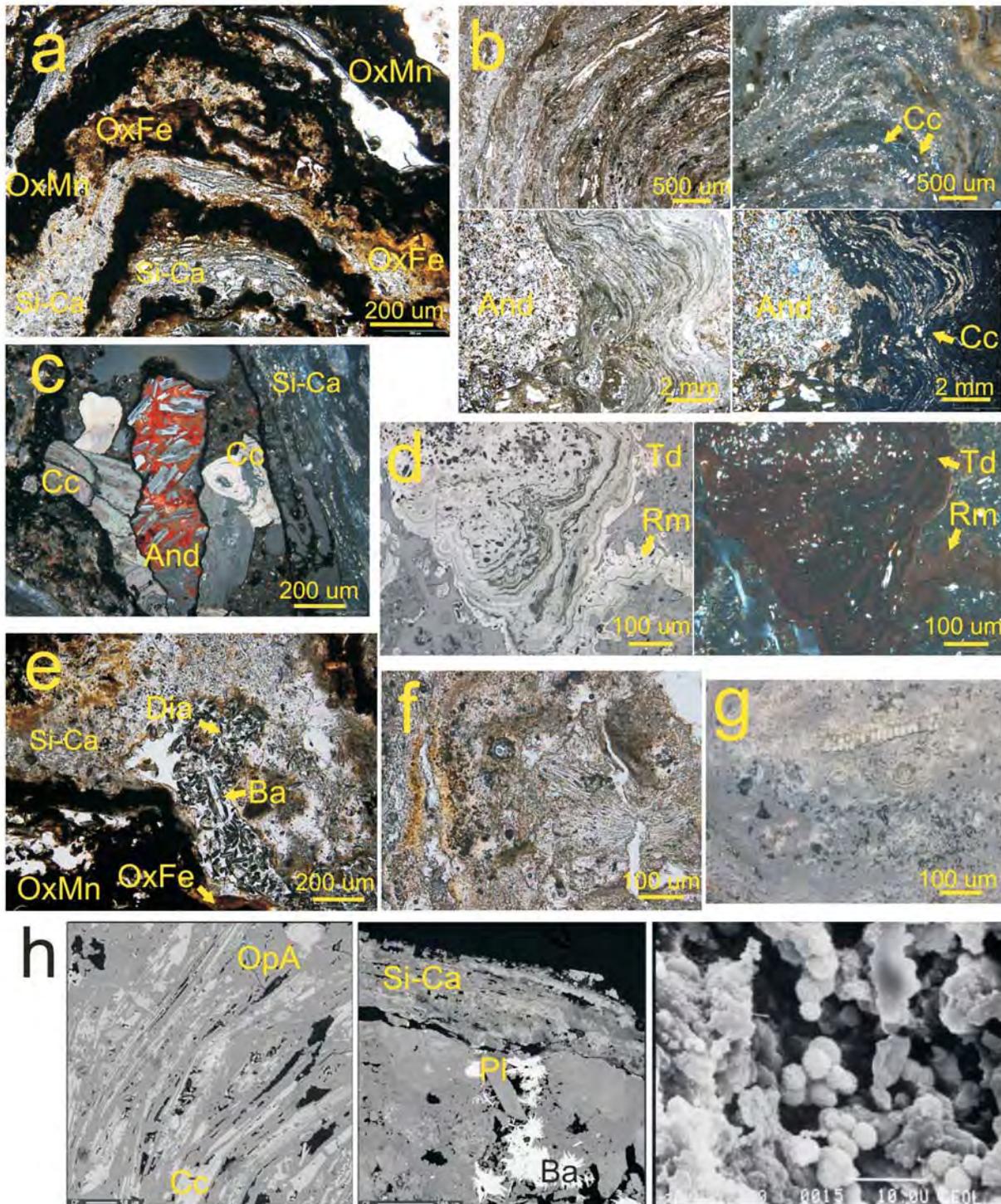


Fig. 5.11 Estructuras microscópicas de los depósitos estromatolíticos de Ensenada Mapache. (a) Microfotografía (luz transmitida, sin analizador) mostrando laminaciones silicocalcáreas (Si-Ca), óxidos de Mn (OxMn) y oxihidróxidos de Fe (OxFe). (b) Microfotografía (luz transmitida, a la derecha con analizador, a la izquierda sin analizador) de las laminaciones concéntricas, coloformes y mamilares formadas sobre un clasto volcánico (And), mostrando láminas silicocalcáreas, óxidos de Mn y oxihidróxidos de Fe (capas oscuras) y, ocasionalmente, cristales de calcita. (c) Laminaciones silicocalcáreas creciendo a partir de un clasto de andesita con porosidad rellena por calcita (Cc); luz reflejada con analizador. (d) Microfotografías (luz reflejada, a la izquierda sin analizador, a la derecha con analizador) de los agregados botrioidales de

Fig. 5.11. Continuación. Todorokita (Td) y romanechita (Rm). Se observan microorganismos de forma elíptica. (e) Laminaciones silicocalcáreas, con óxidos de Mn y de oxihidróxidos de Fe; se observan diatomeas (Dia) en la porosidad (luz transmitida, sin analizador). (f) filamentos posiblemente de algas. (g) estructuras de algas. (h) Imágenes SEM-BSE: izquierda y centro, mostrando laminaciones de ópalo (OpA) y calcita; en el centro, crecimiento estromatolito sobre un agregado detrítico volcánico con cristales de

5.1.5 Secuencia paragenética

La secuencia paragenética de la mineralización en los manantiales termales submarinos someros y en los intermareales pudo ser deducida por las observaciones en campo y en muestra de mano, y por las relaciones texturales exhibidas en los microscopio petrográfico y electrónico.

Los manantiales termales submarinos someros presentan una etapa de mineralización constituida principalmente por ferrihidrita con precipitación intermitente de pirita y cinabrio (Fig. 5.12).

Los depósitos de los manantiales termales intermareales comprendidos por costras, vetas y estromatolitos pueden ser resumidos en la presencia de 4 etapas de mineralización, donde la primera etapa (0) la constituyen los granos heredados de la roca caja, de magnetita y maghemita, seguida de una etapa (1) de precipitación de pirita y barita, una etapa (2) dominada por la precipitación de romanechita y todorokita, y una última etapa (3) formada por la asociación de ópalo, calcita, todorokita, romanechita y oxihidróxidos de Fe, con intervención microbiológica en su depositación (Fig. 5.12).

Mineral	Etapa 0	Etapa 1	Etapa 2	Etapa 3
Magnetita-maghemita	████████████████████			
Cinabrio		████		
Pirita		██████		
Barita		████████████████████		
Romanechita			████ █████ █████	██
Todorokita			████ █████ █████ ███	
Ópalo				████████████████
Calcita				████████████████
Ferrihidrita				████████████████████

Fig. 5.12. Secuencia paragenética de los depósitos hidrotermales de los manantiales submarinos someros e intermareales.

Tabla 5.1 Análisis de EMPA en costras con todorokita (Map-9-1-p1-1, Map-9-1-p1-3, Map-9-1-p2-2, Map-9-2-p1-2, Map-9-2-p1-3, Map-9-2-p1-4, Map-9-2-p1-5, 12, 13, 14, 2, 8) y romanechita (Map-9-1-p-4, 1,6, 8) de precipitados hidrotermales de manantiales termales intermareales de Ensenada Mapache. Óxidos cuantificados en % en peso. NM: no analizado. Coe: Coeficientes de fórmula estequiométrica calculada (a.p.f.u). El agua se calculó con base en estequiometría, con base en 12 O para la todorokita y 10 O para la romanechita

Muestra	SiO ₂	TiO ₂	MnO ₂ (t)	Al ₂ O ₃	V ₂ O ₅	Fe ₂ O ₃	MgO	CaO	CuO	NiO	ZnO	CoO	SrO	BaO	PbO	Na ₂ O	K ₂ O	Sc ₂ O ₃	H ₂ O	Total
	%Peso	%Peso	%Peso	%Peso	%Peso	%Peso	%Peso	%Peso	%Peso	%Peso	%Peso	%Peso	%Peso	%Peso	%Peso	%Peso	%Peso	%Peso	%Peso	%Peso
Map-9-1-p1-1	0.15	0.04	77.31	0.19	0.07	0.30	0.29	1.03	0.72	0.00	0.00	NM	0.00	10.60	0.11	0.84	1.00	NM	0.00	92.65
Map-9-1-p1-3	0.19	0.04	78.85	0.11	0.03	0.13	0.94	1.09	0.57	0.00	0.00	NM	0.00	7.36	0.04	0.98	1.16	NM	0.00	91.49
Map-9-1-p2-2	11.21	0.04	62.89	1.36	0.07	3.21	0.59	0.97	0.55	0.00	0.00	NM	0.00	6.68	0.18	0.97	1.05	NM	0.00	89.77
Map-9-2-p1-2	2.92	0.00	75.13	0.87	0.12	0.65	0.73	0.94	0.60	0.00	0.00	NM	0.00	8.26	0.03	0.88	0.93	NM	0.00	92.06
Map-9-1-p1-4	3.16	0.04	76.99	0.86	0.09	0.67	1.26	1.21	0.78	0.00	0.00	NM	0.00	5.65	0.17	1.18	1.16	NM	0.00	93.22
Map-9-2-p1-3	2.02	0.09	78.60	0.58	0.12	0.39	0.87	1.07	0.62	0.00	0.00	NM	0.00	8.36	0.05	1.06	1.04	NM	0.00	94.87
Map-9-2-p1-4	4.68	0.01	74.45	1.42	0.21	1.04	0.68	1.12	0.68	0.00	0.00	NM	0.00	8.56	0.04	0.93	0.99	NM	0.00	94.81
Map-9-2-p1-5	0.46	0.06	79.16	0.19	0.09	0.13	0.50	1.17	0.58	0.00	0.00	NM	0.00	9.09	0.00	1.33	1.08	NM	0.00	93.84
12	2.01	0.00	75.33	0.09	NM	0.97	3.11	2.32	NM	0.01	0.04	0.02	0.02	2.42	0.00	1.30	0.93	0.00	8.95	97.62
13	1.82	0.00	75.48	0.04	NM	0.98	3.04	2.37	NM	0.03	0.13	0.00	0.08	2.74	0.06	1.44	0.93	0.00	8.96	98.11
14	3.35	0.02	71.96	0.03	NM	0.88	3.38	2.26	NM	0.03	0.09	0.03	0.02	2.30	0.15	1.24	0.91	0.00	8.81	95.46
2	9.36	0.03	69.04	0.70	NM	0.06	1.78	1.49	NM	0.02	0.06	0.02	0.00	2.91	0.05	1.97	0.98	0.00	9.26	97.73
3	1.75	0.01	75.01	0.65	NM	0.07	3.49	1.90	NM	0.01	0.09	0.01	0.08	3.32	0.00	1.21	1.02	0.00	8.91	97.55
8	0.31	0.00	76.33	0.57	NM	0.28	2.80	1.78	NM	0.01	0.09	0.01	0.18	4.38	0.00	1.56	0.97	0.00	8.81	98.08
1	3.17	0.00	70.64	0.21	NM	1.09	1.47	1.80	NM	0.01	0.16	0.10	0.19	9.91	0.09	0.52	0.35	0.00	8.60	98.32
6	3.39	0.00	69.66	0.15	NM	1.24	1.69	1.78	NM	0.00	0.11	0.04	0.20	10.07	0.02	0.48	0.32	0.00	8.55	97.69
8'	2.44	0.05	71.65	0.12	NM	0.66	1.27	1.83	NM	0.02	0.11	0.04	0.32	1.034	0.00	0.47	0.35	0.00	8.53	98.21

Muestra	Si	Mn ⁴⁺	Al	V	Fe ³⁺	Mg	Ca	Cu	Ni	Zn	Sr	Ba	Pb	Na	K	H ₂ O	TOTAL	Total analítico
	Coe	Coe	Coe	Coe	Coe	Coe	Coe	Coe	Coe	Coe	Coe	Coe	Coe	Coe	Coe	Coe	Coe	
Map-9-1-p1-1	0.02	5.43	0.02	0.00	0.02	0.04	0.11	0.06	0.00	0.00	0.00	0.42	0.00	0.17	0.13	2.86	6.44	101.07
Map-9-1-p1-3	0.02	5.47	0.01	0.00	0.01	0.14	0.12	0.04	0.00	0.00	0.00	0.29	0.00	0.19	0.15	2.91	6.45	100.17
Map-9-1-p2-2	1.04	4.01	0.15	0.00	0.22	0.08	0.10	0.04	0.00	0.00	0.00	0.24	0.00	0.17	0.12	2.77	6.19	98.77
Map-9-2-p1-2	0.28	5.05	0.10	0.01	0.05	0.11	0.10	0.04	0.00	0.00	0.00	0.31	0.00	0.17	0.12	2.82	6.34	100.74
Map-9-1-p1-4	0.25	4.17	0.08	0.00	0.04	0.15	0.10	0.05	0.00	0.00	0.00	0.17	0.00	0.18	0.12	1.43	6.74	98.66
Map-9-2-p1-3	0.16	4.32	0.05	0.01	0.02	0.10	0.09	0.04	0.00	0.00	0.00	0.26	0.00	0.16	0.11	1.38	6.71	100.06
Map-9-2-p1-4	0.36	3.97	0.13	0.01	0.06	0.08	0.09	0.04	0.00	0.00	0.00	0.26	0.00	0.14	0.10	1.41	6.65	100.28
Map-9-2-p1-5	0.04	4.50	0.02	0.00	0.01	0.06	0.10	0.04	0.00	0.00	0.00	0.29	0.00	0.21	0.11	1.28	6.67	98.50
12	0.20	5.10	0.01	NM	0.07	0.45	0.24	NM	0.00	0.00	0.00	0.09	0.00	0.25	0.12	3.04	6.54	97.87
13	0.18	5.10	0.00	NM	0.07	0.44	0.25	NM	0.00	0.01	0.00	0.11	0.00	0.27	0.12	3.03	6.56	98.43
14	0.33	4.96	0.00	NM	0.07	0.50	0.24	NM	0.00	0.01	0.00	0.09	0.00	0.24	0.12	3.06	6.57	95.84
2	0.88	4.50	0.08	NM	0.00	0.25	0.15	NM	0.00	0.00	0.00	0.11	0.00	0.36	0.12	2.93	6.46	97.80
3	0.17	5.10	0.08	NM	0.01	0.51	0.20	NM	0.00	0.01	0.00	0.13	0.00	0.23	0.13	2.94	6.57	97.57
8	0.03	5.23	0.07	NM	0.02	0.41	0.19	NM	0.00	0.01	0.01	0.17	0.00	0.30	0.12	2.89	6.56	98.00
1	0.27	4.17	0.02	NM	0.07	0.19	0.16	NM	0.00	0.01	0.01	0.33	0.00	0.09	0.04	1.37	6.74	94.50
6	0.29	4.14	0.02	NM	0.08	0.22	0.16	NM	0.00	0.01	0.01	0.34	0.00	0.08	0.04	1.37	6.75	93.93
8'	0.21	4.29	0.01	NM	0.04	0.16	0.17	NM	0.00	0.01	0.02	0.35	0.00	0.08	0.04	1.35	6.73	94.33

Muestras 12, 13, 14, 2, 3, 8, 1, 6, 8 y 8' tomadas de Canet *et al.* (2005a).

5.1.6 Estructura del depósito Posada

Concepción y Playa Santispac

A lo largo de aproximadamente 1.2 km de longitud sobre costa y acantilados de las localidades adjuntas de Posada Concepción y Playa Santispac existen varias manifestaciones hidrotermales, entre las coordenadas 2 959 180 N, 411 360 E, y 2 960 120 N, 411 400 E (Fig. 5.13). Éstas consisten en diversos manantiales termales y depósitos en forma de pátinas, costras, vetas y stockworks con ópalo, calcita y óxidos de Mn y Fe, a través de grandes fallas y fracturas alojadas en rocas volcánicas de la Formación Ricasón (Fig. 5.14).

En Posada Concepción se encuentran dos manantiales termales costeros modificados por los habitantes locales y convertidos en pozas de agua caliente; el resto de las manifestaciones ocurren en Playa Santispac.

A lo largo de la línea de costa se observa una secuencia volcánica con lavas andesíticas microporfídicas de fenocristales de plagioclasa en la base, un depósito de caída de ceniza y lapilli, una brecha andesítica y una brecha con clastos de bloques volcánicos en el techo. Esta secuencia aloja los manantiales termales costeros y las estructuras mineralizadas relacionadas con ellos, a través de fracturas y fallas en la roca. Las fracturas y fallas presentan un sistema conjugado de orientaciones NO 30-70° y NE 30-70° (Fig. 5.13 y 5.15). Alrededor de estas estructuras mineralizadas se tienen halos de alteración de hasta 1 m, con presencia de vetillas silícico-carbonatas y minerales de arcilla. La roca también

presenta un grado de alteración moderada debido al intemperismo ocasionado por la acción del agua marina.

Los depósitos alrededor de los manantiales termales consisten en costras y pátinas de ópalo, calcita y óxidos de Mn, con trazas de oxihidróxidos de Fe (Fig. 5.16). Las pátinas y costras se extienden en un radio de hasta 2 m circundando los manantiales termales. Las costras forman superficies de 8 cm de espesor, y presentan bandas botroidales y menos frecuente un aspecto masivo de material consolidado y semiconsolidado con superficies viscosas. Frecuentemente presentan clastos (grava y arena) volcánicos y bioclásticos. Las costras de óxidos de Mn forman extensiones mayores pero espesores menores a los 4 cm, tienen bandas botroidales que almacenan clastos volcánicos y restos de conchas.

Adyacentes a los manantiales costeros se encuentra, escasamente, una serie de costras estromatolíticas de 2.5 cm de espesor, conformadas de bandas botroidales de aspecto reniformes, con bandas de color gris amarillento, gris oscuro y negro que no superan individualmente los 3 mm de espesor. El constituyente principal de estas costras estromatolíticas son óxidos de Mn y clastos volcánicos de arena muy fina y bioclastos (Fig. 5.18).

Las estructuras más abundantes son vetas y vetillas de espesores entre 1 cm y 1.5 m (promedio 0.5 m) y longitud de metros a decenas de metros, que cortan los acantilados de rocas volcánicas (Fig. 5.13 y 5.16). Las vetas y vetillas presentan una disposición estructural de NO 2-45°, y buzamientos de entre 54-90° hacia el SO y NE, más escasamente con disposición NE 5-

45°, subverticales. Varias de ellas continúan hasta los manantiales termales de la playa. Las vetas presentan bandas botroidales y se componen de material semiconsolidado, rico en ópalo, y terroso, rico en carbonatos. En general se pudo observar la presencia de vetas de material menos consolidado en Playa Concepción, en tanto al sur de Posada Concepción

las vetas presentan mayor grado de consolidación debido a su mayor contenido en ópalo.

En pocas emanaciones es posible encontrar la depositación de vetas con bandeado simétrico, indicando el desarrollo temporal de los precipitados, en tales casos se distinguen capas externas ricas en material silícico-carbonatado (ópalo y calcita) de

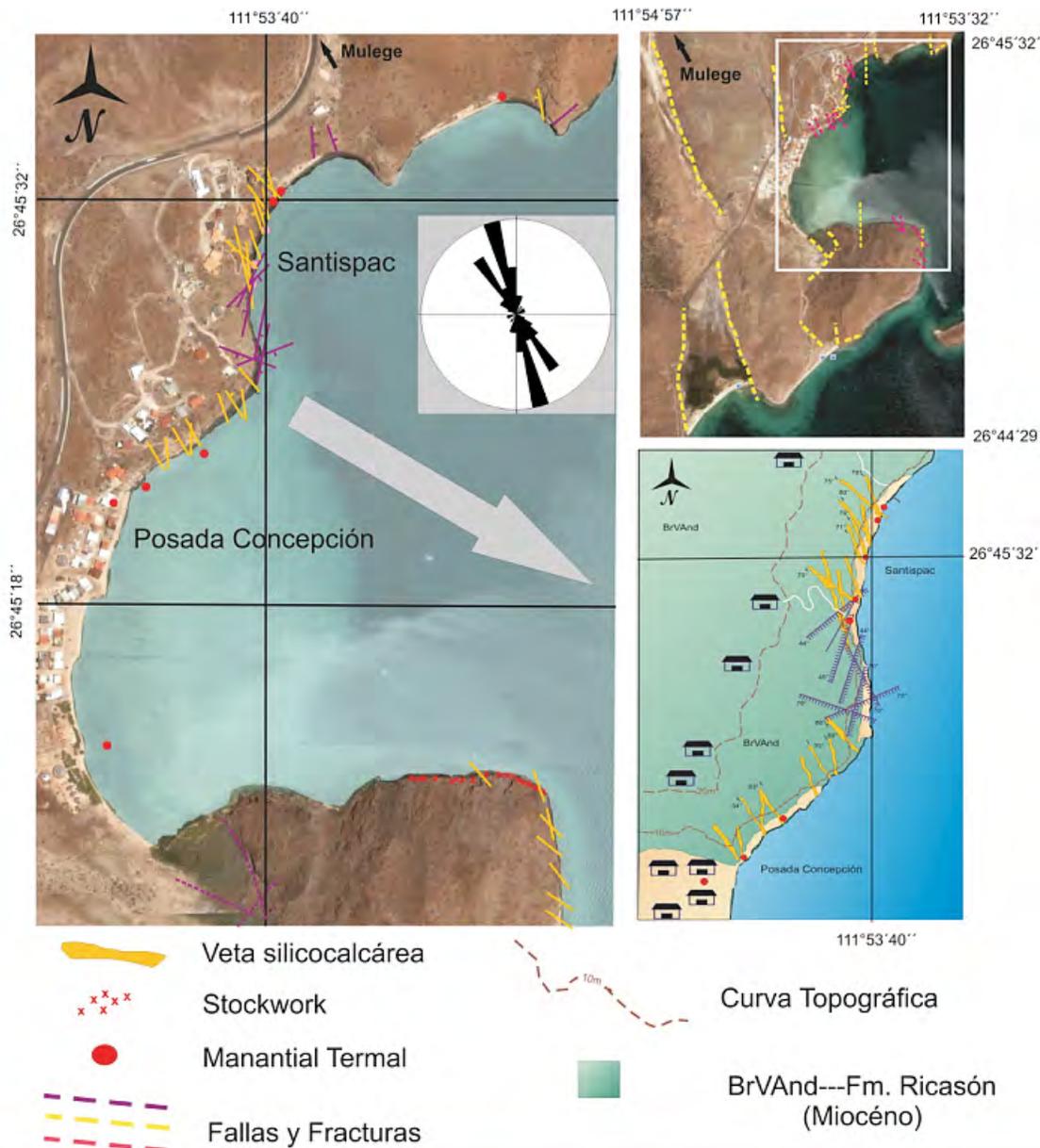


Fig. 5.13 Mapa geológico y estructural de Posada Concepción y Playa Santispac, mostrando manantiales termales costeros y estructuras mineralizadas.

espesores de hasta 3 cm, y una banda central de óxidos de Mn laminados (Fig. 5.16). En el acantilado sur de Posada Concepción afloran stockworks con espesores de hasta 2 m formados por vetillas menores a 3 cm que tienen una continuación hasta la costa. La orientación de estas estructuras es preferentemente hacia el NO y subvertical. Se componen de material silícico-calcáreo (ópalo y calcita) consolidado.

5.1.7 Asociaciones minerales y texturas

La asociación mineral presente en los depósitos de las manifestaciones termales en Posada Concepción y Playa Santispac consiste en ópalo, cuarzo, todorokita, romanechita, calcita y aragonita, además de granos heredados de la roca caja (plagioclasa, magnetita-maghemita y goethita).

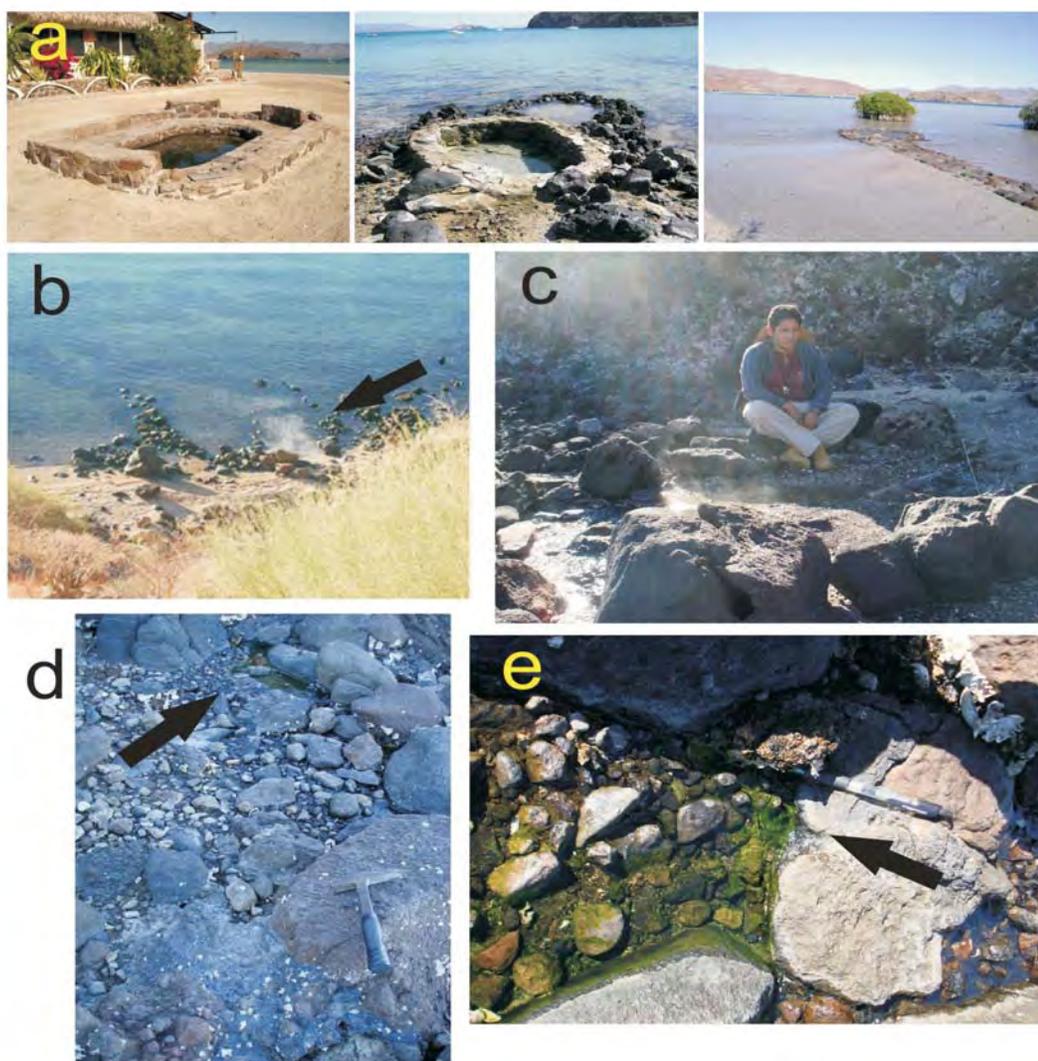


Fig. 5.14. Manantiales intermareales de Posada Concepción y Playa Santispac, Bahía Concepción. (a) Manantiales acondicionados por los pobladores en Posada Concepción. (b) emanación de fluidos termales de un manantial de Playa Santispac (Villanueva-Estrada, 2008). (c) Vapor exhalado de un manantial termal en Playa Santispac. (d) Emanaciones de un manantial termal y depósitos en costras de óxidos de Mn en Playa Santispac. (e) Emanación de fluidos termales y tapetes microbianos en Playa Santispac.

En la zona de descarga de fluidos hidrotermales se encuentran una serie de costras y pátinas, con presencia de bandas botroidales, integradas por láminas de ópalo diáfano y turbio que cementan a los clastos, y esmectita, algunas presentan bandas

botroidales-arborescentes y nódulos concéntricos de todorokita y romanechita, los óxidos de Mn también puede encontrarse relleno los poros de las costras con terminaciones aciculares (Fig. 5.17). Otras costras de aspecto botroidal se componen de

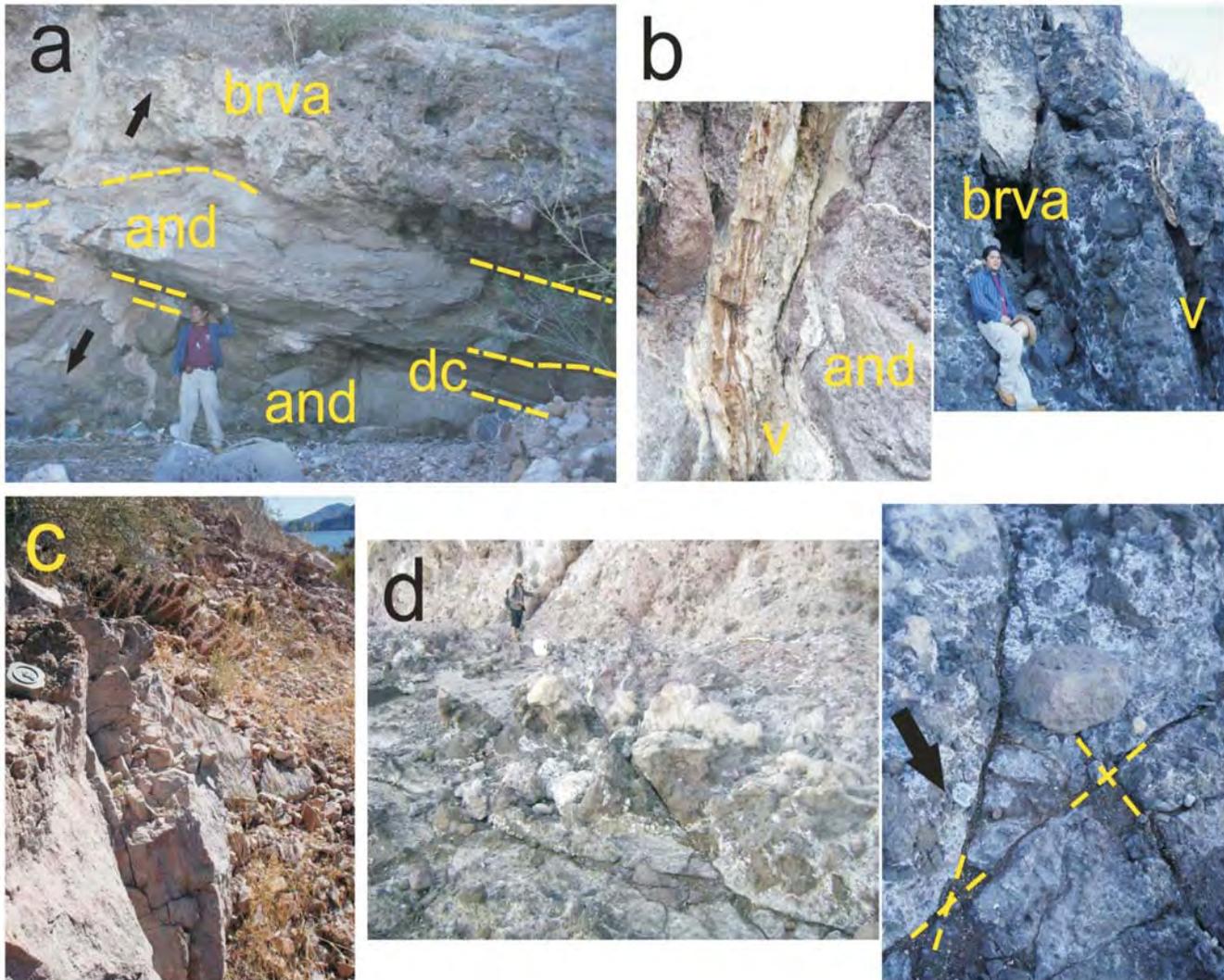


Fig. 5.15 Secuencia de rocas volcánicas de la Formación Ricasón del Mioceno Medio, estructuras mineralizadas y sistemas de fracturas en Playa Santispac. (a) Intercalación de coladas andesíticas (And), depósitos de caída de composición intermedia (dc), y brechas volcánicas andesíticas (brva), cortadas por una falla normal. (b) Vetas-fallas en brecha volcánica andesítica. (c) Estrías de falla normal regional que delimita el sur de Posada Concepción. (d) Sistema de fracturas conjugadas NO-SE y NE-SO asociado a los manantiales termales.

aragonita, mayoritariamente, y cuarzo (Blanco-Florida, 2007).

Otro depósito adyacente a los manantiales termales lo constituyen estromatolitos de óxidos de Mn (Fig. 5.20). Los estromatolitos están formados por láminas muy finas de espesores decenas de micras con

remanentes de actividad microbiana y restos de organismo marinos. Los crecimientos estromatolíticos son arborescentes de textura *frutixítica* laminar y discontinuos. El desarrollo estromatolítico se realiza por competencia en el medio: (1) Bandas compactas, continuas, laminadas y poco desarrollo arborescente,

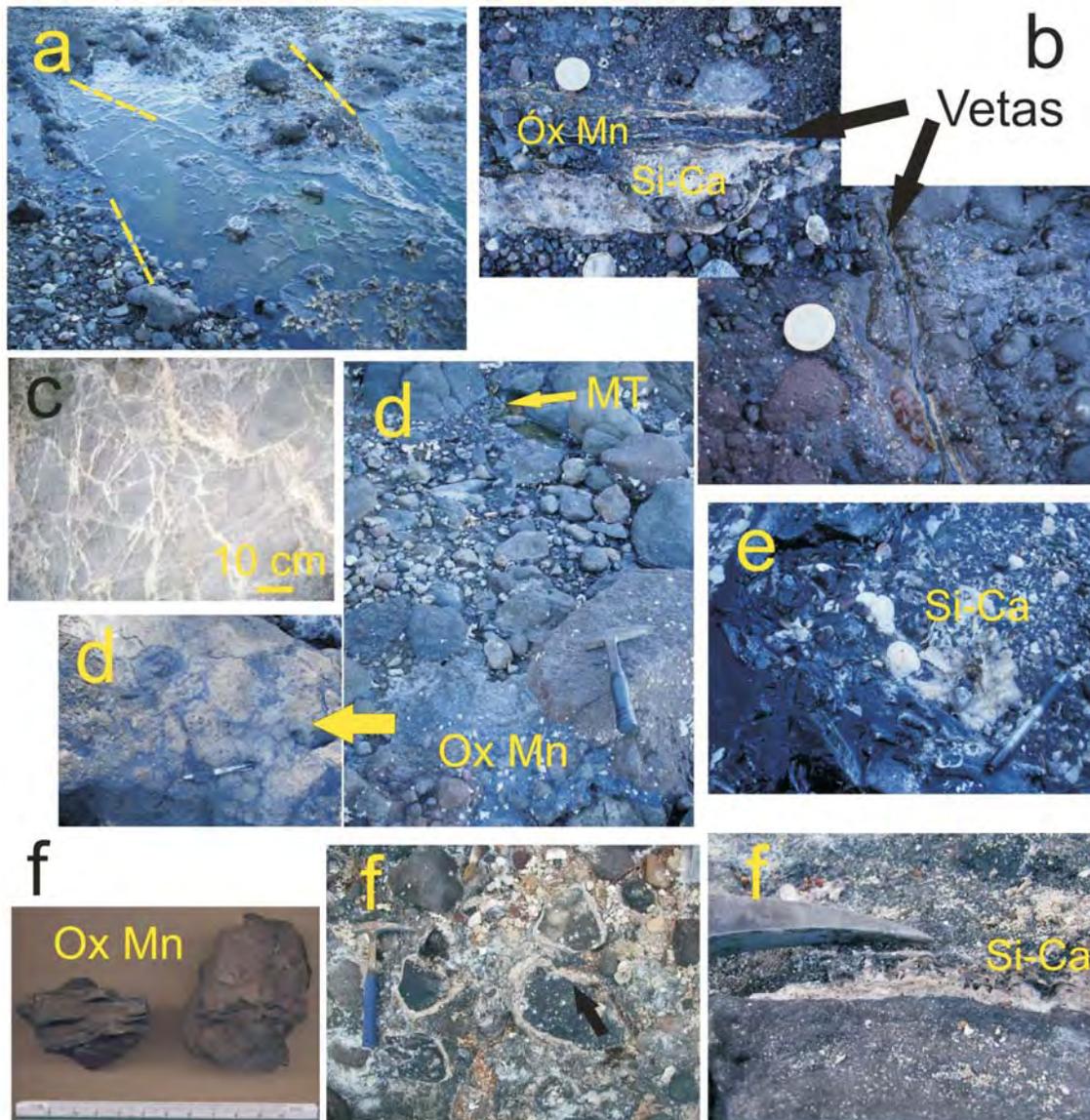


Fig. 5.16 Depósitos de los manantiales termales costeros de Playa Santispac. (a) Manantial termal a través de fracturas y sus depósitos circundantes. (b) Vetas con ópalo y calcita (Si-Ca) y óxidos de Mn (OxMn), nótese que los óxidos de Mn representan una fase tardía, ubicándose hacia el centro de las vetas. (c) Stockwork silíceo-carbonatado encajonado en andesita. (d) Depósitos en costras y pátinas de óxidos de Mn adyacentes a un manantial termal (MT). (e) Depósitos en terrazas, cementando clastos volcánicos y bioclásticos. (f) depósitos estromatolíticos de óxidos de Mn a la izquierda; al centro y a la derecha silicocalcáreos.

con pocos granos terrígenos y bioclásticos, hacia la base; (2) bandas compactas, continuas y pseudoarborescentes, con mayor contenido en componentes terrígenos y bioclásticos entre los crecimientos; y (3) bandas arborescentes discontinuas

con muchos terrígenos y bioclastos hacia la superficie del estromatolito. Algunas de las láminas tienen espesores menores a las 150 μm los estromatolitos presentan un aspecto terroso y de colores azul y verde amarillento al microscopio de luz reflejada, en tanto

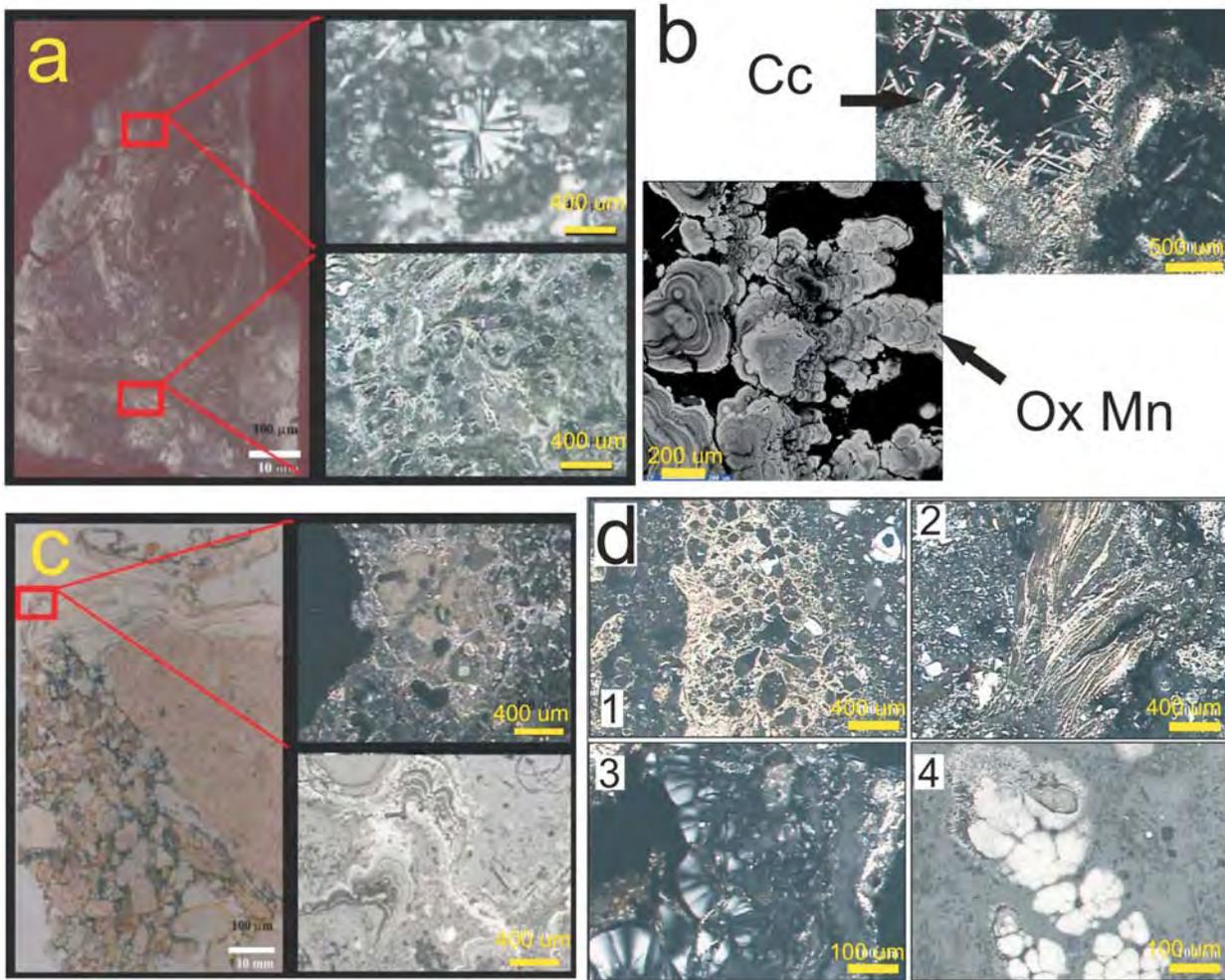


Fig. 5.17 Asociaciones minerales y texturas de depósitos de manantiales termales intermareales de Posada Concepción y Playa Santispac. (a) Veta silicocalcárea; se aprecia la presencia de dos tipos de ópalo, arriba, uno de textura esferooidal, compacto, y diáfano, por otra parte, abajo, uno de textura masiva, con estructuras fluidales, poroso y turbio. (b) Detalle de una veta de óxidos de Mn y calcita, con agregados reniformes y concéntricos de todorokita, en tonos oscuros, y romanekita en tonos claros (imagen SEM-BSE). (c) Brecha de clastos andesíticos y cristales de plagioclasa, con ópalo en agregados globulares y el óxido de Mn en láminas botroidales. (d) Detalles de una brecha cementada por ópalo, calcita y óxidos de Mn, en 1 el ópalo y la calcita cementan a clastos volcánicos, en 2 crecimientos fibrosos de calcita y en menor medida ópalo, para 3 bandas botroidales de cristobalita y en 4 óxidos de Mn con formas reniformes con terminaciones dendríticas.

otras de espesores menores a las 10 μm de textura masiva y apariencia metálica tienen un color gris ante la luz reflejada. Imágenes de SEM y análisis de EDS revelan la presencia de laminaciones muy finas de óxidos de Mn ricos en Ca, Mg, Si, Ba, Na y K, y componentes terrígenos en distintas proporciones, resaltando en color claro las más ricas en Mn (Fig. 5.18).

Las estructuras mineralizadas principales son vetas, vetillas, sotckworks y brechas compuestos básicamente por ópalo, cuarzo, calcita, aragonita, todorokita y esmectita (Fig. 5.17) (Blanco-Florido, 2007). Pueden contener fragmentos y cristales heredados de la roca encajonante.

Las vetas contienen ópalo en bandas botroidales y agregados globulares, presentan una apariencia turbia con mucha porosidad y textura fluidal, otros presentan mayor diafanidad y menor porosidad, y ocasionalmente presentan cristales de cuarzo en los poros. La diferenciación de los ópalos sólo fue posible mediante análisis de DRX. La calcita se presenta como láminas muy finas de decenas de micras, rellenando espacios abiertos y poros. Una etapa tardía de óxidos de Mn y Fe se encuentra principalmente como bandas botroidales hacia el centro de vetas simétricas o rellenando espacios dentro de las vetas silico-carbonatadas. El óxido de Mn presente es la todorokita, evidenciada por análisis de EDS y WDS. Es común encontrar esmectita dentro de las vetas de aspecto terroso.

Las brechas se componen de clastos volcánicos cementados por ópalo con textura globular y óxidos de Mn en finas láminas botroidales. Algunas ocasiones se presenta la calcita como cementante y rellenando

oquedades en forma acicular, y cristobalita en bandas botroidales.

Los resultados de análisis de DRX realizados a vetas y costras en Posada Concepción indican la presencia de ópalo-CT, ópalo-A, cristobalita, tridimita, en una secuencia evolutiva de una fase amorfa a cristalina, calcita y esmectita (Blanco-Florido, 2007). Para las vetas y costras de Playa Santispac: ópalo-A, cristobalita, cuarzo, calcita, aragonita y todorokita (Blanco-Florido, 2007). Las vetas de óxidos de Mn también fueron analizadas por medio de DRX encontrando todorokita, calcita, aragonita y cantidades accesorias de barita (Blanco-Florido, 2007).

Se intentó realizar análisis de DRX a las bandas ricas en óxido de Mn de los estromatolitos, sin embargo debido a sus dimensiones pequeñas y los componentes secundarios dentro de la muestra (granos volcánicos y bioclásticos), se obtuvo poco éxito en su identificación.

5.1.7.1 *Química mineral*

Se realizaron análisis cualitativos EDS y cuantitativos WDS a las estructuras estromatolíticas, encontrándose una fase de óxido de Mn rica en Mg, Ca, Ba, Si, Na, K y Al (Tabla 5.2). Los análisis de EPMA indican que el óxido de Mn presente es una todorokita con una fórmula estructural de $(\text{Ca}_{0.4-0.95}, \text{Ba}_{0.01-0.08}, \text{K}_{0.04-0.06}, \text{Na}_{0.22-0.47})_{0.55} (\text{Mn}_{1.77-5.05}, \text{Fe}_{0.00-1.73}, \text{Mg}_{0.57-0.95}, \text{Al}_{0.01-0.16}, \text{Si}_{0.23-0.80})_6 \text{O}_{12} \cdot 2.53-3.04(\text{H}_2\text{O})$.

La todorokita presenta una variación en el contenido de Ba, denotada por análisis EDS.

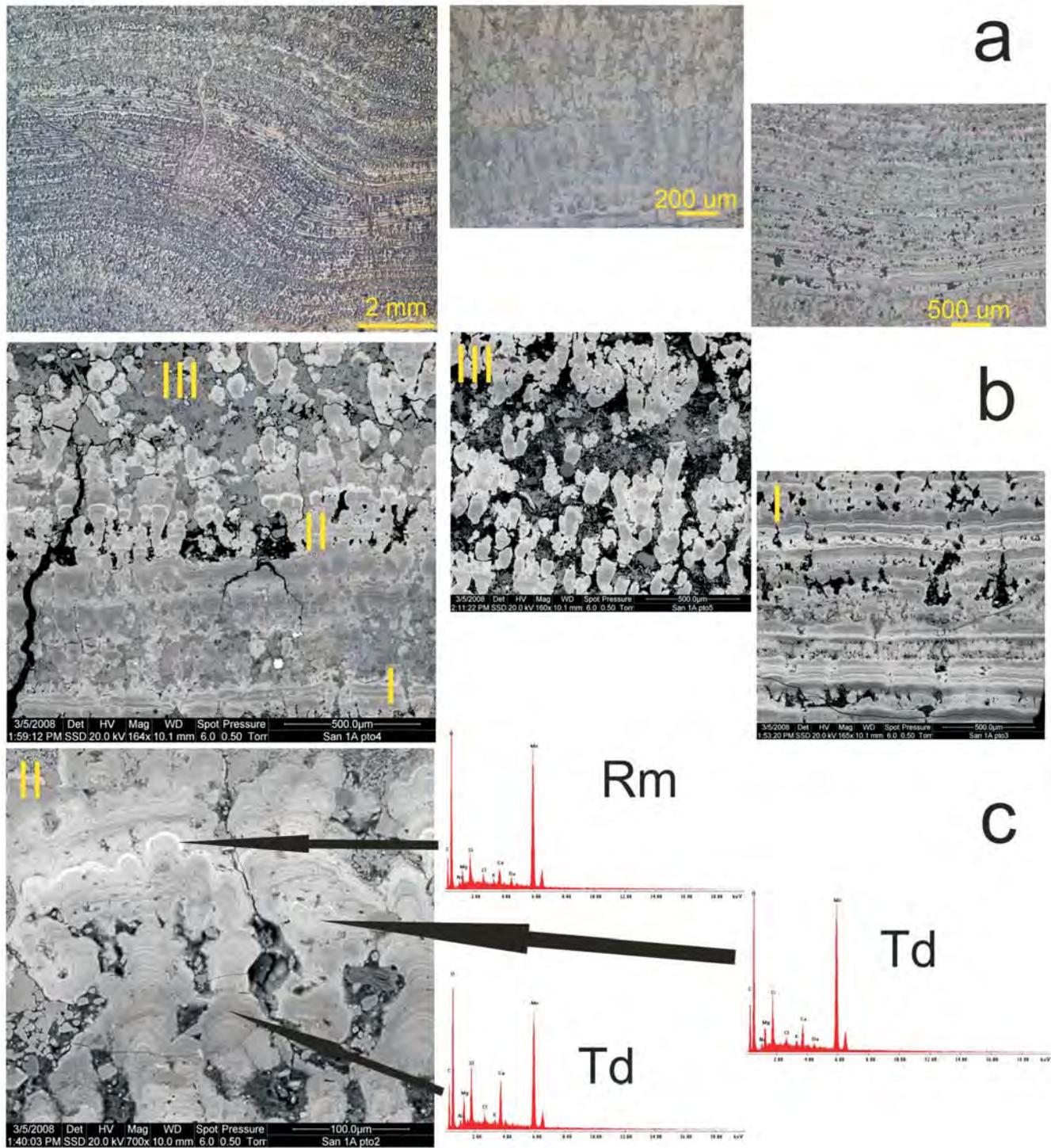


Fig. 5.18 Estromatolitos de óxidos de Mn de Playa Santispac. Microfotografía con óptica de luz reflejada mostrando el desarrollo de bandas estromatolíticas, crecimientos arborescentes laminados con variaciones en su color de azul, amarillo y gris claro. (b) Imágenes de SEM-BSE denotando el desarrollo estromatolítico por competencia en el medio: (I) Bandas compactas, continuas, laminadas y poco desarrollo arborescente hacia la base; (II) bandas compactas, continuas y pseudoarborescentes; y (III) bandas arborescentes discontinuas. (c) Detalle de II mostrando por medio de análisis EDS las variaciones composicionales de la todorokita: las láminas más claras son más ricas en Ba y más pobres en Mg, Si, K y Ca, y las bandas oscuras viceversa la inversa.

Tabla 5.2 Análisis de EMPA en láminas estromatolíticas de todorokita de precipitados hidrotermales de manantiales termales intermareales de Playa Santispac. Óxidos cuantificados en % en peso. NM, no analizado. Coeficientes de fórmula estequiométrica calculada (Coe) (a.p.f.u.). El agua se calculó con base en estequiometría, con base en 12 O.

Muestra	SiO ₂	TiO ₂	MnO ₂ (t)	Al ₂ O ₃	V ₂ O ₅	Fe ₂ O ₃	MgO	CaO	CuO	NiO	ZnO	CoO	SrO	BaO	PbO	Na ₂ O	K ₂ O	Si ₂ O ₃	H ₂ O	Total	
	%Peso	%Peso	%Peso	%Peso	%Peso	%Peso	%Peso	%Peso	%Peso	%Peso	%Peso	%Peso	%Peso	%Peso	%Peso	%Peso	%Peso	%Peso	%Peso	%Peso	%Peso
San-1A-1-p1_6	5.01	0.11	70.92	0.52	0.00	0.35	5.35	2.46	0.16	0.00	0.00	NM	0.00	1.55	0.04	2.60	0.40	NM	0.00	89.47	
San-1A-2-p1_1	5.05	0.14	72.98	0.19	0.04	0.13	5.82	2.40	0.18	0.00	0.00	NM	0.00	1.20	0.11	2.24	0.48	NM	0.00	90.96	
San-1A-2-p1_6	4.43	0.10	74.39	0.12	0.00	0.10	5.36	2.40	0.24	0.00	0.00	NM	0.00	1.58	0.03	2.45	0.53	NM	0.00	91.73	
San-1A-2-p1_23	2.41	0.19	76.82	0.15	0.05	0.20	4.66	2.97	0.16	0.00	0.00	NM	0.00	1.16	0.00	2.20	0.35	NM	0.00	91.32	
San-1A-3-p1_3	10.46	0.13	34.07	1.86	0.28	30.63	5.21	3.10	0.05	0.00	0.00	NM	0.00	0.51	0.00	1.51	0.42	NM	0.00	88.23	
San-1A-3-p1_12	8.73	0.14	67.82	0.10	0.00	0.18	6.99	2.35	0.14	0.00	0.00	NM	0.00	0.37	0.00	2.73	0.54	NM	0.00	90.09	
San-1A-4-p1_6	1.61	0.12	78.06	0.18	0.00	0.06	4.08	2.94	0.10	0.00	0.00	NM	0.00	2.09	0.31	2.36	0.36	NM	0.00	92.27	

Muestra	Si	Mn ⁴⁺	Al	V	Fe ³⁺	Mg	Ca	Cu	Ni	Zn	Sr	Ba	Pb	Na	K	H ₂ O	TOTAL	Total analítico	
	Coe	Coe	Coe	Coe	Coe	Coe	Coe	Coe	Coe	Coe	Coe	Coe	Coe	Coe	Coe	Coe	Coe		
San-1A-1-p1_6	0.47	4.60	0.06	0.00	0.02	0.75	0.25	0.01	0.00	0.00	0.00	0.06	0.00	0.47	0.05	2.96	6.75	98.92	
San-1A-2-p1_1	0.47	4.69	0.02	0.00	0.01	0.81	0.24	0.01	0.00	0.00	0.00	0.04	0.00	0.40	0.06	3.01	6.76	100.66	
San-1A-2-p1_6	0.41	4.77	0.01	0.00	0.01	0.74	0.24	0.02	0.00	0.00	0.00	0.06	0.00	0.44	0.06	2.98	6.77	101.36	
Td																			
San-1A-2-p1_23	0.23	4.98	0.02	0.00	0.01	0.65	0.30	0.01	0.00	0.00	0.00	0.04	0.00	0.40	0.04	2.96	6.70	100.77	
San-1A-3-p1_3	0.79	1.77	0.16	0.01	1.73	0.58	0.25	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.22	0.04	2.53	5.59	98.32	
San-1A-3-p1_12	0.80	4.28	0.01	0.00	0.01	0.95	0.23	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.48	0.06	3.04	6.86	100.05	
San-1A-4-p1_6	0.15	5.08	0.02	0.00	0.00	0.57	0.30	0.01	0.00	0.00	0.00	0.08	0.01	0.43	0.04	2.93	6.71	101.57	

5.1.8 *Secuencia paragenética*

La formación de los depósitos de los manantiales termales intermareales comprendidos por costras, vetas y estromatolitos puede ser resumida en 4 etapas de mineralización, donde la primera etapa (0) la constituyen granos heredados de la roca caja, como magnetita y maghemita, plagioclasa, augita y fragmentos de andesita, seguida de una etapa (1) de precipitación de ópalo A, aragonita y esmectita, una etapa (2) dominada por la intercalación de óxidos de Mn, todorokita, principalmente, romanechita y trazas de barita, y una última etapa (3) formada por la asociación de ópalo-CT, cristobalita, tridimita, cuarzo, como fases evolutivas

diagenéticas del sílice (Blanco-Florido, 2007), calcita, todorokita, romanechita, éstos últimos con posible intervención orgánica en su depositación, y oxihidróxidos de Fe debido a la alteración de los minerales de la roca caja (Fig. 5.19).

5.2 Mineralizaciones de manganeso de Bahía Concepción-Bahía San Nicolás-Bahía San Juanico

5.2.1 *Mina El Gavilán*

El principal depósito de Mn por sus dimensiones, antecedentes históricos y económicos es el yacimiento de El Gavilán, que se encuentra al norte de Península

Mineral	Etapa 0	Etapa 1	Etapa 2	Etapa 3
Magnetita-Maghemita, Plagioclasa, Piroxenos				
Ópalo-A			
Aragonita				
Esmectita				
Todorokita			
Romanechita			
Barita				
Ópalo-CT				
Cristobalita				
Tridimita				
Cuarzo				
Calcita				
Óxidos de Fe (¿Goethita?)				

Fig. 5.19. Cuadro paragenético de los depósitos hidrotermales de los manantiales intermareales de Posada-Concepción-Playa Santispac.

de Concepción, entre Punta Gato y Punta Gavilán. El acceso más viable a la mina es por vía marítima desde el puerto de Mulegé.

El primer reporte sobre la existencia del yacimiento de El Gavilán data de 1892 por E. Halse en Antúnez-Echegaray (1943). La mina de El Gavilán tuvo su auge productivo durante los periodos de la Primera y Segunda Guerra Mundial, llegando a producir 1200 Ton anuales con leyes de ~55% en peso de Mn a cargo de la Cía. Mexicana de Manganeso, S.A. Hacia finales de la década de los cuarenta cesó sus actividades productivas mayores, dedicándose a explotaciones locales y *gambusinaje* hasta los años sesenta. A lo largo de su explotación se estima que produjo más de 10 000 Ton (Antúnez-Echegaray, 1943; González-Reyna, 1956; Wilson, 1956).

González-Reyna (1956) calculó las reservas probables de este yacimiento en 200,000 Ton con leyes entre 43 y 56 % en peso de Mn. Actualmente es considerado como depósito de reserva de Mn por el Servicio Geológico Mexicano, con una evaluación de reservas menor a 100,000 Ton, con leyes entre 7 y 80 % en peso de Mn (Terán-Ortega y Ávalos-Zermeño, 1993; Romero-Rojas y Terán-Ortega, 1993).

5.2.1.1 Estructura de la mineralización

La mayor concentración de estructuras se localiza en el Cerro El Gavilán y Cerro Luisita (Wallace, 1908; González-Reyna, 1956). Los afloramientos de estructuras mineralizadas visitados de la Mina El Gavilán fueron en el Cerro El Gavilán (2 973 195N, 421 000E)

y Cerro Luisita (2 972 950 N, 420 900 E), frente a las costas del Golfo de California (Fig. 5.20). Actualmente en estos sitios es posible observar seis terraplenes debido a la explotación a cielo abierto de la mina.

El área mineralizada de El Gavilán tiene unas dimensiones aproximadas de 1000 m de longitud por unos 600 m de ancho.

El Gavilán presenta como estructuras mineralizadas vetas, stockworks y brechas de dimensiones variables, desde centímetros a metros, con pequeñas acumulaciones en costras y en regolitos de tamaño grava a bloques sobre la costa y los cauces de los arroyos. Éstos incluyen clastos de óxidos de Mn y de minerales de ganga, 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).

Las unidades rocosas que se presentan en el área de la mineralización son tobas pumicíticas, brechas andesíticas, lavas andesíticas y pórfidos andesíticos, pertenecientes a la Formación Minitas, al N y SSO de la mina. Sobreyaciendo a esta secuencia se encuentran andesitas-basálticas microporfídicas, con fenocristales de plagioclasa y clinopiroxeno (~4 mm) de la Formación Pilares que alojan la mineralización. Al SE de la mineralización presentan un orientación N70°E, 30°NO, y en Cerro El Gavilán una disposición N25-32°O, 20-30°NE. La roca presenta oxidación moderada, localizándose alrededor de las vetillas, costras y relleno de oquedades de la roca rellenas de óxidos de Mn. Estas rocas descansan sobre brechas

volcánicas andesíticas y tobas vítreas de la Formación Minitas, observadas al NO de la mina cerca de Punta Gato y Punta Pilares. Estas secuencias se ven afectadas localmente por 2 eventos de fallamiento, uno con orientación NE-SO, que coincide con la orientación de los diques de pórfidos andesíticos en el área, y otro de orientación NO-SE que favoreció al emplazamiento de la mineralización.

El depósito se desarrolla en tres tipos de estructuras mineralizadas *in situ*: (a) stockwork, (b) brechas, y (c) vetas, con una asociación mineral principal de óxidos de Mn, dolomita, aragonita, calcita, barita, cuarzo y goethita, coincidente con lo reportado por Noble (1950), González-Reyna (1956), Wilson (1956), Terán-Ortega y Ávalos-Zermeño (1993), Romero-Rojas y Terán-Ortega (1993), y Bustamante-García *et al.* (1999).

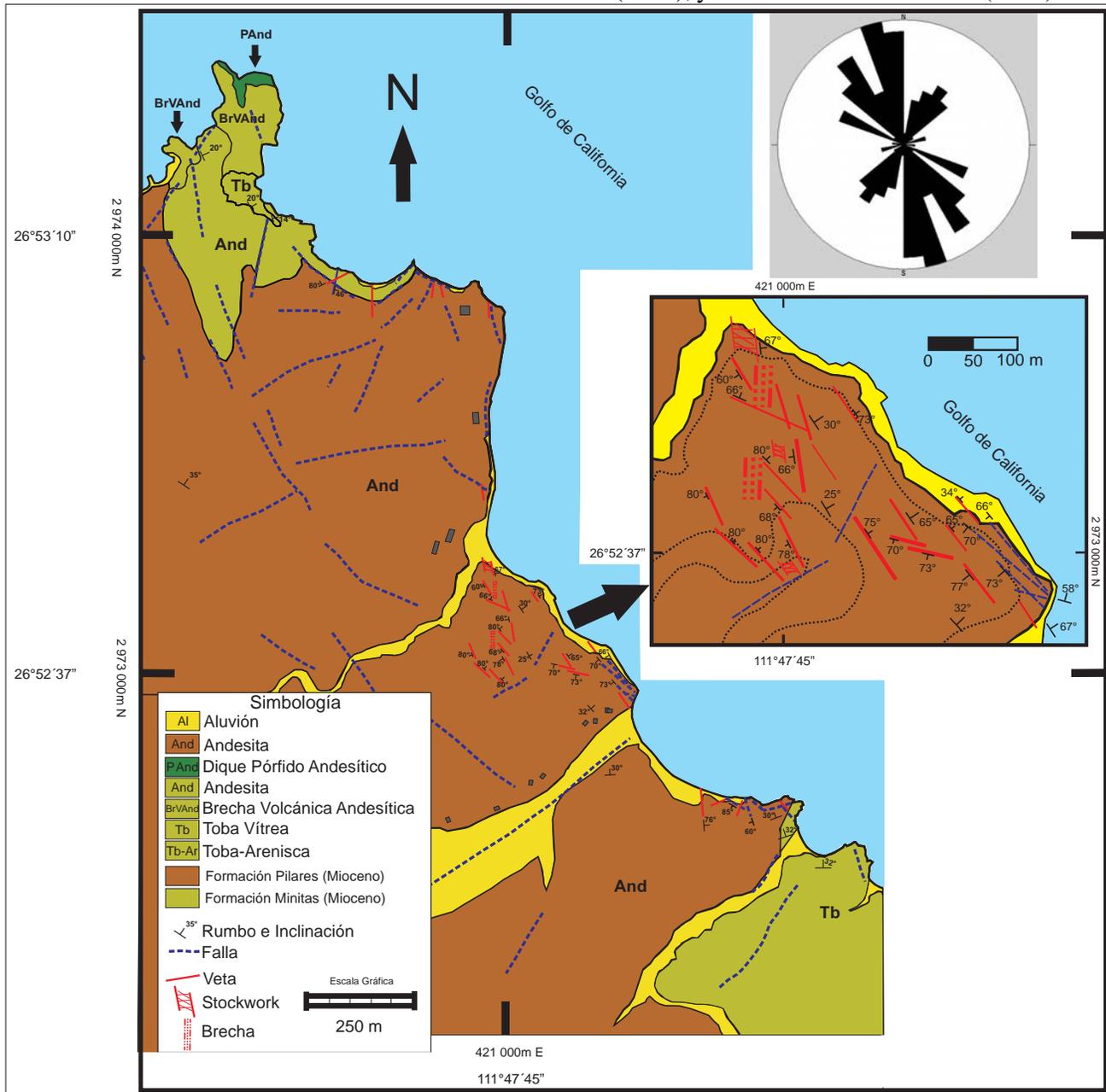


Fig. 5.20 Mapa geológico del depósito El Gavilán, Península de Concepción.

a. Stockwork

Cerca de la playa hay un stockwork mineralizado con óxidos de Mn, encajonado en una andesita porfídica de color rojizo debido a la alteración por oxidación (Fig. 5.25). Esta estructura presenta un enrejado de vetillas con espesores entre 1 y 12 cm, conteniendo pirolusita, otra fase de óxido de Mn y dolomita. La pirolusita se muestra blanda (~4-5 Mohs), deleznable, pulverulenta, porosa y de textura masiva o bien botroidal. La otra fase mineral de manganeso es de mayor dureza, más compacta de textura masiva y escasamente bandeada. La dolomita se presenta en bandas botroidales de color blanco.

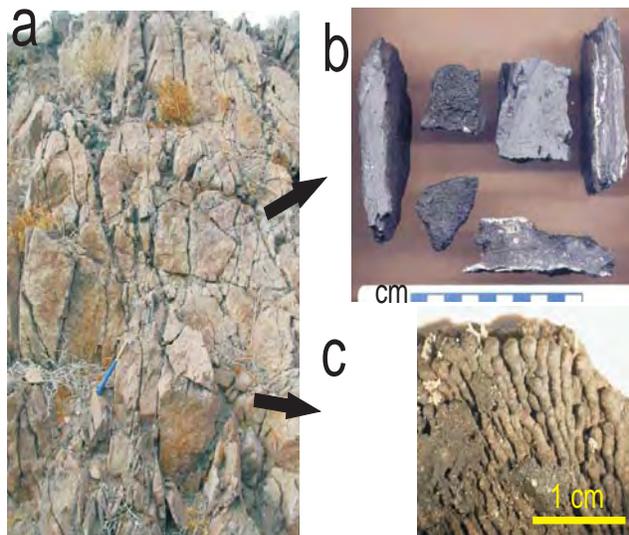


Fig. 5.21 Estructura mineralizada del tipo stockwork de óxidos de manganeso, al NO del Cerro El Gavilán. (a) Estructura mineralizada en afloramiento. (b) Muestras de mano de vetas de óxidos de manganeso y dolomita con textura bandeada. (c) Costras con morfología “en lágrimas”.

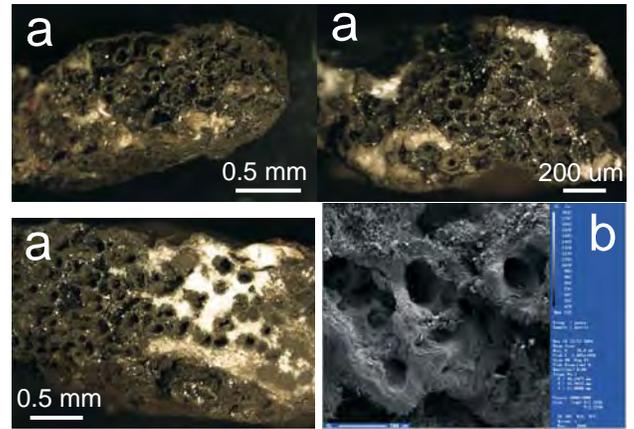


Fig. 5.22 Microfotografías e imagen SEM-BSE de estructuras tubulares, de apariencia orgánica, en óxidos de Mn. (a) Tubos de pirolusita, asociada a dolomita de vetillas del stockwork. (b) Estructuras tubulares recubiertas por cristales idiomórficos de pirolusita.

Se observan algunas costras morfología “en lágrimas” de óxidos de Mn (Fig. 5.21), además de estructuras de apariencia orgánica que incluyen cilindros y tubos de cientos de micras de longitud (Fig 5.22).

Se tomaron datos estructurales de las vetas, agrupándose en tres sistemas con rumbo NNO-SSE entre 0-30° e inclinaciones entre 60-90° hacia el ENE, como tendencia principal, un sistema NE-SO entre 10-44° y echados de 40-90° hacia el SE, y otro en menor medida de N48°-50°E y buzamientos de 59-62° hacia el NO.

b. Brechas mineralizadas

En las coordenadas 297 3240N y 20941E a 22 m.s.n.m hay una estructura mineralizada brechoide, ubicada unos 15 m por encima del stockwork mencionado anteriormente. La estructura presenta una orientación NNO-SSE e inclinación subvertical.

Está compuesta por dolomita, pirolusita y otra fase de manganeso, aragonita, cuarzo y arcillas producto de la alteración hidrotermal. Los óxidos de Mn se encuentran como relleno irregular de la brecha y en algunos puntos forman de láminas. La dolomita es euhedral y presenta una coloración rosada, siendo la fase predominante de esta estructura (Fig. 5.23).

La mineralización en la brecha presenta una apariencia bandeada-fluidal con laminaciones finas observable en algunos sectores de la brecha. El cuarzo es la fase minoritaria y se presenta como cementante y, ocasionalmente, en oquedades llega a formar cristales hipidiomorfos de 5 mm de tamaño. Asociado al cuarzo se encuentran cristales aciculares de hasta 1 cm de color blanco a traslucidos de aragonita.

Los fragmentos de la brecha son de composición andesítica-basáltica, de dimensiones variables de 0.5 a 15 cm, de formas subangulosas y se encuentran muy alterados por la oxidación, también se observa un reemplazamiento de sus fenocristales por carbonatos.

La roca que sobryace la brecha mineralizada es una colada andesítica de tonalidad gris a gris verdoso de textura pseudotraquítica y microporfídica, con fenocristales de plagioclasa y piroxeno (~0.5 cm), con menor grado de oxidación, con fracturas escasas dispuestas según N32-46°O, 30-35°NE. Esta colada alberga las vetas del depósito.

c. Mineralización en vetas

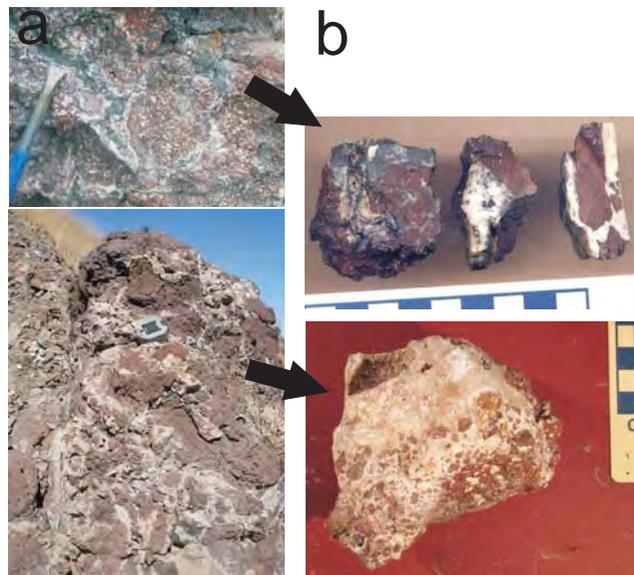


Fig. 5.23. Brechas mineralizadas del depósito El Gavilán. (a) Brecha rica en óxidos de Mn y poca dolomita y cuarzo. (b) Brecha rica en dolomita y pobre en cuarzo y óxidos de Mn. Los clastos de la brecha son de andesita porfídica.

En la cima de los cerros El Gavilán y Luisita, en las coordenadas 2973075N, 0421029E a una altitud de 33 m.s.n.m., hay otra estructura mineralizada, consistente en una serie de vetas de tres tipos: (a) de óxidos de Mn masivos, en ocasiones laminados; (b) de dolomita y cuarzo, masivas y bandeadas; y (c) de dolomita, cuarzo y óxidos de Mn (Fig. 5.24). Estos tres tipos de vetas se hallan unas junto a las otras, separadas por pocos metros, en un tipo de enrejado que se encuentra en toda el área de El Gavilán pero especialmente hacia el centro y SE de los cerros de El Gavilán y Luisita.

Es posible encontrar vetas, más escasamente y con menores espesores al norte del arroyo Cata Verde hasta Punta Gato (2973889N, 0420608E, a una altitud de 32 m.s.n.m.).

El primer tipo de veta está representado por una serie de filones de dimensiones variables, con

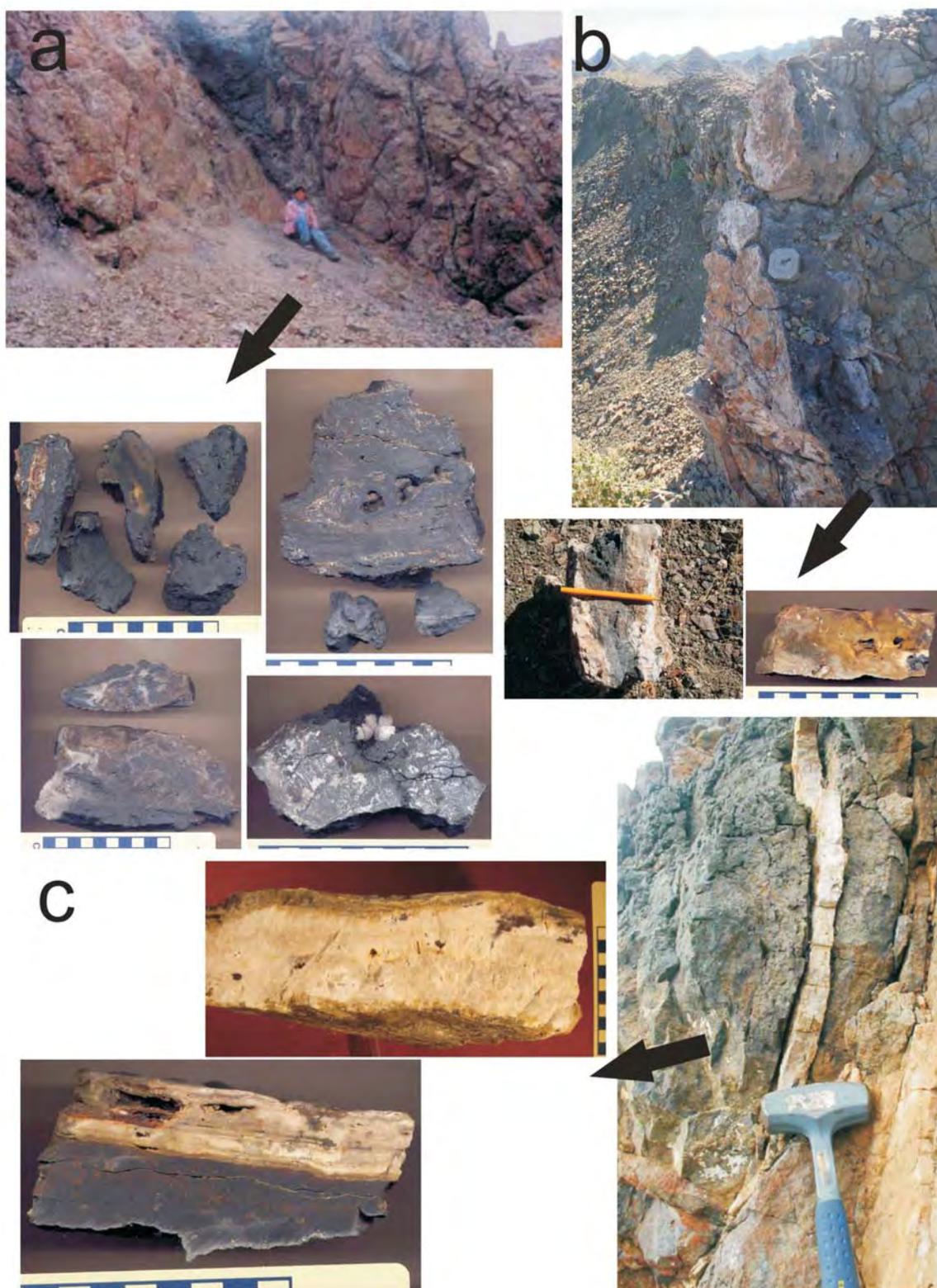


Fig. 5.24. Estructuras en vetas del depósito El Gavilán. (a) Veta de óxidos de Mn con terminación en veta-brecha, con muestras de veta bandeada, masivas, brechadas y con oquedades rellenas de ganga, de óxidos de Mn, aragonita, dolomita, calcita, cuarzo y goethita. (b) Veta de textura bandeada, compuesta de dolomita, cuarzo y óxidos de Mn. (c) Veta de dolomita y trazas de óxidos de Mn, con textura bandeada.

0.5-1 m, y longitudes menores a 30 m, dispuestas según N10-75°O, con echado 60-76°NE, 70-78°SO y vertical. Ocasionalmente las vetas se ramifican terminando en ramales de tipo stockworks o brechas (Fig. 5.24).

La textura de las vetas es bandeada-botroidal, localmente con estructuras fluidales, y consiste en alternancias de pirolusita y otra fase de óxidos de Mn, con láminas intercaladas de arcillas, posiblemente esmectitas, y de aragonita como fase tardía. Además, hay disseminaciones de dolomita, oquedades rellenas de cristales idiomórficos de óxidos de Mn, de dolomita blanca (de hasta 1 cm) y de barita en rosetas menores a 1 cm de, así como cristales *fantasmas* (Fig. 5.24). También hay bandas finas de cuarzo microcristalino. Cubriendo a los óxidos de Mn en bandas y como costras superficiales hay goethita botroidal-radial, y calcita en láminas y botroidal.

Hacia la parte más alta del depósito son más frecuentes las vetas ricas en carbonatos. Este tipo de estructuras se restringen a un área comprendida entre el O de los cerros El Gavilán y Luisita. Consisten en filones de dolomita-cuarzo y cantidades accesorias de óxidos de Mn y Fe, de color amarillo y bandeadas botroidales (Fig. 5.24). Los óxidos de Mn se disponen en láminas finas, en disseminaciones y en geodas, desarrollando estructuras botroidales y dendritas. El cuarzo se encuentra como cristales (menores a 3 mm) disseminados y ocasionalmente alineados de manera discontinua. Los espesores de estas vetas son de entre 5 y 60 cm con extensiones menores a los 50 m. Presentan unas orientaciones NO, N10°-74°O, 68-

80°NE, N40°-60°O, 45-85°SO, N10°-40°O subverticales y en menor medida N10°-20°E, 78-85°SE, y N40°-46°E, 60-90° NO.

5.2.1.2 Asociaciones minerales y texturas

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

Stockwork

Las fases mayoritarias que rellenan las vetillas son pirolusita (MnO_2) y coronadita $(\text{Pb,Ba,K,Na,H}_2\text{O})_2(\text{Mn,Mg,Si,Al})_8\text{O}_{10}$ y, en menor medida, dolomita $((\text{Mg,Ca})\text{CO}_3)$, barita y trazas de calcita (Fig. 5.25). Estos minerales fueron identificados por medio del microscopio óptico y electrónico.

Los óxidos de Mn desarrollan texturas bandeadas botroidales y agregados esferulíticos, siendo estos últimos característicos de bandas concéntricas de pirolusita y coronadita. La pirolusita se presenta de manera radial, como agregados de cristales tabulares, relleno de fracturas y oquedades, y como pseudomorfo de la ramsdellita o manganita. En algunas ocasiones adyacente a la coronadita presenta capas con un enriquecimiento gradual de Pb y en otros casos de Pb y Ba, denotado por análisis EDS. Además suelen encontrarse estructuras de apariencia orgánica, como perforaciones tubulares cilíndricas. La pirolusita, en luz reflejada presenta baja reflectividad y una tonalidad amarillenta y con nícoles cruzados muestra una fuerte

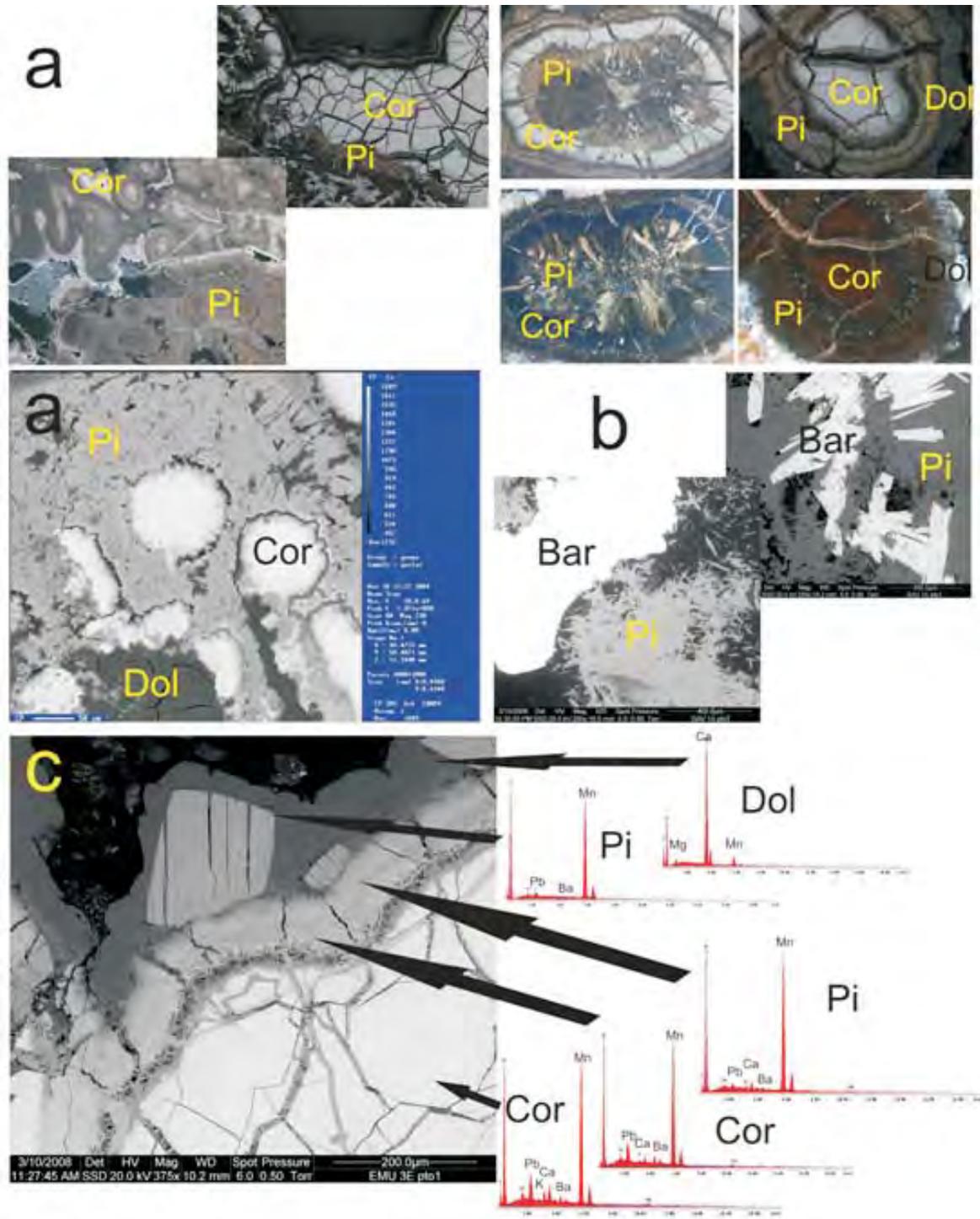


Fig. 5.25. Asociación de pirolusita, coronadita, barita y dolomita en stockwork del El Gavilán. (a) Texturas coloformas y esferoidales de pirolusita (Pi) idiomórfica y de coronadita (Cor), en luz reflejada sin y con analizador, e imagen de SEM-BSE de esferas de coronadita dentro de pirolusita. (b) Cristales de barita con bordes corroídos y pirolusita, imagen SEM-BSE. (c) Agregados esferoidales de pirolusita y coronadita. Se observa la secuencia de coronadita rodeada por bandas de coronadita pobre en Pb y pirolusita rica en Pb, pirolusita, y una capa externa de dolomita (Dol), imagen SEM-BSE.

anisotropía, con variaciones entre gris amarillento a gris oscuro.

La coronadita constituye alrededor del 30 % modal en las muestras y forma texturas esferoidales y bandas concéntricas masivas, relleno oquedades entre los cristales de pirolusita. Presenta una tonalidad azulada en luz reflejada, y con nícoles cruzados se observan variaciones de azul y rojo (Fig. 5.25).

La barita forma cristales tabulares menores a 1 mm, en cantidades accesorias, incluidos dentro de masas pirolusita, y ocasionalmente presentan bordes corroídos.

La dolomita constituye 10 % modal en las rocas laminadas, sobrecrece a los óxidos de manganeso y rellena oquedades y vetillas. La calcita se presenta como una fase tardía, relleno oquedades y pequeñas vetillas, preferentemente asociada a la dolomita.

Brechas mineralizadas

Las brechas mineralizadas presentan una asociación de dolomita, cuarzo, pirolusita, aragonita y cantidades subordinadas de barita, pirita, calcopirita (CuFeS_2), esfalerita (ZnS) y goethita ($\alpha\text{-FeO(OH)}$) (Fig. 5.26).

La dolomita se presenta de manera predominante masiva y en menor medida bandeada, y se distingue por sus cristales romboédricos de hasta 1 mm. El cuarzo se halla masivo y en ocasiones cementando y como relleno de oquedades. La aragonita se encuentra como agregados radiales de cristales aciculares de hasta 1 cm, relleno oquedades y como acículas dentro de cuarzo. La barita se halla en cantidades accesorias, formando cristales de decenas de micras diseminados

y relleno oquedades dentro de la dolomita. La goethita se presenta en láminas muy finas con crecimientos radiales intercaladas con las bandas de dolomita y recubriendo fragmentos de roca andesítica.

La pirolusita constituye un 20-30 % modal de la estructura mineralizada y se presenta como finas láminas botrioidales y formando pátinas sobre cristales de dolomita (Fig. 5.26). La pirolusita se presenta moderadamente enriquecida en Pb y Ba.

Los sulfuros están diseminados en la brecha erráticamente como cristales hipidiomorfos a alotriomorfos de tamaños variados entre 0.5 mm a decenas de micras (Fig. 5.26). En orden de abundancia se han encontrado esfalerita, calcopirita y pirita.

Los clastos volcánicos y la roca encajonante muestran una alteración a óxidos de Fe y Mn y posiblemente esmectita.

Vetas

En el depósito de El Gavilán se han reconocido tres tipos de vetas bien diferenciadas: a) vetas de óxidos de Mn, b) vetas rellenas mayoritariamente por dolomita y cuarzo, y c) vetas que presentan dolomita, cuarzo, y pocos óxidos de Mn y Fe. Las vetas de óxidos de Mn presentan pirolusita como fase mayoritaria, seguida en abundancia por coronadita, dolomita, cuarzo, aragonita, goethita, barita, y cantidades accesorias de romanechita y calcita. La

pirolusita y la coronadita forman intercrecimientos en texturas bandeadas botroidales y esferoidales concéntricas de tamaños de decenas a centenas de micras. Frecuentemente se pueden encontrar geodas de tamaños centimétricos rellenas de cristales tabulares y prismáticos de pirolusita. La romanechita se halla en cantidades

acesorias como agregados esferoidales, reniformes y dendíticos, identificados por imágenes y análisis de SEM-EDS (Fig. 5.27).

En la vetas existe una textura de reemplazamiento de ramsdellita (MnO_2) o manganita ($\alpha-MnO(OH)$) por pseudomorfos de pirolusita

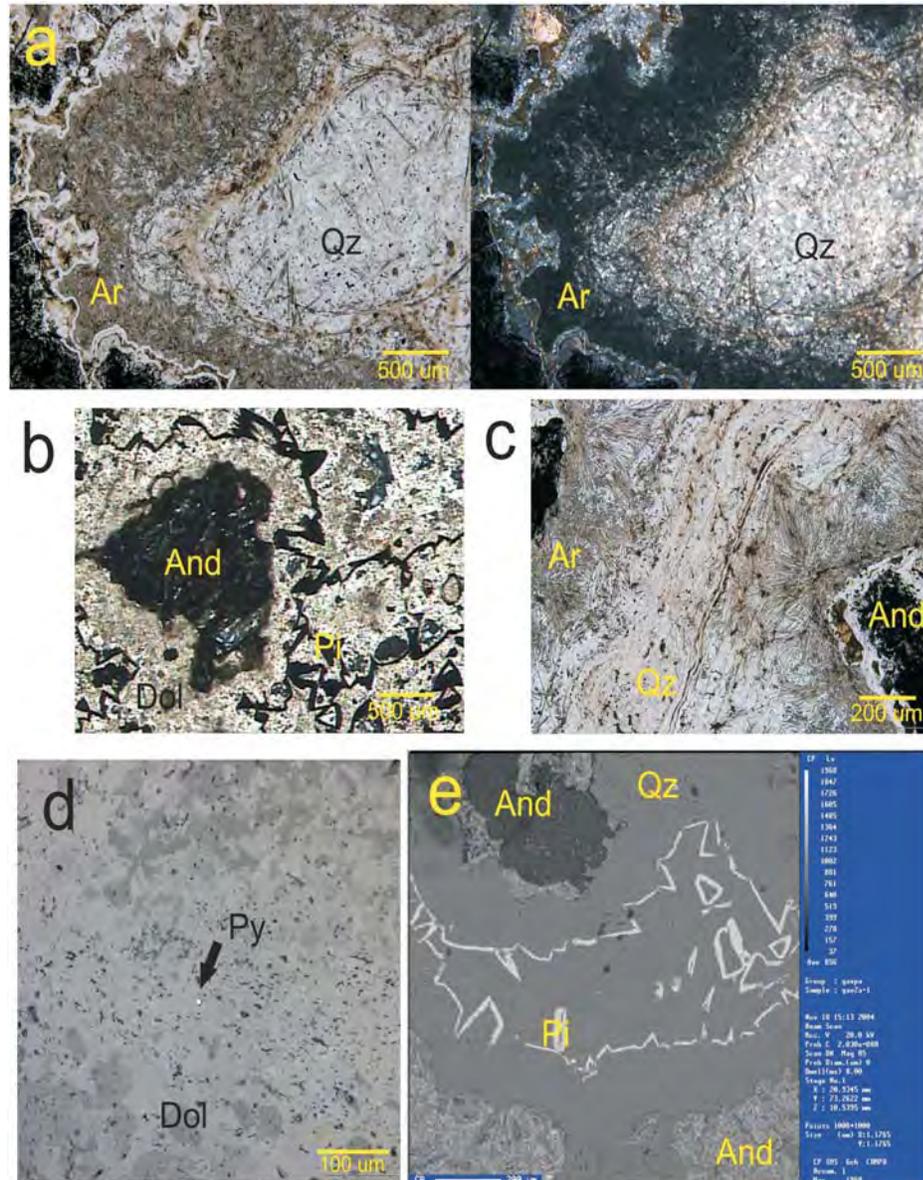


Fig. 5.26 Asociaciones minerales y texturas de la brecha mineralizada de El Gavilán. (a) Microfotografías con luz transmitida, a la derecha con analizador, con fases de cuarzo y aragonita acicular. (b) Fragmentos de andesita, bandas gráficas de pirolusita en un cementante de dolomita, luz transmitida analizador. (c) Cristales aciculares de aragonita con cuarzo y aragonita, con óxidos de Fe en tonalidades ocre. (d) Pirita dentro de cementante de dolomita. (e) Pirolusita recubriendo cuarzo idiomórfico, imagen SEM-BSE.

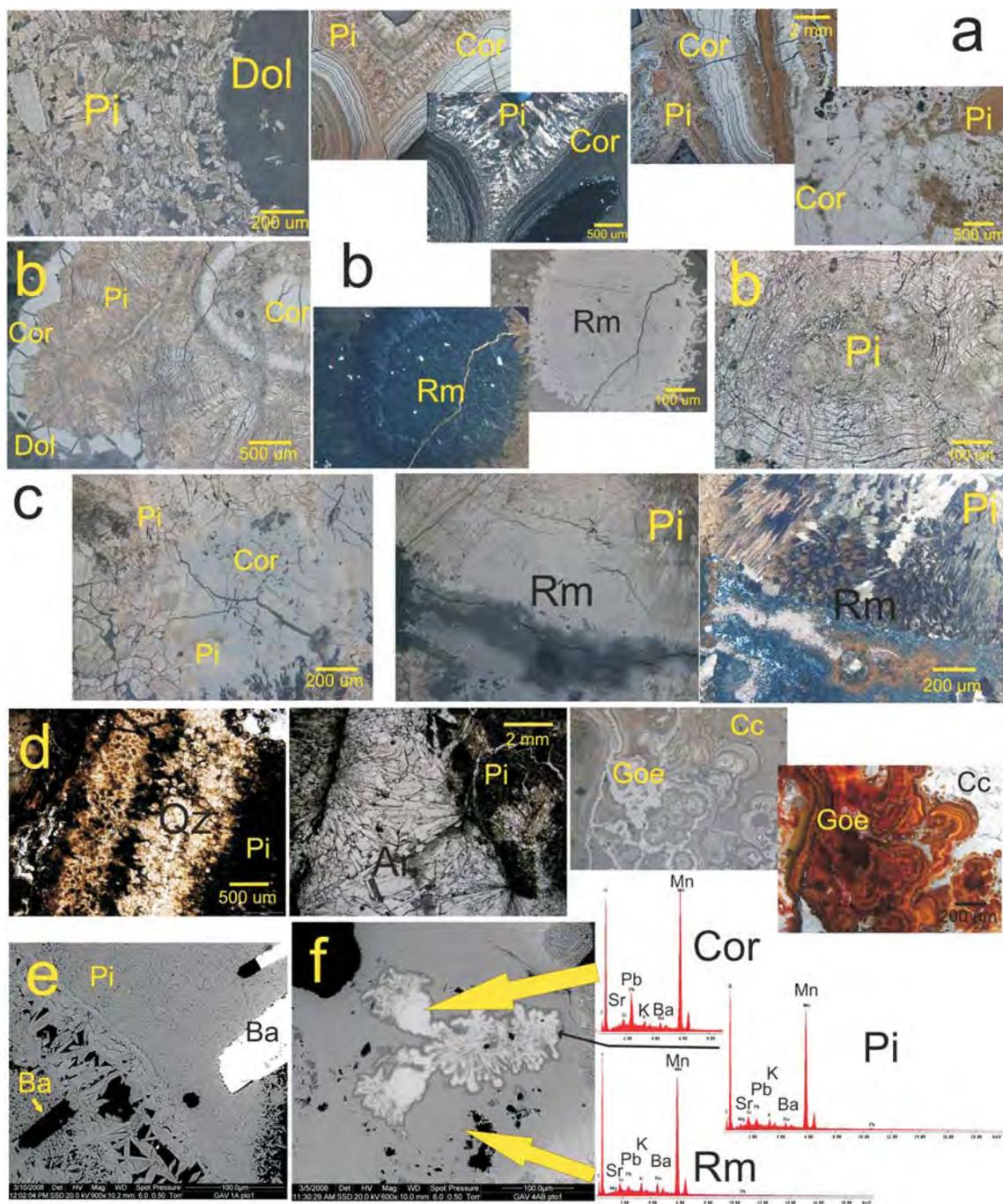


Fig. 5.27. Asociaciones y texturas minerales de vetas de Mn de El Gavilán. (a) Microfotografías con luz reflejada, a la izquierda agregado cristalino alineado de pirolusita idiomórfica y dolomita masiva, al centro bandas botroidales de pirolusita y coronadita, y a la derecha textura esferoidal concéntrica de coronadita y pirolusita radial. (b) Texturas esferoidales, coloformas y concéntricas de coronadita, pirolusita y romanechita. (c) Texturas de reemplazamiento de coronadita por pirolusita, a la izquierda, de romanechita por pirolusita al centro y a la derecha (con nicóles cruzados), obsérvese la diferencia de anisotropía entre la pirolusita y romanechita. (d) fases presentes en las vetas, cuarzo cristalino, aragonita radial y fases tardías botroidales de goethita y cristalinas de calcita. (e) Imagen de SEM-BSE de pirolusita idiomórfica y barita, en blanco, con presencia de disolución. (f) Imagen de SEM-BSE y espectros de EDS de coronadita dendrítica, rodeada por pirolusita rica en Ba, dentro de una masa de romanechita microcristalina.

(*shrinkage cracks* // 010) (Fig. 5.27). Análisis de DRX en muestras de mena elaborados por Wilson (1956) señalan cantidades accesorias de ramsdellita en el depósito, posiblemente el reemplazamiento haya sido de ramsdellita a pirolusita.

Es posible observar por medio de análisis de EDS masas microcristalinas de pirolusita con trazas de Ba, Pb y Sr.

La dolomita y el cuarzo aparecen diseminados cristalinos y en bandas y láminas sobrecreciendo óxidos de Mn. La aragonita se restringe a zonas de relleno de oquedades y pequeñas regiones de brechamiento dentro de vetas como cristales aciculares. La barita se encuentra como agregados en forma de roseta dentro oquedades y entre cristales de óxidos de Mn, en tamaños inferiores a 100 μm . La calcita sólo pudo ser observada con SEM, y se encuentra como una fase tardía que rellena huecos y en vetillas de decenas a centenas de micras. La goethita se presenta como costras y vetillas dentro de la mena, como una fase tardía.

Las vetas de dolomita predominante (tipos b y c) presentan texturas coloformes, con cristales romboédricos de dolomita menores a 0.5 mm, conteniendo cuarzo idiomórfico, de tamaño menor a 0.5 mm, diseminado. También albergan óxidos de Mn, en trazas para las vetas tipo b, y en cantidades de alrededor del 15-20 % para las vetas tipo c. Las fases halladas son pirolusita y trazas de romanechita en texturas botroidales, esferoidales reniformes y dendríticas, en agregados de dimensiones $\sim 100 \mu\text{m}$. Ambos tipos de veta presentan goethita en agregados

reniformes, esferoidales y botrioidales (Fig. 5.28). Además presenta cristales de barita de decenas de micras dentro de las bandas de dolomita y rellenando huecos.

Un rasgo muy importante de las vetas de tipo b y c es la presencia de sulfuros, casiterita (SnO_2), aleaciones de Au-Pd-Pt y apatito ($\text{Ca}_5(\text{F,Cl,OH})(\text{PO}_4)_3$) rico en Fe, Mg y tierras raras (La y Ce), evidenciados por observaciones con microscopia de luz reflejada y SEM-EDS (Fig. 5.29 y 5.30).

Los sulfuros se presentan en mayor medida en las vetas de dolomita y cuarzo (tipo b). Desarrollan cristales aislados, hipididiomórficos, distribuidos al azar dentro de las bandas de dolomita, con tamaños entre 5 y 35 μm . Las fases presentes son en orden de abundancia: calcopirita, esfalerita y piritita (Fig. 5.29).

La casiterita se presenta en menor medida que los sulfuros y aparece como cristales alotriomorfos de 5-15 μm de tamaño dentro de las bandas de dolomita (Fig. 5.29).

Las aleaciones de Au-Pd-Pt se encuentran de manera errática en la dolomita de una veta de dolomita y escaso cuarzo (tipo b). Se han identificado cuatro granos de tamaños entre 4 y 20 μm . Los granos forman aleaciones ricas en Au y Pd, en menor medida Pt (Fig. 5.30). Ocasionalmente se encuentran cristales alotriomórficos de apatito ricos en Fe, Mg, Ce y La en las vetas de dolomita con poco cuarzo (tipo b), con tamaños entre 4 y 6 μm .

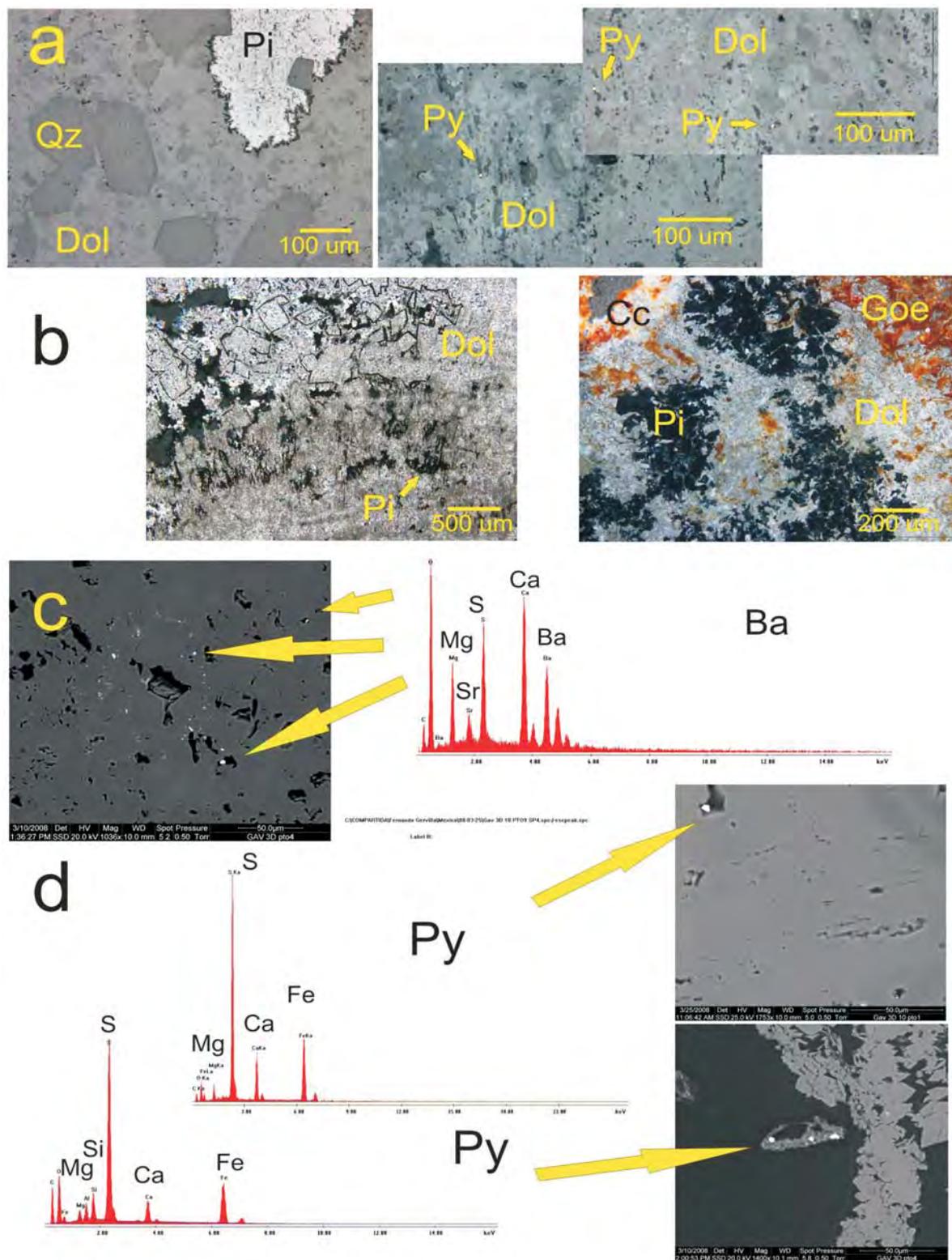


Fig. 5.28 Asociaciones y texturas minerales de vetas ricas en dolomita de El Gavilán. (a) Microfotografías con luz reflejada de vetas de dolomita masiva y cuarzo idiomórfico, con pequeñas cantidades de pirolusita, masiva y dendrítica, y pirita. (b) microfotografías con luz transmitida de vetas de dolomita masiva, con pirolusita relleno de oquedades y bordeando cristales romboédricos de dolomita y pequeñas cantidades de goethita y calcita. (c) imágenes SEM-BSE y espectros EDS de cristales de barita en dolomita y en (d) pirita en dolomita y en pequeñas oquedades de la veta.

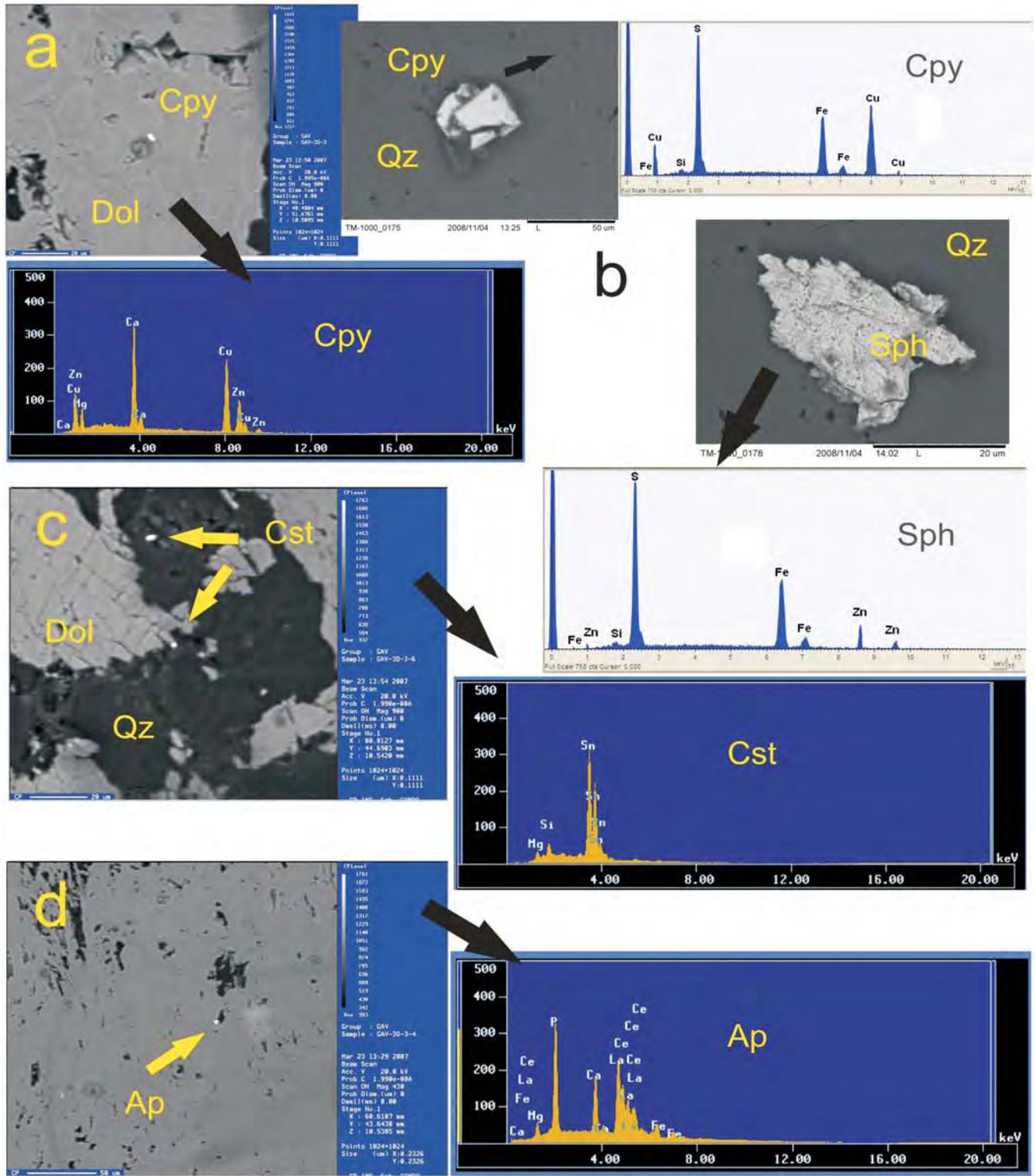


Fig. 5.29. Imagen de SEM-SE y espectros EDS de microcristales de sulfuros, casiterita y apatito en vetas de dolomita. (a) Cristales de calcopirita con trazas de Zn. (b) Cristal de esfalerita. (c) Cristales de casiterita (Cst) en cuarzo y dolomita. (d) Apatito rico en La y Ce.

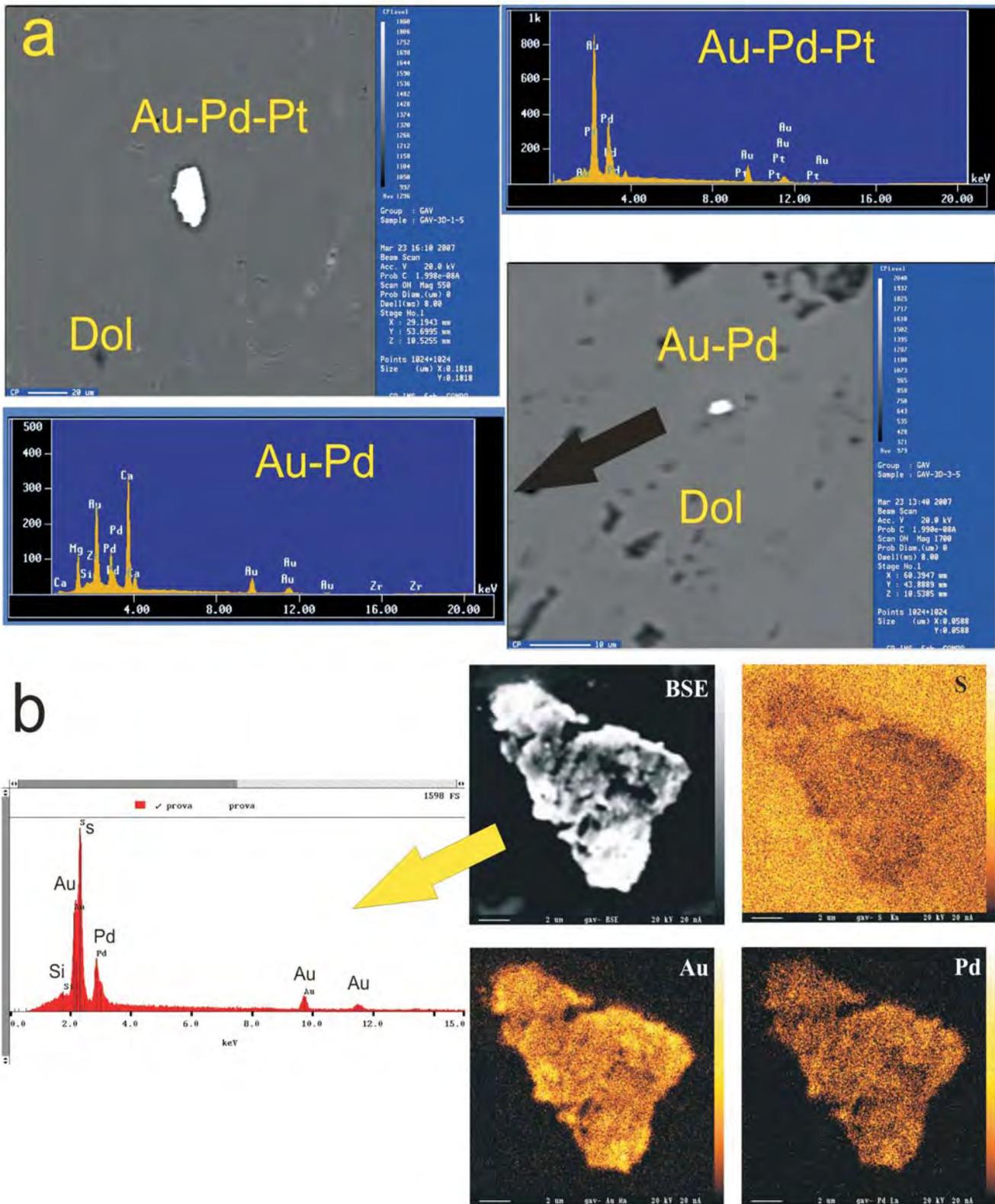


Fig. 5.30. Aleaciones de Au-Pd-Pt en vetas de dolomita de El Gavilán. a) Imágenes SEM-BSE y espectros EDS de las aleaciones de Au-Pd y Au-Pd-Pt. b) mapeo elemental de S, Au y Pd en cristal de Au-Pd.

5.2.1.2.1 Difracción de rayos X

La DRX en óxidos de Mn es una herramienta útil para su identificación, sin embargo, hay que tener mucho cuidado ya que varios de los picos característicos de fases distintas de óxidos de Mn son similares. Se realizaron análisis de DRX a muestras de stockwork, vetas de óxidos de Mn y veta de dolomita, cuarzo y pocos óxidos de Mn y Fe (Fig. 5.31).

En el stockwork y en las distintas vetas se identificaron las fases de pirolusita (3.11, 2.40, 1.62, 1.55, 3.11 Å), coronadita (3.57, 3.11, 2.20, 2.40, 1.55 Å), ramsdellita? (4.06, 2.55, 2.37 Å), romanechita? (3.48, 2.41, 1.55 Å) y dolomita (2.89, 2.189, 1.806, 1.789 Å), de acuerdo a datos de Smith (1964), y en distintas proporciones. En la veta de dolomita, cuarzo y óxidos de Mn y Fe, la fase predominante encontrada fue la dolomita, pese a la separación mecánica previa, seguida de la fase secundaria de pirolusita, sin encontrarse cuarzo (Fig. 5.31).

5.2.1.2.2 Química mineral

Los análisis para reconocer la química mineral de las fases de óxidos de Mn fueron EDS y EMPA, aplicados a muestras del stockwork y a una veta de óxidos de Mn. Los análisis cuantitativos (WDS) revelaron la presencia de coronadita y romanechita (Tabla 5.3).

La fórmula estructural deducida para la coronadita revela un bajo contenido de plomo, de 7.00 a 9.87 % en peso de PbO, con alto contenido en bario, de 4.42 a 6.7 % en peso de BaO, y moderadamente alto de Mn, de 78.18 a 80.79 % en peso de MnO₂, comprado con otras composiciones descritas en Imini, Marruecos (Perseil y Giovanoli, 1988), Madjarova, Bulgaria (Vassileva *et al.*, 2004), y Vani, Grecia (Liakopoulos *et al.*, 2001) (Tabla 5.3). La fórmula estructural encontrada para la coronadita es (Pb_{0.25-0.35}Ba_{0.23-}

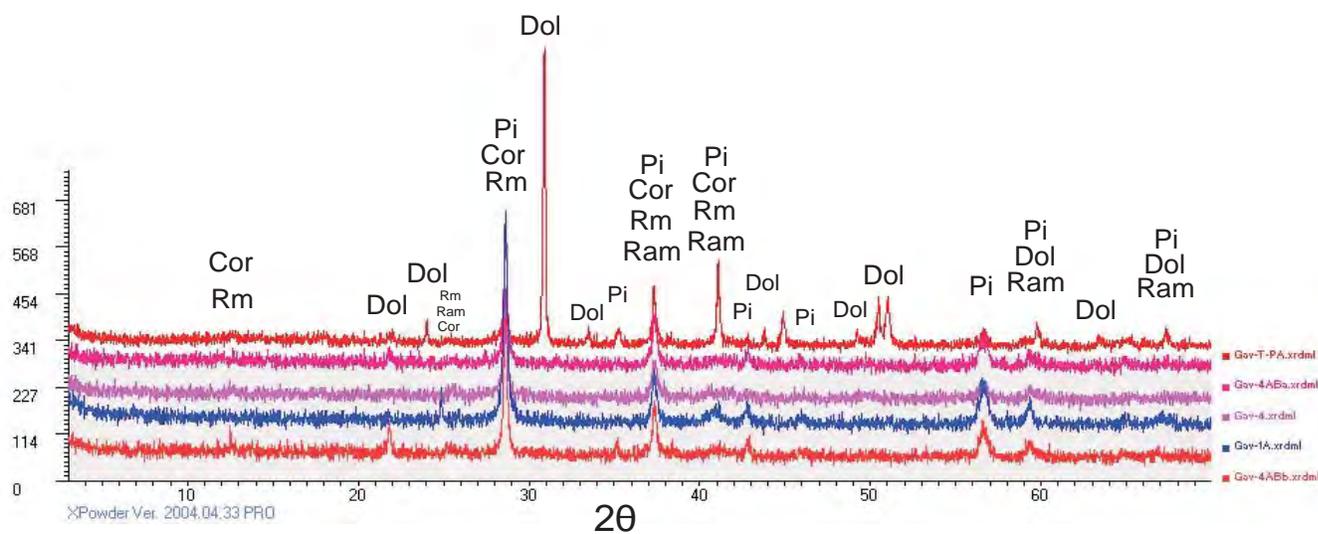


Fig. 5.31 Análisis de DRX de menas de stockwork y vetas de El Gavilán, con pirolusita (Pi), coronadita (Cor), ramsdellita? (Ram), romanechita? (Rm) y dolomita (Dol). La coincidencia de los picos de diferentes fases minerales es evidenciada por el incremento en el FWHM de los picos en cuestión.

Tabla 5.3. Análisis de EMPA en láminas concéntricas esferoidales de coronadita y romanechita de stockwork y veta de óxidos de Mn en Mina El Gavilán. Óxidos cuantificados en % en peso. NM, no analizado. Coeficientes de fórmula estequiométrica calculada (Coe) (a.p.f.u). El agua se calculó con base en estequiometría, con base en 16 O para la coronadita y 10 O para la romanechita. Imini, Marruecos (Perseil y Giovanoli, 1988); Depósito Madjarovo, Bulgaria (Vassileva *et al.*, 2004); y Depósito Vani, Grecia (Liakopoulos *et al.*, 2001).

Muestra	SiO ₂	TiO ₂	MnO ₂ (t)	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MgO	CaO	CuO	ZnO	BaO	PbO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	Total
	%Peso	%Peso	%Peso	%Peso	%Peso	%Peso	%Peso	%Peso	%Peso	%Peso	%Peso	%Peso	%Peso	%Peso	%Peso
EMU-3E-1-p1-2	0.57	0.04	78.34	0.51	0.10	0.14	0.84	0.04	NM	6.31	9.73	NM	0.47	0.00	97.09
EMU-3E-1-p1-3	0.61	0.04	78.28	0.52	0.11	0.11	0.89	0.09	NM	6.54	9.51	NM	0.41	0.00	97.11
EMU-3E-1-p2-6	0.88	0.06	79.10	0.57	0.12	0.17	0.92	0.11	NM	6.70	7.00	NM	0.42	0.00	96.05
EMU-3E-3_3	0.43	0.04	79.61	0.41	0.05	0.14	0.92	0.08	NM	6.34	8.21	NM	0.36	0.00	96.59
EMU-3E-3_4	0.47	0.05	79.09	0.42	0.12	0.12	0.89	0.02	NM	5.69	9.87	NM	0.50	0.00	97.24
EMU-3E-3_5	0.39	0.07	80.18	0.45	0.09	0.11	0.84	0.06	NM	5.40	8.82	NM	0.61	0.00	97.02
EMU-3E-3_6	0.45	0.06	80.79	0.49	0.05	0.16	0.82	0.04	NM	4.42	8.77	NM	0.61	0.00	96.66
Imini, Marruecos	0.2	NM	67.25	2.77	0.31	NM	NM	0.26	0.00	0.04	28.82	NM	0.01	0.00	99.66
Madjarovo, Bulgaria	0.00	NM	68.11	0.00	0.19	NM	NM	0.00	2.88	0.00	28.82	NM	0.00	0.00	100
Madjarovo, Bulgaria	0.00	NM	69.72	0.00	0.00	NM	NM	0.00	1.66	0.00	28.72	NM	0.00	0.00	100.10
Madjarovo, Bulgaria	0.00	NM	70.66	0.00	0.00	NM	NM	0.00	1.71	0.00	26.63	NM	0.10	0.00	99.10
Vani, Grecia	0.24	NM	70.20	0.06	0.04	0.04	0.00	0.24	0.62	1.03	23.20	0.24	0.08	0.00	95.99
Vani, Grecia	0.05	NM	71.90	0.16	0.00	0.18	0.24	0.73	1.79	6.04	13.90	0.73	0.27	0.00	95.99
Vani, Grecia	0.12	NM	83.80	0.43	0.02	0.12	0.00	0.08	1.49	4.43	4.80	0.08	0.00	0.00	95.37
EMU-3E-1-p1-1	0.53	0.11	77.64	0.62	0.09	0.11	0.84	0.00	NM	6.15	9.01	NM	0.43	0.00	95.53
EMU-3E-1-p1-4	0.59	0.07	79.09	0.52	0.11	0.11	0.92	0.08	NM	7.04	7.51	NM	0.31	0.00	96.35

Muestra	Si	Mn ⁴⁺	Al	Fe ³⁺	Mg	Ca	Cu	Zn	Ba	Pb	Na	K	H ₂ O	TOTAL	Total analítico
	Coe	Coe	Coe	Coe	Coe	Coe	Coe	Coe	Coe	Coe	Coe	Coe	Coe	Coe	Coe
EMU-3E-1-p1-2	0.08	7.32	0.08	0.01	0.03	0.12	0.00	NM	0.33	0.35	NM	0.08	1.11	9.52	99.55
EMU-3E-1-p1-3	0.08	7.31	0.08	0.01	0.02	0.13	0.01	NM	0.35	0.35	NM	0.07	1.11	9.52	99.57
EMU-3E-1-p2-6	0.12	7.30	0.09	0.01	0.03	0.13	0.01	NM	0.35	0.25	NM	0.07	1.19	9.57	98.73
EMU-3E-3_3	0.06	7.40	0.06	0.01	0.03	0.13	0.01	NM	0.33	0.30	NM	0.06	1.17	9.57	99.20
EMU-3E-3_4	0.06	7.36	0.07	0.01	0.02	0.13	0.00	NM	0.30	0.36	NM	0.09	1.13	9.54	99.75
EMU-3E-3_5	0.05	7.39	0.07	0.01	0.02	0.12	0.01	NM	0.28	0.32	NM	0.10	1.18	9.56	99.66
EMU-3E-3_6	0.06	7.41	0.08	0.00	0.03	0.12	0.00	NM	0.23	0.31	NM	0.10	1.35	9.71	99.71
Imini, Marruecos	0.03	6.65	0.47	0.03	NM	NM	0.03	0.00	0.00	1.11	NM	0.00	0.89	9.21	101.52
Madjarovo, Bulgaria	0.00	7.21	0.00	0.02	NM	NM	0.00	0.33	0.00	1.19	NM	0.00	0.81	9.56	101.59
Madjarovo, Bulgaria	0.00	7.32	0.00	0.00	NM	NM	0.00	0.19	0.00	1.17	NM	0.00	0.83	9.51	101.73
Madjarovo, Bulgaria	0.00	7.36	0.00	0.00	NM	NM	0.00	0.19	0.00	1.08	NM	0.02	0.90	9.55	100.89
Vani, Grecia	0.02	4.59	0.01	0.00	0.01	0.00	0.02	0.04	0.04	0.59	0.04	0.01	1.32	6.69	100.16
Vani, Grecia	0.00	4.50	0.02	0.00	0.02	0.02	0.05	0.12	0.21	0.34	0.13	0.03	1.29	6.75	100.24
Vani, Grecia	0.01	4.74	0.04	0.00	0.01	0.00	0.01	0.09	0.14	0.11	0.01	0.00	1.74	6.90	101.74
EMU-3E-1-p1-1	0.05	4.57	0.06	0.01	0.01	0.08	0.00	NM	0.21	0.21	NM	0.05	1.46	6.71	100.68
EMU-3E-1-p1-4	0.05	4.59	0.05	0.01	0.01	0.08	0.01	NM	0.23	0.17	NM	0.03	1.48	6.72	101.64

Todas las muestras de la tabla son coronadita, excepto la EMU-3E-1p1-1 y EMU-3E-1p1-4 que corresponden a romanechita

$0.35, \text{Ca}_{0.12-0.13}, \text{K}_{0.06-0.10}, (\text{H}_2\text{O})_{(1.11-1.35)_2}, (\text{Mn}^{4+})_{7.30-7.41}, \text{Mg}_{0.02-0.03}, \text{Al}_{0.06-0.09}, \text{Si}_{0.05-0.12}, \text{O}_{16}$. La romanechita presenta la siguiente fórmula estructural, destacando su enriquecimiento en PbO: $(\text{Ba}_{0.21-0.23}, \text{Pb}_{0.17-0.21}, \text{Ca}_{0.008}, \text{K}_{0.05-0.04}, (\text{H}_2\text{O})_{(1.46-1.48)_2}, (\text{Mn}^{4+})_{4.57-4.59}, \text{Al}_{0.05}, \text{Si}_{0.05})_5 \text{O}_{10}$.

Dentro de las vetas de dolomita se realizaron análisis cualitativos EDS y cuantitativos WDS, en los cristales de sulfuros, casiterita y aleaciones de Au-Pd-Pt (Fig. 5.36) (Tabla 5.4 y 5.5). Se identificaron pirita FeS_2 , calcopirita CuFeS_2 y esfalerita ZnS . Las aleaciones presentan un mayor contenido en Au y Pd que en Pt.

5.2.1.3 Secuencia paragenética

Se ha establecido la secuencia paragenética, con por lo menos 3 etapas de mineralización y una etapa

“0” que corresponde a los minerales heredados de la roca caja.

La etapa 1 representa la precipitación de ramsdellita o menos probable manganita, junto con coronadita y poca barita.

En la etapa 2 ocurre un reemplazamiento de la ramsdellita o manganita pirolusita, y una pequeña disolución de la barita de la primera etapa, contemporáneo con la continua depositación de coronadita y, en menor proporción, dolomita, cuarzo, pirita, calcopirita, esfalerita, casiterita, aleaciones de Au-Pd-Pt, apatito y, al final,, aragonita, romanechita y barita. Esta etapa constituye la de mayor importancia económica por la precipitación de las menas de Mn y de Au-Pd-Pt.

La etapa 3 implica una la disminución de aragonita, barita, cuarzo, romanechita, y la

Tabla 5.4 Análisis de EMPA en cristales de casiterita en veta de dolomita de Mina El Gavilán.

Muestra	Au	As	Te	Zn	Pt	Fe	Cu	Sn	S	Ni	Pd	Co	H ₂ O	Total
	%Peso	%Peso												
Gav-3D-12	0.02	0.08	0.48	0.00	0.10	0.01	0.03	63.58	0.06	0.03	0.03	0.01	0.00	64.43
Gav-3D-13	0.00	0.09	0.42	0.18	0.10	0.04	0.00	64.05	0.04	0.00	0.06	0.00	0.00	64.98
Gav-3D-14	0.00	0.01	0.59	0.00	0.10	0.01	0.01	83.97	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	84.72

Tabla 5.5 Análisis de EMPA en cristales de aleaciones de Au-Pd-Pt en veta de dolomita de Mina El Gavilán. Óxidos cuantificados en % en peso.

Muestra	Au ₂ O	PdO	SO ₃	CuO	FeO	MnO	CaO	MgO	Total
	%Peso	%Peso	%Peso	%Peso	%Peso	%Peso	%Peso	%Peso	
Gav-3D-1-5	62.23	32.56	0.06	0.08	0.04	0.48	2.40	0.06	97.91
Gav-3D-1-9	41.32	3.62	0.26	1.17	0.61	0.50	31.22	15.57	93.27

Fig. 5.32. Cuadro paragenético del depósito de El Gavilán.

Mineral	Etapa 0	Etapa 1	Etapa 2	Etapa 3
Magnetita-Maghemita				
Ramsdellita o Manganita		████████████████████		
Barita		██████████ - - -	
Coronadita		████████████████████	- - -	
Pirolusita			████████████████████
Dolomita			████████████████████	
Pirita			
Calcopirita			
Esfalerita			
Casiterita			
Aleación Au-Pd-Pt			..	
Apatito			.	
Cuarzo			████████████████████	■
Aragonita			■ ■ ██████████ ■ ■	
Romanechita			■ ■ ██████████ ■ ■	
Calcita				■ ■ ██████████
Goethita				████████████████████

Fig. 5.32. Cuadro paragenético del depósito de El Gavilán.

5.2.2 Depósito Guadalupe o Mantitas

La mineralización de Guadalupe o Mantitas, conocida por el SGM como Prospecto Mantitas, se localiza al O de Punta Guadalupe, a 3 Km al SE del embarcadero de Guadalupe y, respecto al yacimiento El Gavilán, se encuentra a poco más de 5.5 Km hacia el SO, entre las coordenada 2 966 400 N, 419 300 E, al norte y 2 964 000 N, 419 750 E al sur. Esta proximidad sugiere que el depósito es una continuación de un mismo sistema de vetas (Dumble *et al.*, 1910; McQuesten, 1913). El acceso más fácil a la zona es por vía marítima desde el Puerto de Mulegέ. Otra opción es por un camino de terracería que parte del km 74.21 de la Carretera Federal No. 1, tramo Loreto-

Mulegέ, con un recorrido aproximado de 40 Km hasta llegar al prospecto.

Los rasgos geomorfológicos más comunes del área son los abanicos aluviales alineados en una dirección NO, paralelos a la Falla Bahía Concepción, y un relieve volcánico abrupto cortado por valles de hasta 100 m de desnivel en los arroyos (Terán-Ortega y Avalos-Zermeño, 1993).

El depósito ha sido dividido en tres partes por sus características estructurales y potencial económico: zona norte, centro y sur. Está compuesto por estructuras de tipo veta, brecha y stockwork que alcanzan dimensiones en su conjunto de 2.8 km de largo (Fig. 5.33) (Terán-Ortega y Avalos-Zermeño, 1993).

Las estructuras de mayor relevancia es el sector central, donde 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, con leyes entre 7 y 60 % en peso de Mn, 0.14 a 1.1 g/Ton de Au y 0.4 a 6.3 g/T de Au (González-Reyna, 1956; Terán-Ortega y Avalos-Zermeño, 1993). Hacia 1993 se realizaron obras de muestreo en catas y barrenación para evaluar el potencial de depósito, encontrándose valores bajos de Mn (1-26 % en peso) y pobres en Au y Ag, sin embargo, se encontraron valores anómalos de Co, Sb y As (todos ellos entre ~120-800 ppm).

5.2.2.1 Estructura del depósito Guadalupe

Los afloramientos circundantes a la mineralización, en su mayoría corresponden a rocas andesíticas del Grupo Comondú. Además, se presentan algunos diques y sills porfídicos de composición dacítica y andesítica. Al este del depósito se ubican intrusivos monzoníticos con fenocristales de plagioclasa y hornblenda orientados N-S, con moderada oxidación y silicificación, y al oeste depósitos sedimentarios en abanicos aluviales pleistocénicos con clastos de mineralización de manganeso, alienados sobre la traza de la falla regional Bahía Concepción (Dumble *et al.*, 1910; González-Reyna, 1956; McFall, 1968; Terán-Ortega y Avalos-Zermeño, 1993).

Las rocas encajonantes de la mineralización pertenecen a la Formación Pelones del Grupo Comondú, que localmente incluyen coladas andesíticas

con fenocristales de plagioclasa y en menor medida de hornblenda. Se disponen en orientaciones E-O, entre N70°E, 8°NO hasta N70°O, 15°SO. Presentan una oxidación moderada, y vetilleo de cuarzo y calcita. Ocasionalmente hay bloques rodados de andesita con alteración a epidota-calcita. Las brechas andesíticas se encuentran interestratificadas entre los derrames andesíticos. Cortando a las andesitas y a las brechas se encuentran diques y sills, de pórfido dacítico con fenocristales de plagioclasa y hornblenda, formando cuerpos de hasta 80 m. También hay pórfidos andesíticos con fenocristales de piroxeno y espesores menores a los 30 m. Ambos tipos de diques se extienden en una orientación N-S en la zona norte y centro y NNO-SSE en la zona sur. Localmente los pórfidos andesíticos presentan orientaciones NE, siendo subverticales. En menor medida, sobre el Arroyo Minitas de Guadalupe, se encuentran sills granodioríticos de hornblenda y biotita, que incluyen enclaves de andesita y presentan espesores de entre 0.5 y 1 m, con orientación NO.

El área del depósito de Guadalupe se encuentra fuertemente fracturada y fallada, con fallas de tipo normal, normal con componente lateral izquierda y, en menor medida, de tipo lateral. Las fallas y fracturas más antiguas favorecieron el emplazamiento de cuerpos diques en una orientación NE-SO y NNO-SSE, seguidas por estructuras que presentan una disposición NO-SE, que también facilitaron la mineralización. Finalmente se observa otra fase de fracturamiento ONO-ESE, la cual representa la traza de los arroyos Las Mantitas y Minitas de Guadalupe, que desplazaron

y separaron a la mineralización, delimitándola en los sectores, norte, centro y sur (Terán-Ortega y Avalos-Zermeño, 1993). Hay evidencias de campo señalan que algunos fallamientos fueron reactivados por eventos de deformación posteriores. Lo anterior se observa en los depósitos de talud que se localizan al borde del Arroyo Las Mantitas, el cual presenta algunas vetillas rellenas de calcita.

La mineralización de Mn se emplaza en un lineamiento estructural con rumbo general NO-SE y buzamiento al oriente. Las estructuras mineralizadas son: vetas, brechas, cuerpos en stockwork, y mineralización incipiente en mantos (Fig. 5.33). El contenido de Mn varía entre estructuras, observándose mayores valores en las vetas.

El sector norte se caracteriza por su escasa mineralización económica, debido al incremento de calcita y cuarzo con respecto a las menas de Mn. 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 Mn; este sector tiene aproximadamente 900 m de longitud. El sector sur tiene 1 km de longitud y, conforme se aleja del Arroyo Minitas, decrece en importancia.

Las estructuras de mayor importancia económica son las vetas y brechas. Las estructuras de tipo veta tienen forma tabular, son muy irregulares y están encajonadas por rocas volcánicas de composición andesítica y dacítica. En particular, entre el sector norte y centro, las vetas se alojan en brechas andesíticas hacia la base y en andesitas porfídicas hacia la superficie, y presentan con una potencia variable entre 0.05 y 5.20

m con una orientación preferente N20°-80°O, con echados de entre 20° a 90° hacia el NE y de manera ocasional N10°-35°E, con buzamientos entre 40° a 80° hacia el NO y SE. Presentan texturas bandeadas, crustiformes, masivas y ocasionalmente brechadas, y se componen de una asociación de óxidos de Mn, calcita manganesífera, calcita, cuarzo, barita, y de manera escasa goethita, minerales de arcilla y pirita. Existe un zoneamiento vertical en estas estructuras, de tal forma que en cotas elevadas abundan los óxidos de Mn y la calcita, en tanto en cotas más bajas hay mayor contenido en cuarzo y barita, y aparecen las trazas de pirita. En esta última parte es posible encontrar dentro de las vetas y adyacente a éstas alteraciones de epidota y calcita.

Las partes superficiales de las vetas suelen tener brechas y ramificaciones, que localmente presentan estructuras de fluidez, crecimientos verticales sobre la superficie de la brecha de cuarzos, carbonatos y óxidos de Mn, formando estructuras cilíndricas concéntricas huecas de hasta 2 cm de largo y algunos agregados de cristales de cuarzo con hábito acicular vacíos hacia su centro, así como posibles paleoconductos y estructuras remanentes en forma de panal, quizás originadas por actividad orgánica (Fig. 5.34).

Además, se halla una capa superficial de óxidos de Mn (coordenada 2 966 198 N, 419 000 E), adyacente a una veta de calcita y óxidos de Mn con textura de cebrá, con finas láminas estromatolíticas columnares evidenciando actividad orgánica en el ambiente de mineralización (Fig. 5.34). Estas estructuras sugieren que estos afloramientos

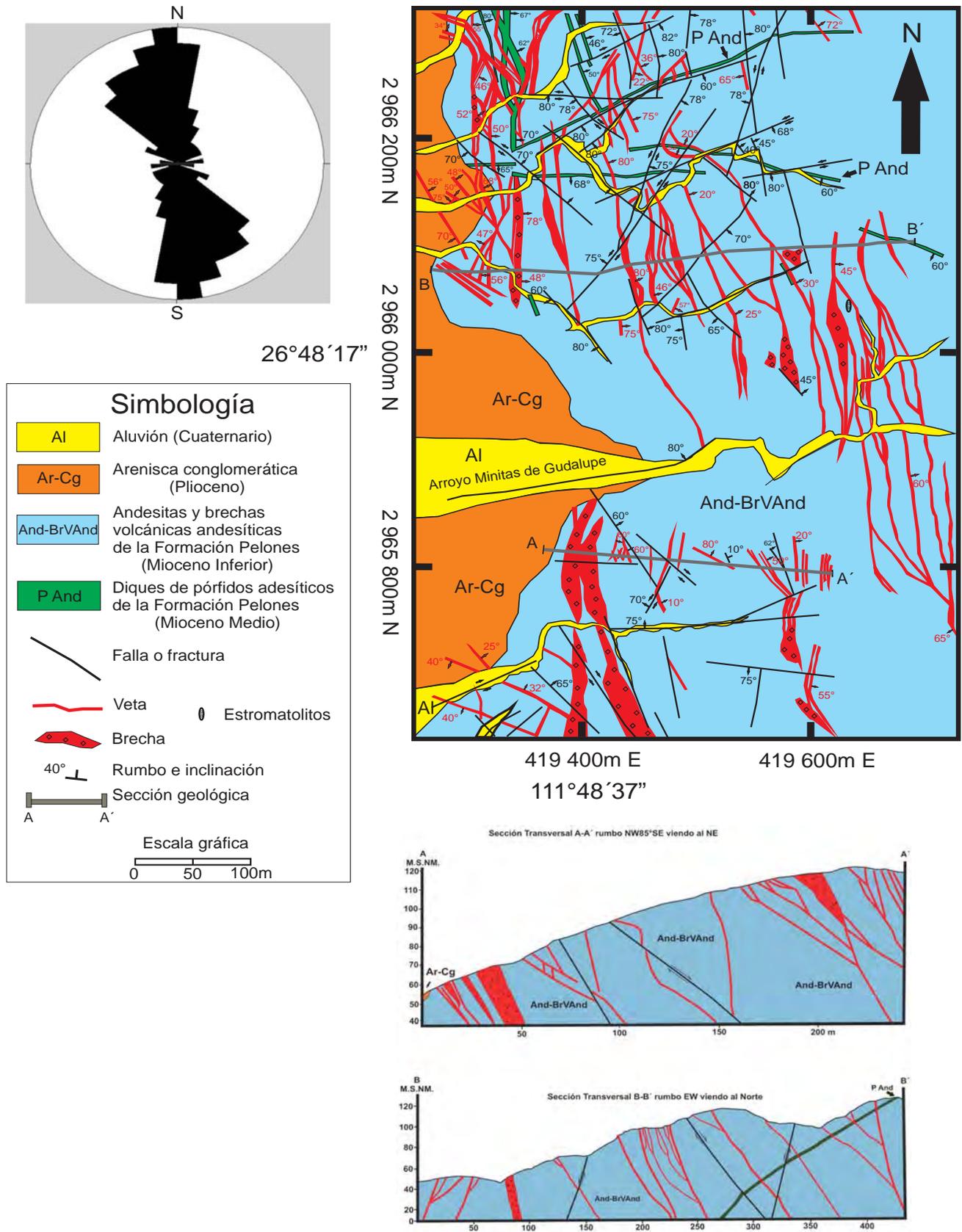


Fig. 5.33 Mapa geológico y sección geológica del depósito Guadalupe.

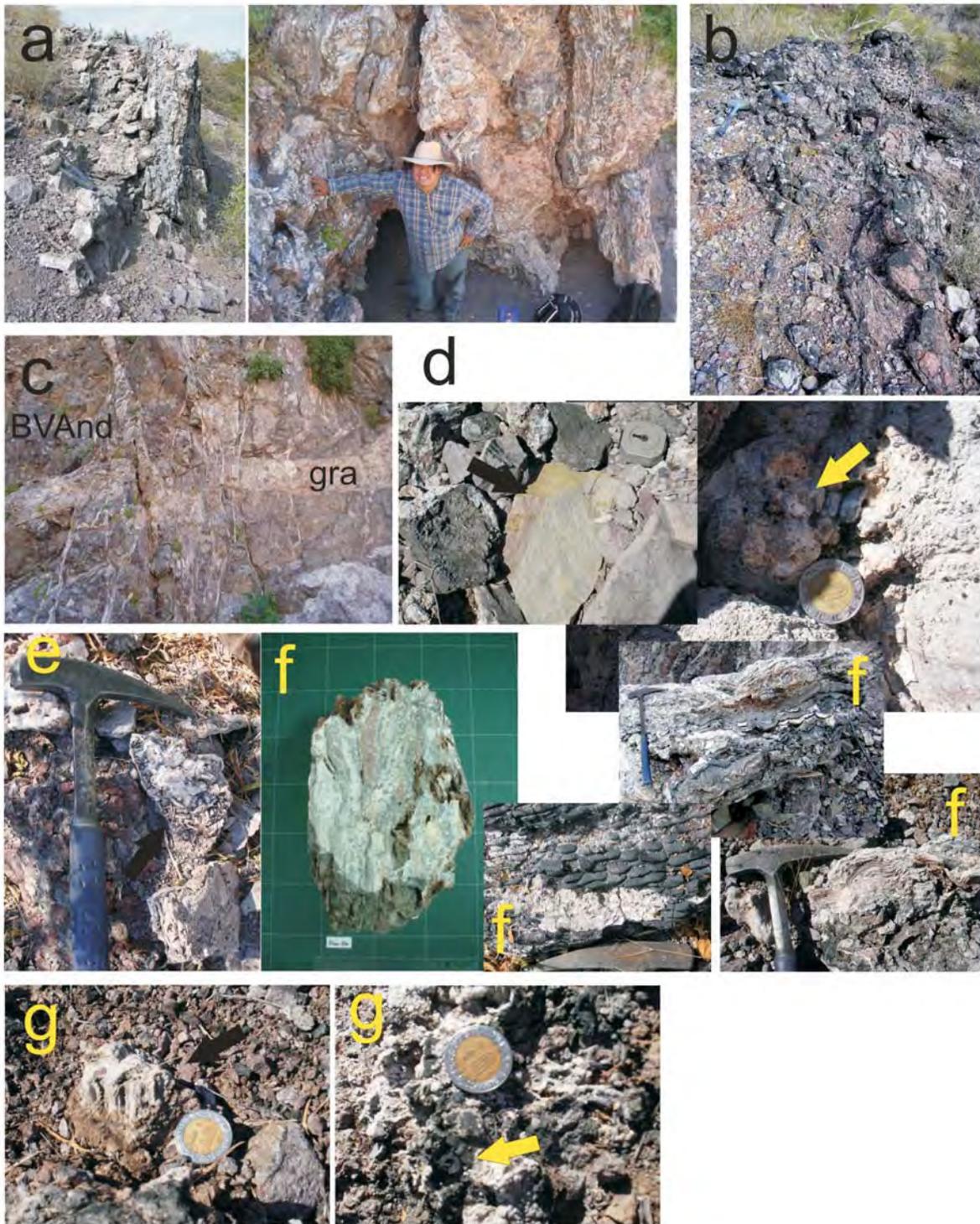


Fig. 5.34 Estructuras mineralizadas del depósito Guadalupe. (a) Vetas de cuarzo y óxidos de Mn. (b) Brecha de clastos andesíticos y cementante de óxidos de Mn y calcita. (c) Stockwork de cuarzo cortando a andesitas y dique granítico. (d) Alteración a epidota-calcita- cuarzo en un bloque de andesita y alrededor de una veta. (e) Barita y cuarzo en una veta. (f) textura bandeada en una veta de cuarzo y óxidos de Mn. (g) Estructuras tubulares de cuarzo y óxidos de Mn, posibles conductos fósiles de descarga de fluidos hidrotermales.

corresponden a una antigua zona de descarga superficial del sistema hidrotermal.

Las brechas tienen gran importancia económica, debido a sus dimensiones, a la mineralización rica en menas y a su amplia distribución en los tres sectores. El rumbo de estas estructuras es NNO-SSE con echados variables de 68° a verticales. La potencia aproximada de estas estructuras va de 1.20 hasta 15 m. Las brechas están constituidas por fragmentos subangulosos de andesita y dacita, con tamaños entre 2 y 90 cm, cementados por óxidos de Mn, cuarzo y calcita.

Los stockworks se localizan en todos los sectores, encajonados en andesita y en diques porfídicos, así como en los contactos litológicos. Sin embargo, representan muy poca importancia económica por su escaso desarrollo y por un mayor contenido en ganga.

El SGM realizó un par de barrenos menores a 150 m de profundidad en la zona de Guadalupe, hallando mineralización económica hasta cerca de los 100 m de profundidad, en vetas de potencia de centimétrica hasta 1.5 m, generalmente ricas en cuarzo, así como brechas de espesores de metros y stockworks. Encontraron valores de Mn de hasta ~30 % en peso, y contenidos menores de Au, Ag y Co.

5.2.2.2 Asociaciones minerales y texturas

En el área de Guadalupe se observa una mineralización de óxidos de Mn compuesta por pirolusita, romanechita y todorokita, con una ganga formada por calcita, cuarzo, barita, goethita y sulfuros.

González-Reyna (1956) ha reportado también la presencia de cantidades menores de rodonita, yeso y carbonatos de cobre en la mineralización.

Las vetas presentan una predominancia en óxidos de Mn y cantidades menores de calcita, cuarzo y barita, en tanto otras principalmente están formadas de cuarzo, barita, calcita y óxidos de Mn. Las brechas generalmente presentan mayor contenido en óxidos de Mn y los stockworks mayor contenido en minerales de ganga.

La fase mayoritaria de mena que albergan las vetas y brechas es la pirolusita, seguida de la romanechita y todorokita. Estos minerales fueron identificados por medio de los microscopios óptico de luz reflejada y electrónico de barrido.

Los óxidos de Mn desarrollan texturas coliformes con agregados esferulíticos concéntricos, y localmente agregados masivos. La pirolusita forma agregados radiales de cristales tabulares, rellenando fracturas y oquedades, formando geodas, y pseudomorfos de ramsdellita o manganita. En algunos cristales es común observar este reemplazamiento localizado en planos de cruceo y en fracturas. La romanechita generalmente aparece en cantidades entre el 1-25 % modal, como agregados botrioidales alrededor de cristales de pirolusita, en reemplazamientos y de forma acicular. La pirolusita presenta con luz reflejada baja reflectancia y una tonalidad amarillo claro, mientras que con analizador se delata su anisotropía por cambios de gris amarillento a azulado, en tanto la romanechita se observa de azulado y rojizo (Fig. 5.35).

La romanechita y la todorokita forman también estructuras estromatolíticas, como laminaciones columnares de decenas a centenas de micras de espesor, alternadas unas con otras con aspecto rugoso y liso; las rugosas corresponden a todorokita y las lisas a romanechita. Las laminaciones presentan porosidad debido a las estructuras dendríticas y coliformes que constituyen cada lámina, en general las de aspecto terroso tienen mayor porosidad. En la parte superior de cada lámina se observan mejor los crecimientos dendríticos y botroidales. Los estromatolitos están cubiertos por calcita idiomórfica, algunas veces rellenando fracturas en los estromatolitos (Fig. 5.36). La romanechita también se presenta de manera dendrítica en vetas y brechas.

La calcita se halla mayormente relacionada con los óxidos de Mn, en forma de mosaicos de cristales de tamaños de decenas de micras hasta 1 cm, como bandas botroidales, y como fase tardía rellenando fracturas y oquedades. Se presenta como calcita blanca o calcita negra, ésta última calcita manganesífera. Es un mineral común de los stocworks, brechas y vetas.

La barita se encuentra como cristales tabulares menores a 1 mm, en cantidades alrededor de un 8 % modal y hasta un 30 % en vetas ricas en cuarzo, donde los cristales alcanzan 1 cm. También se puede encontrar como rosetas de decenas de micras dentro de fracturas y oquedades. La barita frecuentemente presenta bordes corroídos, usualmente en presencia de óxidos de Mn y cuarzo (Fig. 5.35).

El cuarzo se presenta mayormente en las vetas y brechas de manera en cristales de tamaños de decenas de micras a 1 mm, hipidiomorfos, como bandas

botrioidales y crustiformes, “corroyendo” los cristales de barita, en raras ocasiones reemplazando los fenocristales de la roca caja y rellenando oquedades (Fig. 5.35). En raras ocasiones se pueden ver estructuras de fantasmas en forma de hojuelas dentro de las vetas de cuarzo, posiblemente de calcita disuelta.

Los sulfuros se encuentran diseminados en cantidades accesorias como cristales hipidiomorfos de decenas a centenas de micras, dentro de vetas y brechas con cuarzo. Consten en pirita, calcopirita y, en menor medida, en esfalerita y galena (Fig. 5.35).

La goethita es una fase tardía que rellena oquedades con un hábito radial y fibroso.

Las estructuras mineralizadas presentan fragmentos de cristales de magnetita-maghemita procedentes de la roca encajonante, acompañados generalmente por clastos de roca andesítica. Los fragmentos de magnetita-maghemita presentan tamaños menores a los 1 mm y se encuentran en cantidades inferiores al 1 % modal, principalmente en las brechas y sotckworks.

5.2.2.2.1 Difracción de Rayos X

Se llevaron a cabo análisis de DRX a muestras de vetas de óxidos de Mn, entrándose como fases mayoritarias la pirolusita, romanechita y calcita (Fig. 5.37).

Para conocer la mineralogía del yacimiento Terán-Ortega y Avalos-Zermeño (1993) también realizaron estudios de DRX, mediante los cuales detectaron romanechita, calcita, cuarzo, hematina y feldespatos y, escasamente, motmorillonita, cristobalita, caolinita, epidota, clorita y pirita.

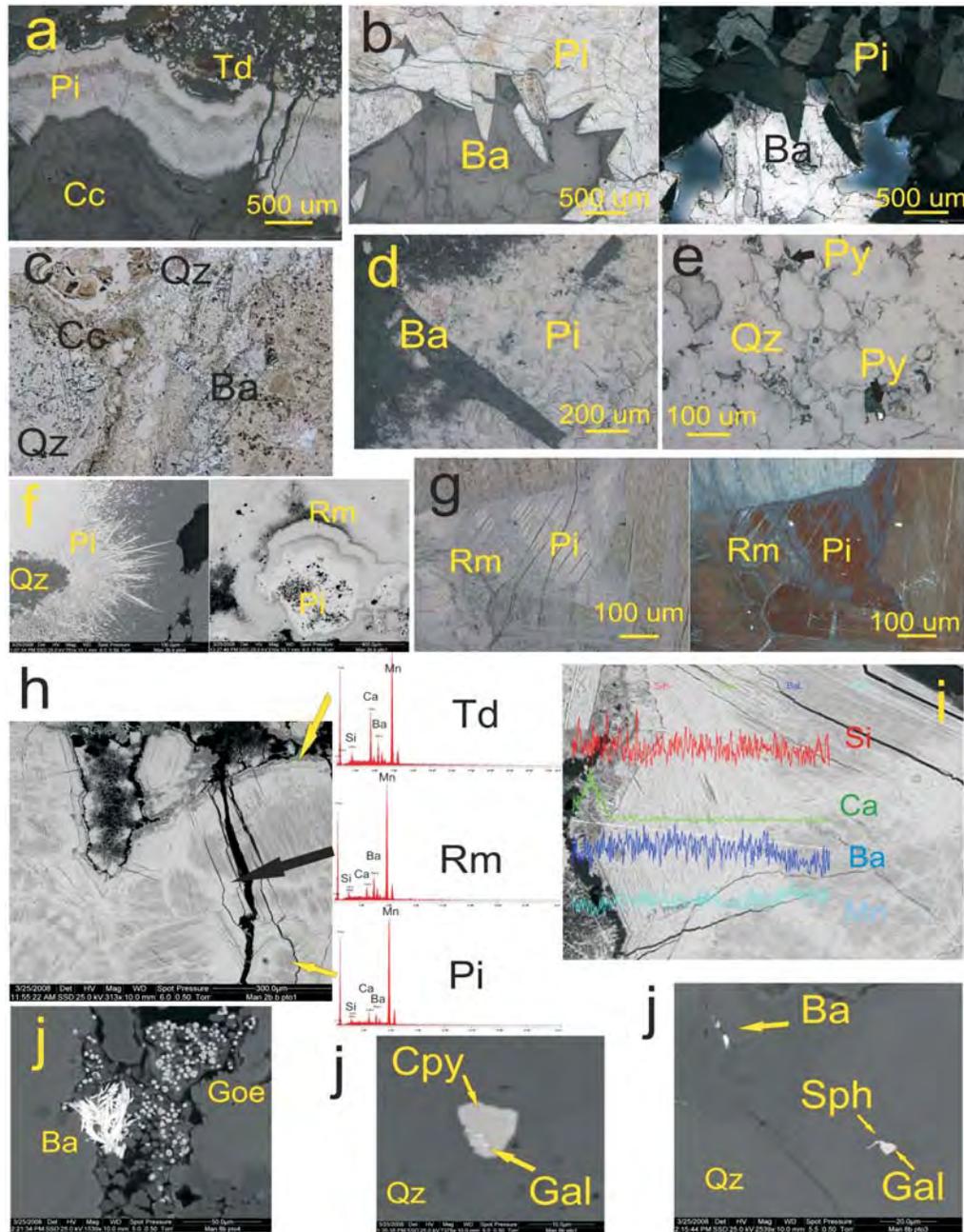


Fig. 5.35 Asociaciones minerales y texturas del depósito de Guadalupe. (a) microfotografía con luz reflejada de veta con bandas botrioidales de pirolusita, y cristales alotriomorfos de todorokita y calcita. (b) Microfotografía con luz reflejada de cristales idiomorficos de pirolusita, y barita con bordes engolfados por disolución. Derecha, con analizador; izquierda, sin analizador. (c) Microfotografía con luz transmitida de veta de cuarzo masivo microcristalino y “en peineta”, con barita tabular y calcita. (d) Microfotografía con luz reflejada de veta de pirolusita con reemplazamiento a romanechita, y barita tabular. (e) Veta de cuarzo masiva con pirita. (f) Imágenes de SEM-BSE de pirolusita acicular y agregado botrioidal de pirolusita y romanechita. (g) Reemplazamiento de pirolusita por romanechita, obsérvese las diferentes tonalidades de anisotropía para la pirolusita (rojizo) y para la romanechita (azulado). (h) Imagen SEM-BSE y espectros EDS de los óxidos de Mn. La pirolusita es reemplazada por romanechita y finalmente hay una fase tardía de todorokita. (i) Perfil elemental de Si, Ca, Ba y Mn en un cristal de pirolusita, con reemplazamiento evidenciado por un mayor contenido en Ba, y una etapa tardía de todorokita evidenciada por su mayor contenido en Ca. (j) Imágenes SEM-BSE de barita y goethita relleno de fracturas. Calcopirita, esfalerita y, en menor medida, galena en veta de cuarzo.

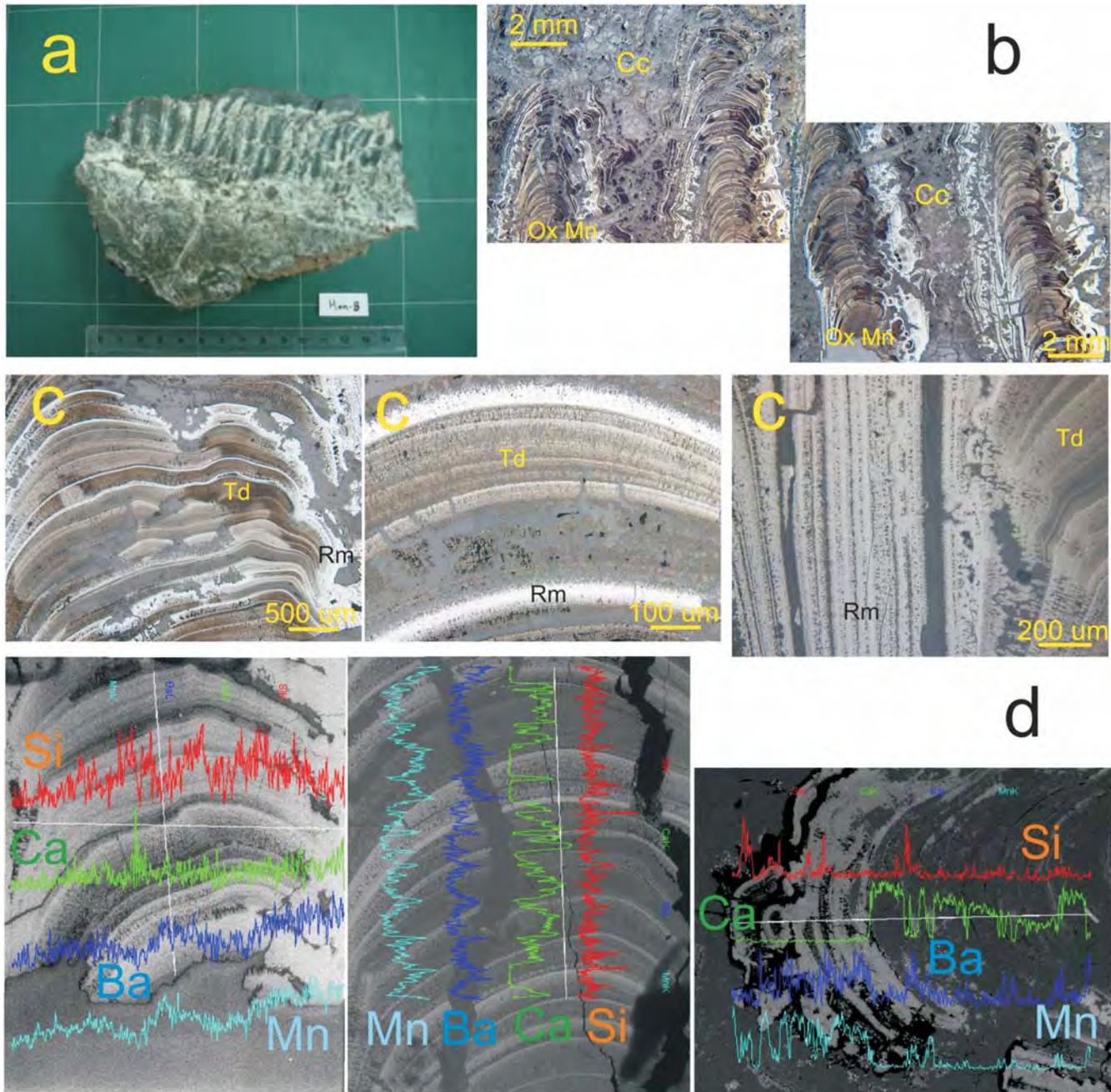


Fig. 5.36 Estromatolito columnar. (a) Muestra de mano donde se aprecian los crecimientos columnares en negro y blanco de los estromatolitos. (b) Microfotografías de mostrando bandas simétricas en forma cónicas de óxidos de Mn dentro de calcita, que también reemplaza y rellena oquedades. (c) Detalles del centro de los estromatolitos donde se observa la alternancia de bandas de todorokita y romanechita. A la derecha, parte externa del estromatolito con bandas ricas en romanechita. (d) Perfiles elementales de Si, Ca, Ba y Mn a lo ancho, a la izquierda, largo, al centro y terminal, a la derecha, encontrándose un enriquecimiento de Mn y Ba en las bandas de tonalidades claras, y de Si y Ca en las bandas oscuras, en patrones alternados y repetidos.

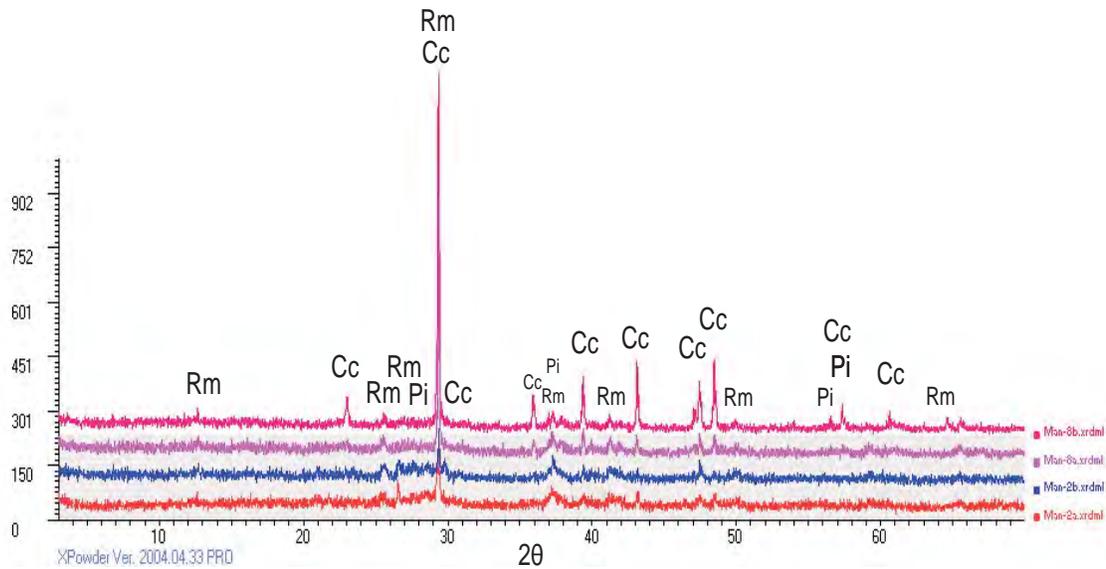
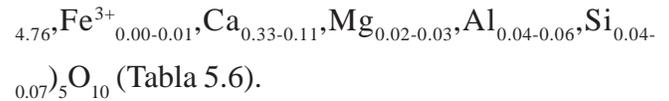


Fig. 5.37 Análisis de DRX de las estructuras mineralizadas del depósito Guadalupe: Romanechita, pirolusita y calcita. La coincidencia de los picos de diferentes fases minerales es evidenciada por el incremento en el FWHM de los picos en cuestión.

5.2.2.2.2 Química Mineral

Los análisis para reconocer la química mineral de las fases de óxidos de Mn fueron obtenidos por EDS y WDS. Las muestras presentan variaciones en elementos como el Ba, Ca, Mg y K hacia los bordes de los cristales de pirolusita. Estas variaciones corresponden a romanechita, cuando prevalece en Ba, y a todorokita, cuando prevalecen el Ca, Mg y K (Fig. 5.35).

Los análisis de WDS fueron llevados en los estromatolitos de óxidos de Mn, encontrándose la presencia de todorokita y romanechita, de manera alternada, la fórmula estructural obtenidas para la todorokita es $(\text{Ca}_{0.05-0.14}, \text{Ba}_{0.61-0.66}, \text{K}_{0.00-0.01}, \text{Na}_{0.20})_{0.55} (\text{Mn}^{4+}_{5.38-5.46}, \text{Fe}^{3+}_{0.00-0.01}, \text{Mg}_{0.01-0.02}, \text{Al}_{0.04-0.6}, \text{Si}_{0.04-0.90})_6 \text{O}_{12} \cdot 2.79-2.81(\text{H}_2\text{O})$, y para la romanechita $[\text{Ba}_{0.09-0.52}, (\text{H}_2\text{O})_{(1.45-1.87)}]2(\text{Mn}^{4+}_{4.48-4.76}, \text{Fe}^{3+}_{0.00-0.01}, \text{Ca}_{0.33-0.11}, \text{Mg}_{0.02-0.03}, \text{Al}_{0.04-0.06}, \text{Si}_{0.04-0.07})_5 \text{O}_{10}$ (Tabla 5.6).



5.2.2.3 Secuencia paragenética

En el depósito Guadalupe se tiene una secuencia paragenética de por lo menos 3 etapas de mineralización y una etapa previa “0” que corresponde a la magnetita-maghemita (minerales heredados de la roca caja).

La primera etapa presenta la precipitación de ramsdellita o manganita, junto con barita.

En la etapa 2 ocurre un reemplazamiento de la ramsdellita o manganita por pirolusita, y la corrosión de la barita de la primera etapa, junto con la depositación de romanechita. También precipitan calcita, cuarzo y pequeñas cantidades de todorokita. En la etapa 3 precipitan, aunque en menor grado, pirolusita, romanechita y todorokita, junto con abundante cuarzo. En esta última

etapa se forman los sulfuros, además de barita y calcita. Como fase supergénica se presenta la goethita (Fig. 5.38).

5.2.3 Mina Santa Rosa

El depósito de Santa Rosa fue explotado durante los años sesenta por medio de unas trincheras de escaso desarrollo en las zonas más ricas en manganeso

(Maraver-Romero *et al.*, 1997). Actualmente se pueden observar mejor las obras mineras a lo largo de un intervalo de 75 m de longitud, en la región más rica en mena de la estructura mineralizada.

5.2.3.1 Estructura del depósito de Santa Rosa

En el área de Bahía San Nicolás se ubica el depósito de Santa Rosa (26°28'37.94" N y 111°33'6.4" W), a

Tabla 5.6 Análisis mediante microsonda electrónica (EMP) con todorokita y romanechita del depósito Guadalupe. Óxidos cuantificados en % en peso. Coeficientes de fórmula estequiométrica calculada (Coe) (a.p.f.u.). El agua se calculó con base en estequiometría, a 12 O para la todorokita y 10 O para la romanechita.

Muestra	SiO ₂	TiO ₂	MnO ₂ (t)	Al ₂ O ₃	V ₂ O ₅	Fe ₂ O ₃	MgO	CaO	CuO	ZnO	BaO	PbO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	Total
	%Peso	%Peso	%Peso	%Peso	%Peso	%Peso	%Peso	%Peso	%Peso	%Peso	%Peso	%Peso	%Peso	%Peso	%Peso	%Peso
Man-8-9-4-p2_2	0.38	0.07	73.88	0.44	0.17	0.00	0.09	0.42	0.22	0.00	15.77	0.03	0.08	0.03	0.00	91.58
Man-8-9-1-p1_2	0.50	0.06	74.73	0.41	0.06	0.09	0.15	0.72	0.24	0.00	14.63	0.13	0.09	0.06	0.00	91.87
Man-8-9-1-p2_11	0.44	0.03	75.52	0.36	0.19	0.08	0.05	0.77	0.26	0.00	15.15	0.21	0.12	0.02	0.00	93.20
Man-8-9-1-p2_13	0.85	0.00	74.66	0.44	0.16	0.08	0.16	1.23	0.24	0.00	15.33	0.01	0.09	0.04	0.00	93.29
Man-8-9-4-p1_3	0.70	0.00	88.37	0.63	0.05	0.06	0.24	0.36	0.31	0.00	3.08	0.19	0.02	0.00	0.00	94.01
Man-8-9-1-p2_12	0.57	0.00	77.44	0.46	0.20	0.09	0.08	0.63	0.24	0.00	16.17	0.21	0.12	0.03	0.00	96.24
Man-8-9-1-p2_14	0.48	0.00	78.39	0.37	0.08	0.10	0.12	0.77	0.18	0.00	15.82	0.00	0.13	0.04	0.00	96.48

Muestra	Si	Mn ⁴⁺	Al	V	Fe ³⁺	Mg	Ca	Cu	Zn	Ba	Pb	Na	K	H ₂ O	TOTAL	Total analítico
	Coe	Coe	Coe	Coe	Coe	Coe	Coe	Coe	Coe	Coe	Coe	Coe	Coe	Coe	Coe	
Man-8-9-4-p2_2	0.04	5.46	0.06	0.02	0.00	0.01	0.05	0.02	0.00	0.66	0.00	0.02	0.00	2.80	6.34	99.43
Man-8-9-1-p1_2	0.05	5.46	0.05	0.00	0.01	0.02	0.08	0.02	0.00	0.61	0.00	0.02	0.01	2.81	6.35	99.84
Man-8-9-1-p2_11	0.05	5.46	0.04	0.01	0.01	0.01	0.09	0.02	0.00	0.62	0.01	0.02	0.00	2.80	6.34	101.22
Man-8-9-1-p2_13	0.09	5.38	0.05	0.01	0.01	0.02	0.14	0.02	0.00	0.63	0.00	0.02	0.01	2.79	6.37	101.31
Man-8-9-4-p1_3	0.05	4.76	0.06	0.00	0.00	0.03	0.03	0.02	0.00	0.09	0.00	0.00	0.00	1.87	6.92	101.20
Man-8-9-1-p2_12	0.07	4.48	0.05	0.01	0.01	0.02	0.11	0.02	0.00	0.52	0.00	0.02	0.00	1.46	6.77	98.32
Man-8-9-1-p2_14	0.04	4.56	0.04	0.00	0.01	0.02	0.07	0.01	0.00	0.52	0.00	0.02	0.00	1.45	6.75	101.65

Las muestras Man-8-9-4-p2_2, Man-8-9-1-p1_2, Man-8-9-1-p2_11 y Man-8-9-1-p2_13 corresponden a todorokita y las muestras Man-8-9-4-p1_3, Man-8-9-1-p2_12 y Man-8-9-1-p2_14 a romanechita.

Mineral	Etapa 0	Etapa 1	Etapa 2	Etapa 3
Magnetita-Maghemita				
Ramsdellita o Manganita				
Pirolusita				
Romanechita				
Todorokita				
Barita				
Calclita				
Cuarzo				
Pirita				
Calcopirita				
Esfalerita				
Galena				
Goethita				

Fig. 5.38 Cuadro paragenético del depósito Guadalupe.

unos 8 km al SO del poblado de San Nicolás (Fig. 5.39). El acceso más directo a esta mina es a través de un camino sin asfaltar que parte de la Carretera Transpeninsular (carretera federal no. 1), aproximadamente a 97 km al norte de Loreto.

La mineralización se encuentra sobre una ladera del arroyo Las Lumbreras y consiste en una veta-brecha de aproximadamente 500 m de longitud, expuesta en afloramientos discontinuos, con espesores variables desde 30 cm hasta 2 m. En su mayor parte, el espesor de la estructura mineralizada es menor a 1 m, y la mayor potencia (2 m) se desarrolla únicamente en un intervalo de 52 m (Fig. 5.40).

La veta-brecha tiene una disposición estructural de rumbo preferente NNO-SSE e inclinaciones hacia el ENE. Los datos de rumbos medidos se encuentran entre los 9° y 50° NO, preferentemente entre los 10° y

20°, con buzamientos casi verticales, desde 90° hasta 75° NE.

La roca encajonante es un ortoconglomerado con una granulometría que varía desde gravas, de más de 1 cm, hasta bloques, de hasta 30 cm. Los clastos son en general subangulosos a subredondeados y mal clasificados. Consisten en fragmentos de andesita y pórfido andesítico, con moderada oxidación por intemperismo. Aledaña a la estructura principal se encuentra el ortoconglomerado cortado por varias vetillas de ópalo de orientación NNO-SSE, en especial en los afloramientos en los arroyos Las Minas y El Aguajito (Lira-Herrera, 1983).

Estructuralmente, las unidades aflorantes en la zona, rocas del Grupo Comondú y Formación San Nicolás, se ven afectadas por fallas y fracturas de un patrón general NNO-SSE. La edad y actividad presumible

de las fallas y fracturas según relaciones de corte en secuencias observadas en los arroyos Las Minitas y Jacobo, al norte del Filo la Zorra, es del Mioceno tardío-Plioceno tardío (Lira-Herrera, 1983).

La mineralización forma mayoritariamente estructuras bandeadas y en brecha, sin embargo, se observan también intervalos donde cementa a la roca detrítica encajonante (Fig. 5.40). Las estructuras bandeadas se distinguen por la alternancia de bandas irregulares de coloración negro-azulado y blanco-rosa, correspondientes a las zonas con predominio de óxidos de Mn, y de ópalo y barita, respectivamente. Hacia los bordes y el centro de la estructura mineralizada predominan las bandas claras. Además, hay vetillas milimétricas que cortan las bandas de óxidos y ganga. Dentro de las estructuras bandeadas se hallan lentes

brechoides decimétricas, que incluyen fragmentos de roca encajonante, mena y ganga, y presentan oquedades rellenas con óxidos de manganeso y ópalo formando texturas botroidales, así como fenocristales tabulares de barita de hasta 1 cm de longitud.

5.2.3.2 Asociaciones minerales y texturas

Los minerales de mena consisten en romanechita, principalmente, y pirolusita, en cantidades subordinadas. Como minerales de ganga, se encuentran barita, ópalo, cuarzo, calcita, magnetita-maghemita y goethita.

La romanechita forma agregados botroidales, de hasta 2 cm de diámetro, constituidos por cristales aciculares de 3 mm a pocas micras, de coloración negro-

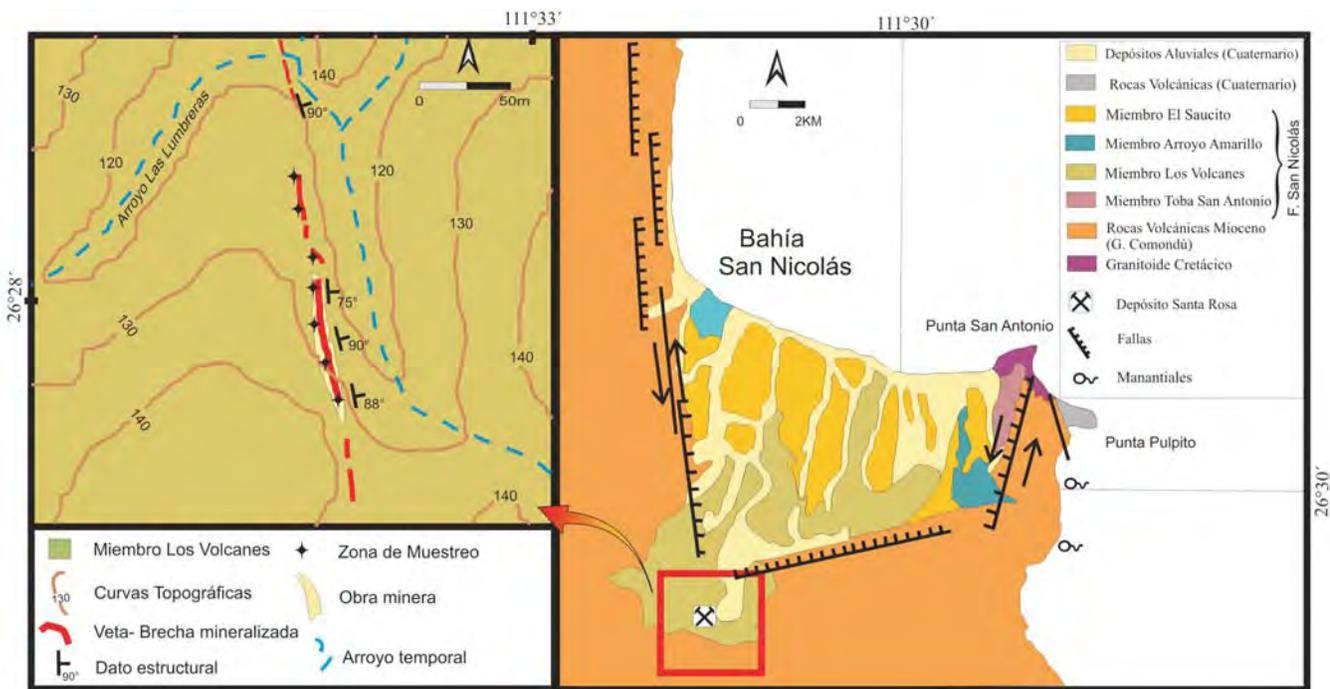


Fig. 5.39 Mapa geológico de la zona mineralizada del depósito de Santa Rosa.

azulada en muestra de mano. Además, se presenta en agregados radiales de cristales aciculares, especialmente cuando ocurre como relleno de cavidades y actúa como cementante en la brecha. En el microscopio óptico, en luz reflejada, los cristales de romanechita muestran una coloración blanca grisácea y beige claro, y una marcada anisotropía, denotada por variaciones de gris parduzco, blanco y azul (Fig. 5.41). Estas propiedades varían ligeramente señalando un crecimiento zonal de los cristales que constituyen los botrioides. Esta zonación responde a un aumento progresivo y sutil en el contenido en Ba en los cristales de romanechita, sin embargo, es común encontrar alternancias de pulsos enriquecidos y empobrecidos en Ba (Fig. 5.41).

La pirolusita es escasa, con un contenido modal del 5 %, y ha sido identificada por medio de DRX y reconocida en el SEM. Desarrolla cristales de algunas decenas de micras de longitud, que se disponen intersticialmente respecto a la romanechita o rellenando de forma pasiva micro-fracturas (vetillas) o la porosidad, o bien en pátinas recubriendo los clastos de la brecha. En ocasiones, los agregados de pirolusita son botrioidales.

La barita forma cristales euhedrales tabulares de dimensiones variables, desde pocas micras hasta 1 cm. Se asocia a los agregados de romanechita y desarrolla bandas porosas, rellenos de oquedades y actúa como cementante en la brecha. Observada en el SEM, usualmente muestra bordes corroídos y engolfados (Fig. 5.41).

El ópalo se encuentra formando bandas coliformes de 1 cm de espesor, de textura homogénea, de color blanco, rosa y azul de forma intercalada; dichas bandas cubren superficialmente los óxidos de manganeso y en algunas regiones se puede observar que el ópalo actúa también como cementante de la brecha (Fig. 5.41).

El cuarzo aparece escasamente, alrededor de un 2 % modal, como cristales pequeños de centenas de micras relleno oquedades, y se ha confirmado su presencia mediante DRX y SEM.

La calcita se encuentra únicamente como relleno de porosidad, formando cristales euhedrales de decenas de micras.

La magnetita se encuentra frecuentemente como granos sueltos dentro de la brecha, de bordes subangulosos y tamaños de entre 0.5 mm a decenas de micras. De manera general, los granos se encuentran fracturados y presentan bordes de alteración a maghemita. Estos cristales proceden de la roca encajonante.

La goethita se forma como una alteración supergénica de los minerales de hierro de la brecha, y forma pátinas, costras y, ocasionalmente, actúa como cementante de la brecha.

Pequeñas cantidades de minerales procedentes de la roca caja, como plagioclasa y clinopiroxeno, con tamaños desde decenas de micras hasta 0.5 mm, y fragmentos de andesita milimétricos a centimétricos, muy alterados, se encuentran dentro de las vetas, cementados por la mineralización.

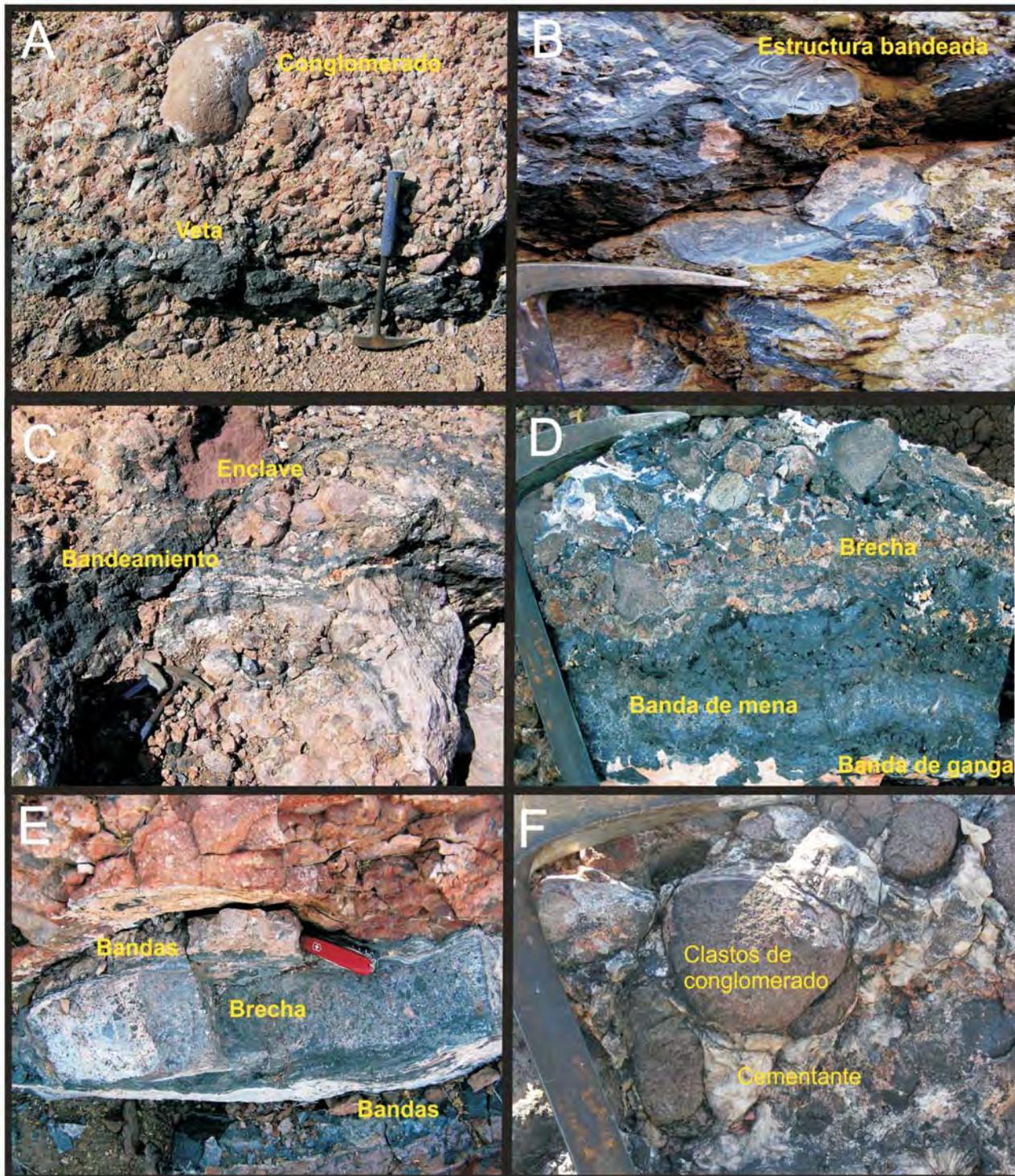


Fig. 5.40 Estructuras mineralizadas del depósito de Santa Rosa. (A) Fotografía de veta de óxidos de Mn encajonada en conglomerados. (B) Textura bandeada coloforme de la veta con óxidos de manganeso. (C) Estructura veta-brecha con textura bandeada y bloques de roca encajonante alojados en la mineralización de Mn-Ba. (D) Aspectos texturales macroscópicos de la mineralización donde se muestra las bandas de óxidos de manganeso y ópalo, con brechamiento. (E) Estructura mineralizada con brecha en el centro y bandas hacia los lados de óxidos de manganeso. (F) Mineralización con ópalo y barita, cementando los conglomerados polimícticos.

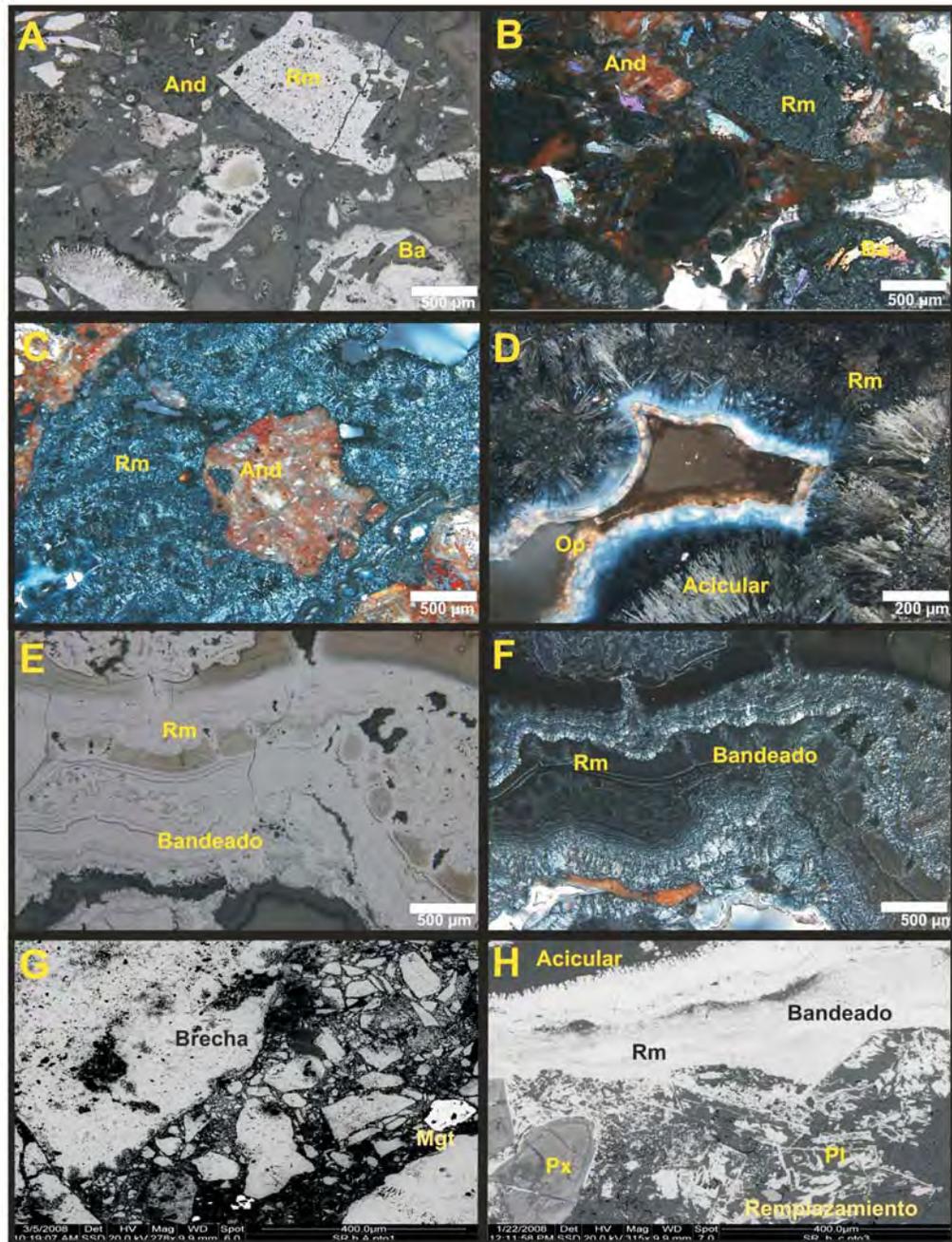


Fig. 5.41. Texturas microscópicas de la mineralización de Mn-Ba. (a) Textura brechada con fragmentos de romanechita (Rm) masivos, bandeados botrioidales y cristales aciculares. Algunos fragmentos alojan barita (Ba) tabular y fragmentos de andesita (And). Izquierda, luz reflejada, sin analizador; derecha, luz reflejada, con analizador. (b) Textura brechada con romanechita, con una marcada anisotropía, y fragmentos de andesita parcialmente alterada a óxidos de Fe. Luz reflejada, con analizador. (c) Textura bandeada acicular de la romanechita con anisotropía y bandas de relleno de oquedades de ópalo (Op). Luz reflejada, con analizador. (d) Textura bandeada botrioidal de romanechita con diferentes tonalidades de gris claro a beige. Luz reflejada, sin analizador. (e) Imagen de SEM-SE mostrando bordes engolfados de cristales de barita, reemplazamiento por ópalo en gris oscuro y romanechita acicular en gris claro. (f) Brecha de romanechita y fragmentos redondeados de magnetita-maghemita (Mgt). Imagen SEM-BSE. (g) Abajo, en la imagen, reemplazamiento de óxidos de manganeso en piroxeno (Px) y plagioclasa (Plg) de la roca encajonante; arriba, agregados bandeados de cristales microtabulares de romanechita.

5.2.3.2.1 Difracción de Rayos X

En los análisis realizados a tres muestras representativas de la mena (SR-a, SR-b y SR-c), se determinó que la fase mineral principal es la romanechita. En los difractogramas es posible observar los picos característicos de este mineral (2.41, 2.19 y 3.48 Å) (Smith, 1964). De igual modo se determinó la presencia de cuarzo, barita y plagioclasa, esta última como fase heredada de la roca caja (Fig. 5.46).

Los análisis realizados en dos muestra representativas de la ganga (BC-8 y BC-10) presentaron como fase principal sílice amorfa (ópalo-C), caracterizado por tener una curvatura respecto a la línea base del difractograma; esta curvatura presenta su centro entre (20.8- 21.75° 2θ), con un valor de FWHM de 0.2° a 0.6°. Estas características son similares a las que Lynne (2004) y Herdianita (2000) reportan para los depósitos de sílice amorfa en manantiales termales y sínters. En estos difractogramas se pueden observar otras fases minerales accesorias como cuarzo y barita (Fig. 5.42).

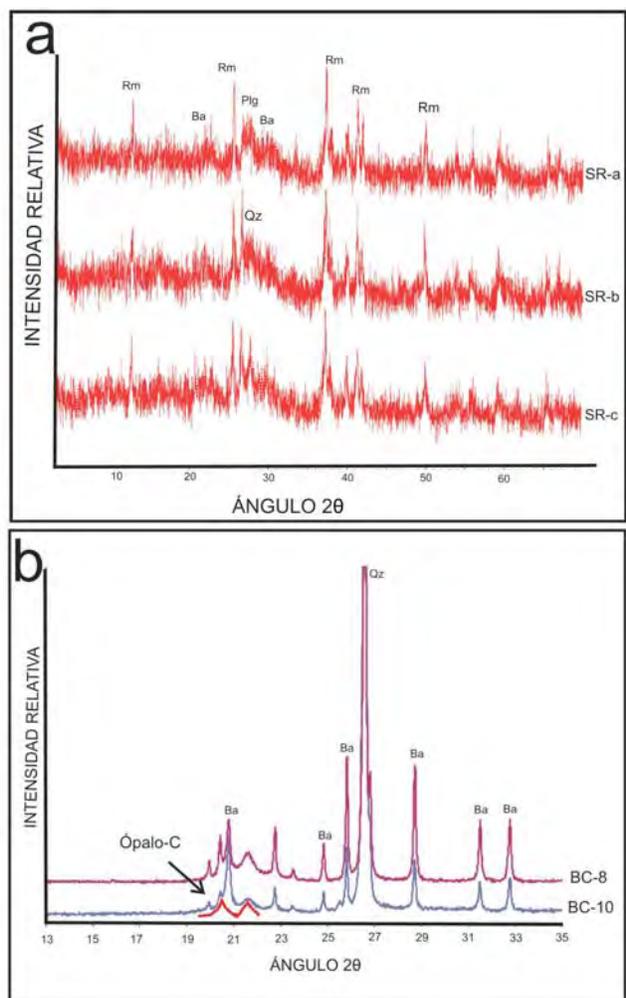


Fig. 5.42. Espectros de difracción de rayos X. (A) Difractogramas de mena (muestras SR-a, SR-b y SR-C); fases identificadas: romanechita (Rm), barita (Ba), plagioclasa (Plg) y cuarzo (Qz). (B) Difractograma de ganga (muestras BC-8 y BC-10): ópalo-C, barita (Ba), y cuarzo (Qz).

5.2.3.2.2 Química mineral

La romanechita presenta una estructura cristalina semejante a la de la holandita y la todorokita (Bursill, 1979; Turner y Buseck, 1981; Vasconcelos, 1999). La estructura de la romanechita está construida por cadenas dobles y triples con octaedros de MnO₆ con borde compartido que se une para formar grandes túneles con secciones cruzadas rectangulares, de dos por tres

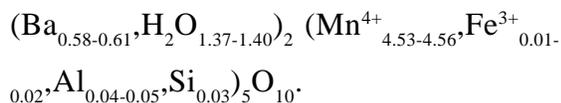
octaedros (Post, 1999). Los túneles son rellenos por cationes de Ba²⁺ y moléculas de agua en una relación 1:2, además de contener pequeñas cantidades de otros cationes como en Na⁺, K⁺, Sr²⁺, Ca²⁺, Mg²⁺, principalmente (Turner y Post, 1988; Vasconcelos, 1999); las cargas de los cationes del túnel están balanceados por sustitución de Mn(III) por Mn(IV).

Tabla 5.7 Análisis mediante microsonda electrónica (EMP) de romanachita de Mn del depósito Santa Rosa. Óxidos cuantificados en % en peso. Óxidos no analizados (NA). Coeficientes de fórmula estequiométrica calculada (Coe) (a.p.f.u.). El agua se calculó con base en estequiometría, a 10 O.

Muestra	SiO ₂	TiO ₂	MnO _{2(t)}	Al ₂ O ₃	V ₂ O ₅	Fe ₂ O ₃	MgO	CaO	CuO	NiO	ZnO	CoO	SrO	BaO	PbO	Na ₂ O	K ₂ O	Sc ₂ O ₃	H ₂ O	Total
	%Peso	%Peso	%Peso	%Peso	%Peso	%Peso	%Peso	%Peso	%Peso	%Peso	%Peso	%Peso	%Peso	%Peso	%Peso	%Peso	%Peso	%Peso	%Peso	%Peso
SR-1	0.35	0	75.68	0.51	0.19	0.11	0.04	0.21	0.08	0	0	NM	0	17.93	0.12	0	0	NM	0	95.22
SR-2	0.33	0	75.81	0.43	0.16	0.11	0	0.2	0.04	0	0	NM	0	17.66	0.06	0	0	NM	0	94.8
SR-3	0.32	0	76.33	0.43	0.2	0.12	0.01	0.21	0.07	0	0	NM	0	17.14	0.19	0	0	NM	0	95.05
SR-4	0.35	0	76.3	0.5	0.19	0.11	0	0.27	0.22	0	0	NM	0	17.89	0.11	0	0	NM	0	95.94
SR-5	0.39	0	76.52	0.45	0.21	0.25	0	0.23	0.15	0	0	NM	0	17.17	0.1	0	0	NM	0	95.53

Muestra	Si	Mn ⁴⁺	Al	V	Fe ³⁺	Mg	Ca	Cu	Ni	Zn	Sr	Ba	Pb	Na	K	H ₂ O	TOTAL	Total analítico
	Coe	Coe	Coe	Coe	Coe	Coe	Coe	Coe	Coe	Coe	Coe	Coe	Coe	Coe	Coe	Coe	Coe	
SR-1	0.03	4.53	0.05	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0	0	0	0.61	0	0	0	1.37	6.64	99.95
SR-2	0.03	4.56	0.04	0.01	0.01	0	0.02	0	0	0	0	0.6	0	0	0	1.38	6.65	99.54
SR-3	0.03	4.56	0.04	0.01	0.01	0	0.02	0	0	0	0	0.58	0	0	0	1.4	6.66	99.89
SR-4	0.03	4.53	0.05	0.01	0.01	0	0.02	0.01	0	0	0	0.6	0	0	0	1.37	6.65	100.71
SR-5	0.03	4.53	0.05	0.01	0.02	0	0.02	0.01	0	0	0	0.58	0	0	0	1.4	6.66	100.42

Los análisis de EMP revelan una sola fase mineral para los óxidos de manganeso en distinta textura, la romanachita (Tab. 5.7). La romanachita muestra fluctuaciones menores en su composición, con un rango de 76.30 a 69.66 wt. % de MnO₂ (total), y de 17.14 a 17.93 wt. % de BaO. Como elementos menores, se han detectado Si, Al, Fe, V, Ca, Mg y Cu. En general, los análisis químicos de la romanachita muestran una fórmula estructural:



5.2.3.3 Secuencia paragenética

La secuencia paragenética de la mineralización en la Mina Santa Rosa se muestra en la Figura 5.43.

Los granos de magnetita-maghemita contenidos en la veta-brecha mineralizada provienen de la roca de caja. Ello queda evidenciado por sus similitudes

texturales con los clastos de la roca encajonante, por el aislamiento de los fragmentos, sin relación con la mena y ganga, y por la morfología de los granos, subangulosos a subredondeados, que indica un transporte.

El proceso hipogénico que dio lugar a la veta-brecha ocurrió mediante la consecución de varias etapas hidrotermales de mineralización. Durante la primera etapa, causante de la mineralización económica, se produjo la precipitación de barita, seguida de romanachita. La romanachita registra variaciones en el contenido de bario, que en general aumentan hacia el final de la etapa de mineralización. Hacia el final de esta primera etapa, se formó pirolusita en cantidades accesorias. Esta generación de pirolusita hidrotermal se caracteriza por presentar granos intercrecidos con los de romanachita.

Durante una segunda etapa, también ligada al proceso hidrotermal, precipitó el ópalo, como relleno

Mineral	Etapa 0	Etapa 1		Etapa 2	Etapa 3
		Veta-Brecha	Brecha		
Magnetita-Maghemita					
Romanechita		██			
Barita		██			
Pirolusita				-----	-----
Ópalo				—————	
Cuarzo					---
Calcita					-----
Goethita					-----

Fig. 5.43 Cuadro paragenético del depósito Santa Rosa.

tardío de cavidades, con cantidades accesorias de barita, pirolusita y cuarzo.

Por último, como resultado de la alteración supergénica, se desarrollaron vetillas, costras y pátinas de calcita, goethita y de pirolusita (Etapa 3; Fig. 5.43).

5.2.4 Otras mineralizaciones

A continuación se describen en la tabla 5.8 las características más importantes de otras mineralizaciones en la zona que incluyen a los depósitos: Mantitas, Pilares, La Trinidad, Santa Teresa, San Juanico y El Azteca.

Tabla 5.8 Resumen de las principales características de los depósitos de Mn en al área de Bahía Concepción-Bahía San Nicolás-Bahía San Juanico.

Depósito	Ubicación	Estructura del depósito	Asociación mineral	Roca Encajonante y geología local	Contenido de Mn	Referencias
Mantitas	Entre los depósitos El Gavilán y Guadalupe, sobre el río La Minuta, entre Cerro El Nido y Cerro Guadalupe	Vetas y brechas de dimensiones entre menores a 1 m de espesor y longitud menor a los 500 m con orientación NNO-SSE	Pirolusita, cuarzo, calcita, óxidos de Fe y trazas de malaquita y azurita	Andesitas y brechas volcánicas andesíticas de la Fm. Pelones		(Romero-Rojas, Terán-Ortega, et al., 1993).
Pilares	Entre Punta Pilares y Punta Gato	Brechas, vetillas, costras de dimensiones escasas (0.3-1 m de potencia y longitud menor a los 200 m), orientadas NE-SO y NO-SE	Malaquita, azurita, barita, pirolusita, braunita, cuarzo, yeso y calcita	Andesita porfídica de la Fm Minutas, esta unidad es cortada por diques pórfido andesítico y sobreyace a tobas vítreas.	De 3.81 a 7.8 % en peso de Mn y menos de 2% en peso de Cu	(Antunez-Echegaray, 1944, Romero-Rojas, Terán-Ortega, et al., 1993; Terán-Ortega y Ávalos-Zermeño, 1993).
La Trinidad	En las inmediaciones de la desembocadura del Arroyo La Trinidad	Brecha, vetillas y costras de espesores menores a 2.2 m y longitud menor a los 250 m, de orientación NO-SE	Pirolusita, romanechita, óxidos de Fe, calcita, ópalo, cuarzo, barita	Brecha de clastos andesíticos, muy oxidada de la Fm. Minutas	Alrededor del 10% en peso de Mn	(Wallace, 1908; Antunez-Echegaray, 1944; Romero-Rojas, Terán-Ortega, et al., 1993; Terán-Ortega y Ávalos-Zermeño, 1993).
Santa Teresa	Se sitúa en Punta Santa Teresa, sobre el arroyo San Linito.	Vetas, brechas y vetillas de espesores entre 3 y 7 m y longitud discontinua de 2.5 km, de orientación NE-SO y NO-SE	Pirolusita, romanechita y óxidos de Fe	Andesitas del Grupo Comondú, al SO se encuentran intrusivos graníticos y depósitos de caída	Menos de 23% en peso de Mn	(Rojas, Terán-Ortega, et al., 1993; Terán-Ortega y Ávalos-Zermeño, 1993).
Mina San Juanico	Se localiza al poniente de la Bahía de San Juanico	Veta y brechas	Pirolusita, romanechita, calcita, barita, cuarzo, calcedonia	Areniscas fosilíferas con pectínidos (<i>Argopecten sp.</i> y <i>Leopecten sp.</i>) del Plioceno Superior de la Cuenca Loreto, en menor medida en rocas volcánicas del Grupo Comondú	Entre 5 y 42% en peso de Mn	(González-Reyna, 1956; Rojas, Terán-Ortega, et al., 1993; Terán-Ortega y Ávalos-Zermeño, 1993).
Mina El Azteca	Se localiza al norte de Mulegé, en Arroyo Hondo, a unos 2.5 Km de la Bahía de Santa Inés, en el Cerro de La Azteca.	Veta, stockworks y brechas de potencia variable entre 0.1 a 2 m y longitud discontinua de 400 m	Pirolusita, romanechita, barita, cuarzo, calcita, yeso y trazas de malaquita	Andesita porfídica de la Fm	Entre 19 y 43 % en peso de Mn	(González-Reyna, 1956; Rojas, Terán-Ortega, et al., 1993; Terán-Ortega y Ávalos-Zermeño, 1993).

6. GEOQUÍMICA

6.1 Introducción

Los análisis químicos de elementos mayores y traza obtenidos a partir de muestras mineralizadas se realizaron con la finalidad de saber el contenido de metales de interés económico y de elementos que puedan servir como guías de exploración, y con el fin de clasificar el depósito y determinar las condiciones de mineralización.

Las menas de Mn se han clasificado de acuerdo con su uso industrial en tres diferentes grados (Fernández, 1980; www.auntlan.com.mx):

1) Grado Metalúrgico: Abarca al mineral nodulizado y sintetizado, adecuado para la manufactura de ferromanganeso comercial y Mn metálico, para su uso en aleaciones para diferentes aceros especiales, y para la elaboración de ciertos compuestos químicos no especificados dentro del Mn 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 la suma de Cu, Pb y Zn de 1% (máximo).

2) Grado Batería: Se trata de dióxido de Mn, con 44 a 47 % mínimo de Mn, 10% máximo de SiO_2 , 2.3 de Al_2O_3 y 3% de Ca, que puede ser sintético (calcinado, sintetizado y/o nodulizado), mineral y concentrado, a mallas de 200 y 325 M, adecuados para la manufactura de baterías secas tipo Le Clanche (C-Cl-Zn), ya sean de tipo comercial o de tipo militar.

3) Grado Químico: Con un mínimo de 47% de Mn, se diferencian dos tipos esenciales:

El tipo “A”, corresponde al dióxido de Mn utilizable como oxidante en procesos químicos.

El tipo “B”, corresponde al dióxido de Mn utilizado para la elaboración de permanganato de potasio, igualmente que otros permanganatos.

4) Grado Cerámico: Bióxido de Mn, con 30% de Mn como mínimo con granulometría pasado a través de 200 ó 300 M, utilizado como pigmento para arcilla cocida, fortalecedor en la resistencia mecánica del ladrillo, teja y cerámicas especiales.

5) Otros: Óxido de Mn, con 60% de Mn, con un máximo de 2% de SiO_2 y Al_2O_3 , bajo en metales (menores a 80 ppm), utilizado para fertilizantes, complemento alimenticio para ganado, como complemento vitamínico en la industria farmacéutica, en la industria de las telecomunicaciones y computación, y en la industria química general, con granulometría usualmente a través de la malla 80.

Acorde con la U.S. National Stockpile Specification (USNSS, 1971), institución que proporcionó las características de la mena para la industria siderúrgica y derivadas en EUA, que actualmente usan las grandes acereras en ese país. El grado de mena de Mn puede ser dividido en tres A, B y C, dependiente del contenido de Mn, Fe, Si, Al, Cu, Pb y Zn de los concentrados minerales. La categoría A debe tener igual o más del 46% de Mn, el Fe menor al 8%, el Si+Al menor al 12% y juntos el Cu, Pb y Zn alrededor del 0.1%. El tipo de mena B contiene un 40% de Mn y Fe alrededor del 16%, un máximo de

Si+Al de 16% y que el Cu, Pb y Zn no deben exceder el 1.1%. El tipo C debe tener un contenido entre el 30-40% de Mn y cantidades variables de Fe, Si, Al, Cu, Pb y Zn dependientes de las demandas industriales comerciales.

El uso y la oferta en el mercado de Mn, provocan que la industria no tenga unas especificaciones definidas, ya que la mena que necesita una compañía en un cierto tiempo muy probablemente diferirá de la mena 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.

La clasificación genética de los yacimientos de Mn aplicando técnicas geoquímicas fue propuesta principalmente por Bonatti *et al.* (1972), y posteriormente aplicada y modificada por Toth (1980), Crerar *et al.* (1982), Nicholson (1992a,b), Zhou *et al.* (1994), y Miura y Hariya (1997). Estos autores, para establecer tipos geoquímicos de yacimientos de Mn, se basaron en la caracterización mineralógica y geoquímica de numerosos yacimientos de todo el mundo, en la agrupación estadística de depósitos similares, y en la experimentación.

La mayor parte de clasificaciones han puesto mayor énfasis en depósitos marinos de Mn, que son generalmente clasificados en tres tipos genéticos: (I) hidrogenéticos, (II) diagenéticos, y (III) hidrotermales (Bonatti *et al.*, 1972; Toth, 1980; Crerar *et al.*, 1982; Adachi *et al.*, 1986; Bolton *et al.*, 1988; Peters, 1988; Choi y Hariya, 1992; Nicholson, 1992; Hein *et al.*, 1997; Usui *et al.*, 1997). El primer tipo está

representado por cortezas de ferromanganeso las cuales precipitan lentamente desde el agua marina en los fondos marinos sobre un sustrato rocoso. El depósito diagenético resulta de la precipitación durante la diagénesis temprana en o por debajo del fondo marino, proceso que se relaciona con cambios en las condiciones redox (Coleman, 1985; Hein y Koski, 1987; Okita *et al.*, 1988). El tercer tipo se asocia a sistemas hidrotermales submarinos.

Los criterios para poder distinguir depósitos de Mn de origen hidrotermal, hidrogenético y diagenético se basan en las relaciones de concentraciones de elementos mayores, elementos traza y REE que presentan depósitos actuales en fondos marinos y sus respectivos análogos fósiles (Bonatti *et al.*, 1972; Toth, 1980; Crerar *et al.*, 1982; Adachi *et al.*, 1986; Bolton *et al.*, 1988; Peters, 1988; Choi y Hariya 1992; Nicholson, 1992a, 1992b; Hein *et al.*, 1997; Usui *et al.*, 1997, Canet *et al.*, 2008).

El uso de la geoquímica como herramienta para el estudio de mineralizaciones hidrotermales de Mn continentales fue utilizada por Hewett y Fleisher (1960) y Hewett *et al.* (1963). Estos autores notaron que los depósitos hidrotermales de Mn mostraban un enriquecimiento en As, Ba, Si, B, Be, Ge, Pb, Sb, Tl y W. Subsecuentes trabajos confirmaron que al menos estos elementos, junto con el Li, Cd, Mo, Ag V y Zn están consistentemente enriquecidos en los óxidos de Mn depositados de fluidos hidrotermales en ambientes continentales y marinos (Bostrom y Valdes, 1969; Ossa, 1970; Cronan, 1972; Zantop, 1978, 1981; Varnavas *et al.*, 1988; Renaut y Owen, 1988; Nicholson, 1992a,

1992b; Hein *et al.*, 1994; Usui *et al.*, 1997; Canet *et al.*, 2005a; Hein *et al.*, 2005), y la asociación de elementos As-Ba-Cu-Li-Mo-Pb-Sb-Sr-V-Zn puede ser considerada como una firma geoquímica de una génesis hidrotermal (Nicholson, 1992a).

En depósitos sedimentario-exhalativos de Fe y Mn es común encontrar un fraccionamiento entre el Fe y Mn, denotado por relaciones altas o bajas de Fe/Mn, en general, en un rango de $0.1 < \text{Fe/Mn} < 10$, mientras que los depósitos hidrogenéticos presentan una relación cercana a 1 (Rona, 1978). Otras relaciones utilizadas para discriminar ambiente genéticos de depósitos son Co/Zn y Co+Ni+Cu, para el caso particular de depósitos con origen hidrotermal ~ 0.15 y $< 0.01\%$, respectivamente (Nicholson, 1992a; Toth, 1980; Bolton *et al.*, 1988; Usui *et al.*, 1997).

Existen asociaciones de elementos distintivas para cada tipo de depósito de Mn, encontrándose que los depósitos hidrotermales presentan una asociación principal de Mn-As y particularmente de manantiales termales Mn-Ag-As-Cr-La-Mo-Ni-Zn (Nicholson, 1992a). El Ba es un elemento distintivo en depósitos hidrotermales y supergénicos, ocasionando ambigüedades en la interpretación de datos de asociaciones geoquímicas, por lo que se recomienda valerse de otros parámetros adicionales (Nicholson, 1992a).

Algunos estudios de la química de los fluidos involucrados en la depositación de minerales de Mn (agua dulce, agua marina profunda y agua marina somera) en varios depósitos actuales y fósiles han propuesto una firma química para cada tipo de fluido

mineralizante. Por ejemplo, los fluidos de origen marino presentan Na-K-Ca-Mg-Sr como mayores componentes, y en particular fluidos marinos profundos Na-K-Ca-Mg-Sr-Co-Cu-Ni (Nicholson, 1992a; Gültekin, 1998). La química de fluidos mineralizantes de origen meteórico es variable y muy susceptible a condiciones geológicas locales. La caracterización de paleofluidos con patrones geoquímicos en depósitos de Mn es imprecisa; sin embargo, representa una aproximación del posible fluido involucrado en la mineralización. Existe un diagrama para poder distinguir el posible fluido involucrado en la mineralización propuesto por Nicholson (1992a), valiéndose del Mg y Na.

Existen diagramas binarios y triangulares que hacen uso de elementos mayores y traza para poder discriminar entre diversos tipos de depósitos de Mn. Entre ellos, hay el diagrama Si vs. Al, donde el campo de origen hidrotermal se caracteriza por valores altos de Si y bajos de Al; un mayor contenido de Al puede ser atribuido a la presencia de fragmentos detríticos (Crerar *et al.*, 1982). Otro diagrama binario es el de As+Cu+Mo+Pb+V+Zn vs Co+Ni de Nicholson (1992a), el cual permite distinguir depósitos hidrotermales de supergénicos. El diagrama Cu+Ni+Co vs. Co/Zn de Toth (1980) se ha empleado para diferenciar los depósitos hidrotermales de los hidrogenéticos.

Depósitos de Mn hidrotermales submarinos recientes presentan en la mayoría de los casos (por ejemplo en la dorsal del EPR y en las Galápagos) concentraciones de elementos traza (Cu, Zn, Ni y Co)

Tabla 6.1 Análisis de elementos mayores en porcentaje en peso de muestras mineralizadas de los depósitos de los manantiales termales de Ensenada Mapache.

Muestra	Descripción	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃ (Tot)	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	PXC	SO ₃	SrO	Total	Fe/Mn
Map-1	Veta de Qz	81.96	0.01	0.33	0.17	0.36	0.18	10.00	0.01	0.02	0.02	7.86	0.00	n. m.	100.92	0.42
Map-1A	Veta de Qz	95.66	0.01	0.36	0.10	0.17	0.17	1.80	0.08	0.02	0.01	1.93	0.00	n. m.	100.31	0.56
Map-6	Estromatolito	53.06	0.40	9.17	3.23	0.55	1.35	15.04	2.48	1.05	0.10	14.29	0.00	n. m.	100.72	5.30
Map-5B	Costra de Ba, Op, Ox de Fe y minerales de arcilla	46.18	0.24	5.02	2.14	0.12	0.00	0.93	0.48	0.70	0.00	6.12	14.73	n. m.	76.66	16.11
Map-7	Agregados de Ba y Op	41.39	0.10	1.83	2.61	0.90	0.00	0.42	0.00	0.00	0.00	2.50	17.55	n. m.	67.30	2.71
Map-10	Veta de Ba y Op	30.96	0.19	4.28	0.93	0.95	0.00	1.18	0.73	0.31	0.00	4.40	20.41	n. m.	64.34	3.36
AC2	Brecha de clastos andesíticos cementada por Ox de Mn	60.15	0.61	12.18	4.38	8.28	2.32	4.57	2.12	1.31	0.18	3.90	0.00	n. m.	100.00	1.71
BCT-2a	Brecha de clastos andesíticos cementada por Ox de Mn	27.40	0.36	3.53	2.36	24.20	4.16	26.30	2.29	0.97	0.22	0.00	n. m.	1.27	100.20	0.09
BCT-2b	Brecha de clastos andesíticos cementada por Ox de Mn	41.50	0.84	8.06	3.98	12.60	4.68	19.00	2.22	1.48	0.24	0.00	n. m.	1.21	100.00	0.29
BCT-4	Agregados de Ba y Op	56.32	0.02	0.70	0.58	0.35	0.29	18.93	0.61	0.29	0.02	21.36	n. m.	0.10	99.46	1.50
BCT-5	Agregados de Ba y Op	51.22	0.01	1.10	0.54	0.34	0.40	20.90	1.06	0.30	0.03	22.88	n. m.	0.12	99.78	1.43

Las muestras BCT-2a, BCT-2b, BCT-4 y BCT-5 corresponden a análisis de Canet *et al.* (2005a). Abreviaciones: Qz: cuarzo, Ba: barita, Op: ópalo, Ox de Fe: óxidos de Fe, Ox de Mn: óxidos de Mn y n.m. no analizado.

Tabla 6.2 Análisis de muestras mineralizadas del depósito del manantial termal Mapache para elementos

Muestra	V	Cr	Co	Ni	Cu	Zn	Ga	Ge	As	Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Mo	Ag	Co/Zn	Co+Ni+Cu (Wt. %)
Map-1	10	< 20	35	< 20	< 10	< 30	21	7	265	< 2	59	< 1	< 5	< 1	< 2	< 0.5	-	-
Map-1A	< 5	< 20	80	< 20	< 10	< 30	21	5	24	< 2	56	< 1	< 5	< 1	< 2	< 0.5	-	-
Map-5B	50	90	13	< 20	20	230	25	2	56	25	2980	4	29	< 1	5	< 0.5	0.06	-
Map-6	49	20	16	< 20	20	60	28	8	724	37	821	9	64	2	< 2	< 0.5	0.27	-
Map-7	57	< 20	24	< 20	30	260	17	6	59	3	4740	4	< 5	< 1	< 2	< 0.5	0.09	-
Map-10	105	20	9	< 20	80	310	18	2	102	14	6990	5	22	< 1	2	< 0.5	0.03	-
AC-2	205	30	27	22	120	229	30	9	2002	10	1110	8	102	2	19	1.9	0.12	0.02
BCT-2a	n. m.	n. m.	n. m.	n. m.	141	205	n. m.	n. m.	5112	n. m.	-	-						
BCT-2b	n. m.	n. m.	n. m.	n. m.	98	< 2	n. m.	n. m.	962	n. m.	-	-						
BCT-4	n. m.	n. m.	n. m.	n. m.	53	37	n. m.	n. m.	1460	n. m.	-	-						
BCT-5	n. m.	n. m.	n. m.	n. m.	98	60	n. m.	n. m.	2240	n. m.	-	-						

Abreviaciones: n. m., no analizado y -, dato no disponible para el cálculo.

Muestra	In	Sn	Sb	Cs	Ba	Pb	Bi	Hf	Ta	W	Tl	Th	U
Map-1	< 0.2	< 1	86.7	< 0.5	1050	7	0.5	< 0.2	0.5	441	0.2	< 0.1	0.2
Map-1A	< 0.2	< 1	75.7	< 0.5	363	6	0.5	< 0.2	1.2	964	< 0.1	< 0.1	0.2
Map-5B	< 0.2	< 1	93.6	17	181000	11	< 0.4	< 0.2	< 0.1	115	0.6	0.5	0.9
Map-6	< 0.2	< 1	62	28.9	6810	13	< 0.4	1.7	0.2	70	0.9	1	0.7
Map-7	< 0.2	< 1	189	2.2	260000	14	< 0.4	< 0.2	< 0.1	227	0.5	< 0.1	0.4
Map-10	< 0.2	7	89.1	10.2	300000	9	< 0.4	< 0.2	< 0.1	48	0.2	0.3	0.9
AC-2	< 0.2	14	179	11	262000	29	0.6	1	1	500	0.9	0.9	0.8
BCT-2a	n. m.	n. m.	n. m.	n. m.	31348	n. m.							
BCT-2b	n. m.	n. m.	n. m.	n. m.	23735	n. m.							
BCT-4	n. m.	n. m.	82	n. m.	447	9	n. m.						
BCT-5	n. m.	n. m.	68	n. m.	268	21	n. m.						

Abreviación n.m., no analizado.

Muestra	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
Map-1	0.2	0.4	< 0.05	0.1	< 0.1	< 0.05	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.05	< 0.1	< 0.04
Map-1A	0.1	0.1	0.09	0.2	< 0.1	< 0.05	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.05	< 0.1	< 0.04
Map-5B	4.4	7.2	0.78	1.6	0.2	0.06	0.3	0.3	0.4	< 0.1	0.3	< 0.05	0.2	0.05
Map-6	9	18.1	2.29	8.5	1.9	< 0.05	1.8	0.3	1.6	0.3	0.8	0.11	0.7	0.12
Map-7	1.5	2.7	0.54	2.2	0.1	0.07	0.5	0.1	0.4	0.1	0.3	< 0.05	0.2	0.04
Map-10	3.9	5.9	0.62	1.3	0.1	0.05	0.6	< 0.1	0.4	0.2	0.3	0.05	0.3	0.04
AC-2	3.6	6	0.52	3.7	0.95	0.13	0.33	0.25	0.3	< 0.1	0.2	0.03	0.25	0.18
BCT-2a	n. m.	n. m.	n. m.	n. m.	n. m.	n. m.	n. m.	n. m.	n. m.	n. m.	n. m.	n. m.	n. m.	n. m.
BCT-2b	n. m.	n. m.	n. m.	n. m.	n. m.	n. m.	n. m.	n. m.	n. m.	n. m.	n. m.	n. m.	n. m.	n. m.
BCT-4	1.76	4.31	0.42	1.71	0.35	0.10	0.31	0.05	0.30	0.06	0.17	0.03	0.18	0.02
BCT-5	1.73	4.41	0.43	1.68	0.35	0.11	0.33	0.05	0.31	0.06	0.18	0.03	0.18	0.03

Abreviación n.m., no analizado.

más altas que en los de sedimentos pelágicos, pero estas concentraciones son mucho menores a las de los depósitos hidrogenéticos (Cronan, 1980). Un diagrama triangular que emplea elementos similares es el de $(Co+Ni+Cu) \times 10\% Fe\% Mn$, para distinguir entre ambientes hidrotermales, hidrogenéticos y diagenéticos (Bonatti *et al.*, 1972; Toth, 1980; Crerar *et al.*, 1982) basado en estudios de cortezas de Mn-Fe, nódulos de Mn, depósitos hidrotermales de Mn y sedimentos del EPR. Otro diagrama ternario usado para discriminar ambientes de depósito es el de $Si \times 2\% Fe\% Mn$ propuesto por Toth (1980) y modificado por Nath *et al.* (1997), valiéndose de análisis de costras de Mn-Fe y depósitos hidrotermales de Mn.

Otros diagramas se utilizan para identificar el origen de depósitos de Mn a partir de la ganga silícica asociada a la mineralización como pedernal, jaspe o fases amorfas de sílice. Adachi *et al.* (1986) demostraron que precipitados silícicos hidrotermales pueden ser identificados con el diagrama binario Fe_2O_3/TiO_2 .

Otro parámetro geoquímico para inferir condiciones genéticas de los depósitos de Mn son las concentraciones y anomalías de REE. Los contenidos bajos de REE (~100 ppm) son típicos de depósitos hidrotermales (Usui *et al.*, 1997; Jach y Dudek, 2005; Canet *et al.*, 2008), comparado con los valores mayores a las 1400 ppm de REE observados en depósitos hidrogenéticos (Hein *et al.*, 1997). El enriquecimiento relativo de LRRE comparado con valores de HREE es indicador de un origen hidrotermal en muestras de mena depósitos de Mn (Mills y Eldefield, 1995).

Los depósitos hidrotermales de Fe-Mn se caracterizan usualmente por anomalías negativas de Ce y positivas de Eu (Mills y Eldefield, 1995; Hein *et al.*, 1997). En tanto anomalías positivas de Ce son comunes de depósitos hidrogenéticos (Usui y Mita 1995; Hein *et al.*, 1997). Algunas discrepancias pueden ser observadas en depósitos de génesis hidrotermal debido a condiciones de redox durante la precipitación, mineralogía, temperatura e interacción con la roca encajonante y agua marina, principalmente (Hein *et al.*, 1997; Marching *et al.*, 1999; Mills *et al.*, 2001; Hein *et al.*, 2000; Michard y Albarède, 1986; Klinkhammer *et al.*, 1994; Glasby *et al.*, 1997; Jach y Dudek, 2005). Por ello, una anomalía de Ce y/o Eu, no siempre es un indicador fiable del origen de los depósitos sino se coteja con otros resultados geoquímicos y geológicos.

6.2 Depósitos de Manantiales Termales de Ensenada Mapache y Posada Concepción-Playa Santispac

Los análisis geoquímicos realizados a muestras recolectadas de vetas, brechas, agregados, costras y estromatolitos en los manantiales termales de Ensenada Mapache se denotan en la tablas 6.1, 6.2 y de Posada Concepción-Playa Santispac se muestran en las tablas 6.3 y 6.4.

En las muestras de Ensenada Mapache y Posada Concepción-Playa Santispac los componentes más abundantes son: SiO_2 , MnO, MgO, CaO, Al_2O_3 y Fe_2O_3 (Tot). El SiO_2 es el componente más abundante que en ambas localidades se presenta en un rango

Tabla 6.3 Análisis de elementos mayores en porcentaje en peso de muestras mineralizadas del manantial termal de Posada Concepción-Santispac.

Muestra	Descripción	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃ (Tot)	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	Cl	PXC	SO ₃	Total	Fe/Mn
San-1-A	Estromatolito	10.44	0.08	1.98	0.61	48.18	5.54	8.78	2.52	0.546	0.052	n. m.	18.67	n.m.	97.39	0.01
San-1-B	Brecha de clastos andesíticos cementada por Op	59.02	0.70	15.40	5.62	1.33	2.56	5.46	3.96	1.93	0.20	n. m.	2.74	n.m.	98.92	3.82
PCa1	Brecha de clastos andesíticos cementada por Op	73.25	0.34	10.84	2.81	0.01	1.04	1.50	1.62	1.03	0.27	0.00	0.00	6.30	99.01	253.59
PCa2	Veta de Op	93.49	0.03	0.61	0.24	0.00	0.31	0.73	0.12	0.08	0.06	0.00	0.00	4.39	100.05	-
PC1a	Brecha de clastos andesíticos cementada por Op	69.95	0.04	1.26	0.37	0.00	19.91	0.60	0.42	0.18	0.05	0.00	0.00	7.73	100.51	-
San1a	Brecha de clastos andesíticos cementada por Op	85.87	0.19	4.91	1.57	0.00	0.76	1.30	0.86	0.45	0.13	0.00	0.00	3.58	99.63	-
San1b	Brecha de clastos andesíticos cementada por Ox de Mn	11.00	0.16	1.40	0.17	37.70	6.57	16.00	0.85	0.76	0.00	0.17	1.50	19.20	95.47	0.004

Muestras PCa1, PCa2, PC1a, San1a y San1b pertenecen a análisis de Blanco-Florido (2007). Abreviaciones Op: ópalo, Ox de Mn: óxidos de Mn, n.m. no analizado y -, dato no disponible para el cálculo.

Tabla 6.4 Análisis de muestras mineralizadas del depósito del manantial termal Posada Concepción-Santispac para elementos traza y REE en ppm. Además de la relación Co/Zn y valores de Co+Ni+Cu.

Muestra	V	Cr	Co	Ni	Cu	Zn	Ga	Ge	As	Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Mo	Ag	Co/Zn	Co+Ni+Cu (wt. %)
San-1A	299	< 20	36	24	110	230	21	7	465	< 2	759	< 1	< 5	< 1	4	0.9	0.16	0.02
San-1B	399	33	45	27	220	300	22	10	566	5	899	< 1	< 5	< 1	10	1.1	0.15	1.01
PCa1	25	< 2	2	< 2	10	60	6	3	9	77	167	4	54	2	< 2	< 0.5	0.03	-
PCa2	< 5	< 2	< 1	< 2	< 10	< 30	< 1	< 1	8	5	84	1	7	< 1	< 2	< 0.5	-	-
PC1a	< 5	< 2	< 1	< 2	< 10	< 30	< 1	2	< 5	5	55	< 1	11	< 1	< 2	< 0.5	-	-
San1a	< 5	< 2	3	< 2	< 10	< 30	4	< 1	< 5	8	152	6	32	1	< 2	< 0.5	-	-
San1b	46	< 2	49	20	340	30	11	18	721	15	3610	6	14	< 1	16	< 0.5	1.63	0.04

Muestra	In	Sn	Sb	Cs	Ba	Pb	Bi	Hf	Ta	W	Tl	Th	U
San-1A	< 0.2	11	87	5	11050	7	0.5	< 0.2	0.5	441	0.2	< 0.1	0.2
San-1B	< 0.2	23	79	7	20067	19	0.8	1.9	2.9	0.84	2.6	0.3	0.4
PCa1	< 0.2	< 1	2.5	73.9	161	8	< 0.4	1.4	0.2	< 1	0.7	1	0.9
PCa2	< 0.2	< 1	3.3	3.3	286	< 5	< 0.4	< 0.2	< 0.1	1	< 0.1	0.1	3.6
PC1a	< 0.2	< 1	2.5	2.6	40	< 5	< 0.4	0.2	< 0.1	< 1	< 0.1	< 0.1	2.1
San1a	< 0.2	< 1	2.6	0.9	178	18	< 0.4	0.9	0.1	< 1	< 0.1	0.9	1.8
San1b	< 0.2	< 1	3.6	3.8	14200	9	< 0.4	0.5	0.2	110	16	0.2	5.1

Muestra	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
San-1A	4.9	8.3	1.34	3	0.78	< 0.05	0.2	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.05	1.1	0.14
San-1B	5.5	7.4	0.54	2.2	0.72	0.17	0.3	0.1	0.3	< 0.1	0.3	< 0.05	0.2	0.19
PCa1	3.1	8.3	0.75	2.9	0.8	0.27	0.8	0.1	0.8	0.2	0.5	0.08	0.5	0.08
PCa2	0.8	0.9	0.18	0.7	0.2	< 0.05	0.2	< 0.1	0.2	< 0.1	0.1	< 0.05	0.1	< 0.04
PC1a	0.6	0.9	0.14	0.6	0.2	0.05	0.1	< 0.1	0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.05	< 0.1	< 0.04
San1a	3.7	9.5	0.93	3.6	0.9	0.28	1	0.2	1	0.2	0.6	0.1	0.7	0.13
San1b	10.1	24	1.18	4.1	0.8	< 0.05	0.8	0.1	0.9	0.2	0.6	0.1	0.7	0.11

Abreviaciones -: dato no disponible para el cálculo.

menor al 96 % en peso, con un promedio de 58.5 % en peso en Ensenada Mapache y 34.7 % en peso en Posada Concepción-Playa Santispac, coincidente con la abundancia de fases silícica amorfas en los precipitados de los manantiales. El MnO se presenta en concentraciones entre 8.3 y 48.2 % en peso en ambos depósitos, le siguen en abundancia el MgO que en Posada Concepción-Playa Santispac (<20 % en peso) es más abundante que en Ensenada Mapache (<2.3 % en peso) y el CaO se encuentra entre 8 y 15 % en peso en ambas manifestaciones termales. También se pueden observar en la mayoría de las muestras de los manantiales valores significativos de Al_2O_3 (hasta 15 % en peso) y de $\text{Fe}_2\text{O}_{3(0)}$ (hasta 4.38% en peso) que, relacionados con los valores de SiO_2 y las observaciones petrográficas, pueden atribuirse a los abundantes fragmentos de roca andesítica, plagioclasas y magnetita-maghemita embebidos en las muestras.

En la muestra de sínter estromatolítico (Map-6) de Ensenada Mapache se encuentran valores altos de SiO_2 , CaO, AlO_2O_3 y Fe_2O_3 (Tabla 6.1) y en estromatolitos columnares (San-1A) de Posada Concepción-Playa Santispac cantidades sobresalientes de MnO y Ba (Tabla 6.4).

También se reportan en los depósitos de los manantiales termales de Ensenada Mapache y Posada Concepción-Playa Santispac anomalías de Ba menores al 3 % en peso en ambos sitios y en cantidades alrededor del 1 % en peso, se destacan en ambas manifestaciones el As, Sr y V, además, particularmente en Ensenada Mapache Sb y en Posada Concepción-Playa Santispac Zn y Cu.

Para complementar los estudios del presente trabajo se han empleado datos de Canet *et al.* (2005a y b) y Blanco-Florido (2007). En Ensenada Mapache Canet *et al.* (2005a y b) reportan: (a) costras y brechas con cantidades de hasta 24.2 % en MnO, y (b) agregados cementados por ópalo y barita, con alto contenido de SiO_2 (27.40-56.322 %). Todas las muestras analizadas presentaban un enriquecimiento de Ba (>3 % BaO), coincidente con la presencia abundante de barita y de óxidos de Mn ricos en Ba como romanechita y todorokita. Además, los precipitados submarinos e intermareales de Bahía Concepción presentan altas concentraciones de As, entre 962 y 5112 ppm (Canet *et al.*, 2005a; Canet y Prol-Ledesma, 2006). Blanco-Florido (2007) muestra análisis de brechas ricas en ópalo con valores entre 11 y 93.5 % en peso de SiO_2 , MnO menor al 38 % en peso y cantidades alrededor del 1 % en peso de Ba, Sr, As y W.

En las muestras de Ensenada Mapache y Posada Concepción-Playa Santispac analizadas los valores de las razones Fe/Mn, Co/Zn y la suma de Co+Ni+Cu, coinciden moderadamente con rangos de afinidad hidrotermal. La razón Fe/Mn en Ensenada Mapache varía de 0.42 a 16.11, y de 0.004 a 253.59 en Posada Concepción-Playa Santispac, cinco muestras en ambos sitios se encuentran en el rango hidrotermal $0.1 > \text{Fe}/\text{Mn} > 10$ propuesto por Nicholson (1992a) (Tabla 6.1 y 6.3). Los valores promedio de relación Co/Zn son de 0.11 en Ensenada Mapache y de 0.36 en Posada Concepción-Playa Santispac, similar a los valores

alrededor de 0.15 de depósitos hidrotermales submarinos. La suma de los elementos Co+Ni+Cu en Ensenada Mapache es de 0.02 %, muy próximo a lo reportado en yacimientos hidrotermales submarinos (<0.01% Nicholson, 1992a; Toth, 1980; Bolton *et al.*, 1988; Usui *et al.*, 1997), en tanto en Posada-Concepción-Playa Santispac 0.36 %, no coincidente con lo habitual de yacimientos hidrotermales (Tabla 6.2 y 6.4).

Para distinguir la génesis de depósitos de Mn-Fe se utilizó el diagrama de Al vs Si (Crerar *et al.*, 1982), en el que se han graficado datos de los manantiales termales y los depósitos de Mn del área de estudio.

Para el caso de las muestras de Ensenada Mapache y Posada Concepción- Playa Santispac se puede observar que caen dentro del campo hidrotermal y las más ricas en Al en el campo hidrogenético, debido a la presencia de clastos muy pequeños de la roca caja dentro de los precipitados (Fig. 6.1). En el diagrama binario As+Cu+Mo+Pb+V+Zn vs. Co+Ni (Nicholson, 1992a) se aprecia que las muestras de los manantiales termales de ambas localidades se ubican en el campo hidrotermal (Fig. 6.2). También, en el diagrama binario de Co+Ni+Cu vs. Co/Zn (Toth, 1980) los datos se proyectan en el campo hidrotermal (Fig. 6.3).

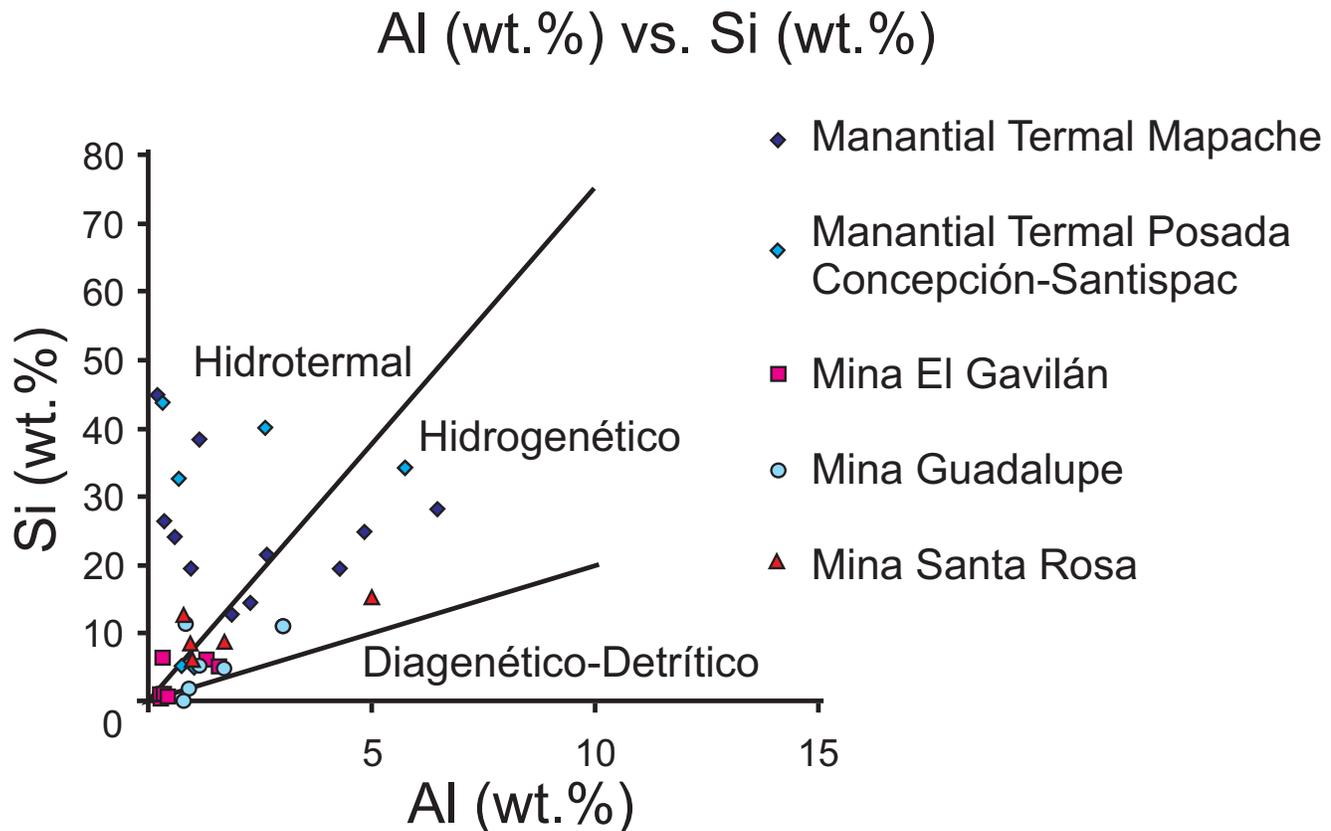


Fig. 6.1 Diagrama geoquímico de Al vs. Si de Crerar *et al.* (1982), en el que se han proyectado las muestras de los manantiales termales y de los depósitos de Mn del área de Bahía Concepción.

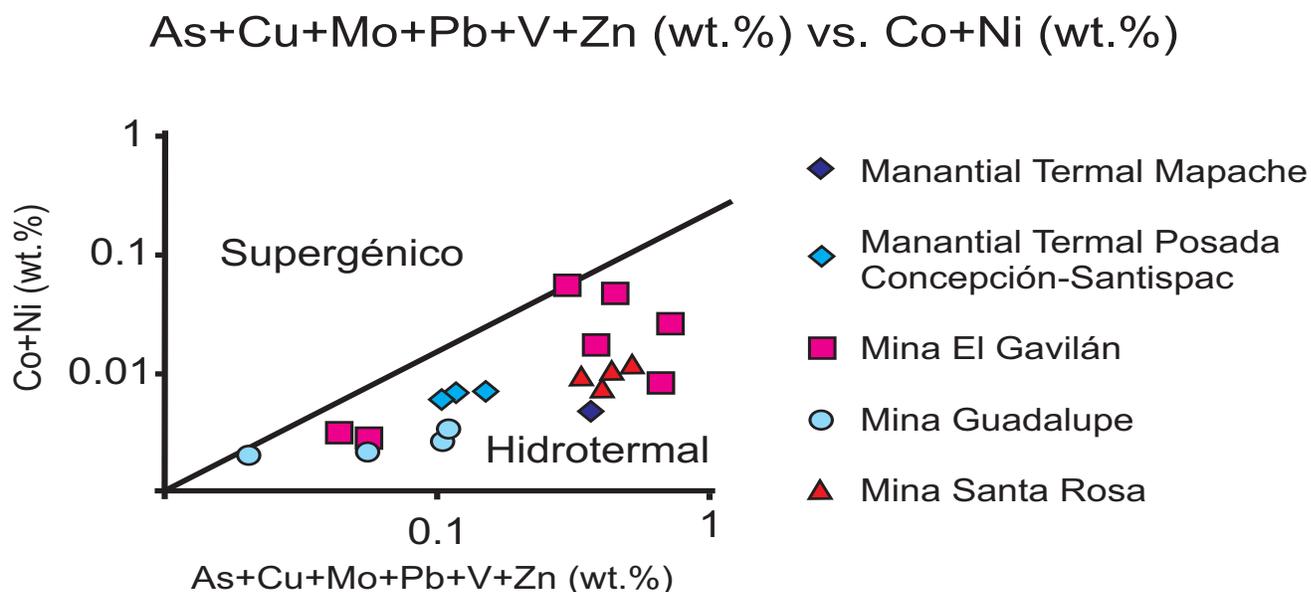


Fig. 6.2 Diagrama binario de Al+ Cu+Mo+Pb+V+Zn vs. Co+Ni para diferenciar génesis hidrotermal y supergénica de depósitos de Mn (Nicholson, 1992a), para las muestras de los manantiales termales y los depósitos de Mn de Bahía Concepción.

En el diagrama ternario de elementos mayores Si×2%Fe%Mn (Toth, 1980; Nath *et al.*, 1997) las muestras de los manantiales termales de Ensenada Mapache no muestran ninguna afinidad a algún campo genético distintivo, mientras que para Posada Concepción-Playa Santispac existe una moderada tendencia hacia el campo genético hidrotermal (cortezas de Mn hidrotermales) (Fig. 6.4). En el diagrama de (Ni+Co+Cu)×10%Fe%Mn (Bonatti *et al.*, 1972; Toth, 1980; Crerar *et al.*, 1982), utilizado para depósitos hidrotermales, hidrogenéticos y diagenéticos, se observa que las muestras de Ensenada Mapache y Posada Concepción-Playa Santispac caen en el campo hidrotermal (Fig. 6.5).

Otro diagrama usado para distinguir depósitos hidrotermales de Mn es el que emplea datos de

muestras ricas en sílice asociadas a la mineralización de Mn propuesto por Adachi *et al.* (1986) que usa las relaciones Fe_2O_3/TiO_2 vs. MnO/TiO_2 . Las muestras de los depósitos de los manantiales termales (Mapache y Posada Concepción-Playa Santispac) y los de la Mina Guadalupe se proyectan en el campo hidrotermal (Fig. 6.6).

Para poder caracterizar fluidos involucrados en la depositación de mineralizaciones de Mn se usa el diagrama de Mg vs. Na de Nicholson (1992a). Para el manantial termal Mapache se tienen muestras en los campos de fluidos de agua dulce y agua marina somera y para Posada Concepción-Playa Santispac predominio de campos de agua marina y agua marina somera, coincidentes con la ubicación de los manantiales costeros (Fig. 6.7).

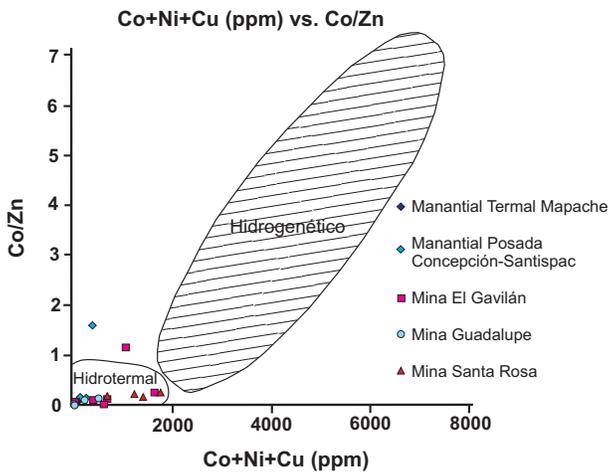


Fig. 6.3 Diagrama Co+Ni+Cu vs. Co/Zn (Toth, 1980) para diferenciar depósitos submarinos de Mn por su origen hidrotermal o hidrogenético. Todas las muestras de los manantiales termales y los depósitos de Mn de bahía Concepción caen en el campo hidrotermal o alrededor de él.

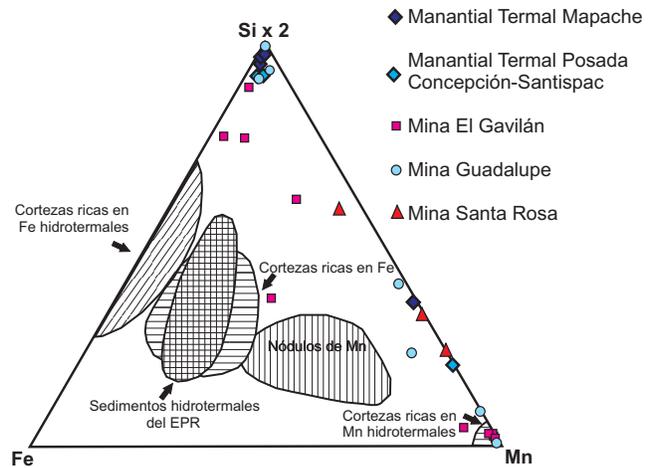


Fig. 6.4 Diagrama ternario Si×2%Fe%Mn (Toth, 1980; Nath *et al.*, 1997), para discriminar la génesis de depósitos de Mn marinos. En el diagrama se puede ver que las muestras de los manantiales termales y mineralizaciones de Mn caen en campos hidrotermales e indefinidos.

La concentración total de REE en los precipitados del manantial termal de Ensenada Mapache varía de 9.88 a 14.4 ppm, menor a lo encontrado en Posada Concepción-Playa Santispac entre 19.18 a 22.84 ppm, acorde con las concentraciones bajas de REE (~100 ppm) típicas de depósitos hidrotermales (Usui *et al.*, 1997; Jach y Dudek, 2005; Canet *et al.*, 2008). En ambas localidades se denota una mayor concentración de LREE que de HREE, indicador de un origen hidrotermal en muestras de mena depósitos de Mn (Mills y Eldefield, 1995). En Ensenada Mapache las LREE varían de 7.11 a 14.4 ppm y las HREE de 1.12 a 5.73 ppm, y en Posada Concepción-Playa Santispac las LREE de 2.49 a 18.91 ppm y las HREE de 3.06 a 3.93 ppm.

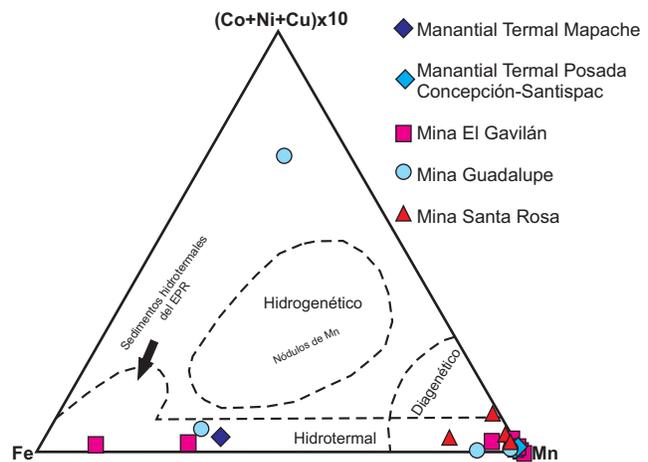


Fig. 6.5 Diagrama ternario (Co+Ni+Cu)×10%Fe%Mn para distinguir los depósitos hidrotermales de los hidrogenéticos y los diagenéticos (Bonatti *et al.*, 1972; Toth, 1980; Crerar *et al.*, 1982). Se puede apreciar que las muestras de los manantiales termales y los depósitos de Mn se proyectan en el campo hidrotermal

Fe₂O₃/TiO₂ vs. MnO/TiO₂

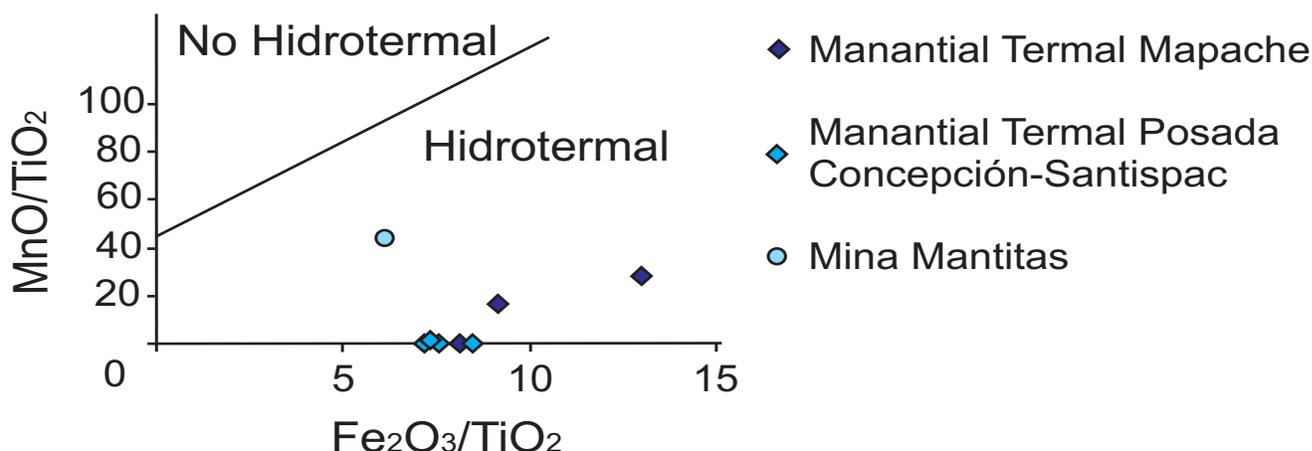


Fig. 6.6 Diagrama binario Fe₂O₃/TiO₂ vs. MnO/TiO₂ para muestras silíceas asociadas a depósitos de Mn (Adachi *et al.*, 1986).

El contenido de REE normalizado al compuesto de lutita de América del Norte (NASC, por sus siglas en inglés; Taylor y McLennan, 1985) de Ensenada Mapache se muestra en la figura 6.8 y de Posada Concepción-Playa Santispac en la figura 6.9. En ambas normalizaciones de los precipitados de los manantiales termales se observan anomalías poco pronunciadas negativas de Ce y positivas de Eu, está última mayormente en Posada Concepción-Playa Santispac. Las anomalías calculadas mediante la expresión de McLennan (1989) para muestras de Ensenada Mapache, negativa Ce/Ce* varía de 0.005 a 0.116 y la anomalía positiva de Eu/Eu* es de 1.45. La anomalía negativa Ce/Ce* (McLennan, 1989) se encuentra entre 0.030 y 0.292, y la positiva de Eu/Eu* (McLennan, 1989) varía de 0.010 a 0.234, en Posada Concepción-Playa Santispac.

6.3 Depósitos de Mn

Las características geoquímicas de los depósitos El Gavilán, Guadalupe y Santa Rosa presentan muchas similitudes por lo que se han agrupado en un mismo apartado.

Las reservas probables calculadas para el depósito El Gavilán por González-Reyna (1956) son de 200,000 Ton con una ley promedio de 44 % en peso de Mn.

Los datos geoquímicos de las muestras de mena y ganga del depósito de El Gavilán se encuentran en las tablas 6.5 y 6.6. La mena se caracteriza por tener valores entre 47 y 84 % en peso de MnO, con Al+Si es menor al 2 % en peso y Fe menor al 1% en peso, lo que corresponde al tipo de mena de grado químico o batería (Fernández, 1980; www.autlan.com.mx) o mena del tipo A (USNSS, 1971). Estos datos son semejantes a los reportados por González-Reyna

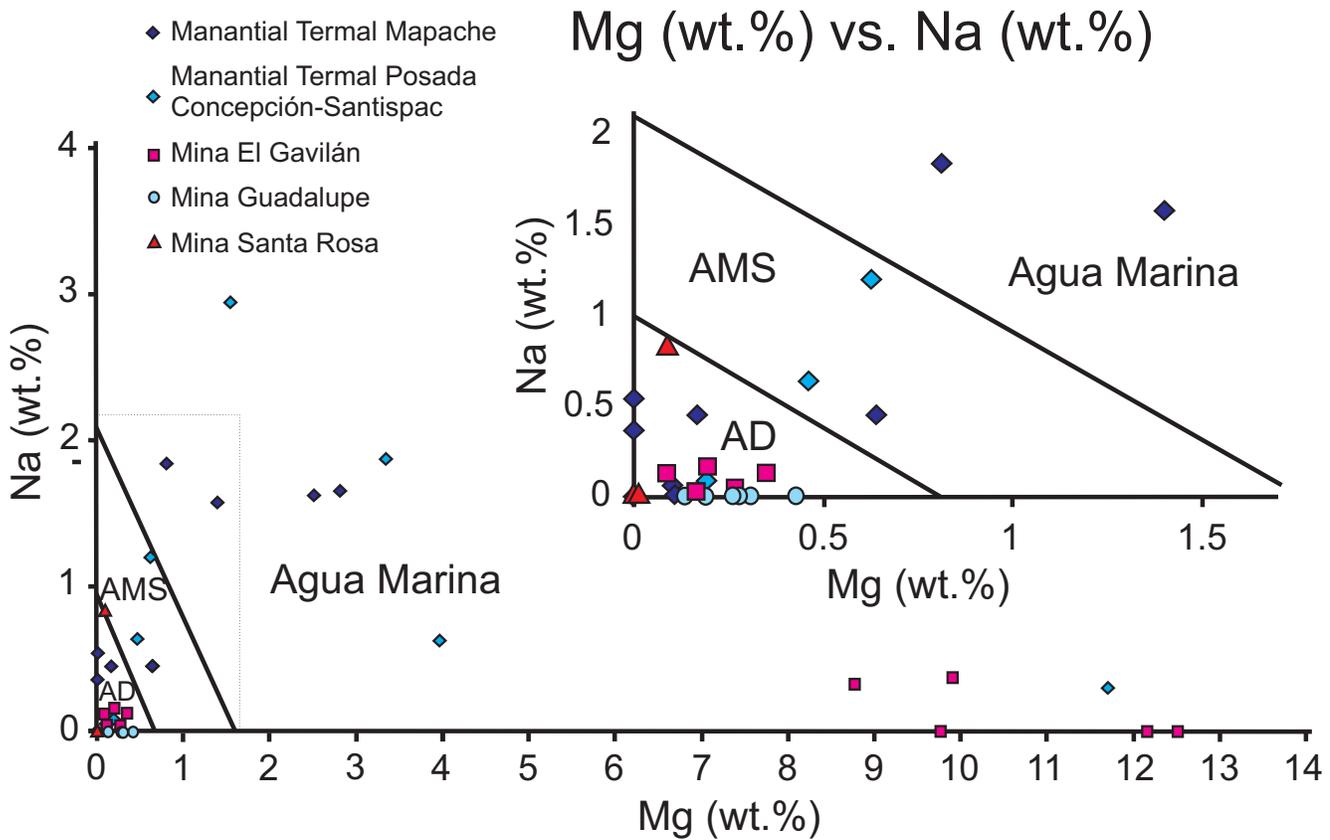


Fig. 6.7 Diagrama para diferenciar fluidos mineralizantes en los depósitos de Mn: agua dulce (AD), ambientes de agua marina somera (AMS), y agua marina (Nicholson, 1992a), para muestras de los manantiales termales y minas de Mn del área de Bahía Concepción. En la parte superior derecha se hace un agrandamiento de los datos en los campos de AD y AMS.

(1956) con valores promedio de 43.68 % en peso de Mn, valores ligeramente superiores al 2 % en peso de Al+Si, y por Wilson (1956) de 48-50 % en peso de Mn y valores superiores en algunos filones al 80 % en peso de MnO.

Los análisis geoquímicos de las muestras de mena, ganga, roca caja y un estromatolito del yacimiento Guadalupe se observan en las tablas 6.7 y 6.8. En el caso de Guadalupe la mena es de tipo para diversos

usos industriales excepto metalúrgico, batería y química (Fernández, 1980; www.autlan.com.mx), con valores de MnO entre 0.15 y 48.830% en peso, con Mn promedio en un 17.4% con muy altos contenidos en SiO₂ y barita hasta en un 16.6% en peso, coincidente con la abundancia de cuarzo, ópalo, barita y fragmentos de roca caja dentro de la mineralización. Estos datos difieren un poco a lo encontrado por González-Reyna (1956) con una ley de 35.5% en peso de Mn y valores

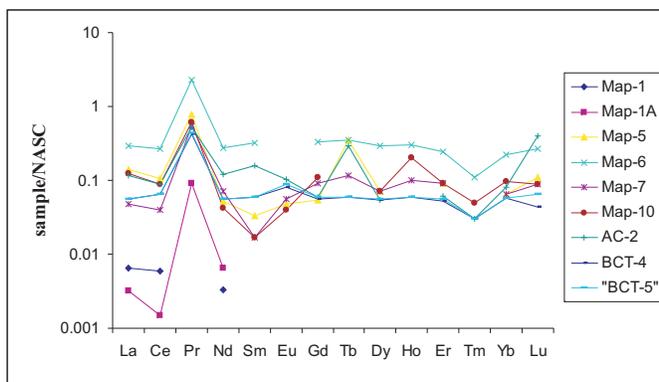


Fig. 6.8 Contenidos de REE de las muestras de los manantiales termales de Ensenada Mapache normalizados a NASC.

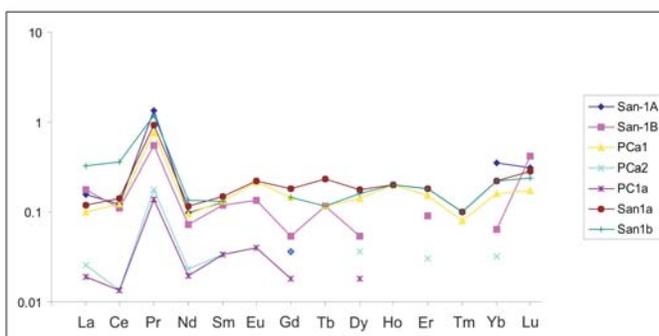


Fig. 6.9 Diagrama de REE normalizadas a NASC de muestras de los manantiales termales de Posada Concepción-Playa Santispac.

de SiO_2 de ~1.2% en peso. Terán-Ortega y Avalos-Zermeño (1993) estimaron un tonelaje total de 546,216 Ton, con leyes que varían de 11.91 a 19.80 % de Mn. El cálculo de tonelaje se hizo en los tres sectores (Norte, Centro y Sur) establecidos por el SGM. En el caso particular en el sector norte los valores de Mn varían entre 11 y 25.5 % en peso y los de Fe de 1 a 4.62 %,

con un tonelaje de 22,080.0 Ton. En el sector central, en las estructuras más potentes del yacimiento, se tienen valores de entre de 8.18 y 34.8 % de Mn y de 1.0 a 5.3 % de Fe, con un tonelaje de 495,396 Ton. En el sector sur el contenido de Mn es bajo; los valores de las muestras mineralizadas indican un rango de 0.5 a 21.6 % de Mn, con un tonelaje de 28200 Ton. En el depósito Guadalupe las estructuras mineralizadas se emplazan de forma muy irregular, resultando en grandes diferencias en las leyes de Mn en la misma estructura. Por todo ello es complicado dar una ley general media.

Los datos geoquímicos de las muestras de mena y roca de caja alterada del yacimiento Santa Rosa se presentan en las tablas 6.9 y 6.10. Los componentes químicos más abundantes en las muestras son: manganeso, de 23.6 a 50.0 % en peso de MnO , sílice, de 13.3 a 32.4 % en peso de SiO_2 , y entre 1.8 y 9.5 % en peso de Al_2O_3 , hierro, de 0.5 a 4.2 % en peso Fe_2O_3 (Tot), lo que corresponde a una mena de grado cerámico y de otros usos industriales excepto metalúrgico, batería o química, con altos contenidos en SiO_2 , Al_2O_3 y barita (en promedio 20.8 % en peso).

La menas como la ganga de todos los depósitos están enriquecidas en BaO, destacándose el depósito Santa Rosa con menos del 14 % en peso y en menor medida El Gavilán con menos del 3 % en peso, seguido de CaO que se encuentra en un rango de 0.2 a 42.16 % en peso, principalmente en Mina Guadalupe (Tabla 6.5, 6.6, 6.7, 6.8, 6.9 y 6.10) En Mina El Gavilán solamente es distintivo encontrar cantidades menores al 21 % en peso de MgO (Tabla 6.5). Estos

componentes principales coinciden con la presencia abundante de barita, calcita, óxidos de Mn que contienen Ba y Ca en su estructura (romanechita y todorokita) y dolomita en las mineralizaciones.

También existen anomalías de Sr, Sb, As, Zn, Pb, Cu, V y W, presentes en cantidades por debajo del 1 % en peso en todos los depósitos (Tabla 6.6, 6.8 y 6.10), semejante a lo reportado por González-Reyna (1956) y Terán-Ortega y Avalos-Zermeño (1993).

En el depósito de Guadalupe Terán-Ortega y Avalos-Zermeño (1993) reportaron datos de leyes del orden de 0.14 a 1.1 g/Ton de Au y de 0.4 a 6.3 g/Ton de Ag, con anomalías de As, Sb, Co y Ni, éstos dos últimos con leyes entre 10 y 50 a g/Ton. En el presente estudio sólo en El Gavilán se analizó el Au encontrándose valores menores a 8 g/Ton y de Ag en Guadalupe y Santa Rosa alrededor de 1 g/Ton. El Co y el Ni presentan los valores más altos de hasta 496 g/Ton y 50 g/Ton, respectivamente en mena de El Gavilán.

En las muestras de los depósitos la relación Fe/Mn se encuentra en su mayoría dentro del intervalo característico de depósitos hidrotermales $0.1 > \text{Fe}/\text{Mn} > 10$ (Nicholson, 1992a) (Tabla 6.5, 6.7 y 6.9), difiriendo las muestras ricas en dolomita de El Gavilán que se encuentran en un rango de 0.51 a 8.15 (Tabla 6.5). La razón Co/Zn en las muestras de El Gavilán tiene un valor promedio de 0.18, en Guadalupe de 0.11 y en Santa Rosa de 0.24, afín con el valor típico de yacimientos hidrotermales ~ 0.15 (Toth, 1980; Usui *et al.*, 1997) (Tabla 6.6 y 6.8 y 6.10). Los valores promedio de la suma de Co+Ni+Cu son: 0.05 % en

peso en el depósito de El Gavilán, 0.02 % en peso en Guadalupe y 0.010 % en peso en Santa Rosa, semejante a lo habitual de los depósitos hidrotermales < 0.01 % (Nicholson, 1992a; Toth, 1980; Bolton *et al.*, 1988) (Tabla 6.6 y 6.8 y 6.10).

En el diagrama de Al vs. Si de Crerar *et al.* (1982) los datos principalmente caen dentro del campo hidrotermal (Fig. 6.1), mientras que otros pocos en el campo hidrogenético y algunos en el diagenético-detrítico, debido a que presentan fragmentos minúsculos de plagioclasa, piroxenos y de roca caja como en los precipitados, especialmente en las vetas-brechas y brechas, como lo evidenció el estudio petrográfico. En el diagrama As+Cu+Mo+Pb+V+Zn vs. Co+Ni de Nicholson (1992a) se aprecia un claro origen hidrotermal para todas las muestras de las mineralizaciones de Mn (Fig. 6.2). En el diagrama binario de Co+Ni+Cu vs. Co/Zn de Toth (1980), también, se observa una afinidad al campo hidrotermal (Fig. 6.3).

En el diagrama ternario $(\text{Ni}+\text{Co}+\text{Cu}) \times 10\% \text{Fe} \% \text{Mn}$ de Bonatti *et al.* (1972); Toth, 1980 y Crerar *et al.*, 1982 se proyectan todos los datos de los depósitos en el campo hidrotermal (Fig. 6.5), y en el diagrama $\text{Si} \times 2\% \text{Fe} \% \text{Mn}$ de Toth (1980) hay una tendencia al campo de las costras hidrotermales en muestras de El Gavilán y Guadalupe, sin embargo, en Santa Rosa no queda definido algún campo genético en particular (Fig. 6.4).

Las muestras silíceas relacionadas a las menas de Mn del depósito Guadalupe fueron analizadas con el

Tabla 6.5 Análisis de elementos mayores (en porcentaje en peso) de muestras mineralizadas del depósito El Gavilán.

Muestra	Descripción	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃ (Tot)	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	PXC	Total	Fe/Mn
<i>Gal-1A</i>	Veta de Ox de Mn	2.43	0.01	0.69	0.47	81.46	0.29	0.61	0.03	0.06	0.07	13.03	99.13	0.005
<i>Gav-3A</i>	Veta de Ox de Mn	2.20	0.02	0.63	0.38	83.60	0.45	0.61	0.06	0.03	0.05	12.90	100.93	0.004
<i>Gav-4A</i>	Veta de Ox de Mn	1.48	0.03	0.82	0.32	72.34	0.15	0.50	0.16	0.25	0.03	11.42	87.51	0.004
<i>GavF-4A</i>	Veta de Ox de Mn	2.18	0.03	0.62	3.43	47.58	0.58	11.35	0.18	0.39	0.03	16.86	83.24	0.065
<i>Gav-P.A.</i>	Veta de Ox de Mn	2.25	0.01	0.57	0.89	73.12	0.33	2.14	0.21	0.30	0.07	13.30	93.19	0.011
<i>GAV1B</i>	Veta de dolomita	2.06	0.01	0.55	0.59	1.05	20.76	29.93	0.00	0.06	0.04	45.54	100.59	0.51
<i>GAV3B</i>	Veta de dolomita	13.82	0.01	0.58	1.96	0.38	16.21	27.03	0.00	0.08	0.08	39.52	99.67	4.66
<i>GAV3D</i>	Veta de dolomita	10.95	0.31	3.02	3.97	0.44	16.43	26.50	0.50	0.22	0.13	37.61	100.08	8.15
<i>GAVPAT</i>	Veta de dolomita	13.33	0.23	2.47	3.85	1.51	14.56	26.77	0.43	0.18	0.13	36.26	99.72	2.30
<i>GAVTPA</i>	Veta de dolomita	0.97	0.01	0.51	1.07	1.03	20.19	30.48	0.00	0.06	0.07	45.73	100.12	0.94

Abreviaciones Ox de Mn: óxidos de Mn.

Tabla 6.6 Análisis de muestras mineralizadas del depósito El Gavilán para elementos traza y REE en ppm. Además de la relación Co/Zn y valores de Co+Ni+Cu.

Muestra	V	Cr	Co	Ni	Cu	Zn	Ga	Ge	As	Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Mo	Ag	Au	Co/Zn	Co+Ni+Cu (wt. %)
<i>Gal-1A</i>	684	13	496	50	526	419	22	7	399	< 2	1290	14	< 5	< 1	33	n. m.	3	1.18	0.11
<i>Gav-3A</i>	320	5	212	45	180	1970	19	5	144	< 2	1140	13	< 5	< 1	28	n. m.	3	0.11	0.04
<i>Gav-4A</i>	933	8	445	21	1180	1619	18	6	230	< 2	5190	26	< 5	< 1	35	n. m.	8	0.27	0.16
<i>GavF-4A</i>	876	13	149	20	540	1175	15	6	225	4	5940	24	< 5	< 1	27	n. m.	< 0.2	0.13	0.07
<i>Gav-P.A.</i>	779	8	41	40	552	4223	25	6	361	5	2490	30	< 5	< 1	19	n. m.	< 0.2	0.01	0.06
<i>GAV1B</i>	33	< 20	6	< 20	40	950	1	< 1	5	< 2	187	3	< 5	< 1	< 2	< 0.5	n. m.	0.01	0.004
<i>GAV3B</i>	69	< 20	5	< 20	40	650	< 1	< 1	8	3	95	3	< 5	< 1	< 2	< 0.5	n. m.	0.01	0.004
<i>GAV3D</i>	69	< 20	8	20	30	380	3	< 1	10	3	172	9	26	1	2	< 0.5	n. m.	0.02	0.01
<i>GAVPAT</i>	66	< 20	12	20	40	260	4	< 1	7	2	362	8	21	< 1	2	< 0.5	n. m.	0.05	0.01
<i>GAVTPA</i>	62	< 20	2	< 20	40	410	1	< 1	< 5	< 2	164	5	< 5	< 1	< 2	< 0.5	n. m.	0.01	0.004

Muestra	In	Ir	Se	Sn	Sb	Cs	Ba	Pb	Bi	Hf	Ta	W	Tl	Th	U
<i>Gal-1A</i>	< 0.2	< 5	< 3	2	< 0.1	< 5	7520	1002	< 0.4	< 1	< 0.5	211	7.9	< 0.2	10.0
<i>Gav-3A</i>	< 0.2	< 5	< 3	< 1	1.3	< 5	1150	4467	< 0.4	< 1	< 0.5	25	15.6	< 0.2	4.9
<i>Gav-4A</i>	< 0.2	< 5	< 3	< 1	1.5	< 5	38100	430	0.5	< 1	< 0.5	686	65.9	< 0.2	< 0.5
<i>GavF-4A</i>	< 0.2	< 5	< 3	< 1	0.2	1.0	28600	990	1.0	< 1	< 0.5	30	104	< 0.2	< 0.5
<i>Gav-P.A.</i>	< 0.2	< 5	< 3	< 1	1.9	0.5	10900	650	< 0.4	< 1	< 0.5	10	39.4	0.5	9.6
<i>GAV1B</i>	< 0.2	n. m.	n. m.	< 1	< 0.5	< 0.5	391	33	< 20	< 0.2	< 0.1	17	1.5	6	< 20
<i>GAV3B</i>	< 0.2	n. m.	n. m.	< 1	< 0.5	0.6	19	69	< 20	< 0.2	< 0.1	55	< 0.1	5	< 20
<i>GAV3D</i>	< 0.2	n. m.	n. m.	< 1	< 0.5	1	83	69	< 20	0.7	< 0.1	28	< 0.1	0.7	< 0.1
<i>GAVPAT</i>	< 0.2	n. m.	n. m.	< 1	< 0.5	< 0.5	304	66	< 20	0.6	0.2	65	0.9	0.6	0.2
<i>GAVTPA</i>	< 0.2	n. m.	n. m.	< 1	< 0.5	< 0.5	294	62	< 20	< 1	< 0.5	< 0.2	< 0.1	13	1

Muestra	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
<i>Gal-1A</i>	7.00	8.30	1.29	5.90	1.40	0.42	1.90	0.30	2.00	0.40	1.50	0.22	1.40	0.22
<i>Gav-3A</i>	5.00	5.60	1.11	5.40	1.40	0.47	1.80	0.30	2.00	0.40	1.30	0.20	1.10	0.17
<i>Gav-4A</i>	22.70	7.70	2.79	12.60	2.80	0.54	3.90	0.60	4.00	0.80	2.50	0.35	2.20	0.33
<i>GavF-4A</i>	14.10	31.00	2.59	11.80	2.90	0.36	3.40	0.70	4.20	0.90	2.90	0.42	2.60	0.38
<i>Gav-P.A.</i>	11.40	5.10	1.77	9.40	2.50	0.59	3.70	0.60	3.60	0.80	2.50	0.34	1.90	0.29
<i>GAV1B</i>	0.8	1.5	0.19	0.8	0.2	0.06	0.3	< 0.1	0.3	< 0.1	0.3	< 0.05	0.3	0.04
<i>GAV3B</i>	0.7	1.1	0.14	0.6	0.2	< 0.05	0.2	< 0.1	0.3	< 0.1	0.2	< 0.05	0.2	< 0.04
<i>GAV3D</i>	5.6	10.7	1.34	5	1.1	0.35	1.2	0.2	1.2	0.2	0.7	0.11	0.7	0.1
<i>GAVPAT</i>	3.9	8	1.03	4.1	1	0.05	1.1	0.2	1.2	0.2	0.7	0.1	0.6	0.09
<i>GAVTPA</i>	1.3	1.7	0.26	1	0.3	< 0.05	0.4	< 0.1	0.5	0.1	0.4	0.06	0.4	0.05

Abreviaciones n.m. no analizado.

Tabla 6.7 Análisis de elementos mayores en porcentaje en peso de muestras mineralizadas del depósito Guadalupe.

Muestras	Descripción	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃ (Tot)	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	PXC	BaSO ₄	Total	Fe/Mn
Man-3	Brecha de clastos andesíticos cementada por Ox de Mn, Ba y Qz	10.63	0.11	3.22	0.95	0.40	0.00	39.81	0.00	1.05	0.00	30.58	9.07	95.82	2.14
Man-4	Veta de Ox de Mn y Qz	11.5	0.06	2.21	5.48	42.55	0.52	4.64	0.00	0.21	0.01	11.75	16.61	95.54	0.12
Man-5a	Veta-Brecha de Ox de Mn y Qz	23.94	0.20	5.72	1.72	41.94	0.71	5.79	0.00	4.34	0.02	11.26	5.37	101.01	0.04
Man-5b	Veta de Ox de Mn y calcita	3.66	0.04	1.72	0.21	48.83	0.23	12.62	0.00	0.14	0.00	16.38	14.15	97.98	0.003
Man-8	Estromatolito de Ox de Mn y calcita	0.00	0.03	1.51	0.11	22.00	0.31	37.04	0.00	0.00	0.00	30.1	6.78	97.88	0.004
Man-8b	Veta de Qz y pocos Ox de Mn	24.6	0.03	1.60	0.20	1.31	0.43	42.16	0.00	0.00	0.00	31.25	0.00	101.58	0.14
Man-9	Veta de Qz y pocos Ox de Mn	86.01	0.03	0.66	0.15	0.15	0.46	1.16	0.00	0.02	0.006	1.75	9.25	99.64	0.94
Man-11a	Roca caja, andesita	59.42	0.71	15.00	5.84	0.10	3.91	3.54	2.42	5.18	0.52	3.65	0.00	100.29	--
Man-11b	Roca caja, dique de granito	56.91	0.87	17.12	6.10	0.10	3.11	5.43	4.90	1.90	0.36	2.90	0.00	99.69	--

Abreviaciones: Ox de Mn: óxidos de Mn, Ba: barita, Qz: cuarzo y --: dato no calculado para fines genéticos del depósito.

Tabla 6.8 Análisis de muestras mineralizadas del depósito Guadalupe para elementos traza y REE en ppm. Además de la relación Co/Zn y valores de Co+Ni+Cu.

Muestra	V	Cr	Co	Ni	Cu	Zn	Ga	Ge	As	Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Mo	Ag	Au	Co/Zn	Co+Ni+Cu (wt. %)
Man-3	62	< 20	2	20	40	410	1	< 1	5	< 2	164	5	< 5	< 1	2	< 0.5	n.m.	0.004	0.006
Man-4	24	< 20	1	20	30	80	5	< 1	61	28	923	4	10	< 1	2	< 0.5	n.m.	0.01	0.005
Man-5a	118	< 20	14	20	220	140	43	22	519	8	1380	7	5	< 1	7	< 0.5	n.m.	0.10	0.025
Man-5b	76	< 20	14	< 20	300	70	57	6	44	72	4240	7	< 5	< 1	< 2	0.9	n.m.	0.20	0.031
Man-8	146	< 20	7	< 20	170	90	60	10	161	3	3200	3	< 5	< 1	5	0.7	n.m.	0.08	0.018
Man-8b	11	< 20	9	< 20	20	40	27	< 1	67	3	154	< 1	< 5	< 1	< 2	< 0.5	n.m.	0.23	0.003
Man-9	166	< 20	7	20	500	50	28	9	305	< 2	1990	2	< 5	< 1	3	< 0.5	n.m.	0.14	0.053
Man-11a	5	< 20	44	< 20	30	80	24	1	8	< 2	856	< 1	< 5	< 1	< 2	0.7	n.m.	--	--
Man-11b	111	30	19	< 20	40	90	29	1	19	92	381	15	95	4	< 2	1	n.m.	--	--

Muestra	In	Sn	Sb	Cs	Ba	Pb	Bi	Hf	Ta	W	Tl	Th	U
Man-3	< 0.2	< 1	< 0.5	< 0.5	294	38	< 0.4	< 0.2	< 0.1	13	1	0.3	0.6
Man-4	< 0.2	< 1	8.3	1.3	64200	5	< 0.4	0.4	0.2	29	0.3	0.3	0.2
Man-5a	< 0.2	< 1	361	0.7	85500	103	< 0.4	< 0.2	< 0.1	438	5	0.2	2
Man-5b	< 0.2	< 1	62.7	1.7	28300	127	< 0.4	< 0.2	< 0.1	19	0.8	0.2	1.3
Man-8	< 0.2	< 1	256	< 0.5	69300	18	< 0.4	< 0.2	0.2	265	1.7	< 0.1	1.2
Man-8b	< 0.2	< 1	< 0.5	< 0.5	2630	< 5	< 0.4	< 0.2	0.1	101	< 0.1	< 0.1	0.1
Man-9	< 0.2	< 1	15.9	< 0.5	44000	20	< 0.4	0.2	0.2	6	0.3	< 0.1	0.8
Man-11a	< 0.2	< 1	2.8	< 0.5	49300	17	< 0.4	0.6	1.3	462	< 0.1	< 0.1	< 0.1
Man-11b	< 0.2	< 1	0.5	2.9	2280	18	0.7	2.8	0.4	58	0.9	2.8	1.5

Muestra	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
Man-3	7.1	11.8	1.3	4.2	0.7	0.09	0.9	0.1	0.4	< 0.1	0.2	< 0.05	0.2	< 0.04
Man-4	19.2	20.6	2.4	6.5	1.2	< 0.05	1.5	0.2	0.9	0.1	0.3	< 0.05	0.1	< 0.04
Man-5a	15.4	16.1	2.34	7.5	1.5	0.07	1.6	0.2	1.2	0.2	0.6	< 0.05	0.4	0.06
Man-5b	1.9	5.5	0.44	1.5	0.3	< 0.05	0.5	< 0.1	0.2	< 0.1	< 0.1	< 0.05	< 0.1	< 0.04
Man-8	2.9	3.3	0.34	1.0	0.2	< 0.05	0.2	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.05	< 0.1	< 0.04
Man-8b	7.6	1.6	0.71	1.8	0.3	< 0.05	0.5	< 0.1	0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.05	< 0.1	< 0.04
Man-9	0.2	0.3	0.08	0.2	< 0.1	< 0.05	< 0.1	< 0.1	0.2	0.1	< 0.1	< 0.05	< 0.1	< 0.04
Man-11a	19.5	39.7	4.78	17.4	3.5	0.94	3.1	0.5	2.6	0.5	1.5	0.22	1.4	0.2
Man-11b	23.7	53.2	6.74	25.9	5.3	1.54	4.3	0.5	2.5	0.5	1.3	0.17	1.0	0.15

Abreviaciones: n.m. no analizado y --: dato no calculado para fines genéticos del depósito.

Tabla 6.9 Análisis de elementos mayores en porcentaje en peso de muestras mineralizadas del depósito Santa Rosa.

Muestras	Descripción	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃ (Tot)	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	PXC	BaSO ₄	Total	Fe/Mn
SR-b	Veta-brecha	32.43	0.55	9.46	4.18	23.58	0.15	2.62	1.13	1.21	0.03	6.46	15.3	97.1	0.16
SR-c	Veta-brecha	13.32	0.09	1.91	0.54	49.98	0.00	0.45	0.00	0.09	0.00	9.30	20.54	96.22	0.01
SR-h	Veta-brecha	18.09	0.09	1.80	0.68	42.81	0.00	0.25	0.00	0.24	0.00	8.11	23.93	96.00	0.01
SR-Rod	Veta-brecha	18.67	0.18	3.21	1.14	44.85	0.01	0.52	0.00	0.67	0.00	8.73	18.95	96.93	0.01
SR-y-1	Roca caja andesítica alterada	76.56	0.23	3.91	1.58	0.07	0.00	0.84	0.56	1.02	0.05	2.85	10.34	98.00	--
SR-y-2	Veta-brecha	27.19	0.10	1.51	0.32	22.02	0.00	0.17	0.01	0.00	0.00	4.99	36.24	92.54	0.01

Abreviaciones: --: dato no calculado para fines genéticos del depósito.

Tabla 6.10 Análisis de muestras mineralizadas del depósito Santa Rosa para elementos traza y REE (en ppm). Además de la relación Co/Zn y valores de Co+Ni+Cu.

Muestra	V	Cr	Co	Ni	Cu	Zn	Ga	Ge	As	Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Mo	Ag	Au	Co/Zn	Co+Ni+Cu (ppm)
SR-b	778	50	55	40	620	280	48	15	1380	45	1020	8	51	2	98	0.8	n.m.	0.20	0.07
SR-c	1410	< 20	77	30	1140	340	60	28	1340	11	796	4	6	< 1	128	< 0.5	n.m.	0.23	0.12
SR-h	1310	50	57	20	1330	330	52	20	937	14	898	4	< 5	< 1	88	< 0.5	n.m.	0.17	0.14
SR-Rod	23	20	27	< 20	30	80	35	< 1	30	61	1020	4	26	< 1	< 2	< 0.5	n.m.	0.34	0.01
SR-y-1	524	30	39	< 20	830	300	39	13	1530	7	2220	2	< 5	< 1	45	< 0.5	n.m.	--	--
SR-y-2	1110	< 20	91	30	1630	340	60	32	1960	28	666	7	5	< 1	173	< 0.5	n.m.	0.27	0.18

Muestra	In	Sn	Sb	Cs	Ba	Pb	Bi	Hf	Ta	W	Tl	Th	U
SR-b	< 0.2	< 1	569	18.6	99000	245	0.6	0.7	< 0.1	1730	6.6	0.7	1.2
SR-c	< 0.2	< 1	980	6.2	124000	49	< 0.4	< 0.2	< 0.1	2600	7.5	< 0.1	3
SR-h	< 0.2	< 1	457	4	137000	82	< 0.4	< 0.2	< 0.1	2380	6.7	< 0.1	2.7
SR-Rod	< 0.2	< 1	30.6	42.6	65700	6	< 0.4	0.7	0.4	250	0.7	0.4	0.2
SR-y-1	< 0.2	< 1	415	4.3	131000	23	0.5	< 0.2	< 0.1	1650	6.3	< 0.1	2
SR-y-2	< 0.2	< 1	820	10.3	117000	58	< 0.4	< 0.2	< 0.1	1230	4.8	0.2	2.1

Muestra	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
SR-b	14.6	30.4	3.04	10.6	2	0.04	1.8	0.3	1.7	0.3	0.8	1.8	0.3	1.7
SR-c	7.1	5.8	1.13	3.3	0.6	0.04	0.7	< 0.1	0.5	< 0.1	0.3	0.7	< 0.1	0.5
SR-h	6.2	7.3	1.02	2.7	0.4	0.04	0.4	< 0.1	0.4	< 0.1	0.2	0.4	< 0.1	0.4
SR-Rod	3.6	8.7	1	3.5	0.8	0.03	0.7	0.1	0.7	0.1	0.3	0.7	0.1	0.7
SR-y-1	2.1	2.2	0.32	1.1	< 0.1	< 0.05	< 0.1	< 0.1	0.1	< 0.1	0.1	< 0.05	< 0.1	< 0.04
SR-y-2	11.2	12.7	2.33	7.5	1.4	0.08	1.5	0.2	1.2	0.2	0.6	< 0.05	0.6	0.09

Abreviaciones: n.m. no analizado y --: dato no calculado para fines genéticos del depósito.

diagrama binario Fe₂O₃/TiO₂ vs. MnO/TiO₂ (Adachi *et al.*, 1986), donde se observa que sus datos geoquímicos se proyectan en el campo genético hidrotermal (Fig. 6.6).

En del diagrama Mg vs. Na (Nicholson, 1992a) para caracterizar fluidos relacionados a las mineralizaciones de Mn, las muestras de El Gavilán se ubican en el campo del agua dulce, para muestras de mena, y de agua marina, para muestras de ganga,

mientras en los depósitos de Guadalupe y Santa se localizan en el campo del agua dulce (Fig. 6.7).

La concentración total de REE de las muestras mineralizadas del depósito El Gavilán varía de 32.25 a 78.25 ppm y en Santa Rosa alrededor de 66.57 ppm, la concentración total de REE del estromatolito y menas en el depósito Guadalupe no pudo ser obtenida debido a la falta de datos (que resultaron por debajo del límite de detección). Los valores de REE en los depósitos

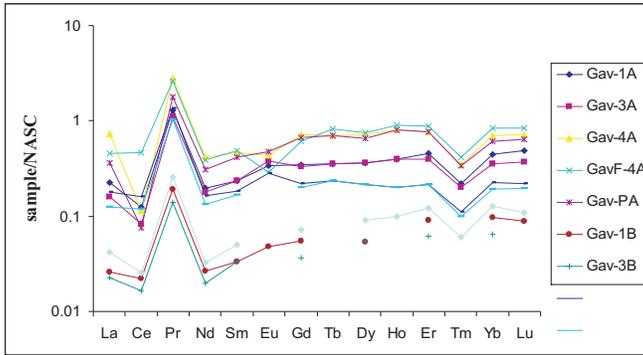


Fig. 6.10 Diagrama de REE normalizadas a NASC de muestras mineralizadas de El Gavilán.

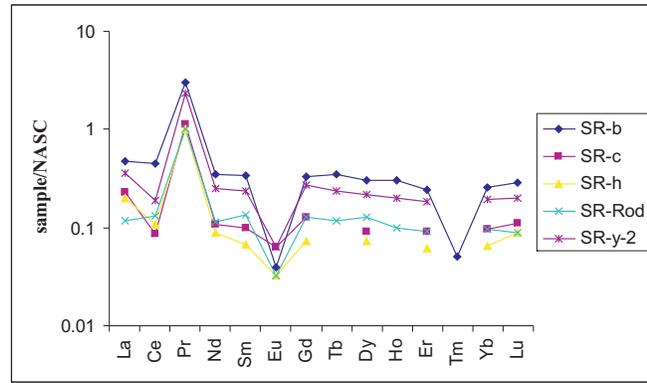


Fig. 6.12 Diagrama de REE normalizadas a NASC de muestras mineralizadas del depósito Santa Rosa.

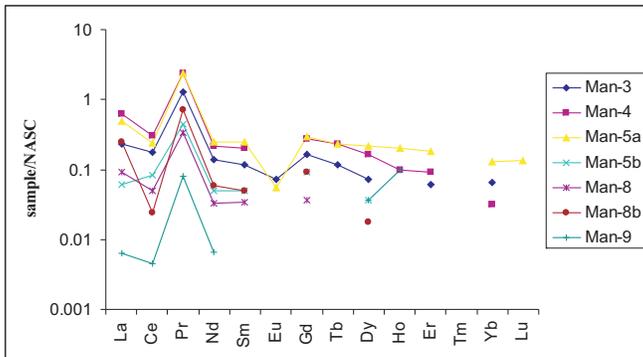


Fig. 6.11 Diagrama de REE normalizadas a NASC de muestras mineralizadas del depósito Guadalupe.

son bajos, típicos de depósitos hidrotermales de Mn que presentan valores de concentración de REE alrededor de las 100 ppm (Usui *et al.*, 1997; Jach y Dudek, 2005; Canet *et al.*, 2008). En general, se denota una mayor concentración de LREE que de HREE en los depósitos de Mn, en El Gavilán se presentan concentraciones de LREE entre 3.55 y 62.75 ppm y de HREE entre 4.19 a 15.50 ppm y en Santa Rosa las LREE varían en un rango de 17.64 a 60.69 ppm, mientras que los HREE oscilan alrededor de los 5.88 ppm, en Mina Guadalupe se

encontraron concentraciones de LREE entre 25.19 y 42.91 ppm. Este enriquecimiento relativo de LRRE comparado con valores de HREE es indicador de un origen hidrotermal (Mills y Eldefield, 1995).

El contenido de REE normalizado al NASC (Taylor y McLennan, 1985) para las minas: El Gavilán, Guadalupe y Santa Rosa se muestra en las figuras 6.10, 6.11 y 6.12, respectivamente. En los perfiles normalizados de REE de las menas de los depósitos se puede observar una anomalía negativa poco pronunciada de Ce y una anomalía negativa de Eu sólo en las muestras de Guadalupe y Santa Rosa, no se observa ninguna anomalía de Eu en el depósito El Gavilán (Fig. 6.10, 6.11 y 6.12). Las anomalías negativas Ce/Ce*, calculada mediante la expresión de McLennan (1989) son: entre 0.041 a 0.265 para El Gavilán, de 0.015 a 0.177 en Guadalupe y en un rango de 0.021 a 0.055 en Santa Rosa. En el caso de las anomalías negativas de Eu mediante la expresión de McLennan (1989) se tiene para el depósito Guadalupe valores que varían de 0.033 a 0.058 y en Mina Santa Rosa entre 0.074 a 0.123.

7. ANÁLISIS DE INCLUSIONES FLUIDAS

7.1. Introducción

Los análisis microtermométricos de inclusiones fluidas (IF) contribuyen a conocer la temperatura, presión, densidad y composición de los fluidos que originaron una mineralización (Roedder, 1984; Goldstein, 2001).

Para el estudio petrográfico y microtermométrico se utilizaron sólo aquellas IF que formadas en o cerca del momento de la formación del mineral que las aloja, es decir, las primarias y pseudosecundarias (Sheperd *et al.*, 1985). El estudio de IF en minerales de ganga, en las distintas mineralizaciones de Mn, tales como cuarzo, barita, calcita, dolomita y aragonita partió de un análisis petrográfico de familias de inclusiones fluidas. De manera general, se observa en las muestras analizadas la presencia de IF primarias bastante comunes en: (a) grupos o individuos asilados distribuidos al azar, y (b) en zonas de crecimiento de los cristales contenedores. El tamaño de las IF varía de entre 5 a 150 μm , usualmente entre 15-30 μm , y las formas de las inclusiones son esferoidales, irregulares, cilíndricas, tabulares, alargadas y de cristal negativo. No hay inclusiones con cristales hijo, las inclusiones observadas sólo son de líquido/vapor, bifásicas, con grado de relleno ($F = V_{\text{Fase líquida}} / V_{\text{Total}}$) de 0.60-0.95, con abundancia de F entre 0.85-0.95, generalmente alrededor de un 80% en todas las muestras. No se encontró en las IF evidencia de la coexistencia de inclusiones ricas en líquido y ricas en vapor, en las cuales

el atrapamiento fue contemporáneo (atrapamiento heterogéneo originado por un proceso de ebullición). Sin embargo, se observa la existencia de inclusiones ricas en líquido y ricas en vapor, pero formadas en distintos períodos. Existen abundantes familias de IF secundarias monofásicas de líquido; algunas de estas inclusiones han sufrido estrangulamiento, lo que las invalida para la microtermometría en el presente estudio (Goldstein y Reynolds, 1994).

La temperatura eutéctica (T_e) necesaria para identificar las sales mayoritarias disueltas en el fluido acuoso, sólo pudo ser observada en contadas ocasiones, cuando el tamaño de la IF y la transparencia del cristal lo permitieron. No obstante, dado que en todos los casos ésta osciló entre -19 y -24°C , se puede aceptar que la fase líquida está constituida por el sistema de dos componentes $\text{NaCl} + \text{H}_2\text{O}$ ($T_e = -21,2^\circ\text{C}$) o el sistema de tres componentes $\text{NaCl} + \text{KCl} + \text{H}_2\text{O}$ ($T_e = -22,9^\circ\text{C}$) (Roedder, 1984; Bodnar *et al.*, 1985, 1993). A este respecto, cabe destacar que, independientemente de cual de los dos sistemas predomine, el error en el cálculo de la salinidad (al suponer a todas las sales como NaCl) es despreciable dado los bajos valores obtenidos.

La salinidad, expresada en % en peso de NaCl equivalente (NaCl eq.), y las propiedades de los fluidos en el sistema $\text{H}_2\text{O} - \text{NaCl}$ fueron calculadas usando las ecuaciones de Bodnar (1983, 1993); Roedder (1984) y Zhang y Frantz (1987).

La presión de homogenización (P_h) se puede considerar como la presión mínima reinante durante el atrapamiento de una inclusión, esta presión junto con

la temperatura de homogenización (T_h), da el punto inicial de la isocora en un diagrama P-T para un sistema determinado.

Talantsev (1979) desarrolló una expresión matemática para el cálculo de la presión de homogenización de las soluciones salinas atrapadas en las inclusiones. Para resolver esta expresión hace falta conocer la temperatura de fusión del hielo (T_{fh}) y la T_h de una determinada inclusión:

$$P_h = 4.32 (10^{-9}) T_h^{0.182} (1 + 0.009 T_{fh}) [\text{atm}]$$

El cálculo de la P_h sirve para hallar un valor mínimo de presión de atrapamiento. La presión de captura, real, es siempre mayor, ya que hay que tener presente la presión litostática e hidrostática que existía en el momento de la captura de la inclusión. Un factor que influye en la P_h es la cantidad de sales disueltas.

La profundidad o espesor de rocas, es decir, el recubrimiento mínimo necesario para que no se llegue a producir la ebullición del fluido mineralizante se puede calcular utilizando un diagrama. Por debajo de este valor mínimo, los fluidos se asume que están en ebullición, y se esperaría encontrar inclusiones atrapadas heterogéneamente que así lo confirmaran.

Con los datos referentes a la presiones de homogenización y salinidades, se puede calcular la profundidad aplicando el diagrama de Hass (1971) (Fig. 7.1).

La aplicación de la técnica de microtermometría en conjunto con otras tales como petrografía clásica, análisis químicos, etc., hace del estudio de las IF una

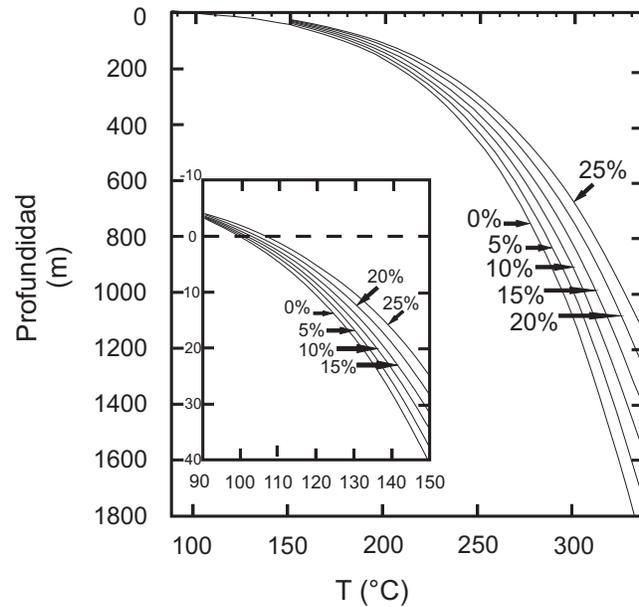


Fig. 7.1 Diagrama de Hass (1971) indicando las curvas de ebullición del agua líquida para soluciones salinas de concentración constante, dadas en porcentaje en peso de NaCl y las profanidades estimadas de atrapamiento. El diagrama interior amplía las relaciones entre 100°C y 150°C. La temperatura en el punto 0 de cada curva es el punto de ebullición del líquido a 1.013 bares (1 atm) de presión de carga, la cual es equivalente a la presión atmosférica a nivel del mar.

poterosa herramienta que permite caracterizar de manera más precisa las propiedades de los fluidos involucrados en la formación de un depósito mineral (Wilkinson, 2001).

7.2 Manantiales termales

7.2.1 Manantial termal de Ensenada Mapache

Las muestras de IF analizadas están alojadas en cristales de barita de vetas con bandeamiento incipiente relacionadas con los manantiales termales costeros. Los

crisales de barita analizados se presentan de forma tabular en tamaños <4 cm en el centro de las vetas y más pequeños (<1 cm) hacia la parte externa de las vetas. La barita se encuentra asociada con depósitos tardíos de óxidos de Mn, ópalo-A y depósitos estromatolíticos silicicocálicos.

Sólo las IF primarias y pseudosecundarias fueron estudiadas, en particular aquellas que se encontraran de manera aislada y distribuidas al azar. Estas IF fueron analizadas considerando que, en la barita, éstas pueden ser susceptibles a procesos de estrangulamiento o pérdida de fluidos (Ulrich y Bodnar, 1988; Van den

Kerhof y Hein, 2001). Además fueron medidas algunas IF claramente secundarias.

Los datos microtermométricos fueron recabados de 77 IF alojadas en 6 muestras de barita. Las IF analizadas presentan tamaños en un rango de 10 a 100 μm y formas típicamente rectangulares-alongadas a aciculares. Algunas se encuentran agrupadas paralelamente a los ejes del cristal, en forma de bloques subredondeados a redondeadas y, más escasamente, de cristal negativo. La mayoría de las IF a temperatura ambiente son secundarias monofásicas líquidas y, en menor medida, primarias y pseudosecundarias bifásicas

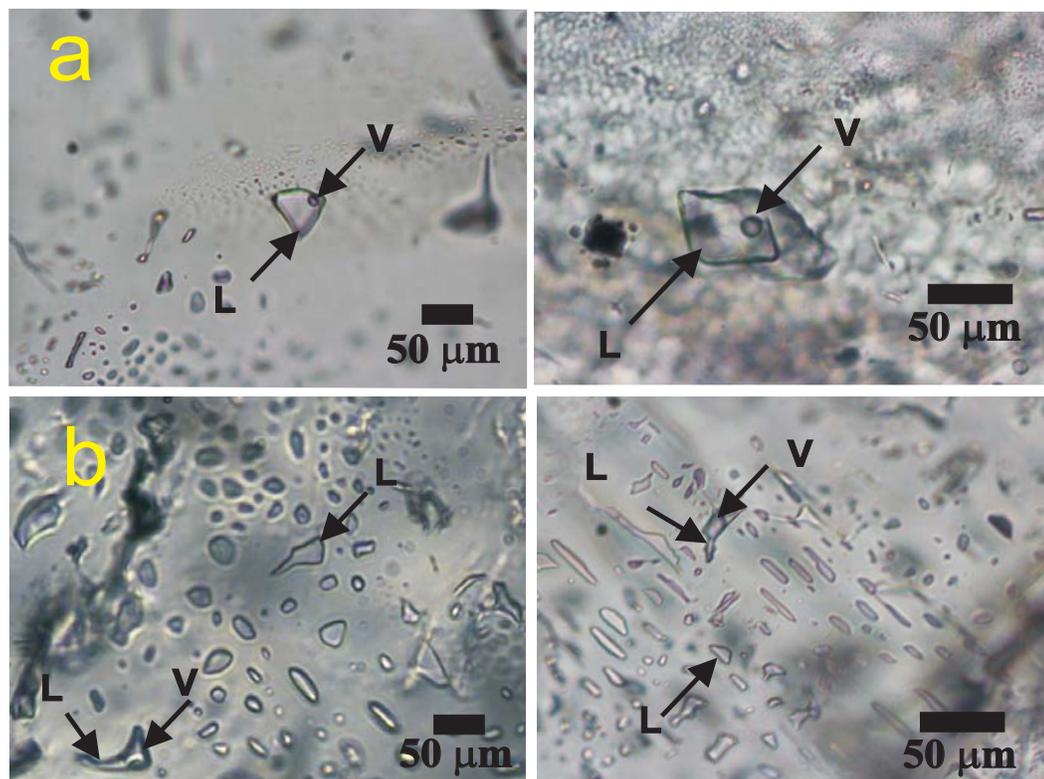


Fig. 7.2 Microfotografías que muestran asociaciones de IF representativas de muestras de barita de las vetas de Ensenada Mapache. (A) IF primarias bifásicas (L+V) y (B) Muestra con IF primarias bifásicas, y pseudosecundarias y secundarias monofásicas (L). L = líquido, V = vapor.

de líquido y vapor (L+V). Las IF de L+V presentan un grado de relleno (F) de 0.80 a 0.90 (Fig. 7.2).

Los resultados microtermométricos están resumidos en la tabla 7.1. Los datos microtermométricos de la parte externa de las vetas (muestras *Map-1*, *Map-3* y *Map-5*) de una etapa de mineralización intermedia de la “Etapa 1” paragenética (Fig. 5.14), presentan una Th de 124° a 154°C, con un promedio de 139°C. La Te encontrada para el sistema H₂O-NaCl, sólo pudo ser observado en tres ocasiones con datos de -21.9, -21.8 y -23.2. La Tfh presentan un rango de valores de -1.4° a -3.3°C, con un promedio de -1.91°C, esto

corresponde a un rango de salinidad de 2.4 a 5.4 % (NaCl eq.), y un promedio de 3.2 % (NaCl eq.), con densidad promedio de 1.01 g/cm³ (Villanueva-Estrada *et al.*, 2009). En las muestras del centro de las vetas (*Map-2*, *Map-4* y *Map-6*), de la etapa final de mineralización correspondiente a la “Etapa 1” paragenética (Fig. 5.14), se hallan Th en un rango entre 97.0° y 144°C, con un promedio de 129.0°C, y Tfh que varía desde -5.5 a -8.0°C, con un promedio de -7.11°C. La salinidad calculada varía desde 8.6 a 11.7 % (NaCl eq.), con un promedio de 10.62 % (NaCl eq.), con densidades < 1.1 g/cm³ (Villanueva-Estrada *et al.*, 2009).

Tabla 7.1 Resumen de datos microtermométricos de inclusiones fluidas en barita de vetas adyacentes a los manantiales termales de Ensenada Mapache. Abreviaciones, n = número de muestras analizadas, Th = temperatura de homogenización, Tfh = temperatura de fusión del hielo, m = valor mínimo, a = promedio, M = valor máximo, EPS = muestra de parte externa de veta, IS = muestra de parte central de veta, SIF = inclusiones fluidas secundarias, L+V = líquido y vapor con predominancia en líquido. Los valores en paréntesis corresponden a datos promedios. Las muestras *Map-1*, *Map-3* y *Map-5* pertenecen a la parte externa de las vetas y *Map-2*, *Map-4* y *Map-6* corresponden a la parte central de las vetas.

Muestra	n	Th (°C)	Tfh (°C)	Salinidad (% NaCl eq.)	Tipo de IF
		m / a / M	m / a / M	m / a / M	
<i>Veta 1:</i>					
<i>Map-1 (EPS)</i>	23	124 / 127.17 / 131	-1.60 / -1.60 / -1.60	2.74 / 2.74 / 2.74	L+V, L
<i>Map-2 (IS)</i>	16	97 / 109.44 / 138	-7 / -7.92 / -8	10.49 / 11.60 / 11.70	L+V, L
<i>Map-1 (SIF)</i>	2		-1.70 / -1.85 / -2.00	2.90 / 3.15 / 3.40	L
<i>Map-2 (SIF)</i>	2		-2.8 / -3.15 / -3.50	4.70 / 5.20 / 5.70	L
<i>Veta 2:</i>					
<i>Map-3 (EPS)</i>	4	144 / 147.75 / 154	-1.40 / -1.60 / -1.90	2.40 / 2.74 / 3.20	L+V, L
<i>Map-4 (IS)</i>	3	136 / 137.67 / 139	-6.90 / -7.50 / -7.80	10.40 / 11.13 / 11.50	L+V, L
<i>Map-3 (SIF)</i>	3		-2.00 / -2.05 / -2.10	3.40 / 3.50 / 3.60	L
<i>Map-4 (SIF)</i>	3		-3.20 / -3.55 / -3.9	5.30 / 5.80 / 6.30	L
<i>Veta 3:</i>					
<i>Map-5 (EPS)</i>	8	139 / 142 / 145	-2.10 / -2.53 / -3.30	3.60 / 4.23 / 5.40	L+V, L
<i>Map-6 (IS)</i>	5	138 / 141 / 144	-5.50 / -5.92 / -6.30	8.60 / 9.12 / 9.60	L+V, L
<i>Map-5 (SIF)</i>	4		-3.10 / -3.35 / -3.60	5.10 / 5.50 / 5.90	L
<i>Map-6 (SIF)</i>	4		-3.50 / -3.60 / -3.70	5.70 / 5.90 / 6.00	L

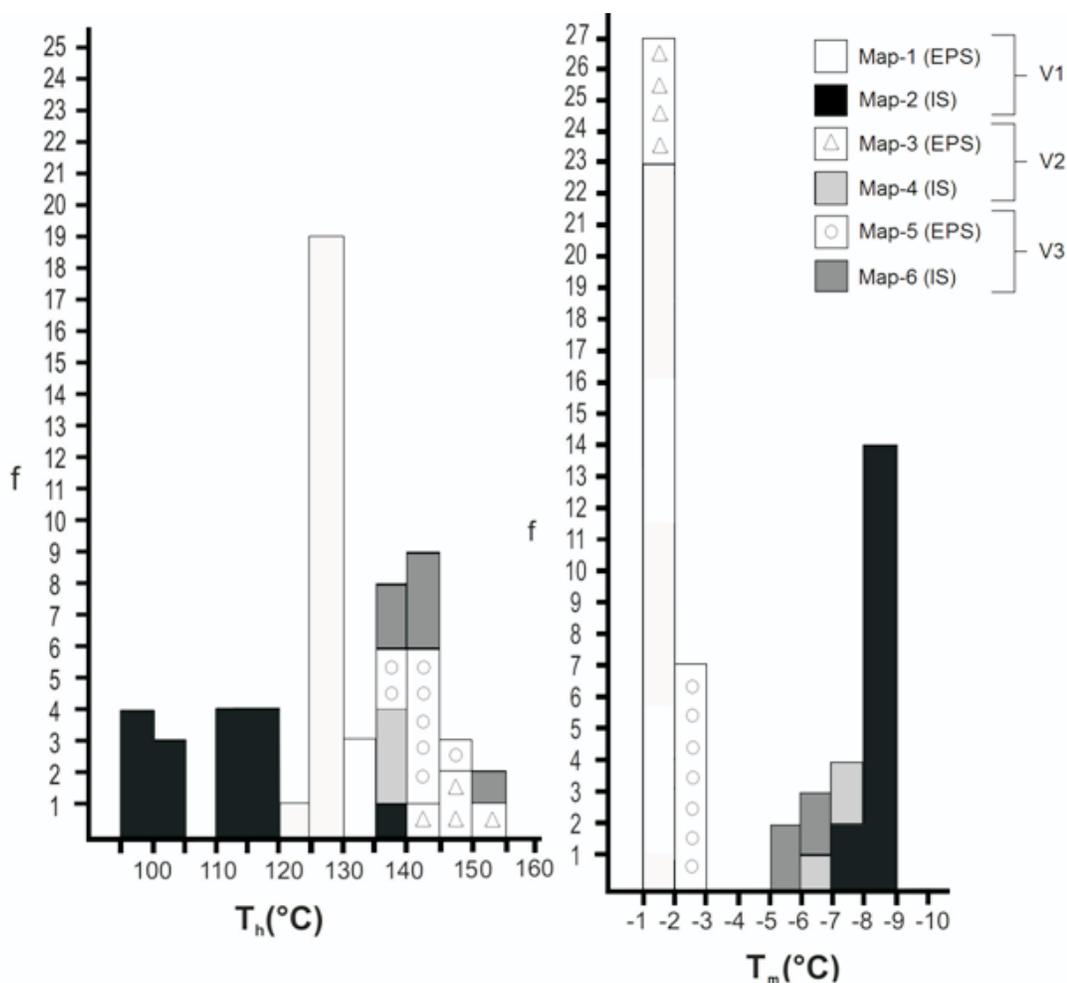


Fig. 7.3 Gráfico que denota la distribución de la temperatura de homogenización (T_h) y temperatura de fusión del hielo (T_{fh}), medidas de IF en barita en vetas asociadas a los manantiales hidrotermales de Ensenada Mapache. Abreviaciones, f = frecuencia, muestras de veta = V1, V2, V3, parte externa de vetas = EPS, parte central de vetas = IS. Las muestras *Map-1*, *Map-3* y *Map-5* corresponden a EPS y las muestras *Map-2*, *Map-4* y *Map-6* a IS.

Los histogramas de T_h y T_{fh} (Fig. 7.3) sugieren la existencia de dos poblaciones de IF con modas de T_h de 125° a 130°C para las muestras de la parte externa de las vetas (etapa temprana de mineralización de “Etapa 1”) y de 135° a 140°C para las partes centrales de las vetas (etapa tardía de la “Etapa 1”). Los datos de T_{fh} muestran también dos poblaciones con moda de -1° a -2°C para la parte externa de las vetas (EPS)

y una moda de -8° a -9°C para la parte central de las vetas (IS).

Las dos poblaciones de IF pueden ser distinguidas en el diagrama de T_h vs. Salinidad (Fig. 7.4). El primer grupo indica la presencia de una temperatura baja y un fluido de baja salinidad (T_h : 139°C y 3.2 % NaCl eq. – densidad: 1.01 g/cm³) para la EPS. El segundo grupo (IS) está representado por un fluido de T_h variable de

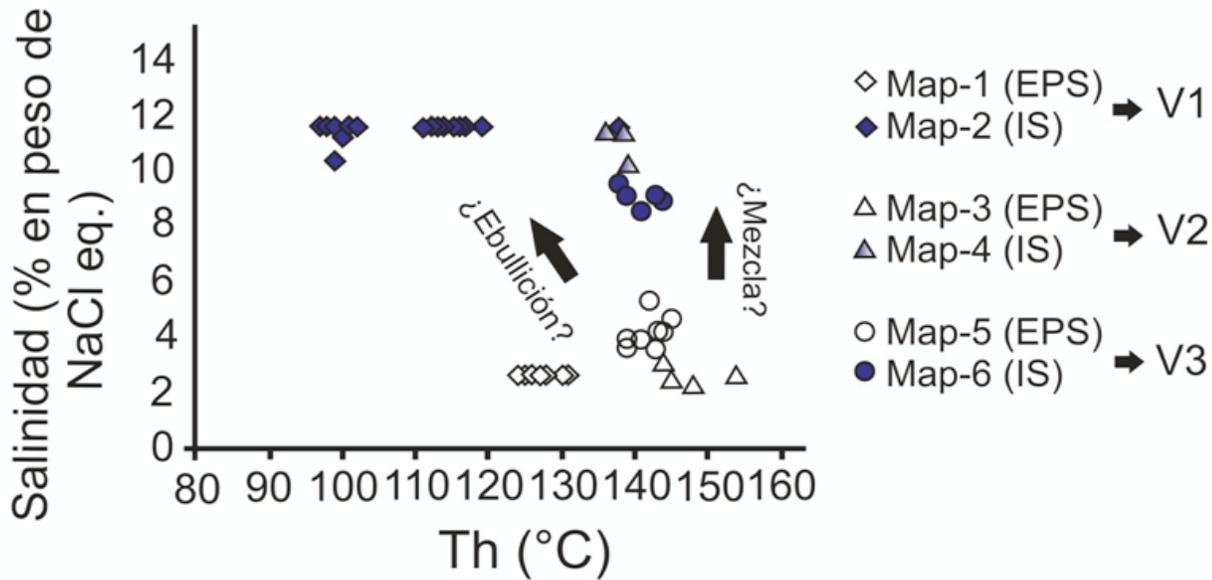


Fig. 7.4 Gráfico que muestra la temperatura de homogenización (°C) versus salinidad (% en peso de NaCl equivalente) para IF en barita. Abreviaciones, temperatura de homogenización = Th, veta = V1, V2, V3, parte externa de vetas = EPS, parte central de vetas = IS. Las muestras *Map-1*, *Map-3* y *Map-5* corresponden a EPS y las muestras *Map-2*, *Map-4* y *Map-6* a IS.

97-144 °C y alta salinidad (10.6 % NaCl eq.) y con densidad <1.1 g/cm³).

La figura 7.4 muestra la relación de Th y salinidad de los fluidos responsables de la depositación de barita, un primer fluido caracterizado por bajas temperaturas y baja salinidad (etapa temprana de la “Etapa 1”), y un segundo fluido caracterizado por una baja temperatura y alta salinidad (etapa tardía de la “Etapa 1”). En términos prácticos muchas de las IF están representando la composición del miembro final (acuoso, no acuoso y mezcla) propuesto en el modelo geoquímica de Villanueva-Estrada *et al.* (2009). El fluido de baja temperatura y baja salinidad de EPS es el primer fluido en la mineralización y posible miembro final (Villanueva-

Estrada *et al.*, 2009). La clave para comprender la evolución y procesos en el sistema hidrotermal de Ensenada Mapache se encuentra en el detalle petrográfico de las asociaciones minerales y de las familias de IF asociadas.

Utilizando la fórmula de Talantsev (1979) para calcular la Ph, en las muestras de los manantiales de Ensenada Mapache se tiene que todas ellas se encuentra alrededor de los 0.001 Pa, y valiéndonos del dato de temperatura mínima de atrapamiento (Th) en las muestras para el gráfico de Hass (1971), se observa que las muestras se originaron a profundidades muy someras, menores a 30 m, lo que sin embargo difiere de las muestras superficiales tomadas en los manantiales actuales (Fig. 7.5).

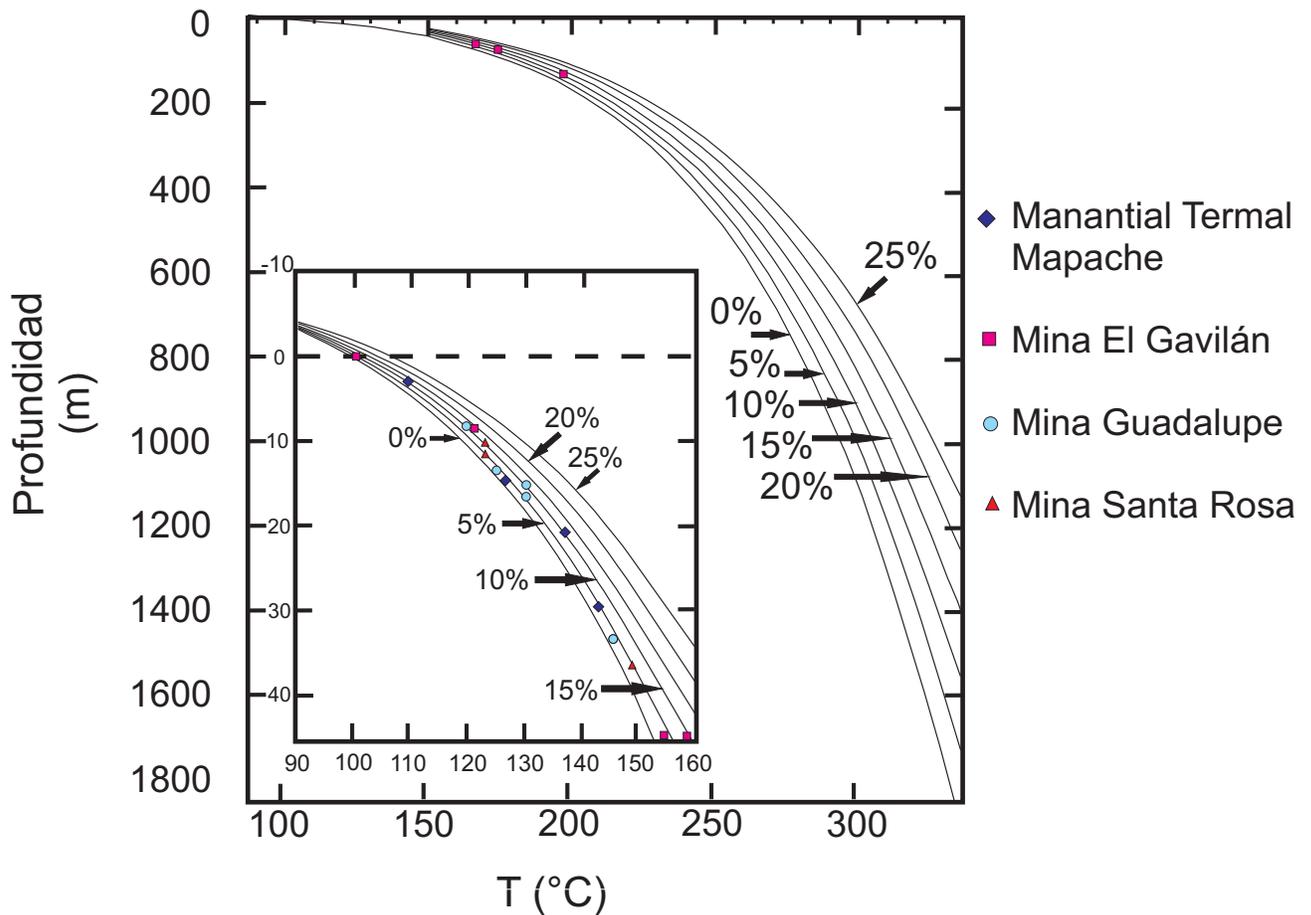


Fig. 7.5 Diagrama de curvas de ebullición del agua líquida para soluciones salinas de concentración constante, dadas en % en peso de NaCl eq. El diagrama interior amplía las relaciones entre 90°C y 160°C (Hass, 1971). En el diagrama se ubican las muestras del manantial termal Mapache y las Minas: El Gavilán, Guadalupe y Santa Rosa.

7.3 Mineralizaciones de Manganeseo

7.3.1 Mina El Gavilán

Las muestras de IF medidas se encuentran hospedadas en cristales de dolomita, aragonita y cuarzo, de vetas y brecha de la mineralización de El Gavilán. Las muestras de dolomita pertenecen a vetas y el cuarzo

a una brecha, correspondientes a la “Etapa 2” paragenética, y la aragonita a la “Etapa 3” paragenética (Fig. 5.36). Los cristales de dolomita analizados se presentan en vetas bandeadas (*Gav-3D*, *Gav-4*, *Gav.PA-T*, *Gav-T-PA*) y como cementante en una brecha (*Gav-Br*), como agregados microcristalinos (de hasta a 3 mm) con coloraciones amarillo a ocre. La dolomita está asociada paragenéticamente con óxidos

de Mn, sulfuros y aleaciones de Au-Pd-Pt. El cuarzo se presenta como cementante en una brecha mineralizada, en cristales menores a 2 mm, formando un mosaico microcristalino. La aragonita se encuentra como bandas microcristalinas de cristales aciculares, de hasta 1 cm, relleno oquedades en vetas de óxidos de Mn; la muestra analizada para microtermometría corresponde a la Etapa 3 paragenética (Fig. 5.36).

Se analizaron principalmente IF primarias y pseudosecundarias; estas inclusiones se encuentran de manera aislada o en grupos, pero siempre distribuidas al azar, y son muy escasas. Además fueron medidas algunas IF secundarias, que son las más abundantes en todas las muestras.

Los datos microtermométricos fueron recabados de 54 IF alojadas en siete muestras, cinco de dolomita, una de cuarzo y una de aragonita. Las IF presentan tamaños en un rango de 5 a 130 μ m, predominando los tamaños de entre 10-30 μ m, y formas típicamente redondeadas a rectangulares subredondeadas, de cristal negativo (romboédros) y, menos frecuentemente, alongadas. La mayoría de las IF a temperatura ambiente son monofásicas líquidas de tipo secundarias y, en menor medida, primarias y pseudosecundarias bifásicas L+V. Las IF de L+V presentan un grado de relleno variable (F) de 0.40 a 0.90, destacando en un intervalo de 0.70-0.90 para la mayoría de las muestras (~70%). Las IF de la muestra de brecha registran mayores variaciones de grado de relleno (Fig. 7.6).

Los datos microtermométricos están resumidos en la tabla 7.2. Los datos microtermométricos de las vetas (*Gav-3D*, *Gav-4*, *Gav-PA-T*, *Gav-T-PA* y *Gav-Rod*)

de la “Etapa 2” de mineralización (Fig. 5.36), presentan una Th de 92° a 180°C, con un promedio de 157°C. La Te sólo pudo ser medida en tres IF, con -21.0, -21.7 y -23.0, indicando el sistema químico H₂O-NaCl. La Tfh oscila en un rango de -1.8° a -9.7°C, con un promedio de -3.1°C, esto corresponde a un rango de salinidad de 3.06 a 13.62 % (NaCl eq.), y un promedio de 5.1 % (NaCl eq.). En la veta de dolomita que contiene sulfuros y aleaciones de Au-Pd-Pt se registran las Th más elevadas (~180°C), y la veta de óxidos de Mn y aragonita las mayores salinidades (~13.6 % NaCl eq.). En las muestras de la brecha (*Gav-3E* y *Gav-Br*), de la “Etapa 2” paragenética (Fig. 5.14), se hallan Th en un rango entre 166° y 215°C, con un promedio de 186°C, y Tfh que varían desde -4.0° a -9.1°C, con un promedio de -6.2°C. La salinidad calculada varía desde 6.5 a 13.0 % (NaCl eq.), con un promedio de 9.2 % (NaCl eq.).

Los histogramas de Th y Tfh (Fig. 7.7) sugieren dos poblaciones de Th para las vetas con modas de 95°-100°C y 155°-160°C, y para la brecha dos poblaciones de 165°-170°C y 210°-220°C. En general, incluyendo a ambas estructuras mineralizadas, se observan tres poblaciones de Th: 95°-100°C, 105°-110°C y 155°-160°C (Fig. 8.7). Los datos de Tfh muestran también dos poblaciones para las vetas con moda de -1° a -2°C y -3° a -4°C, y para la brecha dos poblaciones -4° a -5°C y -9° a -10°C, en general en ambas estructuras se pueden ver dos poblaciones modales: -1° a -2°C y -3° a -4°C, coincidentes con las poblaciones de vetas.

Las dos poblaciones generales de IF pueden ser distinguidas en el diagrama de Th vs. salinidad (Fig. 7.8). El primer grupo se caracteriza por Th baja y salinidad moderada pero superior al agua de mar (Th: $\sim 131^{\circ}\text{C}$, salinidad: $\sim 5.3\%$ NaCl eq.). El segundo grupo corresponde a un fluido de Th alrededor de 182°C y alta salinidad, de aproximadamente 11.8% NaCl eq.

La figura 7.8 muestra la relación entre la Th y la salinidad para los fluidos involucrados en la mineralización. La distribución de los datos sugiere que el primer fluido (de baja Th y moderadas salinidad) y el segundo fluido (de baja Th y alta salinidad) se ven afectados por un proceso de mezcla, similar a lo propuesto en el caso de los manantiales termales de Ensenada Mapache (Villanueva-Estrada *et al.*, 2009), donde un fluido de naturaleza meteórica sufre en su ascenso una mezcla con un fluido salino proveniente de una secuencia vulcanosedimentaria y nuevamente con agua marina. Otra posibilidad para poder explicar estas dos poblaciones es un proceso de dilución causante de las variaciones en la salinidad de más a menos y disminución de la temperatura en las poblaciones.

Utilizando la fórmula de Talantsev (1979) para calcular la Ph, en las muestras de El Gavilán se tiene que todas ellas se encuentran alrededor de los 0.001 Pa y valiéndonos del dato de temperatura mínima de atrapamiento (Th) en las muestras para el gráfico de Hass (1971), se observa que las muestras se originaron a profundidades someras, menores a 130 m por debajo de la paleosuperficie (Fig. 7.5).

7.3.2 Mina Guadalupe

Las IF medidas se encuentran hospedadas en cristales de barita, calcita y cuarzo de vetas y de la brecha de la mineralización de Mn de Guadalupe. En las brechas mineralizadas se han analizado muestras de barita y calcita, y en las vetas cuarzo y barita, todas ellas correspondientes a la “Etapa 2” paragenética (Fig. 5.42). Los cristales de barita (Man-2c y Man-6) se asocian a óxidos de Mn y cuarzo, y se hallan en cristales de hasta 2 cm , translucidos y ocasionalmente con tonalidad grisácea por contener óxidos de Mn. La calcita se encuentra en las brechas más que en las vetas y se presenta como cristales de hasta 1 cm , asociada a óxidos de Mn, barita y cuarzo. El cuarzo es el componente principal de las vetas y se encuentra como cristales menores a 1 cm en oquedades y como un mosaico microcristalino muy abundante en todas las vetas y brechas.

Los datos microtermométricos fueron recabados de 125 IF primarias y pseudosecundarias alojadas en 5 muestras, 2 de barita, 1 de calcita y 2 de cuarzo. El tamaño de las IF varía en un rango de 5 a $150\ \mu\text{m}$, predominando los tamaños entre 10 y $40\ \mu\text{m}$, y las formas redondeadas a rectangulares subredondeadas, de cristal negativo (romboedros, en calcita) y alongadas.

La mayoría de las IF a temperatura ambiente son monofásicas líquidas de tipo secundarias y, en menor medida, primarias y pseudosecundarias bifásicas L+V. Las IF bifásicas presentan un grado de relleno

Tabla 7.2 Resumen de datos microtermométricos de inclusiones fluidas en cristales de dolomita (Dol), aragonita (Ara) y cuarzo (Q) de El Gavilán. Abreviaciones, n = número de muestras analizadas, Th = temperatura de homogenización, Tfh = temperatura de fusión del hielo, m = valor mínimo, a = promedio, M = valor máximo, V = veta, Br = brecha, SFP = inclusiones fluidas primarias, SFI = inclusiones fluidas secundarias, L+L, L = líquido y vapor con predominancia en líquido. Los valores en paréntesis corresponden a datos promedios.

Muestra	Mineral	Estructura	n	Th (°C)	Tfh (°C)	Salinidad (%NaCl eq.)	Tipo de IF
				m / a / M	m / a / M	m / a / M	
<i>Gav-3D</i>	Dol	Veta	2	178 / 179 / 180	-7.0/-7.1/-7.2	10.5/10.6/10.7	L+V, L
<i>Gav-4</i>	Dol	Veta	11	147.0 / 155.09 / 158	-1.80/-1.95/-2.20	3.06/3.32/3.70	L+V, L
<i>Gav-PA-T</i>	Dol	Veta	5	149.0 / 157.4 / 160	-6.50/-6.84/-7.00	9.9/10.3/10.7	L+V, L
<i>Gav-T-PA</i>	Dol	Veta	30	92.0 / 100.8 / 118	-1.80/-2.46/-3.60	3.06/4.09/5.86	L+V, L
<i>Gav-Rod</i>	Ara	Veta	1	121.3 / 121.3 / 121.3	-9.7/-9.7/-9.7	13.62/13.62/13.62	L+V, L
<i>Gav-3E</i>	Qz	Brecha	3	166 / 167 / 168	-4.00/-4.23/-4.70	6.50/6.83/7.50	L+V, L
<i>Gav-Br</i>	Dol	Brecha	2	214.0 / 214.5 / 215.0	-8.80/-8.95/-9.10	12.6/12.8/13.0	L+V, L

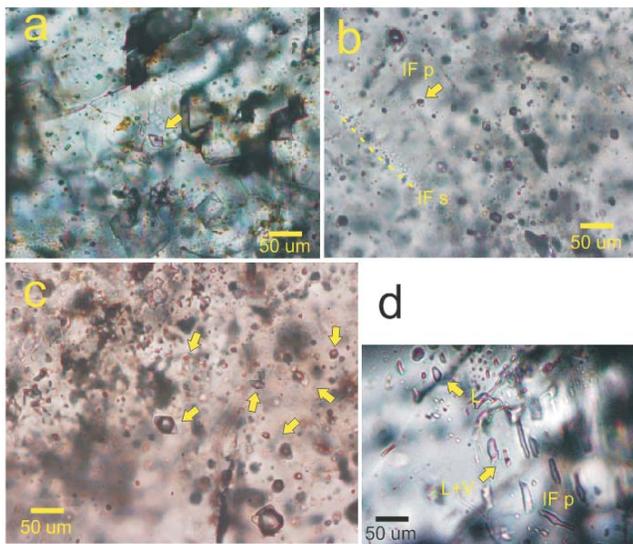


Fig. 7.6 Microfotografías mostrando asociaciones de IF representativas de muestras de dolomita de veta y brecha, y aragonita de veta. (a) Muestra de IF primaria (L+V) en forma de cristal negativo en dolomita (*Gav-T-PA*). (b) Muestra IF primarias bifásicas (L+V), y pseudosecundarias y secundarias monofásicas (L) en dolomita (*Gav-4*). (c) Brecha con IF bifásicas con diferente grado de relleno (*Gav-Br*). (d) IF primarias y pseudosecundarias alargadas bifásicas y monofásicas (L+V y L), orientadas (L) en aragonita (*Gav-Rod*).

variable (F) de 0.70 a 0.90, destacando en un intervalo de 0.65-0.95 para la mayoría de las muestras (~80%). En particular, son las IF de la brecha las que registran mayores variaciones de grado de relleno (Fig. 7.9).

Los datos microtermométricos están sintetizados en la tabla 7.3. Los datos microtermométricos de las vetas (*Man-6*, *Man-8b* y *Man-9*) de la “Etapa 2” de mineralización (Fig. 5.36), presentan una Th de 89° a 171°C, con un promedio de 135°C. La Te sólo pudo ser medida en dos ocasiones, con -21.0° y -21.7°C, consistente con el sistema H₂O-NaCl. Los valores de Tfh oscilan en un rango de -0.1° a -8.2°C, con un promedio de -4.3°C, esto corresponde a un rango de salinidad de 0.18 a 11.93 % (NaCl eq.), y un promedio de 6.7 % (NaCl eq.). Los minerales estudiados en IF de vetas se asocian paragenéticamente con los escasos sulfuros encontrados en la mineralización. En las muestras de la brecha (*Man-2c*), de la “Etapa 2” paragenética (Fig. 5.14), presentan la Th en un rango

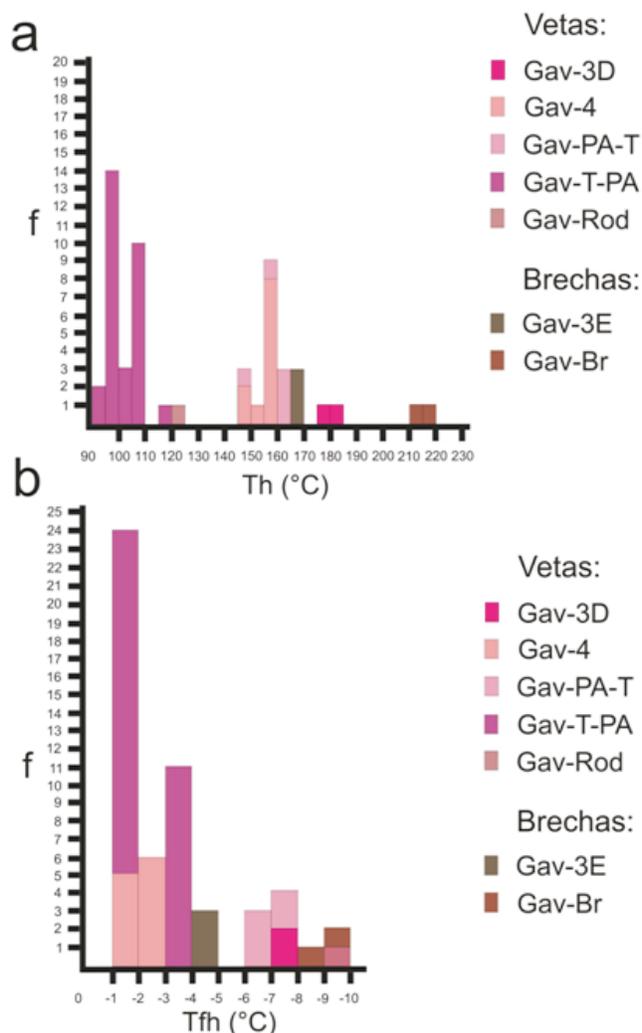


Fig. 7.7 Gráfico mostrando la distribución de la temperatura de homogenización (Th) y temperatura de fusión del hielo (Tfh) medidas de IF en vetas y brechas del depósito El Gavilán. Abreviaciones, f = frecuencia.

entre 110° y 133°C, con un promedio de 123.6°C, y la Tfh desde -0.5° a -8.0°C, con un promedio de -4.9°C. La salinidad calculada varía desde 0.88 a 11.70 % (NaCl eq.), con un promedio de 7.3 % (NaCl eq.).

Es importante mencionar que se han encontrado, en ambas estructuras, salinidades muy bajas, menores a 1 % (NaCl eq.), representando un fluido muy diluido,

y salinidades altas, de hasta 12 % (NaCl eq.), correspondiente a un fluido sub saturado.

El histograma de Th (Fig. 7.10) sugiere que hay una sola población general de IF para las vetas y brechas, con una moda entre 120° y 125°C, con un 81.5% del total de los datos distribuidos en el rango de 120° a 145 °C. Las muestras de brechas registraron ligeramente menor temperatura que las de las vetas, con una moda de 120-125°C y un máximo de 133°C en las brechas, y una moda de 125-130°C y un máximo de 171°C para las vetas. Los datos de Tfh (Fig. 7.10) muestran dos poblaciones bien definidas, una con moda entre -7° y -8°C, y otra con intervalo modal entre -3° y -4°C, ambas presentes tanto en las vetas como en las brechas.

Las dos poblaciones generales de IF pueden ser distinguidas en el diagrama de Th vs. salinidad (Fig. 7.11). El primer grupo indica la presencia de (a) un fluido diluido, de baja temperatura y salinidad baja (Th: ~130°C, y salinidad: ~3 % NaCl eq.), y (b) un fluido algo más caliente y de alta salinidad (Th: ~140°C, y salinidad: ~11 % NaCl eq.).

La figura 7.11 (Th vs. salinidad) muestra ambos fluidos involucrados en la mineralización. La tendencia de distribución de los datos sugiere que el primer y el segundo fluido se relacionan por un proceso de ebullición, el cual explicaría las variaciones en salinidad y temperatura; se han observado diferencias en el grado de relleno (0.70-0.90) no muy típicas para ejemplificar un coatrapamiento de IF ricas en líquido y vapor, sin embargo esto se puede deber a que en las zonas de sistemas hidrotermales con presencia probada de

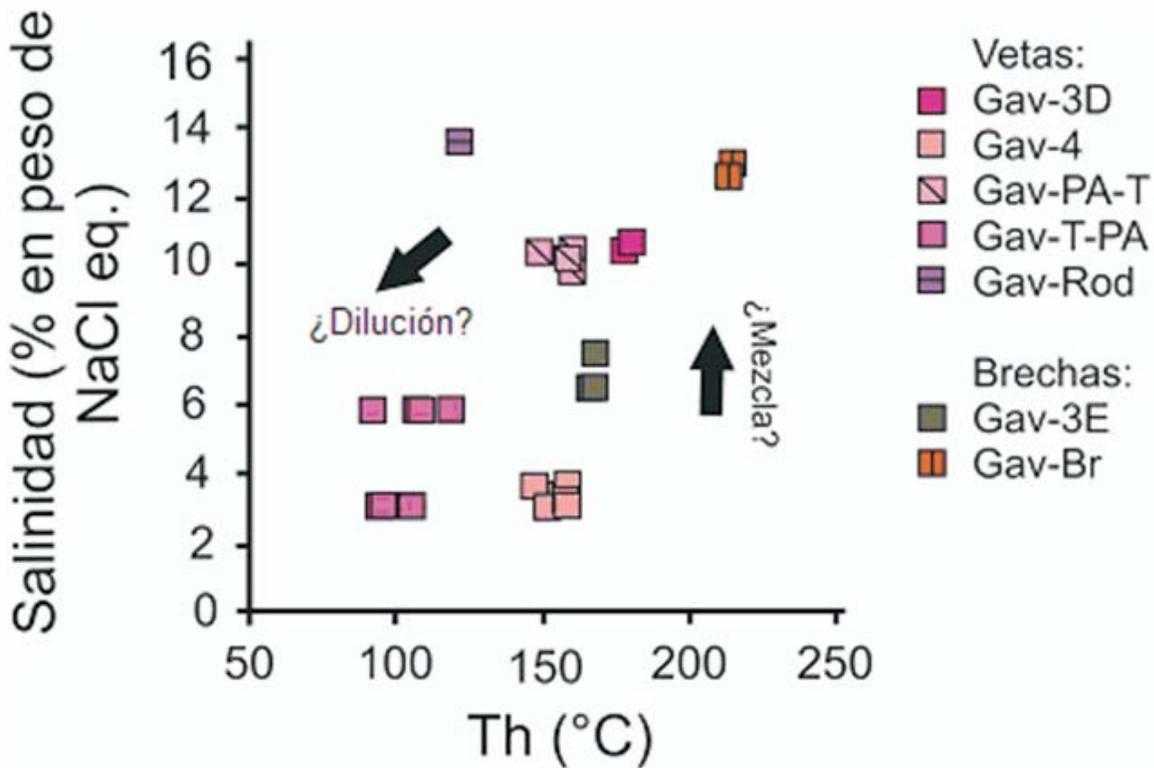


Fig. 7.8 Gráfico que muestra la temperatura de homogenización (°C) versus salinidad (% en peso de NaCl equivalente) para inclusiones fluidas en vetas y brechas del depósito El Gavilán. Abreviaciones, temperatura de homogenización = Th.

ebullición, se ha observado que solamente el 1 % de la población total de IF son inclusiones ricas en vapor (Simmons y Christenson, 1994), por lo cual se deberían analizar más muestras para aumentar la probabilidad de encontrar inclusiones ricas en vapor.

Los valores de la Ph calculados para las muestras del depósito Guadalupe oscilan alrededor de 0.001 Pa y las profundidades estimadas a través del diagrama de Hass (1971) indican profundidades muy someras, menores a 35 m por debajo de la paleosuperficie (Fig. 7.5).

7.3.3 Mina Santa Rosa

Las mediciones microtermométricas fueron hechas en cuatro muestras de barita de la mineralización, con un total de 49 inclusiones fluidas (IF) estudiadas; dos muestras corresponden a la etapa de formación de veta-brecha y 2 muestras a la de brecha, pertenecientes a la “Etapa 1” paragenética (Fig. 5.43). La barita aparece como fenocristales tabulares intercrecidos con óxidos de Mn. A temperatura ambiente, la mayoría de las IF presentes en las muestras son bifásicas (líquido + vapor), con grados de relleno (F) de 0.75-0.95, y

Tabla 7.3 Resumen de datos microtermométricos de inclusiones fluidas muestras de la mineralización del depósito Guadalupe. Abreviaciones, n = número de muestras analizadas, Th = temperatura de homogenización, Tfh = temperatura de fusión del hielo, m = valor mínimo, a = promedio, M = valor máximo, L+L, L = líquido y vapor con predominancia en líquido.

Muestra	Mineral	Estructura	n	Th (°C)			Tfh (°C)			Salinidad (% NaCl eq.)			Tipo de IF
				m / a / M	m / a / M	m / a / M	m / a / M	m / a / M					
<i>Man-2c</i>	Bar	Brecha	24	110/126/133	-0.50/-1.79/-2.60	0.88/2.99/4.34	L+V, L						
<i>Man-2c</i>	Cal	Brecha	36	112/120/125	-7.60/-7.95/-8.00	11.22/11.64/11.70	L+V, L						
<i>Man-6</i>	Bar	Veta	24	89/130/145	-3.30/-3.43/-4.10	5.40/5.60/6.59	L+V, L						
<i>Man-8b</i>	Qz	Veta	28	122/130/150	-6.90/-7.14/-7.20	10.40/10.66/10.73	L+V, L						
<i>Man-9</i>	Qz	Veta	13	118/145/171	-0.10/-2.20/-8.20	0.18/3.42/11.93	L+V, L						

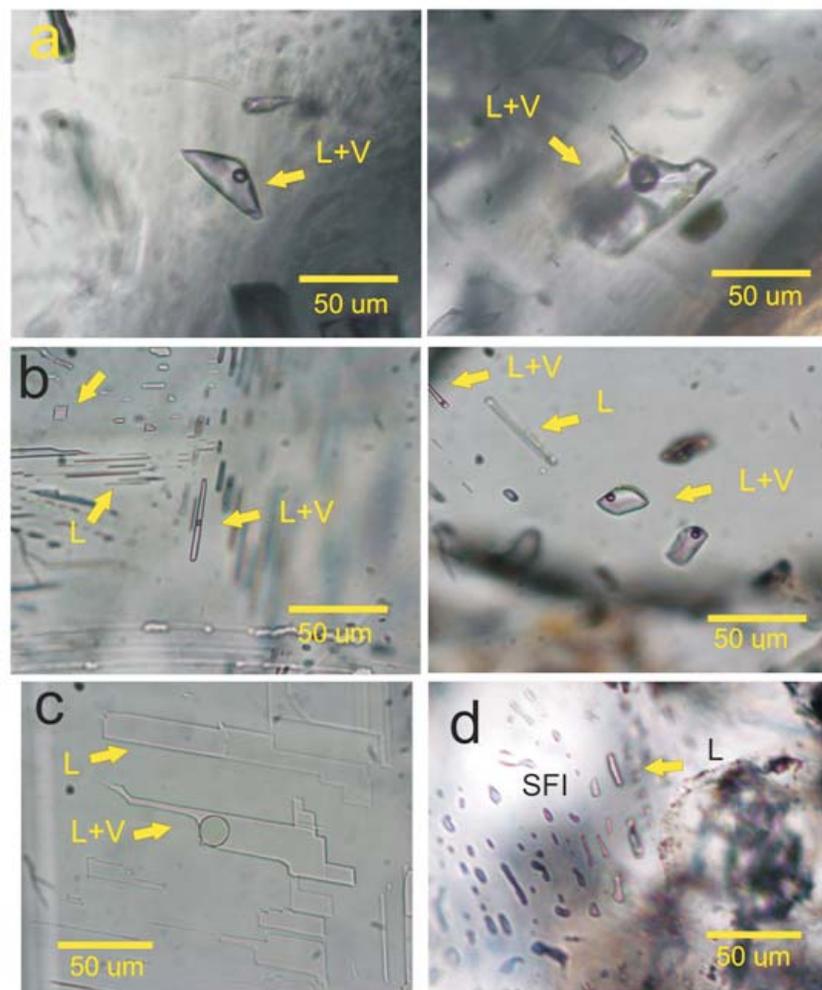


Fig. 7.9 Microfotografías mostrando asociaciones de IF representativas de muestras de barita, calcita y cuarzo, de vetas y brechas. (a) IF primaria (L+V) en formas irregulares en cuarzo. (b) IF primarias bifásicas (L+V), y primarias, pseudosecundarias y secundarias monofásicas (L) en calcita, se observan distintas morfologías de las IF: de cristal negativo, alargadas y subredondeadas. (c) IF bifásicas y monofásicas pseudosecundarias en forma de cristal negativo en baritas. (d) IF pseudosecundarias y secundarias (SFI) monofásicas (L) orientadas en cuarzo.

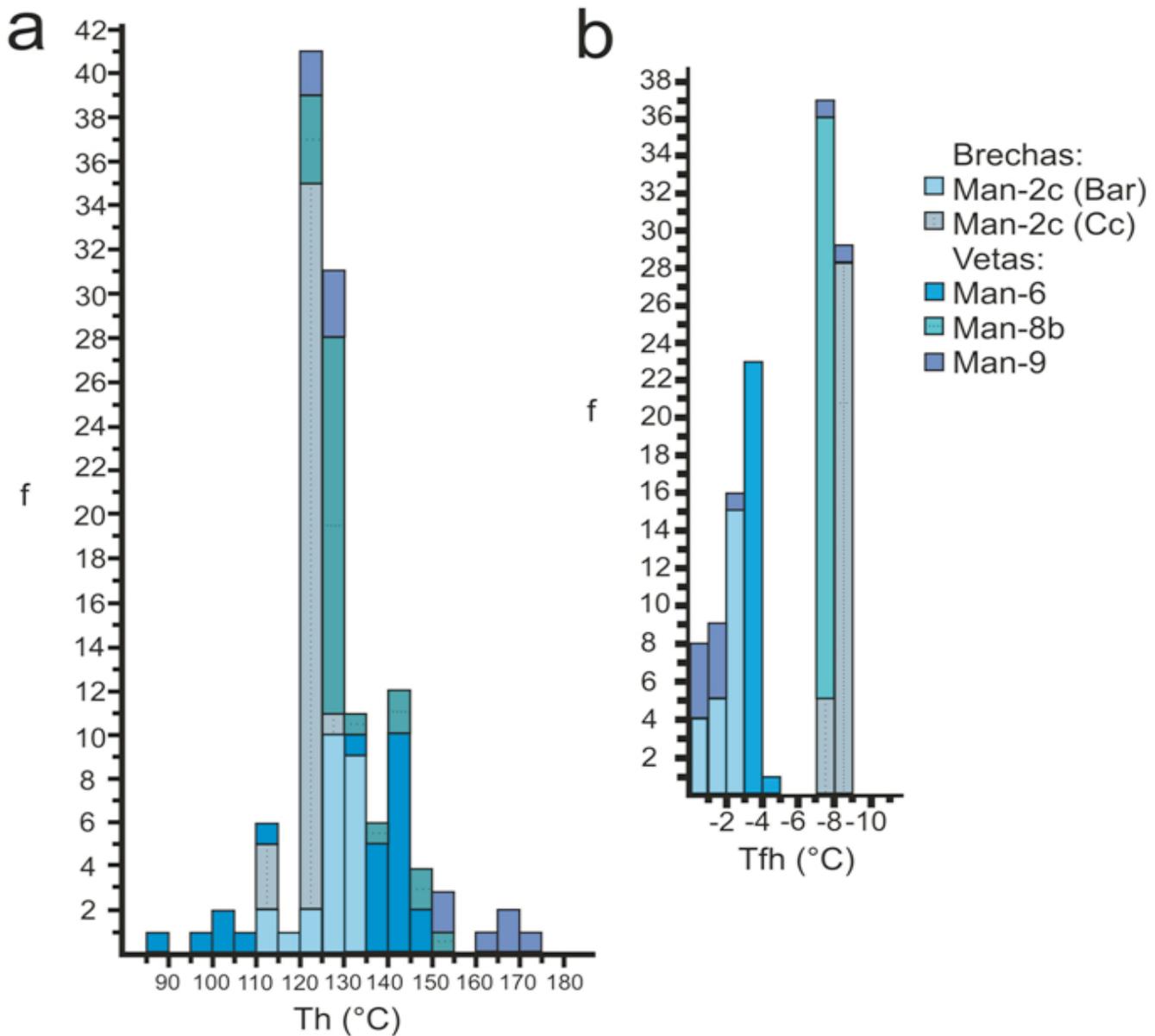


Fig. 7.10 Gráfico mostrando la distribución de la temperatura de homogenización (Th) y temperatura de fusión del hielo (Tfh) medidas de IF en vetas y brechas del depósito Guadalupe. Abreviaciones, f = frecuencia.

unifásicas (líquido). El tamaño de las IF varía en un rango de 5 a 90 μm . Las IF aisladas, agrupadas, dispersas y distribuidas al azar fueron consideradas como primarias o pseudosecundarias (Fig. 7.12).

La información derivada de la microtermometría se expone en la tabla 7.4. Las mediciones microtermométricas registran Th entre 108° y 160°C,

con un promedio de 126.47°C. Las Tfh medidas presentan un intervalo de -1.8° a -8.6°C. La salinidad calculada varía de 3.1 a 12.4 wt. % (NaCl eq.).

Los histogramas de Th y Tfh (Fig. 7.13) y el gráfico de Th vs. Salinidad (Fig. 7.14) sugieren dos poblaciones de inclusiones, la primera con Th de 123° hasta 156°C, Tfh que varían de -1.8° a -3.8°C y salinidades

Tabla 7.4 Resumen de datos microtermométricos de inclusiones fluidas muestras de la mineralización del depósito Santa Rosa. Abreviaciones, n = número de muestras analizadas, Th = temperatura de homogenización, Tfh = temperatura de fusión del hielo, m = valor mínimo, a = promedio, M = valor máximo, L+L, L = líquido y vapor con predominancia en líquido.

Muestra	Mineralización	n	Th (°C)	Tfh (°C)	Salinidad (%NaCl eq.)	Fases IF
			m / a / M	m / a / M	m / p / M	
SR-b	Brecha	38	108/136/160	-7.3/-7.5/-7.7	10.9/11.1/11.3	L+V, L
SR-γ	Brecha	5	134/136/139	-6.6/-7.8/-8.6	10.0/11.5/12.4	L+V, L
SR-g	Veta-Brecha	3	123/123/124	-2.1/-2.3/-2.5	3.6/3.9/4.2	L+V, L
SR-f	Veta-Brecha	3	145/150/156	-1.8/-2.7/-3.8	3.1/4.4/6.2	L+V, L

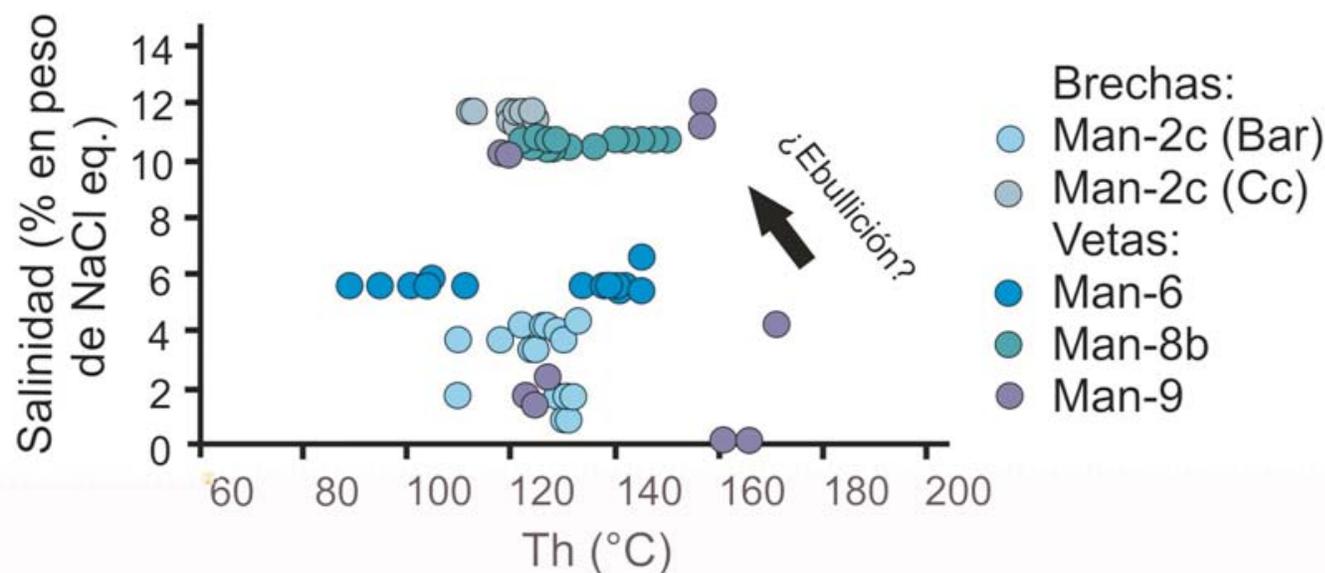


Fig. 7.11 Gráfico que muestra la temperatura de homogenización (°C) versus salinidad (% en peso de NaCl equivalente) para inclusiones fluidas en vetas y brechas del depósito Guadalupe. Abreviaciones, temperatura de homogenización = Th.

calculadas con valores entre 3.1 a 6.2 wt. % (NaCl eq.), y una segunda población con Th moderadamente variables entre 108° y 160°C, Tfh con un intervalo entre -6.6° a -8.6°C y salinidades en el rango de 10 a 12.4 wt. % (NaCl eq.). Así, el primer grupo se caracteriza por Th de intervalo modal de 120° a 125°C y salinidad promedio de 4.2 wt. % (NaCl eq.), y el segundo de

Th de intervalo modal 110° a 115°C y salinidad promedio 11.4 wt. % (NaCl eq.).

Las mediciones de IF alojadas en barita indican dos poblaciones de IF: una de Th modal de 120° - 125 °C y salinidad promedio de 4.2 wt. % (NaCl eq.), y otra de Th modal de 110° - 115°C y salinidad promedio de 11.4 wt. % (NaCl eq.). Estas poblaciones

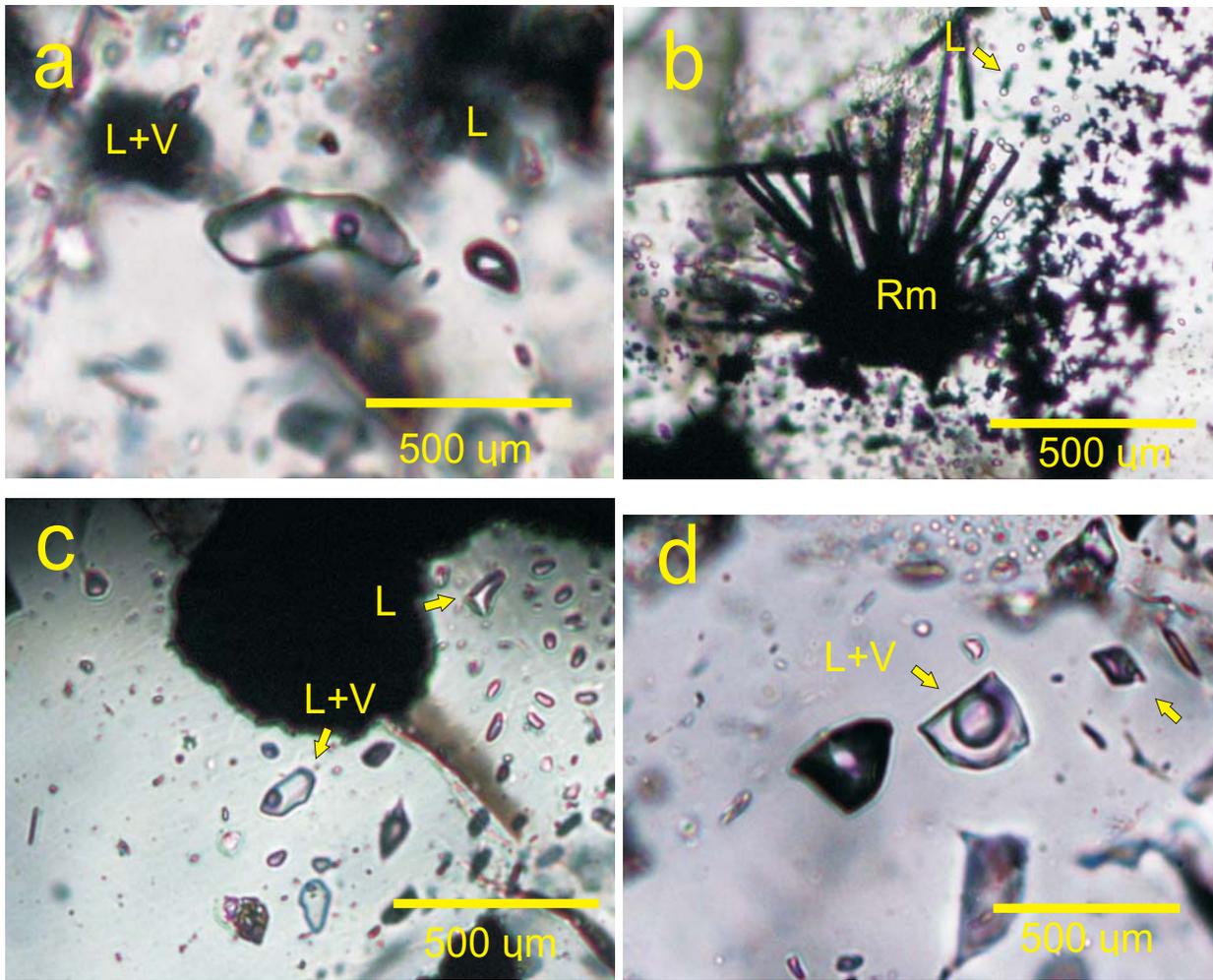


Fig. 7.12 Microfotografías mostrando asociaciones de IF representativas de muestras de barita de vetas-brecha y brechas. (a) IF primaria (L+V) en formas irregulares y subredondeadas. (b) IF primarias y pseudosecundarias monofásicas (L) en cristales de barita con romanechita (Rm) acicular. (c) IF bifásicas y monofásicas pseudosecundarias en formas subredondeadas. (d) IF primarias pseudosecundarias bifásicas (L+V), con distinto grado de relleno.

podrían señalar la existencia de dos fluidos con rangos de temperatura similares pero con variaciones en la salinidad, lo cual es común durante procesos de fraccionamiento composicional producto del proceso de ebullición de los fluidos. Sin embargo, no se han observado evidencias de coatrampamiento de IF salinas y de IF ricas en vapor en las muestras del depósito

Santa Rosa, lo cual sería una evidencia de la ocurrencia de ebullición.

La Ph promedio calculada en IF de Santa Rosa por la fórmula de Talantsev (1979) es de 0.001 Pa, concordante con lo obtenido en el gráfico de Hass (1971) donde se observa que las muestras se originaron a profundidades someras menores a 38 m (Fig. 7.5).

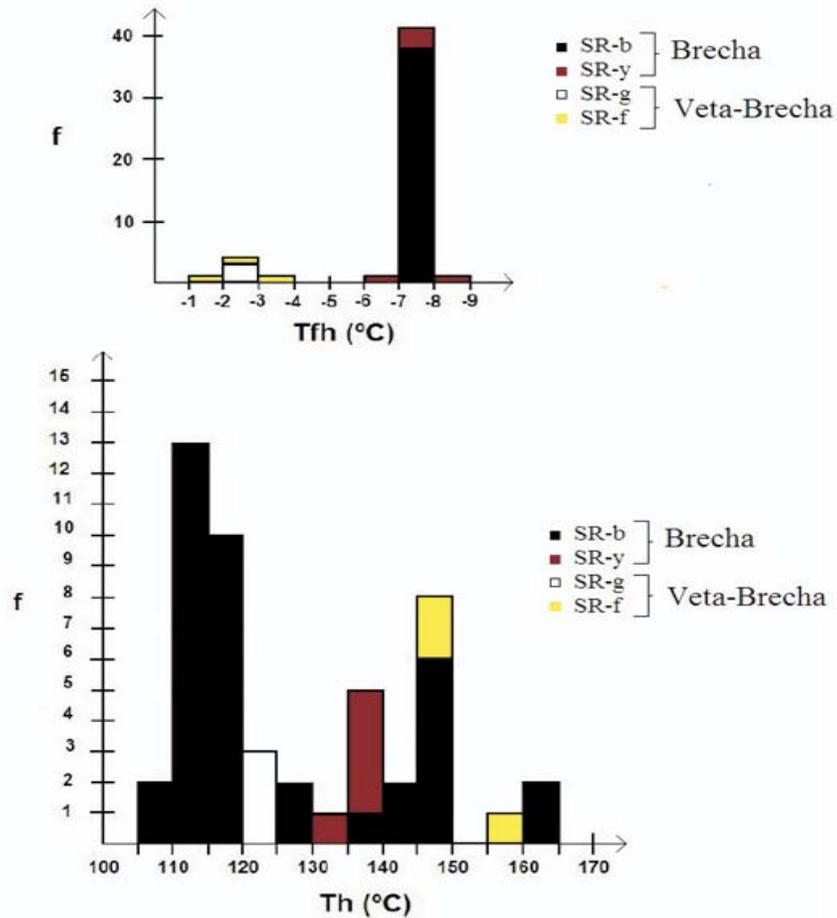


Fig. 7.13 Gráfico mostrando la distribución de la temperatura de homogenización (Th) y temperatura de fusión del hielo (Tfh) medidas de IF en vetas-brechas y brechas del depósito Santa Rosa. Abreviaciones, f

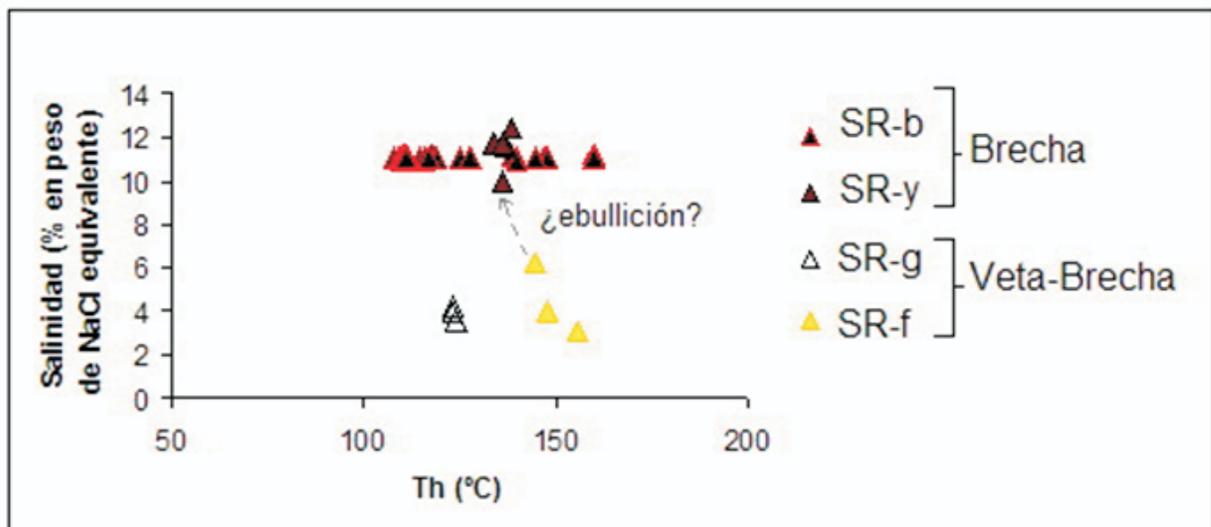


Fig. 7.14 Gráfico que muestra la temperatura de homogenización (°C) versus salinidad (% en peso de NaCl equivalente) para inclusiones fluidas en vetas-brechas y brechas del depósito Santa Rosa.

8. Discusión

8.1 Contexto geológico

La existencia de manifestaciones hidrotermales actuales y fósiles en el área de Bahía Concepción y Bahía San Nicolás presenta una gran relevancia por la estrecha relación que muestran entre sí, que ponen en evidencia los procesos hidrotermales y metalogenéticos propios de un contexto volcánico y tectónico extensivo. El estudio mineralógico y geoquímico, y la caracterización de los fluidos mineralizantes pueden permitir establecer una correlación metalogenética entre los depósitos de Mn y los sistemas de manantiales hidrotermales activos.

El área de Bahía Concepción comprende distintas litologías que van desde el Mesozoico al Cuaternario, aunque afloran de manera predominante las rocas volcánicas y volcanoclásticas cenozoicas pertenecientes al Grupo Comondú.

En la región existen varias manifestaciones termales de interés geotérmico, las de mayor importancia se ubican al suroeste de la localidad de Punta Púlpito, al sur del Cerro Mecenares y en Posada Concepción en Bahía Concepción (Casarrubias-Unzueta y Gómez-López, 1994). Se considera que la presencia de manifestaciones termales está estrechamente relacionada con el volcanismo reciente de Punta Púlpito, 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.

Estructuralmente hay tres sistemas de fallas y fracturamientos en la región de Bahía Concepción con direcciones NE-SO, NO-SE y NNO-SSE. El primer sistema coincide con la ocurrencia de cuerpos intrusivos en la misma orientación NE-SO. Las zonas de interés geotérmico y las zonas mineralizadas se asocian con el sistema NO-SE y NNO-SSE, pertenecientes a la tectónica de apertura del Golfo de California, que afectó a todas las rocas del Mioceno.

Las rocas que alojan a la mayoría de las manifestaciones hidrotermales fósiles y actuales son rocas volcánicas continentales de composición básica a intermedia y de edad Oligoceno-Mioceno del Grupo Comondú, formadas en un arco (Hausback, 1984; Bigioggero *et al.*, 1995; Ledesma-Vázquez y Johnson y Ledesma-Vázquez, 2001; Umhoefer *et al.*, 2001). La Fm. Pelones ~19-12 Ma (McFall, 1968; Umhoefer *et al.*, 2001) alberga a las mineralizaciones de Mn de las minas Guadalupe, Minitas, Santa Teresa, en la Península de Concepción, y El Silencio y La Azteca, al norte de Mulegé. La Fm. Pilares aloja a las estructuras mineralizadas de la Mina El Gavilán. Los manantiales termales de Ensenada Mapache y Posada Concepción-Playa Santispac están hospedados en la Fm. Ricasón de ~15-12 Ma (Umhoefer *et al.*, 2001).

Durante el Mioceno Medio y Superior el área se vio sujeta a eventos tectónicos extensivos relacionados con la apertura del Golfo de California, desarrollándose cuencas limitadas por fallas normales de orientación preferente NO-SE, algunas de las cuales se reactivaron en el Plioceno (Umhoefer *et al.*, 2002) y siguen actualmente activas (Zanchi, 1994; Bigioggero *et al.*,

1995). Tales fallas han servido como conductos para mineralizaciones hidrotermales de Mn. Además, canalizan actualmente la circulación de fluidos hidrotermales de los manantiales termales (Casarrubias y Gómez-López, 1994; Prol-Ledesma *et al.*, 2004; Rodríguez-Díaz, 2004; Canet *et al.*, 2005a; Camprubí *et al.*, 2008; Del Rio-Salas *et al.*, 2008). Un posible mecanismo capaz de promover la migración y precipitación de fluidos en los depósitos de Mn (El Gavilán, Santa Teresa, Trinidad, Guadalupe, Minitas, La Azteca, Santa Rosa y San Juanico) fue la generación y reactivación del sistema de fallas Bahía Concepción, Bahía San Nicolás y Cuenca de Loreto, similar a lo suscitado en la Cuenca de Santa Rosalía con el depósito de El Boleo (Freiberg, 1983). La reapertura de las fallas es un proceso que favoreció a la depositación de la mayor cantidad de mena debido a una reducción sustancial y repentina en la presión local del fluido en ciertos sitios, produciendo una migración de fluidos y la subsiguiente precipitación de minerales económicos debido procesos de ebullición y mezcla. Esta suposición puede apoyarse en la similitud de estructuras de vetas-brechas de óxido de Mn de orientación NO-SE y ENE-OSO de la mineralización del Plioceno de San Juanico, ubicada al sur del depósito de Santa Rosa y restricción de las manifestaciones termales de Los Volcanes-Saquicis mundo (Tabla 8.1) (González-Reyna, 1956; Terán-Ortega y Ávalos-Zermeño, 1993; Casarrubias y Gómez-López, 1994).

La edad de los episodios de mineralización de Mn está constreñida por la edad de las rocas donde se alojan: para los depósitos de Guadalupe, Minitas, Santa

Teresa, La Azteca y El Silencio rocas volcánicas de la Fm. Pelones, del Mioceno inferior, para la Mina El Gavilán rocas volcánicas de la Fm. Pilares, del Mioceno medio, para la Mina Santa Rosa rocas sedimentarias de la Fm. San Nicolás, del Plioceno superior (Tabla 8.1), y para el depósito San Juanico rocas sedimentarias de la Cuenca Loreto, contemporáneas al proceso de mineralización debido a la presencia de organismos fósiles como los pectínidos: *Argopecten sp.*, y *Leopecten sp.*, de edades restringidas al Plioceno Superior (Piazza y Robba, 1988). Considerando la conexión entre las estructuras mineralizadas y los sistemas de fallas NO-SE, la edad máxima posible para los procesos de mineralización es el Mioceno Superior, la cual es establecida con el sistema de fallas de la zona de Loreto (Uhmoefer *et al.*, 2002). Considerando la reactivación de estas fallas en la región de Loreto durante el Plioceno, la metalogénesis de Mn puede ser más joven que el Mioceno Superior, concordando con la existencia de depósitos de Mn en rocas sedimentarias pliocénicas en Bahía San Nicolás (mina Santa Rosa) y el norte de la Cuenca de Loreto (depósito San Juanico). También hay que considerar que puede ser un proceso prolongado, desde el Mioceno Superior hasta la actualidad.

En la zona se ha reconocido actividad hidrotermal fósil, en particular al SE de Bahía Concepción en la secuencias sedimentarias ricas en sílice de la Fm. Infierno del Plioceno Superior, relacionadas a sistemas de fallas y fracturas NO-SE (Johnson *et al.*, 1997; Ledesma-Vázquez *et al.*, 1997; Ledesma-Vázquez y Johnson, 2001).

Tabla 8.1 Características de los depósitos de manganeso y los manantiales termales del área de Bahía Concepción.

Estructuras Mineralizadas	Orientación de estructuras mineralizadas	Roca encajonante	Asociación mineral	Tipo de mena
Mina El Gavilán				
Vetas Stockworks Brecha	NO-SE y NNO-SSE	Andesita porfídica de la Formación Pilares (Mioceno Medio)	Oxidos de manganeso, dolomita, barita, cuarzo, calcita, aragonita, sulfuros, aleaciones de Au-Pd-Pt, casiterita, apatito y goethita	Grado químico o batería
Mina Guadalupe				
Vetas Vetas-Brecha Stockwork	NNO-SSE y NO-SE	Andesita porfídica y brecha volcánica andesítica de la Formación Pelones (Mioceno Inferior)	Óxidos de manganeso, barita, cuarzo, calcita, sulfuros y goethita	Grado cerámico o diversos usos industriales
Mina Santa Rosa				
Veta-Brechas	NO-SE	Conglomerado de la Formación San Nicolás (Plioceno Superior)	Óxidos de manganeso, barita, ópalo, cuarzo, calcita y goethita	Grado cerámico y de otros usos industriales
Manantiales termales Ensenada Mapache				
Vetas Brechas Costras Stockwork	NNO-SSE y NE-SO	Brecha volcánica andesítica de la Formación Ricasón (Mioceno Medio)	Óxidos de manganeso, barita, ópalo, calcita, sulfuros y ferrihidrita	-
Manantiales termales Posada Concepción-Playa Santispac				
Vetas Brechas Costras Stockwork	NO-SE	Brecha volcánica andesítica de la Formación Ricasón (Mioceno Medio)	Oxidos de manganeso, barita, ópalo, calcita, aragonita y goethita	-

Situado al norte de la zona de estudio, el yacimiento de El Boleo (Cu-Mn) fue datado por Conly (2003), a partir de los óxidos de Mn, encontrando una edad de 7.0 ± 0.2 Ma. Además, Del Rio-Salas *et al.* (2008) obtuvieron, a partir de las relaciones isotópicas de Re y Os una edad cercana a los 7 Ma para el depósito de Lucifer, dentro de la Cuenca Santa Rosalía. Ochoa-Landín *et al.* (2000) y Miranda-Avilés *et al.* (2005) describieron depósitos de travertino y toba, con estromatolitos, ricos en sílice en la Fm. Boleo de la Cuenca de Santa Rosalía, del Mioceno Superior, asociados a pulsos hidrotermales ricos en sílice, posiblemente relacionados con la actividad de mineralización de Mn en la zona y comparables con lo ocurrido, en la adjunta, Cuenca de Bahía Concepción.

8.2 Asociaciones minerales

Alrededor de los manantiales termales de Ensenada Mapache existen precipitados en forma de vetas, stockworks, brechas y costras de todorokita, romanechita, oxhidróxidos de Fe, pirita, cinabrio, barita, calcita y ópalo A y A/CT (Canet *et al.*, 2005a). En los manantiales termales de Posada Concepción-Playa Santispac hay vetas, stockworks y brechas todorokita, romanechita, oxhidróxidos de Fe, aragonita, calcita, barita, ópalo A y CT, cristobalita, tridimita, cuarzo y esmectita (Blanco-Florido, 2007). Estas estructuras y asociaciones mineralógicas entre ambos depósitos de manantiales termales costeros son muy similares entre sí, además de coincidir con lo hallado en las mineralizaciones de Mn en El Gavilán: ramsdellita,

pirolusita, coronadita, romanechita, barita, dolomita, pirita, calcopirita, esfalerita, casiterita, aleaciones de Au-Pd-Pt, apatito, cuarzo, aragonita, calcita y goethita, para el depósito Guadalupe ramsdellita, pirolusita, romanechita, todorokita, pirita, calcopirita, esfalerita, galena, barita, calcita, cuarzo y goethita, en Santa Rosa romanechita, pirolusita, barita, ópalo, calcita y goethita, todas ellas en vetas, stockworks y brechas (Tabla 8.1).

Las estructuras y asociaciones minerales son asimismo similares a las observadas en otros depósitos de Mn del área de Bahía Concepción (Minitas, Santa Teresa, Trinidad, La Azteca y San Juanico; González-Reyna, 1956; Rojas, Terán-Ortega, *et al.*, 1993; Terán-Ortega y Avalos-Zermeño, 1993; Rodríguez-Díaz, 2004; Camprubí *et al.*, 2008) y Boleo y Lucifer en la Cuenca de Santa Rosalía (Freiberg, 1983; Del Río-Salas *et al.*, 2008). Las estructuras y asociaciones minerales encontradas en las mineralizaciones de Mn y manantiales termales costeros de Bahía Concepción-Bahía San Nicolás-Bahía San Juanico coinciden con las de depósitos de ambiente manantial termal (*hot spring*) como en Hokkaido, Japón (Miura y Hariya, 1997), Artillery Mountains, Arizona (Mouat, 1962), Golconda, Nevada, EUA (Kerr, 1940), Vani, Milos, Grecia (Liakopoulos *et al.*, 2001) y minas de Córdoba, Argentina (Leal, 2002). El desarrollo de grandes estructuras de sulfuros es característico de los sistemas hidrotermales de gran profundidad. Los sistemas hidrotermales someros pueden originar depósitos metalíferos ricos en Mn, Ba, Pb, Zn, As, Sb, Ag, Hg y Tl, con óxidos, sulfuros y elementos nativos (Canet y Prol-Ledesma, 2004).

Las texturas botrioidales, predominantes en las mineralizaciones actuales y fósiles del área de estudio, pueden indicar una deposición coloidal típicamente a partir de fluidos hidrotermales de baja temperatura (Ramdohr, 1980; Craig y Vaughan, 1981). Es común encontrar texturas laminadas y botrioidales en otros depósitos de Mn como en Logan Mine, California, y en Valley, Nuevo México, EUA (Mouat, 1962; Hewett, 1964). También, en depósitos de manantiales termales se pueden encontrar texturas travertínicas como en el manantial Golconda, en Nevada (Kerr, 1940) y en Ensenada Mapache y Posada Concepción-Playa Santispac. En depósitos de manantial termal es distintiva la formación de sinters silíceos o calcáreos, así como el brechamiento hidrotermal (Berger, 1985).

Las texturas de relleno de espacios abiertos con la formación de cristales con caras bien desarrolladas y zoneamientos son comunes en todos los depósitos. El relleno de espacios abiertos es un proceso frecuente que tiene lugar en zonas de poca profundidad (baja presión) (Grigoriev 1965; Ramdohr, 1980; Guilbert y Park, 1986). Se considera que la zonación indica crecimiento rápido, temperaturas bajas, y soluciones impuras, aunque también puede indicar crecimientos renovados o cambios rítmicos en las condiciones de precipitación (Grigoriev 1965; Ramdohr, 1980). En el caso de estudio, estos cambios pueden reflejar variaciones en la composición química del fluido. Son notables los cambios en el contenido de Ba en pirolusita, romanechita, todorokita y coronadita, evidenciados por análisis de SEM-EDS. También, están presentes las texturas esferulíticas en las

mineralizaciones, Augustithis (1982) menciona que estas texturas son comunes en procesos de flujos lentos, de baja temperatura y ocasionalmente ligadas a actividad de microorganismos.

En la vetas de El Gavilán y Guadalupe existe una textura de reemplazamiento pseudomórfico de ramsdellita (MnO_2) o manganita ($\alpha\text{-MnO}(\text{OH})$) por pirolusita (*shrinkage cracks* // 010). Comúnmente esta textura se observa en depósitos de Mn (Ramdohr, 1980; Craig y Vaughan, 1994; Liakopoulos *et al.*, 2001), por ejemplo en los yacimientos hidrotermales del norte de Armenia (Yashvili, 1980), y es el reflejo de una transformación de fase inestable a una más estable de óxidos de Mn (Post, 1999). Craig y Vaughan (1981) plantean que el reemplazamiento puede tener lugar por: disolución y subsiguiente precipitación, oxidación y difusión en estado sólido.

La alteración en la roca caja de las mineralizaciones y las manifestaciones termales es muy escasa y consiste en un reemplazamiento moderado de los minerales de la roca caja, como plagioclasa y piroxeno, por romanechita, así como una silicificación y oxidación supergénica moderadas, muy similar a lo encontrado en Luis López, Nuevo México, EUA (Lueth *et al.*, 2004), en Vani, Milos, Grecia (Liakopoulos *et al.*, 2001) y en minas de Córdoba, Argentina (Leal, 2002), difiriendo únicamente, por la presencia de adularia, sericita y motmorillonita, comunes en los yacimientos epitermales (Hedenquist *et al.*, 2000).

La química de algunos minerales de mena presenta variaciones de sus componentes. La romanechita en El Gavilán registra valores altos de PbO (~8.2 % en peso)

y bajos de BaO (~7 % en peso), en el caso de Guadalupe altos de BaO (alrededor de 16 % en peso), y en Santa Rosa valores altos de BaO que oscilan (entre 17 y 18 % en peso). La romanechita de los manantiales costeros de Ensenada Mapache presenta mayor contenido en Si (más del 3 % en peso de SiO₂) y en Mg (más de 1 % en peso de MgO), mientras que el contenido en BaO es de 10 % en peso (Canet *et al.*, 2005a). Debido a su estructura interna la romanechita puede tener cantidades variables de Ba y H₂O, en proporciones generalmente 1:2 (Wadsley, 1953; Bursill, 1979; Turner y Post, 1988), similar a la proporción hallada en Mina Santa Rosa. De la fórmula general de la romanechita (Ba, H₂O)₂ (Mn, R)₅ O₁₀, donde R puede incluir elementos como Si, Al, Mg, Ca, Na, K, Sr, W, Cu, Zn, Ni, y Co (Wadsley, 1953; Post, 1999), sólo se encontraron: Al, Fe, Si, Ca y Mg, del total de elementos que suele contener la romanechita, exceptuando al W que no se medio.

La todorokita en los manantiales termales presenta un enriquecimiento en BaO (entre ~0.3 y 10 % en peso), en SiO₂ (0.15 a 11.21 % en peso), en MgO (0.29 a 6.99 % en peso), en CaO (entre ~0.3 y 3 % en peso) y cantidades menores al 3 % en peso en Na, K y Fe. Para la mina Guadalupe se registran enriquecimientos de BaO (entre 14.63 y 15.77 % en peso), en CaO (0.42 a 1.23 % en peso), en MgO (0.05 a 0.16 % en peso) y menores al 1 % en peso de SiO₂, V₂O₅, Al₂O₃, PbO, Na₂O y K₂O. La todorokita es común en las estructuras estromatolíticas de los manantiales y las mineralizaciones del área de Bahía Concepción. La todorokita es común en los nódulos

submarinos de Fe-Mn y, a veces, en sedimentos metalíferos de origen hidrotermal (Burns y Burns, 1978a,b; Corliss *et al.*, 1978; Siegel y Turner, 1983; Usui *et al.*, 1997; Usui y Glasby, 1998). Por su estructura cristalina y su ambiente geológico de formación, la todorokita puede incorporar Ca, Mg, Na, K, Ba, Cu, Co, Ni, Pb, Fe y Si (Post *et al.*, 2003). Un alto contenido en Mg en todorokita indica su génesis en ambiente marino, y altos contenidos en Ca son típicos de ambientes continentales en interacción con fluidos meteóricos (Chukhrov y Gorshkov, 1981; Vodyanitskii *et al.*, 2004; Andersen *et al.*, 2005; Rezaei *et al.*, 2005). Esta tendencia se confirma en el área de estudio, pues la todorokita de los manantiales termales intermareales es más rica en Mg y la de la Mina Guadalupe más rica en Ca.

La coronadita sólo fue encontrada en la Mina El Gavilán y presenta valores bajos de PbO (entre 7.00 y 9.97 % en peso) y altos de BaO (entre 4.42 y 6.70 % en peso), en comparación con cristales de depósitos hidrotermales como Imini, Marruecos (29 % en peso de PbO y 0.04 % en peso de BaO; Perseil y Giovanoli, 1988), Vani, Grecia (entre 4.80 y 23.20 % en peso de PbO y 1.03 y 6.04 % en peso de BaO; Liakopoulos *et al.*, 2001) y el depósito supergénico de Madjarovo, Bulgaria (entre 26.63 y 28.82 % en peso de PbO y sin BaO, Vassileva *et al.*, 2004). La coronadita es común en los depósitos supergénicos, pero menos frecuente en yacimientos hidrotermales y en los nódulos de Mn (Hewett, 1964; Perseil y Giovanoli, 1988; Liakopoulos *et al.*, 2001; Vassileva *et al.*, 2004).

La paragénesis en los manantiales termales presenta en general tres etapas de mineralización, con una etapa rica en la precipitación de óxidos de Mn, otra etapa rica en minerales de la sílice, y una tardía de óxidos de Fe y calcita (Fig. 8.1), además en particular en Ensenada Mapache se tiene una etapa inicial caracterizada por la presencia de sulfuros al comienzo y de sulfatos hacia el final. En los depósitos de Mn también se pueden observar en general tres etapas de mineralización, con una etapa rica en óxidos de Mn y una etapa tardía caracterizada por oxihidróxidos de Fe. La primera etapa de mineralización es la de mayor importancia económica por la cantidad de minerales de mena. Las últimas etapas de mineralización incrementan el contenido de minerales de ganga. La precipitación de barita regularmente se asocia a la de los óxidos de Mn en los depósitos.

La presencia de fases silíceas amorfas en los depósitos de los manantiales termales y mineralizaciones de Mn en el área de estudio es común. La sílice puede precipitar por la presencia de soluciones hidrotermales de baja temperatura (Hesse, 1988), tanto en manantiales termales submarinos como continentales (Calvert, 1974). En tales casos 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). Las fases silíceas amorfas de origen hidrotermal también están presentes en las secuencias sedimentarias del Plioceno Tardío de la Fm. Infierno (Johnson *et al.*, 1997; Johnson y Ledesma-Vázquez, 2001).

Las fases pobremente cristalinas o amorfas suelen ser abundantes en los depósitos hidrotermales submarinos someros, e incluyen oxihidróxidos de Fe, óxidos de Mn y ópalo (Canet *et al.*, 2005b; Pichler y Veizer, 1999), similar a lo encontrado en manantiales submarinos profundos reemplazando a los sulfuros, acompañados de óxidos de Mn en sedimentos metalíferos y en sistemas hidrotermales de baja temperatura (Haymon y Kastner, 1981; Nicholson, 1992; Burgath y von Stackelberg, 1995; Bogdanov *et al.*, 1997; Marchig *et al.*, 1999; Daesslé *et al.*, 2000; Hannington *et al.*, 2001; Lüders *et al.*, 2001). La precipitación de estas sustancias depende de las condiciones redox, y su cristalinidad de la cinética de precipitación (Chao y Theobald, 1976; Elderfield *et al.*, 1977; Roy, 1992; Glasby *et al.*, 1997).

Los manantiales termales someros pueden contener minerales como sulfuros (pirita, cinabrio, rejalgar y oropimente), sulfatos (anhidrita, yeso y barita), carbonatos (calcita), fosfatos (hidroxilapatita) y elementos nativos (azufre y mercurio) (Stoffers *et al.*, 1999; Canet *et al.*, 2005a,b). La precipitación de barita se debe a la mezcla entre el agua termal, rica en Ba y con Eh reductor, y el agua marina, rica en SO₄ (Canet *et al.*, 2005a).

En los depósitos de El Gavilán y Guadalupe existen asociaciones de sulfuros de metales base y metales preciosos, relacionados con la presencia de cuarzo y dolomita. En El Gavilán se hallan aleaciones de Au-Pd-Pt, casiterita y apatito. Es importante destacar que es común encontrar aleaciones de Au-Pd-Pt en diversos yacimientos, especialmente de carácter ortomagmático ligados a cuerpos ultramáficos, como en el distrito de

Waterberg en la parte central del Complejo Bushveld, Sudáfrica (McDonal *et al.*, 1999), donde además existen evidencias de hidrotermalismo como brechas y vetas con texturas coliformas de cuarzo, y oxihidróxidos de Fe y pirolusita con valores económicos de Au y EGP. Al oeste de Bleida en las ofiolitas de Bou Azzer en el cinturón Anti-Atlas, Marruecos, se encuentran asociaciones de óxidos de Mn con MGP

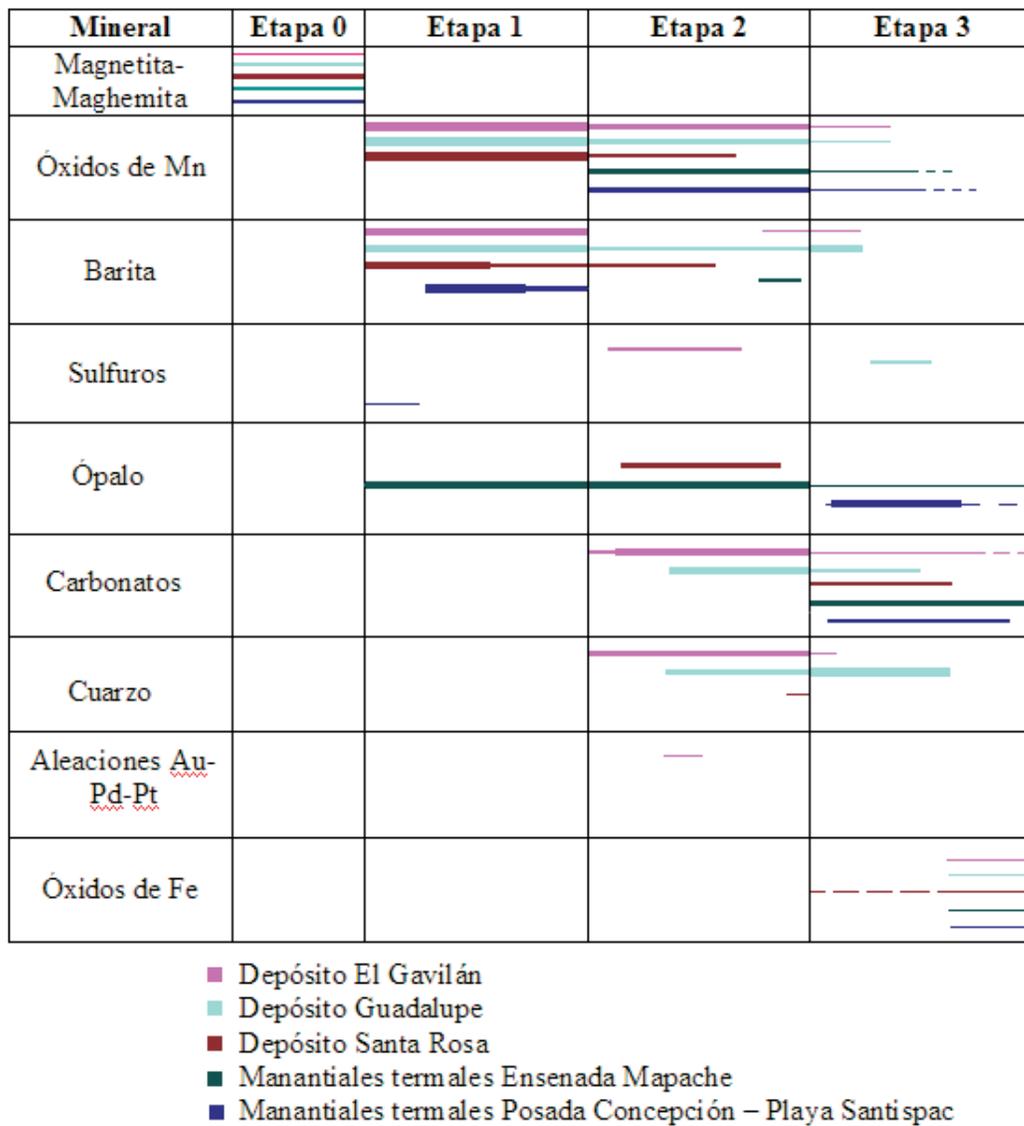


Fig. 8.1 Cuadro paragenético general de los depósitos de manganeso y los manantiales termales en el área de Bahía Concepción.

(Ghorfi *et al.*, 2005). En vetas de carbonatos en el depósito de Hope's Nose en Devon, Inglaterra, hay aleaciones de Au-Pd de hasta 1 cm, asociadas a estibioarseniuros y seleniuros (Clark y Criddle, 1982; Harrison y Fuller, 1987; Stanley *et al.*, 1990). En el depósito de Serra Pelada en Brasil, existe una parte del depósito conocida como facies "hidrotermalito" donde se presentan minerales de Pd y el Au ocasionalmente relacionados con óxidos de Mn ricos en Ba (Moroni *et al.*, 2001). Algunos depósitos submarinos de nódulos de Mn y de ventilas hidrotermales es probable encontrar valores anómalos de EGP y metales preciosos (Crochet, 1990; Pan y Xie, 2001; Canet *et al.*, 2003; Pašava *et al.*, 2004). En el depósito Ferrífero Cuadrilátero, en Brasil, se tiene una mineralización de Au-Pd asociada a vetas ricas en hematites, cuarzo, caolinita, talco y óxidos de Mn (Olivo *et al.*, 1995; Cabral *et al.*, 2001).

Recientemente se han observado la presencia de EGP en otras tipologías de yacimientos hidrotermales y sedimentarios, como las de tipo inconformidad, lo que sugiere que fluidos de baja temperatura pudieron transportar Pt y Pd como complejos cloruro, bisulfuros y/o complejos hidróxidos (Mountain y Word, 1988; Bloom *et al.*, 1992; Cabral *et al.*, 2002). La removilización post-deposición de EGP puede ser realizada por soluciones hidrotermales de baja temperatura y oxidantes a semireductoras (Mountain y Word, 1988; Bloom *et al.*, 1992; Sawlowicz, 1993; Cabral *et al.*, 2002). Los mecanismos del comportamiento de los EGP y el transporte en soluciones hidrotermales de baja temperatura son

pobrementemente conocidos, pero el fraccionamiento químico entre los EGP se ha confirmado (Mountain y Word, 1988; Ruaya, 1988; Sawlowicz, 1993).

8.3 Geoquímica

En los precipitados de las manifestaciones termales intermareales de Ensenada Mapache se observan cantidades de MnO de hasta el 24.2 % en peso de MnO en las muestras ricas en óxidos de Mn, mientras que el SiO₂ es alto (hasta el 56.3 % en peso) en los agregados cementados por ópalo. En algunas muestras de fragmentos de veta de calcedonia se han encontrado valores alrededor del 90 % en peso de SiO₂. Todas las muestras analizadas presentaban un enriquecimiento de Ba (hasta de 300000 ppm), coincidente con la presencia abundante de barita y de óxidos de Mn ricos en Ba como la romanechita y todorokita. Además, los precipitados submarinos e intermareales de Bahía Concepción presentan altas concentraciones de As, entre 24 y 2002 ppm, semejante a lo reportado por Canet *et al.* (2005a).

Los análisis de los depósitos de los manantiales termales de Posada Concepción y Playa Santispac muestran contenidos mayores de SiO₂ y menores de MnO con respecto a los de Ensenada Mapache. El SiO₂ se encuentra en concentraciones entre 10.44 y 93.49 % en peso, MnO en cantidades menores a 48.18 % en peso y MgO en concentraciones entre 0.76 y 19.91 % en peso. También existen anomalías de Sr (55-3610 ppm) y Ba (menor a 200067 ppm).

En cantidades por debajo del 1 % en peso, destacan el As, V, Zn y Cu.

En la Mina Gavilán los componentes más abundantes en la mena son MnO (entre 47.58 y 83.60 % en peso), SiO₂ (entre 1.48 y 2.43 % en peso), y Al₂O₃ (hasta el 0.82 % en peso). El valor de Al+Si es de hasta el 2 % en peso y Fe de hasta el 1 % en peso, lo que corresponde a una mena de tipo grado químico o batería (Tabla 8.1). Estos datos son semejantes a los reportados por González-Reyna (1956) y Wilson (1956). También existen anomalías de Ba (entre 19 y 38100 ppm) y Sr (1140- 5940 ppm). En cantidades por debajo del 1 % en peso, destacan el Pb, Zn, Cu, V, As y W, también reportados por González-Reyna (1956).

Los componentes químicos más destacados en la Mina Guadalupe son MnO (entre 0.15 y 48.83 % en peso), SiO₂ (entre 0.00 y 86.01 % en peso), Al₂O₃ (entre 0.66 y 3.22 % en peso), y BaO (hasta el 16.6 % en peso), en concordancia con la abundancia de cuarzo, ópalo y barita. El valor de Al+Si es de hasta el 40 % en peso, y Fe de hasta el 3.8 % en peso, mena del tipo grado cerámico o diversos usos industriales (Tabla 8.1). También se encuentran anomalías de Sr (154-4240 ppm). En cantidades por debajo del 1 % en peso destacan el Zn, Cu, As, Pb, V y W. Terán-Ortega y Avalos-Zermeño (1993) reportaron leyes del orden de 0.14 a 1.1 g/Ton de Au y de 0.4 a 6.3 g/Ton de Ag, con anomalías de As, Sb, Co y Ni, éstos dos últimos con leyes entre 10 a 50 a g/Ton.

Los componentes químicos más abundantes en las muestras de Mina Santa Rosa son de 23.6 a 50.0 %

en peso de MnO, de 13.3 a 32.4 % en peso de SiO₂, y de 9.9 a 13.7 % en peso de BaO. Además, en cantidades menores Al₂O₃ (entre 1.8 y 9.5 % en peso), Fe₂O₃ (total) (de 0.5 a 4.2 % en peso), coincidentes con los fragmentos de roca caja y magnetita-maghemita en las estructuras mineralizadas, y CaO (de 0.2 a 2.6 % en peso). La mena corresponde al grado cerámico y de otros usos industriales excepto metalúrgico, batería o química (Tabla 8.1), con altos contenidos en SiO₂, Al₂O₃ y barita (en promedio 20.8% en peso). En cantidades por debajo del 1 wt. %, se detectan Sr, Sb, As, V, W, Cu y Zn.

En precipitados de manantiales termales de Hokkaido, en Japón, se puede observar también concentraciones altas de Mn de entre 23.9 y 59 % en peso (Miura y Hariya, 1997). Análisis en los lagos del *rift* del Este de África revelan una depositación por más de 5000 años de sedimentos ricos en Mn, por fluidos hidrotermales con concentraciones de Mn de entre 1.2 ppm hasta 1 % en peso de Mn (Degens y Kulbicki, 1973).

Anomalías de elementos traza como Ba, Sr, As, Cu, Li, Mo, Sb, Hg, Ag, Au, Cu, Pb, Zn, Mo, Ni, Co y Tl pueden fungir como indicadores de procesos de mineralización en yacimientos de manganeso, en especial los que tienen que ver con manantiales hidrotermales submarinos y continentales (Hewett, 1964; Ostwald, 1986; Bonatti *et al.*, 1972; Usui, 1990; Nicholson, 1992a; Crespo y Lunar, 1997; Hein *et al.*, 1997; Miura y Hariya, 1997; Liakopoulos *et al.*, 2001). Tales elementos, más el V y el W, han sido encontrados en el área de estudio, tanto en los depósito

de Mn, como en los manantiales termales. Existen asociaciones de elementos distintivos para cada tipo de depósito de Mn, encontrándose que los depósitos supergénicos presentan una asociación principal de Mn-Ba-Ca-Co-Cu-Ni-Zn, en tanto los hidrotermales de Mn-As y, particularmente, los manantiales termales de Mn-Ag-As-Cr-La-Mo-Ni-Zn (Nicholson, 1992a).

En las muestras de precipitados de los manantiales termales y las minas de Mn es común encontrar que los valores de la razón Fe/Mn caigan en el intervalo $0.1 > \text{Fe/Mn} > 10$, propuesto por Nicholson (1992a) para indicar una génesis hidrotermal de las mineralizaciones en Mn.

Otras relaciones utilizadas para discriminar ambientes genéticos de mineralización son Co/Zn y Co+Ni+Cu; para el caso particular de depósitos con origen hidrotermal, estas relaciones son de ~ 0.15 y $< 0.01\%$ en peso, respectivamente (Nicholson, 1992a; Toth, 1980; Bolton *et al.*, 1988; Usui *et al.*, 1997). Los manantiales termales de Bahía Concepción presentan valores de Co/Zn entre 0.02 y 1.01 y de Co+Ni+Cu entre 0.02 y 0.36 % en peso, mostrando una afinidad moderada al valor típico hidrotermal, en tanto los depósitos de Mn guardan mayor afinidad a los valores típicos de génesis hidrotermal (Co/Zn: ~ 0.18 y Co+Ni+Cu: $\sim 0.01\%$ en peso).

Las diferencias marcadas en las concentraciones de Mn y Fe de los depósitos de los manantiales termales costeros y los depósitos de Mn, denotadas por las relaciones Fe/Mn, son consecuencia de un drástico fraccionamiento entre estos dos elementos, debido a las condiciones redox y a diferencias en su

solubilidad, durante la descarga de las soluciones hidrotermales. Los límites de estabilidad de los compuestos de Fe y Mn muestran que el Fe tiende a precipitar primero, proximal respecto a la fuente de origen, mientras que el Mn permanece mayor tiempo en solución (Panagos y Varnavas, 1984). El fraccionamiento de los compuestos de Mn y Fe refleja una variación espacial del Eh y/o pH. La respuesta a un cambio de incremento gradual de Eh y/o pH es la precipitación de hidróxidos de Fe primeramente, seguidos de hidróxidos de Mn (Krauskopf, 1957; Hem, 1972). Este fenómeno es evidenciado en depósito como Milos, en Grecia (Liakopoulos *et al.*, 2001). El indicador geoquímico de la relación Co/Zn señala un carácter hidrotermal para valores de $\text{Co} \ll \text{Zn}$ e hidrogenético para $\text{Co} > \text{Zn}$ (Toth, 1980). En los depósitos de Mn y manantiales termales se encontraron valores de $\text{Co} \ll \text{Zn}$.

Existen diagramas binarios y triangulares que hacen uso de elementos mayores y traza para discriminar entre los diversos tipos de depósitos de Mn, entre los que se tiene al diagrama Si vs. Al, donde el campo de origen hidrotermal se caracteriza por valores altos de Si y bajos de Al, un mayor contenido de Al puede ser atribuido a la presencia de material detrítico y de minerales arcillosos característicos (Crerar *et al.*, 1982). En dicho gráfico todas las muestras de los manantiales termales y depósitos de Mn del área de estudio caen dentro del campo hidrotermal. Otro diagrama binario es el de As+Cu+Mo+Pb+V+Zn vs Co+N, el cual permite distinguir depósitos hidrotermales de supergénicos (Nicholson, 1992a). Del mismo modo, todas las

muestras de los manantiales termales y de los depósitos se encuentran en el campo hidrotermal. El diagrama Cu+Ni+Co vs. Co/Zn se emplea para diferenciar yacimientos de Mn hidrotermales de hidrogenéticos (Toth, 1980); los datos de los manantiales termales y depósitos de Mn señalan un origen hidrotermal.

Un diagrama triangular que emplea elementos similares es el de (Co+Ni+Cu)*10, Fe y Mn, para distinguir entre ambientes marinos hidrotermales, hidrogenéticos y diagenéticos (Bonatti *et al.*, 1972), donde los resultados graficados del presente estudio muestran una clara afinidad hidrotermal. Otro diagrama ternario usado es el de Si*2, Fe y Mn propuesto por Toth (1980) y mejorado por Nath *et al.* (1997), donde sólo en los depósitos de Gavilán y Guadalupe se observa una tendencia al campo de cortezas marinas de Mn hidrotermales. La mayoría de depósitos de Mn hidrotermales submarinos recientes (p.e., los de la dorsal del EPR y de las Galápagos) presentan concentraciones de elementos trazas (Cu, Zn, Ni y Co) más altas que los sedimentos pelágicos, pero estas concentraciones son mucho menores las de los depósitos hidrogenéticos (Cronan, 1980). Choi y Hariya (1992) y Shah y Khan (1999) distinguieron a los depósitos hidrogenéticos (por ejemplo, los nódulos de Mn del piso oceánico) de los depósitos hidrotermales submarinos de Mn por medio de la relación de Zn, Ni y Co en un diagrama ternario. Sin embargo, sólo los datos de Ensenada Mapache y Mina Guadalupe muestran una moderada tendencia al campo genético hidrotermal. Otros diagramas utilizados para identificar el origen de depósitos de Mn se basan en las rocas silíceas asociadas a las mineralización, como pedernal, jaspe o fases amorfas de

silíceas Adachi *et al.* (1986) establecieron el diagrama binario Fe₂O₃/TiO₂ vs. MnO/TiO₂, en el que los manantiales termales y Mina Guadalupe se aproximan al campo hidrotermal.

Con respecto a las concentraciones totales de REE en los manantiales termales y depósitos de Mn se puede observar una mayor concentración de LREE que de HREE. Tal predominancia en LREE con respecto a HREE es coherente con una génesis hidrotermal (Nath *et al.*, 1997).

En los espectros de REE normalizados a NASC en los manantiales termales se puede observar anomalía negativa Ce y positiva de Eu (Ensenada Mapache: Ce/Ce* = 0.005 a 0.116 y Eu/Eu* ~1.45, Posada Concepción-Playa Santispac: Ce/Ce* = 0.030 a 0.292 y Eu/Eu* = 0.010 a 0.230). En el caso de El Gavilán se observa una anomalía negativa de Ce (Ce/Ce* = 0.041 a 0.270), para el depósito Guadalupe una anomalía negativa de Ce (Ce/Ce* = 0.02 a 0.18) y negativa de Eu (Eu/Eu* = 0.03 a 0.06), y para Santa Rosa negativa de Ce (Ce/Ce* = 0.02 a 0.06) y negativa de Eu (Eu/Eu* = 0.017 a 0.12).

El Eu es significativamente móvil en fluidos hidrotermales (Michard *et al.*, 1983). La movilidad del Eu está regida por las condiciones redox, donde un empobrecimiento en Eu indica fluidos hidrotermales oxidados y de baja temperatura, y un enriquecimiento en Eu revela fluidos calientes y reducidos (Parr, 1992). La anomalía negativa de Eu en Guadalupe y Santa Rosa denota fluidos oxidados y de baja temperatura, coincidiendo con una mayor presencia de óxidos de Mn que de barita, valores de Eh posiblemente alrededor de 0.5 v o

superiores, acorde a los diagramas ph-Eh de Krumbein y Garrels (1952), y Hem (1972), superior al valor mínimo reportado en la descarga de los manantiales termales (Villanueva-Estrada, 2007), y Th menores a 200°C. En los manantiales termales, los precipitados exhiben anomalías ligeramente positivas de Eu, indicando fluidos ligeramente reducidos y de moderada temperatura, concordando con una mayor presencia de barita, pirita y cinabrio que de óxidos, así como valores de los fluidos de descarga de Eh entre 0.05 y -0.13 v (Villanueva-Estrada, 2007). Una anomalía negativa de Eu puede ser el reflejo de la influencia de agua de mar, sin embargo la una anomalía de Eu depende también en gran medida de la composición de la roca encajonante (Richard y Albarède, 1986; Klinkhammer *et al.*, 1994; Hein *et al.*, 1997; Glasby *et al.*, 1997). De tal manera que una anomalía de Eu no siempre provee un indicador fiable del origen de los depósitos. Una anomalía negativa de Ce es una característica distintiva para depósitos hidrotermales de Fe-Mn (Nath *et al.*, 1997), coincidente con lo encontrado en los manantiales termales y los depósitos de Mn del área de estudio. El empobrecimiento en Ce en un depósito hidrotermal puede atribuirse a la oxidación de Ce^{3+} a Ce^{4+} en agua marina y una subsecuentemente removilización (Nath *et al.*, 1997; Sotto y Yoshiyuki, 1999). Las características cristalográficas de los óxidos de Mn favorecen la extracción (*scavenging*) del Ce del agua de mar mediante su absorción (Marching *et al.*, 1999; Mills *et al.*, 2001). Las concentraciones moderadamente bajas en Ce, y las salinidades obtenidas en IF en los manantiales termales y depósitos de Mn sugieren que son fluidos salinos en condiciones oxidantes los causantes de la mineralización.

Villanueva-Estrada *et al.* (2008), a través de un modelado geoquímico, menciona una mezcla de fluidos meteóricos, salmueras profundos y agua de mar en los manantiales de Ensenada Mapache y Posada Concepción-Playa Santispac.

8.4 Fluidos mineralizantes

Las mediciones microtermométricas de Th vs. Salinidad se muestran en la figura 8.2, indicando campos para varios tipos de depósitos como: epitermales, irish (SEDEX), kuroko (VMS) y Au orogénico (Wilkinson, 2001).

Las mediciones en IF de barita de los manantiales termales de Ensenada Mapache muestran un primer fluido caracterizado por bajas temperaturas (Th ~127°C) y baja salinidad (~2.7 % en peso de NaCl eq.), y un segundo fluido caracterizado por una baja temperatura (Th ~109°C) y alta salinidad (~11.6 % en peso de NaCl eq.). El fluido de baja temperatura y baja salinidad es el primer fluido en la mineralización y posiblemente representa el miembro final del modelo geoquímico de Villanueva-Estrada *et al.* (2009). La clave para comprender la evolución y procesos del sistema hidrotermal de Ensenada Mapache se encuentra en el detalle petrográfico de las asociaciones minerales y de las familias de IF asociadas. Para explicar estos resultados es posible evocar un proceso de mezcla para explicar las diferencias en salinidades y temperaturas en los fluidos. Las diferentes proporciones de estos fluidos pueden ser el resultado de variaciones temporales de aporte de agua meteórica en el sistema hidrotermal a través de las fallas.

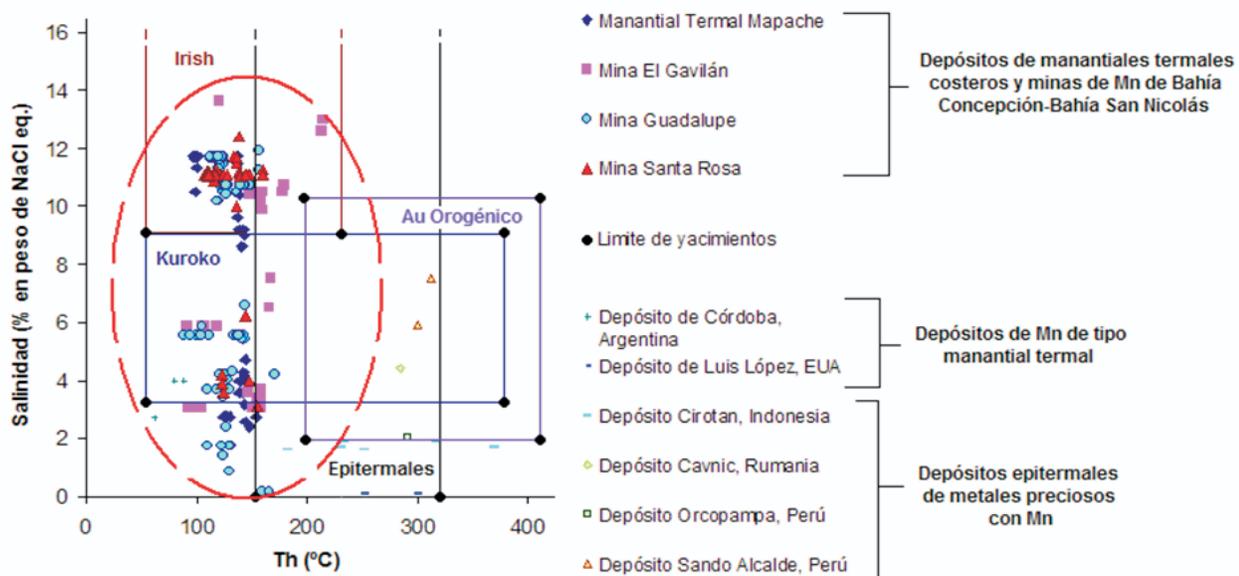


Fig. 8.2 Gráfico de Th (°C) versus salinidad (% en peso de NaCl eq.) con límites de yacimientos tipo (Wilkinson, 2001), con datos microtermométricos de los manantiales termales costeros y mineralizaciones de Mn en el área de Bahía Concepción-Bahía San Nicolás. Además, incluye datos de los depósitos de Mn de manantial termal de Córdoba, Argentina (Leal, 2002) y de Luis López, EUA (Norman *et al.*, 1983 en Lueth *et al.*, 2004), y de depósitos epitermales de metales preciosos con óxidos de Mn de Cirotan, Indonesia (Leroy *et al.*, 2000), Cavnic, Rumania (Leroy *et al.*, 2000), Orcopampa, Perú (Leroy *et al.*, 2000) y Sando Alcalde, Perú (André-Mayer *et al.*, 2005). El óvalo con límites discontinuos señala el área sugerida para el límite de yacimientos de tipo manantial termal.

Villanueva-Estrada *et al.* (2008) proponen, con base en evidencias geoquímicas de los fluidos y precipitados, un modelo de mezcla de tres componentes (Fig. 8.3): (a) un fluido meteórico que en su ascenso se mezcla con (b) una salmuera atrapada en una unidad sedimentaria a profundidad (en una contribución entre 20-30 %), posiblemente las secuencias vulcanosedimentarias del Grupo Comondú, y que, eventualmente, en su camino hacia la superficie sufre otra mezcla con (c) agua salada proveniente de infiltraciones someras de agua marina. Otro posible proceso para explicar las poblaciones de datos microtermométricos observadas, con rangos de temperatura similares pero con variaciones en la

salinidad, es una ebullición debida a la despresurización del sistema causando una separación de fluidos y una disminución de la temperatura. Sin embargo, no se observaron evidencias de coatrampamiento de IF salinas y de IF ricas en vapor, lo que sería una evidencia de ebullición. Esto se puede deber a que en las zonas de sistemas hidrotermales con presencia probada de ebullición, se ha observado que solamente el 1 % de la población total de IF son inclusiones ricas en vapor (Simmons y Christenson, 1994), por lo cual se deberían analizar más muestras para aumentar la probabilidad de encontrar inclusiones ricas en vapor. La ebullición es uno de los procesos más efectivos para la precipitación de minerales de mena, en especial minerales preciosos (Simmons y Christenson, 1994).

El agua termal de los sistemas hidrotermales submarinos someros muestra características químicas e isotópicas intermedias entre los manantiales de gran profundidad y los sistemas geotérmicos continentales. En la mayoría de casos involucra una componente meteórica, y los procesos de mezcla con agua marina condicionan las características químicas e isotópicas del agua. La salinidad de los fluidos hidrotermales de Bahía Concepción es significativamente menor a la del agua de mar (Prol-Ledesma *et al.*, 2003, 2004, 2005; Villanueva-Estrada *et al.*, 2005, 2009).

En general, los fluidos descargados por los manantiales submarinos someros son de menor

temperatura que los que se registran en los de gran profundidad, aunque tienen capacidad para transportar metales en cantidades suficientes como para generar acumulaciones de óxidos, sulfuros y metales preciosos (Martínez-Frías, 1998; Stoffers *et al.*, 1999; Hein *et al.*, 2000; Prol-Ledesma *et al.*, 2002a; Canet *et al.*, 2005b; Jach y Dudek, 2005). Los mecanismos de precipitación de minerales alrededor de zonas de emisión hidrotermal en ambientes submarinos de poca profundidad han sido objeto de diversos estudios (Pichler *et al.*, 1999b; Stoffers *et al.*, 1999; Prol-Ledesma *et al.*, 2002a; Canet *et al.*, 2003, 2005a,b; Alfonso *et al.*, 2005; Villanueva-Estrada *et al.*, 2009;

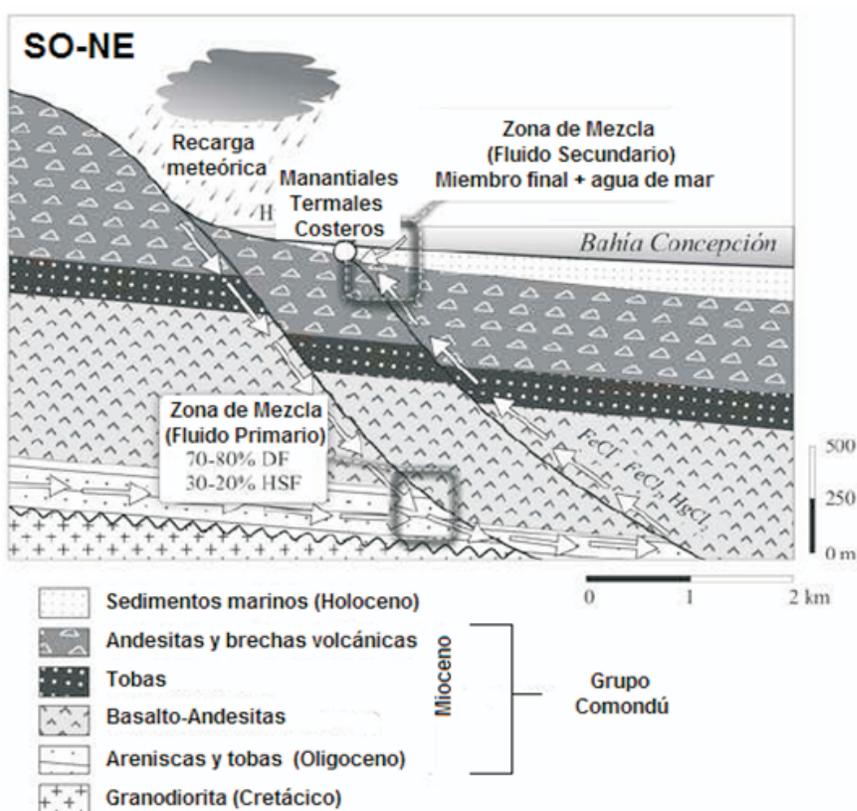


Fig. 8.3 Modelo de mezcla propuesto para los fluidos hidrotermales de los manantiales de Ensenada Mapache (Modificado de Villanueva-Estrada *et al.*, 2009).

Rodríguez-Díaz *et al.*, 2009). La presión que ejerce la columna de agua en estos sistemas es muy baja, a diferencia de los sistemas profundos. Esta circunstancia podría favorecer el depósito subsuperficial de algunos de los metales, como consecuencia de la ebullición de las soluciones hidrotermales (Canet y Prol-Ledesma, 2006; Rodríguez-Díaz *et al.*, 2009). Canet *et al.* (2003, 2005a,b) y Alfonso *et al.* (2005) señalan la importancia decisiva de los procesos biogeoquímicos en el depósito de los precipitados hidrotermales en dichos ambientes.

En cuanto a los depósitos fósiles de Mn, se constata que las dos poblaciones generales de IF también pueden ser distinguidas en el depósito de El Gavilán. El primer grupo indica la presencia de una temperatura baja y un fluido con salinidad moderada, superior al agua de mar (Th: ~ 131 °C y ~ 5.3 % NaCl eq.). El segundo grupo consta de un fluido de Th alrededor de 182 °C y alta salinidad (~ 11.8 % NaCl eq.). Estas diferencias pueden ser explicadas por un proceso de mezcla, similar a lo propuesto en el caso de los manantiales termales de Ensenada Mapache (Villanueva-Estrada *et al.*, 2009), donde un fluido meteórico sufre una mezcla en su ascenso con un fluido salino proveniente de una secuencia vulcanosedimentaria y nuevamente con agua marina subsuperficial. Otra posibilidad para poder explicar estas dos poblaciones es un proceso de dilución causante de la disminución de la salinidad del fluido y una disminución de la temperatura en las poblaciones. Probablemente un fluido fuertemente mineralizante en su ascenso a la superficie es diluido por un fluido débilmente mineralizante de afinidad meteórica, el enfriamiento y dilución es usualmente

observado en la formación de mineralizaciones de casiterita debidos a la condensación de una fase paragaseosa en bajas temperaturas (Borisenko *et al.*, 2006 en Volkov *et al.*, 2007), y en depósitos epitermales de metales donde fluidos mineralizantes asociados a intrusiones volcánicas en su camino disminuyen su temperatura y salinidad conforme llegan al dominio superficial del agua meteórica (Rossetti y Colombo, 1999).

Las IF de las vetas de dolomita que contienen aleaciones de Au-Pd-Pt en El Gavilán presentan Th de ~ 180 °C y salinidades promedio de 10.6 % NaCl eq. En general, los depósitos hidrotermales con MGP representan valores de Th entre 60 y 300 °C, salinidades variables (p.e., ~ 20 % NaCl eq., en Hope's Nose en Inglaterra, Scrivener *et al.*, 1982) y ambientes de baja presión (p.e., Distrito de Waterberg en el centro del Complejo Bushveld, Sudáfrica, McDonald *et al.*, 1999; Coronado Hill, Australia, Carville *et al.*, 1990, Mernagh *et al.*, 1994; y Hope's Nose en Devon, Inglaterra, Clark y Criddle, 1982, Scrivener *et al.*, 1982, Harrison y Fuller, 1987, Stanley *et al.*, 1990). En el depósito Ferriero Cuadrilátero de Brasil, los minerales de Au-Pt-Pd están estrechamente relacionados con la presencia de Hg, y probablemente derivan de fluidos hidrotermales. Los datos microtermométricos de este depósito muestran valores de Th de ~ 160 °C y salinidades circundantes al $10-11$ % NaCl eq. (Cabral *et al.*, 2002). El transporte y depositación de Pt, Pd, Rh y Au has sido estudiado en sistemas geotermicos en condiciones de 300 °C y pH cercanos al neutro (Harr y Raber, 1984; McKibben *et al.*, 1990; Seward, 1990).

En la Mina Guadalupe, los datos microtermométricos sugieren la presencia de un primer fluido, de baja temperatura y baja salinidad (Th ~130°C y 0.88-4.3 % NaCl eq.), y un segundo, caracterizado por una baja temperatura y alta salinidad (Th ~ 140°C y 11 % NaCl eq.), cuyas diferencias en salinidad y temperatura se deben a un proceso de ebullición. Además, se han observado diferencias en el grado de relleno (0.70-0.90) que podrían apoyar la hipótesis de una ebullición.

Las mediciones microtermométricas en el depósito Santa Rosa indican la presencia dos poblaciones de IF: una de Th modal de 120°-125°C y salinidad promedio de 4.2 % NaCl eq., y otra de Th modal de 110°-115°C y salinidad promedio de 11.4 % NaCl eq. No se han observado evidencias de coarpeamiento de IF salinas y de IF ricas en vapor en las muestras, lo cual sería una evidencia de la ocurrencia de ebullición. Un aspecto que podría apoyar al proceso de ebullición como causante de la mineralización es la presencia de brechas, las cuales concentran mayor contenido de minerales de mena. El brechamiento pudo haber producido una disminución brusca de la presión del sistema y, consecuentemente, una ebullición.

Una explicación alternativa de los fenómenos de ebullición sería una mezcla en diferentes proporciones de un fluido de baja salinidad con otro de alta salinidad. Un fluido hidrotermal, posiblemente de origen meteórico, se mezclaría con un fluido altamente salino atrapado en unidades vulcanosedimentarias miocénicas o sedimentarias pliocénicas. Posteriormente, en su ascenso a la

superficie, el fluido hidrotermal se mezclaría en proporciones variables con fluidos salinos fríos de origen marino. Esto podría explicar las observaciones de Th registradas en las IF. Un moderado rango de variación de Th (en la etapa de brecha) no puede ser provocado sólo por un cambio en la presión, ya que una ebullición produciría una disminución de temperatura acoplada a un aumento en la salinidad. En Santa Rosa se tiene una disminución de Th pero con poca variación en la salinidad, por lo que es más factible un proceso de mezcla que una ebullición.

Wilkinson (2001) estableció los campos característicos de Th y salinidad en IF para varios yacimientos tipo (Fig. 8.2). En esta gráfica, los datos obtenidos de los manantiales termales costeros y las mineralizaciones de Mn de Bahía Concepción-Bahía San Nicolás, caen en los campos de depósitos de los SEDEX tipo irlandés, de los VMS tipo Kuroko y de los epitermales, y se agrupan con los datos de otros depósitos de manantial termal.

Para poder caracterizar fluidos involucrados en la depositación de los óxidos de Mn se hizo uso del diagrama Mg vs. Na propuesto por Nicholson (1992a) (Fig. 6.7), donde para el caso de los manantiales termales (Ensenada Mapache y Posada Concepción-Playa Santispac) las muestras se distribuyen en los campos del agua dulce, de agua marina somera y de agua marina, coincidente con la ubicación de los manantiales costeros y con los resultados microtermométricos. En el caso de la Mina El Gavilán se evidencia una tendencia hacia el campo de agua

dulce y de agua marina no somera, posiblemente debido a las muestras utilizadas para el diagrama (óxidos de manganeso y dolomitas). Los depósitos Guadalupe y Santa Rosa presentan una afinidad al campo de agua dulce, concordante con una población identificada con bajas salinidades (menores a 6.5 % NaCl eq.) en ambos yacimientos.

8.5 Modelo de depósito

La mineralización de Mn en los depósitos de Mn es producto de la actividad hidrotermal similar a la que actualmente se manifiesta en los manantiales termales costeros, y está caracterizada por una diversidad de asociaciones minerales de óxidos de Mn, carbonatos, fases silíceas, sulfatos, sulfuros y elementos nativos. Los sistemas actuales de Bahía Concepción-Bahía San Nicolás muestran mineralógicamente, geoquímicamente y microtermométricamente características propias de depósitos de manantiales termales submarinos de poca profundidad como los descritos por Canet y Prol-Ledesma (2006). El alto contenido de Mn-Si-Ba en los precipitados y fluidos es análogo con los abundantes depósitos de Mn (ricos en Ba) en vetas y brechas alojados en rocas ígneas.

Las estructuras mineralizadas principales en todos los depósitos de Mn son vetas, brechas y stockworks, y costras, vetas y stockworks en los manantiales termales actuales. Algunas estructuras sedimentarias como paleoconductos de desgasificación, terrazas silicocalcáreas, sinters estromatolíticos (columnares y arborescentes), restos orgánicos y laminaciones

botroidales con orientación de flujo, coronan a las mineralizaciones, preferentemente los de cotas más altas en los depósitos Guadalupe, Santa Rosa y San Juanico. Estas estructuras son muy similares a las halladas superficialmente en los manantiales termales actuales, suponiendo con ello las condiciones someras de formación de los depósitos de Mn. El depósito de San Juanico presenta fósiles de organismos marinos dentro de la mineralización, indicando su relación estrecha con agua marina durante su formación.

Buchanan (1981) y Berger y Eimoin (1982) señalan que los depósitos epitermales en su parte más somera, cercana al manantial termal (*hot spring*), se caracterizan por la presencia de una capa superficial de sínter silíceo y una zona de brecha subsuperficial formada por la ebullición o erupción hidrotermal. La asociación geoquímica típica para de dichas zonas es de Au-Ag-As-Sb-Hg-Tl, con menor presencia de Cu-Pb-Zn en niveles más profundos (Pirajno, 1992), y la mineralización se encuentra en forma diseminada, de stockwork, brechas y vetas, con texturas botroidales y de relleno de espacios, con presencia de alteración por oxidación en la parte superficial y argílica por debajo del sínter. Como ejemplo de una mineralización epitermal de manantial termal destaca el depósito de oro de Round Mountain, Nevada, EUA (Pirajno, 1992).

Las asociaciones minerales de los manantiales hidrotermales submarinos someros son semejantes a las de los sistemas hidrotermales profundos de baja temperatura (ricos en barita, óxidos de Mn y Fe) y de los depósitos epitermales de baja sulfuración (ricos en metales base y preciosos) (Hewett, 1964; Hollister *et al.*, 1992; O'Reilly, 1992; Liakopoulos *et al.*, 2001; Leal, 2002;

Canet *et al.*, 2005b), tal como las asociaciones encontradas en los manantiales termales y los yacimientos del área de estudio. La mayoría de los sistemas hidrotermales submarinos someros, los que están directamente relacionados con actividad volcánica, pueden ser considerados sistemas de transición entre los epitermales y los manantiales hidrotermales submarinos de gran profundidad (Schwarz-Schampera *et al.*, 2001). En el área existen diversas manifestaciones volcánicas de composición intermedia a ácida de edades pliocénicas (Cerro Mecenares y Punta Púlpito) muy próximas a los depósitos de San Juanico y Santa Rosa, respectivamente.

En su mayoría, los sistemas hidrotermales marinos de poca profundidad, se asocian a contextos de arco de islas, y montes submarinos (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).

En las costas del O de México, las ventilas hidrotermales marinas someras son comunes en Punta Banda, Bahía Concepción y Bahía San Juanico en la península de Baja California, y en Punta Mita en Nayarit. Dichos sistemas están emplazados en contextos de margen continental afectado por extensión tectónica con un elevado gradiente geotérmico, y no presentan vínculos claros con actividad volcánica (Canet y Prol-Ledesma, 2006).

El agua termal de los sistemas hidrotermales someros muestra características químicas e isotópicas intermedias entre los manantiales de gran profundidad y los sistemas

geotérmicos continentales. En la mayoría de casos involucra una componente meteórica, aunque los procesos de mezcla con agua marina son muy importantes. La salinidad de los fluidos hidrotermales es característicamente menor a la del agua de mar (Prol-Ledesma *et al.*, 2003, 2004, 2005; Villanueva-Estrada *et al.*, 2005, 2009). A pesar de ello, el agua de los manantiales someros presenta algunas similitudes con la de los manantiales profundos, tanto por sus concentraciones en algunos iones mayores, como por sus contenidos en REE y otros elementos traza (Prol-Ledesma, 2003). En los depósitos fósiles de Mn del área de estudio se han encontrado por evidencias microtermométricas y geoquímicas de fluidos de carácter meteórico y de carácter salino a saturados. Las Th encontradas en datos microtermométricos indican temperaturas entre 89 y 214 °C, relativamente bajas en comparación con depósitos de tipo VMS Kuroko, epitermales y de Au orogénico (Fig. 8.2) Los mecanismos de precipitación de minerales alrededor de zonas de emisión hidrotermal en ambientes submarinos de poca profundidad han sido objeto de diversos estudios (Pichler *et al.*, 1999b; Stoffers *et al.*, 1999; Prol-Ledesma *et al.*, 2002a; Canet *et al.*, 2003, 2005a,b; Alfonso *et al.*, 2005; Villanueva-Estrada *et al.*, 2009; Rodríguez-Díaz *et al.*, 2009). Los procesos que muy probablemente involucraron la depositación de minerales de ganga y mena de Mn en el área de Bahía Concepción son la ebullición y/o mezcla de fluidos, evidenciado por datos microtermométricos.

La formación de los óxidos de Mn y oxihidróxidos de Fe podría llevarse a cabo también mediante la mineralización inducida biológicamente, en la cual los

productos de desecho y las condiciones del medio favorecen la nucleación y crecimiento de minerales sobre la pared celular. Mediante este proceso se forman minerales poco cristalizados o amorfos como los minerales que se presentan en estructuras estromatolíticas silicocalcáreas en los manantiales de Bahía Concepción y botrioidales de romanechita y todorokita en Mina Guadalupe.

En muchos casos, se ha podido confirmar la estrecha asociación entre los depósitos hidrotermales submarinos someros y la actividad microbiana (Konhauser *et al.*, 2001). Los procesos biogeoquímicos influyen decisivamente en la formación de los depósitos de precipitados. De este modo, la actividad microbiana puede inducir la precipitación de oxihidróxidos de Fe (Juniper y Tebo, 1995). Asimismo, Mita *et al.* (1994) demostraron que los microorganismos intervienen decisivamente en la precipitación de óxidos de Mn en fuentes termales subaéreas del Japón. La actividad microbiana puede provocar, en algunos casos, la precipitación de sílice en los sínters (Hinman y Lindstrom, 1996) y, además, puede influir en la fábrica y textura de los depósitos (Canet *et al.*, 2005a). Los depósitos que se forman bajo esta influencia, como los depósitos estromatolíticos de Bahía Concepción son similares a los que se han descrito en ambientes lacustres (Walter *et al.*, 1976; Renaut *et al.*, 2002).

El modelo propuesto para los depósitos de Mn en el área de Bahía Concepción-Bahía San Nicolás-Bahía

San Juanico correspondería a una actividad hidrotermal causada principalmente por extensión tectónica, en o cerca de la zona de descarga de los manantiales termales (*hot spring*), en un ambiente costero o adyacente a él (Fig. 8.4). Las evidencias de estructuras mineralizadas, texturas, estructuras orgánicas, asociaciones mineralógicas, geoquímicas y microtermométricas sugieren que los depósitos de los manantiales termales costeros en Bahía Concepción son el remanente actual de la actividad que generó los depósitos de Mn en vetas y brechas en el área. Dentro de los depósitos de Mn del área de Bahía Concepción, El Gavilán y Guadalupe, y Bahía San Nicolás, Santa Rosa, existe una zonación vertical consistente con el modelo propuesto. En la parte más superficial del modelo los depósitos de las manifestaciones termales actuales, seguidas del depósito Santa Rosa y lo más profundo El Gavilán. En Guadalupe toda la zonación del modelo del depósito está expuesta debido a los procesos tectónicos y está bastante preservada de la erosión.

Los depósitos de manganeso actuales no son importantes desde el punto de vista económico, pero por sus características, se puede inferir el proceso deposicional de los óxidos de manganeso a partir de fluidos hidrotermales de manantiales calientes, lo que permite una conceptualización de la génesis de los depósitos hidrotermales de Mn. Los actuales depósitos de manganeso en Bahía Concepción son una herramienta muy útil para la comprensión de procesos mineralizantes de antiguos yacimientos.

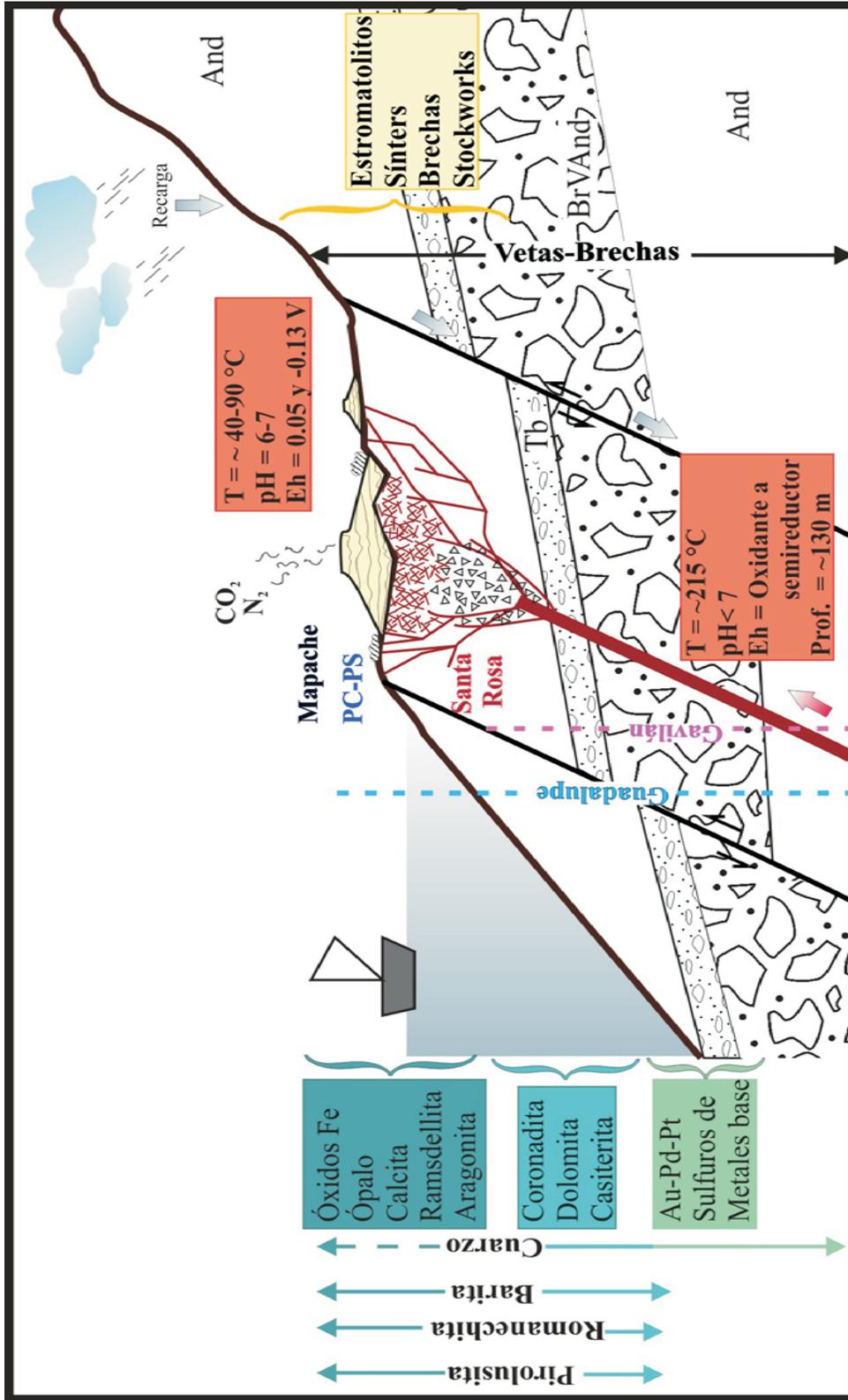


Fig. 8.4 Modelo de depósito del tipo manantial termal asociado a un ambiente marino somero propuesto para la mineralización de Mn en la zona de Bahía Concepción-Bahía San Nicolás: El Gavilán, Guadalupe, Santa Rosa y manantiales termales de Posada Concepción-Playa Santispac (PC-PS) y Mapache. En rocas volcánicas miocénicas: andesita (And), tobas (Tb) y brechas volcánicas andesíticas (BrVAnd) e indicando el zonamiento mineral, de estructuras y variables de temperatura (T), pH, Eh y profundidad máxima (Prof.).

Conclusiones

El área de Bahía Concepción (Baja California Sur) las rocas volcánicas y volcanoclásticas pertenecientes al Grupo Comondú (Oligoceno-Mioceno) alojan predominantemente a las estructuras mineralizadas de Mn y manifestaciones termales de la zona.

En la región de Bahía Concepción existen evidencias de manifestaciones hidrotermales desde el Plioceno tardío, representado por la Formación Infierno, hasta el Cuaternario con las actuales manifestaciones termales de Ensenada Mapache y Posada Concepción-Playa Santispac. Destacándose las mineralizaciones de Mn como manifestaciones hidrotermales fósiles.

En el área de Bahía Concepción-Bahía San Nicolás-Bahía San Juanico existen varios depósitos hidrotermales fósiles de Mn (Pilares, Santa Teresa, La Trinidad y La Azteca) que consisten en vetas, brechas y stockworks alojadas en rocas volcánicas de composición intermedia del Grupo Comondú y que representan depósitos de interés económico.

Los depósitos de Mn en vetas y brechas del área (El Gavilán, Guadalupe y Santa Rosa) presentan muchas afinidades mineralógicas, geoquímicas y genéticas con las mineralizaciones de los manantiales termales actuales, como son:

(a) Las estructuras mineralizadas predominantes son de tipo veta, con orientación NNO-SSE, y están controladas por fallas normales del Mioceno Superior-Plioceno ligadas a la apertura del Golfo de California.

(b) Las asociaciones minerales son ricas en pirolusita, romanechita, todorokita, barita, calcita y fases silíceas amorfas y cristalinas, principalmente, y presentan relaciones texturales y paragenéticas comparables. Cabe mencionar que en El Gavilán se ha hallado, además, una anomalía en metales nobles ocasionada por la presencia de granos dispersos de aleaciones de Au-Pd-Pt.

(c) La firma geoquímica, se caracteriza por el enriquecimiento en Mn, Ba, Fe, Sr, Sb, As, Fe, Cu, Zn, Pb, V y W. Los valores de Fe/Mn, Co/Zn y de (Co+Ni+Cu) son consistentes con un origen hidrotermal común.

(d) Las anomalías de Eu (a partir de las REE normalizadas a NASC), positivas para los manantiales termales y negativas para los depósitos de Mn, y las de Ce, negativas tanto en los manantiales termales como en los depósitos de Mn, sugieren fluidos hidrotermales oxidados a ligeramente reductores, de temperatura relativamente baja y salinidad elevada.

(e) Los análisis de microtermometría de IF sugieren para ambos casos que los fluidos mineralizantes se componen a partir de la mezcla de un componente meteórico (~0.8 a 4 % en peso de NaCl eq.) y de un componente salino saturada (~9 a 14 % en peso de NaCl eq.), con temperaturas entre 89° y 215°C. Además, la ocurrencia de

procesos de ebullición, a una profundidad somera (menor a 130 m por debajo de la superficie), causante de la mineralización económica.

(f) Existen texturas (botroidales, estromatolíticas, fibrosas) que sugieren que la formación de los óxidos de Mn, oxihidróxidos de Fe y sílice amorfa se llevó a cabo bajo la influencia de actividad microbiana.

Por todo ello, los manantiales termales actuales y los depósitos fósiles de Mn guardan una estrecha relación metalogenética, pudiendo considerarse la actividad de los manantiales termales de Ensenada Mapache y Posada Concepción-Playa Santispac como un remanente de los procesos hidrotermales que generaron los abundantes y relativamente grandes depósitos fósiles de Mn (-Ba).

En ambos casos, el sistema hidrotermal está ligado a la tectónica extensional y no presenta vínculos claros con vulcanismo. Los fluidos, de origen principalmente meteórico, circulan a través de los sistemas de fallas normales y en su ascenso sufre procesos de mezcla con fluidos salinos y/o ebullición. En su recorrido hacia la superficie, estos fluidos se enriquecen en Mn, Ba, Si, Fe, Ca, Sr, Sb y As, como resultado de la interacción con los estratos subyacentes (granitoides cretácicos, rocas volcánicas del Oligoceno-Mioceno y sedimentarias pliocénicas). La movilización de elementos como el Au, Pd y Pt puede haber ocurrido en condiciones de temperatura y presión relativamente bajas ($\sim 180^{\circ}\text{C}$ y ~ 0.001 Pa, respectivamente), y en condiciones oxidantes a semireductoras. La precipitación mineral podría haberse ocasionado como consecuencia de los procesos de ebullición y/o mezcla de fluidos y enfriamiento.

En consecuencia, los depósitos de Mn de del área de Bahía Concepción-Bahía San Nicolás constituyen un ejemplo de mineralización hidrotermal de baja temperatura, en vetas extensionales, desligado de vulcanismo, formado en un ambiente muy somero, cercano a la superficie, de manantial termal (*hot-spring*).

Bibliografía

- Aguillón-Robles, A.; Calmus, T.; Benoit, M.; Bellon, H.; Maury, R. C.; Cotten, J.; Bourgois, J.; Michaud, F. 2001. Late Miocene adakites and Nb-enriched basalt from Vizcaino Peninsula, Mexico: indicators of East Pacific Rise subduction below Southern Baja California? *Geology*. 29, pp. 531–534.
- Adachi, M.; Yamamoto, K.; Sugisaki, R. 1986. Hydrothermal chert and associated siliceous rocks from the northern PACific: Their geological significance as indication of ocean ridge activity. *Sedimentary Geology*. 47, pp. 125-148.
- Albrecht, A. 1990. The geochemistry of the Mid-Tertiary volcanic rocks of the Northern Sierra Madre Occidental (Chihuahua, Mexico). Tesis de Doctorado, The University of New Mexico, Albuquerque, New Mexico, E.U.A. 134 p.
- Anderson, C.A. 1950. 1940 E.W. Scripps Cruise to the Gula of California. Part I. Geology of islands and neighboring land areas. *Geological Society of America Memoirs*. 43, 53p.
- Anderson, T.H.; Silver, L.T.; Salas, G.P. 1980. Distribution and U-Pb isotope ages of some linedated plutons, northwestern Mexico. En Crittenden, M.D.; Coney, P.J.; Davis, G.H. *Cordilleran metamorphic core complex*. Geological Society of America Memoir. 153, pp. 269-283.
- Angelier, J.; Colletta, B.; Chorowicz, J.; Ortlieb, L.; Rangin, C. 1981. Fault Tectonics of the Baja California Peninsula and the Opening of the Sea of Cortez, Mexico. *Journal of Structural Geology*. 3, 4, pp. 347-357.
- Antúnez-Echegaray, F., 1944, Informe sobre los depósitos de manganeso de la península de la Concepción, Municipio de Mulegé, Territorio Sur de la Baja California: *Boletín de Minas y Petróleo*, 15, 3-14.
- Aranda-Gómez, J.J.; Henry, C.D.; Luhr, J.F. 2000. Evolución tectonomagmática post-paleocénica de la Sierra Madre Occidental y de la porción meridional de la provincia tectónica de Cuencas y Sierras, México: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*. LIII, pp. 59–71.
- 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, T. 1970. Implications of Plate Tectonics for the Cenozoic Tectonic Evolution of Western North America: *Geological Society of America Bulletin*. 81, pp. 3513-3536.
- Atwater, T. 1989. Plate tectonic history of the northeastern Pacific and western North America. En Winterer, E.L.; Jussong, D.M.; Decker, R.W. (eds.). *The Eastern Pacific Ocean and Hawaii*. Geological Society of America, *The Geology of North America*, pp. 21–72.
- Augé, T.; Legendre, O. 1994. Platinum-group element oxide from the Pirogues ophiolitic mineralization, New Caledonia: Origin and significance. *Economic Geology* 89, pp. 1454-1468.
- Augé, T.; Bailly, L.; Petronov, R. 2005. On the origin of the PGE mineralization in the Elatsite Porphyry Cu-Au deposit: a comparison with other alkaline PGE-Rich porphyries. 10° *Symposium Internacional de EGP, Oulu, Finlandia*, pp. 282-287.
- Balaram, V.; Banakar, V.K.; Hein, J.R.; Rao, C.R.M. 2005. Concentrations of the Platinum-Group of Elements (PGE) and Gold in Manganese Nodule Sample and their Precise Determination. 10° *Symposium Internacional de EGP, Oulu, Finlandia*, pp. 33-36.
- Ballhaus, C.G., Stumpfl, E.F., 1986. Sulfide and platinum mineralization in the Merensky Reef: evidence from hydrous silicates and fluid inclusions. *Contribution to Mineralogy and Petrology* 94, 193–204.
- Banerjee, R. 2004. Manganese nodules as a possible source of precious metals. *Current Science*. 87, 3, pp. 278-279.
- Barakat, A.; Maignac, C.; Boiron, M.C.; Bouabdelli, M. 2002. Caractérisation des paragenèses et des paléocirculations fluides dans l'indice d'or de Bleïda (Anti-Atlas, Maroc). *C.R. Geoscience*. 334, pp. 35-41.
- Baranger, P.; Disnar, J.R.; Gatellier, J.P.; Ouzounian, G. 1991. Metal reduction by sedimentary organic materials: Influence of medium parameters on the reaction rate. En Pagel, M.; Leroy, J.L. (Eds), *Source, Transport and Deposition of Metals*. Balkema, Rotterdam, pp. 511-514.
- Beal, C.H. 1948. Reconnaissance of the geology and oil possibilities of Baja California, Mexico. *Geol. Soc. Am. Mem.* 31, 138p.
- Bellon, H.; Aguillón-Robles, A.; Calmus, T.; Maury, R.C.; Bourgois, J.; Cotten, J. 2006. La Purísima Volcanic Field, Baja California Sur, Mexico: Mid-Miocene to Recent volcanism in relation with subduction and asthenospheric window opening. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 152, pp. 253–272.
- Benoit, M.; Aguillón-Robles, A.; Calmus, T.; Maury, R.C.; Bellon, H.; Cotten, J.; Bourgois, J.; Michaud, F. 2002. Geochemical Diversity of Late Miocene Volcanism in Southern Baja California, Mexico:

- Implication of Mantle and Crustal Sources during the Opening of an Asthenospheric Window. *The Journal of Geology*. 110, pp. 627–648
- Berger, A. 1968. *Clausthaler Hefte z. Lagerstättenkunde u. Geochemie der mineral.* Schweizerbart-Verlag, Stuttgart, 216 p.
- Berger, B.R. 1985. Geological-geochemical features of hot-spring precious metal deposits. En Tooker, E. W. (Ed) *Geological characteristics of sediments and volcanic hosted disseminated gold deposits-Search for an occurrence model.* U.S. Geological Survey Bulletin. 1646, pp. 47-54.
- Bigoggero, B.; Chiesa, S.; Zanchi, A.; Montrasio, A.; Vezzoli, L. 1995. The Cerro Mancenares Volcanic Center, Baja California Sur: Source and tectonic control on postsubduction magmatism within the Gulf Rift. *Geological Society of America Bulletin*. 107, 9, pp. 1108–1122.
- Bigoggero, B.; Corona-Chávez, P.; Tunesi, A. 1996. Características estratigráficas, petrológicas y extinción del Cinturón Andesítico Miocénico en la región de Loreto-Parras, Baja California Sur, México. *Revista de Ciencias Geológicas*. 13, 2, pp. 152-173.
- Bischoff, J.L.; y Dickson, F.W. 1975. Seawater-basalt interaction at 200 °C and 500 bars: implications for origin of sea-floor heavy-metal deposits and regulation of sea-water chemistry. *Earth Planet Science Letter*. 25, pp. 385-397.
- Blanco-Florido, D. 2007. Caracterización de las mineralizaciones asociadas a manantiales hidrotermales costeros en Bahía Concepción Baja California Sur, México. Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Ingeniería, México D.F., Tesis de Licenciatura, 55p.
- Bloom, M.S.; Gilbert, d.J.; Gammons, C.H.; Wilde, A.R. 1992. Reaction path models for hydrothermal Au-PGE mineralization at Coronado Hill and similar deposits of the South Alligator mineral field, Australia. En Kharaka, Y.K.; y Maest, A.S. (eds.) *Proceeding of the 7th International Symposium on Water-Rock Interaction: International Association of Geochemistry and Cosmochemistry*. Vol 2, pp. 1569-1573.
- Bodnar, R.J., 1983. A method of calculating fluid inclusion volumes based on vapor bubble diameters and P-V-T-X properties of inclusion fluids. *Economic Geology*. 78, pp 535-542.
- Bodnar, R.J.; Reynolds, T.J.; Kuehn, C.A. 1985. Fluid inclusion systematics in epithermal systems. En: Berger, B.R.; Bethke, P.M. (eds.), *Geology and Geochemistry of Epithermal Systems*. *Economic Geology*. 2, pp. 73–97.
- Bodnar, R.J. 1993. Revised equation and table for determining the freezing point depression of H₂O-NaCl solutions. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 57, pp. 683-684.
- Bodnar, R.J. 2003. Reequilibration of fluid inclusions. En Samson, I.; Anderson, A.; y Marshall, D. (Eds.). *Fluid Inclusions: Analysis and Interpretation*. Mineralogical Association of Canada, short Course Series Vol. 32, 213-231.
- Bolton, B.R.; Both, R.; Exon, N.F.; Hamilton, T.F.; Ostwald, J.; Smith, J.D. 1988. Geochemistry and mineralogy of seafloor hydrothermal and hydrogenetic Mn oxide deposits from the Manus Basin and Bismarck Archipelago region of the southwest Pacific Ocean. *Marine Geology*. 85, pp. 83-94.
- Bonatti, E.; Kraemer T.; Rydell, H. 1972. Classification and genesis of submarine iron-manganese deposits. En Horn, D.R. (edr.), *Ferromanganese deposits on the ocean: Harriman, Aren House*, pp. 149–166.
- Bonatti, E.; Zerbi, M.; Kay, R.; y Rydell, H. 1976. Metalliferous deposits from the Apennine ophiolites: Mesozoic equivalent of modern deposits from oceanic spreading centers. *Geological Society. American Bulletin*. Vol. 87, pp. 83-94.
- Borchert, H. 1970. On the ore deposition and geochemistry of manganese. *Mineralium Deposita*. 5, pp. 300-314.
- Borchert, H. 1980. On the genesis of manganese ore deposits. En *Geology and Geochemistry of manganese*, Varentsov, I.M.; y Grasselly, GY. (Eds). *Hungria*. Vol. II, pp. 45-60.
- Borisenko, A.S.; Borovikov, A.A.; Zhitnev, L.M.; Pavlova, G.G. 2006. *Geol. Geofiz.* 47, 1308.
- Bostrom, K.; Valdes, S. 1969. Arsenic in the ocean floor. *Lithos*. 2, pp. 351-360.
- Bourgeois, J.; y Michaud, F. 2002. Comparison between Chile and México triple junctions areas substantiate slab window development beneath northwestern México during the past 12–10 M.y. *Earth and Planetary Science Letters*. 201, pp. 35–44.
- Braun, H. 1964. Zur Entstehung marin-sedimentärer Eisenerze. *Clausthaler Hefte z. Lagerstättenk. U. Geochemie d. mineral. Rohstoffe*, H. 2, Borntraeger/Schweizerbart-Verlag, Stuttgart, 130 p.
- Bricker, O. 1965. Some stability relations in the system Mn-O₂-H₂O at 25° and one atmosphere total pressure. *American Mineralogist*. 50, 1296-1354.
- Brock, T.D. 1978. *Thermophilic Microorganisms and Life at High Temperatures*. Springer, Nueva York, 465p.
- Bu, W.; Shi, X.; Peng, J.; Qi, L. 2003. Geochemical characteristics of seamount ferromanganese nodules from mid-Pacific Ocean. *Chinese Science Bulletin*. 48, pp. 98-105.

- Burbank, W.S.; y Luedke, R.G. 1969. Geology and ore deposits of the Eureka and adjoining districts, San Juan Mountains, Colorado. U.S. Geological Survey Professional Paper. 535, 73 p.
- Bursill, L.A. 1979. Structural Relationships Between β -Gallia, Rutile, Hollandite, Psilomelane, Ramsdellite and Gallium Titanate Type Structures. *Acta Cryst.* B35, pp. 530-538.
- Bustamante-García, J. 1999. Monografía Geológico-Minera de Baja California Sur. Consejo de Recursos Minerales, Pachuca, Hidalgo, México, 237 p.
- Butkevitch, E.S. 1928.. The formation of marine iron and manganese deposits and the role of microorganisms in the latter. *Verh. Wiss. Meeresinst. Moscú.* 3, pp. 63.
- Cabral, A.R.; Lehmann, B.; Kwitko, R.; Jones, R.D.; Pires, F.R.M.; Rocha-Filho, O.G.; Innocentini, M.D. 2001. Palladium-oxygenated compounds of the Gongo Soco mine, Quadrilátero Ferrífero, central Minas Gerais, Brazil. *Mineralogical Magazine.* 65, pp. 169-179.
- Cabral, A.R.; Lehmann, B.; Kwitko, R.; Galbiatti, H.F.; Pereira, M.C. 2002. Palladseite and its oxidation evidence from gold-palladium vein-type mineralization (jacutinga), Cauê iron-ore mine, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. *Mineralogical Magazine.* 66, pp. 327-336.
- Cabral, A.R.; Lehmann, B.; Kwitko, R.; Cravo-Costa, C.H. 2002. The Serra Pelada Au-Pd-Pt deposits, Carajás mineral province, northern Brazil reconnaissance mineralogy and chemistry of very high grade palladium gold mineralization. *Economic Geology.* 97, pp. 1127-1138.
- Cabri, L.J.; Rudashevsky, V.N.; Rudashevsky, N.S.; Sylvester, P.J.; Tubrett, M.N. 2005. Current developments in quantitative process mineralogy of PGE-bearing ores from different deposits. 10^o Simposium Internacional de EGP, Oulu, Finlandia, pp. 1-8.
- Calmus, T.; Aguillón-Robles, A.; Maury, R.C.; Bellon, H.; Benoit, M.; Cotten, J.; Bourgois, J.; Michaud, F. 2003. Spatial and temporal evolution of basalts and magnesian andesites ("bajaites") from Baja California, Mexico: Constraints on their tectonic setting and origin. *Lithos.* 66, pp. 77-105.
- Cameron, K.; Cameron, M.; Bagby, W.; Moll, E.; Drake, R. 1980. Petrologic characteristics of Mid-Tertiary volcanic suites, Chihuahua, Mexico. *Geology.* 8, pp. 87- 91.
- Campbell, M.; y Crocker, J. 1993. Geology west of the Canal de Las Ballenas, Baja California, Mexico. En Gastil, R.G.; Miller, R.H. (eds.). *The Prebatholithic Stratigraphy of Peninsular California.* Geol. Soc. Am. Special Paper. 279, pp. 61-76.
- Camprubí, A., Canet, C., Rodríguez-Díaz, A.A., Prol-Ledesma, R.M., Blanco-Flórido, D., Villanueva, R.E., López-Sánchez, A. 2008. Geology, ore deposits and hydrothermal venting in Bahía Concepción, Baja California Sur, México. *Island Arc.* 17, pp. 6-25.
- Canet, C.; Alfonso, P.; Melgarejo, J.C.; Jorge, S. 2003. PGE-Bearing minerals in silurian sedex deposits in the Poblet area, southwestern Catalonia, Spain. *The Canadian Mineralogist.* 41, pp. 581-595.
- Canet, C.; Prol-Ledesma, R.M.; Proenza, J.; Rubio-Ramos, M.A.; Forrest, M.; Torres-Vera M.A.; y Rodríguez-Díaz, A.A. 2005a. Mn-Ba-Hg Mineralization at shallow submarine hydrothermal vents in Bahía Concepción, Baja California Sur, Mexico. *Chemical Geology.* 224, pp. 96-112.
- Canet, C.; Prol-Ledesma, R.M.; Torres-Alvarado, I.; Gilg, H.A.; Villanueva, R.E.; Lozano-Santa Cruz, R. 2005b. Silica-carbonate stromatolites related to coastal hydrothermal venting in Bahía Concepción, Baja California Sur, Mexico. *Sedimentary Geology.* 174, pp. 97-113.
- Canet, C., y Prol-Ledesma, R.M. 2006. Procesos de mineralización en manantiales hidrotermales submarinos someros. Ejemplos en México. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana (Volumen Conmemorativo del Centenario), "Revisión de algunas tipologías de depósitos minerales en México"*, tomo LVIII, Núm. 1, 83-102.
- Canet, C., Prol-Ledesma, R.M., Bandy, W.L., Schaaf, P., Linares, C., Camprubí, A., Tauler, E., Mortera-Gutiérrez, C. (2008): Mineralogical and geochemical constraints on the origin of ferromanganese crusts from the Rivera Plate (western margin of Mexico). *Marine Geology.* 251, pp. 47-59.
- Capra, L.; Macías, J.L.; Espindola, J.M.; Siebe, C. 1998. Holocene plinian eruption of La Virgen volcano, Baja California, México. *Earth and Planetary Science Letters.* 80, pp. 239-266.
- Carreño, A.L. 1983. Ostrácodos y foraminíferos plantónicos de la Loma del Tiburabuzón, Santa Rosalía, Baja California Sur e implicaciones bioestratigráficas y paleo-ecológicas. *UNAM. Instituto de Geología, Revista.* 5, pp. 55-64.
- Carreño, A.L. 1985. Biostratigraphy of the Late Miocene to Pliocene on the Pacific island Maria Madre, México. *Micropaleontology.* 31, pp. 139-166.
- Carville, D.P.; Leckie, J.F.; Moorhead, C.F.; Rayner, J.G.; Durban, A.A. 1990. Coronation Hill gold-platinum-palladium deposit. *Austalasian Institute of Mining and Metallurgy. Monography* 15, pp. 759-762.
- Casarrubias-Unzueta, Z.; y Gómez-López, G. 1994. Estudio Geológico Regional del Proyecto Geotérmico de Bahía Concepción, B.C.S. Gerencia de Proyectos Geotermoeléctricos. Subgerencia de Estudios, Departamento de Exploración. Informe OGL-BC-002/94, 22 p.

- Casarrubias-Unzueta, Z. 1997a. Resultados de la Verificación Estructural en la Zona Geotérmica El Centavito, B.C.S. Gerencia de Proyectos Geotermoeléctricos. Subgerencia de Estudios, Departamento de Exploración. Reporte GG-CE-13/97, 5 p.
- Casarrubias-Unzueta, Z. 1997b. Evaluación Geotérmica del Pozo de Gradiente CE-1, P.G. El Centavito, B.C.S. Gerencia de Proyectos Geotermoeléctricos. Subgerencia de Estudios, Departamento de Exploración. Reporte GG-CE-18/97, 10 p.
- Casarrubias, U.Z.; y Gómez-López, G. 1994. Geología y evaluación geotérmica de la zona de Bahía Concepción, Baja California Sur, México. *Geotermia, Revista Mexicana de Geoenergía*. 10, 3, pp. 75-88.
- Cave, R.R.; Ravizza, G.E.; German, C.R.; Thomson, J.; Nesbitt, R.W. 2003. Deposition of osmium and other platinum group elements beneath the ultramafic-hosted Rainbow hydrothermal plume. *Earth Planet Science Letters*. 210, pp. 65-70.
- Cazañas, X.; Melgarejo, J.C.; Alfonso, P.; Escuza, A.; Cuba, S. 1998. Un modelo de depósito vulcanogénico de manganeso del arco volcánico Paleógeno de Cuba: Un ejemplo de la región Cristo-Ponupo-Los Chivos. *Acta Geológica Hispánica*. 33, 1-3, pp. 239-276.
- Clark, A.M; y Criddle, A.J. 1982. Palladium minerals from Hope's Nose Torquay, Devon. *Mineralogical Magazine*. 46, pp. 371-377.
- Cochemé, J.J. 1981. Mise en évidence d'un granite subvolcanique associé aux laves tertiaires du Sonora (Mexique). *Comptes Rendus de l'Academie des Sciences Paris, Série II*, tome 293, pp. 989-992.
- Coleman, M.L. 1985. Geochemistry of diagenetic non-silicate minerals: kinetic considerations. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London*. A315, pp. 39-56.
- Conly, A.G.; Brenan, J.M.; Bellon, H.; Scott, S.D. 2005. Arc to rift transitional volcanism in the Santa Rosalía Region, Baja California Sur, Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 142, pp. 303-341.
- Coveney, R.M.; Nansheng, C. 1991. Ni-Mo-PGE-Au rich ores in Chinese black shales and speculations on possible analogues in the United States. *Mineral Deposita*. 26, pp. 83-88.
- Craig, J.R.; y Vaughan. 1994. *Ore Microscopy and Ore Petrography*. Ed. John Wiley and Sons, 2a ed. Singapur.
- Crerar, D.A.; Fischer, A.G.; Plaza, C.L. 1980. Metallogenium and biogenic deposition of manganese from Precambrian to recent. En Varentsov, I.M.; y Grasselly, GY. (Eds.) *Geology and Geochemistry of Manganese*. Hungría. Vol. III, pp. 285-303.
- Crerar, D.A.; Namson, J.; Chyi, M.S.; Williams, L.; Feigenson, M.D. 1982. Manganiferous cherts of the Franciscan assemblage: I. General geology, ancient and modern analogues, and implications for hydrothermal convections at ocean spreading centers. *Economic Geology*. Vol. 77, pp. 519-540.
- Crespo, A; y Lunar, R. 1997. Terrestrial hot-spring Co-rich Mn mineralization in the Pliocene-Quaternary Calatrava Region (central Spain). En Nicholson, K.; Hein, J.R.; Bühn, B.; Dasgupta, S. (eds.). *Manganese Mineralization: Geochemistry and Mineralogy of Terrestrial and Marine Deposits*. Geological Society Special Publication. 119, pp. 253-264.
- Crocket, J.H.; McDougall, J.D.; Harriss, R.C. 1973. Gold, palladium and iridium in marine sediments. *Geochimical Cosmochimica Acta*. 37, pp. 2547-2556.
- Crocket, J.H. 1981. Geochemistry of platinum group elements. En *Platinum group elements: mineralogy, geology, recovery*, Cabri, L.J. Canadian Institute Mineralogy and Metallurgy. 23, pp. 239-280.
- Crocket, J.H. 1989. PGE in Mid-Ocean Ridge volcanic exhalites: A major fractionation of PGE from gold (Abstract). *Bulletin Geological Society of Finland*. 67, p. 47.
- Crocket, J.H. 1990. Noble metals in seafloor hydrothermal mineralization from the Juan de Fuca and mid-Atlantic ridges: a fractionation of gold from platinum metals in hydrothermal fluids. *Canadian Mineralogist*. 28, pp. 639-648.
- Cronan, D.S. 1972. The Mid-Atlantic Ridge near 45°N, XVII: Al, As, Hg and Mn in ferruginous sediments from the median valley. *Canadian Journal Earth Science*. 9, pp. 319-323.
- Cronan, D.S. 1980. *Underwater minerals*. Academic Press, London. 362p.
- Cronan, D.S.; Glasby, G.P.; Moorby, S.A.; Thomson, J.; Knedler, K.E; y McDougall, J.C. 1982. A submarine hydrothermal manganese deposit from the south-west Pacific Island arc. *Nature*. 298, pp. 456-458.
- Chávez-Valois, M. 1978. Estudio geológico general del área Loreto-Comondú-Bahía Concepción, Estado de Baja California Sur. IPN Tesis Licenciatura, 83 p.
- Choi, J.H.; Hariya, Y. 1992. Geochemistry and Depositional Environment of Mn Oxide Deposits in the Tokoro Belt, Northeastern Hokkaido, Japan. *Economic Geology*. 87, pp. 1265 -1274.
- Chyi, M.S.; Crerar, D.A. Carlson, R.W., Stallard, R.F. 1984. Hydrothermal Mn-deposits of the Franciscan assemblage, II. Isotope and trace element geochemistry, and implication for hydrothermal at ocean spreading centres. *Earth Planet. Science Letters*. 71, pp. 31-45.

- Davis, R.J.; Clark, A.M.; Criddle, A.J. 1977. Palladseite, a new mineral from Itabira, Minas Gerais, Brazil. *Mineralogical Magazine*. 41, pp. 123.
- Degens, E.T., y Kulbicki, G. 1973. Hydrothermal origin of metals in some East African rift lakes. *Mineral Deposita*. 8, pp. 388-404.
- Del Alto, M. C., y Moreno-Tripp, M. (2006). *Minera Autlán S.A. DE S.V. Reporte Técnico*. ITESM, Campus Monterrey.
- Delgado-Argote, L.A. López-Martínez, M.; Perillita, M.C. 1992. Edad del vulcanismo y de la fauna en sedimentos asociados en Bahía de los Ángeles, Golfo de California. *GEOS*. 12, 5, pp. 81.
- Delgado-Argote, L.A. 2000. Evolución tectónica y magmatismo Neógeno de la margen oriental de Baja California central. Tesis de Doctorado, Programa de Posgrado en Ciencias de la Tierra. Instituto de Geología, UNAM. 175 p.
- Demant, A. 1984. The Reforma caldera, Santa Rosalia area, Baja California. A volcanological, petrological and mineralogical study. En Malpica, V.; Cells, S.; Guerrero, J.; Ortlieb, L. (eds.). *Neotectonics and Sea Level Variations in the Gulf of California Area, a Symposium*. UNAM, Instituto de Geología, México, pp. 75-96.
- 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*. 52, 1-3, pp. 123-140.
- De Vitre, R.R.; y Davison, W. 1993. Manganese particles in freshwater. *Environmental Particles*. Buffle J., van Leeuwen H.P., Lewis Publishers, Boca Raton. Capítulo 7.
- Dickinson, W.R. 1997. Tectonic implications of Cenozoic volcanism in coastal California. *Geological Society of America Bulletin*. 109, pp. 936-954.
- Dickinson, W.R.; y Snyder, W.S. 1979. Geometry of triple junctions related to San Andreas transform. *J. Geophys. Res.* 84, pp. 561–572.
- Dokka, R.K.; y Merriam, R.H. 1979. Tectonic evolution of the main gulf escarpment between latitudes 31°N an 30° N, northeastern Baja California, México. En Abbott, P.; Gastil, R.G. (eds.). *Baja California Geology. Field Guide and Papers GSA Annual Meeting SDSU Geology Department Publications, San Diego*, pp. 139-147.
- Dokka, R.K.; y Merriam, R.H. 1982. Late Cenozoic extension of northeastern Baja California, México: *Geological Society of America Bulletin*. 93, pp. 371–378.
- Dong, D.; Hua X.; Li, Y.; Zhang J.; Yan D. 2003. Cd adsorption properties of components in different freshwater surface coatings: The important Role of Ferromanganese Oxides. *Environmental Science Technology*. 37, pp. 4106-4116.
- Dumble, E.T., Owne, J., Grantz, F.F, 1910, Mantos de Mn en la Baja California Sur. Informe Técnico Coremi, inédito, México D.F.
- Dymond, J.; Lyle, M.; Finney, B.; Piper, D.Z.; Murphy, K.; Conard, R.; Pisias, N. 1984. Ferromanganese nodules from MANOP Sites H, S and R control of mineralogical and chemical composition by multiple accretionary processes. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 48, pp. 931-949.
- 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. 1996. *Geomicrobiology*. 3ª ed. Marcel Dekker, Nueva York.
- El-Ghorfi, M.; Oberthür, T.; Melchor, F.; El Boukhari, A.; Maacha, L.; Maddi, A.; Ziadi, R.; Gharrabi, M.; Baoutoul, H. 2005. Gold-Palladium Mineralization at Bleida Far West, Bou Azzer Ophiolite, Anti-Atlas, Morocco. 10º Simposium Internacional de EGP, Oulu, Finlandia, pp. 334-337.
- Elderfield, H. 1977. The form of manganese and iron in marine sediments. En *Marine Manganese Deposits*, Glasby, G.P. (Edr.). Elsevier Scientific Publishing Company, Amsterdam-Oxford-Nueva York, pp. 269-290.
- Endo, T.; Kume, S.; Shimada, M.; y Koizumi, M. 1974. Synthesis of potassium manganese oxides under hydrothermal conditions. *Mineralogical Magazine*. 39, pp. 559-563.
- Fan, D.; y Yang. 1999. Introduction to and classification of manganese deposits of China. *Ore Geology Reviews*. 15, pp. 1-13.
- Farrow, C.E.G., Watkinson, D.H., Jones, P.C., 1994. Fluid inclusions in sulfides from North and South Range Cu–Ni–PGE deposits, Sudbury Structure, Ontario. *Economic Geology* 89, 647–655.
- Freiberg, D.A., 1983, Geologic setting and origin of the Lucifer manganese deposit, Baja California Sur, Mexico: *Economic Geology*, 78, 931-943.
- Gastil, R.G.; Phillips, R.F.; Allison, E.C. 1975. Reconnaissance geology of the state of Baja California, *Geol. Soc. Am. Mem.* 140, 170 p.
- Gastil, G.; Krummenacher D.; Minch, J. 1979. The Record of Cenozoic volcanism around the Gulf of California: *Geological Society of America Bulletin*. 90, pp. 839-857.

- Gervilla, F.; Frei, R.; González-Jiménez, J.M.; Garrido, C.J.; Proenza, J.A.; Melgarejo, J.C.; Meibom, A.; Batista, J.A.; Ruiz, R. 2005. Platinum groups elements and Os isotope systematic in chromite ores from Mayarí-Baracoa Ophiolitic Belt (eastern Cuba). 10^o Simposium Internacional de EGP, Oulu, Finlandia, pp. 86-89.
- Glasby, G.P. 1988. Hydrothermal manganese deposits in island arcs and related to subduction processes: a possible model for genesis. *Ore Geology Reviews*. 4, pp. 145-153.
- Glasby, G.P.; Stüben, D.; Jeschke, G.; Stoffers, P.; Garbe-Schönberg, C.D. 1997. A model for the formation of hydrothermal manganese crust from the Pitcairn Island hotspot. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 61, pp. 4583-4597.
- Goldberg, E.D.; Hodge, V.; Kay, P.; Stallard, M.; Koide, M. 1986. Some comparative marine chemistries of platinum and iridium. *Applied Geochemistry*. 1, pp. 227-232.
- Goldstein, R.H.; y Reynolds, T.J. 1994. Systematics of fluid inclusions in diagenetic minerals. SEPM Short course 31, Tulsa, 199 pp.
- Goldstein, R.H. 2001. Fluid inclusions in sedimentary and diagenetic systems. *Lithos* 55, pp. 159-193.
- Goldstein, R.H. 2003. Petrographic analysis of fluid inclusions. En Samson, I.; Anderson, A.; y Marshall, D. (Eds.). *Fluid Inclusions: Analysis and Interpretation*. Mineralogical Association of Canada, short Course Series Vol. 32, 9-49.
- Goncharov, V.I.; Voroshin, S.V.; Sidorov, V.A. 1995. Platinum group element (PGE) concentrations in and near black shale-hosted quartz-Au vein deposits of North-East Russia. *Geological Society of America Abstracts with Programs*. 27, 5, pp. 21.
- González-Reyna, J., 1956. Los yacimientos de manganeso de El Gavilán, La Azteca y Guadalupe, Baja California, México. In: González-Reyna, J. (ed.), *Symposium sobre yacimientos de manganeso*, tomo III, América, XX Congreso Geológico Internacional, pp. 79-96.
- Gabe, D.R.; y Rabinovich, V.A. 1965. Physico-chemical conditions of Development of Metallogenium Perf. In mud. En *Applied Capillary Microscopy: The role of microorganisms in the formation of iron-manganese deposits*. Consultants Bureau. Nueva York, pp. 88-105.
- Greenslate, J. 1974. Manganese and biotic debris associations in some deep-sea sediments. *Science*. 186, pp. 529-531.
- Gültekin, A.H. 1998. Geochemistry and Origin of the Oligocene Binkiliç Manganese Deposit; Thrace Basin, Turkey. *Tr. Journal of Earth Sciences*. 7, pp. 11-23.
- Halbach, P.; Kriete, C.; Prause, B.; Puteanus, D. 1989. Mechanism to explain the platinum concentration in ferromanganese seamount crust. *Chemical Geology*. 76, pp. 95-106.
- Hamilton, W.; y Mayers, W.B. 1967. The nature of batolitos. U.S. Geological Survey. C1-C30.
- Hariya, Y.; y Tatsumi, M. 1981. Hydrogen isotopic composition of MnO(OH) minerals from manganese oxide and massive sulfide (Kuroko) deposits of Japan. *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 77, pp. 256-261.
- Harrar, J.E.; Raber, E. 1984. Chemical analices of geothermal waters and strategic petroleum reserve brines for metals of economic importante. *Geothermics*. 13, pp. 349-360.
- Harrison, S.; y Fuller, J. 1987. Gold from Hope's Nose, Torquay, Devon, England. *Mineralogical Record*. 18, pp. 85-88.
- Hass, J.L. Jr. 1971. Tehe effect to salinity on the maximum thermal gradient of a hydrothermal system at hydrostatic pressure. *Economic Geology*. 66, pp. 940-946.
- Hastings, D.; y Emerson, S. 1986. Oxidation of manganese by spores of a marine bacillus: Kinetic and thermodynamic considerations. *Geochemical Cosmochimical Acta*. 50, pp. 1819-1824.
- Hausback, B.P. 1984. Cenozoic volcanic and tectonic evolution of Baja California, Mexico. En Frizzell, V.A. (ed.). *Geology of the Baja California Peninsula: Bakersfield, California*, Pacific Section, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, p. 219-236.
- Heim, A. 1922. Notes on the Tertiary of southern Lower California. *Geol. Mag.* 59, pp. 529-547.
- Hein, J.R.; Koski, R.A. 1987. Bacterially mediated diagenetic origin for chert-hosted manganese deposits in the Franciscan Complex, California Coast Range. *Geology*. 15, pp. 722-726.
- Hein, J.R.; Schwab, W.C.; Davis, A.S. 1988. Cobalt and platinum rich ferromanganese crust and associated substrate rocks from the Marshall Islands. *Marine Geology*. 78, pp. 255-283.
- Hein, J.R.; y Kirschenbaum, H. 1990. Platinum-Group Elements and Gold in Pacific Ferromanganese Deposits. *AAPG Bulletin*, pp. 974-978.
- Hein, J.R.; Yeh, H.W.; Gunn, S.H.; Gibbs, A.E.; Wang, C.H. 1994. Composition of hydrothermal ironstone from central Pacific seamounts. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 58, pp. 179-189.
- Hein, J.R.; Koschinsky, A.; Halbach, P.; Manheim, F.T.; Bau, M.; Kang, J.K.; Lubick, N. 1997. Iron and manganese oxide mineralization in the Pacific. *Geological Society of London Special Publication*. 119, pp. 123-138.

- Hein, J.R.; Stamatakis, M.G.; Dowling, J.S. 2000. Trace metal-rich Quaternary hydrothermal manganese oxide and barite deposits, Milos Island, Greece. *Transactions of the Institutions of Mining and the Metallurgy, Section B. Applied Earth Sciences*. 109, pp. B67-B76.
- Hein, J.R.; Koschinsky, A.; Halliday, A.N. 2003. Global occurrence of tellurium-rich ferromanganese oxyhydroxide crust and model for enrichment of tellurium. *Geochimical Cosmochimical Acta*. 67, pp. 1117-1127.
- Hein, J.R. 2004. Cobalt-rich ferromanganese crust: global distribution, composition, origin and research activities. Workshop on Minerals Other than Polymetallic Nodules of the International Seabed Area, Proceeding of the International Seabed Authority Workshop held on 26-30 June 2000, Kingston, Jamaica, pp. 188-272.
- Hein, J.R.; Koschinsky, A.; McIntyre, B.R. 2005. Mercury- and Silver-Rich Ferromanganese Oxides, Southern California Borderland: Deposit Model and Environmental Implications. *Economic Geology*. 100, pp. 1151-1168.
- Hein, J.R.; Staudigel, H.; Koppers, A.; Hart, S. R.; Dunham, R. 2006. Hydrothermal Manganese Mineralization Near the Samoan Hotspot. American Geophysical Union, Fall Meeting 2006, abstract.
- Hem, J.D.; y Lind, C.J. 1983. Nonequilibrium models for predicting forms of precipitated manganese oxides. *Geochemical Cosmochimica Acta*. 59, pp. 885-894.
- Herdianita, N.R.; Rogers, K.A.; Browne, P.R.L. 2000. Routine instrumental procedures to characterize the mineralogy of modern and ancient silica sinters. *Geothermics* 29, pp. 65- 81.
- Hewett, D.F.; Fleisher, M. 1960. Deposits of the manganese oxides. *Economic Geology*. 55, pp. 1-55.
- Hewett, D.F.; Fleisher, M.; Conklin, N. 1963. Deposits of the manganese oxides. Supplement, *Economic Geology*. 58, pp. 1-51.
- Hewett, D.F. 1964. Veins of hypogene manganese oxide minerals in the southwestern United States. *Economic Geology*. Vol. 59, No. 8, pp. 1429-1472.
- Hitzman, M.W. 2000. Iron oxide-Cu-Au deposits: what, where, when and why. En Porter, T.M. (edr), *Hydrothermal Iron Oxide-Copper-Gold and Related Deposits: A Global Perspective*. Australina Mineral Foundation, Adelaide, Australia, pp. 9-25.
- Helenes-Escamilla, J.; Carreño, A.L. 1999. Neogene sedimentary evolution of Baja California in relation to regional tectonics: *Journal of South American Earth Science*., 12, pp. 589-605.
- Hodge, V.F.; Satllard, M.; Koide, M.; Goldberg, E.D. 1985. Platinum an the platinum anomaly in the marine environment. *Earth and Planetary Science Letters*. 72, pp. 158-162.
- Hoffmann, H.J. 1969. Attributes of stromatolites. Geological Survey Canada. Paper 69, 39, 58 p.
- Holt, J.W.; Holtt, W.E.; Stock, J.M. 2000. An age constraint on Gulf of California rifting from the Santa Rosalia basin, Baja California Sur, Mexico, *Geological Society of America Bulletin*. 112, pp. 540-549.
- Hollister, V.; Hruska; y Moore, R. 1992. A mine-exposed hot spring deposit and related epithermal gold resource. *Economic Geology*. 87, pp. 421-424.
- IAEA (International Atomic Energy Agency). 2005. Nuclear Analytic Methods for Platinum Group Elements. IAE Viena, Austria. 53 p.
- Jach, R.; Dudek, T. 2005. Origin of a Toarcian manganese carbonate/silicate deposit from the Krížna unit, Tatra Mountains, Poland. *Chemical Geology*. 224, pp. 136-152.
- Jacoby, C.H. 1983. Manganese in industrial minerals and rocks. En Lefond, S.J. (Edr) *Industrial Minerals and Rocks*. AIMMPE, 59 ed. Nueva York, pp. 897-908.
- Johan, Z., Watkinson, D.H., 1987. Phase fluide riche en Na-Cl-H-O-N et son role dans le concentration des elements groupe de platine et de la chromite: 'Upper Critical Zone', complexe de Bushveld. In: *Guides de prospection pour les gisements de platinoides dans les complexes ophiolitiques et stratifies: Com-mission des Communautes Europeennes, Rapport final*, pp. 61-85.
- Johnson, D.V. 1998. Microorganism and the biogeochemical cycling of metals in aquatic envonments. En Lagston, W. J.; y Bebianno, M.J. (Eds) *Metal Metabolism in Aquatic Environmental*. Chapman y Hall. Nueva York, pp. 32-56.
- Johnson, M.E., Ledesma-Vazquez, J., Mayal, M.A., Minch, J.A., 1997, Upper Pliocene Stratigraphy and Depositional Systems: The Peninsula Concepción Basin In Baja California Sur, Mexico. In: Johnson, M.E., Ledesma-Vázquez, J. (Eds.), *Pliocene Carbonates and Related Facies Flanking The Gulf of California*. Geological Society of America Special Paper, 318, pp. 57-72.
- Johnson, M.E.; y Ledesma-Vázquez, J. 2001. Pliocene-Pleistocene rocky shorelines trace coastal development of Bahía Concepción, gulf coast of Baja California Sur (Mexico). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 166, pp. 65-88.
- Jones, B.; Renaut, R.W.; Rosen, M.R. 2000. Stromatolites Forming in Acid Hot-Spring Waters, North Island, New Zeland. *PALAIOS*. 15, pp. 450-475.

- Jouravsky, G. 1963. Filons de manganèse dans les formations volcaniques du Précambrien III de l'Ati-Atlas. Etude métallogénique. Notes Survey Geological Morocco. 22, pp. 81-92.
- Karig, D.E.; y Jensky, W. 1972. The protogulf of California. *Earth Planetary Science Letters*. 17, pp. 169-174.
- Kendall, A.C.; y Harwood, G.M. 1996. Marine evaporate: arid shorelines and basins. En Reading, H.G. (ed.) *Sedimentary Environments. Processes, Facies and Stratigraphy*. Blackwell, Oxford, pp. 281-324.
- Kiwitko, R.; Cabral, A.R.; Lehmann, B.; Laflamme, J.H.G. Cabri, L.J.; Criddle, A.J.; Galbiatti, H.F. 2002. Hongshiite (PtCu) from itabirite-hosted Au-Pd-Pt mineralization (jacutinga), Itabira district, Minas Gerais, Brazil. *Canadian Mineralogist*. 40, pp. 711-723.
- Klingsberg, C.; y Roy, R. 1959. Stability and interconvertibility of phases in the system Mn-O-OH. *America Mineralogist*. 44, pp. 819-838.
- Klinkhammer, G.P.; Elderfield, H.; Edmond, J.M.; Mitra, A. 1994. Geochemical implications of rare earth elements patterns in hydrothermal fluids from mid-ocean ridges. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 58, pp. 5105-5113.
- Koide, M.; Goldberg, E.D.; Niemeyer, S.; Gerlach, D.; Hodge, V.; Bertine, K.K.; Padova, A. 1991. Osmium in marine sediments. *Geochemical Cosmochimical Acta*. 55, pp. 1641-1648.
- Krumbein, W.C.; y Garrels, R.M. 1952. Origin and classification of chemical sediments in terms of pH and oxidation-reduction potentials. *J. Geol.* 60, pp. 1-33.
- Krumbein, W.E. 1971. Manganese-oxidising fungi. *Naturwissenschaften*. 58, pp. 56-57.
- Krztic, S.; y Tarkian, M. 1997. Platinum-Gruop Minerals in Gold-Bearing Placers Associated with the Velucé Ophiolite Complex, Yugoslavia. *The Canadian Mineralogist*. 35, 1, pp. 1-21.
- Kuchan, H.; Stumpfl, E.F.; Plimer, I.R. 1994. Gold-pyrite association-result of oxysulphide and polysulphide transport of gold? *Trans. Instn Min. Metall. (Sect. B: Appl. Earth Sci.)*, 103, 197-205.
- Kucha, H.; y Przybylowicz, W. 1999. Noble metals in organic matter and clay-organic matrices, Kupferschiefer, Poland. *Economic Geology*. 94, pp. 1137-1162.
- Laznicka, P. 1992. Manganese deposits in the global lithogenetic system: Quantitative approach. *Ore Geology Reviews*. 7, pp. 279-356.
- Leal, P.R. 2002. Inclusiones fluidas e isótopos estables en la ganga de los yacimientos de manganeso del norte de la Provincia de Córdoba. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*. 57, 3, pp. 251-259.
- Ledesma-Vázquez, J.; y Johnson, M.E. 1993. Geotectónica del área Loreto-Mulegé. En Delgado-Argote, L.A.; y Martín-Barajas, A. (eds.). *Contribución a la Tectónica del Occidente de México*, Monografía 1. Unión Geofísica Mexicana, pp. 115-122.
- Ledesma-Vázquez, J.; Berry, R.W., Johnson, M.E., Gutiérrez-Sánchez, S. 1997. El Mono chert: a shallow-water chert from the Pliocene Inferno Formation, Baja California Sur, Mexico. *Geological Society of America Special Paper*. 318, pp. 73-81.
- Ledesma-Vázquez, J. 2000. Cuencas sedimentarias del Plioceno en el Golfo de California; Cuenca San Nicolás, Baja California Sur. Universidad Autónoma de Baja California, Facultad de Ciencias Marinas, Instituto de Investigaciones Oceanológicas. Tesis Doctoral, 116p.
- Ledesma-Vázquez, J.; y Johnson, M.E. 2001. Miocene-Pleistocene tectono-sedimentary evolution of Bahía Concepción region, Baja California Sur (Mexico). *Sedimentary Geology*. 144, pp. 83-96.
- Ledesma-Vázquez, J. 2002. A gap in the Pliocene invasión of seawater to the Gulf of California. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*. 19, 3, pp. 145-151.
- Ledesma-Vázquez, J.; y Johnson, M.E. 2003. Pliocene sedimentary units and tectonic evolution at the Santa Rosalía-Loreto region, Gulf of California. En *Geologic transects across Cordilleran Mexico*, Guidebook for the field trips of the 99th Geological Society of America Cordilleran Section Annual Meeting, Puerto Vallarta, Jalisco, Mexico. Marzo 28-30. UNAM, Instituto de Geología. *Publicación Especial 1, Field Trip 1*, pp. 1-12.
- Ledesma-Vázquez, J.; Carreño, A.L.; Staines-Urías, F.; Jonson, M.E. 2006. The San Nicolás Formation: A Proto-Gulf Extensional-Related New Lithostratigraphic Unit at Bahía San Nicolás, Baja California Sur, Mexico. *Journal of Coastal Research*. 22, 4, pp. 801-811.
- Lee, J.S. 1982. Manganese deposits and plate tectonics, Olympic Peninsula, Washington. Abstract I.A.G.O.D. 6°, Sym. Tbilisi, 6-12, 295-296.
- Lee, J.; Miller, M.M.; Crippen, R.; Hacker, B.; Ledesma-Vázquez, J. 1996. Middle Miocene extension in the Gulf Extensional Province, Baja California—Evidence from the southern Sierra Juárez. *Geological Society of America Bulletin*. 108, pp. 505-525.

- Leroy, J.L.; Hubé, D.; y Marcoux, E. 2000. Episodio deposition of Mn minerals in cockade breccia structures in three low-sulfidation epithermal deposits: A mineral stratigraphy and fluid-inclusion approach. *The Canadian Mineralogist*. Vol. 38, pp. 1125-1136
- Liakopoulos, A.; Glasby, G.P.; Papavassiliou, C.T.; y Boulegue, J. 2001. Nature and origin of the Vani manganese deposit, Milos, Greece: an overview. *Ore Geology Reviews*. Pp. 181-209.
- Lindgren, W. 1928. *Mineral deposits*. Mc Graw-Hill, 3a ed. Nueva York, 1049 p.
- Lira-Herrera, H. 1983. Reconocimiento Geológico de la Zoan Geotérmica de San Nicolás, B.C.S. C.F.E. Subgerencia de Estudios Geotérmicos, Departamento de Exploración. Reporte GG 19-83, 7 p.
- Lobo-Maranhao, J. 1991. Curso de evaluación de yacimientos minerales. Noción, Ecuador, 175 p.
- Lonsdale, P., 1991. Structural patterns of the Pacific floor offshore of peninsular California. En Dauphin, J. P.; Simoneit, B. (eds.). *The Gulf and Peninsular Province of the Californias: American Association of Petroleum Geologists, Memoir*. 47, pp. 87-125.
- López-Ramos, E. 1982. Geología de México. 3ª ed. Tom. III. México, pp. 1-6 y 25-52,
- López, A.; Casarrubias-Unzueta, Z.; Leal, R. 1993. Los Tres Complejos Pliocuaternarios del área de Santa Rosalía, B.C.S., México, su relación tectónica con la evolución del Golfo de California y su potencial geotérmico. CFE Gerencia de Proyectos Geotermoléctricos. II Internacional meeting on geology of the Baja California Peninsula, Ensenada Baja California, México.
- López-Cortés, A.; García-Pichel, F.; Nübel, U.; Vázquez-Juárez, R. 2001. Cyanobacterial diversity in extreme environments in Baja California, México: a polyphasic study. *Int. Microbiol.* 4, pp. 227-236.
- Lueth, V.W.; Camberlin, R.M.; y Peters, L. 2004. Age of mineralization in the Luis Lopez manganese district, Socorro County, New Mexico, as determined $^{39}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of cryptomelane. *New Mexico Bureau of Geology and Resources. Bulletin* 160.
- Luhr, J.F.; Aranda-Gómez, J.J.; Housh, T.B. 1995. San Quintín volcanic field, Baja California Norte, Mexico: geology, petrology, and geochemistry. *J. Geophys. Res.* 100, pp. 10353– 10380.
- Lunar, R.; Oyarzun, R. 1991. *Yacimientos Minerates (Técnicas de Estudio-Tipo-Evolución Metalogénica-Exploración)* Ed. Ceura, España, 950 p.
- 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. Lett.* 50, pp. 115–127.
- Lydon, J. W. (1987): The Potencial for Hidrotermal Plantinum Deposits. En *Geo-Platinum*. Prichard, H.M.; Potts, P.J.; Bowles, J.F.W; y Cribb, S.J. (Eds.). Elsevier Applied Science. New York.. Vol. 1, pp. 111-112.
- Lynne, B.Y., Campbell, K.A. 2004. Diagenesis of 1900-year-old siliceous sinter (opal-A to quartz) at Opal Mound, Roosevelt Hot Springs, Utah, U.S.A. *Journal of Sedimentary Research*. 179, pp. 249–278.
- Maraver-Romero, D.A., Aguilera-Hale, J.C., Sevilla-Unda, V.E., Meléndez-Rodríguez, A. 1997. Carta Geológica Minera Loreto G12-5, Esc. 1:250 000. Consejo de Recursos Minerales. Hoja explicativa de carta.
- Marching, V.; von Stackelberg, U.; Wiedicke, M.; Durn, G.; Milovanovic, D. 1999. Hydrothermal activity associated with off-axis volcanism in the Peru Basin. *Marine Geology*. 159, pp. 179-203.
- McFall, C. C. 1968. *Reconnaissance Geology of the Concepcion bay area, Baja California, Mexico*. Stanford University Publications, Geological Society. 10, pp. 1–25.
- Mammerickx, J., and Klitgord, K.M., 1982, Northern East Pacific Rise - Evolution from 25 m.y. B.P. to the Present. *Journal of Geophysical Research*. 87, B8, pp. 6751-6759.
- Maraver-Romero, D.A.; Aguilera-Hale, J.C.; Sevilla-Unda, V.E.; Meléndez-Rodríguez, A. 1997. Carta Geológica Minera Loreto G12-5, Esc. 1:250 000. Consejo de Recursos Minerales. Hoja explicativa de carta.
- Martín-Algarra, A.; y Sánchez-Navas, A. 2000. Bacterially mediated authigenesis in Mesozoic stromatolites from condensed pelagic sediments (Betic Cordillera, southern Spain). En: *Marine Authigenesis: From Global to Microbial*, Soc. Econ. Paleonto. Mineralog. (SEPM), Publicación especial 66, pp.499-525.
- Martín-Barajas, A.; Stock, J.M.; Layer, P.; Hausback, B.; Renne, P.; López-Martínez, M. 1995. Arc-rift transition volcanism in the Puertecitos Volcanic Province, northeastern Baja California, Mexico. *Geological Society of America Bulletin*. 107, pp. 407–424.
- Martín-Barajas, A.; y Delgado-Argote, L.A. 1995. *Monografía Geológico-Minera de Baja California*, Secretaría de Desarrollo del Gobierno del Estado de Baja California, 112 p.
- Martín-Barajas, A.; Téllez-Duarte, M.; Stock, J.M. 1997. The Puertecitos Formation: Pliocene volcanoclastic sedimentation along an accomodation zone in northeastern Baja California. En

- Johnson, M.E.; Ledesma-Vásquez, J. (eds.). Pliocene carbonate and related facies flanking the Gulf of California, Baja California, Mexico. Geological Society of America Special Paper. 318, pp. 1–24.
- Martín-Barajas, A.; Fletcher, J.M.; López-Martínez, M.; Mendoza-Borunda, R. 2000. Waning Miocene subduction and arc volcanism in Baja California: the San Luis Gonzaga volcanic field. *Tectonophysics*. 318, pp. 27–52.
- Martín-Barajas, A. 2000. Volcanismo y extensión en la Provincia Extensional del Golfo de California: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana. LIII, pp. 72–83.
- Martín-Barajas, A.; Steckler, M.; Stock, J. 2001. Ruptura de la litósfera continental en la región del Golfo de California y Salton Trough. Reporte del taller margins de Puerto Vallarta. GEOS, Unión Geofísica Mexicana, A.C.
- Mathez, E.A. 1990. Interactions involving fluids in the Stillwater and Bushveld complex: observations from the rocks. En Whitney, J.A.; Naldrett, A.J. (Eds.), *Ore deposition associated with magmas*. Review Economic Geology. 4, pp. 167-179.
- McDonald, A.J. 1987. The platinum group element deposits: Classification and genesis. *Geoscience Canadian*. 14, pp. 155-166.
- McDonald, I.; Ohnenstetter, D.; Rowe, J.P.; Tredoux, M.; Patricc, R.A.D.; Vaugham, D.J. 1999. Platinum precipitation in the Waterberg deposit. Naboomspruit, South Africa. *South African Journal of Geology*. 102, pp. 184-181.
- McDowell, F.W.; y Keizer, R.P. 1977. Timing of the mid-Tertiary volcanism in the Sierra Madre Occidental, between Durango City and Mazatlán, Mexico. *Geol. Soc. Am. Bull.* 88, pp. 1479-1486.
- McDowell, F.W., Clabaugh, S.E. 1979. Ignimbrites of the Sierra Madre Occidental and their relation to the tectonic history of western Mexico. En Chapin, C.E.; Elston, W.E. (eds.). *Ash-flow tuffs*. Geological Society of America, Special Paper. 180, pp. 113–124.
- McDowell, F.W.; Roldán-Quintana, J.; Amaya-Martínez, R. 1997. Interrelationship of sedimentary and volcanic deposits associated with Tertiary extension in Sonora, Mexico. *Geol. Soc. Am. Bull.* 109, 1349-1360.
- McEldowney, R.C. 1970. An occurrence of Paleozoic fossils in Baja California, Mexico. *Geological Society of America Abstracts with Programs*. 2, pp. 117.
- McFall, C. C. 1968. Reconnaissance Geology of the Concepcion bay area, Baja California, Mexico. Stanford University Publications, Geological Society. 10, pp. 1–25.
- McKibben, M.A.; Williams, A.E.; Hall, G.E.M. 1990. Solubility and transport of platinum group elements and Au in saline hydrothermal fluids: Constraints from geothermal brine data. *Economic Geology*. 85, pp. 1926-1934.
- McLean, H.; Hausback, B.P.; Knap, J.H. 1987. The geology of west-central Baja California Sur, Mexico. *U.S. Geol. Surv. Bull.* 1579, pp. 1–16.
- McLean, H. 1988. Reconnaissance geologic map of the Loreto and part of the San Javier quadrangles, Baja California Sur, Mexico. U.S. Geological Survey Map. MF-200, Escala 1:50 000.
- McQuesten, C.A. 1916. Minas de manganeso en Punta Concepción, Municipalidad de Mulegé, Baja California, México. *Boletín Minero*. 1, pp. 232-235.
- Melcher, F.; Oberthür, J.; Lodziak, J.; Gregor, S. 2005. Behaviour of PGE and PGM in the Supergene Environment: A Case Study at Mimosa Mine, Great Dyke, Zimbabwe. 10° Symposium Internacional de EGP, Oulu, Finlandia, pp. 472-475.
- Meldahl, K.H.; González-Yajimovich, Empedocles, C.D.; Gustafson, C.S.; Motolinia-Hidalgo, M.; Reardon, T.W. 1997. Holocene sediments and molluscan faunas of Bahía Concepción: a modern analog to Neogene rift basins of the Gulf California. En Johnson, M.E.; Ledesma-Vásquez, J. (eds.). *Pliocene carbonates and related facies flanking the Gulf of California, Baja California, Mexico*. *Geol. Soc. Am. Spec. Pap.* 318, pp. 39-56.
- Mernagh, T.P.; Heinrich, C.A.; Leckie, J.F.; Carville, D.P.; Gilbert, D.J., Valenta, R.K.; Wyborn, L.A.O. 1994. Chemistry of low-temperature hydrothermal gold, platinum, and palladium (\pm uranium) mineralization at Coronation Hill, Northern Territory, Australia. *Economic Geology*. 80, pp. 1053-1070.
- Michard, A.; Albarède, F. 1986. The REE content of some hydrothermal fluids. *Chemical Geology*. 55, pp 51-60.
- Mills, R.A.; Eldefield, H. 1995. Rare earth element geochemistry of hydrothermal deposits from the active TAG mound, 26°N Mid-Atlantic Ridge. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 59, pp. 3511-3524.
- Mills, R.A.; Wells, D.N.; Roberts, S. 2001. Genesis of ferromanganese crust from the TAG hydrothermal field. *Chemical Geology*. 176, pp. 283-293.

- Mina, F. 1957. Bosquejo geológico del Territorio Sur de la Baja California. *Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, Boletín*. 9, pp. 139-270.
- Miura, H.; y Hariya, Y. 1997. Recent manganese oxide deposits in Hokkaido, Japan. En Nicholson, K.; Hein, J.R.; Bühn, B.; Dasgupta, S. (eds.). *Manganese Mineralization: Geochemistry and Mineralogy of TERrestrial and Marine Deposits*. Geological Society Special Publication. 119, pp. 281-299.
- Molina-Cruz, A. 1994. Biostratigraphy and paleoceanographic significance of the radiolarians from the protomouth of the Gulf of California. *Ciencias Marinas*, 20, 4, pp. 441-465.
- Molnar, F., Watkinson, D.H., Jones, P.C., Gatter, I., 1997. Fluid inclusion evidence for hydrothermal enrichment of magmatic ore at the contact zone of the 4b Ni-Cu-PGE deposit, Lindsley Mine, Sudbury, Canada. *Economic Geology* 92, 674-685.
- Moore, D. 1973. Pliocene deformation and crustal growth, Gulf of California structural province. *Bull. geol. Soc. Am.* 84, pp. 1883-1906.
- Morán-Zenteno, D.J. 1984. Geology of the Mexican Republic. *American Association of Petroleum Geologist, Studies in Geology, Tulsa*. 39, 160 p.
- Mortimer, E.; y Carrapa, B. 2007. Footwall drainage evolution and scarp retreat in response to increasing fault displacement: Loreto fault, Baja California Sur, Mexico. *Geology*. 35, 7, pp. 651-654.
- Monty, C. 1973. Les nodules de manganèse des stromatolithes océanique. *C.R. Acad. Sci. D. Francia*. 276, pp. 3285-3288.
- Moore, W.S.; y Vogt, P.G. 1976. Hydrothermal manganese crust from two sites near the Galapagos spreading axis. *Earth Planet. Science Letters*. Vol. 29, pp. 349-356.
- Moroni, M.; Girardi, V.A.V.; Ferreiro, A. 2001. The Serra Pelada Au-PGE deposits, Serra dos Carajás (Pará State, Brazil): geological and geochemical indications for a composite mineralising process. *Mineralium Deposita*. 36, pp. 768-785.
- Mountain, B.W.; Wood, S.A. 1988. Chemical controls on the solubility, transport and deposition of platinum and palladium in hydrothermal solutions: A thermodynamic approach. *Economic Geology*. 83, pp. 492-510.
- Murray, J.W. 1975. The interaction of metal ions at the manganese dioxide solution interface. *Geochemical Cosmochim. Acta*. 39, pp. 505-519.
- Murray, J.W.; Dillard J.G.; Giovanoli, R.; Moers, H.; Stumm, W. 1985. Oxidation of Mn (II): Initial mineralogy, oxidation state and ageing. *Geochimistry Cosmochimical Acta*. 49, pp. 463-470.
- Naseem, Sh. 1996. Genesis of manganese ore deposits of Lasbela area, Balochistan, Pakistan. Tesis Dcotoral, University of Karachi, 298 p.
- Naldrett, A.J. 1989. *Magmatic Sulfide Deposits*. Oxford Univ. Press, New York, 186 pp.
- Naldrett, A.J. 2005. An overview of PGE Deposits in Igneous Rocks. 10º Simposium Internacional de EGP, Oulu, Finlandia, pp. 9-15
- Negrete-Aranda, R.; Cañón-Tapia, E. 2008. Post-subduction volcanism in the Baja California Peninsula, Mexico: The effect of tectonic reconfiguration in volcanic system. *Lithos*. 102, pp. 392-414.
- Nicholson, K. 1990. Stratiform manganese mineralization near Inverness, Scotland: A Devonian sublacustrine hot-spring deposits? *Mineralium Deposita*. 25, pp. 126-131.
- Nicholson, K., 1993. *Geothermal fluids: Chemistry and exploration techniques*. ed. Springer. Berlin. 263 p.
- Nicholson, K. 1992a. Contrasting Mineralogical - Geochemical Signatures of Manganese Oxides: Genesis to Metallogenesis. *Economic Geology*. 87, pp. 1253 - 1264.
- Nicholson, K. 1992b. Genetic Types of Manganese Oxide Deposits in Scotland: Indicators of Paleo-Ocean-Spreading Rate and a Devonian Geochemical Mobility Boundary. *Economic Geology*. 87, pp. 1301 - 1309.
- Noble, J.A., 1950, Manganese on Punta Concepción, Baja California, Mexico: *Economic Geology*, 45, 771-785.
- Nyman, M.W., Sheets, R.W., Bodnar, R.J., 1990. Fluid inclusion evidence for the physical and chemical conditions associated with intermediate-temperature PGE mineralization at the New Rambler deposit, southeastern Wyoming. *Canadian Mineralogist* 28, 629-638.
- Ochoa-Landín, L.; Ruiz, J.; Calmus, T.; Pérez-Segura, E.; Escandón, F. 2000. Sedimentology and stratigraphy of the upper Miocene el Boleo Formation, Santa Rosalía, Baja California, Mexico. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*. 17, 2, pp. 83-96.
- Okita, P.M.; Maynard, J.B.; Spiker, E.C.; Force, E.R. 1988. Isotopic evidence for organic matter oxidation by manganese reduction in the formation for stratiform manganese carbonate ore. *Geochemica et Cosmochimica Acta*. 52, pp. 2679-2685.
- Olivo, G.R.; Gauthier, M.; Bardoux, M.; Sá, E.L.; Fonseca, J.T.F.; Carbonari, F. 1995. Palladium-bearing gold deposit at the Cauê iron mine, Itabira district, Brazil. *Economic Geology*. 90, pp. 118-134.

- Olivo, G.R.; Theyer, P.; Bursztyn, N. 2002. Platinum group element investigations in the Flin Flon greenstone belt: petrography and mineralogy of the McBratney Lake PGE-Au occurrence (NTS 63K13), Manitoba. En Report of Activities 2002, Manitoba Industry, Trade and Mines, Manitoba Geological Survey, pp. 94–99.
- Ortega-Rivera, A. 2003. Geochronological constraints on the tectonic history of the Peninsular Ranges Batholith of Alta and Baja California: tectonic implications for western Mexico. En Johnson, S.E.; Paterson, S.R.; Fletcher, J.M.; Girty, G.H.; Kimbrough, D.L.; Martín-Barajas, A. (eds.). Tectonic evolution of northwestern Mexico and the southwestern USA. Boulder, Colorado, Geol. Soc. Am. Special Paper. 374, pp. 297–335.
- Oskin M.; y Stock, J. 2003. Cenozoic volcanism and tectonics of the continental margins of the Upper Delfin basin, northeastern Baja California and western Sonora. En: Johnson, S.E.; Paterson, S.R.; Fletcher, J.M.; Girty, G.H.; Kimbrough, D.L.; Martín-Barajas, A. (eds.), Tectonic evolution of northwestern Mexico and the southwestern USA: Boulder, Colorado. Geol. Soc. Am. Special Paper. 374, pp. 421–438.
- Ossa, 1970, A.C., 1970, Genesis of manganese deposits in northern Chile. *Economic Geology*. 65, pp. 681–689.
- O'Reilly, G.A. 1992. Petrographic and Geochemical Evidence for a Hypogene Origin of Granite-Hosted, Vein-Type Mn Mineralization at the New Ross Mn Deposits, Lunenburg County, Nova Scotia, Canada. *Economic Geology*. 87, pp. 1275-1300.
- Pallares, C.; Maury, R.C.; Bellon, H.; Royer, J.Y.; Calmus, T.; Aguillón-Robles, J.; Cotten, J. Benoit, M.; Michaud, F.; Bourgois, J. 2007. Slab-tearing following ridge-trench collision: Evidence from Miocene volcanism in Baja California, México. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 161, pp. 95–117.
- Pan, Y.; Xie Q. 2001. Extreme fractionation of platinum group elements in volcanogenic massive sulfide deposits. *Economic Geology*. 96, pp. 645-651.
- Paar, W.H.; Roberts, A.C.; Criddle, A.J.; Topa, D. 1998. A new mineral, chrisstanleyite, Ag₂Pd₃Se₄, from Hope's Nose, Torquay, Devon, England. *Mineral Magazine*. 62, pp. 257-264.
- Pašava, J.; Vymazalová, A.; Petersen S.; Herzig, P. 2004. PGE distribution in massive sulfides from the Pacmanus hydrothermal field, eastern Manus basin, Papua Nueva Guinea: implications for the PGE enrichment in some ancient volcanogenic massive sulfide deposits. *Mineral Deposita*. 39, pp. 784-792.
- Peters, T. 1988. Geochemistry of manganese-bearing cherts associated with Alpine ophiolites and the Hawasina formations in Oman. *Marine Geology*. 84, pp. 229-238.
- 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 Island, Papua New Guinea. *Economic Geology*. 94, pp. 281-287.
- Pinto-Linares, P.J. 2000. Algunos metales estratégicos para el año 1990. *Negociación Minera Santa María de la Paz y Anexas, S.A. de C.V. México*, pp. 269 y 270.
- Posselt, H.S.; y Anderson F.J. 1968, Cation adsorption on colloidal hydrous manganese dioxide. *Env. Sei. & Technol.* 2, pp.1087-1093.
- Proenza, J.A.; Zaccarini, F.; Ortega-Gutiérrez, F.; Garuti, F. 2005. Altered Platinum group minerals (PGM) in ophiolitic chromitites from Tehuiztzingo (Acatlán complex, southern Mexico). 10° Simposium Internacional de EGP, Oulu, Finlandia, pp. 544-547.
- 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 hidrothermal vents, Pacific Margin of central Mexico. *Economic Geology*. 97, pp. 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 hidrothermal system, Baja California Sur, Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 137, pp. 311-328.
- Rancourt, D.G.; Fortin, D.; Pichler, T.; Thibault, P.J.; Lamarche, G.; Morris, R.V.; Mercier, P.H.J. 2001. Mineralogy of a natural Asrich hydrous ferric oxide coprecipitate formed by mixing of hydrothermal fluid and seawater: implications regarding surface complexation and color banding in ferrihydrite deposits. *American Mineralogist* 86, pp. 834–851.
- Rankama, K.; y Sahama, G. 1950. *Geochemistry*. The University of Chicago Press, pp. 640-653.
- Renaut, R.W.; Owen, R.B. 1988. Opaline cherts associated with sublacustrine hydrothermal spring al Lake Bogoria, Kenya Rift Valley. *Geology*. 16, pp. 699-702.
- Rivas, I. 2000. El desarrollo minero en San Antonio y El Triunfo, Baja California 1856 – 1925. COBACH. Universidad Autónoma de Baja California Sur.

- Robertson, A.H.F.; y Boyle, J.F. 1983. Tectonic setting and metaliferous sediments in Mesozoic Tethys Ocean. En Rona, P.A.; Bostrom, K.; Laubier, L.; y Smith, K.L. Jr (Eds). *Hidrothermal processes of sea-floor spreading centres*. Plenum Press, Nueva York, pp. 595-663.
- Rodgers, K.A.; Browne, P.R.L.; Buddle, T.F.; Cook, K.L.; Greatrex, R.A.; Hampton, W.A.; Herdianita, N.R.; Holland, G.R.; Lynne, B.Y.; Martin, R.; Newton, Z.; Pastars, D.; Sannazarro, K.L.; Teece, C.I.A. 2004. Silica phases in sinters and residues from geothermal fields of New Zealand. *Earth-Science Reviews* 66, pp. 1 – 61.
- Rodríguez Díaz, A.A., 2004, Caracterización geológica y geoquímica del área mineralizada de manganeso en Bahía Concepción, Baja California. Universidad Nacional Autónoma de México, tesis de licenciatura inédita, 90 p.
- Rodríguez-Díaz, A.A.; Villaseñor-Cabralc, M.G.; Canet C.; Prol-Ledesma, R.M.; y Camprubí, A. 2005. Clasificación de los yacimientos de manganeso y ejemplos de depósitos mexicanos e internacionales. *Boletín de Mineralogía, México*. Vol. 16, pp. 33 – 43.
- Romero-Rojas, S.A.; y Terán-Ortega, L.A. 1993. Informe de verificación terrestre de las anomalías del área El Azufre, municipio de Mulegé y Comondú, estado de Baja California Sur, III Etapa. COREMI, 129 p.
- Roedder, E. (1984): Fluid inclusion. *Min. Soc. Amer. Reviews in Mineralogy*. 12, 644 p.
- Romero-Rojas, S.A.; y Terán-Ortega, L.A. 1993. Informe de verificación terrestre de las anomalías del área El Azufre, municipio de Mulegé y Comondú, estado de Baja California Sur, III Etapa. COREMI, 129 p
- Rona, P.A. 1978. Criteria for recognition of hydrothermal mineral deposits in oceanic crust. *Economic Geology*. 73, pp. 135-160.
- Rona, P.A. 1984. Hydrothermal mineralization at sea-floor spreading centers. *Earth Science Review*. 20, pp. 1-104
- Rona, P.A. 1988. Hydrothermal mineralization at oceanic ridges. *Canadian Mineralogist*. 26, pp. 431-465.
- de Ronde, C.E.J.; Stoffersb, P.; Garbe-Schönbergb, D.; Christensonc, B.W.; Jonesd, B.; Manconie, R.; Brownef, P.R.L., Hissmanng, K.; Botzb, R; Davya, B.W.; Schmitth, M., Battershill, C.N. 2002. Discovery of active hydrothermal venting in Lake Taupo, New Zealand. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 115, pp. 257-275.
- Rossetti, P.; y Colombo, F. 1999. Adularia-sericite gold deposits of Marmato-Caldas, Colombia.: field and petrographic data. En: McCaffrey, K.J.W.; Lonergan, L.; Wilkinson, J.J. (Eds.), *Fractures, Fluid Flow and Mineralization*. Geological Society of London, Special Publications. 155, pp. 167–182.
- Roy, S. 1968. Mineralogy of the Different Genetic Types of Manganese Deposits. *Economic Geology*. 63, pp. 760-786.
- Roy, S. 1981. *Manganese Deposits*. Academic Press. Londres, 458 p.
- Roy, S. 1992. Environments and Processes of Manganese of Manganese deposition. *Economic Geology*, 87, pp.1213 -1236.
- Roy, S. 1997. Genetic diversity of manganese deposition in the terrestrial geological record. En Nicholson, K.; Hein, J.R.; Bühn, B; y Dasgupta, S. (Eds), *Manganese Mineralization: Geochemistry and Mineralogy of Terrestrial and Marine Deposits*, Geological Society Special Publication. 119, pp. 5-27.
- Santillán, M.; y Barrera, T. 1930. Las posibilidades petrolíferas en la costa occidental de Baja California, entre los paralelos 30 y 32 de latitud norte. *Anales del Instituto de Geología*. 5, pp. 1-37.
- Sawkins, F.J. 1990. *Metal deposits in relation to plate tectonics*. 2a ed. Springer Verlag, Berlin, 416 p.
- Sawlan, M.G.; y Smith, J.G. 1984. Petrologic characteristics, age and tectonic setting of Neogene volcanic rocks in northern Baja California Sur, Mexico. En Frizell, V.A. Jr. (Ed). *Geology of the Baja California Peninsula*. Society of Economic Paleontologists and Mineralogist, Pacific Section. 39, pp. 237-251.
- Sawlan, M.G. 1991. Magmatic evolution of the Gulf of California Rift. En Dauphin, P.; Bernard, R.T. (eds.). *The Gulf and Peninsular Province of the California: American Association of Petroleum Geologists Memoir*. 47, pp. 301-369.
- Sawlowicz, Z. 1993. Iridium and other platinum-group elements as geochemical markers in sedimentary environments. *Palaeogeography, Paleoclimatology, Paleocology*. 104, pp. 253-270.
- Schouwstra, R. P.; de Villiers, J. P. R. 1988, Gold mineralization and associated wallrock alteration in the Main Reef Complex at Sheba Mine, South Africa. *Trans. Instn Min. Metall. (Sect. B: Appl. Earth Sci.)*, 97, 158–170.

- Scout, M.R.; Scott, R.B.; Rona, P.A.; Butler, L.W.; y Nalwalk, A.J. 1974. Rapidly accumulating manganese deposits from the median valley of the Mid-Atlantic Ridge. *Geophys. Res. Lett.* 1, pp 355-358.
- Scrivener, R.C.; Cooper, B.V.; George, M.C.; Shepherd, T.J. 1982. Gold-bearing carbonate veins in the Middle Devonian limestone of Hope's Nose, Turkey. *Ussher Society Proceedings*, 5, pp. 393.
- Seward, T.M. 1990. The hydrothermal chemistry of gold and its implications for ore formation: Boiling and conductive cooling as examples. *Economic Geology Monograph* 6, pp. 398-404.
- Shah, M.T.; y Khan, A. 1999. Geochemistry and origin of Mn-deposits in the Waziristna ophiolite complex, north Waziristan, Pakistan. *Mineral Deposita*, 34, pp. 697-704.
- Shepherd, T.; Rankin, A.; Alderton, D. 1985. A Practical guide to fluid inclusion studies. Glasgow (BACKIE). XI, pp. 1-230.
- Sidorov, A.A.; Naiborodin, V.I.; y Savva, N.E. (1980): Manganese mineral associations in gold-silver deposits. En *Geology and Geochemistry of manganese*. Varentsov, I.M; y Grasselly, Gy. (Eds.). Hungria. Vol. 1, pp. 285-289.
- Smith, D.K., y Mrose M. E. 1964. Selected Powder Diffraction Data for Minerals. Joint Committee on Powder Diffraction Standards. Vol. 1-4.
- Smith, G.A. 1991. Facies sequences and geometries in continental volcanoclastic sediments. En Fisher, R.V.; Smith, G.A. (eds.). *Sedimentation in volcanic settings*. SEPM Spec. Publ. 45, pp. 109-121.
- Spencer, J.E.; y Normark, W.R. 1979. Tosco-Abreojos fault zone: a Neogene transform plate boundary within the Pacific margin of southern Baja California, Mexico. *Geology*, 7, pp. 554-557.
- Stanley, C.J.; Criddle, A.J.; Lloyd, D. 1990. Precious and base metal selinide mineralization at Hope's Nose, Turkey, Devon. *Mineralogical Magazine*, 54, pp. 485-493.
- Stock, J.M.; y Hodges, K.V. 1989. Pre-Pliocene extension around the Gulf of California and the transfer of Baja California to the Pacific Plate. *Tectonics*, 8, 1, pp. 99-115.
- Stock, J.M.; y Lee, J. 1994. Do microplates in subduction zones leave a geological record?. *Tectonics*, 13, pp. 1472-1487.
- Stuben, D.; Glasby, G.P.; Eckhardt, J.D.; Berner, Z.; Mountain, B.W.; Sui, A. 1999. Enrichment platinum-group elements in hydrogenous, diagenetic, and hydrothermal marine manganese and iron deposits. *Explor. Mining Geol.* 8, pp. 233-250.
- Talantsev, A.S. 1979. Gas-liquid inclusion isochores derived from cryometry and homogenization. *Geochem. Intern.* Pp. 58-85 (Traducción a ingles del ruso original). *Geokhimiya* 9, pp. 1357-1366.
- Tallarico, F.H.B. 1995a. Projeto Ouro-Serra Pelada: Relatório final de estudos petrográficos, Abril 1995. Companhia Vale do Rio Doce.
- Tallarico, F.H.B. 1995b. Projeto Serra Pelada/Redenção: Descrições petrográficas. Relatório interno. Dezembro 1995. Companhia Vale do Rio Doce.
- Tallarico, F.H.B.; Coimbra, C.R., Costa, C.H.C. 2000. The Serra leste sediment-hosted Au-(Pd-Pt) mineralization, Carajás Province. *Rev. Bras. Geoc.* 30, pp. 226-229.
- Tareen, J.A.K.; Basavalingu, B.; Bhandage, G.T.; Kutty, T.R.N. 1988. Hydrothermal stability of some manganese oxides. *Bulletin Materials Science*, 10, 3, pp. 199-203.
- Terán-Ortega, L.A.; Ávalos-Zermeño, A.; Sánchez-Alvarado, P. 1993. Informe de definición del Prospecto Las Mantitas, Anomalia Pilares, Área Bahía Concepción, Zona el Azufre, Municipio de Mulegé, Estado de Baja California Sur, Cuarta etapa. COREMI, 57 p.
- Terashima, S.; Mita, N.; Nakao, S.; Ishihara, S. 2002. Platinum and palladium abundantes in marine sediments and their geochemical behavior in marine environments. *Bulletin of the Geological Survey of Japan*, 53, 11-12, pp. 725-747.
- Thiel, G.A. 1925. Manganese precipitated by microorganisms. *Economic Geology*, 20, pp. 301.
- Tipping, E.; Thompson, D.W.; Davison, W. 1984. Oxidation products of Mn(II) in lake waters. *Chemical Geology*, 44, pp. 359-383.
- Toth, J.R. 1980. Deposition of submarine crust rich in manganese and iron. *Geological Society. American Bulletin*, I, Vol. 91, pp. 44-54.
- Turner, S., y Buseck, P.R. 1981. Todorokites: a new family of natural occurring manganese oxides. *Science*, 212, pp. 1024-1027.
- Umhoefer, P.J.; Dorsey, R.J.; Renne, P.R. 1994. Tectonics of the Pliocene Loreto basin, Baja California Sur, Mexico, and evolution of the Gulf of California. *Geology*, 22, pp. 649-652.
- Umhoefer, P.J. 2000. Where are the missing faults in translated terranes?. *Tectonophysics*, 326, pp. 23-35.
- Umhoefer, P.J.; Dorsey, R.J.; Willsey, S.; Mayer, L.; Renne, P. 2001. Stratigraphy and geochronology of the Comondú Group near Loreto, Baja California Sur, Mexico. *Sedimentary Geology*, 144, pp. 125-147.

- Umhoefer, P.J.; Mayer, L.; Dorsey, R.J. 2002. Evolution of the margin of the Gulf of California near Loreto, Baja California Peninsula, Mexico. *Geological Society of America Bulletin*. 114, pp. 849–868.
- USNSS. 1971. Manganese-Metallurgical (ore, nodule and sinter). Specification P-30-R2. En U.S. National Stockpile Organization Standards of Aug. 1971.
- Usui, A.; Mita, N. 1995. Geochemistry and Mineralogy of a Modern Buserite Deposit from a hot spring in Hokkaido, Japan. *Clays and Clay Minerals*. 43, 1, pp. 116-127.
- Usui, A.; Bau, M.; Yamazaki, T. 1997. Manganese microchimneys buried in the Central Pacific pelagic sediments: evidence of intraplate water circulation? *Marine Geology*. 141, pp. 269-285.
- Van der Flier-Keller, E. 1991. Platinum-group elements in Tulameen Coal, British Columbia, Canada. *Economic Geology*. 86, pp. 387-395.
- Van den Kerkhof, A.M.; y Hein, U.F. 2001. Fluid inclusions petrography. *Lithos* 55, pp. 27-47.
- Varnavas, S.P.; Papaioannu, J.; Catani, J. 1988. A hydrothermal manganese deposits from the Eratosthenes Seamount, eastern Mediterranean Sea. *Marine Geology*. 81, pp. 205-214.
- Vasconcelos, P.M. 1999. K-Ar and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ Geochronology of weathering processes. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*. 27, pp. 183-229.
- Villanueva-Estrada, R.E.; Prol-Ledesma, R.M.; Torres-Alvarado, I.S.; Canet, C. 2005. Geochemical Modeling of a Shallow Submarine Hydrothermal System at Bahía Concepción, Baja California Sur, México. *Proceedings of the World Geothermal Congress 2005, Antalya, Turkey*.
- Villanueva-Estrada, R.E., Prol-Ledesma, R.M., Rodríguez-Díaz, A.A., González-Partida, E., Canet, C., Torres-Alvarado, I. S. 2008. Possible origin of shallow submarine hydrothermal fluids using mixing geochemical modeling: Bahía Concepción, Baja California Sur, México. *Vulcanology and Geothermal Research. Aceptado*.
- Volkov, A.V.; Prokof'ev, V. Yu.; Sidorov, A.A. 2007. Formation Conditions of High-Grade Tin–Copper Ores in the Churpun'ya Deposit (Yakutia). *Doklady Earth Sciences, Doklady Akademii Nauk*. 416, 1, pp. 73–76.
- Vonderhaar, D.L.; McMurtry, G.M.; Garbe-Schönberg, D.; Stüben, D.; Esser, B.K. 2000. Platinum and other related element enrichment in Pacific ferromanganese crust deposits. En *Marine authigenesis: from global to microbial*, Glenn, C.R.; Prévôt-Lucas, L.; Lucas, J. (Eds.) SEPM Spec. Publ., Tulsa, Oklahoma. 66, pp. 287-308.
- Wallace, H.V. 1908. Informe sobre depósitos de manganeso cerca del pueblo de Mulegé, Baja California, Mexico. SE. Informe Técnico. 8p.
- Wallace, H.V. 1911. Deposits of Manganese in Lower California. *Min. World*. 35, pp. 103-104
- Wallace, H.V. 1916. Informe sobre los depósitos de manganeso cerca del pueblo de Mulegé, Baja California. *Boletín Minero*. Tom. 1. 7, pp. 209-212.
- Watkinson, D.H., 1990. Platinum-group minerals in Cu-rich sulfides from some North American mafic–ultramafic rock complexes. *Journal of the Mineralogical Society of Korea* 6, 37–51.
- Watkinson, D.H.; y Ohnenstetter, D. 1992. Hydrothermal origin of platinum-group mineralization in the Two Duck Lake Intrusion, Coldwell Complex, northwestern Ontario. *Canadian Mineralogist*. 30, pp. 121-136.
- Weiss, R.F.; Lonsdale, P.; Lupton, J.E. ; Bainbridge, A.E. ; y Craig, H. 1977. Hydrothermal plum in the Galapagos Rift. *Nature*. 267, pp. 600-603.
- White, D.E. 1968. Environments of generation of some base metal ore deposits. *Economic Geology*. 63, pp. 301-335.
- Wilson, I.F. 1956. The Gavilán Manganese deposits, Baja California, Mexico. En González-Rayna, J. (Edr.). *Symposium del manganeso, XX Congreso Geológico Internacional*. Tomo III América , pp. 119-124.
- Wilson, I.F.; y Rocha, V.S. 1955. Geology and mineral deposits of the El Boleo copper district, Baja California, Mexico. *United States Geological Survey Professional Paper*. 273, 134 p.
- Wilkinson, J.J. 2001. Fluid inclusions in hydrothermal ore deposits: *Lithos*, v. 55, p. 229-272.
- Wood, S.A. 2002. The aqueous geochemistry of the platinum-group elements with applications to ore deposits. En Cabri, L.J. (Edr.) *The geology, geochemistry, mineralogy and mineral beneficiation of platinum-group elements*. *CIM Spec*. 54, pp. 211-249.
- Xavier, A.; y Klemm, D.D. 1976. The ultrastructures of the Pelagic manganese nodules from the Pacific Ocean and implications for their genesis (Abstract). Section 8, *The Influence of Submarine Exploration on the Study of Depositional Environment*, 25th Int. Geol. Congr. Abstracts. 2, pp. 359-360.
- Yasvili, L.P. 1980. Volcanogenic manganese ore deposits in northern Armenia, USSR. En Varentsov, I.M.; y Grasselly, GY. (Eds.) *Geology and Geochemistry of Manganese*. Hungría. Vol. II, pp. 433-466.

- Zanchi, A. 1994. The opening of the Gulf of California near Loreto, Baja California, Mexico—from Basin and Range extension to transtensional tectonic.: *Journal of Structural Geology*. 16, 12, pp. 1619-1639.
- Zantop, H., 1978. Geologic Setting and Genesis of Iron Oxide and Manganese Oxides in the San Francisco Manganese Deposit, Jalisco, Mexico. *Economic Geology*. 73, pp. 1137-1149.
- Zantop, H., 1981. Trace elements in volcanogenic manganese oxides and iron oxides: the San Francisco manganese deposit, Jalisco, Mexico. *Economic Geology*. 76, pp. 545–555.
- Zhang, Y., Frantz, J.D. 1987. Determination of the homogenization temperatures and densities of supercritical fluids in the system NaCl-KCl- CaCl₂-H₂O using synthetic fluid inclusions. *Chemical Geology*. 64, pp. 335–350.
- Zoback, M.L.; Anderson, R.E.; Thompson, G. 1981. Cenozoic evolution of the state of stress and style of tectonism of the Basin and Range Province of the western United States. *Philosophical Transaction of the Royal Society of London, Series A, Mathematical and Physical Sciences*. 300, pp. 407-434.
- Zotov, A.V. 1968. Recent formation of some manganese minerals on the Medeleev volcano, Kunashir Island. *Zap. Vses. Min. Obshch.* 97, pp. 273-281.

Internet

- (1) Internacional Seabed Authority. www.isa.org.jm/sp/seabedarea/default.asp, 2000
- <http://antares.inegi.gob.mx/cgi-bin/map3.3/mapserv>, 2003
- <http://antares.inegi.gob.mx/cgi-bin/map3.3/mapserv>, 2003
- INEGI, 2003. http://bcs.inegi.gob.mx/territorio/espanol/info_geo.html
- <http://www.maps-of-mexico.com/baja-california-sur-mexico/baja-california-sur-mexico-map-c1.shtml>, 2008

ANEXO 1

A1.1 Geoquímica del manganeso

El manganeso (Mn) es un elemento de transición con varios estados de oxidación: 0, 2+, 3+, 4+, 6+ y 7+, únicamente los estados 2+, 3+ y 4+ son importantes en la naturaleza. El Mn es uno de los elementos mayoritarios en la Tierra y en las rocas de la corteza; es el segundo metal más abundante después del hierro, su abundancia en la corteza se ha calculado desde 900 ppm (Beus, 1976) hasta 1100 ppm (Taylor y McLennan, 1985). El promedio de la concentración de Mn soluble en agua dulce es de $\sim 8 \mu\text{g/l}$, mientras que en agua marina es menor, de $\sim 0.2 \mu\text{g/l}$, aunque localmente puede haber valores más elevados (Ehrlich, 1996). Por ejemplo, en ciertos lagos anóxicos y muy fríos el Mn soluble puede exceder los $1000 \mu\text{g/l}$, y en las concentraciones del Mn alrededor de manantiales termales de piso oceánico pueden ser $\sim 20 \mu\text{g/l}$ (Ehrlich, 1996). El Mn es un elemento comúnmente litófilo, en la superficie de la litosfera se comporta como oxífilo y con tendencia a biófilo (Rankama y Sahama, 1950), formando varios minerales incluyendo la pirolusita (MnO_2), romanechita ($\text{Ba}^{2+}, \text{Mn}^{2+}$) $_3(\text{O}, \text{OH})_6$, $\text{Mn}^{4+}_8 \text{O}_{16}$, rodocrosita (MnCO_3) y manganita ($\text{MnO}(\text{OH})$). Además, está ampliamente distribuido como un elemento traza en minerales tales como granate, olivino, piroxenos, anfíboles y calcita (Roy, 1981).

En su forma primaria, el Mn está ligado a magmas de básicos a intermedios, y puede ser fraccionado y transportado mediante soluciones acuosas. Por intemperismo de rocas ígneas y metamórficas se logra la liberación del Mn al agua, donde como Mn^{2+} forma complejos con diferentes ligantes, adsorbido sobre la superficie de las partículas, o llegando a ser oxidado formando óxidos o hidróxidos de Mn, hasta su sedimentación química, ya que el Mn es fácilmente soluble en aguas que contengan CO_2 (De Vitre, 1993). Acorde a Crerar *et al.* (1978) y Roy (1981), las especies químicas inorgánicas solubles de aguas naturales ocurren en abundancia en el siguiente orden relativo: $\text{Mn}^{2+} > \text{MnHCO}_3^+ > \text{MnSO}_4 > \text{MnCl}^+ > \text{MnOH}^+ > \text{MnF}^+ > \text{MnCl}_2 > \text{MnCl}_3^- > \text{Mn}(\text{OH})_3^-$. La oxidación de Mn^{2+} a Mn^{4+} es compleja y el producto final es dependiente de las condiciones prevalecientes durante el proceso de oxidación, tales como el pH; (Hem y Lind, 1983; Tipping *et al.*, 1984; Murray *et al.*, 1985; Hastings y Emerson, 1986).

Krumbein y Garrels (1952) fueron los primeros en indicar los controles de pH-Eh en la precipitación de óxidos, carbonatos y sulfuros de Mn (Fig. A1.1.a). Los estudios de Bricker (1965) proveen una cuidadosa caracterización de las relaciones de estabilidad entre los diferentes óxidos de Mn bajo condiciones redox, para ambientes superficiales (sedimentarios y supergénicos) (Fig. A1.b).

El Mn es fácilmente movilizado como Mn^{2+} bajo condiciones reductoras con pH ácidos (Fig. A1.1.b y c) y, en menor medida, en ambientes muy alcalinos (Fig. A1.1.b y c) (Hem, 1972; Johnson, 1998) a una temperatura de $25 \text{ }^\circ\text{C}$ y una presión de 1 atm. El Mn puede ser soluble a un pH neutro ($\text{pH} = 7$) y Eh de +0.5, como se observa en la figura 2.3C; sin embargo, en este diagrama no están contemplados algunos factores importantes que afectan la solubilidad del Mn en agua natural (Hem, 1972). Los límites de los diagramas de Krumbein y Garrels (1952), Braun (1964), Bricker (1965), Berger (1968) y Hem (1972) pueden mantenerse relativamente iguales a condiciones de temperatura y presión alrededor de los $40 \text{ }^\circ\text{C}$ o hasta los $10 \text{ }^\circ\text{C}$ y pocas atm (Hem, 1972; Roy, 1981). 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 (1972) del sistema agua-manganeso a temperatura y presión ambientales confirmaron que el Mn es más soluble que el Fe. En este sistema, los campos de estabilidad del MnO_2 , Mn_2O_3 , Mn_3O_4 y $\text{Mn}(\text{OH})_2$ a valores de Eh y pH diferentes fueron establecidos (Fig. A1.1.d). También se mostró que la estabilidad del MnCO_3 está en función de la presencia de especies de bicarbonato (Krumbein y Garrels, 1952; Braun, 1964; Berger, 1968). 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.

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. Estudios experimentales mostraron que la oxidación del Mn^{2+} produce Mn_3O_4 , $\beta\text{-MnOOH}$ y/o $\gamma\text{-MnOOH}$ juntos o de manera gradual hasta la fase más estable (Stumm, 1970; Murray *et al.*, 1985; Hem, 1978; Roy, 1992).

En las partes profundas de depósitos epitermales, rodonita, rodocrosita y alabandita están presentes, en tanto en zonas intermedias ocurren la hausmanita, bixbyita y braunita (Mn^{2+} y Mn^{4+}), y en la parte más superficial se presentan romanechita, coronadita, criptomelano, pirolusita, etc. (Hewett, 1964; Roy, 1981).

En asociación con intrusivos, como en Ilfeld, Alemania, se ha propuesto que los depósitos de Mn se forman inicialmente por soluciones hidrotermales reductoras, pudiendo ser las fases que en un inicio precipitan $\text{Mn}(\text{HCO}_3)_2$ junto con $\text{Ba}(\text{HS})_2$ y/o BaCl_2 , posteriormente al mezclarse con fluidos más someros y oxigenados se generan óxidos como la manganita y la hausmanita, los cuales se asocian generalmente con barita (Borchert, 1980). La paragenesis de óxidos de Mn-barita y otros argumentos suministran claves importantes para la probable derivación de soluciones residuales de magmas basálticos diferenciados (Borchert, 1970).

Los estudios en laboratorio de condiciones hidrotermales de sistemas de óxidos de Mn son escasos (Klinsberg y Roy, 1959; Endo *et al.*, 1974; Tareen *et al.*, 1988). Debido a problemas de estabilidad de las fases de Mn en condiciones hidrotermales durante los experimentos.

En los sistemas $\text{MnO} - \text{H}_2\text{O}$ y $\text{Mn}_2\text{O}_3 - \text{H}_2\text{O}$, Klinsberg y Roy (1959) reportaron fases hidratadas de Mn, $\text{Mn}(\text{OH})_2$ y MnOOH , a bajas temperaturas. El límite inferior del rango de estabilidad hidrotermal de minerales de óxidos de Mn depende del material parental del cual el óxido ha sido derivado, mientras el límite de temperatura superior de estabilidad es el mismo sin tomar en cuenta el material parental (Fig. A1.2). Para la bixbyita el límite superior es de 550 °C a 720 °C cuando el material parental es pirolusita, pero cuando es derivada de la manganita, es de 275 °C. La estabilidad de los minerales de óxidos de Mn también depende de varios factores tal como los iones solubles K, Ba, Na, etc., en el fluido hidrotermal (Tareen *et al.*, 1988).

El Mn puede formar cubiertas de óxidos sobre otros minerales y bacterias, ocasionando superficies reactivas (Post, 1999). Esta es una propiedad que origina la afinidad de los óxidos de Mn por metales pesados como el Cd, Co, Ni, Pb, Mo, en especial en el caso de los nódulos de Mn del fondo marino (Dong *et al.*, 2003). Posselt y Anderson (1968), y Murray (1975) encontraron que la adsorción de Ag, Co, Zn, Ni, Mn, Ba, Ca, Mg, Sr, y Nd se incrementa con el aumento del pH en la solución hidrotermal.

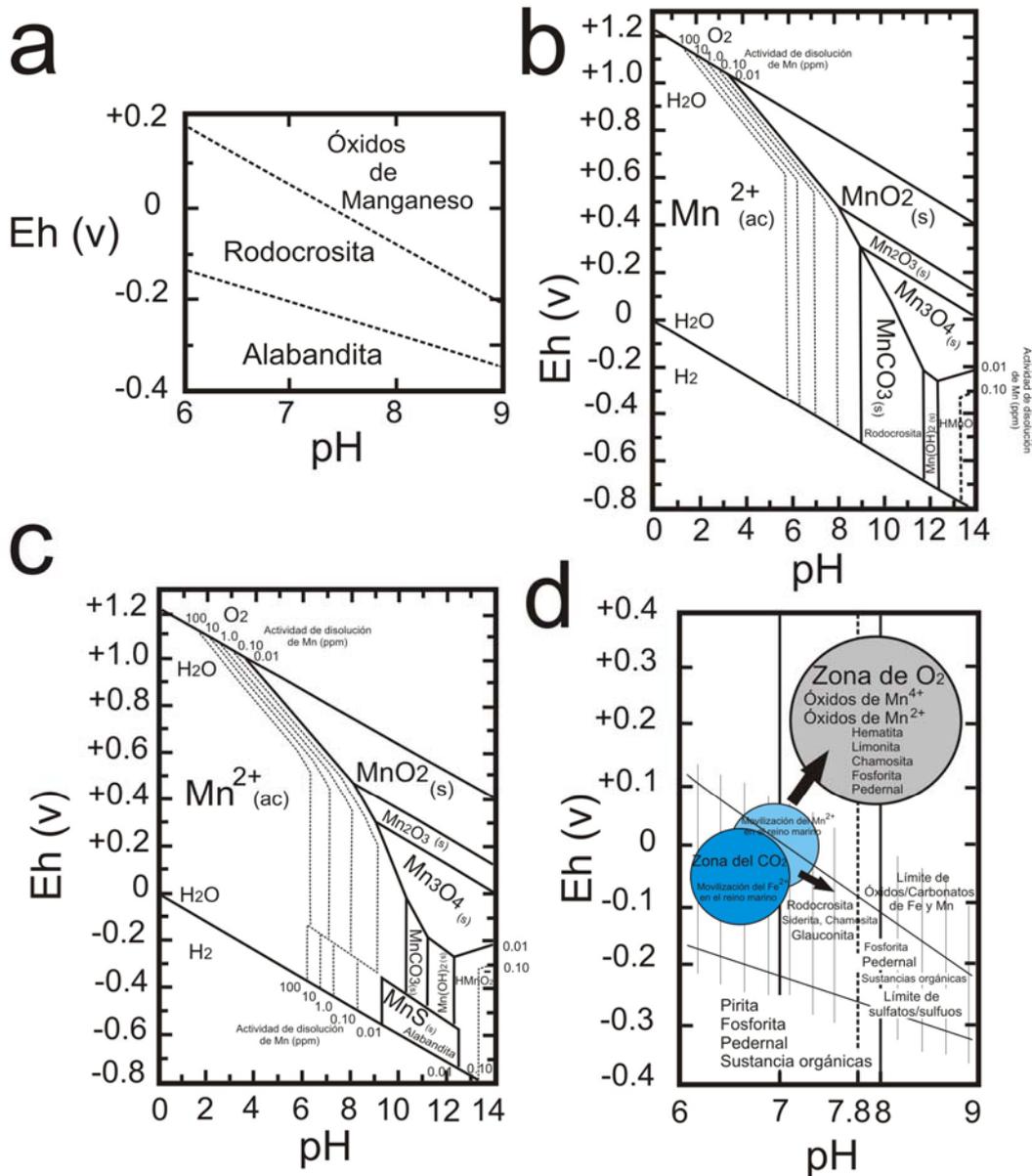


Fig. A1.1 (a). Diagrama de estabilidad de minerales de Mn (Krumbein y Garrels, 1952). (b) Diagramas pH-Eh mostrando las relaciones de estabilidad entre especies de Mn en una solución acuosa. $a_{\text{Mn}^{2+}} = 0.01$ a 100 ppm, $a_{\text{HCO}_3^-} = 2\,000$ ppm, $a_{\text{SO}_4^{2-}} = 2\,000$ ppm (Hem, 1972). (c) Campos de estabilidad de especies de Mn en solución acuosa. $a_{\text{Mn}^{2+}} = 0.01$ a 100 ppm, $a_{\text{HCO}_3^-} = 10$ ppm, $a_{\text{SO}_4^{2-}} = 1\,000$ ppm (Hem, 1972). (d) Condiciones fisicoquímicas más importantes para la separación de Mn y Fe, campos de estabilidad de componentes de Mn y Fe en el medio marino restringido a cuencas (Modificado de Krumbein y Garrels, 1952; Braun, 1964; y Berger, 1968, en Borchert, 1980).

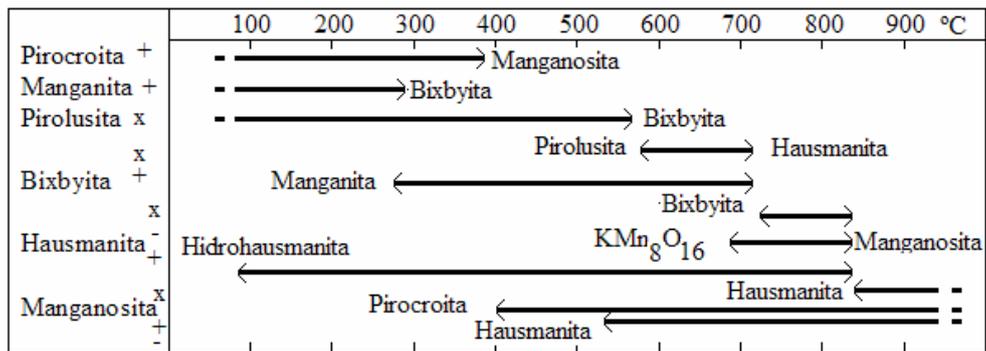


Fig. A1.2 Temperatura de estabilidad de algunos minerales de óxidos de Mn a 1 kbar de presión de agua de vapor basado en estudios de reacciones de fases hidrotermales (+ Klingsberg y Roy, 1959; - Endo *et al.*, 1974; x Tareen *et al.*, 1988).

La influencia de los microorganismos en el ciclo del Mn en su depositación ha sido reconocida desde hace más de 50 años (Thiel, 1925; Butkevitch, 1928), pero su importancia se ha destacado en recientes años (Fig. A1.3). 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 del Mn por microorganismos específicos es bien conocida (cf. *Arthrobacter*, *Metallogenium personatu* y *Pedomicrobium*, bacterias; *Chadosporium*, *Cephalosporium* y *Coniothyrium fuckelii*, hongos; y *Cholococcum humicola*, algas) (Perfilev y Gabe, 1965; Marshall, 1979). Por ejemplo, Gabe y Rabinovich (1965) han mostrado que los microbios *Metallogenium*, *Kusnezovia* y *Caulococcus* pueden oxidar el Mn^{2+} y precipitar óxidos de Mn como Mn^{4+} en lodos del fondo de lagos recientes como en Istmo de Carelia, Rusia. Estructuras orgánicas de la bacteria *Metallogenium* se han encontrado en sedimentos ricos en Mn de la cuenca profunda de Gorland en el Mar Báltico (Neretin *et al.*, 2003) (Fig. A1.3.a, b). También, se ha encontrado a la *Metallogenium* en precipitados hidrotermales de óxihidróxidos de Mn en manantiales termales relacionados con la actividad del Volcán Mendeleev, en el valle de Lechebay y en la Isla de Kunashir, Rusia (Zotov, 1968).

En secuencias mesozoicas de ambientes marinos pelágicos en las Cordilleras Béticas, en España, se han encontrado estromatolitos ricos en oxihidróxidos de Fe y Mn, asociados a fosfatos y sulfatos (Martín-Algarra y Sánchez-Navas, 2000). En manantiales termales actuales son comunes las estructuras orgánicas, en el sistema geotermal de la zona volcánica de Taupo, en Nueva Zelanda existen depósitos estromatolíticos espiculares y columnares (Fig. A1.3.c, d). Estas estructuras sedimentarias orgánicas pueden desarrollarse en muchos ambientes donde hay fluidos calientes y de pH variable (Jones *et al.*, 2000). Los estromatolitos de manantiales termales de aguas neutras a alcalinas están formados casi en su totalidad por ópalo y calcita, y en los manantiales termales de aguas ácidas los estromatolitos están formados por ópalo, caolinita y ocasionalmente sulfuros y jarosita, la temperatura, el pH y la composición de los fluidos en los manantiales termales controlan la distribución de los microorganismos y la mineralización en los manantiales termales (Brock, 1978; Jones *et al.*, 2000). En Bahía Concepción adyacentes a los manantiales termales se hallan estructuras estromatolíticas columnares fructexiticas silico-carbonatadas (ópalo-A y calcita) y remanentes de estructuras microbianas (diatomeas y filamentos de microbios) (Canet *et al.*, 2005).

La oxidación microbiana directa del Mn se conoce en los manantiales fríos y calientes, y en lagos de agua dulce, en suelos, en arena desértica, en mares profundos y

cerca de “plumas hidrotermales” submarinas (Cowen *et al.*, 1986). Esta actividad biológica ha quedado fosilizada, por ejemplo, en microestructuras de varios nódulos de Mn de la cuenca marina del Pacífico (Greenslate, 1974) y del Atlántico (Monty, 1973).

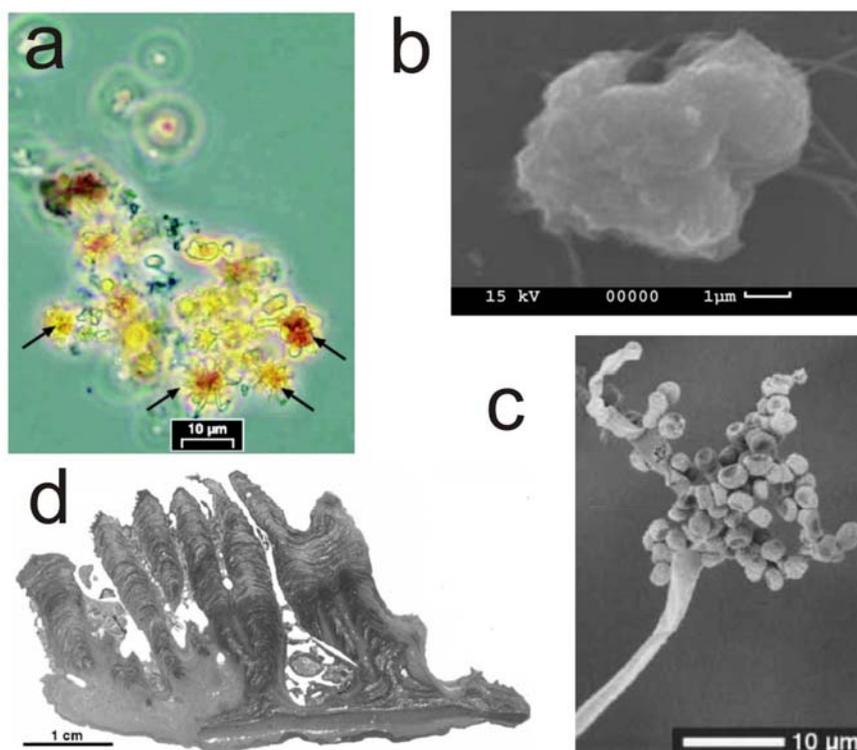


Fig. A1.3 Estructuras orgánicas en sedimentos ricos en Mn y en depósitos de manantiales termales. (a y b) Microfotografías de organismos y partículas de sedimentos de la cuenca marina profunda de Gotland en el Mar Báltico (Neretin *et al.*, 2003): (a) agregado orgánico rico en Mn donde se observa la morfología de la *Metallogenium*, denotada por flechas; (b) morfotipos de partículas ricas en Mn. (c y d) Estructuras orgánicas en manantiales termales de la zona volcánica de Taupo, Nueva Zelanda (Jones *et al.*, 2000): (c) esporas de hongos (*Aspergillus*) silicificadas en depósitos del manantial termal y (d) sección vertical de un estromatolito columnar con láminas de crecimiento formadas de sílice y minerales de arcilla.

Hay evidencia que las bacterias pueden ser fosilizadas dentro de menas de Mn, implicando que los mantos de Mn pueden ser favorables para preservar estructuras orgánicas y preservar biomarcadores. La estructura fosilizada de la bacteria *Metallogenium* se encontró en formaciones sedimentarias del Precámbrico y en pedernales del Cretácico-Paleógeno, estas últimas tienen altas concentraciones de Mn y están enriquecidas en Fe, Zn, Cu y Co, similares a los depósitos marinos que ocurren hoy en día (Crerar *et al.*, 1980).

A1.2 Geoquímica de los elementos del grupo del platino

Los elementos del grupo platino (EGP) incluyen al iridio (Ir), osmio (Os), paladio (Pd), platino (Pt), rodio (Rh) y rutenio (Ru); junto con el oro (Au) presentan una afinidad altamente siderófila. Típicamente están presentes en rocas terrestres comunes en los niveles que van de bajos (ppm) a sub-ng/g (ppb); los EGP tienen una abundancia de alrededor de 10^{-6} a 10^{-7} % en la corteza terrestre (IAEA, 2005). Generalmente se presentan concentraciones notables, alrededor de 10 ppb, en rocas máficas y ultramáficas, y escasamente en rocas félsicas, alrededor de 1 ppb (IAEA, 2005).

Los EGP pueden ocurrir en varios estados de oxidación y exhiben propiedades típicas de los metales de transición. La densidad de los EGP es de alrededor de 12 g/cm^3

para los EGP ligeros (Ru, Rh, Pd), y de alrededor de 22 g/cm³ para los EGP pesados (Os, Ir, Pt). Destaca su propiedad de alto punto de fusión (en un rango de 1554°C a 3045°C) y su característica química de formas metálicas inertes (IAEA, 2005).

Para poder comprender el comportamiento de los EGP en sistemas geológicos es preciso hacer mención de ciertas propiedades geoquímicas de los EGP.

En solución acuosa el platino y el paladio pueden tener un estado de valencia +2 o +4 en una solución acuosa. A los 25°C el estado bivalente predomina sobre el estado tetravalente (Hartley, 1973), bajo condiciones de extrema oxidación se espera que el estado bivalente tenga mayor importancia en las soluciones hidrotermales (Mountain y Wood, 1988). Se ha observado que ni el Pt ni el Pd pueden ser transportados en solución acuosa como un ión simple a los 25°C, excepto en soluciones de extrema acidez y oxidación (Mountain y Wood, 1988). Existen muy pocos trabajos que expliquen el transporte y comportamiento de los EGP en condiciones hidrotermales.

Los posibles estados de oxidación de los otros EGP (Ru, Rh, Os e Ir) son más variados (Westland, 1981).

Tanto el Pt²⁺ como el Pd²⁺ son iones relativamente grandes con una alta electronegatividad y polarizabilidad. La estabilidad de complejos Pt y Pd con halogenuros se incrementan en el orden de Cl⁻ < Br⁻ < I⁻ a los 25°C y también, a esta misma temperatura, los iones Pt²⁺ y Pd²⁺ forman complejos muy estables con ligandos como el cianuro (CN⁻), el sulfito (SO₃²⁻) y el tiosulfato (S₂O₃²⁻) (Hancock y Evers, 1976; Hancock *et al.*, 1977; Mountain y Wood, 1988). El Pt²⁺ y Pd²⁺ prefieren formar complejos con enlaces predominantemente covalentes, tal comportamiento también se observa para Au⁺, Ag⁺ y Hg²⁺ (Crerar *et al.*, 1985). El ion Cu⁺ también demuestra alguna afinidad hacia los ligandos débiles, lo cual puede ayudar a explicar la común asociación del Cu con el Pt y el Pd en muchos de los depósitos hidrotermales (Mountain y Wood, 1988).

Debido a la naturaleza débil del Pt²⁺ y Pd²⁺, sus complejos con aniones fuertes tales como el carbonato (CO₃²⁻), bicarbonato (HCO₃⁻), sulfato (SO₄²⁻), fosfato (PO₄³⁻) y fluoruro (F⁻), tendrán una baja estabilidad (Mountain y Wood, 1988). Los complejos de fluoruro simple son aparentemente desconocidos para Pt, Pd, Os e Ir; en cualquier caso se espera que los cationes fuertes de metales alcalinos y el ión de hidrogeno compitan exitosamente con los EGP por los ligandos fuertes, especialmente a temperaturas más altas (Barnes, 1979).

A pesar de las constantes de estabilidad relativamente altas de los complejos Pt y Pd con Br⁻ e I⁻ se espera que muy poco metal sea acarreado de esta manera, debido a la baja abundancia de Br⁻ e I⁻ con relación al Cl⁻ en los fluidos naturales (Mountain y Wood, 1988), y este tipo de observaciones probablemente también apliquen a los otros EGP.

La naturaleza química y la termodinámica de los minerales y de las especies acuosas de Au, Pt y Pd sugieren que el Pt y el Pd pueden ser móviles como complejos de cloruro, hidróxido o bisulfuro, dependiendo del pH, *f*O₂, la temperatura y la concentración de ligandos. De manera similar se comporta el oro, con ligantes importantes para su movilización acuosa como Cl⁻, HS⁻ y OH⁻, por ello es común que se asocie a Pt y Pd (Lydon, 1987). Los ligandos que más probablemente contribuyen al transporte de los EGP son el cloruro, el hidróxido, el bisulfuro y otros ligandos de azufre y amoníaco (Barnes, 1979; Mountain y Word, 1988).

Los fluidos con alta clorinidad están presentes en muchos yacimientos de EGP. Por ejemplo, Ballhaus y Stumpfl (1986) han encontrado inclusiones fluidas altamente salinas (saturados en halita) en el cuarzo del Merensky Reef. Además, la biotita y el apatito del Merensky Reef y el J-M Reef en el complejo Stillwater (Boudreau y McCallum, 1985) son inusualmente ricos en cloro. El complejo cloruro parece ser

importante sólo bajo condiciones altamente oxidantes, ácidas y salinas entre 25 y 300°C (Fig. A1.4), pero puede volverse más importante sobre un rango más amplio de condiciones a temperaturas más elevadas (>400°C) (Mountain y Wood, 1988). Las especies de cloruro dominantes entre los 25 y 300°C son PtCl_4^{2-} y PdCl_4^{2-} , pero se espera que las especies neutras PtCl_2^0 y PdCl_2^0 predominen a más altas temperaturas (Mountain y Wood, 1988).

Las fronteras redox son favorables para el enriquecimiento de platino y oro, donde la precipitación de los dos metales puede ser afectada por la reducción de soluciones óxicas, de manera que los metales son transportados como complejos clorurados, o por oxidación de soluciones anóxicas en las cuales los metales son transportados como tioaniones (Lydon, 1987)

Los complejos hidróxidos parecen predominar sobre los complejos de cloruro a un pH casi neutro, aun a elevados niveles de clorinidad (5 m Cl) y pueden ser responsables de las solubilidades significativas del Pt y Pd a un pH de casi neutro a básico. El complejo bisulfuro puede ser importante bajo condiciones similares de pH, con cantidades de azufre total elevadas y temperaturas intermedias (250-400°C). Los complejos mezclados de bisulfuro-hidróxido podrían incluso producir solubilidades más altas que los complejos de bisulfuro o hidróxido de manera aislada (Mountain y Wood, 1988). Bajo las condiciones de baja temperatura los EGP también pueden ser significativamente móviles como complejos de tiosulfato, polisulfuro o amina. Por otra lado, el efecto del As, Se y Te parece ser principalmente reductor de la solubilidad de los EGP (Mountain y Wood, 1988).

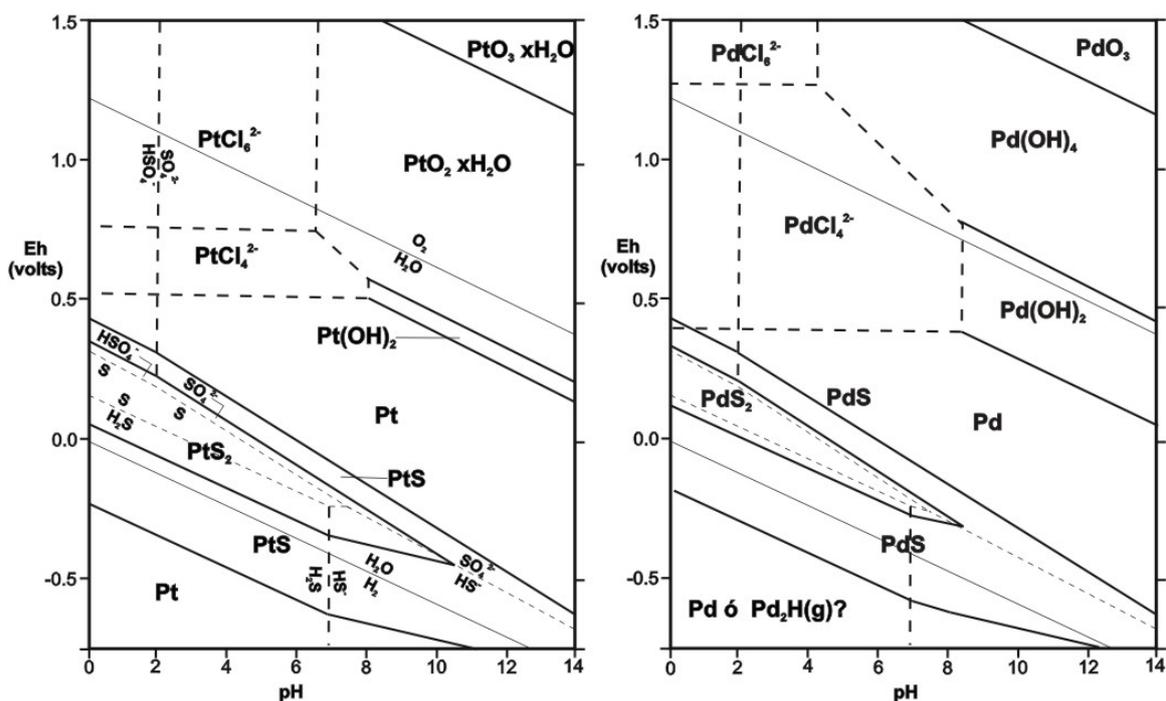


Fig. A1.4 Diagrama pH-Eh para (a) Pt y (b) Pd a 25 °C. $\Sigma [\text{Pt}, \text{Pd}] = 10 \text{ ppb}$, $\Sigma [\text{S}] = 0.1 \text{ m}$, $\Sigma [\text{Cl}^-] = 1 \text{ m}$. Las líneas punteadas delgadas separan los campos de predominio de las especies sulfurosas (Murray y Cubicotti, 1983). Las líneas delgadas representan los límites de estabilidad superiores e inferiores del H_2O . Las líneas gruesas separan los campos de estabilidad de las fases sólidas de Pt y Pd. Las líneas gruesas y discontinuas separan los campos de predominio de especies acuosas y las delimitan de los campos de las fases sólidas (modificado de Llopis y Colom, 1976a; Westland, 1981 en Mountain y Wood, 1988).

ANEXO 2

A2.1 Difracción de rayos X

Un cristal puede considerarse como una agrupación ordenada y periódica de átomos que al ser alcanzados por un haz de rayos X, lo difunden simultáneamente. En general, las ondas dispersadas interfieren unas con otras anulándose, pero en ciertas direcciones se refuerzan para formar un nuevo frente de onda. Este fenómeno de interferencia constructiva es el que se conoce como difracción (Rodríguez-Gallego, 1982).

La identificación de las fases cristalinas por este método se basa en el hecho de que cada sustancia en estado cristalino tiene un diagrama de rayos X característico.

El método más preciso y frecuente es el método de polvo utilizando la cámara de Debye Scherer, que permite la utilización de una pequeñísima cantidad de muestra pulverizada de policristales, distribuidos al azar en todas las direcciones posibles, colocada sobre un capilar de vidrio, que se monta en la cámara y se alinea para que el haz de rayos X, que pasa a través de un colimador, incida sobre dicho capilar, radiación monocromática, y se produzca la difracción que se manifiesta mediante un diagrama de difracción, que es específico para cada sustancia por la presencia de una serie de líneas cuya posición nos da la información necesaria para saber la separación entre las láminas de átomos en la estructura cristalina. Este método regularmente detecta minerales con abundancias mayores a 3% en peso (Canet *et al.*, 2007).

En los difractogramas de DRX en polvo, además de la identificación de las fases cristalinas presentes, se pueden determinar su proporción mediante, principalmente, el empleo de poderes reflectantes, valores característicos del mineral considerando que se aplican a los valores de intensidad (altura o áreas) de los picos de mayor intensidad de los minerales identificados (Carretero-León y Pozos-Rodríguez, 2007).

El grado de ordenamiento o cristalinidad del mineral estudiado puede determinarse por la agudeza de sus picos, así, el ordenamiento será mayor cuanto más aguda sea la reflexión. De forma habitual se mide la anchura a media altura del pico de máxima intensidad de mineral considerado (FWHM, por su nombre en inglés). Este ordenamiento depende del grado de perfección estructural del mineral, pero también del tamaño de su cristal o mosaico cristalino más pequeño que difracta (dominio coherente de difracción). En el caso de que la muestra no presente ordenamiento interno en su estructura, lo que se obtiene es una ancha banda de difracción que nos informa del carácter amorfo del material estudiado; es el caso del vidrio volcánico o del ópalo o la sílice biogénica (caparazones de diatomeas). En la Fig. A2.1 se presenta un ejemplo del difractograma de una muestra de vidrio volcánico amorfo con indicios de cuarzo y feldespatos.

Debido a los problemas de identificación mediante el estudio minerográfico de los óxidos de Mn, se seleccionaron 18 muestras para su análisis por DRX en polvo. Se procuró separar mecánicamente el mineral “problema” del resto de la roca o minerales de ganga ya identificados. La cantidad de muestra separada para análisis osciló, aproximadamente entre 2 y 5g. Las muestras fueron molidas en un mortero de ágata hasta obtenerse un polvo impalpable.

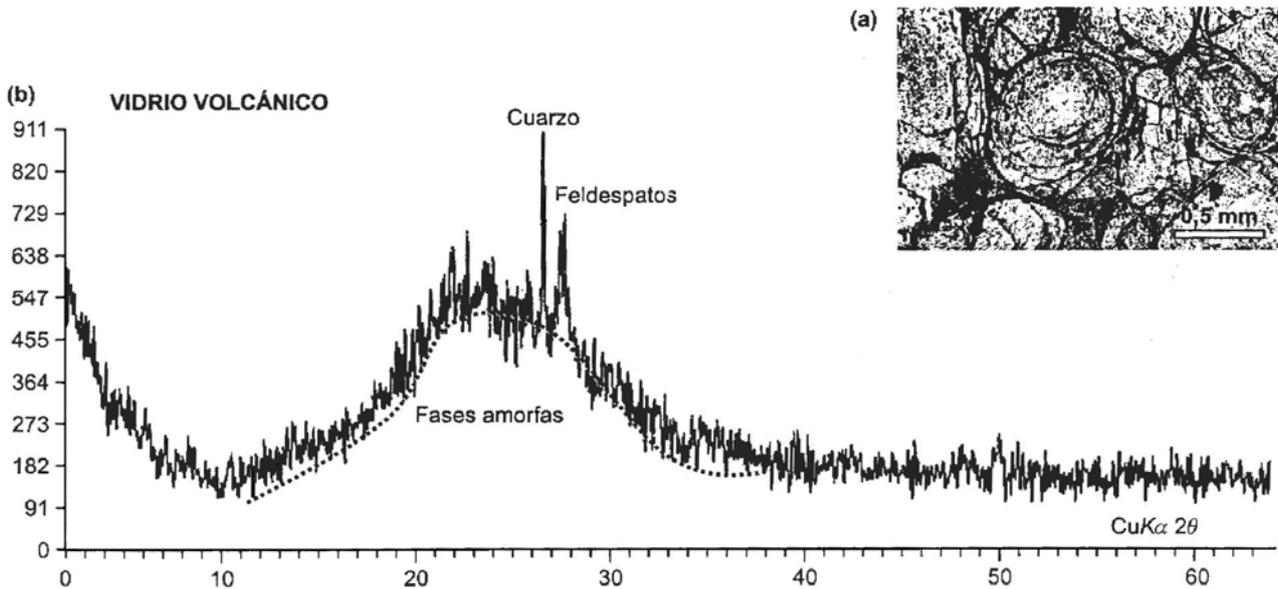


Fig. A2.1 Difractograma de vidrio volcánico. El carácter amorfo se detecta por el abombamiento que presenta el difractograma (Tomado de Pérez-Rodríguez, 2003).

A2.2 Microscopio electrónico de barrido

El microscopio electrónico de barrido (SEM, por sus siglas en inglés: *Scanning Electron Microscopy*) se basa en la interacción entre un haz de electrones y la superficie de la muestra o los efectos de la interacción de la materia con los electrones (Fig. A2.2). El SEM es una herramienta de gran ayuda cuando se quieren examinar muestras o superficies pulidas de minerales en un rango de aumento que abarca desde 20x hasta 100,000x, obteniéndose buenas imágenes gracias a su gran profundidad de foco. Su límite de resolución es del orden de 0.01 μm (Pérez-Rodríguez, 2003; Carretero-León y Pozo-Rodríguez, 2007). Dadas sus características, esta técnica ofrece un complemento destacable de la microscopía óptica. Las muestras posibles a analizar van desde pequeños fragmentos de roca hasta láminas delgadas y secciones pulidas.

El SEM consta de un cañón que emite electrones que son sometidos a un voltaje acelerador de entre 2 y 30 KV (Carretero-León y Pozo-Rodríguez, 2007). En el vacío el haz pasa a través de una serie de lentes electromagnéticas y, antes de alcanzar las últimas, un sistema deflector provoca el barrido del haz sobre la superficie de la muestra (Fig. A2.3). El barrido está sincronizado con el del tubo de rayos catódicos en el que se muestra la imagen obtenida. Esta imagen presentará diversos contrastes en función de la reflectividad de los constituyentes y la orientación de la muestra.

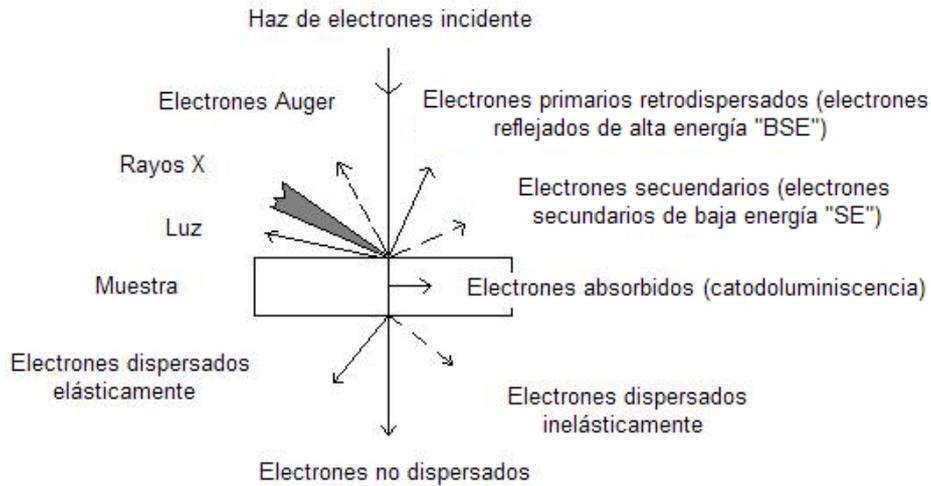


Fig. A2.2 Interacción de los electrones con la materia (modificado de Pérez-Rodríguez, 2003 y Carretero-León y Pozo-Rodríguez, 2007).

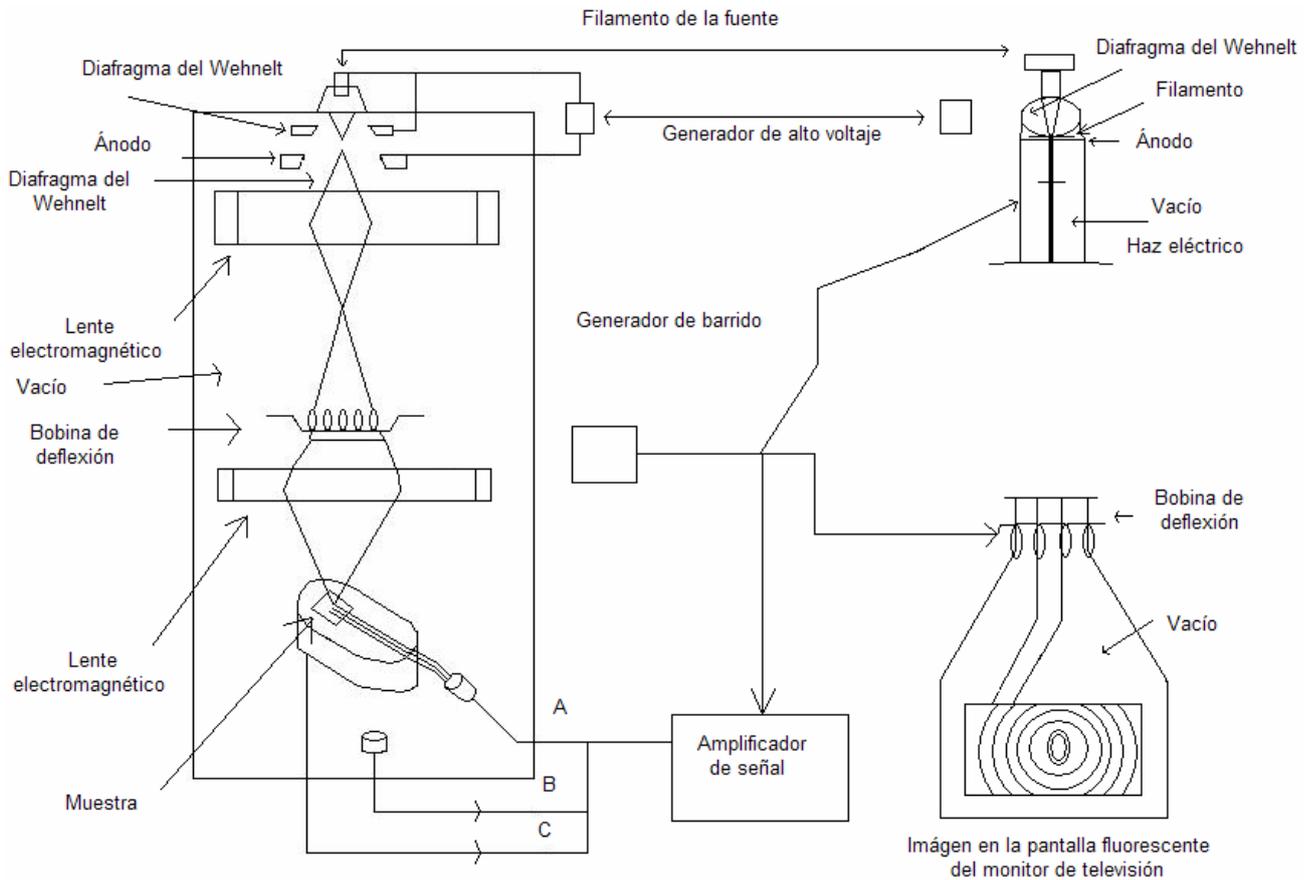


Fig. A2.3 Esquema de las diferentes partes de un microscopio electrónico de barrido (modificado de Carretero-León y Pozo-Rodríguez, 2007).

Cuando el haz de electrones alcanza la superficie de la muestra, algunos electrones se reflejan como electrones primarios retrodispersados (BSE, por sus siglas en inglés: *backscattered electrons*) y otros liberan electrones secundarios (SE, por sus siglas en inglés: *secondary electrons*) (Fig. A2.2). La emisión de radiación electromagnética por la muestra tiene lugar con diferentes longitudes de onda, siendo especialmente interesantes los de radiación X.

Varios factores contribuyen a las diferencias de contrastes de brillo observados en las imágenes tales como la rugosidad de la superficie, la orientación de la muestra con respecto al haz, la composición química de la muestra pulida y orientada correctamente origina cambios notables en la reflectividad con los BSE; a mayor número atómico más brillantes se presentan sus partículas (Pérez-Rodríguez, 2003; Carretero-León y Pozo-Rodríguez, 2007). También provocan cambios de brillo las diferencias de potencial eléctrico sobre la superficie de la muestra, especialmente con los SE cuyas trayectorias se afectan por pequeñas diferencias de carga, de manera que a mayor carga relativa, más brillo. Este fenómeno de desarrollo de carga no se produce con los BSE (Carretero-León y Pozo-Rodríguez, 2007).

En el estudio de las muestras se puede trabajar en el modo SE-BSE o sólo con BSE. El primero se usa de forma rutinaria para examinar materiales rugosos, poco consolidados o consolidados, en lo que son más importantes los aspectos morfológicos que los composicionales. Con los BSE se obtienen buenos resultados cuando el microscopio, como es lo habitual, lleva incorporado un sistema de análisis puntual que permite no sólo diferenciar componentes por sus diferentes reflectividades, sino además determinar la composición química en diferentes puntos de la muestra.

Como consecuencia de la interacción de los electrones con la materia (Fig. A2.2), ésta emite una radiación X a modo de un espectro continuo junto con varios picos característicos, los cuales dependen de los elementos presentes en la muestra. En el microanálisis o análisis puntual de la muestra se emplean los rayos X generados en el impacto del haz de electrones sobre la muestra. En el procedimiento se comparan las longitudes de onda o las intensidades de los rayos X con emisiones procedentes de patrones. El efecto se produce cuando los electrones emitidos chocan con los átomos de la muestra, lo que puede provocar saltos de sus electrones desde las capas internas a las externas, cuando el electrón vuelve a su posición inicial se produce la radiación X.

Para el análisis por discriminación de longitudes de onda (WDS por sus siglas en inglés), los rayos X pasan a un espectrómetro donde son difractados por un cristal, pasando a un detector aquellos que cumplen con la ley de Bragg. El elemento más ligero que se puede analizar es el boro ($Z = 5$) (Carretero-León y Pozo-Rodríguez, 2007).

Los sistemas de espectroscopía por discriminación de energías (EDS por sus siglas en inglés) son los más utilizados en los microscopios electrónicos y emplean un detector constituido por un cristal de silicio “dopado” con litio, que normalmente debe ser mantenido en frío mediante nitrógeno líquido. El haz completo de rayos X pasa al detector y la señal resultante es dividida por un analizador multicanal. Con detectores convencionales (ventana de Be), el elemento más ligero detectado es el sodio ($Z = 11$), aunque con dispositivos especiales (ventana ultrafina) se puede lograr analizar elementos como C, O y N (Carretero-León y Pozo-Rodríguez, 2007).

Una posibilidad de gran utilidad en estos sistemas analíticos es la de realizar mapas elementales de los constituyentes estudiados, mostrando la distribución espacial de los elementos seleccionados, pudiéndose comparar con las imágenes de SE o BSE.

La preparación de la muestra requiere la aplicación de un recubrimiento conductor, empleándose habitualmente grafito o finas películas de oro obtenidas mediante metalización. Actualmente existen nuevas generaciones de microscopios electrónicos de barrido, denominados “ambientales”, caracterizados porque trabajan sin necesidad de alto vacío y sin tener que metalizar la muestra. Un aparato de este tipo se ha empleado en la caracterización de las muestras mineralizadas en el Centro Andaluz de Medio Ambiente (CEAMA) de Granada, España.

Por medio de esta técnica (SEM) se pueden obtener imágenes; generalmente el equipo cuenta con un detector de espectrometría de energía dispersiva de rayos X

(EDS), para análisis cualitativos de las fases minerales. Para alcanzar una cuantificación fiable de la química mineral, hemos usado una técnica complementaria especializada, que es la microsonda electrónica (EMPA).

A2.3 Análisis de química mineral por microsonda electrónica

El análisis por microsonda electrónica (EPMA, por sus siglas en inglés: *electron probe micro-analyzer*), es una técnica analítica relacionada con el SEM. De manera similar que en el caso del EDS, el análisis químico se fundamenta en la emisión de rayos X característicos por parte de los elementos que componen la muestra cuando ésta es bombardeada por un haz de electrones de alto voltaje. Las principales ventajas de la EPMA como herramienta para caracterizar la composición química de los minerales son: (a) el haz de electrones es enfocado mediante lentes electromagnéticas sobre un punto extremadamente pequeño de la muestra, lo que permite obtener análisis casi puntuales de los cristales, (b) los análisis son no destructivos, y (c) la radiación X característica se resuelve en función de las longitudes de onda, lo que permite obtener análisis cuantitativos y mucho más precisos que el EDS (Canet *et al.*, 2007).

El análisis químico de las muestras se realiza en superficies muy pequeñas, las muestras deben pulirse y montarse sobre un vidrio o incrustarse en resina. La técnica permite determinar la composición química de minerales individuales o incluso determinar concentraciones dentro de una partícula.

Se utiliza un haz de electrones acelerado, en el intervalo de 15 a 30 kV, que se focaliza sobre la superficie de la muestra (análisis del orden de 2 μm y la profundidad de penetración $\sim 6 \mu\text{m}$). Las interacciones entre el haz de electrones y muestras producen varios fenómenos (Fig. A2.2), incluyendo la producción de rayos X, que son característicos de cada elemento químico. La intensidad de estos rayos X se mide usando un espectrómetro dispersivo de longitud de onda o de energía dispersiva (WDS, por sus siglas en inglés, *wavelength-dispersion spectrometry*). Realizando las correcciones debidas a la matriz, el número de cuentas se comparan con las de minerales patrón para cuantificar (Pérez-Rodríguez, 2003).

La incorporación de un espectrómetro de fluorescencia de rayos X a un microscopio electrónico da lugar a la microsonda electrónica (Carretero-León y Pozo-Rodríguez, 2007) (Fig. A2.4).

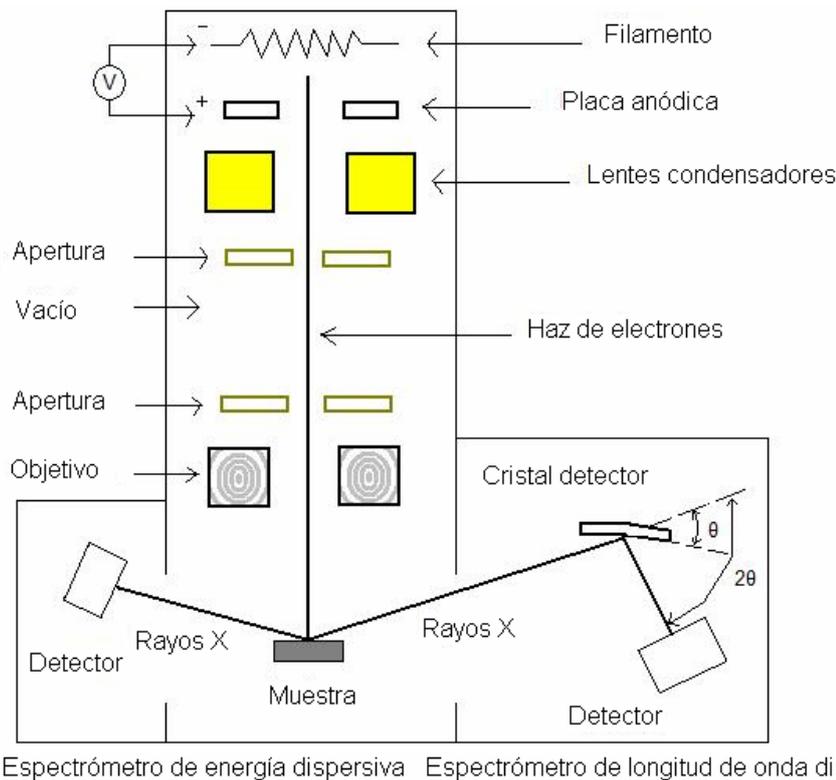


Fig. A2.4. Esquema de una microsonda electrónica (Modificada de Carretero-León y Pozo-Rodríguez, 2007).

La técnica de la EPMA permite analizar los elementos contenidos en volúmenes de muestra extremadamente pequeños, de hasta $1 \text{ } \mu\text{m}^3$, desde el boro hasta el plutonio, con un límite de detección de aproximadamente 0.01 % en peso. Por ello, esta técnica es actualmente la más utilizada para estudios de química mineral, ya que es considerada una técnica fundamental en la mineralogía moderna.

A2.4 Fluorescencia de rayos X

El principio de esta técnica es que cuando una muestra queda sometida al bombardeo de rayos X de alta energía se emite una radiación secundaria con longitudes de onda e intensidades que dependen de los elementos presentes. La medida de la radiación característica de un elemento en particular da un valor que refleja su concentración en la muestra. Primeramente se mide la emisión procedente de patrones para originar la curva de calibración, contra la que se comparan las muestra problema analizadas. Los rayos X primarios se generan en un tubo de rayos X frecuentemente con un blanco de rodio, y la radiación secundaria emitida se pasa a través de un sistema colimador (Fig.A2.5). Las diversas longitudes de onda se resuelven mediante difracción de, por ejemplo, un cristal de fluoruro de litio. La radiación pasa entonces a un sistema contador que incluye un contador de flujo proporcional para los elementos ligeros ($Z < 22$) y un contador de escintilación para los pesados (Skoog y Leavy, 1994).

La técnica de fluorescencia de rayos X se utiliza generalmente para el análisis cuantitativo de elementos mayores. La FRX no se considera adecuada para los elementos ligeros de modo que las dificultades en la detección y en la medida aumentan por debajo del número atómico 23 (Vanadio) (Skoog y Leavy, 1994).

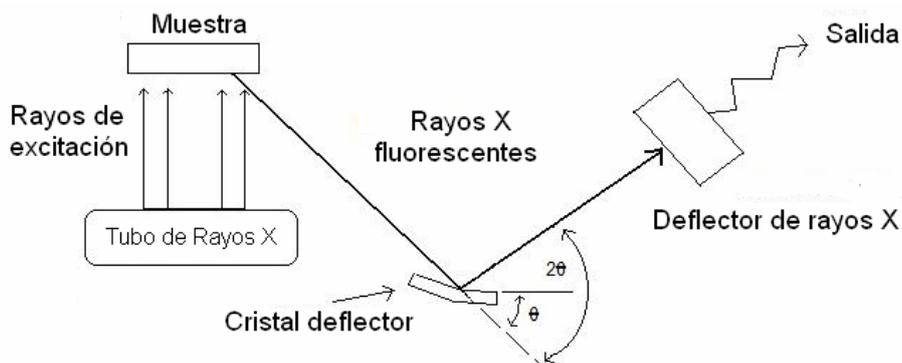


Fig. A2.5 Principio de funcionamiento de la técnica de fluorescencia de rayos X (Modificado de Carretero-León y Pozo-Rodríguez, 2007).

El límite de detección para elementos mayores es de 0.01 % en peso. La pérdida por calcinación PXC (LOI por sus siglas en inglés, *loss on ignition*) se determinó a partir de 0.5 g de polvo de la muestra, secada inicialmente a 110 °C y sometida después a 1000 °C durante una hora. La pérdida por calcinación es muy variada y depende del tipo de muestra mineralizada o roca analizada.

A2.5 Espectrometría de masas con fuente de plasma acoplado

La espectrometría de masas con fuente de plasma acoplado por inducción (ICP-MS por sus siglas en inglés, *inductively coupled plasma-mass spectrometry*) permite el análisis cuantitativo multielemental y rápido de un gran número de elementos traza (hasta niveles de ppm) y ultratrazas (hasta niveles de ppb). Mediante esta técnica se analizaron los metales de transición y elementos de tierras raras (REE por sus siglas en inglés, *Rare Earth Elements*).

El ICP-MS está basado en la vaporización, atomización y ionización de una muestra en un plasma para subsecuentes análisis de espectrometría de masas (Fig. A2.6). La técnica presenta una alta sensibilidad permitiendo la determinación de concentraciones de elementos traza.

La determinación por ICP-MS se consigue sometiendo el flujo de un gas a presión atmosférica a la acción de un campo magnético inducido por una corriente de alta frecuencia. El gas usado, gas plasmógeno, es habitualmente el argón, aunque para determinadas aplicaciones se puede usar combinado con una baja proporción de otro gas. Debido a las altas temperaturas del plasma, se minimizan las interferencias matriciales (Raj et al., 2001).

El ICP-MS es una fuente de iones, en la que el gas o aerosol de la muestra introducida es volatilizado, automatizado e ionizado a muy alta temperatura. Puesto que la fuente de iones (ICP) trabaja a presión atmosférica y el analizador de masas y el detector lo hacen en régimen de alto vacío, ha sido desarrollada una interfase que permite la transferencia de iones al espectrómetro de masas encargado de analizarlos. En esta interfase se forma un chorro de iones que finalmente se dirige al sistema analizador, que puede ser de dos tipos: el de sector magnético y los cuadrupolares, siendo estos últimos los más extendidos por su mayor simplicidad, velocidad de barrido y menor costo. Los analizadores cuadrupolares actúan como filtro, de manera que sólo aquellos iones que cumplan una determinada relación carga/masa pasan a través de ellos y llegan al detector. El sistema de introducción de la muestra es la nebulización neumática, donde la muestra líquida interacciona con una corriente de gas en un nebulizador generándose un aerosol que pasa a través de una cámara de spray en donde

las gotas grandes son eliminadas y las pequeñas son conducidas al plasma (Sande-Fouz, 2002).

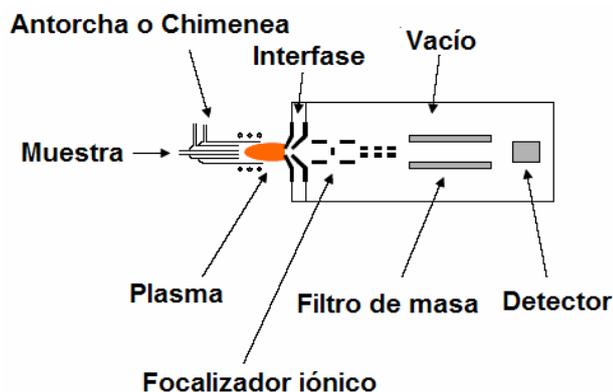


Fig. A2.6 Sección transversal de un cuadrupolo de un equipo ICP-MS (Modificado de IAEA, 2005).

Los elementos traza y REE fueron analizados en los laboratorios comerciales de Actlabs Laboratories (Ancaster, Ontario, Canadá) por medio de ICP-MS.

ANEXO 3

A3. 1 Marco Geológico Regional

A3.1.1 Introducción

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 estructuras tectónicas de ambiente distensivo y el vulcanismo miocénico asociado a un contexto de subducción.

Las rocas más antiguas afloran localmente en el NO 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, y que localmente han sido intrusionados por granitoides de edad cretácica (Morán-Zenteno, 1984). Estas unidades están cubiertas discordantemente por secuencias volcánicas andesíticas y dacíticas del Cretácico Inferior (Formación Alisitos) (Santillán y Barrera, 1930). A su vez, la unidad antes citada está cubierta por series sedimentarias marinas y continentales del Cretácico Superior del Grupo Rosario (Morán-Zenteno, 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 Oligoceno Superior al Mioceno Medio, y al vulcanismo reciente (Umhoefer, 2000; Umhoefer *et al.*, 2001). El Grupo Comondú está constituido por intercalaciones de areniscas y conglomerados volcánicos, en menor medida, y por brechas volcánicas de composición andesítico-dacítico-riolítica, tobas riolíticas, derrames de lava basálticos y andesíticos y lahares. En la Sierra de la Giganta esta sucesión puede sobrepasar los 1200 m de espesor (Bustamante-García, 1999). Las rocas volcánicas y volcanoclasticas del Grupo Comondú se extienden regular y

predeciblemente, mostrando cierta gradación lateral en el tamaño de grano, la litología y la cohesión de los depósitos 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. La facies central es donde se ubica el área de estudio. En la facies volcánica proximal abundan las brechas volcánicas monolíticas, 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 de la 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. A3.1).

Los diferentes productos volcánicos del Grupo Comondú son del tipo calcialcalino y muestran un amplio rango de variación del contenido de SiO₂, desde términos riolíticos hasta basálticos (Bigioggero *et al.*, 1996).

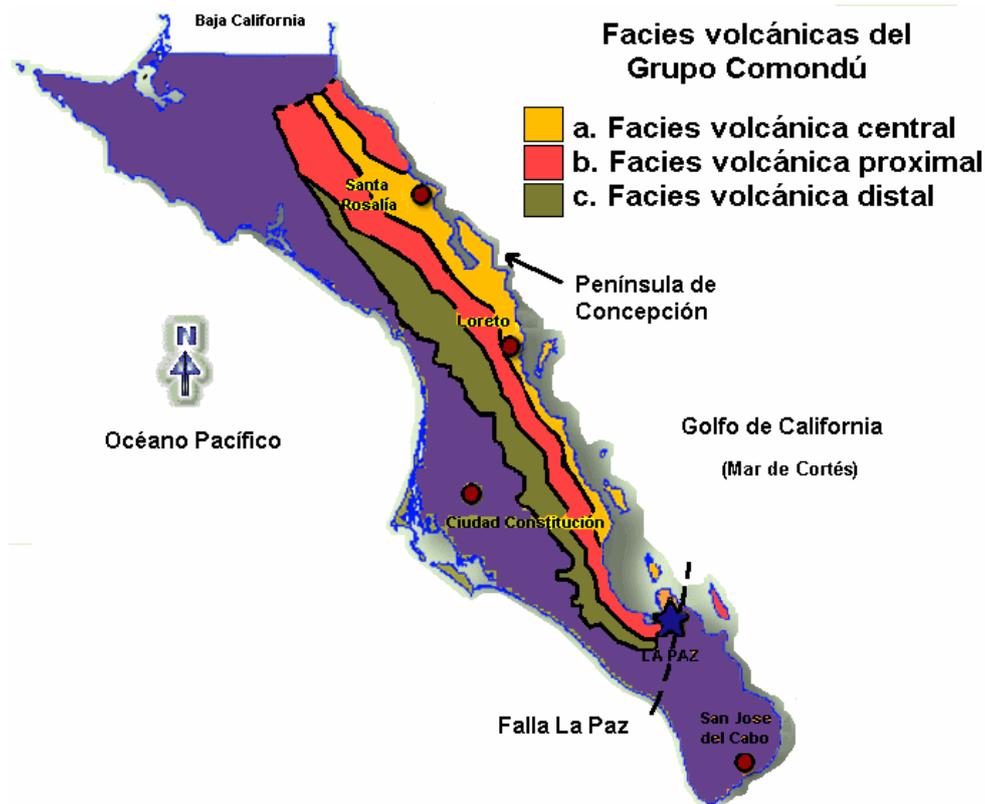


Fig. A3.1 Distribución de las facies volcánicas del Grupo Comondú (Modificado de Hausback, 1984).

Umhoefer *et al.* (2001) dividen en tres unidades al Grupo Comondú en al región de Loreto. La unidad más antigua 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 prerift (Ledesma-Vázquez y Johnson, 2001).

Por último, las unidades del Holoceno 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.

A3.1.2 Tectónica y Magmatismo

La historia geológica en el Cenozoico del noroeste de México y suroeste de EUA está fuertemente influenciada por procesos tectónicos y magmáticos vinculados a los procesos de subducción de las placas oceánicas mesozoicas Farallón y Kula; en particular, en México, de las microplacas derivadas de la placa Farallón (Guadalupe y Magdalena) debajo de la placa de Norteamérica. El estudio del magmatismo cenozoico ha permitido reconocer la coexistencia de diferentes series volcánicas y proponer modelos de evolución tectónica, acordes con la cinemática de las placas y la tectónica extensional terciaria. Durante el Terciario ocurrieron dos eventos geológicos importantes: el primero es la construcción en el Paleoceno-Oligoceno y Mioceno de la provincia volcánica de la Sierra Madre Occidental, predominantemente de depósitos de ignimbritas (McDowell y Keizer, 1977; McDowell y Clabaugh, 1979; Cameron *et al.*, 1980; Cochemé, 1985; Albrecht, 1990; Ferrari *et al.*, 2005), asociada a la subducción de la Placa Farallón debajo de la Placa de Norteamérica. El segundo fenómeno ocurrió durante el Mioceno, asociado a un cambio en la geometría de la subducción, cuando el vulcanismo migró hacia el oeste formando un nuevo arco magmático (Arco Comondú) a lo largo de la costa actual de Sonora y Baja California, entonces adyacente al continente (Gastil *et al.*, 1979; Hausback, 1984; Sawlan y Smith, 1984; Atwater, 1989; Lonsdale, 1991; Sawlan, 1991; Stock y Lee, 1994; Martín-Barajas *et al.*, 1995; Martín-Barajas *et al.*, 2000). El vulcanismo de tipo arco calcialcalino fue activo desde los ~25 Ma en el norte de Baja California, hasta los ~11 Ma en Baja California Sur, se compone de rocas principalmente basálticas-andesíticas y dacitas, que son intrusionadas por pórfidos andesíticos y dacíticos, y tonalitas, en Bahía Concepción y Loreto. Algunos de estos cuerpos fueron datados mediante el método de K-Ar: al este de Loreto un pórfido andesítico tiene una edad de 19.7 ± 0.9 Ma (Hausback, 1984), y en el área de Bahía Concepción una tonalita resultó ser de 20.0 ± 2.0 (Gastil *et al.*, 1979).

El vulcanismo calcialcalino, predominantemente intermedio a ácido, continuó esporádicamente hasta el Cuaternario (Cerro Mencenares, Bigioggero *et al.*, 1995, 1996; Volcanes Tres Vírgenes, Capra *et al.*, 1998; Caldera La Reforma, Demant, 1984; e Isla San Esteban, Desonie, 1992). Además, hubo vulcanismo intermitente del Mioceno Tardío al Cuaternario distinto al típico de arco: basaltos-andesitas ricos en magnesio o “bajaítas”, adakitas, basaltos-andesitas toleíticos alcalinos, y basaltos ricos en niobio (Bigioggero *et al.*, 1996; Aguillón-Robles *et al.*, 2001; Benoit *et al.*, 2002; Bellon *et al.*, 2006; Conly *et al.*, 2005; Pallares *et al.*, 2007; Negrete-Aranda y Cañón-Tapia, 2008). Estos productos se distribuyen de sur a norte en los campos volcánicos: La Purísima-San José Comundú (Bellon *et al.*, 2006), al SO del área de estudio; Santa Clara, en la Península del Vizcaíno (Aguillón-Robles *et al.*, 2001); San Ignacio (Benoit *et al.*, 2002); Santa Rosalía (Conly *et al.*, 2005); San Borja; Jaraguay; San Carlos y el área de San Quintín (Luhr *et al.*, 1995) (Fig. A3.2).

La migración del arco magmático es contemporánea con una fase de extensión cortical generalizada en la porción oeste y suroeste de la Placa de Norteamérica, conocida como Provincia de Cuencas y Sierras (McDowell *et al.*, 1997; Aranda-Gómez

et al., 2000). Además, en el Mioceno Medio, la deformación fue restringida a una región extensa del noroeste de México conocida como la Provincia Extensional del Golfo, comprendida en la región oeste de la Sierra Madre Occidental hasta el escarpe principal del Golfo en la Península de Baja California (Karig y Jansky, 1972; Moore, 1973; Stock y Hodges, 1989) (Fig. A3.3). Durante el Mioceno Tardío – Plioceno Temprano, la deformación localizada en el lado oeste de la Provincia Extensional del Golfo definió el rift del Golfo de California y promovió una incursión marina generalizada que formó el Golfo de California (Lonsdale, 1989; Holt *et al.*, 2000; Oskin y Stock, 2003).

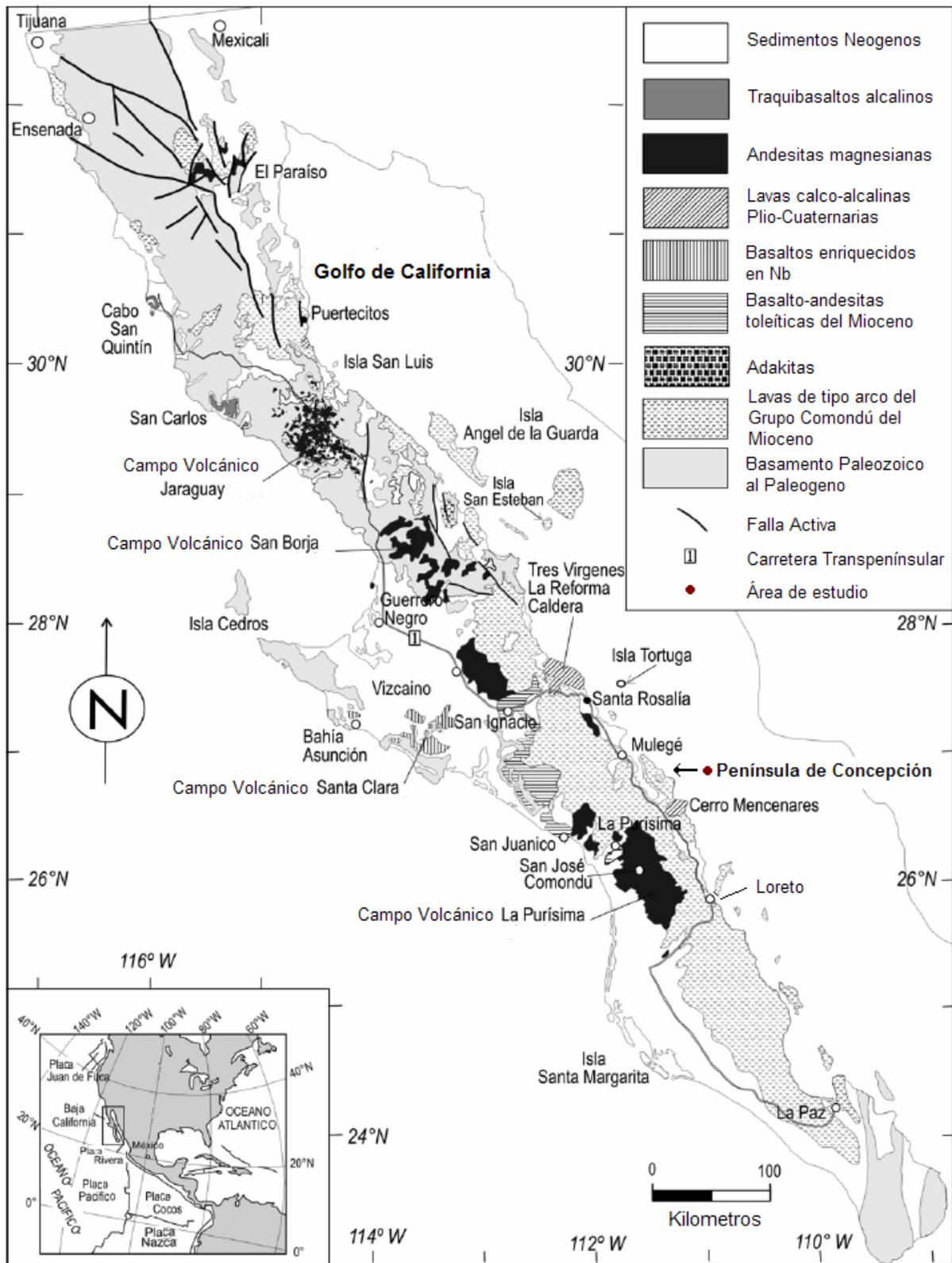


Fig. A3.2 Mapa geológico simplificado de la distribución del vulcanismo del Oligoceno-Mioceno y Mioceno-Cuaternario en la península de Baja California (Modificado de Pallares *et al.*, 2007).

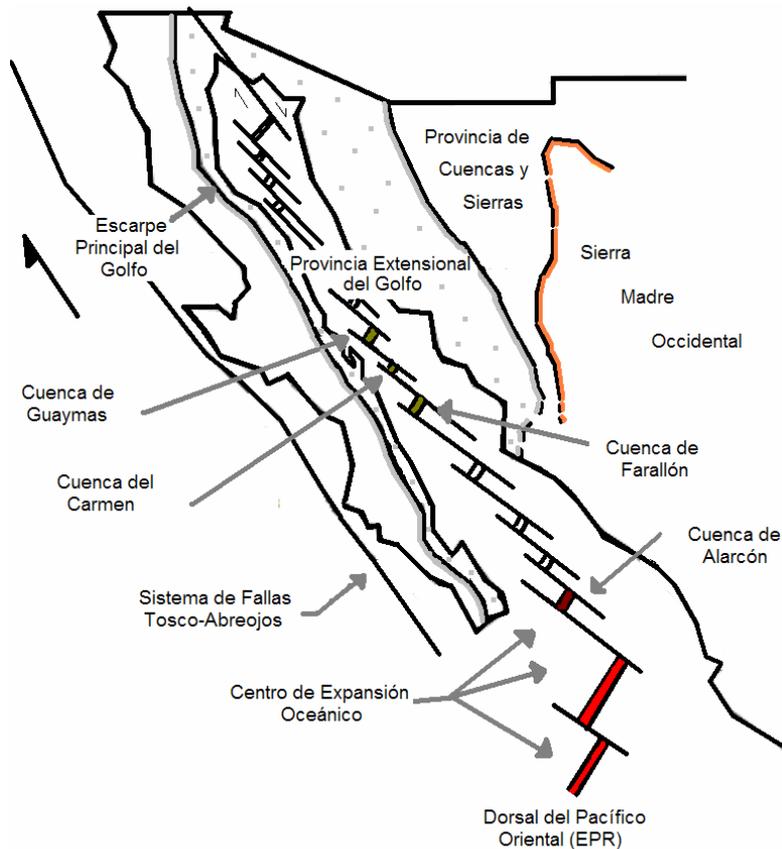


Fig. A3.3 Mapa esquemático de la provincia Extensional del Golfo (Modificado de Martín-Barajas, 2000).

Durante el Mioceno Medio y el Plioceno Temprano ocurrió un cambio en la configuración del límite entre las placas Pacífico y Norteamericana. Por un lado, durante el Mioceno se muestran las primeras manifestaciones de volcanismo contemporáneas al ocaso del sistema distensivo típico de la tectónica de Cuencas y Sierras (Anderson *et al.*, 1980; Zoback, 1981; Stock y Hodges, 1989; Delgado-Argote *et al.*, 1992), y por otro lado, la actividad volcánica disminuyó gradualmente con la aparición del sistema de extensión del proto-Golfo de California (~14-12 Ma) (Atwater, 1970; Sawlan, 1991; Ledesma-Vázquez, 2002) (Fig. A3.4).

Este cambio involucra diversos procesos tectonomagmáticos en una amplia zona de la margen continental de Norteamérica, ocasionados por el movimiento de la Placa Pacífico hacia el NO con respecto a la Norteamericana hacia los 42 Ma y la rápida diferencia de velocidades entre la subducción y el rifting entre las placas Pacífico y Farallón, lo que permitió a los ~29 Ma la aproximación de varios centros de expansión oceánica, los cuales colisionaron con la trinchera o fueron subducidos bajo ella, y otros segmentos de la Dorsal del Pacífico Oriental cesaron su actividad al acercarse al continente, convirtiéndose en dorsales fósiles (Atwater, 1970; Dickinson y Snyder, 1979; Stock y Hodges, 1989; Lonsdale, 1991). El ridge activo Pacífico-Farallón se aproximó a la trinchera y causó un punto triple (entre las placas Pacífico-Farallón-Norteamérica) que migró hacia el sur durante el Mioceno ocasionados por el cese de la subducción de la Placa Farallón-Guadalupe, al oeste de Baja California, llevando a la extinción del arco magmático miocénico y la desintegración de la placa oceánica Farallón-Guadalupe (Atwater, 1970; Mammerickx y Klitgord, 1982; Atwater, 1989; Martín-Barajas y Delgado-Argote, 1995). Entre los 12 y los 5.5 Ma, el punto triple se

desplazó hacia el extremo sur de la Península, y el límite al oeste de Baja California Sur experimentó un cambio tectónico mayor: de una zona de subducción de las microplacas Magdalena y Guadalupe, remanentes de la Placa Farallón, a una zona transtensiva de movimiento relativo entre las placas Norteamérica y Pacífico; el movimiento se desarrolló principalmente mediante los sistemas de fallas transformes destrales de San Benito y Tosco-Abrejos, semiparalelos a la trinchera (Stock y Hodges, 1989; Spencer y Normark, 1989; Lee *et al.*, 1996; Martín-Barajas *et al.*, 2001). 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 desde las falla Tosco-Abrejos, hacia la región del Golfo (Atwater, 1970; Angelier *et al.*, 1981; Stock y Hodges, 1989), produciendo el principal fallamiento normal en la región oriental de Baja California en el escarpe principal del Golfo, con dirección preferencial NNO-SSE, iniciando durante este tiempo el proceso extensivo del proto-Golfo sugerido por Stock y Hodges (1989). Este proceso de extensión no fue sincrónico a lo largo de la península (Dokka y Merriam, 1982). La mayor parte de la extensión documentada en las márgenes del Golfo de California en la península debió ocurrir después de este cambio tectónico (<12 Ma).

La 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 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, la transferencia definitiva de la Península a la Placa Pacífico (Martín-Barajas y Delgado-Argote, 1995) y el inicio de la apertura del Golfo de California, seguida de formación de piso oceánico en los últimos 3-4 Ma en la cuenca marina de Alarcón al sur del actual Golfo de California (Martín-Barajas, 2000).

Las primeras incursiones marinas ocurrieron durante el Mioceno Tardío– Plioceno Temprano en diferentes localidades del golfo primitivo, desde las Islas Tres Marías en el sur, hasta el Valle Imperial en el norte (Carreño, 1985; Martín-Barajas *et al.*, 1997; Helenes y Carreño, 1999; Holt *et al.*, 2000; Ochoa-Landín *et al.*, 2000; Martín-Barajas, 2000; Oskin y Stock, 2003). Evidencias estratigráficas en la zona de Sur de Santa Rosalía-Punta Chivato-Península de Concepción-norte de Loreto sugieren que durante el Plioceno Tardío no se había alcanzado la conexión entre las aguas del proto-Golfo y el actual Golfo de California (Ledesma-Vázquez, 2002), alcanzando la comunicación de cuerpos de agua hacia el final de Plioceno, principio del Pleistoceno (Molina-Cruz, 1994; Helenes-Escamilla y Carreño, 1999; Ledesma-Vázquez, 2002).

La extensión en el Golfo de California parece haber ocurrido en dos etapas (Martín-Barajas *et al.*, 2001). Durante la primera etapa, o etapa del proto-Golfo (~12-6 Ma), la Península de Baja California actuó como una microplaca confinada entre las placas de Norteamérica y Pacífico, de tal forma que la apertura temprana del Golfo se suma al movimiento total entre estas dos placas. Esta etapa temprana del *rift* debió tener un movimiento más ortogonal con el desplazamiento de rumbo ubicado fuera del proto-Golfo y posiblemente a lo largo del borde continental del Pacífico. En esta etapa dentro del dominio central de la península de Baja California se formaron múltiples depocentros: Santa Rosalía, seguida al sur por Bahía Concepción y al sureste San Nicolás (Ledesma-Vázquez, 2002). Durante la segunda fase, la Península de Baja California debió estar esencialmente adherida a la Placa Pacífico, de manera que el

desplazamiento posterior a 6 Ma, durante la apertura del Golfo, tuvo lugar mediante el movimiento oblicuo Pacífico-Norteamérica. El Golfo de California tuvo una etapa temprana de rifting ortogonal que fue sobreimpuesta por un límite de la placa divergente-oblicuo moderno (Karing y Jensky, 1972; Zanchi, 1994; Umhoefer *et al.*, 2002).

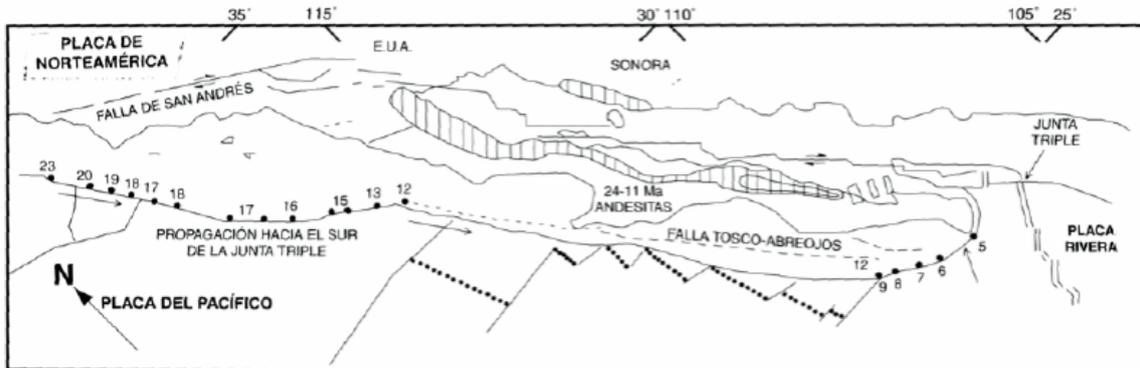


Fig. A3.4. Principales elementos tectónicos del noreste de México, mostrando la migración de la junta del punto triple. Los números representan millones de años (Martín-Barajas y Delgado-Argote, 1995).

La etapa más reciente de extensión está asociada al desarrollo del sistema de fallamiento San Andrés-Golfo de California, cuyo inicio se sitúa entre 6 y 4 Ma (Angelier *et al.*, 1981; Dokka y Merriam, 1982; Stock y Hodges, 1989; Lonsdale, 1989; Lee *et al.*, 1996).

El vulcanismo del Mioceno tardío al Cuaternario en la parte central de la península está representado por rocas basálticas-andesíticas ricas en magnesio, adakitas, basaltos-andesitas toleíticos, basaltos ricos en niobio y rocas máficas a félsicas calcialcalinas. Este vulcanismo ha sido interpretado por varios modelos como consecuencia: a) la subducción de la dorsal y una abertura de una ventana astenosférica (Aguillón-Robles *et al.*, 2001; Bourgois y Michaud, 2002), aunado con una interacción del slab con la ventana astenosférica (Benoit *et al.*, 2002), b) una ventana astenosférica debido a la ruptura del slab previa a una colisión del ridge con la trinchera (Bellon *et al.*, 2006), c) una ventana astenosférica del slab con una ruptura del slab (slab break-off) y un reequilibrio termal de un slab elongado en forma de pesebre (stalled slab), debido a la colisión del ridge o una meseta, posiblemente con un flujo menor astenosférico (mantle corner-flow) (Dickinson, 1997; Calmus *et al.*, 2003; Conly *et al.*, 2006), d) apertura de una ventana astenosférica debida a un desgarre del slab ocasionado a la colisión del ridge con la trinchera o a la fusión de sus bordes debido a la erosión termal y la subsecuente reacción entre la fundidos corticales y el manto supraslab (Pallares *et al.*, 2007), y e) un vulcanismo fuertemente influenciado por aspectos locales tectónico-estructurales debidos a cambios en los campos de esfuerzos, resistencias diferidas a la tensión de las rocas que cubren las zonas donde ocurrió una fusión parcial en la combinación de geotermas debida a la subducción de inhomogeneidades presentes en el manto (Negrete-Aranda y Cañón-Tapia, 2008). Sin embargo, aún continúa la discusión al respecto del origen de este magmatismo y su relación tectónica en el área.