

UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

INSTITUTO DE GEOLOGÍA

DIRECTOR: DR. GUSTAVO TOLSON JONES

BOLETÍN 113

**MODELO MAGMÁTICO DEL YACIMIENTO DE HIERRO
PEÑA COLORADA, COLIMA, Y SU RELACIÓN CON
LA EXPLORACIÓN DE OTROS YACIMIENTOS
DE HIERRO EN MÉXICO**

Por

RODOLFO CORONA-ESQUIVEL¹

y

FERNANDO HENRÍQUEZ²



MÉXICO, D.F.

2004

UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

RECTOR

Dr. Juan Ramón de la Fuente

SECRETARIO GENERAL

Lic. Enrique del Val Blanco

SECRETARIO ADMINISTRATIVO

Mtro. Daniel Barrera Pérez

SECRETARIA DE DESARROLLO INSTITUCIONAL

Dra. Rosaura Ruiz Gutiérrez

SECRETARIO DE SERVICIOS A LA COMUNIDAD

Mtro. José Antonio Vela Capdevilla

ABOGADO GENERAL

Mtro. Jorge Islas López

COORDINADOR DE LA INVESTIGACIÓN CIENTÍFICA

Dr. René Drucker Colín

INSTITUTO DE GEOLOGÍA

Ciudad Universitaria

Delegación Coyoacán

04510 D.F.

DIRECTOR

Dr. Gustavo Tolson Jones

EDITORES DE LA OBRA PRESENTE

Magdalena Alcayde

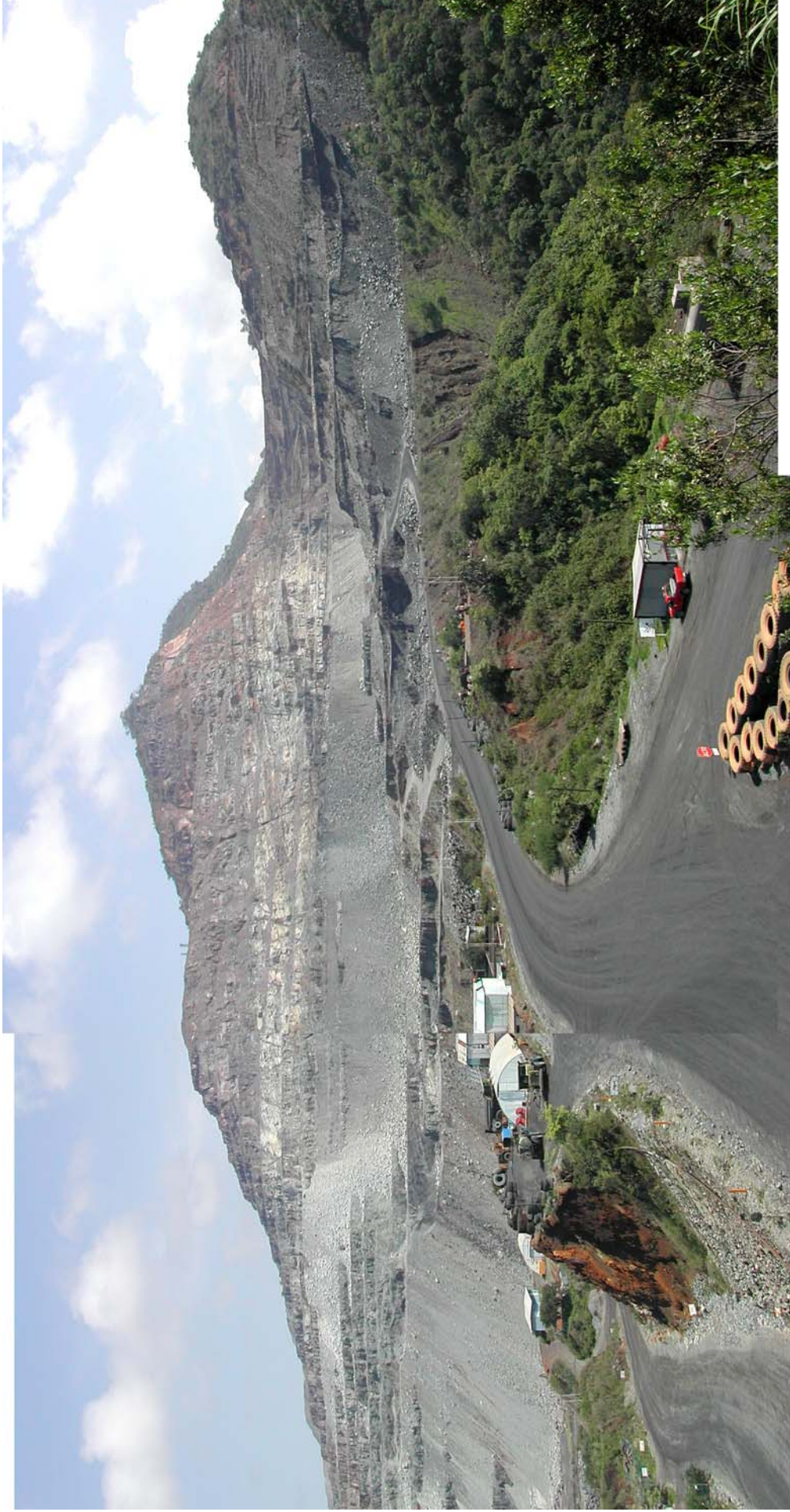
José Arturo Gómez Caballero

COEDITOR CIENTÍFICO

Dr. Enrique Martínez Hernández

DISTRIBUIDOR

Oficina de Publicaciones del Instituto de Geología



Panorámica, compuesta por dos fotografías, del yacimiento de hierro Peña Colorada, estado de Colima. Hacia la parte central, en color gris oscuro, se distingue el cuerpo principal de la mina, el cual está formado, en su mayoría, por magnetita masiva que se encuentra encazonada entre tobas andesíticas y calizas de edad cretácica. Al fondo, en la parte central se aprecia el Cerro Los Juanes, constituido por estratos subhorizontales de conglomerado andesítico, también del Cretácico. Hacia el extremo derecho, se observa el área mineralizada de La Primorosa, en parte ya explotada.

UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

INSTITUTO DE GEOLOGÍA

DIRECTOR: DR. GUSTAVO TOLSON JONES

Boletín 113

**MODELO MAGMÁTICO DEL YACIMIENTO DE HIERRO
PEÑA COLORADA, COLIMA, Y SU RELACIÓN CON
LA EXPLORACIÓN DE OTROS YACIMIENTOS
DE HIERRO EN MÉXICO**

Por

RODOLFO CORONA-ESQUIVEL¹

y

FERNANDO HENRÍQUEZ²

¹INSTITUTO DE GEOLOGÍA, UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

²DEPARTAMENTO DE INGENIERÍA EN MINAS, UNIVERSIDAD DE SANTIAGO DE CHILE



MÉXICO, D.F.
2004

Estudio financiado por las instituciones siguientes:

Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (CONACYT), Proyecto número 1318-T9206.

Universidad Nacional Autónoma de México, Dirección General de Asuntos del Personal Académico (DGAPA), Programa de Apoyo a Proyectos de Investigación e Innovación Tecnológica (PAPIIT), Proyectos IN117800 e IN123202-2, y Comunicado núm. 211/2000.

Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, diversos proyectos.

La impresión de esta obra fue financiada por el Sr. Ing. Marcos Escudero Chávez.

Corona-Esquivel, Rodolfo, y Henríquez, Fernando, 2004, Modelo magmático del yacimiento de hierro Peña Colorada, Colima, y su relación con la exploración de otros yacimientos de hierro en México: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Boletín 113, 97 p., 10 tablas, 58 figs., 2 láms.

CONTENIDO

	<i>Página</i>
RESUMEN	1
ABSTRACT	2
I. INTRODUCCIÓN	3
I.1 PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA	3
I.2 ALCANCE DEL ESTUDIO Y OBJETIVOS	4
I.3 MÉTODO DE CAMPO Y TÉCNICAS ANALÍTICAS	5
II. TIPOS DE YACIMIENTOS DE HIERRO EN EL MUNDO	7
II.1 ANTECEDENTES	7
II.2 YACIMIENTOS SEDIMENTARIOS	7
II.3 YACIMIENTOS DE TIPO SKARN	8
II.4 YACIMIENTOS MAGMÁTICOS	9
<i>II.4.1 KIRUNA, SUECIA</i>	10
<i>II.4.2 EL LACO, CHILE</i>	10
<i>II.4.3 MISSOURI, ESTADOS UNIDOS DE AMÉRICA</i>	11
<i>II.4.4 CERRO DE MERCADO, DURANGO, MÉXICO</i>	11
III. MARCO ESTRATIGRÁFICO DE LA REGIÓN SW DE MÉXICO, DONDE SE ALOJAN LOS YACIMIENTOS DE HIERRO	13
III.1 ESTUDIOS PREVIOS	13
III.2 ESTRATIGRAFÍA	14
III.2.1 PRECRETÁCICO	14
<i>III.2.1.1 Complejo Arteaga</i>	14
III.2.2 CRETÁCICO	17
III.2.2.1 formación Alberca	17
III.2.2.2 Formación Tecalitlán	17
III.2.2.3 formación Madrid	18
III.2.2.4 formación Tepalcatepec	18
III.2.2.5 Formación Encino	19
III.2.2.6 Formación Vallecitos	19
III.2.2.7 formación Cerro de la Vieja	20
III.2.3 CRETÁCICO SUPERIOR-TERCIARIO INFERIOR	20
III.2.3.1 Rocas intrusivas	20
IV. YACIMIENTOS DE HIERRO DE LA REGIÓN CIRCUMPACÍFICA DE MÉXICO	21
V. YACIMIENTO DE HIERRO DE PEÑA COLORADA	23
V.1 ESTRATIGRAFÍA Y GEOQUÍMICA DEL ÁREA MINATITLÁN-PEÑA COLORADA	23
V.1.1 ESTRATIGRAFÍA	23
V.1.1.1 Unidad de limolitas y calizas arcillosas	24
V.1.1.2 Unidad de caliza	24
V.1.1.3 Unidad de tobas y brechas	24
V.1.1.4 Unidad de conglomerado	26
V.1.1.5 Rocas intrusivas	26

V.1.1.5.1 Gabro Llanitos	26
V.1.1.5.2 Cuarzodiorita Peña Colorada	26
V.1.1.5.3 Cuarzomonzonita Los Cerros Pelones	28
V.1.2 GEOQUÍMICA DE LOS INTRUSIVOS	29
V.1.2.1 Elementos mayores	29
V.1.2.2 Diagramas de Harker	33
V.1.2.3 Gráficas de Miyashiro y Shido	35
V.1.2.4 Discusión de la geoquímica de los elementos mayores	35
V.1.2.5 Elementos traza	35
V.2 YACIMIENTO DE PEÑA COLORADA	39
V.2.1 MINERALIZACIÓN DE Fe	40
V.2.1.1 Cuerpo inferior bandeado o segundo cuerpo de "mineral diseminado"	40
V.2.1.2 Cuerpo masivo subvertical de forma tabular	44
V.2.1.3 Cuerpos laterales	44
V.2.1.4 Cuerpo principal de mena o "masivo"	46
V.2.1.5 Cuerpo de brecha	48
V.2.2 DIQUES DE ANDESITA	50
V.2.3 GEOQUÍMICA DEL YACIMIENTO	50
V.2.4 GÉNESIS Y EVOLUCIÓN DEL YACIMIENTO	52
VI. OTROS YACIMIENTOS DE HIERRO EN EL CIRCUMPACÍFICO DE MÉXICO	57
VI.1 EL ENCINO, JALISCO	57
VI.1.1 LOCALIZACIÓN	57
VI.1.2 TRABAJOS PREVIOS	57
VI.1.3 GEOLOGÍA	58
VI.1.4 GEOQUÍMICA	59
VI.1.5 MINERALIZACIÓN	59
VI.1.6 MINERALOGÍA	60
VI.2 CERRO NÁHUATL, COLIMA	64
VI.3 ÁGUILA, MICHOACÁN	65
VI.4 LA HUECA, MICHOACÁN	69
VII. COMPARACIÓN CON OTROS YACIMIENTOS DE HIERRO	71
VII.1 CERRO DE MERCADO, DURANGO (NUEVAS APORTACIONES)	71
VII.1.1 BRECHAS	72
VII.1.2 DERRAMES DE LAVA DE MAGNETITA	74
VII.1.3 DIQUE DE MAGNETITA	74
VII.1.4 TOBA ESTRATIFORME DE MAGNETITA	74
VII.1.5 STOCKWORK DE MAGNETITA	75
VII.1.6 CUERPO DE RODADOS SEMICONSOLIDADOS	75
VII.1.7 ESTUDIOS PETROGRÁFICOS Y MINERAGRÁFICOS	75
VII.2 LA PERLA, CHIHUAHUA	76
VII.3 HÉRCULES, COAHUILA	79
VII.4 EL LACO, CHILE	81
VIII. DISCUSIÓN	84
IX. CONCLUSIONES	87
RECONOCIMIENTOS	89
REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS	90

ILUSTRACIONES

TABLAS

1. Características principales de las formaciones del área de Peña Colorada-La Minita	16
2. Óxidos mayores (% en peso) de los intrusivos del área Minatitlán-Peña Colorada	29
3. Minerales obtenidos en el cálculo de la norma CIPW (% en peso) de intrusivos del área Minatitlán-Peña Colorada	30
4. Elementos de las tierras raras (ppm) de los intrusivos del área Minatitlán-Peña Colorada	36
5. Elementos traza (ppm) de la roca encajonante, intrusivos y mena del yacimiento de Peña Colorada	37
6. Resultados de análisis (% en peso) de muestras de magnetita de Cerro de Mercado, Peña Colorada y El Laco	53
7. Resultados de análisis (% en peso) de muestras de apatita de Cerro de Mercado, Peña Colorada y El Laco	53
8. Resultados de análisis (% en peso) de muestras de piroxeno de Cerro de Mercado y Peña Colorada	54
9. Resultados de análisis de apatitas (AP) y piroxenos (PX) de Peña Colorada (PM) y Cerro de Mercado (DM)	55
10. Elementos mayores (%) y menores (ppm) de las menas de los yacimientos de Cerro de Mercado, Peña Colorada, El Encino, Cerro Náhuatl y Aquila	62

FIGURAS

1. Mapa de localización de la región Peña Colorada-La Minita	13
2. Columna estratigráfica generalizada de la región Peña Colorada-La Minita	15
3. Principales yacimientos de hierro del Circumpacífico	22
4. Columna estratigráfica del área Minatitlán-Peña Colorada	25
5. Mapa que muestra los principales intrusivos del área Minatitlán-Peña Colorada	27
6. Mapa de ubicación de los intrusivos de la periferia del área de Minatitlán-Peña Colorada	28
7. Clasificación de los intrusivos del área Minatitlán-Peña Colorada utilizando el diagrama basado en la composición normativa de Streckeisen y Le Maître (1979)	30
8. Ubicación de los intrusivos del área Minatitlán-Peña Colorada en la gráfica A/CKN (mol %) <i>versus</i> SiO ₂ de Harker (1909) y Chappell y White (1974)	31
9. Intrusivos del área Minatitlán-Peña Colorada en la gráfica de álcalis <i>versus</i> sílice, de Irvine y Baragar (1971)	31
10. Clasificación de los intrusivos del área Minatitlán-Peña Colorada en la gráfica AFM (Na ₂ O+K ₂ O, Fe ₂ O ₃ +FeO, MgO) de Irvine y Baragar (1971)	32
11. Clasificación de los intrusivos del área Minatitlán-Peña Colorada con más del 10% de cuarzo en el diagrama Albita-Anortita-Ortoclasa, de O'Connor (1965), modificado por Barker (1979)	32
12. Diagramas de Harker. Intrusivos del área Minatitlán-Peña Colorada y plutones cercanos	34
13. Clasificación de los intrusivos del área de Minatitlán-Peña Colorada y áreas adyacentes en las gráficas de Miyashiro y Shido (1975): (a) FeO ^(Tot) <i>versus</i> FeO ^(Tot) /MgO, (b) TiO ₂ <i>versus</i> FeO ^(Tot) /MgO	35
14. Gráfica de tierras raras (REE) de los intrusivos del área Minatitlán-Peña Colorada y cuerpos adyacentes	37
15. Gráfica que compara elementos traza de los intrusivos de Peña Colorada con intrusivos de arcos volcánicos estudiados por Pearce y colaboradores (1984)	38
16. Ubicación de los intrusivos de Peña Colorada en los diagramas de discriminación de ambientes tectónicos de Pearce y colaboradores (1984). (a) Nd <i>versus</i> Y, (b) Rb <i>versus</i> Y+Nb	39
17. Panorámica del yacimiento de Peña Colorada en la que se observan los cuerpos principales de mineral de hierro ..	40
18. Sección esquemática del yacimiento de Peña Colorada y distribución de la mineralización	40
19. Mapa geológico de Peña Colorada	41
20. Peña Colorada, cuerpo inferior bandeado. Muestra una alternancia de capas delgadas de tobas (color gris claro) y magnetita pulverulenta (color gris oscuro)	42
21. Detalle del cuerpo inferior bandeado del yacimiento de Peña Colorada. Se aprecia diastratificación en las capas de magnetita en color gris oscuro y en tobas de color gris claro	43
22. Panorámica del área de La Chula, Peña Colorada, donde se observa el cuerpo masivo, tabular y subvertical, de hierro	44
23. Detalle del contacto por falla del cuerpo tabular de hierro con brechas andesíticas. Peña Colorada, área de La Chula ..	45
24. Croquis que muestra los cuerpos laterales de hierro que se localizan en el extremo SW del cuerpo central de mena ..	45
25. Detalle que muestra a los cuerpos laterales de mena de hierro que se localizan en el área de Chinforinazo Sur-Centro ..	45
26. Vista de los cuerpos laterales subhorizontales de mena de hierro dentro del bloque inclinado de calizas de la fm. Tepalcatepec, Peña Colorada, área de Chinforinazo Sur-Centro	46

27. Detalle de los cuerpos laterales en el que se aprecia los contactos nítidos con la caliza. Peña Colorada, área de Chinforinazo Sur-Centro	47
28. Vetillas y diseminación de pirita en el cuerpo central de mena. Peña Colorada, área de Chinforinazo Centro	48
29. Detalle del cuerpo central de mena. Peña Colorada, área de Chinforinazo Centro	49
30. Vista del cuerpo de brecha constituida principalmente por fragmentos angulosos de andesita en una matriz de magnetita de textura fina. Peña Colorada, área de La Chula	50
31. Detalle del cuerpo de brecha. Peña Colorada, área de La Chula	51
32. Detalle del cuerpo de brecha que muestra un intercrecimiento de cristales de apatita y piroxeno, Peña Colorada, área La Chula	52
33. Diagrama triangular, Cl-CO ₃ -F, de apatitas de Peña Colorada, Cerro de Mercado y El Laco (Chile)	55
34. Diagrama Sr-Y para una apatita de Peña Colorada y tres de Cerro de Mercado. Los campos de composición de apatitas para diferentes tipos de rocas están tomados de Belousova y colaboradores (2002)	55
35. Diagrama de clasificación de piroxenos según Deer, Howie y Zisman (1985). En él se han graficado las muestras de Peña Colorada y Cerro de Mercado	56
36. Mapa de localización de los principales yacimientos de hierro de la porción suroccidental de México	57
37. Rocas volcánicas del área de El Encino en la gráfica de álcalis <i>versus</i> sílice, de Irvine y Baragar (1971)	59
38. Clasificación de las rocas volcánicas del área de El Encino en la gráfica AFM, de Irvine y Baragar (1971)	60
39. Gráfica de tierras raras de rocas volcánicas del área de El Encino	61
40. Detalle de la mena bandeada del yacimiento de Cerro Náhuatl debida a la alternancia de capas delgadas de magnetita (color gris oscuro) y de capas de tobas andesíticas (color gris claro)	65
41. Detalle de la mena pulverulenta del yacimiento de Cerro Náhuatl	66
42. Panorámica del yacimiento de Aquila, Michoacán, viendo al NW	67
43. Detalle de la mena de hierro escoriácea en un derrame de magnetita del yacimiento de Aquila, Michoacán	68
44. Columna estratigráfica del área de La Minita-La Hueca, Mich.	70
45. Mapa de localización del yacimiento de Cerro de Mercado, Dgo.	71
46. Detalle de la brecha constituida por fragmentos muy angulosos de riodacita cementados con magnetita. Se observa la ausencia de alteración en la riodacita. Cerro de Mercado, parte central	72
47. En la parte central de la fotografía se observa un fragmento de riodacita (color gris claro) y a su alrededor, en forma radial, se advierten cristales de piroxeno (color gris claro) en matriz de magnetita (color gris oscuro). Cerro de Mercado, Durango, parte central del yacimiento	73
48. Detalle de una brecha en la parte oriental exterior del yacimiento, donde se observa que los fragmentos de riodacita tienen formas subangulosas y una fuerte alteración. Además, éstos están cementados por magnetita (color gris oscuro), y algunos de ellos están atravesados por vetillas de magnetita. Cerro de Mercado, Durango	73
49. Dique félsico que corta a un derrame de magnetita. Cerro de Mercado, Durango, parte central del yacimiento	74
50. Detalle de una alternancia de capas delgadas de tobas félsicas y capas de magnetita pulverulenta. Hacia la parte superior de la fotografía se observa una estructura diastratificada, indicando un origen sedimentario del depósito. Cerro de Mercado, Durango, parte exterior del yacimiento	75
51. Mapa de localización de los yacimientos de La Perla, Chih., y Hércules, Coah.	77
52. Mineral de hierro hematítico masivo. La Perla, Chihuahua, extremo sur del yacimiento	78
53. Horizonte de más de 10 m de espesor, constituido por mineral de hierro pulverulento con estratificación laminar. La Perla, Chihuahua, extremo norte del yacimiento	78
54. "Cuerpo de brecha", constituido por brecha riodacítica cementada con magnetita. La Perla, Chihuahua, pared noroccidental del tajo	79
55. Vista general del tajo Prometeo; el mineral de hierro se observa de color negro. Yacimiento de Hércules, Coahuila	80
56. Detalle de una muestra proveniente del tajo Prometeo en la que se observa cristales de piroxeno en forma de peina dentro de una matriz de magnetita. Yacimiento de Hércules, Coahuila	80
57. Lentes subhorizontales de jaspes de origen sedimentario que se encuentran en la parte superior del yacimiento. Hércules, Coahuila, tajo Teseo	81
58. Localización del yacimiento El Laco, Chile	82

LÁMINAS

1. Cuadro de correlación estratigráfica de la región suroccidental de México	En sobre
2. Mapa geológico del área Minatitlán-Peña Colorada	En sobre

MODELO MAGMÁTICO DEL YACIMIENTO DE HIERRO PEÑA COLORADA, COLIMA, Y SU RELACIÓN CON LA EXPLORACIÓN DE OTROS YACIMIENTOS DE HIERRO EN MÉXICO

Rodolfo Corona-Esquivel¹
y Fernando Henríquez²

RESUMEN

En este estudio, se presenta la estratigrafía regional de la porción suroccidental de México, donde se localizan los principales yacimientos de hierro. Se describe brevemente los yacimientos de Peña Colorada, El Encino, Cerro Náhuatl y Aquila, ubicados en dicha región, y se reinterpreta su génesis con base en su comparación con los yacimientos de Cerro de Mercado, Durango, México; Kiruna, Suecia; y El Laco, Chile, clásicamente considerados de origen magmático.

El área, ubicada entre las coordenadas 18°45'–19°30'N y 102°45'–104°45'W, forma parte de la provincia fisiográfica de la Sierra Madre del Sur. Geológicamente, se localiza en la provincia del Complejo Orogénico de Guerrero-Colima, que consiste esencialmente en un conjunto deformado de formaciones volcánico-sedimentarias del Triásico Superior-Cretácico. Los estudios geoquímicos realizados en la presente investigación indican un carácter calcalino para la mayoría de las rocas volcánicas e intrusivas analizadas, con la excepción de aquéllas que están cerca de los yacimientos de hierro magmáticos y tienen contenidos altos de Na y K.

Los yacimientos de hierro de esta región habían sido descritos como de tipo *skarn* y se les había asignado un origen de reemplazo metasomático e hidrotermal, por estar, en su mayoría, asociados con calizas y porque en algunos de ellos se encuentra granate y wollastonita. Asimismo, se les había propuesto una edad terciaria temprana debido a que su origen se había relacionado con los cuerpos graníticos de esa edad, los cuales intrusaron a la secuencia volcánico-sedimentaria del Cretácico en la que se encuentran.

Del presente estudio se concluye que:

1. Las características morfológicas, estructurales, de textura y geoquímicas señalan una gran similitud entre los yacimientos de Fe de la porción suroccidental de México, con los de Cerro de Mercado, El Laco y Kiruna, en los que ha sido demostrado un origen relacionado con la extrusión de magmas de mena de hierro.
2. En el depósito de Peña Colorada y con base en las relaciones estructurales que presentan en el campo, se han definido tres etapas de mineralización. El primer episodio corresponde a un depósito de caída de cenizas, posiblemente subaéreo, formado por magnetita, augita diopsídica y microclina. Este depósito está cubierto por la secuencia volcánico-sedimentaria. Con posterioridad, se dio la intrusión de un magma de hierro en forma de filones verticales, que fueron los alimentadores del cuerpo subhorizontal que se presenta a manera de diquestrato. Estos cuerpos intrusivos presentan acumulaciones de apatita y clinopiroxeno, con texturas claramente magmáticas y evidencias de haber crecido en un medio fluido. El tercer episodio se halla representado por una brecha explosiva que contiene fragmentos de las rocas encajonantes y de ambos cuerpos de magnetita anteriormente mencionados, en una matriz de magnetita de grano fino. En todos los casos, los contactos entre los cuerpos de magnetita y la roca encajonante son netos y sólo en el extremo oriental del cuerpo superior principal se ha encontrado evidencias de reemplazo metasomático.
3. Con base en las relaciones de contacto entre los cuerpos de mineral y las rocas encajonantes, se define que la edad de mineralización en la región estudiada va desde el Cretácico Temprano hasta el Terciario temprano.

Palabras clave: depósitos de hierro, modelo magmático, Peña Colorada, Colima, México.

¹Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México, Ciudad Universitaria, Delegación Coyoacán, 04510 México, D.F. México.
E-mail: rcorona@servidor.unam.mx

²Departamento de Ingeniería en Minas, Universidad de Santiago de Chile, Chile.
E-mail: fhenriqu@lauca.usach.cl

MAGMATIC MODEL OF THE PEÑA COLORADA, COLIMA, IRON DEPOSIT AND ITS RELATIONSHIP WITH THE EXPLORATION OF OTHER IRON DEPOSITS IN MEXICO

Rodolfo Corona-Esquivel¹
and Fernando Henríquez²

ABSTRACT

The studied area is located in southwestern Mexico (18°45'–19°30'N and 102°45'–104°45'W) and belongs to the Sierra Madre del Sur province. Geologically, it is a part of the Guerrero-Colima Orogenic Complex, made up of deformed Upper Triassic-Cretaceous sedimentary and volcanic formations.

Whole-rock analyses showed that most of volcanic and intrusive rocks have a calc-alkaline affinity, with the only exception of those which are close to the magmatic iron ore deposits, displaying high Na and K contents.

In SW Mexico iron-ore deposits are common, among which the most important from the economic point of view are Peña Colorada, El Encino, Cerro Náhuatl, Aquila, La Huerta, Chanquehahuil, Sierra del Alo, Las Pesadas, La Guayabera, Los Pozos, Las Truchas, Plutón and El Tibor.

All these deposits have been classically described as *skarns* and, consequently, a metasomatic-hydrothermal origin has been invoked. The fact that these deposits are usually enclosed in limestone and that some calc-silicate minerals are sometimes found is not sufficient to ascribe them to the metasomatic type. Moreover, an early Tertiary age has been implied for these deposits based on the ages found for the granite intrusions of this area.

In this study, a magmatic origin for most of these deposits is proposed based on:

1. The morphologic, structural and textural characteristics observed *in situ*, in hand samples and in thin and polished sections. Some Mexican deposits are similar to iron deposits classically interpreted as formed from iron-bearing magmas: Cerro del Mercado (Durango, Mexico), El Laco (Chile), and Kirunavaara (Sweden).
2. In detail, at Peña Colorada, three different mineralization episodes are recognized based on crosscutting field relations. A sub-aerial ash-fall deposit of magnetite-diopside-augite-microcline represents the early episode. This deposit is covered by the volcanic-sedimentary sequence. The second episode is represented by intrusive iron-bearing magma bodies (vertical pods and sills) with clear magmatic textures (apatite-pyroxene euhedral crystals growing within an iron-rich magma). The third episode is represented by an explosive breccia that crosscuts both the sub-aerial and intrusive ore bodies. In all the cases, no metasomatic replacement of the enclosing rock was observed.
3. On the basis of contact relationships between the mineral bodies and the wall rocks of deposits of Peña Colorada, it can be concluded that in part the mineralization was contemporary to the deposition of the volcanic-sedimentary sequence and in part posterior. In consequence, the age of mineralization ranges from Cretaceous to early Tertiary.

Key words: iron deposits, magmatic model, Peña Colorada, Colima, Mexico.

¹Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México, Ciudad Universitaria, Delegación Coyoacán, 04510 México, D.F. México.
E-mail: rcorona@servidor.unam.mx

²Departamento de Ingeniería en Minas, Universidad de Santiago de Chile, Chile.
E-mail: fhenriqu@lauca.usach.cl

I. INTRODUCCIÓN

I.1 PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA

El hierro (5.6%) después del silicio (28%) y el aluminio (8.2%) es uno de los metales más abundantes en la corteza terrestre (Dott y Lyman, 1988). En concentraciones económicas, se encuentra en una gran variedad de depósitos: en forma de diferentes cuerpos intrusivos y extrusivos; vetas; cuerpos de reemplazo principalmente en calizas; y en depósitos estratiformes, los cuales se relacionan con procesos magmáticos, metasomáticos y sedimentarios, respectivamente. Los yacimientos más grandes del mundo se hospedan en rocas precámbricas, como los depósitos de hierro sedimentario de Itabira, en Brasil (Dorr, 1969); el de Olympic Dam, en Australia (Hauck, 1990), que a pesar de ser un yacimiento de Cu, Au y tierras raras, tiene sobre un 20% de Fe; o el de origen magmático de Kiruna, en Suecia (Frietsch, 1978).

En México, a diferencia de los anteriores, los depósitos de hierro son más jóvenes y relativamente pequeños, apenas suficientes para cubrir la demanda del país en los próximos 10 años (Benavides-García, 1987). Ante la problemática de la escasez de mineral de hierro en México y en conversación con el Ing. Luis Benavides-García (qepd), surgió la idea de emprender este estudio con el objeto de contribuir al conocimiento de los yacimientos y a su vez reorientar la exploración para la localización de mayores reservas. El estudio fue parte de la disertación doctoral de Corona-Esquivel. Por su parte, Henríquez contribuyó en el trabajo de campo, interpretación de los resultados geoquímicos y en la elaboración del modelo genético.

El origen de los yacimientos de hierro ha sido largamente debatido; por ejemplo, para el Cerro de Mercado, Durango, la primera teoría genética fue hecha en 1858 por el alemán Weidner (Guilbert y Park, 1986), quien interpretó al yacimiento como resultado de erupciones volcánicas provenientes de conos aislados. Posteriormente, otros autores consideraron que el yacimiento se formó como diques y aun otros geólogos describen al yacimiento formado por metamorfismo de contacto (Salazar-Salinas *et al.*, 1923). González-Reyna (1956) interpretó el yacimiento como de probable

origen por segregación magmática, y Foshag (1928) lo consideró como resultado de reemplazo por soluciones hidrotermales. El origen hasta ahora más aceptado para el Cerro de Mercado es el propuesto por Lyons (1988), quien le asigna un origen magmático, formado por derrames de óxidos de hierro, principalmente magnetita, y que el mineral pulverulento de hematita y magnetita que cubre a los cuerpos habría sido depositado como cenizas volcánicas, todo a partir de un magma de mena de óxido de Fe. En los últimos años, no obstante, la teoría hidrotermal sobre la génesis de estos depósitos ha ido ganando popularidad, pero en el presente estudio se intenta evidenciar el origen magmático del yacimiento de Peña Colorada, similar al de Cerro de Mercado, que como parte de la evolución de un magma de óxido de Fe, habría estado sujeto a una intensa alteración y mineralización de tipo hidrotermal.

De acuerdo con su edad y situación geográfica, los yacimientos de hierro en México pueden clasificarse en dos grupos principales: los de edad terciaria asociados con rocas volcánicas félsicas localizadas en el NE del país, como La Perla, Chihuahua (Campbell, 1977; Van Allen, 1978); Cerro del Mercado, Durango (Lyons, 1988); y el de Hércules en Coahuila (Velasco-Hernández *et al.*, 1964), y los de la porción suroccidental de México (Corona-Esquivel *et al.*, 1992) ubicados en una franja paralela a la costa pacífica que comprende parte de los estados de Baja California, Jalisco, Colima, Michoacán y Guerrero, formando parte de la secuencia volcánico-sedimentaria del Jurásico-Cretácico definida por Campa y Coney (1983) como terreno Guerrero. En cuanto a su génesis y con base en el presente estudio, se concluye que ambos grupos se originan a partir de la evolución de un magma de mena de hierro con un alto contenido en volátiles (P, F, Cl), los cuales al disminuir el punto de fusión y densidad, permiten una mayor movilidad y un emplazamiento como cuerpos intrusivos y extrusivos; éste es el caso de Cerro del Mercado, Dgo. (Lyons, 1988) y La Perla, Chih. (Ramírez-Lara, 1973; Campbell, 1977; Van Allen, 1978); así como Peña Colorada, El Encino y Aquila (descritos en este estudio). Otro tipo de yacimientos de hierro, sin importancia económica actual

en México, son los sedimentarios bandeados asociados a vulcanismo submarino, como La Prosperidad en Baja California Norte (Jacobson, 1982) y La Hueca en Michoacán (Ortigoza-Cruz *et al.*, 1994; Corona-Esquivel *et al.*, 2000).

En este estudio, se expone la estratigrafía regional de la porción suroccidental de México, donde se encuentran ubicados los principales yacimientos de hierro; se presenta la geoquímica de las rocas encajonantes de los depósitos de Peña Colorada y El Encino; y se analiza la mineralogía, petrografía y composición química de las menas de los principales depósitos de hierro de esta región, cuyas características estructurales, morfológicas, texturales, mineralógicas y geoquímicas son muy similares entre sí y se comparan con los yacimientos de Cerro de Mercado, Durango; Kiruna, Suecia; y El Laco, Chile, que han sido objeto de numerosos estudios.

Con los datos anteriores, se propone el origen de los yacimientos de la región suroccidental de México y un modelo genético para explicar el mecanismo de su formación, que aporta una nueva visión para la exploración de nuevos yacimientos de hierro y mineralización de Cu, Au, U y tierras raras en México.

I.2 ALCANCE DEL ESTUDIO Y OBJETIVOS

Los yacimientos de magnetita-apatita son importantes en muchas partes del mundo y pueden ser clasificados en dos grupos principales: (a) yacimientos de magnetita-apatita-ilmenita (menas de Fe-Ti), que están asociados con anortositas; y (b) yacimientos de magnetita-apatita sin Ti, los cuales están asociados principalmente con rocas volcánicas y que son llamados también yacimientos de tipo Kiruna.

El origen del primer tipo ha sido establecido casi sin discusión como magmático, con diferentes puntos de vista acerca de los mecanismos de formación de las menas magmáticas. La teoría más aceptada ha sido un origen por inmiscibilidad de líquidos.

El origen de los yacimientos de tipo Kiruna, sin embargo, ha sido tema de controversia desde hace mucho tiempo y en los últimos años se ha vuelto a poner de moda. El depósito de El Laco, en Chile, ha jugado un papel importante en esta discusión, pues desde el primer informe de derrames de lava de magnetita en El

Laco, en los Andes chilenos (Park, 1961), éste era considerado como un fenómeno único. Sin embargo, descubrimientos y reinterpretaciones durante los últimos años, sugieren que los magmas de hierro existen en muchas provincias de óxidos de hierro en yacimientos tipo Kiruna, en diferentes continentes con edades que varían desde el Proterozoico Temprano hasta el Terciario tardío. Estos yacimientos parecen haberse formado a partir de líquidos ricos en hierro y fósforo de composiciones extremas, los cuales habrían sido inyectados a profundidad o expulsados sobre la superficie terrestre.

El reciente descubrimiento de los enormes recursos de Cu-Au-U-tierras raras y hematita en brechas del yacimiento de Olympic Dam, en Australia, de edad proterozoica, ha hecho que los yacimientos de óxido de Fe del tipo Kiruna sean de considerable interés económico por los minerales asociados al hierro. Este interés ha estimulado el estudio del origen de la mineralización de hierro y minerales asociados. Para algunos yacimientos de este tipo, se había propuesto un origen diferente asociado a procesos de tipo hidrotermal o de metasomatismo, en lugar de magmático.

Muchos de estos yacimientos contienen unidades estratificadas de óxido de hierro ricas en apatita, originalmente horizontales y lateralmente extensas. Por tal razón, se les llama “yacimientos estratificados de óxidos de hierro-apatita”, aunque ellos no sean depósitos económicos en todos los casos. Estos yacimientos estratificados de óxidos de hierro-apatita no parecen haberse formado por el mismo mecanismo en todas las localidades; además, puede haber una variedad de mecanismos que podría dar como resultado una apariencia similar para estas unidades. Tales mecanismos podrían incluir: (1) ignimbritas magmáticas, depósitos de cenizas de caída libre, derrames de lava y diquestratos; (2) depósitos sedimentarios exhalativos, lateríticos y detríticos, y (3) reemplazo hidrotermal y formación de vetas. Cada uno de estos tipos de depósito presentará diferentes características de relaciones de campo, de textura y de la composición de elementos traza, de acuerdo con el mecanismo de su formación.

De lo anterior, se desprende el primer objetivo, que es explicar porqué en esta región de México existe una alta concentración de yacimientos de hierro. Un segundo objetivo se deriva en parte del primero y será la propuesta de un modelo metalogénico que indique la

fuelle de origen del hierro y mediante qué procesos y mecanismos fueron formados los yacimientos actuales, como Peña Colorada, El Encino, Cerro Náhuatl y Aquila, entre otros. Un último objetivo es el de contribuir al desarrollo de nuevos modelos de exploración que puedan incrementar los recursos metalíferos de México.

Para alcanzar estos objetivos, primeramente se describe la geología y estratigrafía regionales del área, con base en un análisis exhaustivo de la información existente, así como en la cartografía, levantamiento de secciones estratigráficas y determinaciones paleontológicas en las localidades de las minas principales. En seguida, se determina la distribución de los yacimientos de hierro, ubicando con precisión el nivel estratigráfico de las rocas que los contienen y estableciendo sus edades de mineralización.

Posteriormente, se estudia la geología y mineralogía de estos yacimientos con el propósito de conocer sus características de formación; asimismo, se interpreta los análisis químicos por elementos mayores, menores y traza de las rocas encajonantes, intrusivos y yacimientos de la región obtenidos en este estudio, comparándolos entre sí y con los de otras regiones semejantes y mejor conocidas del Circumpacífico (Park, 1972; Nyström y Henríquez, 1994; Vivallo *et al.*, 1995; Barton y Johnson, 1996; Travisany *et al.*, 1995; Henríquez y Nyström, 1998).

De esta manera, y con base en la integración de los estudios estratigráficos, mineralógicos y geoquímicos hechos en esta investigación, se pretende contribuir al conocimiento y comprensión de la evolución geológica de la región y su relación con la formación de los yacimientos minerales, principalmente de hierro, que en ella existen.

I.3 MÉTODO DE CAMPO Y TÉCNICAS ANALÍTICAS

Para el trabajo geológico fueron usadas fotografías aéreas verticales de escala 1: 50,000, mapas base topográficos de escalas 1:250,000 y 1:50,000, respectivamente, así como varios perfiles topográficos que se construyeron a partir de estos mapas. El mapa base de escala 1: 250,000 es una versión simplificada por el autor a partir de las cartas topográficas Manzanillo E13-2-5, Colima E13-3 y Lázaro Cárdenas E 13-6-9,

publicadas en 1977 a la misma escala por la Dirección General de Estudios del Territorio Nacional (actual INEGI); y para el estudio del área Minatitlán-Peña Colorada se utilizó como base topográfica una ampliación de la carta Minatitlán publicada también en 1977 a la escala 1:50,000 por el INEGI. Para la región entre Pihuamo y la mina El Encino, fueron utilizados los mapas de Pantoja-Alor y Estrada-Barraza (1986); y para el área de La Minita, los de De la Garza (1979), De la Campa (1988) y Ortigoza-Cruz y colaboradores (1994). Las fotografías aéreas verticales del vuelo 22A, realizado por el INEGI en 1975, fueron utilizadas exclusivamente en las áreas de Peña Colorada, en el estado de Colima, y de La Minita, en el estado de Michoacán.

Los trabajos de campo se realizaron durante unos 80 días, entre enero de 1991 y junio de 1994, por Corona-Esquivel. Posteriormente, éste y Henríquez recorrieron, en noviembre de 1998, los principales yacimientos de hierro de la región suroccidental de México, además del de Cerro de Mercado, en el estado de Durango.

Para los estudios petrográficos y minerográficos, se recolectó las muestras más representativas de cada uno de los yacimientos visitados, siendo en total 59, de las cuales 11 corresponden a Cerro de Mercado, 20 a Peña Colorada, 6 al Encino, 10 a Cerro Náhuatl y 12 al yacimiento de Aquila. Todas las muestras fueron descritas macroscópicamente y al microscopio petrográfico con luz incidente y reflejada, describiéndose texturas, estructuras, mineralogía y paragénesis. Asimismo, se midió con precisión el tamaño, hábito y textura tanto de los cristales de magnetita como de otros minerales presentes. También, fueron determinadas las formas y dimensiones de oquedades y bandeamientos que aparecen en las muestras.

Las muestras fueron estudiadas en los laboratorios de geoquímica del Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México, por microscopía electrónica de barrido (SEM) con un instrumento Cambridge S 120 con sistema de rayos X Tracor Northern serie II, microanálisis por energía dispersiva de rayos X (EDX) con sistema adaptado a un equipo JEOL JSM 35C en condiciones de operación de 15 kV de voltaje de aceleración y 100 segundos de tiempo de lectura.

Los análisis químicos por óxidos mayores de los intrusivos y rocas encajonantes se realizaron por vía húmeda y por fluorescencia de rayos X en los laboratorios del Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México, por los químicos Anastasio Lozano-Cobo, Irma Aguilera-Ortiz y Rufino Lozano-Santa Cruz, mientras que las tierras raras y los elementos traza fueron analizados en el laboratorio del Dr. Joaquín Ruiz, en la Universidad de Arizona, con un equipo SOLA ICP/GD-MS Multi-Element Analyser.

Los análisis de la mena de hierro por elementos mayores y traza de todos los yacimientos fueron efectuados en los laboratorios de la Universidad de Binghamton, en el estado de Nueva York, bajo la supervisión del Dr. Richard Naslund. Se analizaron cristales de magnetita, apatita y piroxeno de muestras recolectadas en Peña Colorada y Cerro de Mercado, así como de El Laco, Chile.

Los análisis se efectuaron en minerales puros, separados de las menas recolectadas en los yacimientos, para lo cual se trituraron las muestras y fueron separados cristales limpios de magnetita, piroxeno y apatita. Los equipos utilizados para este propósito fueron una microsonda JEOL modelo 8900 Superprobe calibrada a 15 kV de voltaje de aceleración, 30 nA de corriente, área de análisis < 1 μm , con un tiempo de lectura de 30 seg. Los elementos traza de los minerales separados se determinaron en un equipo DCP-AES (*Direct Current Plasma-Atomic Emission Spectrometer*), marca ARL/Fission, modelo SS-7.

Las determinaciones paleontológicas de los fósiles recolectados por el autor fueron hechas por el Dr. Enrique Martínez-Hernández, la Dra. Gloria Alencaster y la Dra. Blanca Estela Buitrón, del Departamento de Paleontología del propio Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México.

II. TIPOS DE YACIMIENTOS DE HIERRO EN EL MUNDO

II. 1 ANTECEDENTES

El hierro es uno de los elementos más abundantes en la Tierra; considerando todo el globo, incluido el núcleo, constituye aproximadamente el 35% en peso (Press y Siever, 1998) y, si se toma en cuenta únicamente la corteza terrestre, constituye el 5.6% (Dott y Lyman 1988). Desde la revolución industrial hasta la actualidad, el hierro en aleación con otros metales como el níquel, cromo, tungsteno, vanadio, etc., ha sido un elemento estratégico para el desarrollo industrial.

Los minerales de mena más importantes para la obtención del hierro provienen de los depósitos de magnetita y hematita; en menor grado, también son aprovechados los depósitos de limonita y siderita. Estos minerales se encuentran en concentraciones económicas en varios tipos de yacimiento: en depósitos sedimentarios estratiformes, en forma de cuerpos intrusivos y extrusivos de magnetita-apatita, y en cuerpos de reemplazo principalmente en calizas, los cuales se relacionan con procesos sedimentarios, magmáticos y metasomáticos, respectivamente. Los yacimientos más grandes del mundo se hospedan en rocas de edad precámbrica, como son los depósitos de hierro sedimentario del Lago Superior, en Estados Unidos y Canadá; los de Itabira, en Brasil (Dorr, 1969); los de origen magmático, como ocurre en Kirunavaara, en Suecia (Frietsch, 1978); o en yacimientos asociados a brechas hidrotermales complejas, como el de Olympic Dam, en Australia (Oreskes y Hitzman, 1993).

II.2 YACIMIENTOS SEDIMENTARIOS

En orden de importancia, de acuerdo con las reservas de mineral de hierro, los que ocupan el primer lugar son los de tipo sedimentario. Éstos contienen las mayores reservas de hierro en el mundo; están constituidos principalmente por magnetita y hematita, siendo casi en su totalidad de edad precámbrica (~2,500 Ma), formando las *banded iron formations* (BIF). Los yacimientos más grandes dentro de este tipo encontrados hasta el momento son los de la región del Lago Superior, en la frontera entre Estados Unidos de América y

Canadá. Esta región comprende parte de los estados de Wisconsin y Minnesota, en el norte de Estados Unidos, y la provincia de Ontario, en el sur de Canadá. Estos yacimientos son importantes por haber surtido mineral a las plantas de acero de Estados Unidos por más de 100 años (Marsden, 1968). El yacimiento más grande de la región es Mesabi. Otros yacimientos importantes son Cuyuna, Vermilion, Gunflint, Gogebic, Marquette y Menominee.

Del mismo tipo y de magnitud similar a los del distrito del Lago Superior, son los de la región de Itabira, en el oriente de Brasil, también conocida como *Cuadrilátero Ferrífero*. Este es un distrito metalogénico con depósitos de oro, hierro y manganeso localizado en el sur del cratón Sao Francisco. El distrito está compuesto por secuencias de granitoides, gneises y cinturones de roca verde (*greenstone belts*) del Arqueano (Supergrupo Río das Velhas). Cubre a estas rocas una secuencia sedimentaria del Proterozoico, la cual contiene los depósitos de hierro bandeado tipo Lago Superior (Supergrupo Minas) (Machado *et al.*, 1992). Dorr y Barbosa (1963) denominaron "itabirita" a esta litología, término que se refiere a formaciones laminares metamorfoseadas de óxidos, en las cuales las bandas originales de cuarzo o jaspe han sido recristalizadas a cuarzo granular y el hierro está presente como hematita, magnetita o martita. Las bandas de cuarzo pueden contener pequeñas cantidades de óxidos de hierro y las bandas de óxidos de hierro pueden contener, también, algo de cuarzo.

El origen de las BIF ha sido materia de controversia por parte de diversos autores, sin ponerse de acuerdo sobre la fuente de la sílice y el origen del hierro, en el medio ambiente ni en el modo de depósito. Sin embargo, en términos generales se ha llegado a la conclusión de que la sílice y el hierro de las BIF son de origen sedimentario químico o biológico, donde estos elementos fueron derivados del intemperismo de rocas o de fuentes volcánicas (Marsden, 1968). La precipitación del hierro ha sido relacionada por varios autores con cambios en el contenido de oxígeno en la atmósfera (Lepp y Goldich, 1964; Kimberley, 1978; Urban *et al.*, 1992).

De acuerdo con Gross (1991, 1993), los yacimientos de hierro sedimentario (BIF) tienen un significado metalogénico especial debido a que una gran cantidad de los recursos conocidos de manganeso, cobre, zinc, plomo, oro y elementos de tierras raras en el mundo, se encuentran en formaciones de hierro y facies sedimentarias asociadas. Sin embargo, los minerales ligados directamente a este tipo de yacimiento son el cuarzo, con contenidos que varían entre el 9 y el 48%, y minerales de manganeso que presentan concentraciones de hasta el 18% en algunos depósitos. Existen, además, varios elementos asociados, pero por sus bajas concentraciones no son de interés económico: Ti, 0.07%; MgO, 1.6%; P₂O₅, 0.2%; V, 0.006%; Cr, 0.008%; Co, 0.004%; Ni, 0.008%; Cu, 0.005%; Zn, 0.006%; y Sr, 0.007% (Gross, 1993).

Otros yacimientos de tipo sedimentario son los depósitos de hierro oolítico. Éstos alcanzan volúmenes considerables y están constituidos por acumulaciones de hematita con textura oolítica a pisolítica. Estos yacimientos representan niveles de concentración sedimentaria o *hard grounds* que se generan en zonas de altos sedimentarios, donde predomina la precipitación química bajo un ambiente de alta energía (mareas, olas, etc.). Ejemplos de este tipo son los que se localizan en la cuenca de Alsacia-Lorena, entre Alemania y Francia; las capas de mineral de hierro de Clinton, que afloran desde Wisconsin y Nueva York hasta Alabama, en Estados Unidos de América; los de Tindouf, en Argelia, en la porción suroccidental de la plataforma del Sahara (Guerrak, 1989); los de la Formación Cleveland, en el nororiente de Inglaterra (Myers, 1989); y los de la sucesión sedimentaria de Zanskar, en el norte de la India (Garzanti *et al.*, 1989).

Otro tipo de yacimientos menores de hierro, relacionado con procesos sedimentarios, son los diagenéticos en series carbonatadas, a menudo dolomitizadas, constituidos por carbonatos de hierro. Estos yacimientos guardan gran similitud con los de tipo Mississippi Valley y a menudo aparecen asociados a ellos. Su mineralogía es muy sencilla, estando constituidos por siderita/ankerita y una mezcla de textura terrosa de óxidos e hidróxidos de hierro (hematita, goethita y fases amorfas—limonita). Los carbonatos suelen presentarse bajo la forma de cristales “en silla de montar” (*baroque dolomite*) de tamaño diverso, desde micro-

mesocristalinos, con texturas rítmicas, hasta grandes cristales de varios centímetros de grosor, dispuestos en cavidades primarias o de disolución, formando un *karst* hidrotermal. El intemperismo provoca la disolución de los carbonatos por agua meteórica ácida (cargada con CO₂ atmosférico), y el relleno de los óxidos residuales en las cavidades existentes. Estas bolsadas, a menudo de forma irregular, son las que presentan mayor interés para su explotación como mena de hierro.

II.3 YACIMIENTOS DE TIPO SKARN

En esta categoría, algunos autores incluyen una gran cantidad de yacimientos de magnetita-apatita del tipo Kiruna. Los *skarns* de hierro están estrechamente ligados a los de tipo magmático; sin embargo, algunos autores los consideran como un grupo separado, por lo que se describen a continuación.

En general, los yacimientos de tipo *skarn* se presentan en ambientes geológicos variados que van desde el Precámbrico hasta el Terciario tardío. La mayoría de los depósitos de importancia económica es relativamente joven y está relacionada con actividad magmático-hidrotermal asociada con plutonismo diorítico a granodiorítico en cinturones orogénicos (Park, 1972; Einaudi y Burt, 1982). La característica de los *skarns*, a diferencia de otros tipos de depósitos minerales, es la presencia de una ganga de grano grueso generalmente rica en hierro, así como la presencia de una mezcla de silicatos de Ca-Mg-Fe-Al formados por procesos metasomáticos a temperatura relativamente alta. Los minerales económicos asociados pueden ser oro, plata, cobre y zinc, principalmente.

Los términos *exoskarn* y *endoskarn* se aplican al reemplazo de carbonatos e intrusivo, respectivamente, aunque algunos autores utilizan el término *endoskarn* para los *skarns* formados en cualquier roca aluminosa incluyendo lutitas y rocas volcánicas. Otros autores emplean el término *skarn* silíceo para referirse a cualquier reemplazo metasomático. En terrenos profundos, donde los plutones están menos fracturados y la circulación de fluidos es más restringida, el *skarn* sólo desarrolla una zona estrecha muy próxima al intrusivo. En los casos en los que el *skarn* está bien desarrollado, la mena se encuentra, por lo general, en el *exoskarn*;

sin embargo, en ausencia de calizas, la mena puede encontrarse en el *endoskarn*.

La clasificación del *exoskarn* puede hacerse con base en la mineralogía dominante, la cual, en la mayoría de los casos, refleja la composición de la roca carbonatada reemplazada. Los *skarns* magnésicos contienen un componente importante de silicatos de magnesio, tales como forsterita o sus productos de alteración, serpentina comúnmente asociada con dióxido, calcita y espinela. Los *skarns* cálcicos contienen abundantes silicatos de Ca o Ca-Fe, tales como andradita y hedenbergita.

Una mejor clasificación de los *skarns* se basa en el contenido principal del metal económico (Fe, W, Cu, Zn-Pb, Mo y Sn). De acuerdo con Einaudi y Burt (1982), los *skarns* de hierro se relacionan con ambientes tectónicos de arco de islas, en los que predominan la diorita-andesita; los *skarns* de W, Cu y Pb-Zn están asociados con la granodiorita y cuarzomonzonita de las márgenes continentales, y el Sn-W a los granitos postorogénicos o anorogénicos.

II.4 YACIMIENTOS MAGMÁTICOS

Los yacimientos de origen magmático son muy importantes en cuanto a reservas de hierro; se conocen también como del tipo magnetita-apatita. A su vez, estos yacimientos se clasifican en dos grupos, de acuerdo con el tipo de roca ígnea asociada y contenidos mineralógicos y metálicos. El primero corresponde a los yacimientos de magnetita-apatita asociados a anortositas. Éstos se caracterizan por una gran abundancia de apatita (la relación magnetita/apatita es generalmente 3/1) y alto contenido de titanio. El origen magmático de ellos no ha sido cuestionado y en la actualidad su formación se explica a través de procesos de inmiscibilidad de magmas (Philpotts, 1967; Kolker, 1982).

El segundo grupo de depósitos de magnetita-apatita es el más importante en cuanto a recursos. Ellos se conocen como yacimientos de tipo Kiruna, debido al yacimiento Kirunavaara, en Suecia. Éstos tienen una amplia distribución en espacio y tiempo, desde el Proterozoico hasta el Terciario. En ellos, la cantidad de apatita es menor que en los asociados a anortositas y tienen un alto contenido en vanadio (Frietsch, 1978). Una de las características más notable de estos yaci-

mientos es la alteración que se asocia a ellos (halos de actinolitización o de clinopiroxenos y silicificación intensa). Por lo general, son de gran volumen (>500 millones de toneladas) y se caracterizan por sus valores altos de tierras raras en apatita; presentan texturas de enfriamiento rápido similares a las de las rocas volcánicas, son pobres en Cr (<10 ppm), ricos en V (>1,000 ppm) y tienen un bajo contenido de Ti (100–1,000 ppm). Otros elementos presentan valores comunes, en ppm, de: Al, 200–1,500; Mg, 500–2,000; Mn, 200–900; Ni, 100–250; Co, 20–140; Zn, 50–120; y Cu, 10–50 (Hildebrand, 1986).

El origen de los yacimientos de magnetita-apatita de tipo Kiruna, a partir de un magma, se ha establecido con base en el yacimiento volcánico de El Laco, en Chile (Nyström y Henríquez, 1994). Para que exista un magma de hierro, el cual originará este tipo de yacimiento, es necesario un proceso de inmiscibilidad de líquidos, con la separación de un líquido silicatado, el cual formará las rocas ígneas asociadas, y otro de óxido de hierro. Para que se produzca esta inmiscibilidad de líquidos, es necesaria la presencia de abundantes volátiles, como P, F, S y CO₂, y condiciones específicas de fugacidad de oxígeno. Con todas o parte de estas variables, se logra reducir el punto de fusión y, además, la gran cantidad de volátiles permite reducir el peso específico del magma de mena y darle una gran movilidad para su emplazamiento en la superficie o muy cerca de ella. Por otra parte, la desgasificación de este magma, por disminución de la presión litostática y de la temperatura, permite el desarrollo de fases neumatolíticas e hidrotermales muy activas, las que darán lugar a metasomatismo, alteración hidrotermal y formación de otros yacimientos de Cu, Au, Ag, U, y elementos de tierras raras de valor económico.

Con base en las consideraciones anteriores y desde el punto de vista de contenidos metálicos económicos asociados, los yacimientos de tipo Kiruna son los de mayor interés, puesto que hay que tener presente que a partir de un magma de hierro se pueden generar, además de las fases propiamente ortomagmáticas, tales como derrames de lava, diques, domos y piroclastos, etapas pegmatítico-neumatolíticas e hidrotermales. De esta forma, se puede encontrar en el entorno yacimientos con características de metamorfismo de contacto, metasomatismo o hidrotermales, todos ellos como pro-

ducto de la evolución de ese magma de mena de hierro.

II.4.1 KIRUNA, SUECIA

El distrito minero de Kiruna y sus áreas circundantes, en el norte de Suecia, constituyen la mayor concentración de menas de magnetita-apatita en el mundo. El yacimiento se presenta como un cuerpo tabular dentro de una gruesa secuencia compuesta principalmente por rocas volcánicas de composición intermedia a ácida. El grupo del pórfido, el cual contiene ignimbritas en las partes inferiores, ha sido interpretado como un relleno de caldera. Los depósitos de la parte superior del pórfido (Rektorn, Henry, Nukutusvaara y Haulivaara), conjuntamente referidos como yacimientos de Per Geijer, son diferentes al los de Kirunavaara y Loussaavaara por tener un contenido mayor de apatita y hematita y la presencia de cuarzo y/o carbonato en cantidades significativas. Un hecho relevante de estos depósitos es la presencia de manera abundante de actinolita (¿por alteración del piroxeno?). Su edad ha sido determinada como del Proterozoico Temprano (Romer *et al.*, 1994).

La existencia de vetas con yeso y piritita en la mena pone de manifiesto la presencia de actividad hidrotermal. Las menas están localmente deformadas por fallamiento y presentan recristalización; sin embargo, puede observarse reliquias de estructuras y texturas primarias, especialmente en Kirunavaara (Nyström y Henríquez, 1989). Esto es consistente con la naturaleza no deformada de la facies de metamorfismo regional de esquisto verde que caracteriza a estas rocas en el campo.

II.4.2 EL LACO, CHILE

Este yacimiento fue estudiado por Nyström y Henríquez (1994); a continuación, se transcribe sus observaciones principales:

“Los yacimientos pliocénicos de El Laco, en la cordillera de Los Andes del norte de Chile, están entre los ejemplos mejor preservados de un depósito de hierro de magnetita-apatita del tipo Kiruna. Éstos están situados en los flancos de

un volcán de composición andesítico-riodacítica, a una altitud entre 4,700 y 5,300 m.

Dentro de un área de 30 km² se encuentran siete yacimientos con un total de recursos del orden de 500 millones de toneladas de mena de hierro de alta ley. La mena está compuesta principalmente de magnetita primaria y se presenta en cuatro yacimientos de tamaño grande a mediano: Laco Norte, Laco Sur, San Vicente Alto y San Vicente Bajo. Morfológica y estructuralmente, los tres primeros se presentan como derrames de lava, con diques y material piroclástico asociado y San Vicente Bajo con la forma de un domo intrusivo que ha sido emplazado muy cerca de la superficie. Además, existen tres yacimientos pequeños: Laquito, Rodados Negros y Cristales Grandes. Laquito y Rodados Negros corresponden a diques. Cristales Grandes es el más pequeño y de más baja temperatura de formación, la que se infiere a partir de la presencia de abundantes evidencias hidrotermales (numerosas vetas de cuarzo y yeso exhalativo). Este último depósito más bien parece una veta, con muchos más espacios abiertos que un dique.

La apatita es localmente abundante en los cuerpos con forma de diques, pero sólo es una fase accesoria en los depósitos extrusivos. La mena contiene cantidades muy variables de piroxeno, el que está de parcial a totalmente alterado a talco, ópalo, goethita y esmectita. Se presenta hematita como un producto de oxidación de la magnetita de mena maciza y fragmental.

Los cuerpos de mena están rodeados por una aureola metasomática angosta en la cual la roca huésped andesítica se ha transformado a piroxeno, escapolita, cuarzo y granate. Todo el complejo volcánico, incluyendo los cuerpos de mena, está afectado por una alteración hidrotermal, localmente muy intensa, la que incluye silicificación (cristobalita, tridimita y sílice amorfa), argilización (jarosita y alunita), desarrollo de yeso y depósito de azufre fumarólico. No existen evidencias de metamorfismo en el distrito.”

II.4.3 MISSOURI, ESTADOS UNIDOS DE AMÉRICA

Las montañas Saint Francis, en Missouri, exponen un afloramiento del Proterozoico rodeado por sedimentos del Paleozoico. Dentro de este afloramiento quedan expuestas rocas ígneas volcánicas e intrusivas no deformadas de 1.45 a 1.48 Ga, las cuales incluyen derrames de lava riolítica y tobas de caída libre, granito alcalino, intrusiones traquíticas a traquiandesíticas, granito de dos micas, diques tardíos de diabasa e intrusiones gabroicas (Bickford *et al.*, 1986; Kisvarsányi, 1990; Hauck, 1990; y Sims, 1990). Dentro de esta secuencia volcánico-intrusiva, hay más de 30 cuerpos minerales de hierro-apatita (Kisvarsányi, 1990), ocho de los cuales son los principales (Iron Mountain, cuerpo superior de Pilot Knob, cuerpo inferior de Pilot Knob, Pea Ridge, Bourbon, Kratz Springs, Boss-Bixby y Camel's Hump), los que juntos pueden contener reservas de más de mil millones de toneladas de mena de hierro (Hauck, 1990).

De los anteriores, solamente los yacimientos Iron Mountain, el cuerpo superior Pilot Knob, el cuerpo inferior Pilot Knob y Pea Ridge han sido minados y únicamente Pea Ridge estuvo en producción hasta 1990 (Hauck 1990; Kisvarsányi, 1990). Iron Mountain y el cuerpo superior de Pilot Knob afloran en la superficie, los otros yacimientos fueron encontrados por perforación y por anomalías magnéticas y gravimétricas. También, hay numerosos cuerpos pequeños de hierro expuestos en el distrito (Kisvarsányi y Proctor, 1967). El principal cuerpo mineral, el cual parece estar espacialmente asociado con características volcánico-tectónicas, tales como anillos de calderas, tiene una variedad de relaciones de contacto que incluyen diques, cuerpos estratiformes y menas de brecha caracterizadas por fragmentos angulosos de rocas volcánicas cementadas por minerales de mena (Kisvarsányi, 1990).

El cuerpo mineral superior de Pilot Knob, el cual varía de 5.8 a 8.8 m de espesor, consiste de hematita finamente bandeada, cuarzo, sericita y barita, intercalada con tobas de caída libre y brechas (Panno y Hood, 1983; Hauck, 1990). Este ha sido interpretado como un reemplazo de toba volcánica (Snyder, 1969; Ridge, 1972; Panno y Hood, 1983) o como una toba hematítica producida por un sistema fumarólico dentro de un lago (Nold, 1988; Hauck, 1990).

II.4.4 CERRO DE MERCADO, DURANGO, MÉXICO

El yacimiento Cerro de Mercado se localiza en el norte de la ciudad de Durango, habiendo iniciado su explotación en el año de 1828 para abastecer a la fundición que se encontraba en el lugar que posteriormente se llamaría Ferrería de Flores, a orillas del río El Tunal, a 12 km de Durango (Labarthe-Hernández *et al.*, 1990).

El yacimiento de mineral de hierro se emplaza dentro de una secuencia de rocas volcánicas del Terciario y ha sido estudiado por varios autores (Salazar-Salinas *et al.*, 1923; Foshag, 1928; Young *et al.*, 1969; Naeser y Fleischer, 1975; Lyons, 1988; Labarthe-Hernández *et al.*, 1990). A continuación, se describe en forma resumida el trabajo de Lyons (*op. cit.*) que es el que describe con más detalle la estructura, texturas y geoquímica del depósito:

“Los depósitos de hierro del área de la ciudad de Durango fueron formados por un proceso volcánico subaéreo durante un hiato entre dos ciclos eruptivos mayores emanados de la caldera Chupaderos, cuya edad es de 30 Ma. La primera gran erupción de la caldera de Chupaderos produjo una corriente de tobas riolítico-hematíticas de la Formación Aquila. Durante la formación del domo resurgente, la Formación Cacaria rellenó el foso alrededor del domo central de la caldera Chupaderos.

La parte inferior de la Formación Cacaria (miembro Leona), consiste en extensos flujos dómicos y tobas volcanoclásticas. Las diferentes facies del miembro “Iron Mercado” fueron depositadas en la superficie del miembro Leona así como también en el domo resurgente de la Formación Aquila. Una actividad extrusiva menor de composición cuarzolítica fue simultánea con la erupción del miembro “Iron Mercado”. Ambas unidades precedieron la erupción de un segundo depósito de toba soldada (Formación Santuario), la cual incorporó fragmentos de óxidos de hierro en su base.

El depósito de hierro del Cerro de Mercado consiste en cuatro facies: (1) una facies de martita masiva a burdamente estratificada de

crisales grandes de magnetita en la base, (2) una facies de magnetita arenosa no consolidada y magnetita arenosa laminada de grano fino sobre la magnetita, (3) una facies de bloques en matriz de magnetita arenosa no laminada, mezclada con bloques de cuarzolatita, y (4) una facies con mezcla de óxido de hierro y cuerpos tabulares en forma de diques de hematita-magnetita de grano fino.

Las relaciones geológicas sugieren que los depósitos de hierro fueron formados como resultado de una variedad de procesos volcánicos subaéreos. El principal depósito de Cerro del Mercado aparentemente fue el producto de una erupción de un magma de hierro rico en flúor, cloro, dióxido de carbono y agua. Derrames de lava y derrames de brechas formaron un domo volcánico sobre un sistema intrusivo alimentador. Los óxidos de hierro cristalizaron como magnetita, con abundantes cristales limpios de apatita de color amarillo-verdoso. Grandes volúmenes de gases ricos en halógenos salieron hacia la superficie a través de los flujos de óxido de hierro y oxidaron la magnetita a hematita (martita) y redepusieron el hierro como magnetita arenosa laminada en un área extensa.

Durante las etapas posteriores, en el proceso de enfriamiento, un dique cuarzolatítico se

emplazó en el yacimiento, y en las áreas adyacentes al Cerro de Mercado grandes volúmenes de hierro ricos en vapores fueron esparcidos en la atmósfera y cristalizaron como hematita pulverulenta de grano fino formando un manto de ceniza que cubrió un área de más de 300 km². La naturaleza rica en volátiles del sistema en el Cerro de Mercado propició un reemplazo pre-mineralización extensivo de las riolitas subyacentes. Tobs post-mineralización sobreyacen la mena de hierro conteniendo fragmentos de óxido de hierro en sus bases sin alteración.

Se cree que una fase volátil rica en hierro inmiscible fue emitida desde un magma riolítico debido a la introducción de CO₂ de los carbonatos de las paredes de la roca encajonante. Esta fase rica en volátiles subió hasta la parte superior de la cámara magmática. El agua se disociaría y el oxígeno se combinaría con el hierro en la fase líquida para formar un magma volátil rico en óxido de hierro, el cual fue llevado a la superficie por una corriente continua de gases. El hidrógeno, escapado en la fase de vapor junto con los cloruros y fluoruros, formó un ambiente intensamente ácido, capaz de llevar volúmenes significativos de hierro en forma de vapores de cloruro de hierro hasta que alcanzó la atmósfera, donde se formó la hematita pulverulenta microcristalina.”

III. MARCO ESTRATIGRÁFICO DE LA REGIÓN SUROCCIDENTAL DE MÉXICO DONDE SE ALOJAN LOS YACIMIENTOS DE HIERRO

III.1 ESTUDIOS PREVIOS

La región aquí designada como ferrífera del suroeste de México se encuentra entre los 18°45'–19°30' N y 102°45'–104°45' W. Comprende parte de los estados de Jalisco, Colima y Michoacán y cubre una superficie de forma rectangular de aproximadamente 15,550 km². Queda limitada al norte por la población de Tecalitlán, al sur por Coalcomán, al oriente por Tepalcatepec y al poniente por La Huerta y Barra de Navidad (Figura 1).

Esta área ha sido estudiada por varios autores. Algunos de estos estudios fueron realizados con fines mineros, como son los de Urquiza (1882), De Anda (1884), Torón-Villegas y Esteve (1946), Flores (1951), Gerónimo-Godoy y colaboradores (1972), López-Mendoza y colaboradores (1970), Meave y Echegoyen (1961), United Nations Development Programme

(1969), Pineda-Ramírez y colaboradores (1969), Zantop (1978, 1981), De la Garza (1979), Gaytán-Rueda y colaboradores (1979), Mérida-Cruz (1980), Llano-Zamora (1986), Pantoja-Alor y Estrada-Barraza (1986), Estrada-Barraza y colaboradores (1988), De la Campa (1988), Corona-Esquivel y colaboradores (1991), Corona-Esquivel y colaboradores (1992), Corona-Esquivel y Ruiz (1992), Corona-Esquivel (1993), López-López (1993), Consejo de Recursos Minerales (1994), Bustamante-Bermejo (1994), Ortigoza-Cruz y colaboradores (1994), Miranda-Gasca (1995), Zárate del Valle (1997) y Corona-Esquivel (2000).

Otros estudios de carácter paleontológico y estratigráfico son los que realizaron Aguilera y Ordóñez (1893), Böse (1910), Vivar (1923), Burckhardt (1904), Fries (1962), Pano (1975), Mugica-Mondragón (1978), Pimentel (1979), Rodríguez (1980), Cuevas (1981), Govela y Ordóñez (1981), Sánchez (1983), Sa-

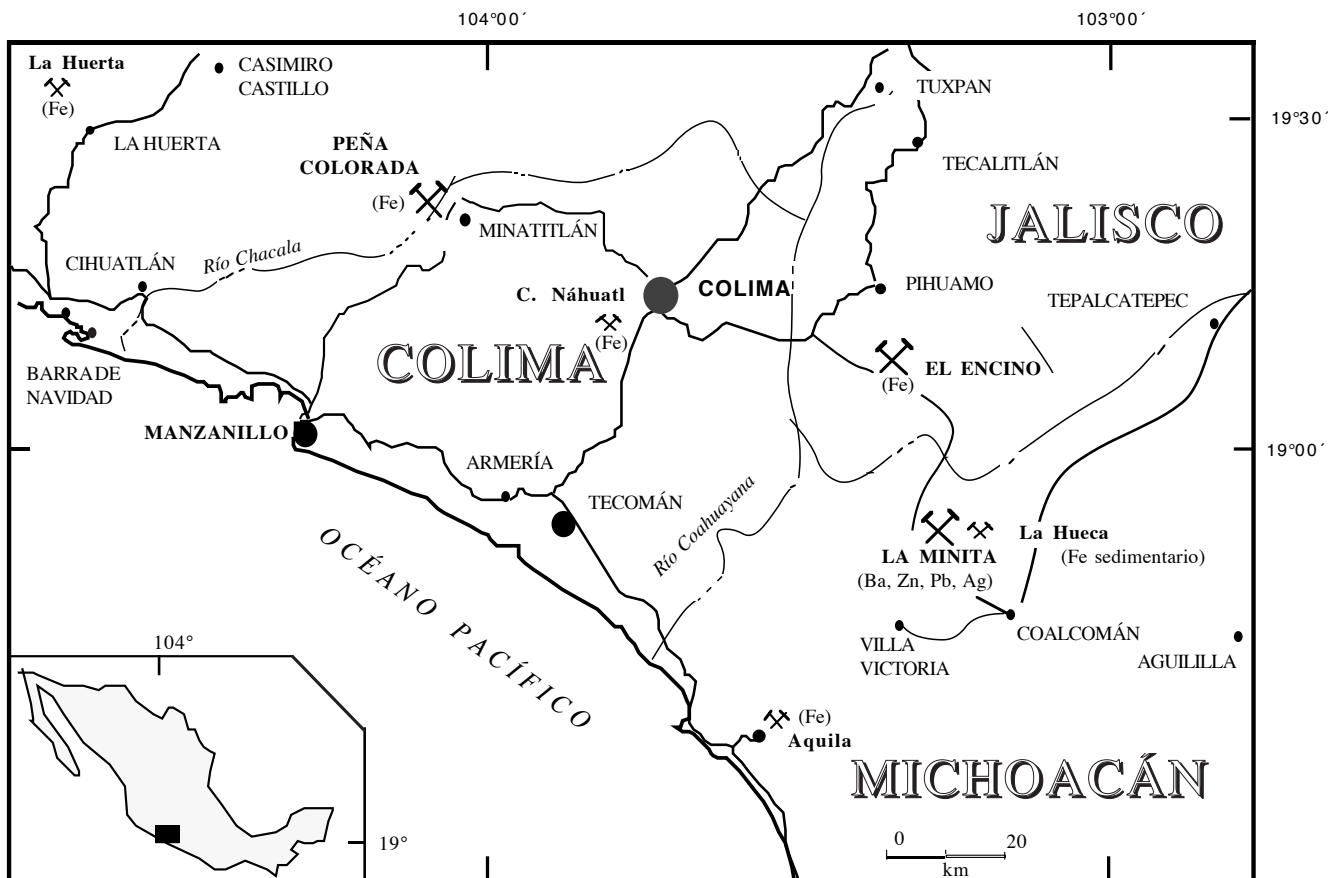


Figura 1. Mapa de localización de la región Peña Colorada-La Minita.

lazar-Mandujano (1983), Pantoja-Alor (1983) y Bermúdez-Santana (1994). Durante 1974 a 1984, Petróleos Mexicanos perforó los pozos Colima y Tepames, los cuales aportaron abundante información para definir la columna estratigráfica de la región.

Recientemente, se han efectuado estudios regionales, que incluyen el área de estudio, encaminados a entender la evolución tectónica de México, tales como los de Campa y Coney (1983), Campa y Ramírez (1979), Centeno-García y colaboradores (1991, 1992, 1993), Guerrero-Suástegui y colaboradores (1991), Tardy y colaboradores (1992, 1993), Talavera-Mendoza (1993), Sedlock y colaboradores (1993) y Ortega-Gutiérrez y colaboradores (1994).

III.2 ESTRATIGRAFÍA

Ante la necesidad de establecer la posición estratigráfica de los yacimientos de la región y en virtud de que las mismas unidades litoestratigráficas recibían nombres diferentes en áreas contiguas y, por otra parte, en algunas localidades mineras la litología sólo fue descrita sin determinar su edad ni referirla a una formación, fue preciso revisar la estratigrafía de la región estudiada dando por resultado las 13 columnas de la Lámina 1. La secuencia estratigráfica aceptada en este estudio se muestra en la Figura 2. Las características principales de las formaciones de la región de Peña Colorada-La Minita se resumen en la Tabla 1.

Con base en la litología de las formaciones aquí descritas, se puede concluir que los yacimientos de esta provincia ferrífera de la Sierra Madre del Sur, ubicada principalmente en los estados de Jalisco, Colima y Michoacán, se encuentran en un arco de islas volcánicas de edad mesozoica. Las rocas expuestas en el área indican un ambiente de depósito de importantes volúmenes de material volcánico y volcanoclástico asociado con el desarrollo de grandes estructuras volcánicas marinas, las cuales a diferentes niveles tienen intercalaciones de horizontes calcáreos y sedimentos clásticos marinos.

El área comprende parte de las subprovincias denominadas por Raisz (1959) Cordilleras Costeras del Sur y Planicie Costera, las cuales forman parte de la provincia fisiográfica de la Sierra Madre del Sur. La morfología de la región se caracteriza por sierras

abruptas que conforman las partes orográficas más elevadas, así como lomas de pendientes suaves y, finalmente, zonas planas como el valle de Colima y una franja angosta paralela a la costa. Las sierras y valles tienen una orientación predominante NNW-SSE, con excepción de las áreas de Peña Colorada y Tepalcatepec, donde es NE-SW. Todas las corrientes fluviales drenan hacia el océano Pacífico a través de los ríos Marabasco, Armería, Coahuayana y Tepalcatepec. Geológicamente, el área se ubica en la provincia del Complejo Orogénico de Guerrero-Colima (Ortega-Gutiérrez *et al.*, 1992), que consiste esencialmente en un conjunto de formaciones volcánico-sedimentarias deformadas del Triásico Tardío-Cretácico.

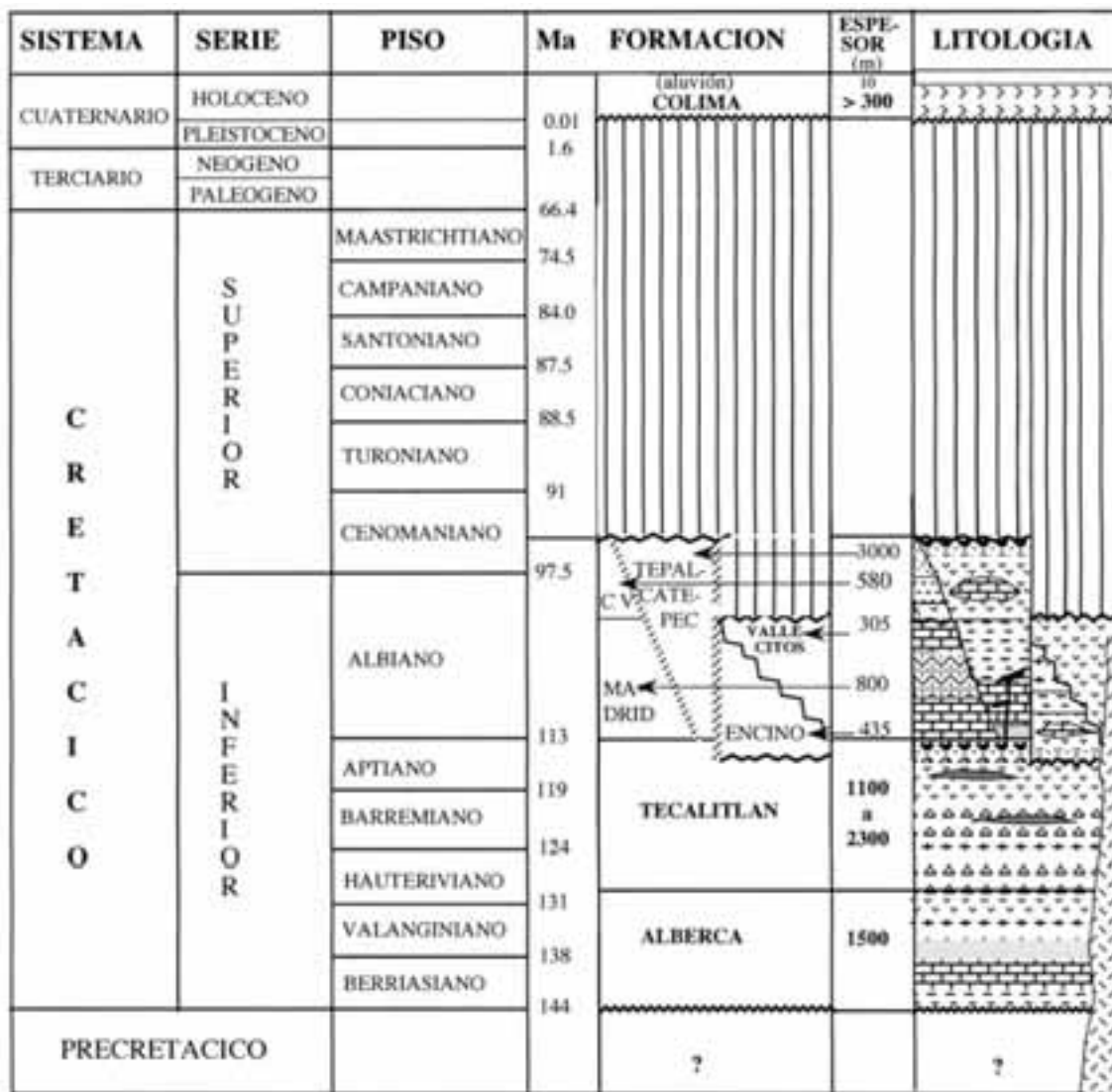
La estratigrafía de la región suroccidental de México comprende rocas ígneas intrusivas, volcánicas marinas, sedimentarias marinas y continentales, y metamórficas, cuyas edades tienen un alcance amplio desde el Mesozoico temprano hasta el Cuaternario (Figura 2). Las rocas más antiguas afloran en el SE del estado de Michoacán, fuera del área de estudio, correspondiendo al Esquisto Arteaga (Gutiérrez, 1975; Mugaica-Mondragón, 1978; Campa *et al.*, 1982; Grajales-Nishimura y López-Infanzón, 1984; Barba *et al.*, 1989) o Complejo Arteaga (Centeno-García *et al.*, 1992).

III.2.1 PRE-CRETÁCICO

III.2.1.1 Complejo Arteaga

El Complejo Arteaga (Centeno-García *et al.*, 1993) está constituido principalmente por una alternancia de lutitas, areniscas de grano fino, grauvacas y algunos paquetes delgados de pedernal; además, contiene basaltos en forma de lavas almohadilladas, pedernales de color verde claro, capas delgadas de caliza alternadas con tobas y cuerpos graníticos y dioríticos foliados. Toda la unidad está intensamente deformada y en algunas partes metamorfoseada en la facies de esquisto verde o más baja. Su localidad tipo se sitúa entre las poblaciones de Arteaga y Tumbiscatío, en el estado de Michoacán, tiene un espesor de más de 1,200 m e incluye a las formaciones Varales, Jaltomate, Charapo y a la Diorita Las Juntas.

Campa-Uranga y colaboradores (1982) reportaron radiolaritas del Triásico Medio y Tardío en las in-



*Palmer, A.R., 1983, The Decade of North American Geology 1983 Geologic time scale: Geology, v. 11, p. 503-504.



Figura 2. Columna estratigráfica generalizada de la región Peña Colorada-La Minita.

Tabla 1. Características principales de las formaciones del área de Peña Colorada-La Minita.

FORMACION	AUTOR	LOC. TIPO	EDAD	LITOLOGIA	DISTRIBUCION	REL. DE CONTACTO	ESPESOR	FOSILES
COLIMA	Pano 1979 Lühr y Carmichael 1990	Valle de Colima	Cuaternario	Depósitos de lehar	Valle de Colima	COLIMA Tepalcatepec / Madrid	> 300 m	----- Retimonocolpites sp. Tricolpites sp. Fitoclastos: traqueidas y fusinita
CERRODE LA VIEJA	Parga 1977 Corona et al. 1996	Cerro de la Vieja, a 7 km al S70W de Coquimatlán, Col.	Albiano	Limolita, arenisca, conglomerado	W, SW y S de la ciudad de Colima y S de Tepalcatepec	Colima CERRO DELA VIEJA Madrid	560 m	Coalcomana ramosa Chondrodonta sp.
VALLECITOS	Piñeiro 1972 Pantoja y Estrada 1986	Ranchería de Vallecitos, Jal.	Albiano	Andesita Toba ignimbritica Caliza arrecifal Volcanoclasticas	Mina El Encino y ranchería de Vallecitos, Edo. de Jalisco.	? VALLECITOS Encino	350 m	Coalcomana ramosa Chondrodonta sp.
ENCINO	Pantoja y Estrada 1986	Arroyo de La Navidad en el rancho El Encino, Jal.	Aptiano tardío Albiano temprano	Brecha andesitica Hialoclastita Limolita calcárea Lentes de caliza	Mina El Encino	Vallecitos ENCINO Tecalitlán	Sup. 185 m Inf. 250 m	Coalcomana ramosa Chondrodonta sp. Toucasia sp. Orbitolina sp. Cassiope sp. Nerinea sp.
TEPALCATEPEC	Pimentel 1980	Al puente de Tepalcatepec, Mich.	Albiano-Cenomaniano	Caliza Caliza arcillosa Limolita Arenisca Toba Andesita Conglomerado	Tepalcatepec, Mich. Peña Colorada, Col. La Minita y Trojes, Mich.	Colima C. la Vieja TEPALCATEPEC Madrid Vallecitos Encino Tecalitlán	2500 m 3750 m	Rudistas: Immanitas sp. Coalcomana ramosa Texicaprina vivari Mexicaprina sp. Ichthyosarcolites sp. Kimbleia sp. Caprinuloidea sp. Chondrodonta Ostreidos: Rastellum sp.
MADRID	Pano 1975	Estación de ferrocarril Madrid, Colima	Albiano	Caliza arcillosa Lutita carbonosa Yeso	N y W de Coquimatán SE de Ixtlahuacan, Col. SE de Pihuamo, Jal. Paso de Arrieros, Mich.	Tepalcatepec MADRID Tecalitlán	800 m	Colomiella recta Favisella hillebrandi Hysteroceeras sp. Plantas
TECALITLÁN	Rodríguez 1980 Pantoja y Estrada 1986	Carr. Fed. 110 entre Tecalitlán y la ranchería de Carrizalillo, Jal.	Cretácico Temprano Hauteriviano-Aptiano K-Ar=11.8-5±2.5 Ma (en la parte superior de la Fm.)	Conglomerado Toba riolitica Brechas y derrames andesíticos	SE de Tecalitlán W de Tepalcatepec Mina El Encino Cerro de las Fundiciones	Tepalcatepec TECALITLÁN Alberca Tecalitlán	1500 m 1200 m 2000 m	Amonites: Neocomites sp. Subhurmania sp. Acanthodiscus, Berriaxella sp. Thurmaniceras sp. Mexicanoceras sp. Plantas
ALBERCA	Pimentel 1980	Ranchería La Alberca, a 20 km al N de Contla, Jal.	Cretácico Temprano. Berriasiano Hauteriviano Inf.	Lutita, caliza, arenisca, volcanosedimentos, derrames de andesita, brecha y conglomerado volcánicos	Poniente de Tepalcatepec	Tecalitlán ALBERCA Batolito de Jicotlán	1500 m 1200 m 2000 m	Amonites: Neocomites sp. Subhurmania sp. Acanthodiscus, Berriaxella sp. Thurmaniceras sp. Mexicanoceras sp. Plantas
COMPLEJO ARTEAGA	Centeno 1992	Alrededores de Tumbiscatio, Michoacán.	Triásico Tardío (Ladiniano-Carniano) (sedimentos) Jurásico Temp-Med. (con metamorfismo)	Lutita, arenisca, grauvaca, pedernal, basalto y lavas almohacilladas, caliza y granito, todo con metamorfismo de las facies de esquistos verde	Región al NW de Arteaga, Mich. Tumbiscatio Los Varales Playatas Las Juntas	Tecalitlán? - Alberca? COMPLEJO ARTEAGA ?	> 1200 m	Radiolantias

C O N T A C T O S

concordante

discordante

intrusivo

transicional

mediaciones del rancho Cerro Prieto, municipio de Aguililla, Michoacán. Guzmán (1976) propuso informalmente el nombre de formación Cerro Prieto para describir una secuencia de metasedimentos, a la cual, por su posición estratigráfica, ubicó en el Jurásico. Posteriormente, Centeno-García (1994), tomando en cuenta los fechamientos por K-Ar realizados (Grajales-Nishimura y López-Infanzón, 1984; Ricardo Torres-Vargas, comunicación verbal, 1992), asume que las edades del Jurásico Temprano-Medio obtenidas se relacionan probablemente con la deformación y el metamorfismo del Complejo Arteaga. Dicho complejo no aflora en el área de estudio.

III.2.2 CRETÁCICO

III.2.2.1 formación Alberca

La formación Alberca fue nombrada informalmente por Pimentel (1980) para referirse a las lutitas negras, calizas arcillosas, areniscas de grano fino y tobas del Cretácico Inferior que afloran en la ranchería La Alberca, a 20 km al norte de Contla, Jalisco. Dicho autor dividió la formación en dos miembros: El inferior, constituido por lutitas, calizas arcillosas, tobas y areniscas, con abundante macrofauna; y el superior, constituido principalmente por calizas y lutitas negras silicificadas, tobas abundantes, derrames andesíticos escasos y areniscas de grano fino a medio.

Bermúdez-Santana (1994) menciona que la base de la formación Alberca, en la sección Cahuinga-Estanzuela, al poniente de Tepalcatepec, la constituye una unidad volcánico-sedimentaria con estratos pelíticos, que en algunos casos contienen amonites y restos mal conservados de plantas, interestratificados con derrames de composición andesítica, brechas y conglomerados volcánicos. Asimismo, considera que la base de la formación Alberca se encuentra afectada por el batolito de Jicotlán a lo largo de una extensa zona de contacto que aflora sobre el cauce del río San Juan de Dios.

En trabajos de geología superficial efectuados al noroeste de Tepalcatepec, Michoacán, por Petróleos Mexicanos, Cuevas (1981) describe afloramientos de la formación Alberca con amonites de los géneros *Neocomites* sp. y *Subthurmania* sp., que señalan una edad valanginiana. En el área de la ranchería La Alber-

ca, Pimentel (1980) reporta los siguientes fósiles: *Subthurmania* sp., *Berriasella* sp., *Thurmaniceras* sp., *Mexicanoceras* sp. y neocomítidos; con base en esta asociación, considera un alcance general para la formación Alberca del Berriasiano al Hauteriviano inferior. Bermúdez-Santana (1994), en la sección de Cahuinga-Estanzuela, que tiene un espesor de 1,290 m, recolectó amonites que fueron identificadas como *Neocomites* del Valanginiano superior-Hauteriviano inferior y *Acanthodiscus* que señala una edad probable del Hauteriviano temprano. Dentro del área de estudio, Cuevas (1981) reportó un espesor de 1,500 m para esta formación al oeste de Tepalcatepec, Michoacán, definiendo un miembro intermedio constituido por tobas y andesitas. Su base no está expuesta en el área y está cubierta en forma concordante por la Formación Tecalitlán.

III.2.2.2 Formación Tecalitlán

Rodríguez (1980) propuso informalmente el nombre de formación Tecalitlán para designar a una secuencia de productos piroclásticos constituidos por tobas, areniscas volcánicas, conglomerados volcánicos, tobas líticas, derrames andesíticos e intercalaciones aisladas de limolitas de probable edad barremiano-aptiana, considerando como localidad tipo a los afloramientos situados sobre la Carretera Federal 110, entre Tecalitlán y la ranchería de Carrizalillo, en el estado de Jalisco. Pantoja-Alor y Estrada-Barraza (1986) extendieron y nombraron formalmente a la Formación Tecalitlán, incluyendo a las rocas volcánicas que afloran al poniente de la mina de El Encino, cuya posición estratigráfica y composición son similares a las de las rocas expuestas en los alrededores de Tecalitlán.

Dentro del área de estudio (Figura 1), esta unidad se encuentra ampliamente distribuida al occidente y sureste de Tecalitlán, al oeste de Tepalcatepec, en los alrededores de la mina de El Encino y en el cerro de Las Fundiciones, al oriente de La Minita; su espesor varía de 1,200 a más de 2,000 m. Se encuentra sobre yaciendo concordantemente a la formación Alberca y subyace en aparente concordancia a la formación Tepalcatepec. Estas relaciones estratigráficas sitúan a la Formación Tecalitlán desde el Hauteriviano hasta el Aptiano.

En el área de la mina El Encino, la secuencia consiste en derrames porfídicos de composición riolítica a dacítica con intercalaciones de tobas. La cima de la formación, en la parte alta del cerro de Jilotlancillo, se encuentra constituida por una roca ígnea de grano fino, probablemente basáltica, con vesículas rellenas de calcita (Pantoja-Alor y Estrada-Barraza, 1986).

En el área del prospecto minero de La Hueca, localizada 4 km al oriente de La Minita, se observó, además, estratos bandeados alternantes de hematita y jaspe interestratificados con tobas félsicas, sugiriendo un origen sedimentario del hierro durante el vulcanismo marino.

En la sección de Cahuinga-Estanzuela, Bermúdez-Santana (1994) menciona que el espesor de la Formación Tecalitlán es de 870 m, y que se caracteriza por carecer de estratos pelíticos y por la ausencia de micro y macrofauna debido a su carácter eminentemente volcánico. Dicho autor obtuvo una edad K-Ar de 118.5 ± 2.5 Ma, a partir de un concentrado de hornblenda de una andesita porfídica recolectada en la parte superior de la Formación Tecalitlán. Esta edad isotópica corresponde al Aptiano temprano y es congruente con la edad obtenida para la formación por posición estratigráfica.

III.2.2.3 Formación Madrid

Pano (1975) propuso el nombre de formación Madrid para designar las rocas constituidas por calizas arcillosas y lutitas carbonosas que cambian lateralmente a yesos y que afloran en las cercanías de la estación de ferrocarril Madrid, en el estado de Colima. La constituyen dos miembros bien diferenciables: el inferior, formado por paquetes de 20 a 30 m de espesor de caliza arcillosa, interestratificados con paquetes de 5 a 10 m de espesor de lutitas carbonosas con gran abundancia de plantas asociadas con amonites. El miembro superior está constituido por yesos en estratos de espesor medio. Razo-Rojas (1986, citado por Bustamante-Bermejo, 1994) identificó *Colomiella recta*, *Favusella hiltermani* e *Histeroceras* sp., situando la edad de la formación en el Albiano.

La formación aflora en áreas muy restringidas al norte y occidente de Coquimatlán y al SE de Ixtlahuacán, en el estado de Colima; al SE de Pihuamo, Jalisco,

y en el área de Paso de Arrieros, en el estado de Michoacán. El espesor total de la formación se estima en 800 m (Pano, 1975). Yace en aparente concordancia sobre la Formación Tecalitlán y su contacto con la formación Tepalcatepec es transicional mediante un cambio de facies.

III.2.2.4 formación Tepalcatepec

Pimentel (1980) la definió informalmente en el área de Tepalcatepec, estado de Michoacán. Consiste en una secuencia volcánico-sedimentaria de capas gruesas a masivas de caliza, caliza arcillosa, lutita, caliza arenarcillosa, arenisca, limolita, toba, conglomerado y derrames andesíticos. Su edad albiano-cenomaniana se basa en su contenido de rudistas.

Esta formación es la más ampliamente distribuida en el área de estudio. Su espesor es de 2,500 a 3,000 m y ha sido dividida en facies de banco y facies volcánico-sedimentaria. Ambas facies se inician con una alternancia de areniscas, conglomerados, lutitas y limolitas. La facies de banco está constituida por capas gruesas a masivas de calizas de plataforma. Incluye también potentes espesores de conglomerados gruesos de matriz calcárea. La facies volcánico-sedimentaria la forman brechas andesíticas a latíticas con intercalaciones de delgados estratos calcáreos.

En el área de Coalcomán, donde los espesores de rocas volcánicas son mayores, abundan intervalos de andesitas de color gris a gris verdoso con gran cantidad de magnetita. En el camino entre La Minita y Trojes, uno de los presentes autores recolectó rudistas del género *Immanitas* sp. Palmer (1928) y ostreidos del género *Rastellum* sp. (Corona-Esquivel y Alencaster, 1993), que indican un ambiente de aguas cálidas y someras y confirman una edad albiana. En el área de Peña Colorada, la formación Tepalcatepec aflora ampliamente conteniendo en las unidades calcáreas una gran variedad de rudistas, entre ellas *Texicaprina vivari*, *Immanitas* sp., *Mexicaprina* sp., *Ichthyosarcolithes* sp. y *Kimbleia* sp.

La formación Tepalcatepec yace en concordancia sobre la Formación Tecalitlán, se interdigita con las formaciones Madrid y Cerro de la Vieja, y subyace en discordancia a la formación Colima. Sus relaciones estratigráficas con las Formaciones Encino y Vallecitos

no fueron observadas en campo. Sin embargo, por ser de la misma edad, se considera a éstas como un cambio de facies, en el cual las rocas volcánicas predominaron sobre las detríticas y carbonatadas de la formación Tepalcatepec.

En la sección de Cahuinga-Estanzuela, al poniente de Tepalcatepec, Bermúdez-Santana (1994) menciona que en los afloramientos observados en el Puerto Gallardo, la base de la formación Tepalcatepec está constituida por tobas y limolitas que se hacen más calcáreas hacia la cima y en la que petrográficamente se observa una marcada influencia volcánica. Hacia la cima, se observa un desarrollo carbonatado más franco representado por un banco de caliza de unos 240 m de espesor que se extiende lateralmente varios kilómetros. Este último nivel contiene abundante fauna de rudistas y microfósiles.

Hacia la parte media y superior de la columna Cahuinga-Estanzuela, fueron observados derrames volcánicos, tobas, brechas y conglomerados volcánicos con intercalaciones de niveles calcáreos de extensión lateral limitada. La cima de la formación Tepalcatepec se observa cubierta por depósitos recientes en el valle del mismo nombre.

El espesor máximo registrado para la formación Tepalcatepec es de 3,750 m en la sección Puerto las Cruces-Pinolapa, y de 2,660 m en la Sección Cahuinga-Estanzuela (Bermúdez-Santana 1994).

III.2.2.5 Formación Encino

La Formación Encino fue descrita formalmente por Pantoja-Alor y Estrada-Barraza (1986), quienes la definieron como un conjunto de rocas volcanoclásticas marinas que consisten en conglomerados, tobas epiclásticas e intercalaciones lenticulares de caliza que sobreyacen en discordancia a la Formación Tecalitlán e infrayacen en discordancia angular a rocas volcanoclásticas, derrames subaéreos y calizas de la Formación Vallecitos. Como localidad tipo se escogió a la barranca del arroyo La Navidad, localizada dentro de los fundos de la empresa minera Las Encinas, S.A., en terrenos del antiguo rancho El Encino.

La Formación Encino se divide en dos miembros: El inferior consiste en una secuencia de más de 230 m de rocas volcanoclásticas y sedimentarias mari-

nas formadas por conglomerados de fragmentos volcánicos en matriz tobácea limoarenosa, arenisca y limolita calcárea, toba epiclástica y capas de caliza arrecifal. En este miembro, Pantoja-Alor y Estrada-Barraza (1986) reportan la presencia de *Cassiope* sp., *Nerinea* sp., *Radiolites* sp. y *Orbitolina* sp.

En el camino de la mina El Encino a Vallecitos, el miembro superior consiste en unos 185 m de secuencia tobácea, lodolita, limolita y arenisca calcárea, con intercalaciones de lentes de caliza y conglomerado calizo, conteniendo los fósiles *Coalcomana ramosa*, *Chondrodonta* sp. y *Toucasia* sp. (Pantoja-Alor y Estrada-Barraza, 1986). Sobre el mismo camino y ubicadas hacia la base de la formación, se observó capas muy resistentes de hialoclastitas de más de 1 m de espesor, de color verde olivo y de composición vítrea con cristales pequeños de albita y vetillas de calcita.

Hacia la parte superior, la secuencia incluye capas de espesor medio de traquitas, capas muy gruesas a masivas de toba con fragmentos brechoides de andesita y capas delgadas de caliza arenosa, caliza y limolitas calcáreas. Asimismo, la formación está cortada por diques de composición andesítica que desarrollan intemperismo esferoidal.

El contenido faunístico de la formación indica una edad aptiana tardía-albiana temprana (Pantoja-Alor y Estrada-Barraza, 1986).

Dentro del área del presente estudio, se considera que la Formación Encino corresponde a un área en la cual el vulcanismo marino del arco magmático del Cretácico se desarrolló en mayor grado, pudiendo representar por lo tanto esta formación a un cambio de facies de la formación Tepalcatepec.

III.2.2.6 Formación Vallecitos

La primera descripción de las rocas pertenecientes a esta unidad fue realizada por Piñeiro (1972). Posteriormente, Pantoja-Alor y Estrada-Barraza (1986) la nombraron Formación Vallecitos, definiéndola como una secuencia de más de 350 m de espesor de derrames andesíticos, toba ignimbrítica, caliza arrecifal y rocas volcanoclásticas de ambiente marino y edad albiana temprana que afloran en el área de la mina El Encino y en los alrededores de la ranchería de Vallecitos, en el estado de Jalisco.

Esta formación comprende dos miembros: uno tobáceo y otro calcáreo. El miembro tobáceo cubre con marcada discordancia angular a la Formación Encino y el miembro calcáreo descansa concordantemente sobre el miembro tobáceo. Su edad albiana temprana se basa en la presencia de *Coalcomana ramosa* (Boehm) y *Chondrodonta* sp. (Pantoja-Alor y Estrada-Barraza, 1986).

III.2.2.7 formación Cerro de la Vieja

La formación Cerro de la Vieja fue definida informalmente por Parga (1977) en el cerro de La Vieja, a 7 km al S70°W de Coquimatlán, Colima, como una secuencia de conglomerados calcáreos con fragmentos que varían en tamaño de 2 a 10 cm, pobremente clasificados en una matriz limolítica de lodo calcáreo y formando estratos de 0.5 a 1.5 m de espesor, asignándole una edad cretácica tardía con base en su posición estratigráfica.

Los estudios de campo realizados en la presente investigación revelan que tanto la formación Madrid como la formación Cerro de la Vieja forman parte de la misma estructura anticlinal, de orientación NNW-SSE, que fue afectada por el emplazamiento de intrusiones como la del cerro Náhuatl, diapirismo de yesos y fallamiento normal. Asimismo, en las muestras de arenisca recolectadas en la parte superior de esta unidad, mismas que fueron estudiadas por el Dr. Enrique Martínez-Hernández, se determinó dentro del conjunto palinológico a *Retimonocolpites* sp. y *Tricolpites* sp., así como una gran abundancia de fitoclastos (traqueidas y fusinita). Estos granos de polen representan las primeras angiospermas del Cretácico Temprano, de edad albiana/aptiana.

Los datos anteriormente expuestos permitieron concluir que la formación Cerro de la Vieja es en realidad de edad albiana y corresponde a la parte superior de la formación Madrid y que la presencia de abundantes fitoclastos indica un ambiente fluvial deltaico con oxidación de materia vegetal proveniente de una región continental cercana, expuesta a la erosión durante el Cretácico Temprano (Corona-Esquivel *et al.*, 1996).

III.2.3 CRETÁCICO SUPERIOR-TERCIARIO INFERIOR

III.2.3.1 Rocas intrusivas

Estas rocas comprenden a los intrusivos del Cretácico Tardío-Terciario temprano, constituidos por una serie de grandes plutones distribuidos en toda la costa suroccidental de México, como son: (1) El batolito de Tomatlán (Grajales-Nishimura y López-Infanzón, 1984), el cual aflora en varias áreas desde el sur del estado de Nayarit hasta el estado de Colima; (2) el batolito o tronco cuarzomonzonítico de Pihuamo, con edad (K-Ar en roca entera) de 65 ± 3 Ma (Pantoja-Alor, 1983), el cual también se observa en el área de la mina de hierro El Encino (Pantoja-Alor y Estrada-Barraza, 1986); (3) el batolito de Aquila, Michoacán, fechado en 63 ± 1 Ma por el método K-Ar utilizando hornblenda y 61 ± 1 Ma utilizando biotita (Pantoja-Alor, 1983); (4) el batolito de Ostutla, Michoacán, con 57 ± 1 Ma y 56 ± 1 Ma (K-Ar) en hornblenda y biotita, respectivamente; y (5) los cuerpos intrusivos que afloran en el área de Peña Colorada, cuya composición varía de gabro a granito, descritos por Pineda y colaboradores (1969); Corona-Esquivel y colaboradores (1991); y Zürcher (1994), los cuales el Instituto Mexicano del Petróleo (1987) fechó por el método de K-Ar en 72 ± 6 Ma (La Loma), 58 ± 2 Ma (La Sidra) y 62 ± 2.5 Ma (El Mixcoate).

Según Sedlock y colaboradores (1993), los afloramientos graníticos constituyen una tercera parte del terreno Guerrero y presentan una edad de cristalización decreciente de oeste a este, desde el Cretácico medio en el sur de Nayarit, Jalisco, Colima y poniente de Michoacán, hasta el Terciario en el este de Michoacán y Guerrero (Damon y Coney, 1983; Bohnel *et al.*, 1989; Guerrero-García, 1989; Schaaf *et al.*, 1991).

Los estudios isotópicos de Nd de los plutones en la región granítica de Jalisco implican una derivación parcial de una fuente proterozoica (?) con un grado variable de contaminación de la corteza, mientras que los plutones localizados al SE dan una edad modelo de Nd (modelo de manto empobrecido) del Paleozoico medio a tardío y no muestran evidencia de contaminación cortical (Schaaf *et al.*, 1991). Sin embargo, no se ha llevado a cabo estudios isotópicos de los intrusivos del área de estudio.

IV. YACIMIENTOS DE HIERRO DE LA REGIÓN CIRCUMPACÍFICA DE MÉXICO

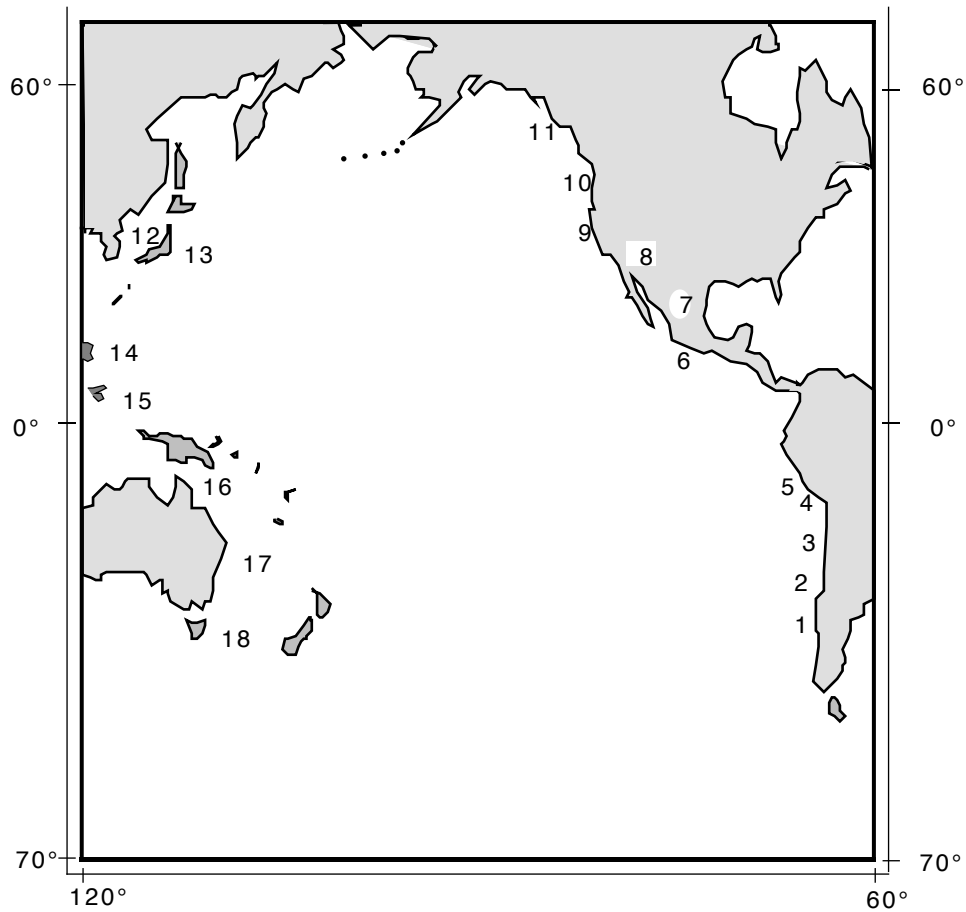
En el borde continental fuertemente deformado de la cuenca del océano Pacífico, existen varios yacimientos de magnetita-hematita distribuidos a lo largo de una franja paralela a la costa; tal es el caso de Romeral, El Tofo, Cristales, Algarrobo, Los Colorados, Boquerón-Chañar, Bandurrias, Cerro Negro, Carmen y El Laco, en Chile (Flores-Williams, 1949; Park, 1961; Ruiz *et al.*, 1965); Acari, Cerro Casco y Marcona, en Perú (Concha, 1956); Peña Colorada (Zürcher, 1994; Zürcher *et al.*, 2001), El Encino (Pantoja-Alor y Estrada-Barraza, 1986), Cerro Náhuatl (Arriaga-García, 1962), Aquila (Ruvalcaba-Ruiz, 1982) y Las Truchas (Mapes-Vázquez *et al.*, 1959), en México; Eagle Mountains y Shasta Iron, en Estados Unidos (Lamey, 1961); Power River, Vancouver Island y Texada Island, en Canadá (Eastwood, 1965); Península de Kansas, en Alaska (Warner *et al.*, 1961); Corea del Sur (Kato, 1939); Kamaishi, en Japón (Mitsuchi, 1952); Landayao y Larap, en las Islas Filipinas (Frost, 1965); Shih-Lu e Isla Hainan, en China (Park, 1972); y Península de Cape York, Cadia y Savage River, en Australia (Hughes, 1965) (Figura 3).

Previamente, se propuso un origen por reemplazo metasomático (*skarns*) para la mayoría de estos yacimientos, aunque también se encuentran otros que

han sido clasificados como magmáticos, de metamorfismo de contacto y de derrames de magnetita. Para los de Chile y Kiruna en Suecia, Nyström y Henríquez (1994) han propuesto que su génesis esté relacionada con la evolución de un magma de mena de óxido de Fe. Por otra parte, Park (1972) ha señalado que su origen se relaciona con una movilización parcial de hierro proveniente de diversos tipos de rocas del subsuelo, donde los procesos de formación se asociaron directamente con el cinturón móvil a lo largo de los márgenes continentales (Park, 1972; Battles y Barton, 1995).

A diferencia de los yacimientos en torno de la cuenca del Pacífico, los bordes de las cuencas oceánicas del Atlántico y del Índico están subyacidas por depósitos de hierro sedimentario, itabiritas o taconitas, de edad precámbrica y por capas de hierro sedimentario de edad geológica más reciente, tal como las bien conocidas formaciones Clinton y Minette.

En su mayoría, los yacimientos de hierro del Circumpacífico se encuentran próximos a cuerpos intrusivos, de composición por lo general intermedia, que forman parte del arco magmático. Los yacimientos de la región suroccidental de México quedan incluidos dentro de este grupo.



- | | |
|---|---|
| 1. Nahuelbuta; Chile (Pc, sed) | 10. Power River, Vancouver Island, Texada Island; Canadá (M, met) |
| 2. Cemento Melón, Romeral; Chile (M, met) | 11. Península de Kasaan; USA (M, mag) |
| 3. Algarrobo; Chile (M, met) | 12. Corea del Sur (Pc-Pz, sed) |
| 4. El Laco; Chile (T, mag) | 13. Kamaishi; Japón (M, met) |
| 5. Acari, Cerro Casco, Marcona; Perú (M, met) | 14. Larap, Landayao; Islas Filipinas (T, met) |
| 6. Peña Colorada-Las Truchas; México (M-T, met) | 15. Shih-lu, Isla Hainan; China (M, met) |
| 7. Cerro de Mercado, La Perla; México (T, mag) | 16. Península Cape York; Australia (Pc, sed) |
| 8. Eagle Mountains; USA (M, met) | 17. Cadia; Australia (Pc, met) |
| 9. Shasta Iron; USA (M, met) | 18. Savage River; Australia (Pc-Pz, mag) |

Pc Precámbrico
Pz Paleozoico
M Mesozoico
T Terciario

sed sedimentario
met metasomático
mag magmático

Figura 3. Principales yacimientos de hierro del Circumpacífico.

V. YACIMIENTO DE HIERRO DE PEÑA COLORADA

El yacimiento de Peña Colorada se localiza en el NW del estado de Colima, en el municipio de Minatitlán, y al S del estado de Jalisco, en el municipio de Cuautitlán (Figura 1). Se considera que el yacimiento contiene el 38.6% de las reservas de mineral de hierro de México. Actualmente, produce 3'500,000 toneladas de *pellets* al año, con lo cual satisface el 40% de la demanda de hierro para la industria siderúrgica nacional (Estrada-Barraza *et al.*, 1988).

Fisiográficamente, el yacimiento de Peña Colorada forma parte de la sierra de El Mamey, la cual se encuentra en la subprovincia de las Cordilleras de la Sierra Madre del Sur. Las formas orográficas en el área de estudio están representadas principalmente por topografía muy abrupta, sobresaliendo por sus elevaciones los cerros de Copales, La Piedra Colorada, El Peón, El Chino, El Zapote y parte de la Sierra de Manantlán. La altitud dentro del área de estudio va de los 680 m s.n.m.m., en el piso del valle de Minatitlán, y se eleva hasta los 1,400 m s.n.m.m. y 1,500 m s.n.m.m., en la Sierra del Mamey, al NW de Minatitlán, y los 1,800 m s.n.m.m., en el Cerro Copales, situado al SE de Minatitlán.

Los primeros trabajos en el yacimiento de Peña Colorada (formalmente conocidos como prospecto El Mamey) fueron mencionados por Aguilera (1914) y González-Reyna (1939, 1956), quienes describieron la geología del área a nivel de reconocimiento. En los años de 1956 y 1957, la compañía Impulsora de Industrias Básicas, S.A., realizó estudios geológicos y de perforación en los cuerpos de hierro de Peña Colorada. El área quedó incluida dentro de los estudios geológicos y geofísicos realizados durante 1962 a 1967 por el Gobierno de México y las Naciones Unidas (United Nations Development Programme), el cual condujo a la realización del estudio geológico-magnetométrico del yacimiento de Peña Colorada por Pineda y colaboradores (1969). Posteriormente, el Consorcio Minero Benito Juárez-Peña Colorada (fundado el 8 de diciembre de 1967) realizó estudios para la ejecución del proyecto de explotación, publicándose en 1970 el libro "Investigaciones Fundamentales para el Desarrollo del Proyecto".

La estratigrafía regional fue estudiada por Salazar-Mandujano (1983). La geología local y estudios geofísicos fueron realizados por el Instituto Mexicano del Petróleo (1987), Sánchez-Quiroz y Juárez (1988) y Corona-Esquivel (1993). Estudios por Rivas-Sánchez (1988, 1989, 1991), Alva-Valdivia y colaboradores (1991), Corona-Esquivel y colaboradores (1991) y Olivos-Rojas (1992) trataron aspectos de paleomagnetismo y mineralogía. Zürcher (1994) y Zürcher y colaboradores (2001) realizaron estudios geoquímicos.

Otros trabajos relacionados con la explotación del yacimiento son aquéllos del Plan de Minado 1990-1994 y 1993-1997 que han sido llevados a cabo por el Consorcio Minero Benito Juárez-Peña Colorada, S.A., y la evaluación de reservas por Chávez-Gaitán (1993).

V.1 Estratigrafía y geoquímica del área Minatitlán-Peña Colorada

V.1.1 Estratigrafía

El área estudiada comprende 141 km²; queda limitada por las poblaciones siguientes: al norte por Chanchahuil, al sur por Las Guásimas, al oriente por San Antonio y al poniente por Cerro Prieto (Lámina 2). Dentro del área quedan expuestas rocas de origen sedimentario marino, vulcanogénico marino y sedimentario continental del Cretácico medio que forman parte de la secuencia descrita en la región como formación Tepalcatepec. Además de estas rocas, afloran profusamente intrusivos cuya composición varía de diorita a sienita del Maastrichtiano al Paleoceno.

La estructura de la región forma parte de las secuencias de rocas volcánicas y sedimentarias que fueron deformadas y plegadas durante la orogenia Laramide a finales del Cretácico. En particular, el área de Minatitlán-Peña Colorada está conformada por remanentes de las secuencias plegadas que fueron levantados y basculados por los intrusivos del Terciario. Como resultado de lo anterior, la parte central del área cartografiada queda conformada por el valle de Minatitlán, que tiene una anchura promedio de 4 km y se extiende por más de 15 km con orientación NE-SW. Es-

te valle, con una altitud entre 600 y 700 m, queda limitado hacia el NW por la sierra de El Mamey, que en promedio tiene una altitud de 1,300 m s.n.m.m., y es donde se localiza el yacimiento ferrífero de Peña Colorada. Hacia el SE, el valle queda limitado por una sierra con una elevación superior a los 1,500 m s.n.m.m., en la que se localizan los cerros Copales, El Peón y El Ocote.

Hacia la parte central del área, destacan dos estructuras de mediana elevación denominadas Cerro Pelón del Sur y Cerro Pelón del Norte, que corresponden a cuerpos intrusivos.

El patrón principal de fallas y fracturas dentro del área cartografiada tiene una orientación NE-SW; asimismo, se puede definir otro menor con orientación NW-SE.

Las rocas sedimentarias y volcánicas que afloran dentro del área Minatitlán-Peña Colorada han sido cartografiadas en cuatro unidades (Figura 4), que de inferior a superior son las siguientes:

V.1.1.1 Unidad de limolitas y calizas arcillosas

La unidad de limolitas y calizas arcillosas aflora en un área de forma irregular de aproximadamente 5 km² al sur del valle de Minatitlán. La secuencia consiste en una alternancia de capas de 20 a 25 cm de espesor de limolita de color rojizo de origen volcánico, capas de 8 a 12 cm de limolita laminar de color rojizo que intemperiza en forma nodular y calizas arcillosas de color gris oscuro. El contacto inferior de esta unidad no está expuesto; la cubren, de manera concordante, tobas y brechas de la siguiente unidad y su espesor se estima en más de 200 m. Los fósiles contenidos en las calizas de la parte superior de esta unidad indican una edad albiana.

V.1.1.2 Unidad de caliza

Esta unidad fue descrita como caliza silicificada y fosilífera por Pineda y colaboradores (1969) como parte de la formación Tepalcatepec, introducida informalmente por Pimentel (1980), y como facies perteneciente a la formación Tepalcatepec por el Instituto Mexicano del Petróleo (1987), para referirse a las capas gruesas masivas de caliza de plataforma que se ubican ha-

cia la parte inferior del depósito de hierro de Peña Colorada. Dentro del área cartografiada, afloran también al SW de San Antonio y al poniente del yacimiento de Las Pesadas (Lámina 2). En Peña Colorada, la unidad consiste en capas gruesas (40 cm) de caliza silicificada, muy compacta de color gris oscuro; hacia la cima, el espesor de las capas se reduce y se presentan intercalaciones delgadas de caliza arcillosa. En lámina delgada, se observa que la caliza está recristalizada y contiene abundantes bioclastos (moluscos) rodeados de hematita. Su espesor en el área de la mina es del orden de los 40 m y corresponde a un depósito somero de plataforma.

Su contacto inferior es con el intrusivo granodiorítico, el cual la afecta, y hacia la cima pasa transicionalmente a la unidad de tobas y brechas. Su edad, con base en los fósiles determinados (*Texicaprina vivari*, *Immanitas* sp., *Ichthyosarcolites* sp., *Kimbleia* sp.), es albiano-cenomaniense (Corona-Esquivel y Alencaster, 1993). En el presente estudio, se considera a esta unidad como parte de la formación Tepalcatepec y se le correlaciona con la Formación Morelos, que aflora en los estados de Morelos y Guerrero (Fries, 1960).

V.1.1.3 Unidad de tobas y brechas

Esta es la unidad mayormente expuesta. Constituye gran parte de la Sierra El Mamey y aflora también a lo largo de una franja orientada NE-SW al oriente de Minatitlán (Lámina 2). Fue descrita en el área como perteneciente a la Formación Tecalitlán por Llano-Zamora (1986), y como unidad de tobas y microbrechas por Corona-Esquivel y colaboradores (1991), para referirse a las capas de espesor variable de tobas y rocas detríticas de origen volcánico.

En el área de la mina de Peña Colorada, esta unidad está constituida por 200 m de capas de espesor variable de 5 cm a más de 2 m de brechas volcánicas y tobas de composición andesítica. En su parte media superior, incluye lentes de caliza fosilífera y hacia la cima se encuentran horizontes de brechas constituidas por fragmentos angulosos de rocas volcánicas y magnetita cementados por la toba. Estos fragmentos de magnetita fueron incluidos contemporáneamente al depósito volcánico y previamente al depósito del conglomerado que los cubren.

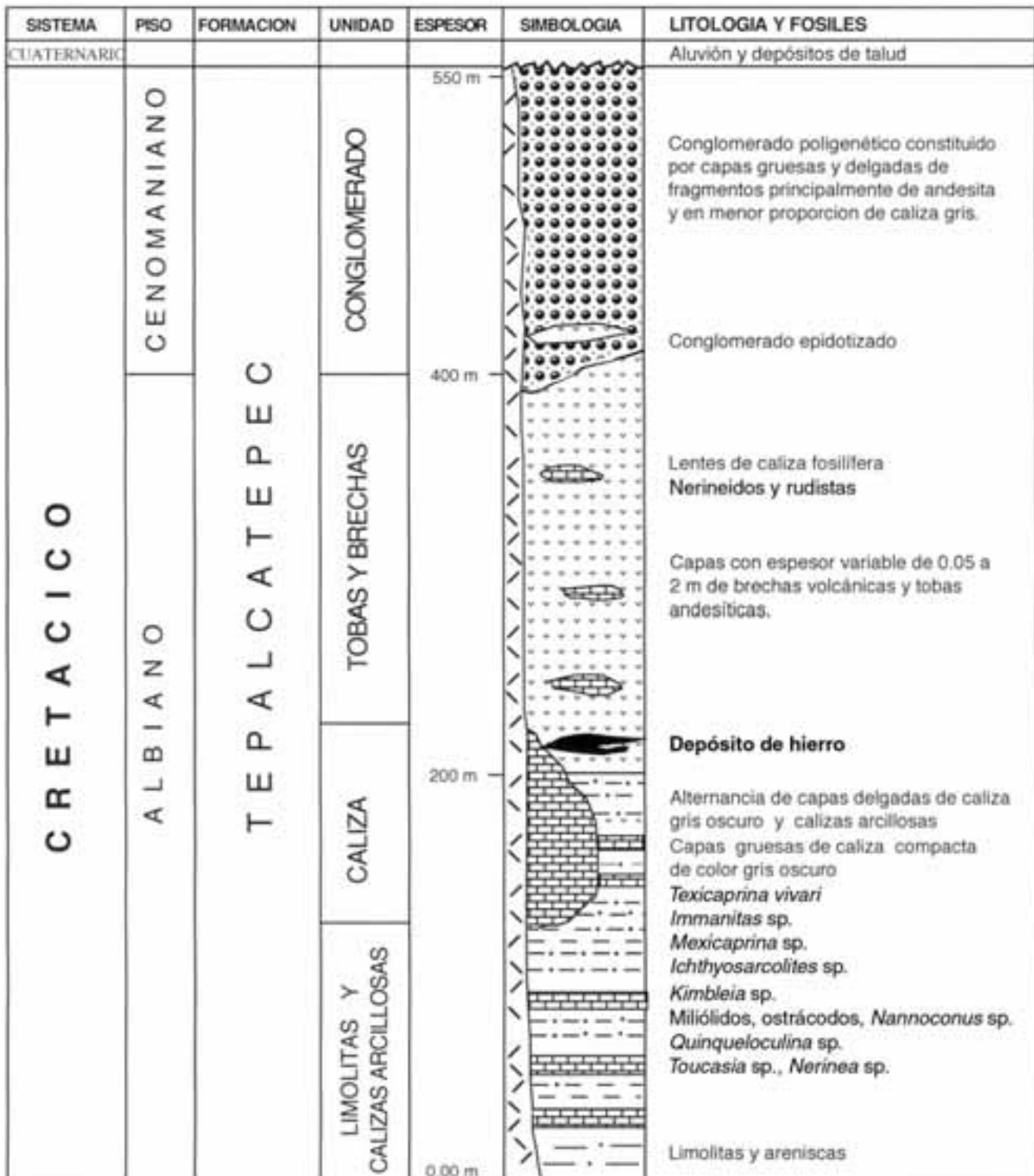


Figura 4. Columna estratigr3fica del 3rea Minatitl3n-Peña Colorada.

Al SE de Minatitl3n, sobre el camino que conduce a Llanitos, la parte inferior de la secci3n incluye capas de 30 a 35 cm de arenisca de grano medio y color rojizo, areniscas conglomer3ticas con fragmentos de

andesita de 1 a 3 cm de di3metro y muy escasos fragmentos de caliza gris, limolitas calc3reas de color rojizo, capas delgadas de caliza y horizontes de coquina, y hacia la parte superior de la secci3n afloran tobas y

brechas andesíticas de textura porfídica con fenocristales de plagioclasa.

En uno de los horizontes fosilíferos, ubicado hacia la parte inferior de la sección, se identificó los rudistas *Texicaprina vivari* (Palmer), *Immanitas* sp., y *Mexicaprina* sp., y el ostreido *Rastellum* sp. Este grupo faunístico es característico del Cretácico medio. La base de la unidad es transicional con las unidades de caliza y de limolitas y calizas arcillosas; hacia la cima, pasa también en forma transicional a la unidad de conglomerado que le cubre.

V.1.1.4 Unidad de conglomerado

Dentro del área cartografiada, el conglomerado aflora exclusivamente en la porción occidental. Fue descrito como conglomerado terciario por Pineda y colaboradores (1969), y como formación Punta Negra, del Terciario temprano, por el Instituto Mexicano del Petróleo (1987). Sus mejores afloramientos quedan expuestos al poniente de Minatitlán; el primero forma unos lomeríos en el valle y el segundo y de mayor espesor constituye los cerros de La Astilla y Cerro Prieto, alcanzando un espesor de unos 200 m. En el área de la mina de Peña Colorada, consiste en 120 m de capas que hacia la base son muy gruesas y contienen principalmente cantos de andesita y, en menor proporción, de caliza gris. Su contacto inferior es transicional con la unidad de tobas y brechas y su contacto superior no está cubierto.

En una zona justo arriba de la parte central del yacimiento, el conglomerado presenta alteración hidrotermal (epidotización), vetas angostas de magnetita y también esta cortado por los diques andesíticos que afectan a toda la secuencia de la mina de Peña Colorada.

V.1.1.5 Rocas intrusivas

La superficie ocupada por afloramientos de cuerpos intrusivos dentro del área de estudio es aproximadamente de 85 km² (Figura 5). Tomando parámetros de textura y mineralogía, es posible definir macroscópicamente tres grandes cuerpos intrusivos diferentes con sus respectivas peculiaridades cada uno de ellos, a los cuales se les ha denominado como Gabro Llanitos,

Cuarzodiorita Peña Colorada y Cuarzomonzonita Los Cerros Pelones.

En la Figura 5, se observa la distribución de los cuerpos, sus relaciones de contacto con las rocas preintrusivas y cuaternarias, y la localización de los sitios de muestreo. La edad maastrichtiano-paleocénica asignada a estos cuerpos se basa en las relaciones con las unidades estratigráficas que intrusionan y en comparaciones de dataciones isotópicas en cuerpos cercanos de composición similar, como los fechados por el IMP (1987) por el método de K-Ar en 72±6 Ma (La Loma), 58±2 Ma (La Sidra), y 62±2.5 Ma (El Mixcoate).

V.1.1.5.1 Gabro Llanitos

El gabro Llanitos, localizado en la porción oriental (muestras R-29 y R-30), presenta una textura equigranular con cristales euedrales de plagioclasa más abundantes que los de ortoclasa y hornblenda. Como accesorios contiene biotita. El tamaño del grano varía de 1 a 5 mm. Su color es verde oscuro y desarrolla intemperismo esferoidal.

Al microscopio petrográfico, se identificó plagioclasa-hiperstena-minerales opacos-augita-biotita-apatita (clorita-sericita-tremolita). La plagioclasa ocupa el 70% de la superficie de la lámina, presenta foliación magmática y una zonación de moderada a débil. La hiperstena es débilmente pleocroica en colores rosa, verdoso o amarillento, y en sus bordes presenta alteración a granos finos de clorita; constituye aproximadamente el 5% de la superficie de la lámina. La augita representa el 15%; es poiquilítica con abundantes inclusiones de ortopiroxeno alterado, minerales opacos y biotita. Los minerales opacos forman el 10%, constituido probablemente por magnetita. Petrográficamente, la roca puede ser clasificada como un gabro anhídrido de dos piroxenos.

V.1.1.5.2 Cuarzodiorita Peña Colorada

La cuarzodiorita Peña Colorada es el intrusivo de mayor tamaño. En el arroyo La Encantada (muestras R-39 y R-43), está constituida por cristales euedrales, de 1 a 2 mm, de plagioclasa y ortoclasa, escaso cuarzo y hornblenda y como accesorio tiene magnetita. En la proximidad al yacimiento de hierro (muestra 967), su

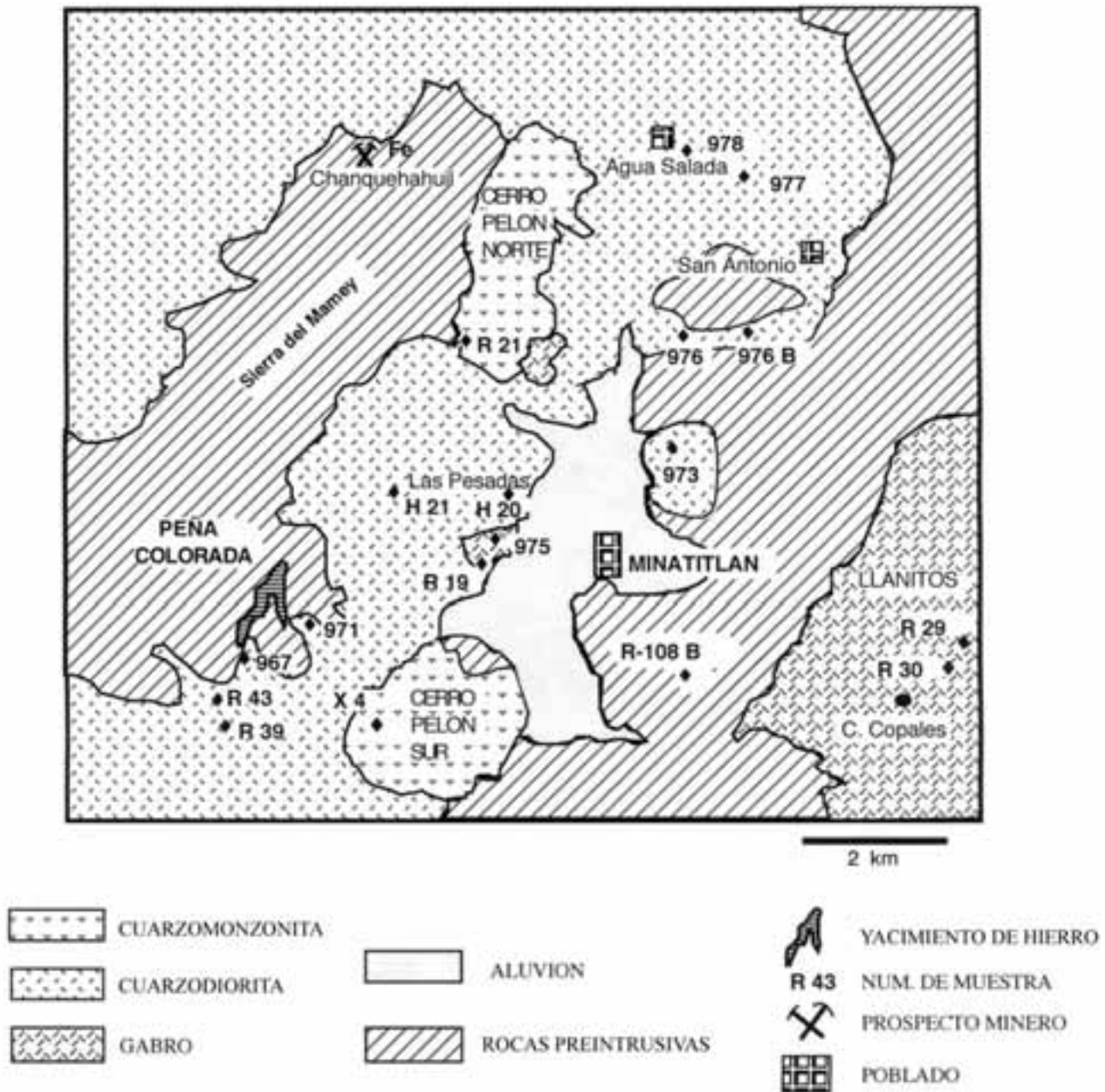


Figura 5, Mapa que muestra los principales intrusivos del área Minatitlán-Peña Colorada.

textura es ligeramente más fina, y presenta diaclasas subhorizontales y verticales en varias direcciones dando lugar a la formación de bloques romboidales. Hacia la porción oriental, bajo el yacimiento de Peña Colorada (muestra 971), conserva las mismas características, difiriendo en la presencia de clorita intersticial entre los cristales de plagioclasa y ortoclasa, y que tiene como mineral accesorio magnetita. En esta localidad, al igual que en la anterior, las diaclasas son subhorizontales y subverticales.

Al NE de Minatitlán, la cuarzodiorita intrusión a la secuencia de tobas y brechas andesíticas; la cubre, en su parte occidental, el aluvión del valle de Minatitlán. Aquí, su textura es porfídica con fenocristales de 2 a 4 mm de plagioclasa (muestra 973). La roca es de color gris claro, no presenta foliación, es muy compacta, carece de xenolitos y diques aplíticos y las diaclasas definen bloques en forma de cubos y romboedros.

Al sur del poblado de San Antonio, la cuarzodiorita afecta a la unidad de caliza; la constituyen cristala-

les euedrales de 1 a 2 mm, principalmente de plagioclasa y hornblenda; tiene poco cuarzo y epidota como accesorio. Su color es verde claro e intemperiza a café claro, y las diaclasas forman bloques cúbicos de 40 a 80 cm por lado; también se desarrolla en este intrusivo un intemperismo esferoidal (muestras 976 y 976 B). Presenta muy escasos enclaves, de aproximadamente 5 cm de diámetro, de cristales de plagioclasa y cuarzo. Ocasionalmente, tiene diques de textura aplítica, de 4 a 6 cm de espesor, constituidos por cristales de plagioclasa, piroxeno y hornblenda.

Al norte del área de estudio, en las inmediaciones de la población de Agua Salada, la cuarzdiorita está constituida principalmente por cristales euedrales, de 2 a 3 mm, de plagioclasa y ortoclasa, y subedrales de hornblenda en menor cantidad y como accesorios epidota y magnetita.

La muestra R-39, tomada en el arroyo La Encantada, al sur del yacimiento de Peña Colorada, vista al microscopio petrográfico presenta los siguientes minerales primarios: plagioclasa-clinopiroxeno-feldespato potásico, y epidota-sericita-titanita-tremolita y clorita como secundarios. La plagioclasa constituye más del 80% de la superficie de la lámina. En forma preliminar, la roca puede clasificarse petrográficamente como una monzonita con fuerte alteración hidrotermal.

La muestra R-43, localizada también en el arroyo La Encantada, más próxima al yacimiento de hierro, está constituida por plagioclasa-augita-minerales opacos y titanita. Este mineral fue, obviamente, producto de la descomposición de augita titanífera a alta temperatura durante el enfriamiento de la roca, pero bajo condiciones anhidras. La plagioclasa es impura y llena de inclusiones de epidota.

V.1.1.5.3 Cuarzomonzonita Los Cerros Pelones

La cuarzomonzonita aflora en dos áreas que se distinguen morfológicamente por sus elevaciones que sobrepasan a las de los intrusivos que las rodean, sus pendientes más abruptas y su escasa vegetación (Figura 5). En ocasiones, se aprecian estructuras de flujo irregular. En la localidad de El Salto (muestra X-4), sus diaclasas principales son subhorizontales y un segundo sistema es subvertical con varios rumbos dando lugar a la formación de bloques de forma romboédrica. Su

color es beige a blanco. En lámina delgada, en la muestra X-4 (R-122B), proveniente del Cerro Pelón del Sur, se observa que la plagioclasa se presenta en grupos o con cuarzo grueso, sugiriendo una proveniencia de plutones graníticos. La muestra R21, de Cerro Pelón del Norte, con textura aplítica, está compuesta principalmente por plagioclasa, y la muestra R108B, proveniente del SE de Minatitlán, corresponde a un dique aplítico con muscovita primaria. A 10 km al sur, fuera del área Minatitlán-Peña Colorada, en la localidad de Canoas (Figura 6), la muestra R-51 está constituida por plagioclasa-biotita-hornblenda-minerales opacos-cuarzo-feldespato potásico y apatita como minerales primarios, y clorita-epidota y sericita como secundarios. Los cristales de plagioclasa constituyen aproximadamente el 60% de la lámina, son euedrales y presentan zonación intensa e inclusiones de hornblenda. El cuarzo es anedral y está presente en aproximadamente 5%. La biotita (~5%) forma cristales euedrales de color amarillo y café oscuro. La hornblenda forma cristales euedrales elongados, de color verdoso a café, parcialmente alterados a uralita. La magnetita es en parte un producto de la alteración de la hornblenda, la cual está presente como inclusiones. El feldespato potásico ocasionalmente desarrolla textura mirmequítica y está alterado a sericita y zonas impuras, ocupando el 20% de la lámina. La roca fue clasificada petrográficamente como una cuarzomonzonita de hornblenda y biotita con la paragénesis hornblenda-biotita-plagioclasa-feldespato potásico-cuarzo.

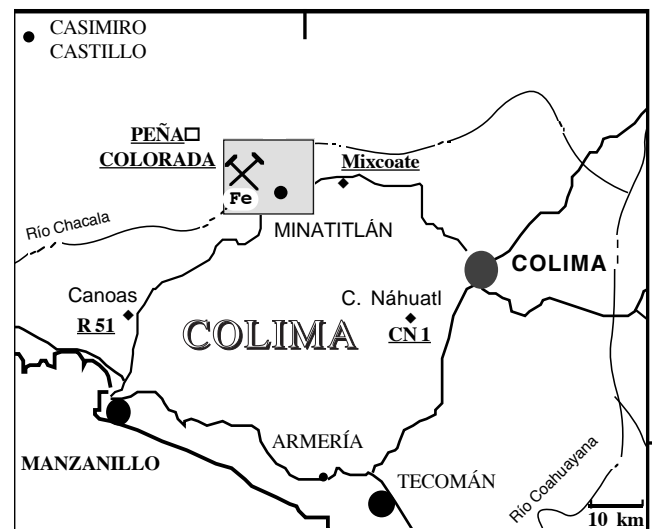


Figura 6. Mapa de ubicación de los intrusivos de la periferia del área de Minatitlán-Peña Colorada.

V.1.2 Geoquímica de los intrusivos

Con el propósito de determinar cambios significativos en el comportamiento geoquímico de los intrusivos que de alguna manera pudiesen estar relacionados con la mineralización de Peña Colorada, así como de comparar su geoquímica con la de otros yacimientos de hierro similares, se realizaron los estudios siguientes:

V.1.2.1 Elementos mayores

En el laboratorio del Instituto de Geología de la Universidad Nacional Autónoma de México fueron analizadas ocho muestras de los intrusivos del área Minatitlán-Peña Colorada y tres de los intrusivos de la periferia del área de estudio (Figuras 5 y 6). Los métodos analíticos empleados (Tabla 2) fueron los tradicionales por vía húmeda, usando gravimetría, flamometría, volumetría y colorimetría con una precisión de ~0.50%, humedad a 100°C y pérdida por calcinación a 1,000°C. Se incluyó, además, cuatro análisis de los intrusivos asociados con la mineralización y postmineralización, tomados de Zürcher (1994).

La Tabla 2 muestra los análisis por óxidos mayores y la Tabla 3 los minerales obtenidos en el cálculo de la norma CIPW. Los intrusivos del área de Minati-

tlán-Peña Colorada están representados en la Figura 7 en el diagrama de clasificación normativa de Streckeisen y Le Maitre (1979) con los datos calculados a partir de la norma CIPW de la Tabla 3, donde puede advertirse que las muestras del área de estudio van desde la diorita hasta el granito alcalino.

La Figura 8 muestra los puntos correspondientes a los intrusivos de Minatitlán-Peña Colorada y áreas adyacentes en la gráfica A/CKN vs. SiO₂, de Harker (1909), que de acuerdo con el índice de alúmina los clasifica en dos grupos: peraluminosos, con índice de alúmina mayor que 1, y metaluminosos, con índice de alúmina menor que 1. Conforme a este criterio, Chappell y White (1974) separan aquellos intrusivos con índice de alúmina menor que 1.1 (A/CKN<1.1) como pertenecientes al tipo "I", que se derivan de magmas basálticos principalmente del manto. Aquéllos con índice mayor que 1.1 pertenecen al tipo "S", los cuales son producto de contaminación por fusión parcial de la corteza principalmente sedimentaria.

De las muestras analizadas en la presente investigación, con excepción de la R-108B, que corresponde a un dique aplítico que intrusióna a rocas volcánico-sedimentarias del Cretácico, todas las del área Minatitlán-Peña Colorada pertenecen al tipo "I". Sus valores de sodio (Na₂O) son mayores que 3.2 y su com-

Tabla 2. Óxidos mayores de los intrusivos del área Minatitlán-Peña Colorada (% en peso).

MUESTRA	LOCALIZACIÓN	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	SO ₃	CO ₂	H ₂ O ⁺	H ₂ O ⁻	TOTAL
R-29	Llanitos	51.60	1.66	20.38	0.60	6.63	0.06	1.92	8.17	3.60	1.40	0.63	0.00	0.00	0.35	2.69	99.69
R-30	Llanitos	53.96	1.66	20.85	1.70	5.46	0.08	2.17	6.97	3.80	0.90	0.60	0.00	0.00	0.34	1.42	99.91
R-39	La Encantada	60.53	1.28	16.56	3.05	1.17	0.05	1.58	4.38	7.00	1.70	0.62	0.00	0.00	0.66	1.10	99.68
R-43	La Encantada	60.57	1.24	16.28	2.04	1.30	0.04	2.03	5.18	7.80	0.20	0.60	0.00	0.00	0.54	1.24	99.06
X-4 (122B)	Cerro Pelón S.	70.46	0.12	14.14	0.08	0.26	0.03	0.47	2.59	6.20	1.40	0.30	0.00	0.00	0.76	3.01	99.82
R-21	Cerro Pelón N.	67.04	0.23	15.85	2.77	0.00	0.02	1.28	0.99	6.80	2.70	0.42	0.00	0.00	0.82	1.04	99.96
H-20	Las Pesadas	52.71	1.60	17.39	4.77	4.62	0.16	3.15	6.70	5.31	1.21	0.95	0.00	0.00	0.56	1.25	100.39
R-108B	SE Minatitlán	74.03	0.17	14.02	0.35	0.13	0.01	0.74	0.59	5.10	1.50	0.12	0.00	0.00	0.96	2.01	99.73
Mixcoate	Mixcoate	70.06	0.28	15.09	0.02	1.95	0.08	0.68	2.09	5.30	1.40	0.44	0.00	0.00	0.24	1.89	99.52
R-51	Canoas	69.79	0.33	18.10	0.02	1.82	0.01	1.55	2.99	2.10	1.90	0.31	0.00	0.00	0.09	0.87	99.88
CN-1	Cerro Náhuatl	69.00	0.64	15.83	0.92	0.91	0.01	1.59	2.59	5.30	0.04	0.46	0.00	0.00	0.56	2.18	100.03
Diorita	Yac. de P. Col.	58.20	1.23	16.60	0.84	2.73	0.13	4.02	6.15	7.56	0.36	0.30	0.00	2.30	0.00	0.00	100.50
Dique dior	Yac. de P. Col.	50.00	1.63	14.80	8.37	3.13	0.24	3.88	10.40	4.66	0.62	0.40	0.00	2.30	0.00	0.00	100.50
Aplita	Yac. de P. Col.	73.80	0.17	14.80	0.78	0.00	0.04	0.19	0.33	6.07	2.57	0.08	0.00	1.30	0.00	0.00	100.20
Dique and	Yac. de P. Col.	55.40	1.09	17.80	2.59	5.26	0.27	2.83	2.58	7.49	1.26	0.59	0.00	1.70	0.00	0.00	99.01

Análisis realizados en el Instituto de Geología, UNAM, por el Quím. Anastasio Lozano-Cobo por el método de vía húmeda usando gravimetría, flamometría, volumetría y colorimetría. Humedad a 100°C (H₂O⁺) y pérdida por calcinación a 1,000°C (H₂O⁻). Precisión: ±0.5%. Nota: La muestra H-20 fue comprobada por el Quím. Rufino Lozano-Santa Cruz por el método de fluorescencia de rayos X. Los análisis de los intrusivos del yacimiento de Peña Colorada fueron tomados de Zürcher (1994).

Tabla 3. Minerales obtenidos en el cálculo de la norma CIPW de intrusivos del área Minatitlán-Peña-Colorada.

Muestra	LOCALIZACIÓN	Cuarzo	Corindón	Ortoclasa	Albita	Anortita	Diópsido	Hiperstena	Magnetita	Hematita	Ilmenita	Rutilo	Apatita	Otros
R-29	Llanitos	2.92	0	8.56	31.51	36.55	0.96	13.82	0.9	0	3.26	0	1.54	
R-30	Llanitos	9.36	2.44	5.42	32.76	31.24	0	11.65	2.51	0	3.21	0	1.45	
R-39	Arroyo La Encantada	5.36	0	10.26	60.48	8.94	7.1	0.73	0.23	2.96	2.48	0	1.5	
R-43	Arroyo La Encantada	4.94	0	1.22	67.84	9.07	10.36	0.39	0.75	1.58	2.42	0	1.46	
122 B(X-4)	Cerro Pelón	25.44	0	8.61	54.61	6.9	3.16	0	0.12	0	0.24	0	0.74	Wolast. 0.2
R-21	Cerro Pelón Norte	14.59	0.97	16.27	58.65	2.21	0	3.25	0	2.82	0.04	0.21	1.01	
H-20	Las Pesadas	1.33	0	7.15	44.93	20.04	5.58	7.38	6.92	0	3.04	0	2.2	
R-108B	SE de Minatitlán	37.82	3.33	9.16	44.6	2.21	0	1.9	0	0.36	0.31	0.01	0.29	
Mixcoate	El Mixcoate	28.99	2.17	8.5	46.08	7.7	0	4.93	0.03	0	0.55	0	1.07	
R-51	Canoas	41.63	7.98	11.35	17.96	12.95	0	6.73	0.03	0	0.63	0	0.74	
CN-1	Cerro Náhuatl	32.27	3.56	0.24	46.09	10.12	0	4.07	1.14	0.16	1.25	0	1.12	
Diorita	Yacimiento	0.45	0	2.13	63.97	10.3	2.96	11.13	1.22	0	2.34	0	0.7	Calc. 5.23
Dique dior	Yacimiento	3.49	0	3.66	39.43	17.64	13.08	3.6	6.15	4.13	3.1	0	0.93	Calc. 5.23
Apilita	Yacimiento	27.89	1.62	15.19	51.36	1.11	0	0.47	0	0.78	0.09	0.12	0.19	Rutilo 0.12
Dique and	Yacimiento	0.74	4.78	7.45	63.38	0	0	13.27	3.76	0	2.07	0	1.37	Calc. 3.87

posición varía de félsica a máfica en forma similar a los batolitos de Tasmania estudiados por Chappell y White (1974). Asimismo, es notorio que todos los intrusivos cercanos a la mineralización del yacimiento de Peña Colorada quedan dentro del campo “metaluminoso” (Figura 10). A diferencia de los intrusivos de Minatitlán-Peña Colorada, la muestra R-51, localizada

al sur en la población de Canoas, y la CN-1, localizada en el yacimiento de Cerro Náhuatl, pertenece al tipo “S”, indicando que fueron contaminadas con material de la corteza, probablemente de la misma secuencia volcánico-sedimentaria del Cretácico (Figura 8).

La Figura 9 indica la ubicación de los intrusivos del área Minatitlán-Peña Colorada en la gráfica de Ir-

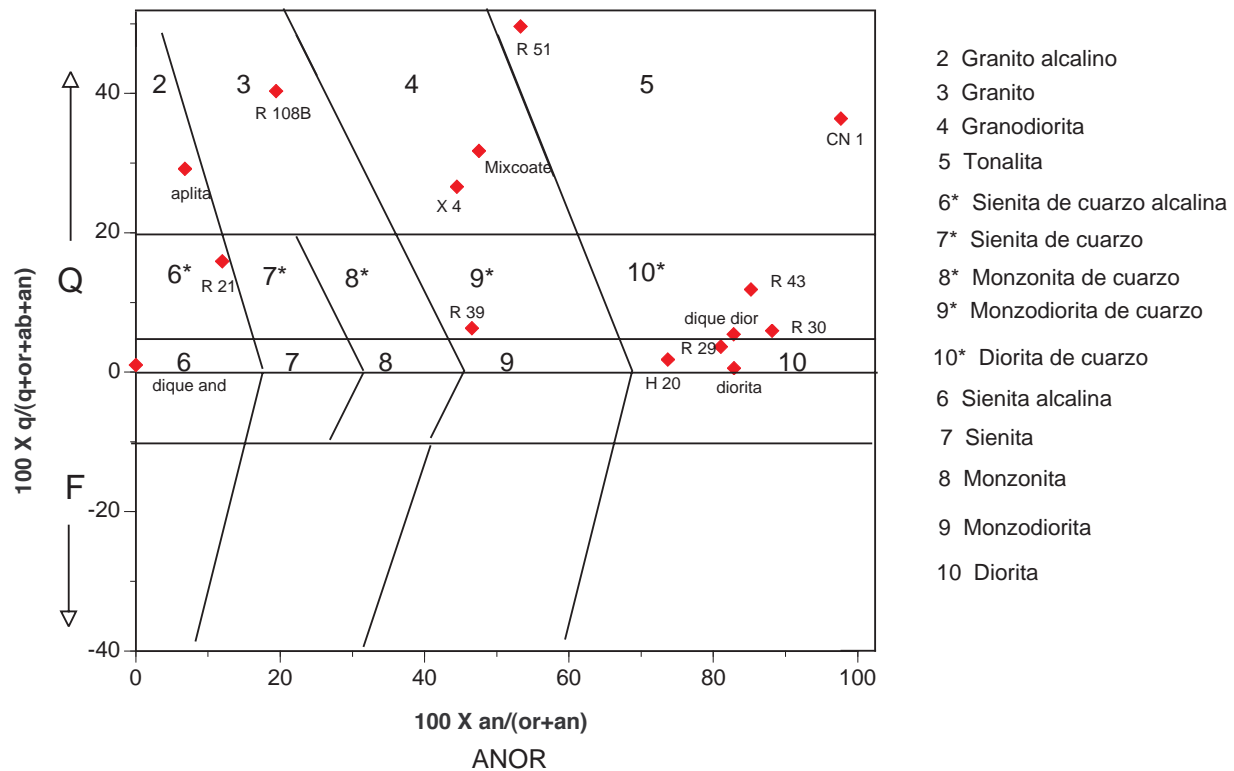


Figura 7. Clasificación de los intrusivos del área Minatitlán-Peña Colorada utilizando el diagrama basado en la composición normativa de Streckeisen y Le Maitre (1979).

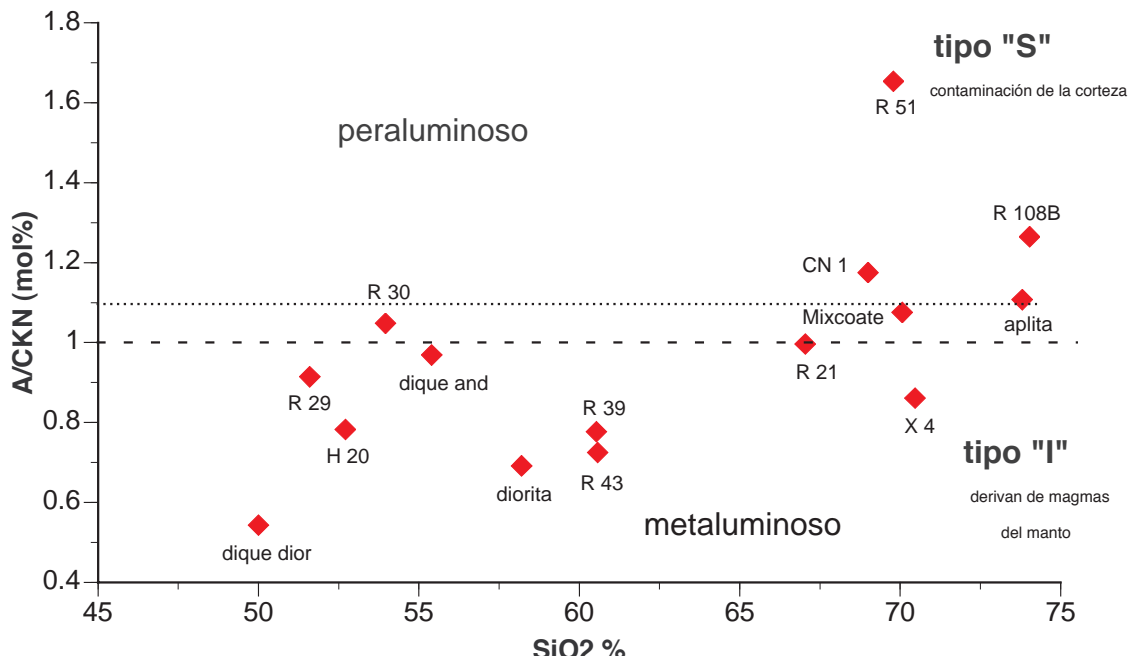


Figura 8. Ubicación de los intrusivos del área Minatitlán-Peña Colorada en la gráfica A/CKN versus SiO₂ de Harker (1909) y Chappell y White (1974).

vine y Baragar (1971), observándose que las muestras H-20 (Las Pesadas), R-39 y R-43 (arroyo La Encantada), la R-21 (cerro Pelón del Norte), el dique andesítico

co y la diorita del yacimiento quedan dentro del campo alcalino; es decir, ricas en sodio y potasio. De acuerdo con lo anterior, los intrusivos cercanos a la mi-

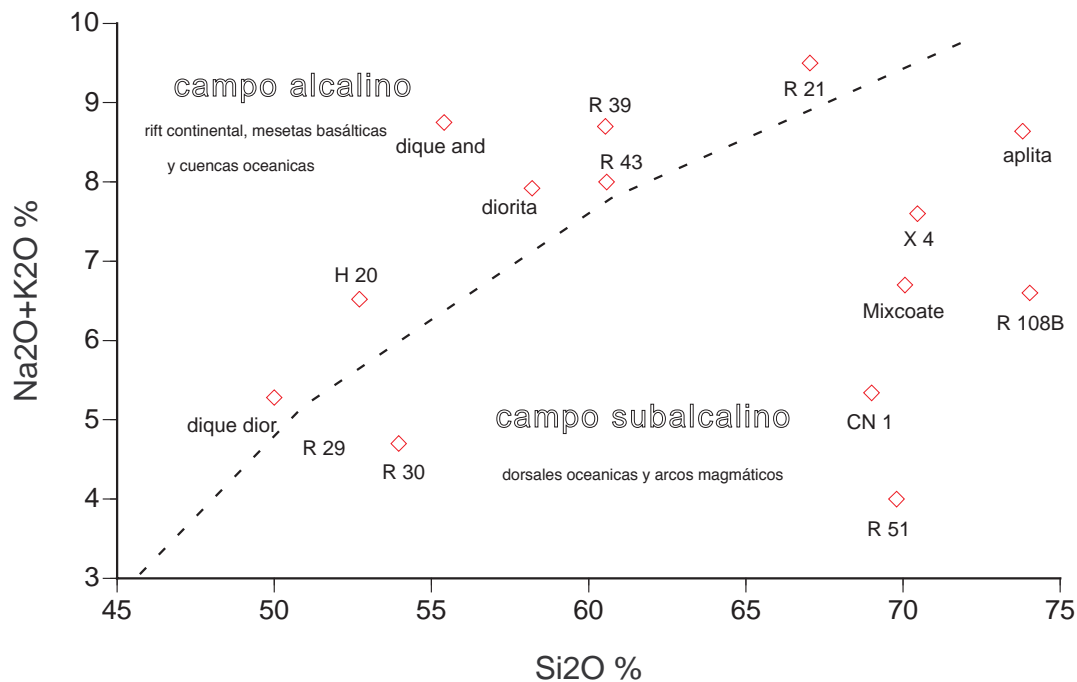


Figura 9. Intrusivos del área Minatitlán-Peña Colorada en la gráfica de álcalis versus sílice de Irvine y Baragar (1971).

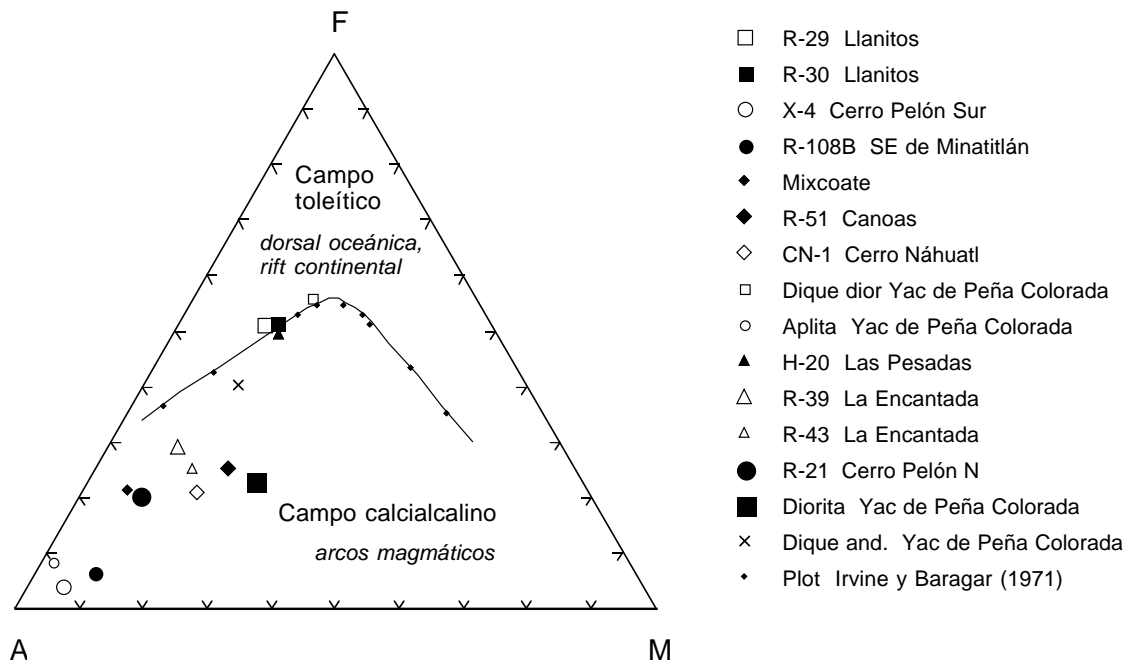


Figura 10. Clasificación de los intrusivos del área Minatitlán-Peña Colorada en la gráfica AFM ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$, $\text{Fe}_2\text{O}_3+\text{FeO}$, MgO) de Irvine y Baragar (1971).

neralización quedan dentro de este campo, pudiendo deberse su comportamiento anómalo al efecto de alteración.

Las muestras R-29 y R-30 (Llanitos), X-4 (cerro Pelón del Sur), R-108B (SE de Minatitlán), Mixcoate, CN-1 (cerro Náhuatl), R-51 (Canoas), el dique de diorita y la aplita del yacimiento caen en el campo subalcalino, lo cual es característico de los intrusivos tipo "I" derivados de magmas basálticos que no sufrieron contaminación cortical importante. Este último grupo de rocas subalcalinas puede ser graficado en el diagrama AFM para diferenciar entre los campos toleítico y calcialcalino, observándose que la mayoría de ellas cae francamente en el campo calcialcalino, con excepción de las del intrusivo de Llanitos y el dique de diorita de Peña Colorada, que quedan en el límite de dicho campo (Figura 10).

La cuarzomonzonita Cerro Pelón del Sur y las aplitas del yacimiento y del SE de Minatitlán, extremadamente ricas en sodio y potasio, pueden pertenecer a cualquiera de los trenes toleítico o calcialcalino (Figura 10). El aumento paralelo y progresivo de los contenidos de sílice y álcalis y la ausencia de enriquecimiento de hierro, siguiendo la secuencia de Bowen en esta serie de rocas, confirma su carácter calcialcalino.

De acuerdo con el diagrama Ab-An-Or, los intrusivos del área Minatitlán-Peña Colorada cercanos al yacimiento de hierro y el intrusivo del yacimiento también ferrífero de Cerro Náhuatl caen en el campo de la trondhjemita (Figura 11), indicando un comportamiento

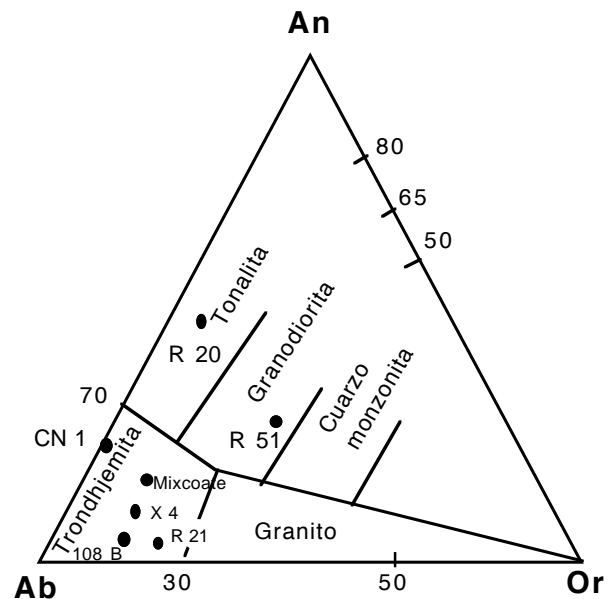


Figura 11. Clasificación de los intrusivos del área de Minatitlán-Peña Colorada con más del 10% de cuarzo en el diagrama albita-anortita-ortoclasa de O'Connor (1965), modificado por Barker (1979).

to anómalo y coincide con dos de las muestras de la Sierra Madre del Sur, clasificadas por Negendank y colaboradores (1987) como pertenecientes al complejo K6-Arteaga y Punta San Telmo. Asimismo, los intrusivos de Llanitos (R-30) y Canoas (R-51), distantes del yacimiento de Peña Colorada, quedan en el campo de la tonalita y granodiorita, respectivamente, en igual forma que varias de las muestras del complejo K-7 Manzanillo, estudiado por Negendank y colaboradores (1987). Por otra parte, ninguno de los intrusivos dentro del área mineralizada de Peña Colorada califican dentro del diagrama Ab-An-Or, lo que sugiere que este resultado pueda estar reflejando la presencia de alteración hidrotermal.

V.1.2.2 Diagramas de Harker

La Figura 12 muestra la variación de elementos mayores de los intrusivos del área Minatitlán-Peña Colorada y plutones cercanos en los diagramas de Harker. Véase la ubicación de los intrusivos en los mapas de las Figuras 5 y 6. Para interpretar el comportamiento de estos intrusivos, los mismos fueron separados en tres grupos principales:

1. Intrusivos tempranos dentro del área de mineralización de Peña Colorada.
2. Intrusivos tardíos posiblemente relacionados con la mineralización.
3. Intrusivos lejanos al yacimiento de Peña Colorada que no tienen relación con la mineralización.

La relación $\text{TiO}_2/\text{SiO}_2$ presenta una tendencia muy definida en la cual conforme aumenta el SiO_2 disminuye el TiO_2 . El coeficiente de correlación lineal, tomando en cuenta a todos los intrusivos del área, es de -0.914; considerando únicamente a los intrusivos tempranos dentro del área de mineralización, es de -0.907; y considerando tanto a los intrusivos tempranos como a los tardíos relacionados posiblemente con la mineralización, es de -0.913. Esta correlación negativa constante sugiere que hubo una precipitación temprana de ilmenita.

En la relación $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$ no se aprecia correlación alguna para todo el conjunto; sin embargo, si se omite el dique diorítico y las muestras R-29, R-30 y R-51, Mixcoate y CN-1 por ser intrusivos lejanos al yacimiento de Peña Colorada, se define una tendencia

negativa, con correlación lineal de -0.872, que probablemente indique fraccionamiento de plagioclasa cálcica (cristalización fraccionada de baja presión).

En la relación $\text{FeO}^{(\text{Tot})}/\text{SiO}_2$, la tendencia a disminuir del $\text{FeO}^{(\text{Tot})}$ al aumentar el SiO_2 es muy definida, más aún si se excluyen las muestras R-29, R-30, R-51, CN-1 y Mixcoate, que pertenecen a intrusivos lejanos al yacimiento. De esta manera, la gráfica muestra correlación negativa (-0.945) hasta llegar a 60% de SiO_2 , donde a partir de este punto el contenido de $\text{FeO}^{(\text{Tot})}$ se mantiene constante hasta el 67% de SiO_2 , para luego disminuir nuevamente conforme aumenta el SiO_2 . Esto puede explicarse por mezcla de dos magmas, o bien por un enriquecimiento de sílice por metasomatismo en las fases finales de cristalización.

La relación MgO/SiO_2 es similar a la del hierro: una tendencia lineal de correlación negativa con coeficiente de 0.945, si se evita a los intrusivos que no están dentro del área del yacimiento (R-29, R-30, Dique And, CN-1, R 51 y Mixcoate) y a la diorita, la cual queda completamente fuera porque su relación FeO/MgO es anómalamente baja. El hiato entre 60 y 67% de SiO_2 puede ser debido a un muestreo insuficiente o bien a causas petrogenéticas que quedan fuera del alcance de este estudio.

En la relación CaO/SiO_2 , el tren de correlación negativa es casi lineal con un coeficiente de 0.904, excluyendo tanto a los plutones lejanos al yacimiento de Peña Colorada (R-29, R-30, R-51, CN-1 y Mixcoate), como al dique andesítico que es posterior a los intrusivos y a la mineralización. Al igual que las gráficas anteriores, el hiato entre 60 y 67% de SiO_2 puede deberse a un muestreo insuficiente.

En la relación $\text{Na}_2\text{O}/\text{SiO}_2$, excluyendo a los intrusivos fuera del área de mineralización, se define una tendencia con correlación lineal positiva de 0.901 entre el dique diorítico y la muestra R-43, y otra tendencia con correlación lineal negativa de 0.710 entre la R-21 y la R-108B, debido posiblemente este último a un empobrecimiento de Na_2O por metasomatismo de los intrusivos tardíos.

En la relación $\text{K}_2\text{O}/\text{SiO}_2$ no existe correlación lineal en ninguno de los grupos de intrusivos; sin embargo, se observa valores altos en K_2O para los intrusivos tardíos, lo que probablemente se deba a removilización del feldespato potásico de los propios intrusivos.

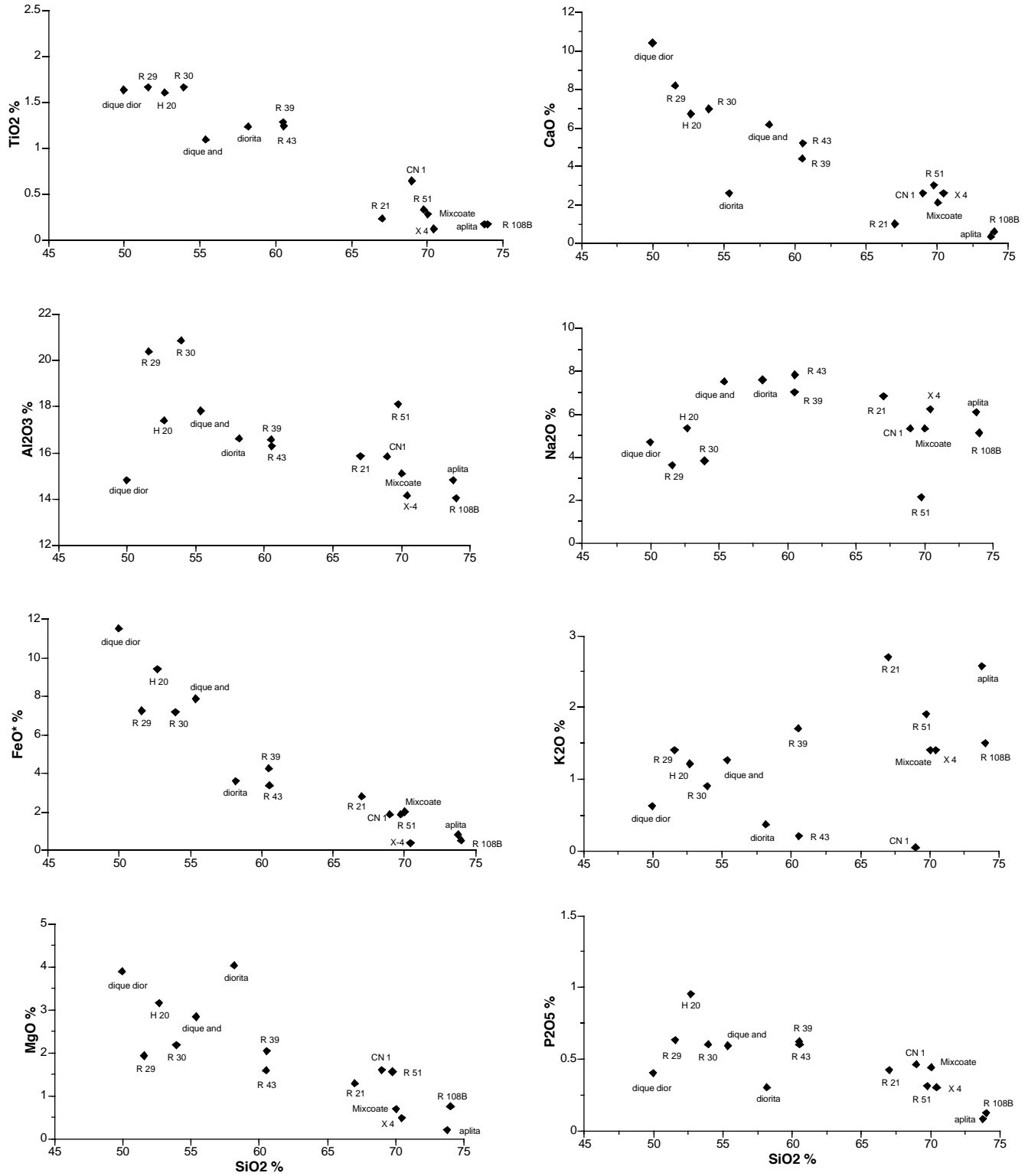


Figura 12. Diagramas de Harker. Intrusivos del área Minatitlán-Peña Colorada y plutones cercanos.

En la relación P_2O_5/SiO_2 , excluyendo los intrusivos no relacionados con la mineralización, se observa una ligera correlación negativa con coeficiente de 0.494, lo cual implica la formación de apatita como fase temprana de cristalización.

V.1.2.3 Gráficas de Miyashiro y Shido

De acuerdo con Miyashiro y Shido (1975), en series típicas toleíticas de rocas volcánicas, los contenidos de $FeO^{(Tot)}$, TiO_2 y V, aumentan primero y luego pasando de un máximo, comienzan a decrecer conforme avanza la cristalización fraccionada; mientras que en series típicamente calcialcalinas, los contenidos de FeO , TiO_2 y V, decrecen monótona y rápidamente con el avance de la cristalización. Siguiendo este criterio resulta que en las series calcialcalinas los contenidos de $FeO^{(Tot)}$ y TiO_2 son bajos cuando las relaciones $FeO^{(Tot)}/MgO$ son mayores que 2.5, mientras que en las series toleíticas estos contenidos de $FeO^{(Tot)}$ y TiO_2 pueden ser altos.

En las Figuras 13a y 13b, donde se ubica a los intrusivos del área Minatitlán-Peña Colorada y áreas adyacentes en las gráficas $FeO^{(Tot)}$ vs. $FeO^{(Tot)}/MgO$ y TiO_2 vs. $FeO^{(Tot)}/MgO$, respectivamente, se observa que únicamente los intrusivos del área de Llanitos retirados del yacimiento, un dique de diorita en el yaci-

miento de hierro y la muestra H-20, cercana al depósito de Las Pesadas, presentan tendencia toleítica de acuerdo con lo propuesto por Miyashiro y Shido (1975).

V.1.2.4 Discusión de la geoquímica de los elementos mayores

Los intrusivos del área Minatitlán-Peña Colorada varían en composición desde diorita hasta granito alcalino (Figura 9) y su contenido de SiO_2 varía de 50.0%, en el dique diorítico del yacimiento, a 74.03%, en la aplita al SE de Minatitlán (Tabla 3).

Según su ubicación en la gráfica A/CKN vs. SiO_2 , de Harker (1909) y Chappell y White (1974) (Figura 8), la gran mayoría cae en el campo metaluminoso y pertenece al tipo "I"; es decir, que se derivan fundamentalmente de la fusión de rocas del manto, con excepción de tres de ellos, que probablemente muestran abundante contaminación de material cortical (tipo "S") y que no tienen relación con la formación del yacimiento de Peña Colorada.

De acuerdo con el diagrama de Irvine y Baragar (1971), aquellos intrusivos lejanos al área de la mineralización muestran composiciones típicas de asociaciones magmáticas subalcalinas, mientras que los cercanos a la mineralización son alcalinos (Figura 9). Asi-

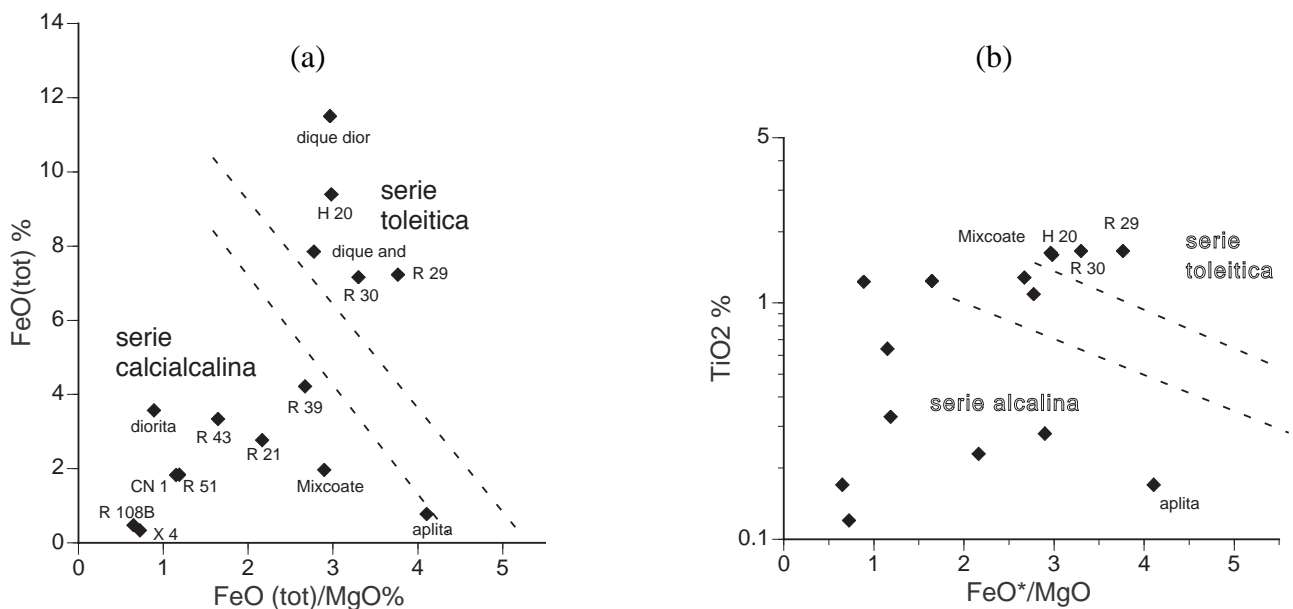


Figura 13. Clasificación de los intrusivos del área de Minatitlán-Peña Colorada y áreas adyacentes en las gráficas de Miyashiro y Shido (1975): (a) $FeO^{(Tot)}$ versus $FeO^{(Tot)}/MgO$, (b) TiO_2 versus $FeO^{(Tot)}/MgO$.

mismo, se observa que en la gráfica AFM, de Irvine y Baragar (1971), la composición de la mayoría de los intrusivos del área Minatitlán Peña Colorada es calcalcalina, con excepción de tres de ellos que se ubican en el límite del campo toleítico (Figura 10).

La composición alcalina de los intrusivos cercanos a la mineralización puede explicarse por la adición de Na y K por procesos hidrotermales; asimismo, la ubicación dentro del campo toleítico de tres de éstos puede deberse a un proceso de diferenciación en el magma o también a enriquecimiento posterior en hierro durante alguna de las etapas de mineralización. Esto último podría explicar también los valores altos en $\text{FeO}^{(\text{Tot})}$ y TiO_2 para las mismas muestras en las gráficas de Miyashiro y Shido (1975) (Figuras 13a y 13b).

Lo anterior hace congruente el hecho de que ninguno de estos intrusivos cercanos a la mineralización califique dentro del diagrama Ab-An-Or (O'Connor, 1965; Barker, 1979) (Figura 11), en el que se ubica la gran mayoría de los intrusivos de la costa suroccidental estudiada por Negendank y colaboradores (1987) y Schaaf y colaboradores (1991).

En la Figura 12 (diagramas de Harker), se presentan los porcentajes de los óxidos mayores, donde se observa la variación de los mismos respecto a SiO_2 , con una tendencia lineal negativa para el caso de TiO_2 , Al_2O_3 , $\text{FeO}^{(\text{Tot})}$, MgO , CaO y P_2O_5 , mientras que el K_2O y Na_2O muestran una menor variación vertical.

Los intrusivos tardíos son los que muestran menos variación en los valores de sus óxidos, mientras que los intrusivos tempranos, los cercanos a la mineralización y aquéllos lejanos al yacimiento evidencian una mayor evolución composicional. Si sólo se toma en cuenta aquellos intrusivos tempranos y tardíos ubi-

cados dentro del área del yacimiento ferrífero, indican un solo tren con diferenciación fraccionada que en su última etapa de cristalización, en el intervalo entre 60 y 67% de SiO_2 , sufrió un enriquecimiento en sílice debido probablemente a un proceso hidrotermal; o bien, este intervalo puede ser originado por una densidad no homogénea del muestreo. Asimismo, todo lo infrecuente que aparece (sienitas, carácter alcalino y toleítico) puede ser solamente el efecto de adición o sustracción de elementos por efectos de procesos de alteración hidrotermal.

Por otra parte, tomando en cuenta todo el conjunto de rocas, éstas se comportan de manera muy semejante a los granitos de tipo "I", teniendo probablemente una fuente de origen similar; es decir, que la roca parental puede ser la misma y los magmas diferentes.

V.1.2.5 Elementos traza

Para el área de estudio, se obtuvieron datos de elementos traza principalmente del grupo de las tierras raras de los intrusivos de Minatitlán-Peña Colorada, incluyendo aquéllos adjuntos a la mineralización (Tabla 4), y del grupo de los metales de transición sólo de los intrusivos cercanos al yacimiento de Peña Colorada (Tabla 5).

En la Figura 14, gráfica de tierras raras (REE) de los intrusivos del área Minatitlán-Peña Colorada y cuerpos adyacentes, se observa que los patrones de tierras raras de los diferentes intrusivos de esta región muestran, por lo común, un enriquecimiento en las tierras raras ligeras (LREE) sobre las pesadas (HREE) ($\text{La/Lu}^{\text{cn}} = 6.47$, patrón plano de HREE, y no presentan anomalía de europio).

Tabla 4. Elementos de las tierras raras de los intrusivos del área Minatitlán-Peña Colorada (ppm).

Elemento traza	Condrita	R-29	R-30	X-4	R-108B	Mixcoate	R-51	CN-1	Sienita	Sienita 2	Diorita	Dique Dior	Dique and
La	0.367	1.3512	2.2059	28.2392	14.5512	13.8948	11.4036	18.9102	5.03	11.59	21.18	14.36	24.28
Ce	0.957	3.1191	4.3174	51.8632	37.5075	35.4204	15.7058	32.988	18.32	47.13	51.95	37.11	59.07
Pr	0.137	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Nd	0.711	1.8443	1.883	20.7423	21.4134	18.3098	4.5026	10.2487	6.05	16.13	22.63	21.19	25.76
Pm	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Sm	0.231	0.3512	0.2623	4.558	5.4785	4.7292	0.8491	1.4009	1.55	2.97	4.9	5.41	5.42
Eu	0.087	0.0738	0.0765	0.7831	1.8384	1.2852	0.1999	0.2152	0.48	0.82	1.71	1.82	1.91
Gd	0.306	0.2748	0.1768	1.7603	3.3381	1.7931	2.0798	3.8147	2.19	3.07	7.51	7.93	8.17
Tb	0.058	0.0496	0.0425	0.6053	0.6665	0.4254	0.0918	0.1298	0.17	0.32	0.86	0.97	0.85
Dy	0.381	0	0	0	4.252	0	0	0	0.63	1.51	3.85	4.21	3.48
Ho	0.0851	0.0576	0.0462	0.8339	0.8257	0.5944	0.1214	0.2064	0.14	0.31	0.66	0.85	0.69
Er	0.249	0.1379	0.1165	2.1114	2.5559	1.5787	0.3753	0.4331	0.45	0.98	2.45	2.54	2.17
Tm	0.0356	0.028	0.0222	0.3018	0.3245	0.2321	0.0593	0.0616	0.06	0.15	0.34	0.32	0.28
Yb	0.248	0.1237	0.1168	1.8471	2.0205	1.3997	0.376	0.3712	0.4	0.99	2.11	2.01	1.66
Lu	0.0381	0.0244	0.028	0.2704	0.3288	0.2099	0.0578	0.479	0.08	0.15	0.34	0.33	0.26

Tabla 5. Elementos traza de la roca encajonante, intrusivos y mena del yacimiento de Peña Colorada (ppm).

Elemento	Roca Encajonante		Int. Rel con la Mineraliz.		Mineralización Promedio de la mena	Int. Post. Mineralización		
	Toba andesítica	Arenisca	Diorita	Dique diorítico		Aplita	Veta de Jaspe	Dique and.
Ba	900.00	860.00	40.00	70.00	23.00	140.00		140.00
Bi	0.10	0.10	0.10	0.30	1.90	0.20	0.10	0.10
Co	10.20	2.40	8.00	21.10	126.00	0.50	47.00	4.60
Cr	42.10	38.00	3.60	2.90	56.00	0.80	0.00	1.90
Cu	13.70	40.70	20.80	61.30	241.00	71.50	26.80	27.20
Hg	0.10	0.20	0.10	0.30	1.10	0.20	0.20	0.20
Mo	0.40	0.50	3.50	0.90	1.90	2.60	0.90	5.60
Nb	30.00	20.00	20.00	20.00		20.00		30.00
Ni	150.20	39.00	26.90	150.50	64.00	8.30	17.90	98.10
Pb	2.20	3.70	3.10	3.00	1.70	9.10	2.40	17.50
Rb	120.00	160.00	<10	20.00		30.00		20.00
Sn	0.10	0.20	0.00	0.00		0.00	0.00	0.10
Sr	490.00	710.00	300.00	500.00	32.00	60.00		530.00
Ta	11.60	24.20	27.00	24.00		79.70	1.30	37.60
U	0.50	1.20	1.20	0.40		0.60	0.10	1.00
V	74.50	66.00	66.40	175.40	278.00	1.80	18.00	35.30
Y	<10	30.00	30.00	20.00		20.00		20.00
Zn	35.80	198.50	39.90	81.60	109.00	19.40	11.70	204.90
Zr	160.00	170.00	240.00	150.00		100.00		310.00

Tomado de Zürcher (1994).

El intrusivo diorítico de Llanitos, debido a su composición, presenta los valores más bajos (<10 ppm) de REE a diferencia de los intrusivos cercanos a la mineralización y la sienita de Cerro Pelón del Sur, cuyos valores de lantano alcanzan 77 ppm normalizados por condrita.

El cuerpo granodiorítico de El Mixcoate, ubicado a 9 km al SE del área de estudio, tiene un comportamiento muy semejante a la sienita de Cerro Pelón del Sur y a la aplita ubicada al SE de Minatitlán (muestra R-108B”) con valores de 37.86 ppm de La y 5.51 ppm de Lu. Por otra parte, la granodiorita de Canoas (mues-

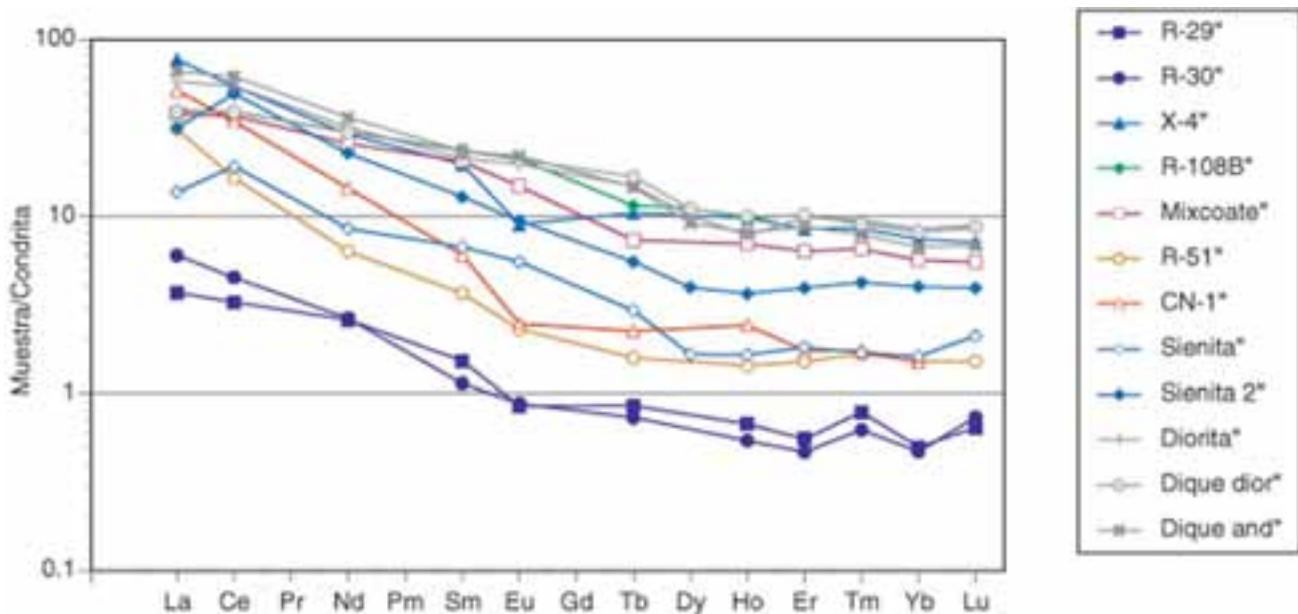


Figura 14. Gráfica de tierras raras (REE) de los intrusivos del área Minatitlán-Peña Colorada y cuerpos adyacentes. Localidades: R-29 y R-30, en Llanitos; R-108B, en SE Minatitlán; Mixcoate, en El Mixcoate; R-51, en Canoas; CN-1, en Cerro Náhuatl; Sienita y Sienita 2, en Cerro Pelón del Sur; Diorita, Dique dior y Dique and, en Peña Colorada.

tra R-51) se comporta muy similarmente a la tonalita de Cerro Náhuatl (muestra CN-1), mostrando valores de 31.07 ppm de La y menos de 2 ppm de Lu, dando como resultado una relación LREE/HREE > 20. Los valores de tierras raras de los intrusivos del área de Minatitlán-Peña Colorada son semejantes a la granodiorita de Manzanillo (Schaaf, 1990) y a los intrusivos de Jamiltepec, Río Verde y Río Grande, en la costa de los estados de Oaxaca y Guerrero, estudiados por Hernández-Bernal (1995), con excepción de los gabros de Llanitos (R-29 y R-30), cuyos valores son aún menores que los del gabro de Jilotlán y Manzanillo, descritos por Schaaf (1990).

En términos generales, las tierras raras de los cuerpos intrusivos del área Minatitlán-Peña Colorada y de sus zonas adyacentes indican que su origen se relaciona con una fuente derivada de la fusión parcial de la cuña del manto equivalente al tipo "I" en un ambiente de arco magmático.

La ausencia de anomalía de Eu no permite apoyar la hipótesis de una intensa diferenciación magmática con remoción de plagioclasas, indicando fraccionamiento a niveles no someros de la corteza o manto superior. El comportamiento de las tierras raras de los intrusivos del área de estudio sugiere que éstos formen parte de los intrusivos del complejo Manzanillo, el cual es de los más primitivos a lo largo del borde de la cuenca del Pacífico de México, según ha sido documentado con datos isotópicos de Sr y Nd (Schaaf *et al.*,

1991); o bien, ese comportamiento también puede deberse al efecto de movilización por soluciones hidrotermales.

Según Pearce y colaboradores (1984), los granitos pueden ser subdivididos, de acuerdo con su ambiente tectónico, en cuatro grupos principales: (1) granito de *rift* oceánico (ORG, *ocean ridge granite*); (2) granito de arco volcánico (VAG, *volcanic arc granite*); (3) granito de intraplaca (WPG, *within plate granite*); y (4) granito de colisión (COLG, *collision granite*). Los granitos dentro de cada grupo pueden posteriormente ser subdivididos de acuerdo con su ambiente y características petrológicas precisas. Utilizando un banco de datos conteniendo más de 600 análisis de alta calidad de granitos de ambientes tectónicos conocidos, Pearce y colaboradores (*op. cit.*) pudieron demostrar que normalizando a los elementos traza contra ORG y graficando con SiO₂, la mayoría de estos grupos de granitos presenta características distintivas. De ellos, los granitos de colisión son los que presentan una mayor dificultad para su clasificación tectónica, debido a que sus características dependen del espesor y de la composición de la litosfera involucrada en el evento de colisión, así como del tiempo preciso y de la ubicación del magmatismo.

Dentro del área de estudio y aprovechando los análisis de elementos traza disponibles de los intrusivos del área del yacimiento de Peña Colorada, se elaboró una gráfica (Figura 15) que compara a éstos con

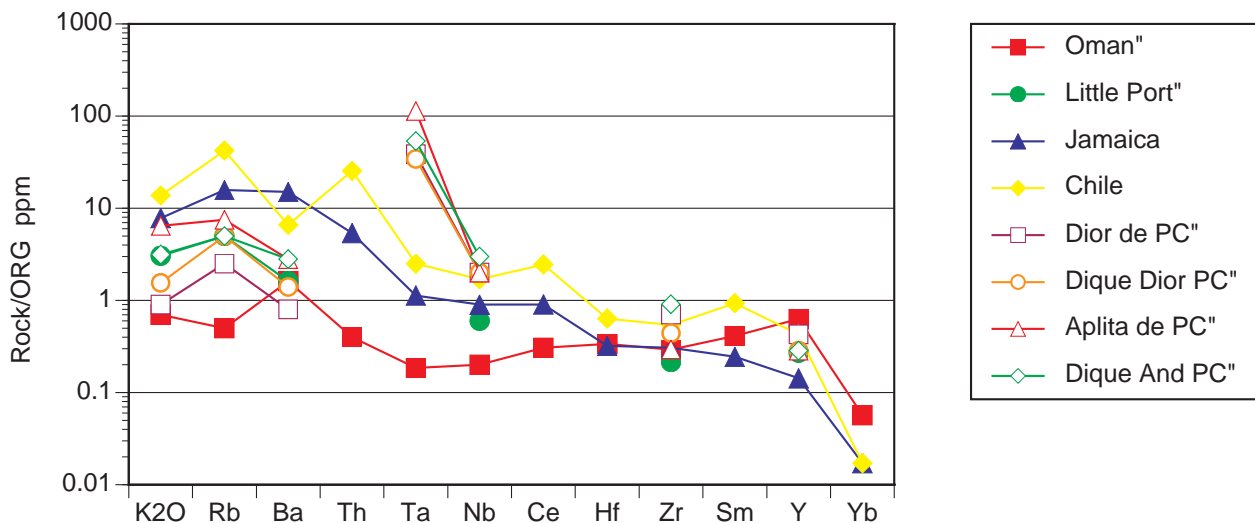


Figura 15. Gráfica que compara elementos traza de los intrusivos de Peña Colorada con intrusivos de arcos volcánicos estudiados por Pearce y colaboradores (1984).

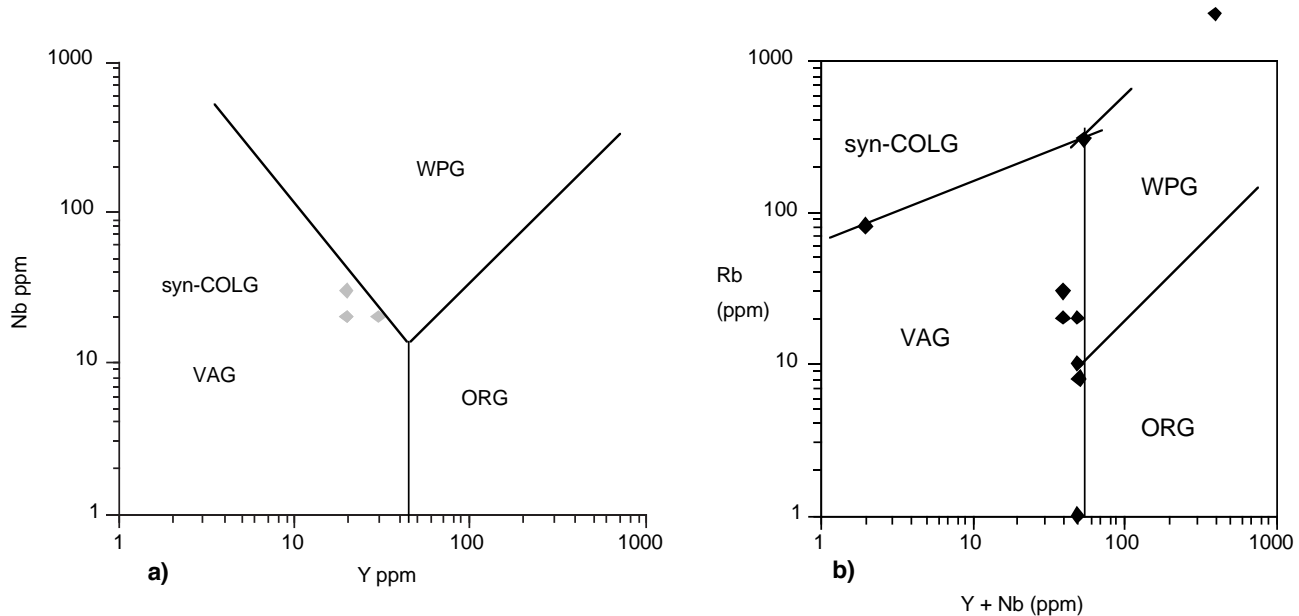
otros intrusivos de los arcos volcánicos de Omán, Little Port, Jamaica y Chile, estudiados por Pearce y colaboradores (1984), observándose que los elementos traza de los intrusivos de Peña Colorada siguen un patrón de comportamiento muy semejante a los de los arcos volcánicos mencionados, difiriendo únicamente en que los intrusivos de Peña Colorada muestran valores constantemente más altos de Ta. Tal comportamiento anómalo puede deberse a un enriquecimiento en Ta durante los procesos de mineralización debido a su mayor incompatibilidad (Wilson, 1989) o, bien, a un error analítico.

Por otra parte, se preparó una gráfica, con los valores de Nd versus Y, de los intrusivos de Peña Colorada en el diagrama de discriminación de ambientes tectónicos de Pearce y colaboradores (1984), quedando éstos dentro del campo de los arcos volcánicos o de colisión (Figura 16a). También, se elaboró la gráfica Rb versus Y+Nb, quedando dichos intrusivos dentro del campo de los arcos volcánicos (Figura 16b). Estos resultados son congruentes con los modelos tectónicos de arcos magmáticos propuestos para la región de estudio por Campa y Coney (1983), Schaaf y colaboradores (1991) y Talavera-Mendoza y colaboradores (1993).

V.2 Yacimiento de Peña Colorada

El yacimiento de Peña Colorada, ubicado en el poniente del estado de Colima, es la mina de hierro más grande de la región. Las reservas totales de este yacimiento, antes de su explotación, fueron estimadas entre 250 y 300 millones de toneladas, con una ley media de Fe de 50-60%. Las impurezas que se analizan son S (pirita y pirrotita), P (apatita), K (ortoclasa) y SiO₂. La producción en el año 2001 fue de 3.5 millones de toneladas de *pellets* (Figura 17).

La geología del distrito está caracterizada por una secuencia del Cretácico compuesta por calizas marinas con algunas intercalaciones de derrames de lava andesítica y tobas. En la parte superior de la secuencia se encuentran brechas sedimentarias verdes (cloritizadas y epidotizadas), tobas y conglomerados terrígenos (Figura 18). Esta secuencia volcánico-sedimentaria tiene una disposición subhorizontal, excepto por un bloque tectónico, limitado por fallas, donde las calizas tienen una inclinación con un ángulo de casi 45°. Diques subverticales, de composición andesítica a dacítica, cortan toda la secuencia, incluyendo los cuerpos de mena (Figura 19). Una roca intrusiva, en la base de la secuencia, observada en núcleos de sondeos perfora-



COLG (colisión), VAG (arco), WPG (intraplaca), ORG (cresta oceánica).

Figura 16. Ubicación de los intrusivos de Peña Colorada en los diagramas de discriminación de ambientes tectónicos de Pearce y colaboradores (1984). (a) Nd versus Y, (b) Rb versus Y+Nb.



Figura 17. Panorámica del yacimiento de Peña Colorada en la que se observan los cuerpos principales de mineral de hierro. A la derecha, se observa el cuerpo principal de mena de hierro, concordante a la estratificación de las tobas, que constituyen la parte media del cerro Los Juanes. En la parte izquierda se observan los cuerpos laterales.

dos, ha sido correlacionada, por su similitud petrográfica, con un cuerpo intrusivo del Terciario, que aflora a alrededor de 7 km del área de la mina.

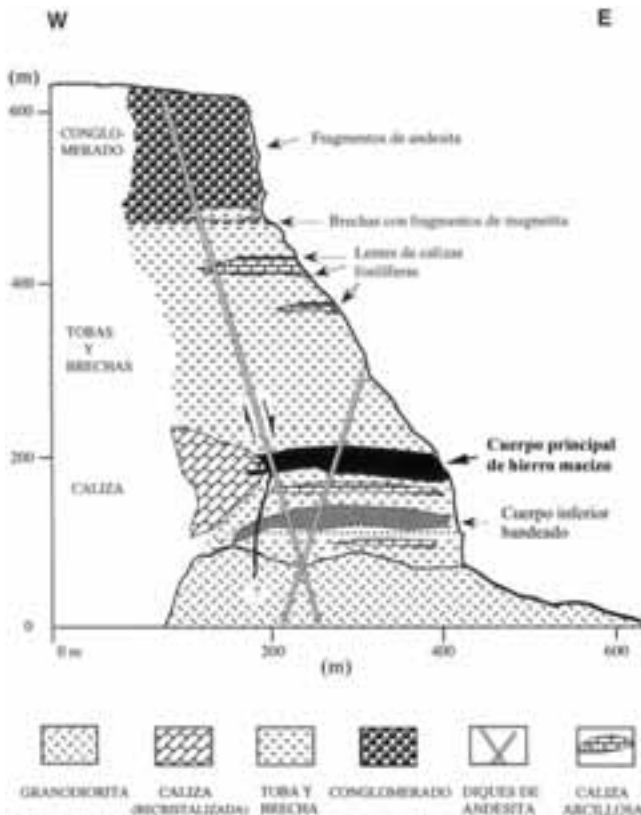


Figura 18. Sección esquemática del yacimiento de Peña Colorada y distribución de la mineralización.

V.2.1 Mineralización de Fe

Existen varios cuerpos de mena de hierro; los de mayor extensión tienen una posición subhorizontal. Los cuerpos observados en el campo son:

V.2.1.1 Cuerpo inferior bandeado o segundo cuerpo de "mineral diseminado"

Corresponde al cuerpo de magnetita concordante con la estratificación, ubicado hacia la base de la secuencia volcánico-sedimentaria y muy próximo al contacto con el intrusivo que infrayace en toda el área del yacimiento. Este cuerpo de mineral diseminado se encuentra a unos 100 m abajo del masivo principal presentando el mismo rumbo e inclinación; su espesor es superior a los 20 m, su anchura superior a los 400 m y su longitud es de 2,000 m (Figura 20).

Este cuerpo de mena bandeado, subhorizontal, con calizas en la parte superior, es el de mayor extensión en la mina, pero de baja ley. El bandeado corresponde a una alternancia de capas delgadas de tobas cuarzofeldespáticas que incluyen algunos cristales prismáticos de piroxeno y capas delgadas constituidas por cristales octaédricos pequeños de magnetita; se observa también, en algunas partes, lentes de magnetita. La pirita "blanca" y el feldespato potásico son abun-

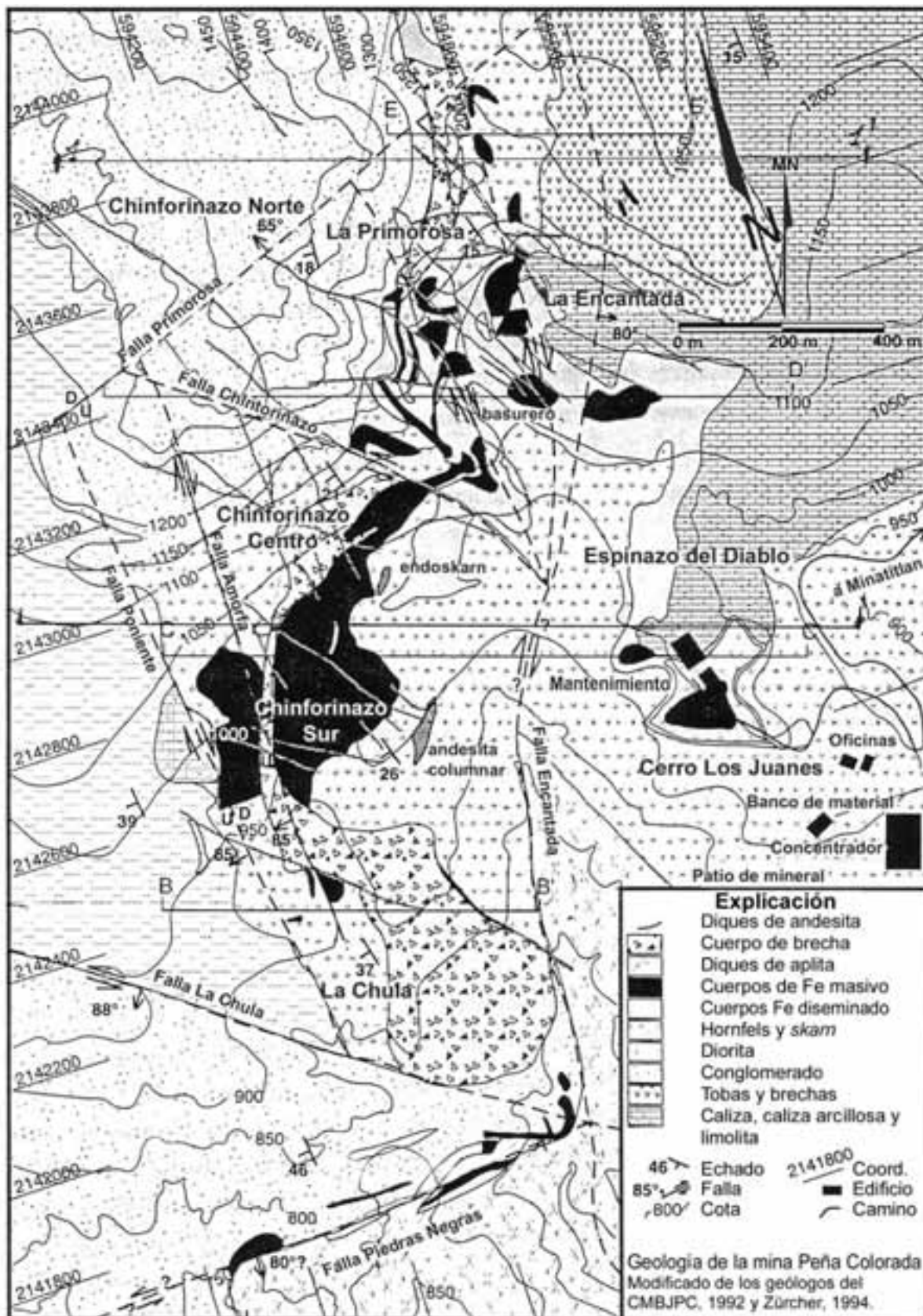


Figura 19. Mapa geológico del área de Peña Colorada.



Figura 20. Vista del cuerpo inferior bandeado del yacimiento de Peña Colorada. Muestra una alternancia de capas delgadas de tobas (color gris claro) y magnetita pulverulenta (color gris oscuro).

dantes en algunos lugares, dispuestos en forma paralela a las bandas y en otras partes cortando a la magnetita. Es posible observar esferulitas, de alrededor de 10 cm de tamaño, compuestas de dendritas prismáticas de magnetita creciendo en forma radial desde un núcleo de material muy alterado. También es posible observar diastratificación (Figura 21), y estructuras similares a calcos de presión.

En la parte inferior del cuerpo, en el área de Chinforinazo Sur, existen acumulaciones de feldespato potásico bajo la forma de cuerpos irregulares (¿xenolitos?) de 0.60 a 1.50 m en su dimensión mayor. Al microscopio petrográfico, el feldespato potásico forma más del 85% de estos xenolitos; se presenta bajo la forma de cristales euedrales, comúnmente zonados, con textura pertítica y abundantes maclas polisintéticas “en parrilla”. La presencia de estas maclas “en parrilla”, junto con la textura pertítica, indica un proceso de microclinización avanzado en el feldespato potásico. Asimismo, estos cristales presentan pequeñas inclusiones de cristales euedrales a subedrales de magnetita.

Visto en detalle en la muestra PC-98-16 (Anexo I), se distingue un bandeo irregular cuya anchura varía de 0.5 a 2 cm de espesor. Los colores de estas bandas son negro pardusco (magnetita), verde oscuro (toba con magnetita) y verde claro (toba con feldespato potásico?, pirita y magnetita escasa). Las bandas oscuras están compuestas por cristales octaédricos muy finos de magnetita (<0.2 mm); las bandas verde oscuro se conforman de una mezcla de piroxeno y cristales muy finos octaédricos de magnetita (<0.3 mm) y las bandas verde claro son de toba con menor contenido de cristales de magnetita y algunos de microclina. La muestra contiene, además, vetillas de pirita que cortan al bandeo.

En otra de las muestras de la misma localidad, PC-98-17, se distingue en forma más clara el bandeo y los cristales de microclina. Además, se observa una gradación en el tamaño del grano, tanto de la magnetita en las bandas oscuras como del feldespato en las bandas claras. En la lámina, megascópicamente, se observa una sucesión cíclica que consiste en magnetita,



Figura 21. Detalle del cuerpo inferior bandeado del yacimiento de Peña Colorada. Se aprecia diastratificación en las capas de magnetita en color gris oscuro y en tobas de color gris claro.

pirita y silicatos. Los minerales hipogénicos o primarios son magnetita y pirita, dentro de los opacos, y feldespato potásico (microclina) con textura pertítica, augita diopsídica, plagioclasa y apatita, dentro de los translúcidos. Los minerales secundarios son: epidota, clorita y calcita. La primera banda está formada, en un 80% aproximadamente, de feldespato potásico, principalmente microclina, más plagioclasa. Los contactos entre los cristales de feldespato potásico son claramente magmáticos. También, existen fragmentos líticos de una roca magmática hipabisal o plutónica que están cementados por una arena de cristales de augita diopsídica. Existen cristales euedrales de magnetita dentro de los feldespatos, así como de apatita tanto dentro de los cristales como dentro de la matriz. También, hay cloritas como pseudomorfos de antiguas biotitas. Se concluye que esto es una toba lítica formada por fragmentos de una roca plutónica o hipabisal cementadas por piroxeno. Cuando empieza la banda de magnetita, comienzan a aparecer cristales de epidota. La base de la banda de magnetita se caracteriza por presentar grandes

cristales anhedrales a subhedrales de pirita poiquilítica que engloba a cristales euedrales a subhedrales de magnetita. La siguiente banda es similar a la primera: toba lítica de feldespato potásico (microclina); se observa también la arena de piroxeno entre los fragmentos líticos cementándolos; en la parte alta de esta banda, en el contacto con la banda de opacos, los ferromagnesianos (augita diopsídica) se alteran a epidota. La siguiente banda de opacos es similar a la primera; hacia la base, pirita para dar paso a un nivel rico en magnetita con numerosos fragmentos líticos de feldespato potásico (microclina) y plagioclasa más abundantes que en la primera banda. La magnetita es euedral a subedral en todas las bandas.

Al microscopio, se identificó magnetita y pirita como minerales opacos; como translúcidos, feldespato potásico (microclina) con textura pertítica, augita diopsídica, plagioclasa y apatita. Los minerales secundarios son epidota, clorita y calcita. La mineralogía y las texturas indican que es una toba lítica formada por fragmentos de una roca plutónica o hipabisal.

V.2.1.2 Cuerpo masivo subvertical de forma tabular (Figuras 22 y 23)

Este cuerpo de mena de hierro queda expuesto en el área de La Chula, en el extremo SW del yacimiento y en la parte inferior. Corresponde a un cuerpo macizo de forma tabular, orientado NE-SW e inclinado 70° al NW. Tiene un espesor promedio de 30 m y una longitud reconocida de 400 m, conociéndose hasta una profundidad de 50 m. Este cuerpo está encajonado en las rocas volcánico-sedimentarias con afinidad andesítica de edad cretácica, y presenta interdigitaciones de magnetita de orden hemimétrico a métrico al alto. Hacia su porción sur, este cuerpo se encuentra en contacto por falla con el intrusivo granítico y no se ha hallado relación genética alguna entre ambos. La magnetita que constituye este cuerpo tiene un tamaño de grano submilimétrico y el contenido de hierro varía de 55 a 60%, con 1.5% de sílice. La información de los sondeos in-

dica la continuidad de este cuerpo a una profundidad de más de 100 m.

La magnetita es de grano variable, de tamaño medio a grueso, y en una brecha que corta a este filón, la cual será descrita posteriormente, se encontró fragmentos angulosos del mismo filón con texturas claramente magmáticas, las que presentan crecimientos de cristales eudrales de apatita que están zonados y que contienen inclusiones de cristales de magnetita y cristales de piroxeno de tamaños de entre 2 y 6 cm.

V.2.1.3 Cuerpos laterales

En el bloque inclinado de calizas (45° W, aproximadamente) se presentan tres cuerpos de mena de hierro; cada uno de ellos tiene 3–5 m de anchura y 30–50 m de longitud, paralelos entre sí y con una disposición subhorizontal (Figuras 24, 25, 26 y 27). Estos cuerpos son discordantes con la estratificación de las calizas y

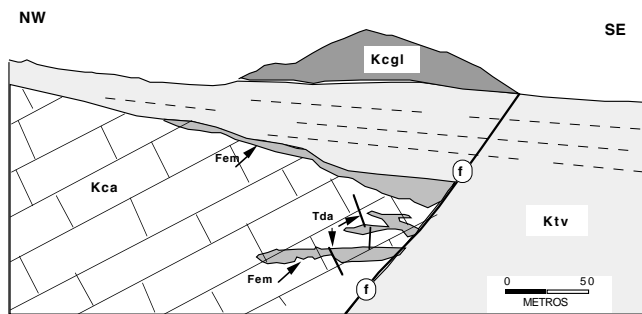


Figura 22. Panorámica del área de La Chula, Peña Colorada, donde se observa, en color oscuro, el cuerpo masivo, tabular y subvertical, de hierro. A la izquierda, el cuerpo está en contacto por falla con granito (de color claro); a la derecha, el contacto es aparentemente concordante con tobas andesíticas (de color gris claro).



Figura 23. Contacto por falla del cuerpo tabular de hierro (arriba a la derecha, de color oscuro) con brechas andesíticas (abajo a la izquierda, de color claro). Peña Colorada, área de La Chula. Al centro el Ing. Guillermo Labarthe Hernández y a la derecha el Ing. Ricardo Chávez Gaitán.

los contactos mena-caliza son bien definidos y nítidos. Alrededor de los contactos, las calizas muestran un delgado halo de recristalización, sin llegar a transformarse a mármol. Todas estas características sugieren

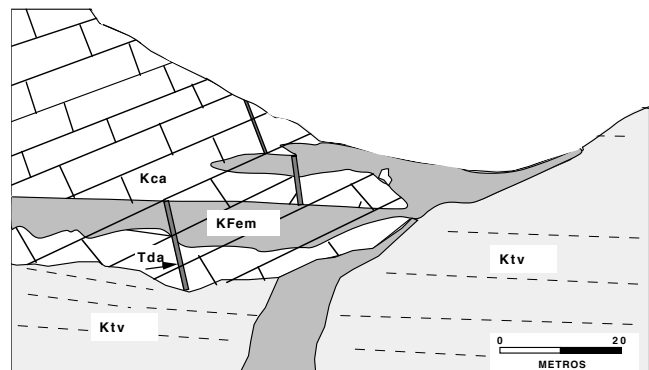


EXPLICACIÓN

- | | |
|---|------------------------------|
| Tda Diques de andesita | Falla |
| Kcgl Conglomerado | Estratificación |
| Ktv Tobas, derrames y brechas andesíticas | Fem Mineral de hierro macizo |
| Kca Caliza masiva | |

Figura 24. Croquis que muestra los cuerpos laterales de hierro que se localizan en el extremo SW del cuerpo central de mena.

contactos intrusivos con lo que cada cuerpo parece ser apófisis de un intrusivo de mena de hierro. En la parte superior de los cuerpos de mena, se observan abundan-



EXPLICACIÓN

- | | |
|---|----------------------------------|
| Tda Diques de andesita | Estratificación |
| Ktv Tobas, derrames y brechas andesíticas | K - Fem Mineral de hierro macizo |
| Kca Caliza masiva | |

Figura 25. Detalle que muestra a los cuerpos laterales de mena de hierro que se localizan en el área de Chinforinazo sur-centro.



Figura 26. Vista de los cuerpos laterales subhorizontales de mena de hierro (de color gris oscuro) dentro del bloque inclinado de calizas de la fm. Tepalcatepec (de color gris más claro). Se interpreta aquí que los cuerpos sean diques de mena de hierro inyectados en la caliza. Al fondo, se halla el cerro de Los Juanes, constituido por un conglomerado principalmente andesítico, también de la fm. Tepalcatepec. Viendo al norte. Peña Colorada, área de Chinforinazo Sur-Centro.

tes cavidades (vesículas) alineadas en forma paralela a los contactos. Estas cavidades están cubiertas en sus partes interiores por dendritas de magnetita prismáticas y en placas, de tamaño milimétrico, las que están distribuidas al azar. También, se encuentra pirita en vetillas y diseminada. Hay algunas manchas de clorita que probablemente esté reemplazando actinolita, ya que en algunas partes se puede identificar reliquias de este mineral. Lateralmente, los tres cuerpos están conectados a través de una falla, con relleno de magnetita, que se ha interpretado como el conducto por el cual se emplazó el mineral de hierro.

V2.1.4 Cuerpo principal de mena o “masivo” (Figura 17)

Este cuerpo, que es el de principal interés económico, se presenta con una disposición subhorizontal concor-

dante con las andesitas y la estratificación de calizas. Tiene un espesor promedio de unos 30 m, una longitud superior a un kilómetro y unos 300 m en su parte más ancha. Su forma es tabular con rumbo N50°W e inclinación 7° al SW, aproximadamente; comienza en el extremo NE en el banco 1206, se ensancha en su parte central y se bifurca hacia los extremos poniente y sur, terminando en el banco 730.

El tipo más común de mena corresponde a magnetita maciza, de grano fino, con algo de sílice secundaria y pirita diseminada y en vetillas de un color blanco anómalo (¿rica en Co?) (Figura 28). Esta mineralogía se mantiene constante con excepción de dos zonas con pirrotita y calcopirita localizadas en las áreas de Chinforinazo Sur y la Primorosa, en las que se hallaron valores asociados hasta de 0.4 g/t de Au, (Ricardo Chávez-Gaitán, comunicación verbal, 1995).



Figura 27. Detalle de los cuerpos laterales (de color gris oscuro) en el que se aprecia los contactos nítidos con la caliza (de gris más claro). En la parte media se observa un dique andesítico emplazado en una falla que desplaza a uno de los cuerpos y a la caliza del bajo; la parte superior del cuerpo está truncada por uno de los bancos de explotación. Peña Colorada, área de Chinforinazo Sur-Centro.

El cuerpo presenta contactos nítidos y bien definidos, de apariencia intrusiva. No existen evidencias de contactos tectónicos. Las calizas y andesitas (estas últimas llamadas “*hornfels*” en la mina) sólo muestran una débil recrystalización (¿debido a aporte de calor?) en los contactos con el cuerpo de mena. No se observan características evidentes de metasomatismo o reemplazo. Los contactos superior e inferior del cuerpo están caracterizados por la presencia de magnetita diseminada y en vetillas con abundante pirita y feldespato potásico. Asimismo, en una localidad hacia la base del cuerpo de hierro se observaron lentes delgados de andradita dentro de una roca volcánica de color oscuro. La parte más profunda del cuerpo es más angosta, sugiriendo ser un dique alimentador.

En el área de Chinforinazo Norte, Nivel 1122, se encuentra un cuerpo subhorizontal, compuesto de magnetita de grano fino muy deleznable. A la lupa, se observa que la mena está compuesta de octaedros de

magnetita con un tamaño de alrededor de 1 mm, con una textura sacaroides; en mucha menor proporción, se observa pirita y calcita. Este cuerpo es de alta ley y en la mina le denominan “masivo de baja dureza”.

El cuerpo central de mena, visto en detalle (muestra PC-98-12), tiene un aspecto de basalto vesicular, con las vesículas dispuestas en forma alineada. Donde el cuerpo está constituido principalmente por magnetita y, en menor proporción, por pirita, su textura es granular y el tamaño del grano muy fino (Figura 29). Al microscopio, se distingue un agregado de cristales euedrales a subedrales de magnetita con escasa pirita y minerales translúcidos, entre ellos cuarzo y filosilicatos, posiblemente clorita. Estos agregados dejan en su cristalización una gran cantidad de poros que a veces se encuentran rellenos posteriormente por cuarzo y magnetita con desarrollo euedral. La pirita se presenta como cristales subedrales a anedrales con distribución irregular.



Figura 28. Vetillas y diseminación de pirita, en color gris claro, en el cuerpo central de mena de hierro, en color gris oscuro. Peña Colorada, área de Chinforinazo Centro.

En Chinforinazo Norte, Nivel 1122 (muestra PC-98-14), se presentan dentro del cuerpo principal lentes de aproximadamente 3 x 2 cm, constituidos por un núcleo de cristales, principalmente octaedros de magnetita, menores que 0.3 mm y, en menor proporción, intersticios con calcita de color verde claro a blanca translúcida. Alrededor de estos núcleos y en forma radial, existen cristales en forma de dendritas prismáticas de magnetita de 0.5 a 3 mm de longitud y menos de 1 mm de anchura. Éstos, hacia su parte exterior, terminan en plaquitas muy delgadas (como naipes) dispuestas en forma perpendicular al cristal.

Vista al microscopio, se observa un núcleo de cristales granulares de 0.5 mm de tamaño de magnetita euedral. Este núcleo está rodeado por cristales columnares de magnetita dispuestos en forma radial. En otra zona de la lámina, se observa una acumulación de cristales de apatita cementados por magnetita. Las apatitas contienen abundantes inclusiones fluidas, las cuales están alineadas.

V.2.1.5 Cuerpo de brecha

Corresponde a un cuerpo subvertical que aflora en forma continua. Éste, en la porción inferior de La Chula, tiene una potencia de unos 25 m y hacia su porción media, en el área de Chinforinazo Sur, alcanza los 50 m. La brecha está constituida por fragmentos angulosos de tamaños muy variables que van desde menos de un centímetro hasta 50 cm de diámetro, principalmente de andesita, granodiorita, aplita, acumulado de feldspato potásico y magnetita maciza generalmente de textura gruesa, todo en una matriz de magnetita de textura fina con pirita “blanca”. La mena tiene en parte apariencia hidrotermal y en parte magmática (Figuras 30 y 31).

En la parte más baja del yacimiento, en el área de La Chula, la brecha incluye grandes fragmentos de magnetita de cristalización gruesa, intercrecidos con cristales euedrales de apatita de hasta 4 cm de longitud y cristales de piroxeno de 3 cm de longitud (Figura 32).



Figura 29. Detalle del cuerpo principal de mena. Se observa que predomina la magnetita (de color gris oscuro); ocupando planos de debilidad y vesículas se halla pirita (de color gris claro) y calcita (de color blanco). Se aprecia que la textura es granular y que el tamaño de grano es muy fino. Peña Colorada, área de Chinforinazo Centro.

Vista al microscopio, muestra PC-98-18-2-1, se observa que tiene una textura granular homogénea constituida por seis minerales diferentes: epidota, clorita, calcita, cuarzo, calcedonia y magnetita. La paragénesis de esta muestra es la siguiente: (1) magnetita más piroxenos; (2) etapa hidrotermal con la formación de clorita, epidota, calcita, cuarzo y calcedonia; y (3) formación de vetillas de calcita.

Otras observaciones importantes son la presencia de cristales de epidota dentro de la magnetita, agregados de calcedonia con bordes regulares sugiriendo que la textura original fue ígnea. La epidota amarillenta se encuentra de preferencia asociada a las vetillas de calcita, lo que indica dos generaciones de epidota: una más verde asociada a la alteración hidrotermal temprana que alteró a la roca original y una segunda, menos férrica, de color amarillo asociada a las vetillas de calcita que podría ser evidencia de un segundo evento hidrotermal.

En la muestra PC-98-18-2-2, la brecha está constituida por fragmentos de roca ígnea cementados por magnetita. Al microscopio, se observa una textura de brecha, con cristales de magnetita fracturados y corroídos.

La muestra PC 98-18-2-3 corresponde a una masa con predominio de magnetita en la que existen dos tipos de agregados: uno de tamaño de grano más fino, con un máximo de 2 mm, constituido por magnetita y pirita; y otro, de grano más grueso, con un máximo de 4 mm, en el que sigue predominando la magnetita, pero que, además, contiene pirita y feldespato potásico bastante equigranular. En este último, los cristales de magnetita son más euedrales. Se observa una epidotización posterior a los feldespatos.

En lámina delgada de la misma muestra, se observa una diseminación de cristales euedrales pero corroídos de magnetita que están cementados por una mezcla de piroxeno, calcedonia, apatita, epidota y cal-



Figura 30. Vista del cuerpo de brecha constituida principalmente por fragmentos angulosos de andesita en una matriz de magnetita de textura fina. Peña Colorada, área de La Chula.

cita. Los cristales de epidota al igual que los de apatita son euedrales. Lo que no está muy claro es si esta mezcla sustituye a una roca anterior o sencillamente es un cemento de esta magnetita; lo que sí queda claro es el origen hidrotermal de la calcedonia, la epidota y la calcita. La apatita tiene abundantes inclusiones fluidas polifásicas, constituidas por una burbuja de vapor, una solución salina y sólidos precipitados.

En la muestra PC 98-18-3, los fragmentos volcánicos de la brecha son cuarzofeldespáticos, de textura afanítica y color rosa claro; tienen forma subangulosa y varían en tamaño de 0.5 a 4 cm; presentan un borde de alteración de color verde claro y están cementados por una matriz de grano medio formada por pequeños fragmentos de la roca de color rosa con clorita, magnetita y cristales de pirita.

V.2.2 Diques de andesita

Una serie de diques de andesita posteriores a la mineralización corta todo el yacimiento, alcanzando los estratos superiores del conglomerado. Estos diques tienen una inclinación cercana a la vertical y fueron emplazados en fracturas de dirección principal N y NW. Su espesor varía desde algunos centímetros hasta 10 m, pero el espesor medio no sobrepasa los 2 m. El contacto con la roca encajonante está bien definido, observándose una zona de unos cuantos milímetros de color más oscuro respecto al resto del dique debido a su textura más fina como consecuencia de su enfriamiento rápido al contacto con la roca encajonante. Estos diques carecen de mineralización económica de hierro y están afectados por una cloritización incipiente.

V.2.3 Geoquímica del yacimiento

En esta sección se presenta los resultados geoquímicos realizados en los minerales de mena (magnetita, apatita y piroxeno) de Peña Colorada y en muestras de los mismos minerales, recolectadas por los presentes autores, provenientes de los yacimientos de hierro de Cerro de Mercado y El Laco, Chile.

El objetivo perseguido al estudiar la geoquímica de los minerales mencionados es establecer sus características químicas y, de esta manera, permitir comparaciones entre diferentes yacimientos y su relación con procesos genéticos.

Las muestras de magnetita, apatita y piroxeno fueron analizadas por elementos mayores, menores y traza mediante microsonda electrónica y DCP. Con microsonda fueron analizadas 29 muestras de magnetita (20 de Cerro de Mercado, ocho de Peña Colorada y una de El Laco), 23 de apatita (ocho de Cerro de Mercado, una de Peña Colorada y 14 de El Laco) y 35 de piroxeno (30 de Cerro de Mercado y cinco de Peña Colorada). De estas muestras, cuatro de piroxeno (una de Peña Colorada y tres de Cerro de Mercado) y cuatro de apatita (una de Peña Colorada y tres de Cerro de Mercado) fueron analizadas por elementos traza mediante DCP.

Los resultados de los análisis de elementos mayores y menores, realizados con microsonda, para magnetita, apatita y piroxeno aparecen en las Tablas 6,



Figura 31. Detalle del cuerpo de brecha, Peña Colorada, área de La Chula. Se observa fragmentos angulosos de andesita (gris claro) y magnetita de textura de grano grueso (gris oscuro), en una matriz de magnetita de grano fino (color gris intermedio).

7 y 8, y los de elementos traza en apatita y piroxeno, mediante DCP, en la Tabla 9.

Los valores de Cl^- , SO_3^{2-} y F^- , obtenidos para las muestras de apatita, fueron graficados en un diagrama triangular $\text{Cl-SO}_3\text{-F}$ (Figura 33), en el que se puede observar que todas corresponden a fluorapatita, estando ubicadas las de Cerro de Mercado más cerca del vértice del F que las de Peña Colorada y El Laco, las cuales definen un campo separado de las de Cerro de Mercado. Los valores obtenidos para Sr e Y fueron graficados en un diagrama discriminante (Figura 34), en el cual están ubicados los campos de composición de apatita para diferentes tipos de roca (indicando el grado de fraccionamiento magmático), definidos por Belousova y colaboradores (2002), ubicándose las cuatro muestras en el definido para rocas máficas y menas de hierro magmáticas.

Con los análisis de piroxeno se calcularon los porcentajes en Wo, En y Fs, para cada muestra, para luego ubicarlos en el diagrama de clasificación de

Deer, Howie y Zussman (Figura 35). En este diagrama, todas las muestras de Cerro de Mercado y la de Peña Colorada se ubican dentro del campo de la salita.

Los resultados obtenidos para la magnetita (Tabla 6) indican una composición química semejante para las muestras de Peña Colorada, Cerro de Mercado y El Laco, la cual está caracterizada, en general, por ser rica en V y pobre en Ti (con la excepción de una muestra de Cerro de Mercado) y con presencia de Al, Mg y Si. Estas características geoquímicas de las magnetitas de Peña Colorada y de Cerro de Mercado son semejantes a las presentadas por Nyström y Henríquez (1994) para yacimientos chilenos y de Suecia del tipo Kiruna.

Los diagramas $\text{Cl-SO}_3\text{-F}$ (Figura 33) y Sr-Y (Figura 34), elaborados con los resultados de las muestras de apatita, señalan que todas ellas son fluorapatita y que se ubican en el campo de las rocas máficas y menas de hierro magmáticas. Finalmente, los valores obtenidos para las muestras de piroxeno indican que todas son de salita (Figura 35).



Figura 32. Detalle del cuerpo de brecha que muestra un intercrecimiento de cristales de apatita y piroxeno, Peña Colorada, área de La Chula. Se aprecian cristales prismáticos de apatita (color gris claro) y cristales piramidales de piroxeno (color gris medio), en una matriz de magnetita de textura de grano grueso.

Los resultados geoquímicos y diagramas, señalados anteriormente, permiten resaltar la similitud en composición de las muestras de magnetita, apatita y piroxeno, provenientes de diferentes yacimientos, con ubicación geográfica y edades también muy diferentes. Esto permite postular procesos de formación y origen semejantes para todos estos yacimientos. Las características geoquímicas de las muestras de apatita y piroxeno corresponden a las de minerales de origen magmático, al igual que las de magnetita, lo que lleva a postular un origen para estos minerales y para los yacimientos a partir de un magma de mena de óxidos de Fe, el que podría haberse generado por un proceso magmático de inmiscibilidad de líquidos, de acuerdo con lo propuesto por Naslund y colaboradores (2002).

V.2.4 Génesis y evolución del yacimiento

En virtud de que no existe un metasomatismo evidente, que los cuerpos de mena tienen contactos nítidos no

reactivos con la roca encajonante, y que se han encontrado texturas magmáticas dentro de los cuerpos de magnetita, los cuales tienen estructuras claramente intrusivas, se deduce que el origen del yacimiento de Peña Colorada está relacionado íntimamente a la extrusión de un magma de mena de hierro que tuvo un largo período de actividad, dando lugar a la formación de los diferentes cuerpos principales del yacimiento, mismos que han sido descritos como: cuerpo inferior bandeado, filones de magnetita, cuerpos laterales, cuerpo central de mena, y cuerpo de brecha.

Dentro de esta actividad magmática, el primer depósito de mineral de hierro económico que se formó fue el cuerpo inferior bandeado denominado “diseminado”, el cual se ubica hacia la parte inferior del yacimiento y es concordante con la estratificación de la secuencia volcánico-sedimentaria.

El fundamento para pensar que este cuerpo fue el primero en formarse se basa en su posición estratigráfica hacia la base de la secuencia. Su estructura consis-

Tabla 6. Resultados de análisis de muestras de magnetita de Cerro de Mercado, Peña Colorada y El Laco (% en peso).

Núm.	YACIMIENTO	Al	Mg	Mn	Ca	Si	Fe	Ti	V
DM 41	Cerro de Mercado	0.1	0	0	0	0	65.2	0.2	0.1
DM41B	Cerro de Mercado	0	0.1	0.2	0.1	0.7	55	0	0
DM 2	Cerro de Mercado	0.1	0.3	0.2	0	0	67.8	0.4	0.1
DM 02B	Cerro de Mercado	0.1	0.3	0.1	0	0	68.5	0.4	0.2
DM 02C	Cerro de Mercado	0.1	0.1	0.1	0	0.1	64.5	0.8	0.2
DM 03	Cerro de Mercado	0.2	0.3	0.1	0	0.1	67.9	0.2	0.1
DM 3B	Cerro de Mercado	0.2	0.3	0.2	0	0.1	65.1	0.2	0.1
DM 46	Cerro de Mercado	0.1	0.1	0	0	0.1	64.7	0.3	0.1
DM 17	Cerro de Mercado	0.1	0.4	0.2	0	0.1	65.1	0.3	0.2
DM 21	Cerro de Mercado	0.1	0.2	0.1	0	0.1	68.9	0.3	0.1
DM 44A	Cerro de Mercado	0	2.2	0.5	0	0	37.2	25.8	2.4
DM 44B	Cerro de Mercado	0.1	0.1	0	0	0.1	65.9	0.3	0.1
DM 04	Cerro de Mercado	0.1	0.3	0.1	0	0	69.2	0.1	0.1
DM 16	Cerro de Mercado	0.1	0.4	0.2	0	0	68.9	0.5	0.2
DM 14	Cerro de Mercado	0.1	0.2	0.2	0	0.1	68.5	0.2	0.1
DM 15	Cerro de Mercado	0.1	0.4	0.2	0	0	67.2	0.6	0.2
DM 27	Cerro de Mercado	0.2	0.2	0	0	0.1	66.3	0.2	0.2
DM 27B	Cerro de Mercado	0.2	0.4	0.2	0	0.1	66.7	0.7	0.2
DM 27C	Cerro de Mercado	0.1	0	0	0	0.1	63.6	0.4	0.1
DM 20	Cerro de Mercado	0.2	0	0	0	0.1	64.3	0.2	0.1
PM 01	Peña Colorada	0.2	0.1	0.2	0	0	67.9	0.6	0.1
PM 20	Peña Colorada	0.4	0.7	1.1	0	0	67.4	0	0
PM 20B	Peña Colorada	0	0	0	0	0	44.6	0	0
PM 03	Peña Colorada	0.3	0.2	0.2	0	0	67.4	0.7	0.2
PM 20B	Peña Colorada	0.2	0.3	0.2	0	0.1	66.9	0	0
PM 20A	Peña Colorada	0.2	0	0.2	0	0	67.9	0.4	0.1
PM 13	Peña Colorada	0.2	0.1	0.1	0	0	67.7	0.1	0.1
PM 11	Peña Colorada	0.2	0.1	0.1	0	0.2	68.2	0.1	0.1
EL 3	El Laco	0	0	0	0	0	66	0	0.1

Análisis realizados en los laboratorios de la Universidad de Binghamton del estado de Nueva York, bajo la supervisión del Dr. Richard Naslund y Bill Blackburn. El equipo utilizado fue una microsonda JEOL, modelo 8900 Superprobe.

tente en una alternancia de capas finamente bandeadas de cristales de magnetita y silicatos, así como texturas de diastratificación y gradada indican su carácter piro-clástico asociado a un vulcanismo de un magma extremadamente rico en hierro que dio lugar al depósito de este cuerpo, cuyo espesor alcanza los 70 m.

Tabla 7. Resultados de análisis de muestras de apatita de Cerro de Mercado, Peña Colorada y El Laco (% en peso).

Núm.	YACIMIENTO	P	Ca	F	S	Cl	Na	Si	Mg	La	Sm	Nd	Ce
DM 20	Cerro de Mercado	18.2	39.2	3.5	0.1	0.5	0.2	0.2	0	0.5	0	0.2	0.6
DM 45	Cerro de Mercado	18.2	39.1	3.5	0.1	0.4	0.2	0.1	0	0.3	0	0.2	0.5
DM 17	Cerro de Mercado	17.9	37.5	3	0.1	0.4	0.1	0.2	0	0.3	0	0.1	0.5
DM 41	Cerro de Mercado	18.4	38.9	3.4	0.1	0.4	0.2	0.2	0	0.4	0	0.2	0.6
DM 46	Cerro de Mercado	18.3	39	3.3	0.1	0.4	0.1	0.1	0	0.4	0	0.1	0.5
DM 03	Cerro de Mercado	18.3	39.4	3.6	0.1	0.4	0.2	0.2	0	0.4	0	0.1	0.6
DM 02	Cerro de Mercado	18.5	39.6	3.5	0.1	0.3	0.1	0.2	0	0.4	0	0.2	0.6
DM 27	Cerro de Mercado	18.1	38.7	3.8	0.1	0.4	0.1	0.2	0	0.4	0	0.2	0.6
PM 03	Peña Colorada	18.3	39.7	3.1	0.3	0.8	0.2	0.1	0	0	0	0.1	0.1
EL 103	El Laco	18.2	39.4	2.9	0.3	0.8	0.2	0.1	0	0.1	0	0.2	0.4
EL 59	El Laco	18.2	39.3	3.4	0.3	0.8	0.2	0.3	0	0.3	0	0.1	0.6
EL 55	El Laco	18	38.8	3.1	0.3	0.8	0.3	0.3	0	0.4	0	0.2	0.6
EL 98	El Laco	18.2	39	2.7	0.2	0.9	0.1	0.1	0	0.2	0	0.1	0.4
EL 83	El Laco	17.9	39.3	2.9	0.3	0.8	0.2	0.1	0	0.2	0.1	0.1	0.4
EL 83B	El Laco	18.3	39.2	3	0.2	0.8	0.2	0.1	0	0.2	0	0.1	0.4
EL 57	El Laco	18.1	38.9	2.9	0.3	0.9	0.2	0.2	0	0.3	0	0.2	0.5
EL 56	El Laco	18.1	39	3	0.4	0.9	0.3	0.2	0	0.3	0	0.2	0.5
EL 104	El Laco	17.9	39.1	3	0.4	0.9	0.3	0.2	0	0.3	0	0.1	0.5
EL 85	El Laco	18	39.3	3	0.3	0.9	0.3	0.1	0	0.2	0	0.1	0.5
EL 85 B	El Laco	18.3	39.4	3.1	0.2	0.9	0.2	0.1	0	0.2	0	0.1	0.5
EL 86	El Laco	18.2	39.3	3	0.2	0.8	0.2	0.2	0	0.2	0	0.1	0.4
EL 55	El Laco	18	39.4	2.9	0.3	0.8	0.2	0.2	0	0.3	0.1	0.2	0.6
EL 103	El Laco	18.3	39.6	3	0.3	0.8	0.2	0.1	0	0.2	0	0	0.4

Análisis realizados en los laboratorios de la Universidad de Binghamton del estado de Nueva York, bajo la supervisión del Dr. Richard Naslund y Bill Blackburn. El equipo utilizado fue una microsonda JEOL, modelo 8900 Superprobe.

Tabla 8. Resultados de análisis de muestras de piroxeno de Cerro de Mercado y Peña Colorada (% en peso).

Núm.	Yacimiento	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	TiO ₂	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Wo	En	Fs
DM1701	Cerro de Mercado	53.9	0.8	0.0	0.0	8.1	0.1	13.4	21.9	1.6	0.0	46.6	39.8	13.6
DM1702	Cerro de Mercado	54.0	0.6	0.0	0.0	8.4	0.1	13.7	21.6	1.7	0.0	45.7	40.3	14.0
DM1703	Cerro de Mercado	53.9	0.2	0.0	0.1	8.1	0.2	13.8	22.3	1.2	0.0	46.4	40.1	13.5
DM1601	Cerro de Mercado	53.4	0.5	0.0	0.3	11.9	0.1	11.5	20.2	2.3	0.0	44.3	35.2	20.5
DM1602	Cerro de Mercado	54.1	0.4	0.0	0.1	7.7	0.1	13.9	21.9	1.5	0.0	46.3	40.9	12.8
DM1603	Cerro de Mercado	54.2	0.3	0.0	0.0	8.3	0.1	14.0	21.7	1.4	0.0	45.5	40.8	13.7
DM4401	Cerro de Mercado	53.1	0.7	0.0	0.3	10.2	0.1	12.4	21.1	1.7	0.0	45.5	37.2	17.3
DM4402	Cerro de Mercado	52.6	0.1	0.0	0.2	9.1	0.1	13.2	22.4	0.8	0.0	46.8	38.2	15.0
DM4403	Cerro de Mercado	53.7	0.2	0.0	0.0	8.9	0.1	13.1	21.6	1.5	0.0	46.2	38.8	15.0
DM4601	Cerro de Mercado	53.5	0.2	0.0	0.1	9.5	0.2	13.2	22.2	0.8	0.0	46.2	38.1	15.6
DM4602	Cerro de Mercado	53.1	0.7	0.0	0.3	9.7	0.1	12.6	20.4	1.8	0.0	44.8	38.6	16.7
DM4603	Cerro de Mercado	52.9	0.8	0.0	0.4	10.0	0.1	12.4	20.7	1.7	0.0	45.1	37.7	17.1
PM0301	Peña Colorada	50.2	1.5	0.0	0.2	10.3	0.2	11.6	22.6	0.9	0.0	48.1	34.4	17.5
PM302	Peña Colorada	51.1	1.5	0.0	0.3	9.6	0.2	12.2	22.8	1.0	0.0	48.0	35.8	16.2
PM303	Peña Colorada	51.6	1.2	0.0	0.1	10.1	0.2	12.0	22.7	0.9	0.0	47.8	35.1	17.1
PM305	Peña Colorada	52.8	1.1	0.0	0.2	10.0	0.2	12.3	22.6	0.8	0.0	47.4	35.9	16.7
PM307	Peña Colorada	52.3	1.5	0.0	0.2	8.6	0.2	12.9	23.0	0.9	0.0	48.1	37.7	14.3
DM0401	Cerro de Mercado	53.5	0.5	0.0	0.2	9.6	0.1	13.0	21.3	1.6	0.0	45.3	38.5	16.2
DM402	Cerro de Mercado	53.5	0.5	0.0	0.2	9.8	0.1	13.0	21.4	1.4	0.0	45.3	38.3	16.4
DM403	Cerro de Mercado	53.9	0.2	0.0	0.2	9.4	0.1	13.3	21.8	1.0	0.0	45.7	38.8	15.5
DM1501	Cerro de Mercado	53.4	0.5	0.0	0.2	10.9	0.1	12.3	21.4	1.4	0.0	45.4	36.4	18.2
DM1502	Cerro de Mercado	53.5	0.4	0.0	0.1	10.2	0.1	12.7	21.6	1.3	0.0	45.7	37.3	17.0
DM1503	Cerro de Mercado	53.9	0.4	0.0	0.0	8.5	0.1	13.5	21.4	1.5	0.0	45.7	40.0	14.3
DM2701	Cerro de Mercado	52.4	0.7	0.0	0.1	13.7	0.2	9.6	20.3	2.4	0.0	45.6	30.1	24.3
DM2702	Cerro de Mercado	52.6	0.7	0.0	0.1	10.3	0.2	12.1	22.2	1.4	0.0	47.1	35.6	17.3
DM2703	Cerro de Mercado	52.8	0.9	0.0	0.1	11.0	0.1	11.4	21.3	1.9	0.0	46.4	34.6	19.0
DM1401	Cerro de Mercado	52.3	0.6	0.0	0.1	9.8	0.2	12.1	20.0	1.6	0.0	44.8	37.7	17.5
DM1402	Cerro de Mercado	52.9	0.9	0.0	0.3	10.6	0.1	12.0	20.6	1.8	0.0	45.2	36.6	18.2
DM1403	Cerro de Mercado	52.2	0.6	0.0	0.1	10.0	0.1	12.1	20.1	1.6	0.0	44.9	37.5	17.6
DM2101	Cerro de Mercado	51.0	1.4	0.0	0.4	15.1	0.2	8.9	19.5	2.6	0.0	44.4	28.4	27.2
DM2102	Cerro de Mercado	51.4	1.1	0.0	0.1	14.0	0.1	9.6	20.1	2.4	0.0	45.1	30.1	24.8
DM2103	Cerro de Mercado	51.1	1.3	0.0	0.4	15.3	0.1	9.0	19.6	2.7	0.0	44.4	28.2	27.4
DM2001	Cerro de Mercado	53.7	0.3	0.0	0.1	11.6	0.1	11.2	20.4	2.3	0.0	45.2	34.5	20.4
DM2002	Cerro de Mercado	53.7	0.3	0.0	0.2	10.1	0.1	12.0	20.5	2.1	0.0	45.3	37.0	17.6
DM2003	Cerro de Mercado	53.7	0.3	0.0	0.2	10.9	0.1	11.8	20.9	2.2	0.0	45.5	35.7	18.8

Análisis realizados en los laboratorios de la Universidad de Binghamton del estado de Nueva York, bajo la supervisión del Dr. Richard Naslund y Bill Blackburn. El equipo utilizado fue una microsonda JEOL, modelo 8900 Superprobe.

La efusión piroclástica pobre en hierro debió continuar para formar el intervalo de tobas andesíticas de aproximadamente 60 m de espesor que se encuentran entre el cuerpo diseminado y el masivo principal, aunque es posible, como ocurre en El Laco, que hubiesen existido alimentadores diferentes para el magma de mena y el silicatado, con actividad volcánica simultánea o alternada.

Una siguiente reactivación del magmatismo hizo posible el ascenso del magma de mena de hierro aprovechando, probablemente, como conducto de salida alguna falla principal (La Chula?), dando lugar al emplazamiento del cuerpo central de mena, a manera de un gran diquestrato que aprovechó, en parte, el contraste litológico entre un derrame de andesita competente e impermeable, al bajo, y la toba, también de composición andesítica, menos competente, al alto. Hacia el extremo nororiental, el cuerpo central de mena reduce

su espesor hasta acunarse, observándose aquí una intensa alteración hidrotermal, y hacia el extremo suroccidental su terminación coincide con la mineralización descrita como “cuerpos laterales” de forma lenticular emplazados entre calizas, también con contactos nítidos. La ausencia del desarrollo de un *skarn* entre el cuerpo de mena y la roca encajonante sugieren un emplazamiento intrusivo.

Una etapa explosiva final, sumamente violenta, formó los “cuerpos de brecha” de mineral de hierro descritos en el área de La Chula y en Chinforminazo Sur, y es probable que esta explosión terminal haya alcanzado la superficie, arrojando los fragmentos de magnetita entre la brecha descrita en la parte superior del yacimiento muy próximo al contacto con la unidad de conglomerado. Este carácter explosivo podría haber sido inducido por el acceso de agua freática al magma de mena.

Tabla 9. Resultados de análisis de muestras de apatita (AP) y piroxeno (PX) de Peña Colorada (PM) y Cerro de Mercado (DM).

Element	PM6PX	DM27PX	DM21PX	DM04PX	DM17AP	DM35AP	DM45AP	PM3AP
Co	29.4	29.8	62.3	21.2	1.1	1.8	2.1	3.5
Rb	2.82	3.26	5.20	3.73	3.13	2.99	3.21	4.33
Sr	0	0	0	0	638	609	603	484
Y	28.6	62.5	68.4	53.7	983	946	978	538
Nb	1.14	0.24	10.8	0.00	1.37	0.31	1.09	0.00
Mo	0.000	1.01	0.286	0.095	0.784	0.000	0.152	0.307
Cs	0.044	0.126	0.223	0.099	0.066	0.059	0.062	0.170
Ba	0	0	62	0	0	0	0	0
La	2.22	36.3	46.8	39.0	7350	6520	6410	605
Ce	15.8	71.1	85.5	91.6	7800	7630	8030	936
Pr	1.98	8.40	9.89	10.7	461	473	507	122
Nd	12.1	36.1	42.3	45.1	1560	1640	1780	528
Sm	3.51	8.41	9.97	9.63	253	264	286	115
Eu	0.057	0.623	0.856	0.953	22.3	29.4	25.2	9.0
Gd	4.00	6.41	7.11	6.67	147	150	158	59.0
Tb	0.658	1.25	1.43	1.21	25.4	25.9	26.9	12.5
Dy	4.45	9.40	10.7	8.26	165	163	167	83.9
Ho	1.00	2.28	2.62	1.93	40.2	39.1	40.2	20.1
Er	2.65	5.81	6.57	4.76	90.1	86.6	88.8	44.4
Tm	0.568	1.09	1.25	0.809	11.1	10.3	10.6	5.64
Yb	5.37	9.52	11.3	6.10	68.2	62.0	63.6	35.7
Lu	1.33	1.80	2.33	1.11	7.98	6.97	7.13	4.34
Hf	0.645	4.83	1.86	1.36	2.08	1.85	2.01	0.921
Ta	0.010	0.350	1.38	0.032	0.444	0.271	0.819	0.124
Th	0.00	4.79	18.0	6.91	601	337	394	45.7
U	0.00	0.00	1.61	0.00	20.7	14.4	20.0	3.76

Análisis realizados en los laboratorios de la Universidad de Binghamton del estado de Nueva York, bajo la supervisión del Dr. Richard Naslund. El equipo utilizado fue un DCP/AES (Direct Current Plasma/Atomic Emission Spectrometer), marca ARL&Fission, Modelo SS7.

Las características siguientes, observadas en esta brecha mineralizada en magnetita, indican su origen en un ambiente magmático: (a) Presencia de intercreci-

mientos mirmequíticos de piroxeno, apatita y magnetita debidos a la cristalización de los mismos en el seno de un magma en condiciones eutécticas. (b) Modo de crecimiento de los cristales de piroxeno y apatita, que empiezan creciendo de forma rápida dando origen a

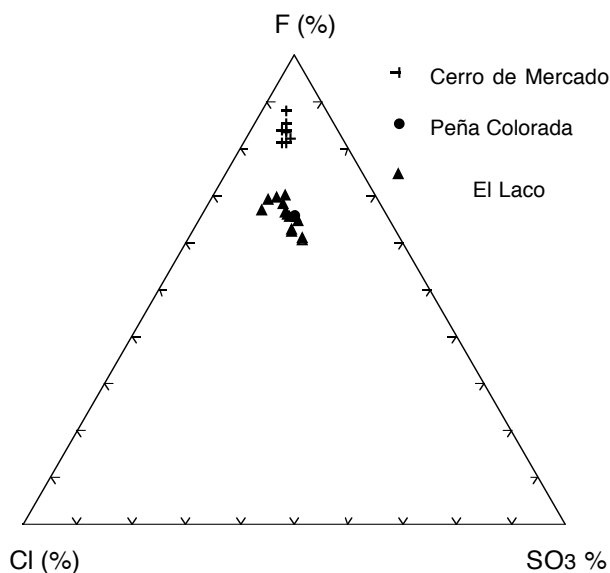


Figura 33. Diagrama triangular, Cl-CO₃-F, de apatitas de Peña Colorada, Cerro de Mercado y El Laco (Chile)

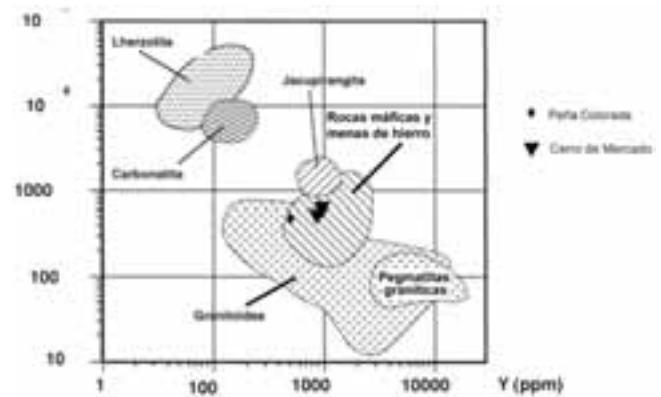


Figura 34. Diagrama Sr-Y para una apatita de Peña Colorada y tres de Cerro de Mercado. Los campos de composición de apatitas para diferentes tipos de rocas están tomados de Belousova y colaboradores (2002).

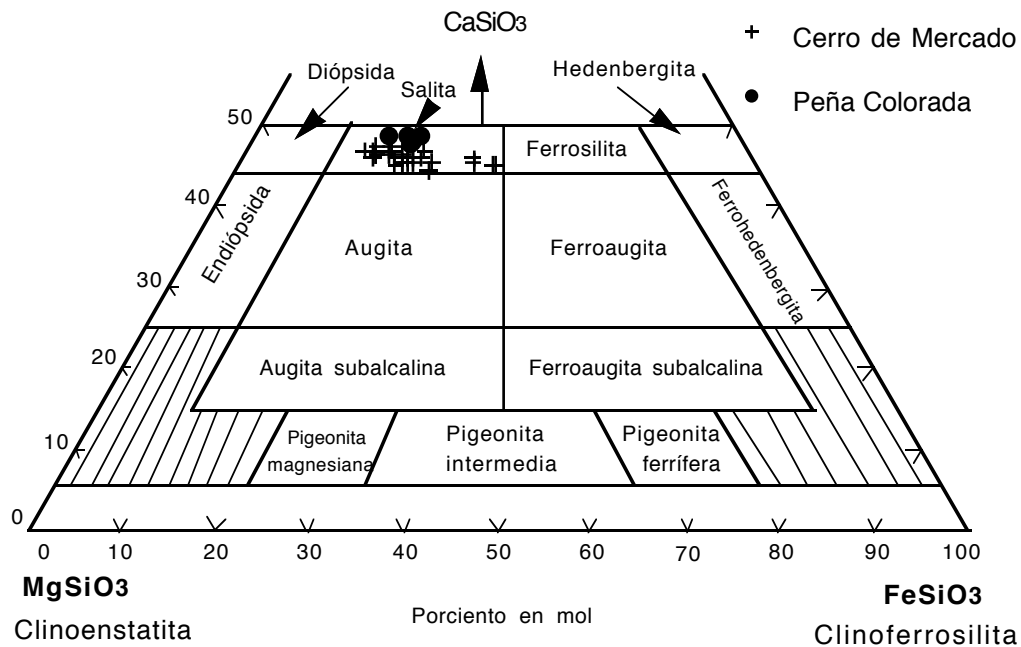


Figura 35. Diagrama de clasificación de piroxenos según Deer, Howie y Zussman (1985). En él se han graficado las muestras de Peña Colorada y Cerro de Mercado.

cristales esqueléticos y que finalizan como cristales euedrales claramente indicando que han crecido en un medio fluido, probablemente en el seno de un magma. (c) La presencia de cristales de magnetita marcando las diferentes bandas de crecimiento de los cristales de apatita. (d) La distribución de estos agregados de magnetita-apatita-piroxeno en forma errática a lo largo de la brecha, pero siempre en relación con acumulaciones de magnetita de grano grueso, todo ello englobado por magnetita de grano fino que conforma la matriz de la brecha. Esta distribución en la textura sugiere que estos agregados sean realmente xenolitos. (e) La propia morfología general de la brecha mineralizada, similar a una diatrema.

Posteriormente, un episodio de fallamiento de tipo normal, con un salto vertical de aproximadamente

200 m, desplazó hacia abajo al bloque sur, quedando expuesto el “cuerpo central de mena”, mas no el “cuerpo inferior bandeado”. En parte la erosión, pero principalmente las obras de minado a tajo abierto, permiten en la actualidad la exposición de todos los cuerpos descritos.

La alta temperatura a la que fueron emplazados los magmas de mena de hierro, la que oscila entre 800 y 1,200°C, produjo la alteración que se observa principalmente hacia la parte superior del yacimiento; asimismo, la subsecuente actividad hidrotermal que acompañó al emplazamiento de las menas de hierro, es un factor que potencialmente puede removilizar al mineral para dar origen a las escasas vetas angostas de magnetita que se presentan en la porción superior del yacimiento.

VI. OTROS YACIMIENTOS DE HIERRO EN EL CIRCUMPACÍFICO DE MÉXICO

En la porción suroccidental de México, en los estados de Jalisco, Colima, Michoacán y Guerrero, además de Peña Colorada, se localizan varios yacimientos con ciertas características comunes en cuanto a su mineralogía, edad y rocas que los hospedan. Todos ellos quedan ubicados dentro del subterreno tectonoestratigráfico Zihuatanejo, de Campa y Coney (1983). A continuación, se describe brevemente los más importantes conocidos hasta ahora (Figura 36).

VI.1 EL ENCINO, JALISCO

VI.1.1 LOCALIZACIÓN

El yacimiento de El Encino se localiza en el extremo suroccidental del estado de Jalisco, dentro del municipio de Pihuamo, a 12.5 km al sur de la población del

mismo nombre y a 40 km al SE en línea recta de la ciudad de Colima (Figura 36). Su acceso es por la carretera federal 110 (Jiquilpan-Manzanillo); en el Km 188 del tramo Colima-Pihuamo se toma un camino de terracería que con una longitud de 22 km conduce al yacimiento.

VI.1.2 TRABAJOS PREVIOS

El área ha sido objeto de diversos estudios mineros, paleontológicos, estratigráficos y paleomagnéticos. Labarthe-Hernández y Rodríguez (1959) realizaron un estudio geológico de la zona ferrífera de Pihuamo, Jal. Meave y Echegoyen (1961) describen los yacimientos ferríferos de Tecalitlán y Pihuamo. Piñeiro (1972) describe las unidades litológicas de la formación Tobas Encino. Estrada-Barraza (1972) elabora un informe

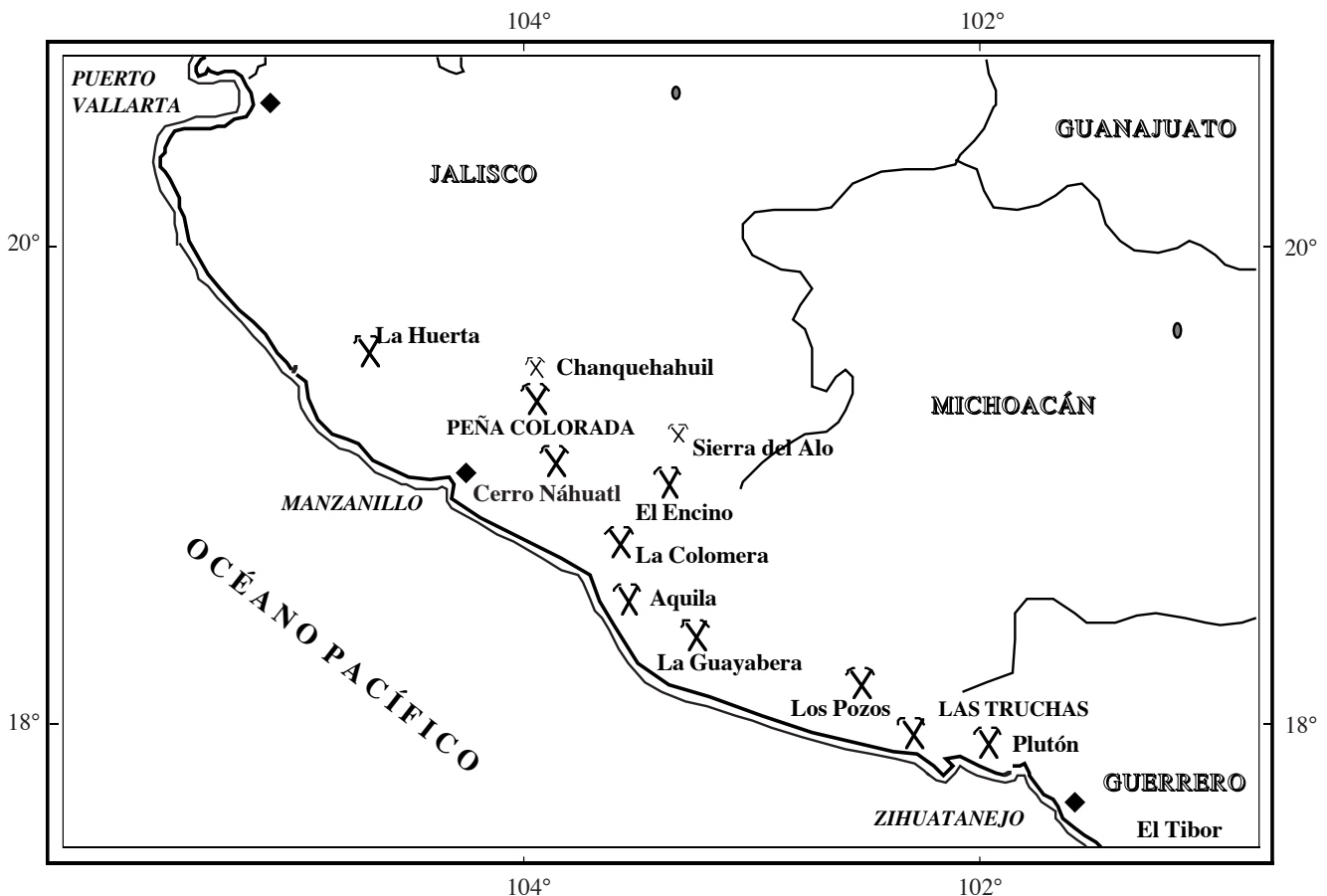


Figura 36. Mapa de localización de los principales yacimientos de hierro de la porción suroccidental de México.

técnico sobre la geología de la mina El Encino. Posteriormente, Pantoja-Alor (1974) realiza un estudio de la geología y estructura del tajo San Pascual. Cutchill y Zárate-Muñoz (1979) presentan un trabajo sobre los yacimientos de óxidos masivos de Fe en México. Pantoja-Alor y Estrada-Barraza (1986) publican los resultados de investigaciones relacionadas con la estratigrafía de los alrededores de la mina de hierro El Encino. Buitrón (1986) hace un estudio sobre los gasterópodos del Cerro de Tuxpan. Alencaster y Pantoja-Alor (1986) reportan la presencia del rudista *Coalcomana ramosa* en el Cerro de Tuxpan. Alencaster (1986) describe un nuevo rudista proveniente de Pihuamo, Jal. Estrada-Barraza y Villarreal-Celestino (1990) publican un trabajo sobre la geología y desarrollo minero de El Encino y Cerro Náhuatl. Alva-Valdivia y colaboradores (1993) estudian el magnetismo de rocas del distrito ferrífero El Encino. Alva-Valdivia y Urrutia-Fucugauchi (1995) publican un estudio sobre el magnetismo del yacimiento de hierro de El Encino. Existen, además, varios informes técnicos inéditos elaborados por los ingenieros de Las Encinas, S.A., los cuales se encuentran en los archivos de dicha empresa, destacando los realizados por Labarthe-Hernández, Jiménez y Martínez-Bermúdez, Fernando Cabrera y Alfonso Juárez.

VI.1.3 GEOLOGÍA

La estratigrafía del área fue estudiada en forma detallada por Pantoja-Alor y Estrada-Barraza (1986), quedando definida de la siguiente manera: La Formación Tecalitlán es la unidad más antigua que aflora en los alrededores de la mina de El Encino; consiste en una gruesa secuencia de rocas volcánicas continentales de composición félsica a intermedia del Cretácico Inferior. Le sobreyacen con marcada discordancia angular los depósitos volcanoclásticos marinos de la Formación Encino, la cual ha sido dividida en dos miembros; el inferior es del Aptiano superior y el superior es del Albiano inferior.

Una discordancia angular separa la Formación Encino de la unidad suprayacente, que es la Formación Vallecitos. La parte inferior de esta última, denominada "miembro tobáceo", consiste en tobas, derrames lávicos y conglomerados con abundante celadonita, todo depositado en un ambiente acuoso. A la parte superior

de la Formación Vallecitos se le denominó miembro calcáreo y consiste en caliza arrecifal dolomitizada, con abundantes rudistas y bivalvos, entre los que destacan *Coalcomana ramosa* (Boehm) y *Chondrodonta* sp., de edad albiana. Inmediatamente al oriente y fuera del área estudiada, al miembro calcáreo le sobreyace concordantemente una gruesa secuencia de rocas volcánicas marinas y continentales, cuya edad posiblemente alcance hasta el Cenomaniano.

Como intrusivos dentro de la secuencia del Cretácico se hallan cuerpos de composición gabroica y granodiorítica. El gabro es de color gris oscuro, textura fanerítica, con abundantes cristales de plagioclasa cálcica y minerales máficos intersticiales que presentan abundante magnetita diseminada y en vetillas, cuya edad fue fechada por el método K-Ar en 93.1 ± 4.7 Ma (Alfonso Juárez, comunicación verbal, 1996). La granodiorita es de color rosa y textura porfídica con fenocristales de ortoclasa y cuarzo; aflora en el área del yacimiento en forma de diques cuya edad, también por el método K-Ar, es de 65 ± 3.3 Ma (Alfonso Juárez, comunicación verbal, 1996). Atravesando a toda la secuencia y a la granodiorita existen escasos diques angostos de andesita de color gris oscuro y de textura porfídica con fenocristales de plagioclasa, cuya edad podría ser terciaria.

De acuerdo con la información de los geólogos de la mina Las Encinas, en el área de la mina se registran dos sistemas de pliegues. El más importante fue generado por el emplazamiento del intrusivo granodiorítico que aflora en Pihuamo, Jal., el cual basculó y comprimió a las rocas cretácicas hacia el SW, desarrollándose en consecuencia pliegues de orientación N60°W. El segundo, más local, se relaciona con el emplazamiento de los intrusivos del área de la mina y con fallamiento, los que producen pliegues orientados N70°E.

Asimismo, han sido reconocidos tres sistemas de fallas. El principal es de tipo inverso y de forma semicircular, orientado N20°–70°E con inclinación 15°–45° SE. Se infiere que su origen esté relacionado con el emplazamiento del intrusivo granodiorítico de Pihuamo. El segundo sistema en importancia está orientado N60°–70°E y es de tipo normal con desplazamientos verticales hasta de 60 m. El tercero, de menor importancia, está orientado N40°W.

VI.1.4 GEOQUÍMICA

Análisis geoquímicos, realizados en el presente estudio, de las rocas volcánicas encajonantes de la mineralización de El Encino indican valores anómalamente altos en $Na_2O + K_2O$ y bajos en SiO_2 , diferentes a los valores obtenidos para dos muestras traquiandesíticas recolectadas fuera del área mineralizada en la Formación Tecalitlán, quedando, de esta manera, dentro del campo de la serie alcalina las primeras y en el campo de la serie subalcalina las segundas (Figura 37).

En el diagrama AFM, de Irvine y Baragar (1971), se observa que tanto las rocas volcánicas de la Formación Encino como las de la Formación Vallecitos caen en el campo calcialcalino, indicando un ambiente tectónico de arco magmático (Figura 38).

Los análisis hasta ahora disponibles no permiten establecer una relación clara entre las variaciones de los óxidos mayores respecto al SiO_2 en los diagramas de Harker.

La gráfica de tierras raras normalizadas contra condrita para todo el conjunto de las rocas volcánicas del área de El Encino (Figura 39) indica valores de 20 a 50 ppm para el La y de 6 a 11 ppm para el Lu, enriquecimiento de las tierras raras ligeras (LREE) sobre las pesadas (HREE) ($La/Lu = 4.11$), patrón plano de HREE y anomalía de europio, lo cual es característico de secuencias de arcos de islas.

Los análisis de la mena en muestras provenientes de los cuerpos Número 1 y San Pascual arrojaron los valores que se muestran en la Tabla 10. Estos valores son similares a los de Cerro de Mercado, Peña Colorada y Aquila, descritos en este estudio (Tabla 10).

VI.1.5 MINERALIZACIÓN

La mineralización en la mina de El Encino está emplazada siempre en el mismo nivel estratigráfico; esto es, en la parte superior del miembro inferior de la Formación Encino. En el distrito minero existen tres cuerpos

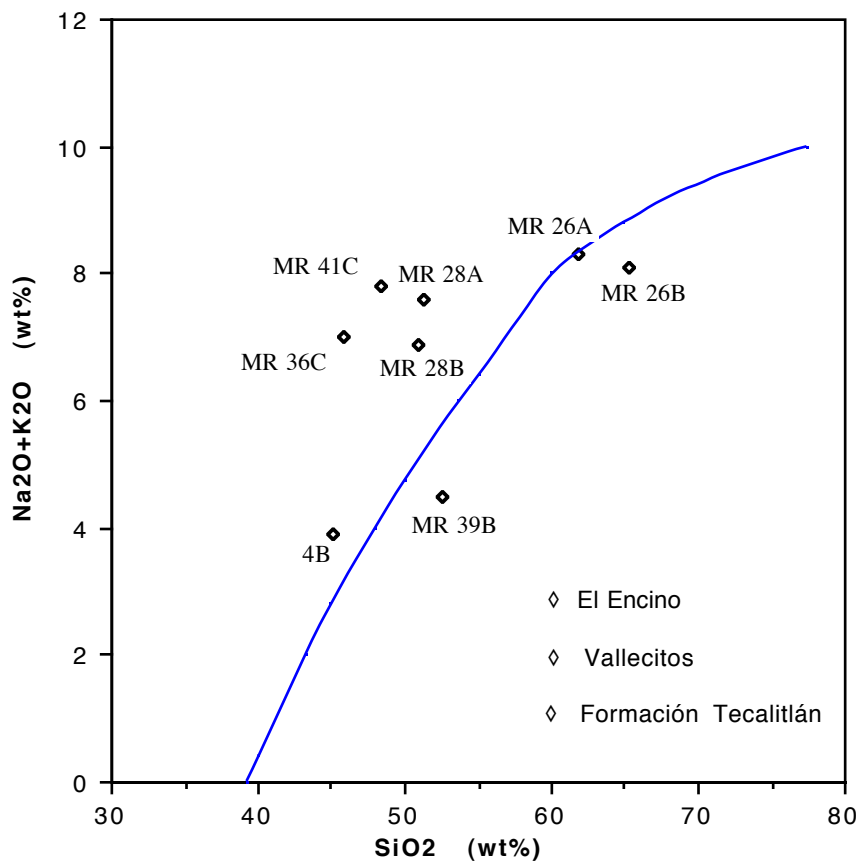


Figura 37. Rocas volcánicas del área de El Encino en la gráfica de álcalis versus sílice, de Irvine y Baragar (1971).

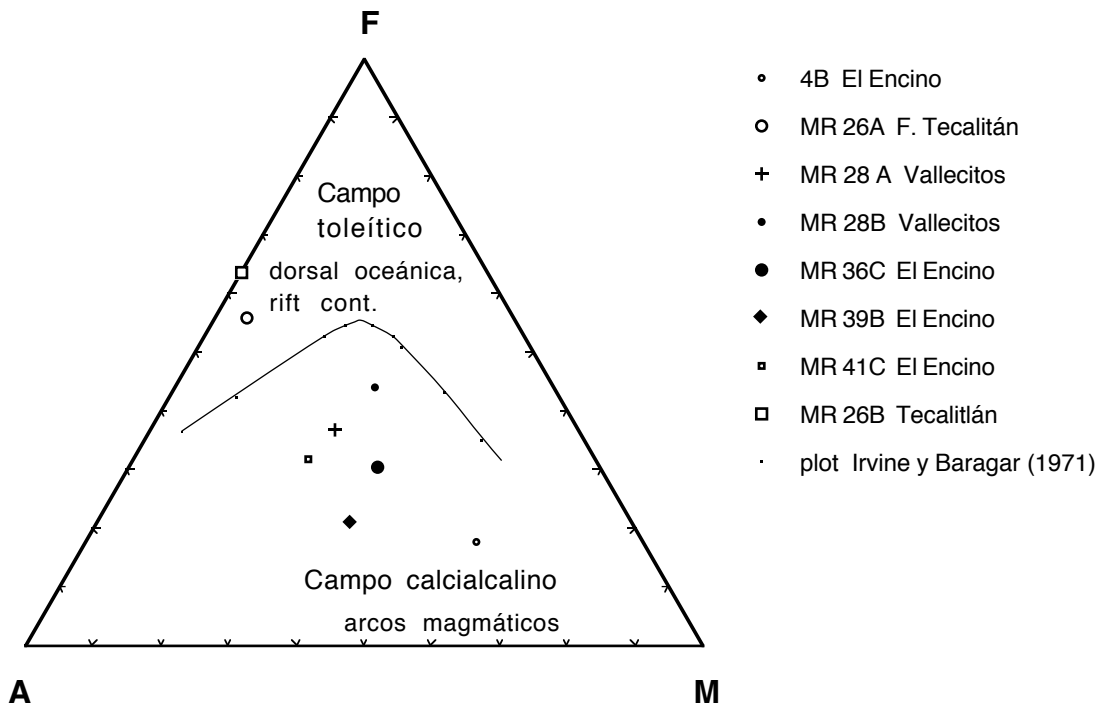


Figura 38. Clasificación de las rocas volcánicas del área de El Encino en la gráfica AFM, de Irvine y Baragar (1971).

importantes: El cuerpo San Pascual, el Cuerpo Número Uno y el Cuerpo San Ramón.

El Cuerpo San Pascual presenta una forma de colito sin raíz con un radio de 150 m y 70 m de espesor promedio. Este cuerpo se limita al poniente por una falla normal del tercer sistema, conocida como la falla de La Nariz, que pone en contacto a la mineralización y a la Formación Encino con la Formación Vallecitos. Al norte, la mineralización está afectada por una serie de fallas escalonadas que la desplazan unos 60 m hacia abajo. Hacia el oriente y el sur, el cuerpo se adelgaza lenticularmente contra las calizas del miembro inferior de la Formación Encino. Este cuerpo, con unos 35 millones de toneladas y una ley de 62.5% de Fe, actualmente se encuentra agotado.

El Cuerpo Número Uno, al igual que el de San Pascual, presenta una forma tabular lenticular, acunándose hacia el SE. Las terminaciones en sus extremos son adelgazamientos graduales y concordantes a la estratificación. Las dimensiones de este cuerpo son de 250 m x 250 m y 50 m de espesor. Este yacimiento, con aproximadamente 10 millones de toneladas de una ley del 62.5% de Fe, se encuentra en proceso de explotación.

El Cuerpo San Ramón, recientemente descubierta mediante perforación, se localiza al NW de los otros dos, en el mismo nivel estratigráfico; es de forma lenticular y se le han cubicado 6 millones de toneladas con una ley de magnetita muy semejante a los anteriores. Debido al encape que presenta, se ha diseñado un sistema de explotación subterránea para su extracción.

VI.1.6 MINERALOGÍA

Los cuerpos consisten de magnetita masiva con una ley promedio de 62.5% de Fe. Las características que el mineral de hierro presenta megascópicamente son: color negro o pardo con estructura que puede ser compacta, masiva, bandeada o diseminada. Esta última representa la baja ley en los cuerpos y se le encuentra distribuida en finas laminaciones de 1 a 3 mm de espesor de magnetita, intercalada con epidota y clorita, así como en forma diseminada. Dicha mineralización se aloja en la unidad de composición tobácea calcárea del miembro inferior de la Formación Encino. Este tipo de mineral diseminado cubre al mineral masivo con un espesor promedio de 25 m y leyes del 18 al 20% de hierro total.

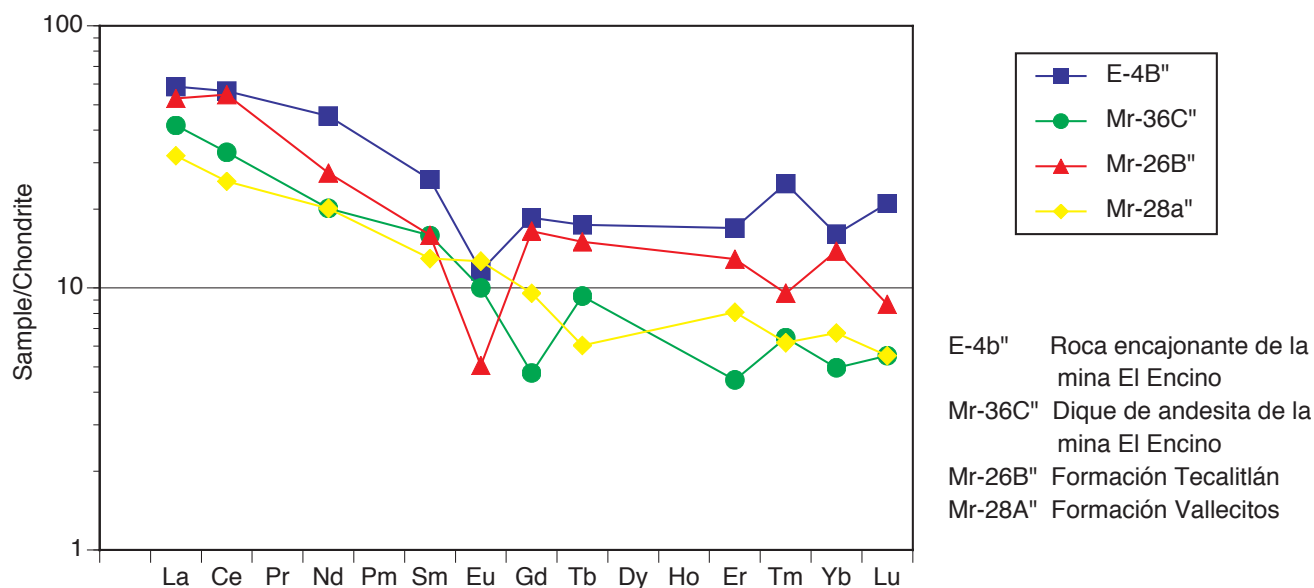


Figura 39. Gráfica de tierras raras de rocas volcánicas del área de El Encino.

Como minerales accesorios se tiene pirita, calcita, clorita, epidota, cuarzo, andradita, grosularia, apatita, encontrándose escasamente distribuidos en la masa mineral, con excepción de la apatita. Se advierte que las mayores concentraciones de apatita se encuentran cerca del contacto con la caliza recrystalizada, con valores que oscilan entre 0.35 y 2% de contenido de fósforo; este mineral también se presenta como agregados cristalinos de color rosa que rellenan fracturas o espacios abiertos.

Por último, la magnetita constituye entre el 80 y el 90% del total de los minerales, mientras que la hematita se encuentra en menor proporción, con un promedio del 4%, observándosele principalmente en los límites exteriores de los cuerpos, en contacto con la caliza y en forma de vetas de specularita.

En una visita realizada por los presentes autores en noviembre de 1998, se encontró inaccesible el yacimiento en donde aún quedan algunas reservas que se explotarán en forma subterránea. En desmontes de la mina se halló trozos de mena de magnetita con vesículas alineadas, lo cual sugiere que el cuerpo de mena explotado pudo haber sido, o incluido, un derrame de lava de mena. También, se encontró en los desmontes mena maciza con magnetita dendrítica en placas y prismática. Además, se observa la presencia de apatita, actinolita y feldespato potásico.

Los estudios petrográficos y minerográficos de estas muestras, llevados a cabo durante la presente investigación, indican lo siguiente:

1. El Cuerpo Número Uno estuvo constituido en parte por magnetita maciza de textura granuda gruesa con cristales de magnetita en forma de laminitas o dendritas laminares de hasta 3 mm de longitud, dispuestos en forma perpendicular a la orientación de las capas o bandas de magnetita, donde también se encuentran escasos cristales octaédricos de magnetita.
2. Otro tipo de mena que fue explotado en el Cuerpo Número Uno fue una magnetita muy pura y altamente magnética, de cristalización fina (octaédrica) de 0.2 a menos de 0.1 mm, la cual presenta algunas oquedades de forma irregular, las cuales en parte están rellenas por cuarzo. La pirita es sumamente escasa y se encuentra en cristales euedrales a subedrales de tamaño submilimétrico.
3. El Cuerpo San Pascual, también ya explotado, estuvo constituido por magnetita muy maciza con abundantes vesículas alineadas, lo cual sugiere que pudo haber sido, en parte, una colada

Tabla 10. Elementos mayores (%) y menores (ppm) de las menas de los yacimientos de Cerro de Mercado, Peña Colorada, El Encino, Cerro Náuatl y Aquila.

MUESTRA	LOCALIZACIÓN	DESCRIPCIÓN	MINERALES (%)	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	Px	PxC	TOTAL
CM-1	Cerro de Mercado	Agregado de cristales euedrales desordenados de Mag, Px y Ap	Mag 60, Px 20, Ap 05	27.93	0.27	0.92	61.37	0.07	2.22	5.32	0.03	0	0	1.6	-0.39	99.36
CM-2	Cerro de Mercado	Cristales tabulares de Mag martiritizado, intercrecidos con cristales de Px alterado	Mag 40, Hem 40, Px 10, Qtz 10	28.87	0.3	0.89	67.66	0.06	0.69	1.15	0	0	0	0.28	1.16	101.07
CM-3	Cerro de Mercado	Increcimiento de cristales de Mag y Px	Mag 60, Px 25, Qtz 15	52.44	0.21	0.94	35.89	0.06	3.4	5.39	0.18	0	0	0.2	1.13	99.83
CM-4	Cerro de Mercado	Cristales octaédricos de Mag martiritizados	Mag 50, Hem 50	0	0.44	0.8	89.2	0.07	0.41	5.05	0	0.02	3.03	-0.63	0	98.38
CM-5	Cerro de Mercado	Cristales muy finos de Mag, con vetillas de Qtz	Mag 100	2.66	0.76	0.26	96.3	0.02	0.16	0.49	0.01	0.02	0.67	0.26	0	101.16
CM-6	Cerro de Mercado	Mag de textura microgranada, en parte recubierta con calcedonia	Mag 90, Qtz 10	16.29	0.09	0.15	76.03	0.01	0.3	2.55	0.01	0.01	1.93	0.88	0	100.25
CM-7	Cerro de Mercado	Agregado muy fino de cristales de Mag recubiertos por calcedonia	Mag 90, Qtz 10	28.67	0.23	0.64	55.54	0.03	0.29	8.42	0	0.03	4.59	0.2	0	99.64
CM-8	Cerro de Mercado	Brecha de fragmentos de Mag con oquedades abundantes	Mag 100	1.18	0.21	0.24	89.23	0.04	0.46	6.33	0.04	0.02	4.38	-0.85	0	101.29
CM-9A	Cerro de Mercado	Agregado de cristales euedrales de Mag martiritizado con Qtz escaso	Mag 45, Hem 45, Qtz 10	0.85	0.82	0.2	95.86	0.12	0.59	1.53	0.02	0.03	1.2	-0.93	0	99.9
CM-9B	Cerro de Mercado	Agregado de cristales euedrales de Mag martiritizado con Qtz escaso	Mag 45, Hem 45, Qtz 10	99.45	0.04	0	1.11	0	0.12	0.39	0	0	0	0	0.23	101.33
CM-10	Cerro de Mercado	Mag de textura granular fina y con vesículas abundantes	Mag 100	0.53	0.5	0.21	96.2	0.12	0.48	2.02	0.02	0.02	1.73	0	0	101.82
CM-11	Cerro de Mercado	Mag de textura granular y coherencia arenosa, más Qtz, Ap y Px	Mag 100	27.27	0.67	0.7	34.73	0.1	3.06	20.81	0	0.01	0.03	13.76	0	101.14
PC-12	Peña Colorada	Mag de textura granular y de grano muy fino; además, contiene Py	Mag 85, Py 05, Cal 10	6.23	0.08	0.86	89.54	0.22	0.85	3.56	0.08	0.17	0.49	-1.31	0	100.76
PC-13	Peña Colorada	Ands epidotizada con vetillas de Py	ands 95, Py 05	46.05	0.87	13.53	9.8	0.26	9.21	12.52	1.66	2.14	0.24	3.09	0	99.38
PC-14	Peña Colorada	Cristales principalmente octaédricos de Mag, recubiertos en parte por Cal o Ank	Mag 100	1.73	0.19	0.65	78.44	0.22	0.65	11.71	0.02	0.03	0.89	3.59	0	98.22
PC-15	Peña Colorada	Mag de textura microgranada con Py y Cal escasas	Mag 85, Py 05, Cal 10	2.46	0.36	0.83	91.51	0.11	0.88	3.4	0.02	0.04	1.26	-1.73	0	99.15
PC-16	Peña Colorada	Bandas irregulares de Mag y de toba con Kfs	Mag 65, ands 25, Py 03, Kfs 7	20.44	0.26	3.28	61.82	0.11	3.14	5.18	0.53	1.82	0.52	0.95	0	98.04
PC-17	Peña Colorada	Bandas irregulares de Mag y de toba con Kfs	Mag 60, Kfs 25, ands 15	24.98	0.3	5.88	56.25	0.07	2.63	4.8	0.53	3.45	0.1	0.6	0	99.59
PC-18.1	Peña Colorada	Roca ígnea muy alterada con cristales de plagioclasa y diseminación de Mag	Q-Field 85, Mag 15	45.64	0.81	13.36	21.32	0.14	3.18	7.87	5.58	0.3	0.19	0.91	0	99.29
PC-18.2.1	Peña Colorada	Roca ígnea formada por Qtz, Chl, Epi, Chi, Cal y Mag	Q-Field 70, Mag 20, Py 5	42.47	0.92	11.7	25.14	0.16	3.87	8.46	4.87	0.47	0.25	0.84	0	98.14
PC-18.2.2	Peña Colorada	Brecha constituida por fragmentos de la roca magmática (98-18-1) en matriz de Mag	Mag 70, ands 30	27.23	0.73	9.38	46.73	0.13	2.51	7.69	3.05	0.41	1.22	0.62	0	99.7
PC-18.2.3	Peña Colorada	Diseminación de cristales de Mag en una mezcla de Px, Chl, Ap, Epi y Cal	Mag 50, Py 03, Kfs 47	27.15	0.95	8.75	43.39	0.12	1.81	10.65	3.47	0.31	2.79	0.6	0	99.99
PC-18.3	Peña Colorada	Brecha volcánica cuarzo-feldespática con Mag	ands 80, Mag 20	50.23	0.75	12.38	14.67	0.14	2.77	8.85	6.41	0.63	0.3	2.79	0	98.36
PC-19	Peña Colorada	Brecha volcánica cuarzo-feldespática con fragmentos líticos y de Mag	Q-Field 85, Mag 15	47.43	0.42	13.57	19	0.11	3.27	4.32	2.41	6.38	0.64	1.13	0	98.79
PC-20	Peña Colorada	Mag diseminada en una matriz de cristales de Kfs (textura de cúmulos?)	Kfs 80, Mag 20	38.51	0.73	12.51	34.97	0.09	1.42	1.87	1.08	7.45	0.07	0.53	0	99.21
PC-21	Peña Colorada	Mag diseminada en una matriz de cristales de Kfs (textura de cúmulos?)	Kfs 80, Mag 20	43.02	0.65	13.39	28.65	0.09	0.61	2.38	1.05	2.98	0.03	1.07	0	99.92
PC-22-1	Peña Colorada	Toba cuarzo-feldespática cloritizada con Mag diseminada	Kfs-Qtz-Chl 80, Mag 20	33.49	0.58	11.98	45.95	0.15	3.06	5.8	2.45	2.91	0.17	1.51	0	98.05
PC-22-2	Peña Colorada	Toba cuarzo-feldespática cloritizada con Mag diseminada	Kfs-Qtz-Chl 40, Mag 50, Py 10	30.03	0.76	10.85	42.15	0.21	4.93	6.11	2.47	0.24	0.2	1.89	0	98.85
EN-23	El Encino	Mag maciza con lentes de Kfs	Mag 95, Kfs 05	3.29	0.04	0.33	81.53	0.09	0.83	9.31	2.02	0.02	2.36	3.4	0	101.21
EN-24	El Encino	Mag de cristalización fina con vesículas parcialmente rellenas con Chl y Cal	Mag 75, Qtz 10, Cal 15	8.71	0.05	0.42	82.97	0.1	0.59	5.67	2.01	0.01	0.54	1.96	0	101.04
EN-25	El Encino	Roca volcánica constituida por Chl, Bt, Cal, Ap, Mag, Py, Kfs, Qtz y otros carbonatos	Chl 70, Bt 15, Kfs 15	42.18	0.54	12.45	12.78	0.17	11.31	6.67	1.56	2.25	0.37	8.75	0	99.03
EN-26	El Encino	Mag maciza con abundantes vesículas alineadas	Mag 100	1.07	0.11	1.03	97.77	0.09	0.58	0.28	0	0.02	0.6	-0.71	0	100.83
EN-27	El Encino	Mag de textura finamente granular, con diseminada	Mag 90, Py 10	0.65	0	0.29	94.64	0.08	1.15	3.04	0	0.02	0.62	-0.72	0	99.76
EN-28	El Encino	Arenisca de grano medio a fino con intercalaciones de capas delgadas de Mag	Mag 90, Py 10	99.01	0.03	0	0.36	0	0.05	0.24	0	0	0	0.09	0	99.79
CN-29	Cerro Náuatl	Mag de textura granular gruesa con cristales diseminados y vetillas de Py	Mag 70, Py 15, ands 15	15.6	0.18	2.23	67.91	0.1	4.74	8.14	0	0.1	0.1	0.13	0	99.24
CN-31	Cerro Náuatl	Cristales euedrales a subeudrales de Mag con Py escasa	Mag 70, Py 15, Qtz 15	6.56	0.1	1.54	85.33	0.06	2.17	2.76	0.07	0.07	0.58	0.69	0	99.92
CN-32	Cerro Náuatl	Mag de grano fino con Py diseminada y en vetillas	Mag 60, Py 40	14.48	0.11	2	71.06	0.1	4.1	5.62	0.17	0.17	0.5	1.83	0	100.15
CN-36	Cerro Náuatl	Alternancia de capas delgadas de Mag y de toba cuarzo-feldespática	Mag 40, Qtz-Chl 60	25.3	0.24	2.43	32.71	0.11	8.57	12.87	0	0	0.02	17.95	0	100.19
CN-38	Cerro Náuatl	Geniza constituida por cristales octaédricos de Mag mezclados con feldespato	Mag 90, Feld 05, Py 05	21.69	0.08	1.07	69.4	0.02	1.46	4.03	0.08	0.09	0.67	1.68	0	100.07
AQ-39	Aquila	Lava escoriácea con fragmentos subangulosos de Mag martiritizados	Mag 20, Hem 80	1.97	0.03	0.56	93.67	0.06	0.3	0.35	0.01	0.05	0.89	4.09	0	101.78
AQ-40	Aquila	Lava escoriácea con fragmentos subangulosos de Mag martiritizados	Mag-Hem 80, Py 20	2.28	0.06	0.28	96.19	0.07	0.21	0.24	0	0.02	0.67	1.9	0	101.91
AQ-43	Aquila	Mag maciza hematitizada con oquedades recubiertas por Gt y Qtz	Hem 45, Mag 45, Qtz 05, Py 05	1.45	0.01	0.3	94.61	0.09	0.3	0.21	0	0.01	0.48	3.01	0	100.45
AQ-44	Aquila	Lava escoriácea de Mag martiritizada con boxworks posiblemente de Py	Mag 10, Hem 85, Gt 05	3	0.04	0.34	94.62	0.08	0.34	0.37	0	0.07	0.53	1.52	0	100.91
AQ-45	Aquila	Lava escoriácea martiritizada muy vesicular	Hem 70, Mag 30	1.5	0.04	0.24	97.94	0.09	0.36	0.34	0.03	0.06	0.49	-0.35	0	100.72
AQ-46	Aquila	Mag de cristalización muy fina con cristales de feldespato	Hem 70, Mag 30	99.94	0.03	0	0.64	0	0.01	0.33	0	0	0	0.16	0	101.12
AQ-49	Aquila	Escoria de Mag martiritizada con sublimados de fosfatos	Hem 97, Fosfato 3	3.25	0.06	0.33	95.93	0.1	0.35	0.37	0.01	0.05	0.6	0.39	0	101.44

de lava de mena. Del mismo cuerpo se extrajo mena constituida por un agregado de puros cristales octaédricos de magnetita de tamaños aproximados entre 0.6 y 0.1 mm, la cual contiene abundantes oquedades de forma alargada y de distribución sensiblemente alineada. Se observa, además, entre la magnetita y a veces rellenando huecos, cristales de pirita cuyos tamaños varían de 1 a 9 mm.

4. Además, en el distrito están presentes alternancias de capas delgadas, de 3 a 10 mm de espesor, de areniscas y arcosas de grano medio a fino con intercalaciones de capas delgadas de magnetita de 3 a 5 mm de espesor.

VI.2 CERRO NÁHUATL, COLIMA

El yacimiento de Cerro Náhuatl se localiza en el municipio de Coquimatlán, del estado de Colima, a 17 km al SE de la ciudad de Colima (Figura 36). En el año de 1961, el Consejo de Recursos Minerales realizó trabajos exploratorios en él; su geología fue estudiada por Arriaga-García (1962), Neilson (1969) y Estrada-Barrera y Villarreal-Celestino (1990); además, fue descrita brevemente en la Monografía Geológico Minera del estado de Colima (Consejo de Recursos Minerales, 1994). Su explotación se inició en 1990 por la Compañía Minera Las Encinas, siendo sus reservas originales del orden de los 32 millones de toneladas, mientras que las reservas positivas a noviembre de 1997 eran de 29 millones de toneladas (Carlos Zárate, comunicación verbal, 1997).

El entorno geológico de este yacimiento corresponde a una estructura anticlinal de orientación NW-SE, en cuyo núcleo se encuentra emplazado un gran intrusivo de composición diorítica a granodiorítica. El flanco suroccidental de la estructura expone a la secuencia sedimentaria marina de la formación Madrid, constituida por calizas, calizas arcillosas y lutitas con algunas intercalaciones de tobas y derrames andesíticos. Dentro de la secuencia se encuentran dos cuerpos principales de mena de hierro. Estos son estratiformes y están dispuestos en forma concordante entre andesita verde alterada y caliza recristalizada que se localizan aproximadamente a 20 m del contacto con el intrusivo.

El primer cuerpo, conocido como “depósito principal” está orientado N60°W con inclinación hacia el SW, que varía de 55°, en su extremo suroriental, a 35°, en su porción media; tiene una longitud de 400 m y una anchura promedio de 35 m. El segundo cuerpo, denominado “poniente”, presenta la misma orientación que el primero; sus dimensiones son 240 m de longitud y 15 m de anchura.

La mena de hierro está oxidada a hematita en la superficie. Localmente, tiene una textura maciza que consiste en pequeños octaedros de magnetita, de tamaño milimétrico; en algunas partes es deleznable y tiene el aspecto de ceniza volcánica, mientras que en otras, la mena es bandeada (Figura 40). No están presentes vesículas. Vetillas de pirita “blanca” cortan la mena de magnetita. Existen cristales grandes, de 10 cm o más, de actinolita alterada. La andesita alterada contiene mineralización diseminada de magnetita. Las calizas no presentan mineralización de hierro. Uno de los cuerpos estratiformes de mena de hierro tiene la apariencia de una toba cristalina.

Al microscopio petrográfico, las muestras del yacimiento de Cerro Náhuatl presentan las características siguientes: En una de las muestras recolectadas se observan dos texturas diferentes de magnetita: una de textura granular gruesa, en la que se distinguen las caras de posibles octaedros, de tamaño de aproximadamente 1 mm, y otra de textura granular fina. La muestra es muy maciza y no contiene drusas, pero sí cristales diseminados de pirita, de 1 a 2 mm de diámetro, y vetillas de pirita de más de 4 cm de longitud y de 1 a 3 mm de espesor. Estas vetas incluyen también epidota en algunos tramos. Se observa, además, rosetas formadas por cristales prismáticos de magnetita, de hasta 8 mm de longitud.

Otro tipo de mena de hierro dentro del distrito está formado por bandas de magnetita y bandas de color verdoso y blanco, de posible composición de cuarzo y clorita. Las bandas de magnetita varían en espesor de 9 a 3 mm; algunas son lenticulares hasta acuñarse y todas ellas son muy semejantes en cuanto a su textura y composición, la cual consiste en cristales de magnetita de textura granular fina (<0.2 mm). Es común que, lateralmente, el contenido de magnetita de las capas disminuya y aumente el contenido de cuarzo, el cual aparece entre los cristales de magnetita. La equidistancia

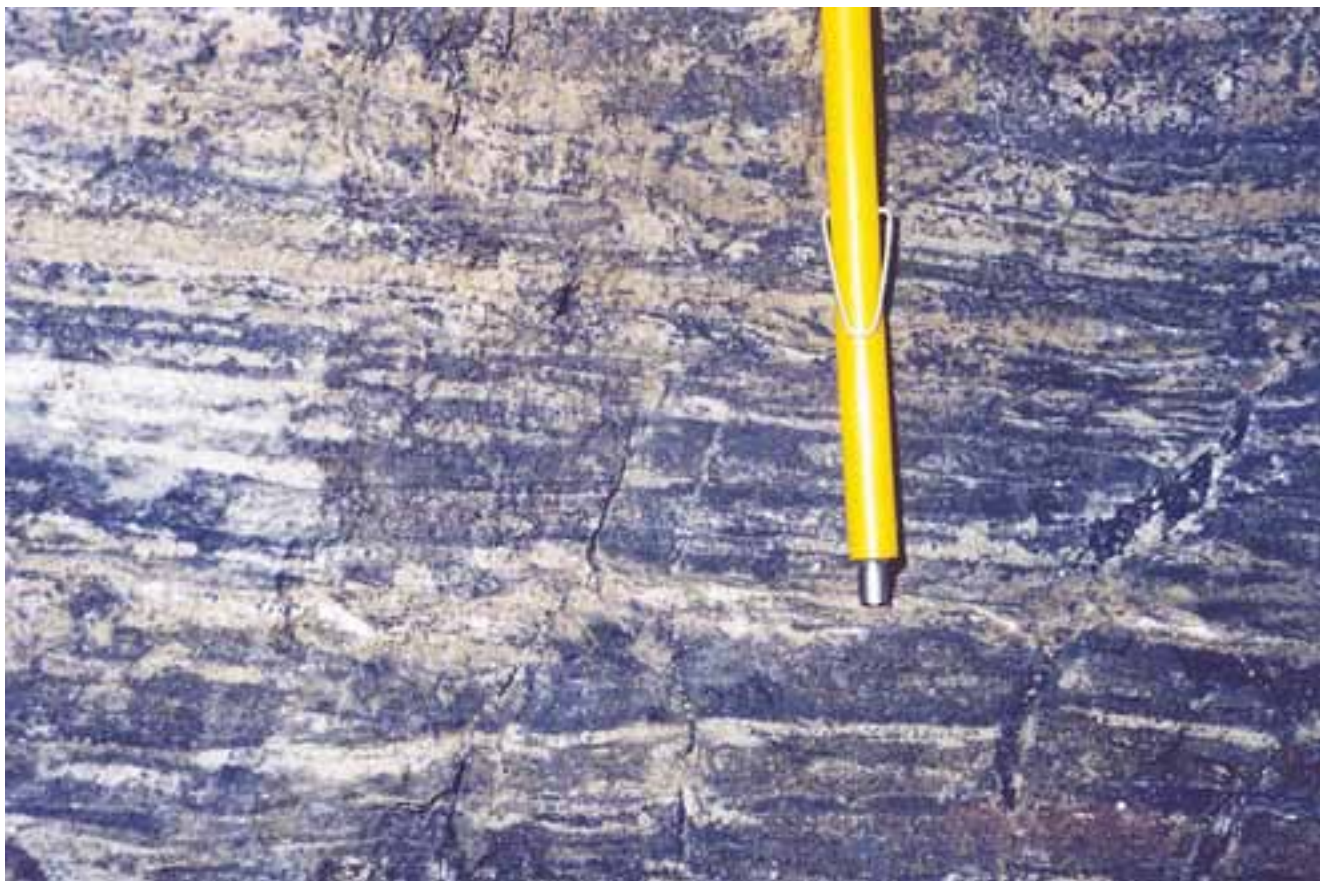


Figura 40. Detalle de la mena bandeada del yacimiento de Cerro Náhuatl debido a la alternancia de capas delgadas de magnetita (color gris oscuro) y de capas de tobas andesíticas (color gris claro).

entre las capas de magnetita varía de 10 a 3 mm y se encuentran intercaladas entre capas verdes de composición cuarzofeldespática.

Además de los anteriores, existe en el yacimiento otro tipo de mena de magnetita muy deleznable y que se caracteriza por su color negro; está constituido por cristales finos (<0.5 mm) de magnetita, principalmente en forma de plaquitas o naipes y también de forma octaédrica. Se observa, además, cristales de pirita de 0.5 a 1 mm de diámetro (aproximadamente el 5%) y cristales inferiores a 0.5 mm de calcita (Figura 41). Al microscopio, se describe como una ceniza con cristales euedrales a subedrales de magnetita con escasa pirita, cementada por clorita de color verde azulado, calcita, restos de piroxeno, epidota y apatita.

Los análisis de muestras de mena provenientes del cuerpo principal dieron los valores que se muestra en la Tabla 10. Estos valores difieren de los de Cerro de Mercado, Peña Colorada y Aquila, descritos en este estudio.

VL3 AQUILA, MICHOACÁN

El yacimiento de Aquila se localiza en el municipio de Coalcomán, estado de Michoacán, en el cerro del Tenamaxtle, a 5 km al norte del poblado de Aquila y a 27.5 km en línea recta de la bahía de San Juan de Lima, en el litoral del Pacífico.

Los datos más antiguos que se conocen sobre el yacimiento corresponden a reportes técnicos inéditos como los de Plate (1924), Jones (1933), Rodríguez (1959) y Labarthe-Hernández y Flores (1960). Fue estudiado de manera formal por Whittier (1963), quien describe las rocas y estructuras del área del yacimiento y menciona que los cuerpos de magnetita, los cuales están emplazados en una diorita de grano fino en las márgenes del cuerpo intrusivo principal, son el resultado de la acción de fluidos hidrotermales que se concentraron y liberaron después de la cristalización de dicho magma diorítico, el cual se emplazó en calizas masivas de edad cretácica de la formación Tepalcatepec.



Figura 41. Detalle de la mena pulverulenta del yacimiento de Cerro Náhuatl. Magnetita en color gris oscuro y calcita en color gris claro.

Posteriormente, Victoria-Morales (1980) realiza un estudio paragenético en tres muestras de magnetita del yacimiento, indicando que los primeros minerales en cristalizar fueron magnetita, pirita, calcopirita, posiblemente anfíbol y cuarzo. Posteriormente, se formaron vetillas de pirita y calcopirita con algo de hematita, probablemente a través de fracturas. En el mismo estudio se reportan los análisis químicos cuantitativos siguientes:

Fe_t, 59.39–64.16%; S, 0.16–2.95%; SiO₂, 2.4–6.9%; Al₂O₃, 0.5–1.0%; CaO, 0.1–0.58%; MgO, 0.73–1.04%; Cu, 0.08–0.13%.

Entre los elementos traza por análisis cuantitativo espectrográfico con valores entre 0.01 y 0.1% (100 y 1,000 ppm), se detectaron Ti, Mo, Pb, Mn, y Co, y en cantidades menores a 0.01% se encontraron V, Ni e Y.

Ruvalcaba-Ruiz (1982) presentó un informe para HYLISA, con la descripción y análisis de los diferentes intrusivos, estructura del depósito, alteración, posible origen y petrogénesis. Dicho autor llegó a la conclu-

sión de que las características químicas y paragenéticas de los minerales involucrados en la mineralización costeable, señalan que ésta se generó y precipitó por procesos magmáticos tardíos e hidrotermales, relacionados con el episodio segundo o intermedio de actividad ígnea del intrusivo múltiple. Posteriormente, el mismo autor (Ruvalcaba-Ruiz, 1983) presenta su tesis doctoral, en la cual propone un modelo magmático para explicar el origen del yacimiento.

Zárate (1997) prepara un informe para HYLISA en el que indica que el origen de este yacimiento, del orden de 50 Mt, está aún en discusión, porque la composición y las características, tanto de la mena como de los intrusivos relacionados, son muy semejantes a las de Peña Colorada, que se ha interpretado como de reemplazo; sin embargo, en Aquila, el mineral se emplazó en el intrusivo bajo un control estructural en un sistema relativamente cerrado, donde los fluidos magmáticos posteriores pudieron concentrar al hierro, manteniéndolo estable en exsolución en un líquido de

óxido de Fe. Posteriormente, la liberación de presión permitió la precipitación del depósito mineral en las zonas de mayor permeabilidad disponible.

En noviembre de 1998, como parte del presente estudio, se llevó a cabo una visita al yacimiento, lo que permitió hacer las observaciones siguientes: La explotación del mineral de Aquila comenzó a fines de 1998, habiéndose cuantificado en ese entonces reservas de 60 millones de toneladas con una ley de 45–50% de Fe (Carlos Zárate, comunicación verbal, 1998).

El yacimiento aflora en la superficie y tiene un color rojizo debido a la oxidación de magnetita a hematita (Figura 42). En el área, existe una estructura de bloques y el yacimiento se ubica en un lado de esos bloques con una gruesa secuencia de calizas en el otro costado. El yacimiento es estratiforme con una inclinación de 45°–50°. En la parte superior del yacimiento se presentan calizas sin alteración ni recristalización y en

la parte inferior se encuentran andesitas alteradas y rocas intrusivas de composición intermedia. El espesor del yacimiento es variable, desde unos pocos metros hasta alrededor de 30 m. Existen abundantes fallas en el área de la mina.

En las primeras etapas de apertura del tajo, en noviembre de 1998, se observó en la mena estructuras y texturas de derrames de lava, estructuras de bloque y de lavas cordadas, tubos de escape de gas (2 cm de diámetro y 10 cm de longitud), mena escoriácea de magnetita, vesículas alineadas en la parte superior del derrame con pequeños octaedros de magnetita en las paredes interiores de algunas vesículas, texturas de flujo laminar. En la parte inferior del derrame se observaron dendritas prismáticas de magnetita en un crecimiento radial y dendritas en placas de magnetita con una distribución al azar (Figura 43). Se observó cristales de tamaño milimétrico de piroxeno (?) y algunos prismas



Figura 42. Panorámica del yacimiento de Aquila, Michoacán, viendo al NW. En el centro de la fotografía, hacia la parte alta del cerro, se observa el casquete de mineral de hierro oxidado.

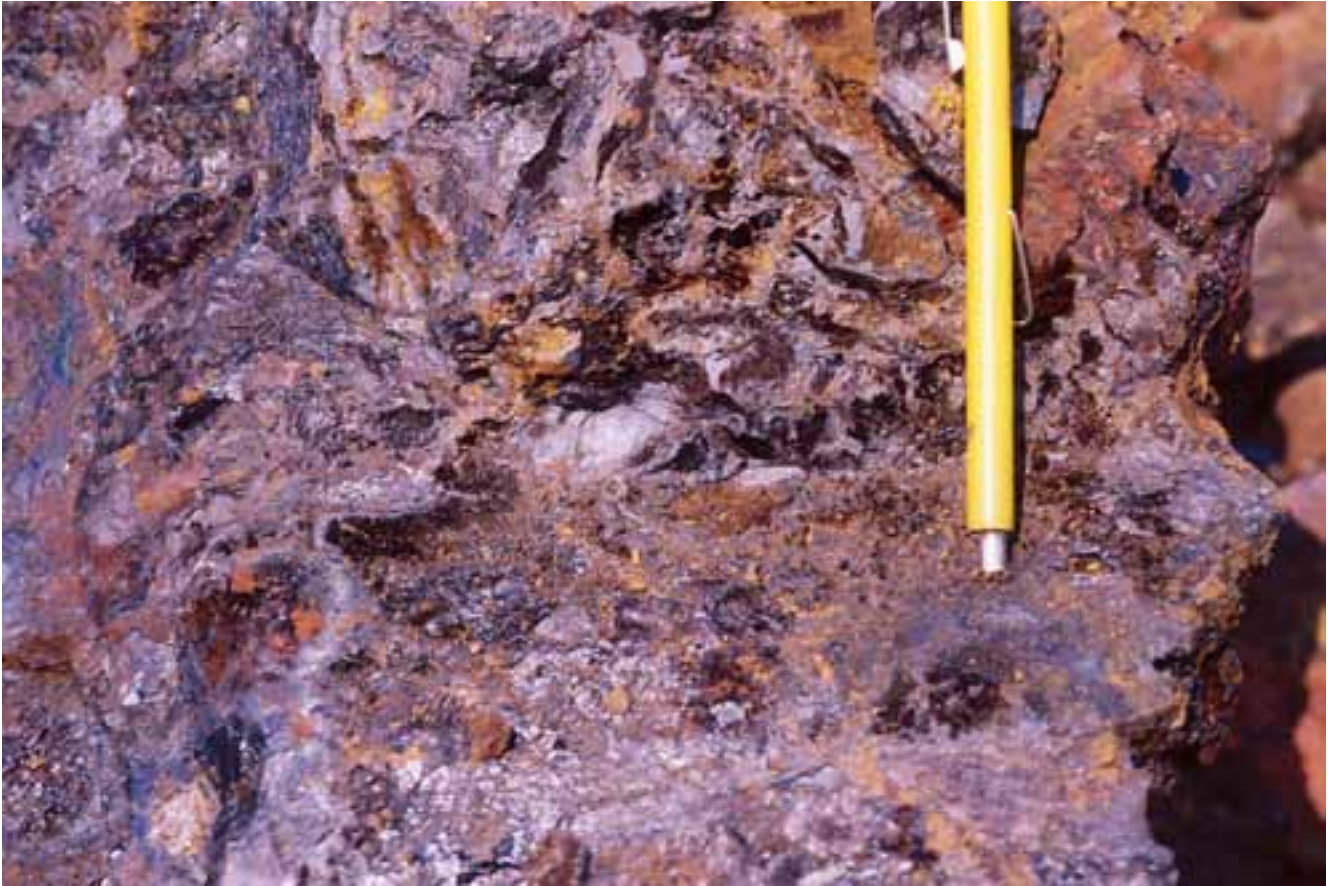


Figura 43. Detalle de la mena de hierro escoriácea en un derrame de magnetita del yacimiento de Aquila, Michoacán.

de apatita. En algunas cavidades (10 x 10 cm) se encuentra toba de magnetita estratificada. Algunos fragmentos de magnetita con plagioclasa, encontrados en la parte basal del cuerpo, tienen el aspecto de una roca porfídica (fenocristales de plagioclasa en una masa fundamental de magnetita). Fragmentos de roca (¿caliza?, ¿toba? y andesita), con bordes “cocidos”, se encuentran dentro de la mena (¿xenolitos?). A lo largo de fracturas, en la parte alta del derrame de mena, la magnetita está parcialmente oxidada a hematita. Probablemente, ésta es una oxidación temprana, tal vez causada por la interacción entre el derrame caliente de magnetita y el agua marina, porque existen vetillas de pirita “blanca” que cortan a la mena (incluyendo a la magnetita oxidada) y esta pirita no presenta evidencia alguna de oxidación o lixiviación, como debería esperarse si la oxidación de la magnetita se hubiese producido después del depósito de la pirita. Parece que están presentes varios derrames de mena concordantes o, bien, varias unidades de derrames.

En las cercanías del yacimiento, se encuentra una roca intrusiva meteorizada, en la cual están presentes xenolitos de 1–2 m de mena de hierro, con las mismas características descritas para el derrame de lava de mena en el yacimiento. También, se encuentran xenolitos de caliza fuertemente recristalizada a mármol.

Analizando con detalle la muestra AQ-98-39, que corresponde a una lava escoriácea de óxidos de hierro, se observa que está constituida por fragmentos subangulosos de magnetita martitzada, cuyos tamaños varían desde muy pequeños (2 mm) hasta 2 cm. Estos fragmentos son de textura microgranuda, de color gris oscuro y están cementados por una verdadera escoria de hierro muy vesicular en la que se observa limonita, hematita y goethita en las paredes de estas vesículas. Las vesículas son de forma muy irregular y varían en tamaño de 1 a 3 mm. En una superficie de la muestra, se observa un recubrimiento de color azuloso tornasolado de textura botrioidal muy fina, lo cual podría corresponder a goethita o, bien, a fosfatos.

La muestra AQ-98-43 corresponde a hierro macizo ligeramente magnético, hematizado y de color negro con tonos rojizos, que fue descrita al microscopio como magnetita maciza sustituida por hematita con cavidades que dan un aspecto escoriáceo. Está formada por granos de magnetita equidimensionales y anedrales casi completamente sustituidos por hematita. No obstante, aún se conservan los bordes de los antiguos granos, que en muchos de los casos guardan morfología de puntos triples. También, se observa una facies más tardía constituida por piritita rellenando los huecos dejados por la cristalización de la magnetita.

En la muestra AQ-98-45, que corresponde a una lava escoriácea de hierro de color gris oscuro y muy vesicular, se observa que las vesículas son alargadas y tienen una orientación paralela entre ellas; su tamaño varía de 1 mm, las más pequeñas, a 8 mm, las más grandes, predominando las de entre 2 y 3 mm. Estas vesículas tienen en sus paredes cristales octaédricos muy pequeños de magnetita, posiblemente alterados a hematita, porque se ven de color rojizo. En el interior de las vesículas se ve también un poco de calcedonia. Vista al microscopio, está formada por una masa de hematita con aspecto escoriáceo o lávico, con morfologías botrioidales y en el núcleo de estas estructuras persisten núcleos de forma irregular de magnetita.

En la parte superior del yacimiento de Aquila, se tomó una muestra (AQ-98-47) de estructuras esféricas que han sido interpretadas como burbujas de escape de gases en magnetita; éstas varían en tamaño de 2 a 3 mm de diámetro y en algunas se observa una corteza de cristalización radial.

Los análisis químicos de seis muestras de la mena se indican en la Tabla 10. Estos valores difieren de los demás yacimientos del presente estudio debido a la lixiviación de ciertos elementos.

VI.4 LA HUECA, MICHOACÁN

El yacimiento conocido como La Hueca o Sapo Negro (Ortigoza-Cruz *et al.*, 1994; Miranda-Gasca, 1995; Corona-Esquivel *et al.*, 2000) está ubicado en la porción occidental del estado de Michoacán, en el municipio de Coalcomán, justo a 4 km al oriente del yacimiento de sulfuros vulcanogénicos de La Minita (Gaytán-Rueda *et al.*, 1979) (Figura 36). Si bien el prospec-

to de La Hueca fue reconocido como parte del distrito minero de La Minita desde hace más de 18 años, su carácter de depósito sedimentario de hierro y manganeso fue descrito recientemente por Corona-Esquivel y colaboradores (2000).

El hierro bandeado de La Hueca se localiza en el subterreno Zihuatanejo, en la parte sur del terreno Guerrero (Campa y Coney, 1983). La columna estratigráfica comprende un espesor de más de 2,000 m de andesitas, dacitas y tobas riolíticas submarinas, intercaladas con lutitas, limolitas, calizas, calizas arcillosas y conglomerados, localmente conocidas como Formación Tecalitlán (Rodríguez, 1980; Pantoja-Alor y Estrada-Barraza, 1986) y formación Tepalcatepec (Pimentel, 1980; Figura 44).

El yacimiento de La Hueca se localiza hacia la parte inferior del cerro de Las Minas, en una secuencia distintiva de brechas y tobas félsicas con intercalaciones de lutitas y escasos horizontes de calizas fosilíferas. Esta secuencia de rocas volcánico-sedimentarias del Cretácico fue plegada durante la orogenia Laramídica, quedando el yacimiento de los hierros bandeados en el flanco poniente de un anticlinal orientado WNW-ESE. Su afloramiento tiene aproximadamente 10 m de espesor y más de 100 m de longitud, dentro del cual se encuentran capas finamente bandeadas de hematita y jaspe, enriquecidas en manganeso, zinc y bario (Corona-Esquivel *et al.*, 2000).

La conclusión a la que se ha llegado, con base en la evidencia conjunta de la estructura del afloramiento (finamente bandeada a laminada), su composición química (Fe, Mn, Ba, Zn, Si) y su mineralogía aparentemente de origen primario (hematita, jaspe y minerales de manganeso enriquecidos en zinc y bario), es que su origen es sedimentario y puede estar relacionado con el yacimiento de sulfuros vulcanogénicos de La Minita, que se encuentra en la misma área, solamente a 4 km de distancia (Corona-Esquivel *et al.*, 2000).

En la parte suroccidental de México, además de los yacimientos de hierro brevemente descritos aquí, existen numerosos depósitos, como La Huerta, Chanchuahuil, Sierra del Alo, Las Pesadas, La Guayabera, Los Pozos, Las Truchas, Plutón y El Tibor (Figura 36), que no formaron parte del presente estudio y cuyos datos disponibles no permiten obtener conclusiones sobre su origen.

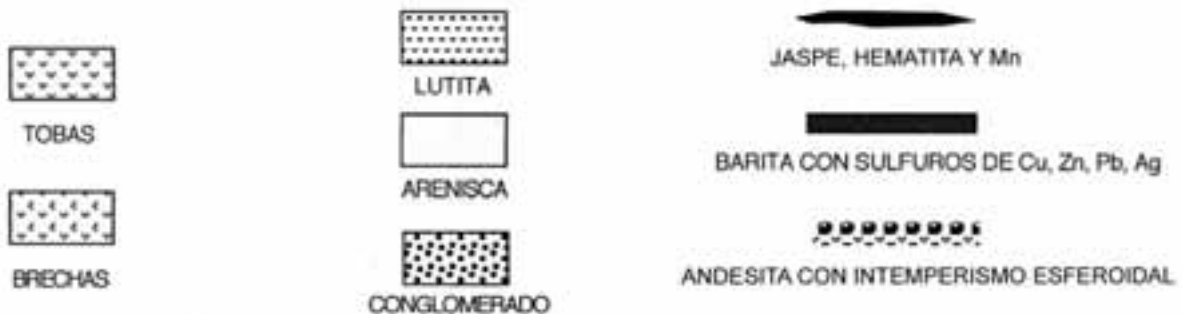
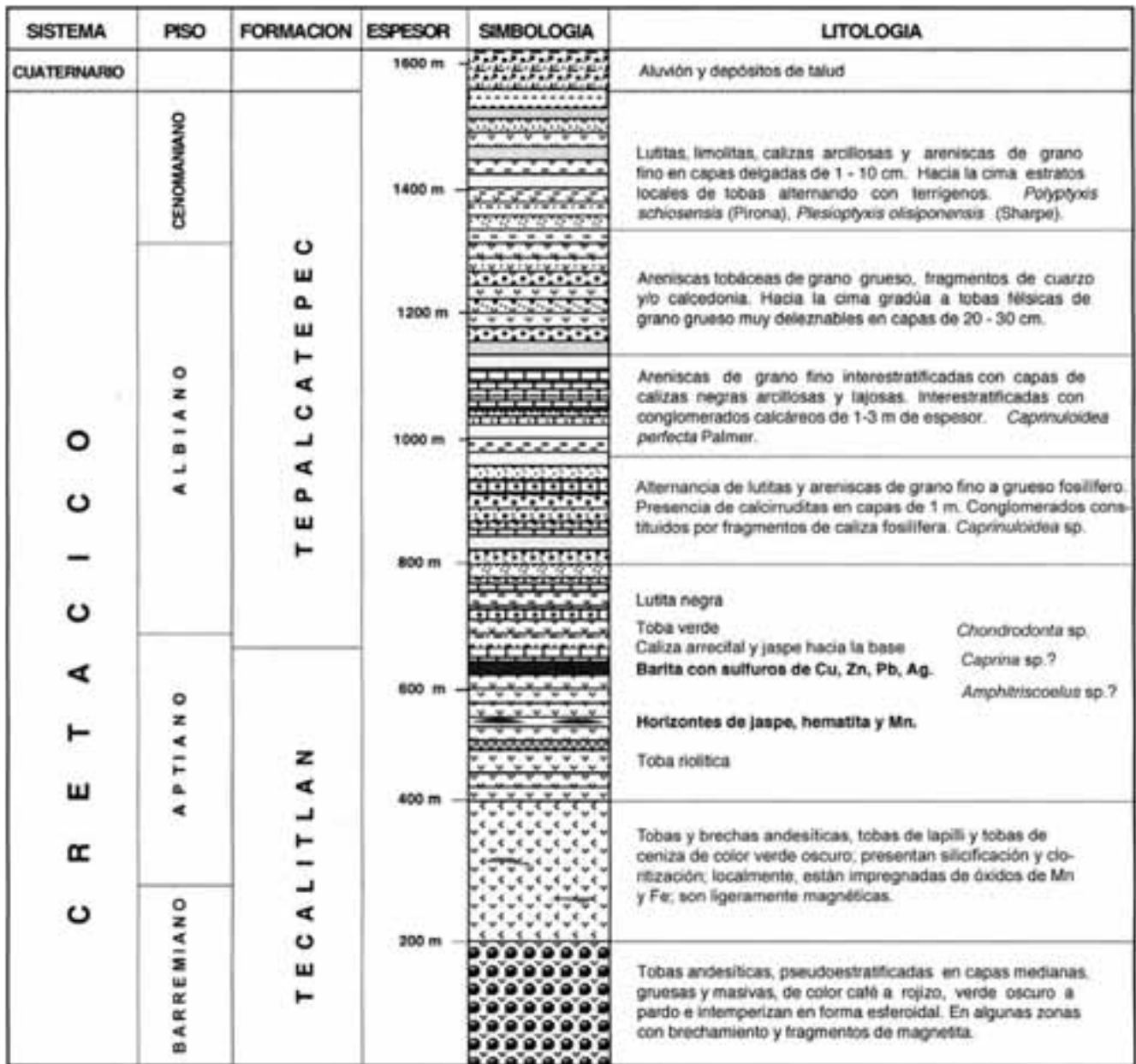


Figura 44. Columna estratigráfica del área de La Minita-La Hueca, Mich.

VII. COMPARACIÓN CON OTROS YACIMIENTOS DE HIERRO

Algunos de los yacimientos de hierro en la región estudiada, como Peña Colorada, El Encino y Aquila, presentan características texturales y mineralógicas similares a otros como Cerro de Mercado, La Perla, Hércules y El Laco, Chile, a los que se ha clasificado como de origen magmático, mismos que se describe a continuación.

VII.1 CERRO DE MERCADO, DURANGO (NUEVAS APOR-TACIONES)

El yacimiento de Cerro de Mercado se localiza en la parte central del estado de Durango (Figura 45). El mi-

neral de hierro forma un cerro de no mucha altura que se observa hacia el norte de la ciudad de Durango. El laboreo minero actual cubre un área de aproximadamente 240,000 m² dentro de la cual se explotan diferentes cuerpos de mena, a los que, de acuerdo con su posición espacial, forma, estructura y características texturales, se puede clasificar como brechas, derrames de lava, diques, tobas estratiformes de magnetita, *stockworks* y cuerpos de rodados semiconsolidados (Henríquez y Corona-Esquivel, 2000). El yacimiento se ha descrito como magmático, localizado en las márgenes de una caldera y ha sido comparado con El Laco, en Chile (Lyons, 1988).

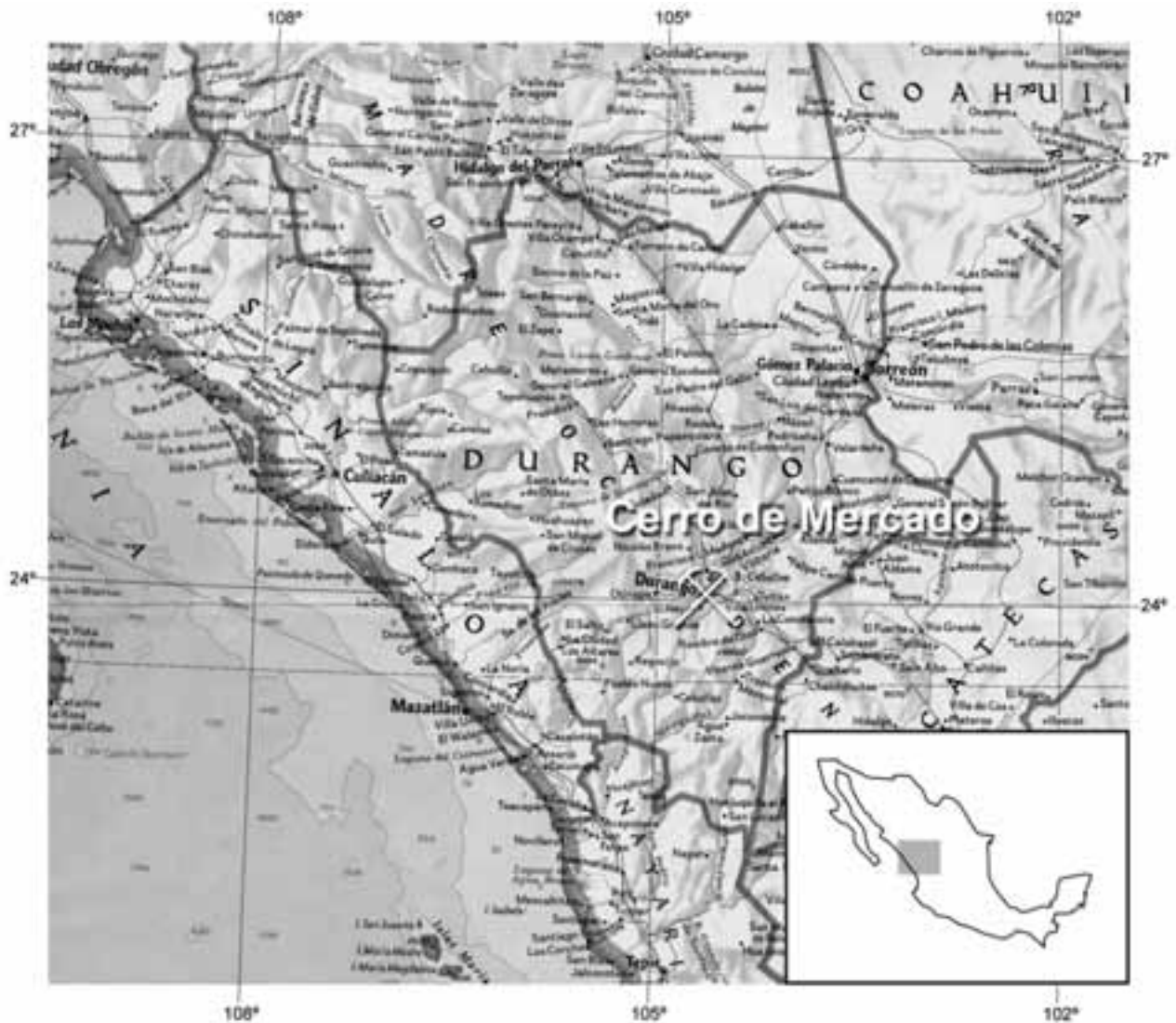


Figura 45. Mapa de localización del yacimiento de Cerro de Mercado, Dgo.

VII.1.1 BRECHAS

De acuerdo con lo anteriormente expuesto, las brechas se pueden dividir en ígneas e hidrotermales. Las brechas ígneas representan los cuerpos de mayor tamaño del yacimiento. Son subverticales, con decenas de metros de altura y alrededor de 10 m de anchura, y contienen grandes fragmentos angulares de riolita (desde 1 decímetro hasta más de 1 m) sin alteración alguna visible macroscópicamente (Figura 46). La matriz está formada por magnetita que varía desde maciza hasta llena de cavidades con dendritas, en placas y columnares, así como octaedros, también de magnetita, en el interior. Existen pequeñas concentraciones de apatita verde. Se halla piroxeno verde, con alteración incipiente a clorita(?), de manera abundante, que localmente presenta un hábito radial e intercrecimiento con magnetita columnar alrededor de un “núcleo” de riolita de 8 a 10 cm de diámetro (Figura 47). Una característica semejante ha sido descrita en El Laco por Nystrom y Henríquez (1994). También, están presentes

dendritas en placas de magnetita, con un hábito radial a partir de un núcleo de magnetita en placas y con espacios abiertos entre las placas radiales, que también se encuentran en El Laco. Asimismo, se observa cristales de piroxeno en un crecimiento alternado con dendritas prismáticas de magnetita, en forma bandeada. Se encuentra apatita alterada, de sección longitudinal cónica. Hay abundante ortoclasa(?), que en su mayor parte rellena espacios abiertos. Abundante sílice coliforme, y también cristalizada, se presenta relleno de espacios abiertos o como intercrecimiento en cristales de magnetita.

Las brechas hidrotermales corresponden a cuerpos compuestos por fragmentos subangulosos de riolita muy alterada, que están cortados por vetas y vetillas de magnetita. Algunos de los fragmentos presentan un halo rojo de alteración (¿adición de hierro férrico?). La matriz de estas brechas está formada por hematita. Están presentes apatita escasa, muy alterada, y abundante sílice tardía. No se observó magnetita dendrítica ni piroxeno (Figura 48).



Figura 46. Detalle de la brecha constituida por fragmentos muy angulosos de riolita cementados con magnetita. Se observa la ausencia de alteración en la riolita. Cerro de Mercado, parte central.



Figura 47. En la parte central de la fotografía se observa un fragmento de riodacita (color gris claro) y a su alrededor, en forma radial, se advierten cristales de piroxeno (color gris claro) en matriz de magnetita (color gris oscuro). Cerro de Mercado, Durango, parte central del yacimiento.

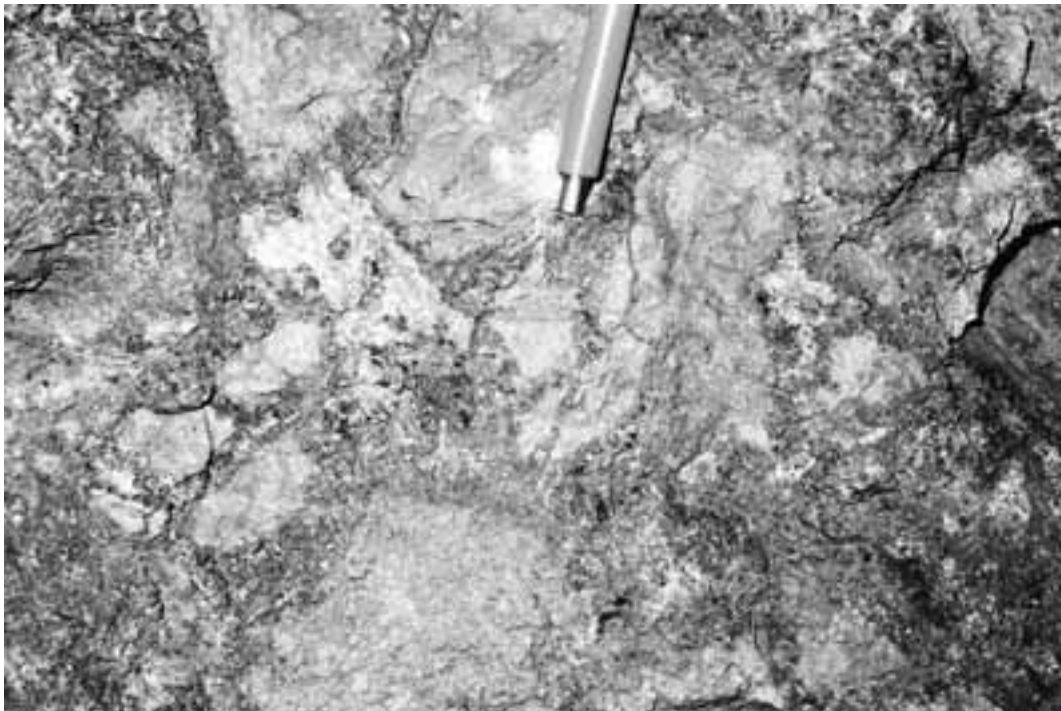


Figura 48. Detalle de una brecha en la parte oriental exterior del yacimiento, donde se observa que los fragmentos de riodacita tienen formas subangulosas y una fuerte alteración. Además, éstos están cementados por magnetita (color gris oscuro), y algunos de ellos están atravesados por vetillas de magnetita. Cerro de Mercado, Durango.

VII.1.2 DERRAMES DE LAVA DE MAGNETITA

Éstos tienen una posición subhorizontal, con un espesor de entre 10 y 20 m y una extensión más bien corta, del orden de 50 m (Figura 49). Derrames de riolita se encuentran intercalados entre los de magnetita. Uno de los últimos derrames de magnetita se presenta cortado por un cuerpo subvertical de riolita (posiblemente un alimentador), el cual, hacia arriba, termina en un derrame de riolita que cubre al de magnetita. En la base de las lavas de magnetita se presenta una textura maciza con algunos “nidios” de apatita; sin embargo, el techo de estos derrames es vesicular con vesículas alineadas. La apatita está prácticamente ausente.

VII.1.3 DIQUE DE MAGNETITA

Un cuerpo de magnetita, subvertical, de alrededor de 5 a 8 m de anchura y decenas de metros de altura, corta a riolita no alterada con contactos nítidos. La mena es-

tá principalmente compuesta de magnetita maciza con apatita y piroxeno alterado. Fracturas concoidales, en algunos lugares, sugieren que el óxido de Fe (magnético) esté mezclado con sílice abundante. En su mayoría, los espacios abiertos están rellenos con sílice tardía, botrioidal y bien cristalizada.

VII.1.4 TOBA ESTRATIFORME DE MAGNETITA

Corresponde a un cuerpo estratiforme de mena bandeada de 6 a 8 m de espesor. En algunos lugares, la mena consiste en hematita muy friable; en otros, se encuentra magnetita compacta mezclada con sílice. La mena magnética, con fractura concoidal, es similar a la mena de Sierra Bandera, en Chile (Nyström *et al.*, 1996). En espacios abiertos, se presenta una estratificación muy fina con capas milimétricas de magnetita casi no afectada por la oxidación, las que alternan con capas blancas de silicatos y/o apatita (Figura 50). En un lugar, se observó diastratificación.



Figura 49. Dique félsico que corta a un derrame de magnetita. Cerro de Mercado, Durango, parte central del yacimiento.



Figura 50. Detalle de una alternancia de capas delgadas de tobas félsicas y capas de magnetita pulverulenta. Hacia la parte superior de la fotografía se observa una estructura diastratificada, indicando un origen sedimentario del depósito. Cerro de Mercado, Durango, parte exterior del yacimiento.

VII.1.5 STOCKWORK DE MAGNETITA

La riolita está localmente cortada por una red de 3 m de espesor de vetillas centimétricas a milimétricas de magnetita, orientadas en todas direcciones. Algunas de estas vetillas contienen magnetita octaédrica y también cuarzo.

VII.1.6 CUERPO DE RODADOS SEMICONSOLIDADOS

Éste es un depósito joven, de tipo erosional, compuesto por fragmentos redondeados de mena de magnetita. En el yacimiento, es frecuente encontrar horizontes de sílice intercalados con horizontes de hematita dentro de la toba riolítica.

VII.1.7 ESTUDIOS PETROGRÁFICOS Y MINERAGRÁFICOS

De acuerdo con estudios petrográficos y mineragráficos, en Cerro de Mercado, el mineral más abundante es

la magnetita. Ésta puede tener texturas diferentes. Una característica peculiar del yacimiento es que en varias partes están presentes agregados de cristales euedrales de piroxeno, magnetita y apatita. Los cristales de piroxeno son de forma prismática y varían en tamaño entre 2 y 7 mm, siendo el tamaño predominante de 4 mm. Los cristales de magnetita son de forma octaédrica y varían en tamaño de 1 a 7 mm, siendo el tamaño promedio de 2 a 3 mm. Los cristales de apatita, espectaculares por su perfecta cristalización y pureza, son también de hábito prismático y varían en tamaño de 4 a 6 mm.

También, entre la mena de hierro aparecen esferulitas de magnetita de 3 x 2 cm con desarrollo de cristales prismáticos de magnetita dispuestos en forma radial, donde cada dendrita termina en caras octaédricas. Es común en el yacimiento que los cristales de magnetita estén martitizados y se presenten intercrecidos con cristales de piroxeno muy alterados. Al microscopio, se distingue claramente que, en algunos casos, los

grandes cristales octaédricos de magnetita están recubiertos por una costra de goethita y martitizados. En los núcleos de dichos cristales, puede encontrarse cristales prismáticos de piroxeno alterado (Henríquez y Corona-Esquivel, 2000).

También, son frecuentes los intercrecimientos de cristales tabulares de magnetita y cristales prismáticos de piroxeno creciendo en forma radial alrededor de núcleos de roca alterada. Además, puede presentarse aquí apatita de cristalización fina, mezclada con la magnetita y el piroxeno; en algunos intersticios, puede haber cuarzo.

Otra característica peculiar del yacimiento es el desarrollo de cristales, de dimensiones centimétricas, de apatita perfectamente formados. Estos cristales están presentes en cavidades que se forman en la mena. También, se observa con frecuencia dendritas en placas de magnetita, con un hábito radial a partir de un núcleo de magnetita en placas y con espacios abiertos entre las placas radiales.

Están presentes, también, en algunas partes del yacimiento, horizontes negros pulverulentos de mineral de hierro. Éstos están constituidos, esencialmente, por cristales muy finos (<1 mm) de magnetita. Su textura consiste en un agregado de cristales euedrales a anedrales de magnetita que están hematitizados y pueden estar alterados a goethita. Además, se tiene fracturas o cavidades rellenas de cuarzo y calcedonia.

VII.2 LA PERLA, CHIHUAHUA

El yacimiento de La Perla se localiza en la parte oriental del estado de Chihuahua, dentro del municipio de Camargo (Figura 51). Sus coordenadas geográficas son 28°18'51"N y 104°33'46"W, con 1,572 m de altitud. La columna estratigráfica del área tiene unos 560 m de espesor, constituidos principalmente por una secuencia volcánica de tobas e ignimbritas de composición traquítica y riolítica. La edad de esta secuencia es de 31.5 Ma en su parte inferior y de 27.2 Ma en la superior (Campbell, 1977; Van Allen, 1978).

La forma original del yacimiento fue la de un potente manto de mineral con su dimensión mayor, de 1,200 m, orientada N20°E y la menor, de 700 m, orientada N70°W. La mena está constituida por hematita, magnetita y cantidades menores de magnetita con trazas

de piritita en las partes más profundas. Mezclas complejas de estos minerales pueden encontrarse en todo el yacimiento. Los minerales de ganga son principalmente cuarzo y calcita. Como minerales accesorios, se tiene apatita y sulfuros de hierro.

Actualmente, puede distinguirse dentro de la mina cuerpos de mineral masivo, mineral pulverulento, mineral silicificado y cuerpos de brecha. El mineral masivo está formado principalmente por dos cuerpos de forma lenticular orientados norte-sur. El primero se localiza en la parte central del tajo; en planta, mide aproximadamente 70 m por 50 m. El segundo cuerpo queda ubicado en la porción noroccidental del tajo; en planta, mide 180 m por 20 m. Ambos cuerpos son de hematita-magnetita, de textura generalmente afanítica y de color gris acero (Figura 52).

El mineral pulverulento queda expuesto a lo largo de un cinturón casi continuo en el perímetro interior de la mina, formando un manto cuyo espesor varía de 3 a 6 m (Figura 53); tiene una textura de fina a media y está constituido principalmente por laminillas de hematita. En las partes norte y noreste del yacimiento se observa una clara estratificación en capas delgadas del mineral, a diferencia de las porciones sur y oeste del tajo, donde no se distingue estratificación alguna.

El "mineral silicificado" consiste en ciertos lentes, ubicados casi siempre hacia la parte inferior del mineral pulverulento, que por su contenido de sílice son de mayor resistencia. Estos lentes quedan expuestos principalmente a lo largo de una franja de unos 600 m en la pared suroriental del tajo.

La denominación "cuerpos de brecha" se refiere a las brechas de fragmentos de traquita cementados por mineral de hierro. Estos cuerpos son de forma semicircular y están situados principalmente en la parte norte de la mina, aunque también han sido cartografiados dos pequeños cuerpos de brecha en la parte central-sur del yacimiento. El mayor de ellos, ubicado en el extremo noroccidental, tiene una dimensión en planta 200 x 100 m (Figura 54).

La principal alteración que se observa en la roca encajonante es una propilitización intensa que sufren las unidades traquíticas, convirtiendo los feldspatos y la matriz en la asociación actinolita-clorita-calcita con piritita escasa. También existe argilización, silicificación y carbonatación de la roca. Dentro del cuerpo mi-

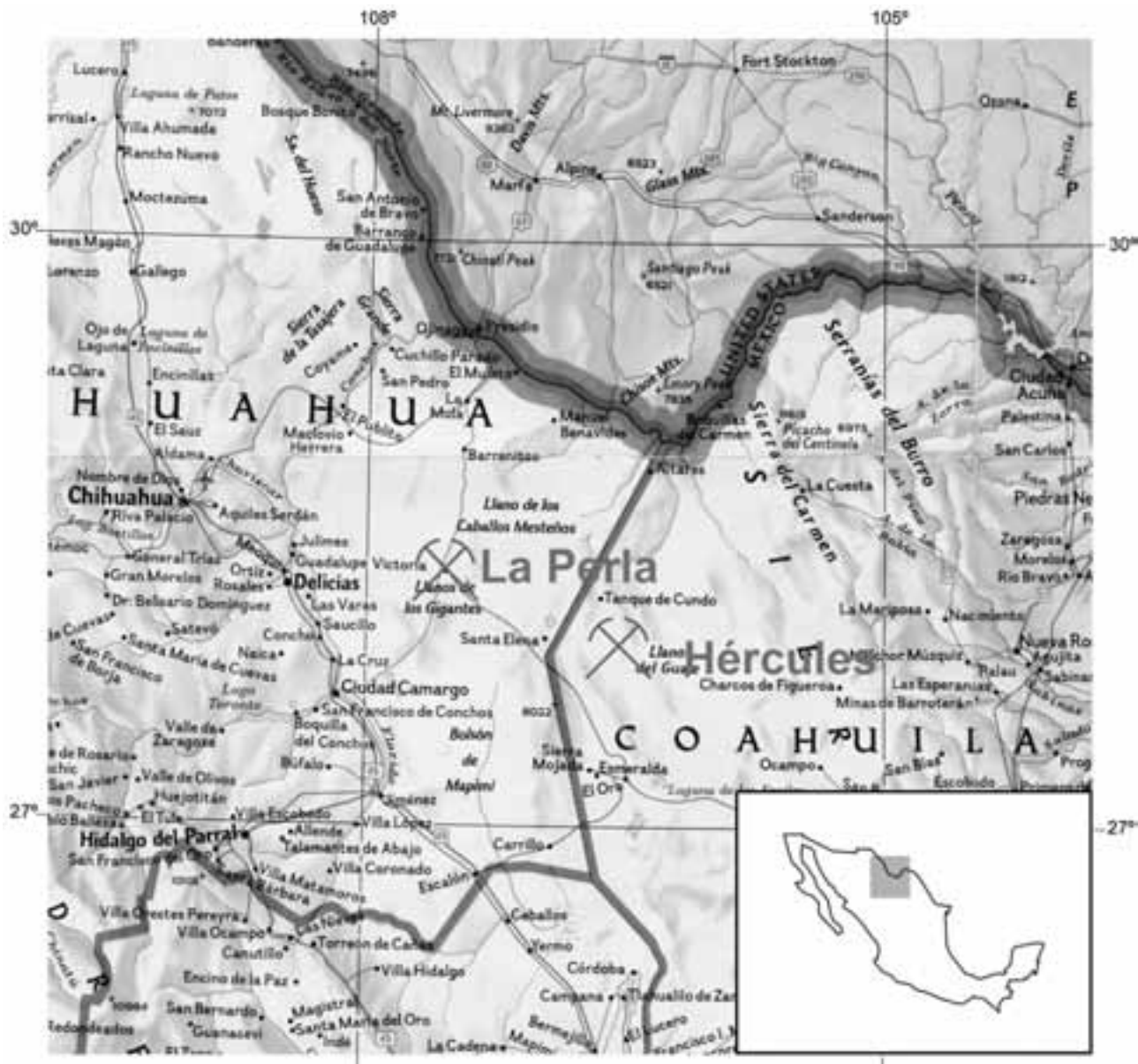


Figura 51. Mapa de localización de los yacimientos de La Perla, Chih., y Hércules, Coah.

neral, existen productos de oxidación, como hematita, goethita, lepidocrocita y limonita.

Dentro del contexto geológico, resalta la estrecha relación que existe entre este yacimiento y el centro volcánico en que se encuentra. Por otra parte, de los estudios realizados y modelos propuestos para explicar el origen del yacimiento La Perla, se llega a la conclusión de que fue formado por fluidos de óxidos de hierro ricos en volátiles, los cuales muy probablemente tuvieron una conexión magmática, aunque la relación genética con rocas plutónicas contemporáneas no ha sido probada.

Con base en lo anterior, se interpreta que el origen del yacimiento se relaciona a un evento volcánico, en el cual las brechas cementadas con magnetita-hematita corresponderían a los conductos o centros de efusión y que, durante una primera etapa, el sistema habría arrojado cenizas de hematita de hábito especular formando las capas o mantos conocidos en la mina como “mineral pulverulento”. En una etapa subsiguiente, el sistema emitiría derrames de hematita, que corresponden al mineral denominado “masivo”. Enseguida, habría continuado la efusión de los derrames traquiandesíticos que cubrieron al depósito de hierro.



Figura 52. Mineral de hierro hematítico masivo. La Perla, Chihuahua, extremo sur del yacimiento.



Figura 53. Horizonte de más de 10 m de espesor, constituido por mineral de hierro pulverulento con estratificación laminar. La Perla, Chihuahua, extremo norte del yacimiento.



Figura 54. "Cuerpo de brecha", constituido por brecha riódacítica cementada con magnetita. La Perla, Chihuahua, pared noroccidental del tajo.

VII.3 HÉRCULES, COAHUILA

El yacimiento de Hércules se ubica en el extremo occidental del estado de Coahuila, cerca de los límites con el estado de Chihuahua (Figura 51). Sus coordenadas geográficas son $28^{\circ}01'40''\text{N}$ y $103^{\circ}44'25''\text{W}$, y se halla aproximadamente 110 km al SE del yacimiento de La Perla. Fue estudiado por Velasco-Hernández y colaboradores (1964), Peña-Rodríguez (1990), Carreón-Sandoval (1990) y Martínez-Bermúdez y colaboradores (1990), entre otros.

El distrito consiste en tres cuerpos grandes (Prometeo, Teseo y Tíber-Electra) y, por lo menos, cuatro más pequeños (Sama 1, 2, 3 y 4), todos ellos alojados a lo largo de grandes fallas; es decir, que existe una relación entre las fallas y el magmatismo al cual está

asociada la mineralización. El magmatismo, según dataciones, ha tenido ciertas épocas de recurrencia de tal manera que existen edades desde 32 Ma hasta 4 Ma, las más recientes (J.J. Aranda-Gómez, comunicación verbal, 1999).

El cuerpo Prometeo, que es el más grande, es de forma tabular, subvertical, con una orientación $\text{N}30^{\circ}\text{W}$. Tiene unos 80 m de potencia por 700 m de longitud y aproximadamente 400 m de profundidad (Figura 55). La mena es principalmente hematita y magnetita; casi no hay pirita y en la parte más profunda existen cristales tabulares de magnetita intercrecidos con piroxeno (Figura 56), similares a los de Cerro de Mercado; también, se pudo observar magnetita con oquedades, en cuyas paredes se formaron cristales octaédricos de magnetita y hacia las partes exteriores la



Figura 55. Vista general del tajo Prometeo; el mineral de hierro se observa de color negro. Yacimiento de Hércules, Coahuila.



Figura 56. Detalle de una muestra proveniente del tajo Prometeo en la que se observa cristales de piroxeno en forma de peineta dentro de una matriz de magnetita. Yacimiento de Hércules, Coahuila.

magnetita ha sido martitizada. Se observa, además, brechas de fragmentos de pórfido andesítico muy alterados y bloques de hematita cementados por magnetita. Según los ingenieros de la mina (Jorge Arriaga-Castillo, 1999), los valores de fósforo son más altos hacia los bordes del cuerpo tabular que hacia la parte superior del cuerpo.

Los demás cuerpos son bastante similares, sólo que más pequeños. Particularmente, en la parte superior del tajo Teseo, están presentes capas subhorizontales bien definidas de jaspe (Figura 57), así como una alternancia de capas delgadas de travertino y magnetita. Estas últimas están intercaladas como un horizonte dentro de un conglomerado que cubre discordantemente al cuerpo principal. El conglomerado parece ser consecuencia del relleno de una fosa tectónica (*graben*) relacionado con un movimiento posterior del sistema de fallas.

En conclusión, se deduce que el origen de los yacimientos de Hércules está relacionado con el emplazamiento de magmas de mena de hierro, los cuales tuvieron un control estructural relacionado con fallamiento normal, a lo cual siguió una intensa alteración.

VII.4 EL LACO, CHILE

Los depósitos de El Laco, Chile, tienen alrededor de 2 Ma de edad; están localizados en los flancos de un volcán de composición andesítico-riodacítica, a una altura de entre 4,700 y 5,300 m s.n.m. (Figura 58). Dentro de un área de 30 km², están presentes siete depósitos, con un total de recursos del orden de 500 millones de toneladas de mena de hierro de alta ley (Nyström y Henríquez, 1994).

La mena está compuesta principalmente por magnetita primaria. Ésta se presenta en cuatro cuerpos



Figura 57. Lentes subhorizontales de jaspe de origen sedimentario que se encuentran en la parte superior del yacimiento. Hércules, Coahuila, tajo Teseo.



Figura 58. Localización del yacimiento El Laco, Chile.

de tamaño grande a mediano: Laco Norte, Laco Sur, San Vicente Alto y San Vicente Bajo. Morfológica y estructuralmente, los tres primeros están presentes como derrames de lava, con diques y material piroclástico asociado, y el último, San Vicente Bajo, se presenta bajo la forma de un domo intrusivo que ha sido emplazado muy cerca de la superficie. Además, existen tres cuerpos pequeños: Laquito, Rodados Negros y Cristales Grandes. Laquito y Rodados Negros corresponden a diques y en Rodados Negros existe una brecha de mena ubicada en sus bordes. Cristales Grandes es el más pequeño y de más baja temperatura de formación, la que se infiere a partir de la presencia de abundantes evidencias hidrotermales (numerosas vetas de cuarzo y yeso exhalativo). Este último depósito más bien parece una veta, con muchos más espacios abiertos que un dique.

La apatita es localmente abundante en los cuerpos en forma de diques y domo, pero sólo es una fase accesorio en los depósitos extrusivos. La mena contiene cantidades muy variables de piroxeno, que está de parcial a totalmente alterado a talco, ópalo, goethita y esmectita. La hematita se presenta como un producto de oxidación de la magnetita de mena maciza y fragmentada.

Los cuerpos de mena están rodeados por una aureola metasomática angosta, en la cual la roca huésped andesítica se ha transformado a piroxeno, escapolita, cuarzo y granate. Todo el complejo volcánico, incluyendo los cuerpos de mena, está afectado por una alteración hidrotermal, localmente muy intensa, que incluye silicificación (cristobalita, tridimita y sílice amorfa), argilización, desarrollo de yeso y depósito de azufre fumarólico. No existen evidencias de metamorfismo en el distrito.

VIII. DISCUSIÓN

Los yacimientos de hierro de la porción suroccidental de México han sido descritos como de tipo *skarn* y se les ha asignado un origen metasomático y de reemplazo hidrotermal, por estar en su mayoría asociados con calizas y porque en algunos de ellos se encuentra granate y wollastonita (Pineda *et al.*, 1969; Estrada-Barranza *et al.*, 1988; Corona-Esquivel *et al.*, 1997). Asimismo, se les ha propuesto una edad del Terciario temprano debido a que su origen se había relacionado a los cuerpos graníticos de esa edad, los cuales intrusieron a la secuencia volcánico-sedimentaria del Cretácico en la que se encuentran estos yacimientos ferríferos.

Por otra parte, el Cerro de Mercado, perteneciente a los yacimientos de Fe del norte de México, ha sido interpretado como un yacimiento magmático emplazado en forma de derrames de lava, diques, tobas y brechas de mena, con base en sus características morfológicas, estructurales y texturales; además, ha sido comparado con El Laco, en Chile (Lyons, 1988).

Las características morfológicas, estructurales y texturales observadas en el terreno y en muestras al microscopio, descritas en los capítulos anteriores, señalan una gran similitud entre la mayoría de los yacimientos de hierro reconocidos de la porción suroccidental de México, con las que se presentan en el yacimiento de Cerro del Mercado y también con las descritas en otros yacimientos de magnetita-apatita en el mundo, como es el caso de El Laco, en Chile, y Kirunavaara, en Suecia (Henríquez y Martín, 1978; Nyström, 1985; Nyström y Henríquez, 1994). Entre estas características están:

1. La presencia de cuerpos estratiformes macizos de mena de magnetita, con abundantes cavidades en las partes superiores, en muchas ocasiones alineadas, las que en Cerro de Mercado, El Laco y Kirunavaara han sido interpretadas como vesículas formadas por el escape de gases.
2. Cuerpos estratiformes de composición clástica, en los cuales se observa diastratificación y estratificación gradada. En estos cuerpos, coexisten fragmentos de magnetita (parcial a totalmente oxidada a hematita) con fragmentos de minerales silicatados (cuarzo, feldespato), todo con las características de depósitos de cenizas volcánicas y fragmentos de lapilli, originando tobas de mena de Fe. Depósitos con características similares han sido descritos en El Laco (Nyström y Henríquez, 1994).
3. Cuerpos tabulares discordantes, con una posición espacial vertical a subvertical, compuestos por magnetita maciza con cantidades menores de apatita, los cuales se presentan espacialmente relacionados a los cuerpos estratiformes.
4. Cuerpos tabulares de brechas de mena en los cuales se encuentran fragmentos angulosos de roca encajonante, sin halos de alteración y con contactos muy tajantes con una matriz de magnetita con apatita.
5. Cuerpos tabulares de brecha de mena con presencia de fragmentos redondeados y muy alterados de roca encajonante en una matriz hematítica (¿producto de oxidación de magnetita?).
6. En los cuerpos estratiformes macizos, tabulares macizos y de brecha con fragmentos de rocas encajonantes angulosos y sin alteración, se encuentran dendritas de magnetita en placas y prismáticas, además de crecimiento dendrítico esferulítico de magnetita. Todas estas texturas han sido descritas en yacimientos de Fe cretácicos y en El Laco en Chile y Kirunavaara en Suecia (Henríquez y Martín, 1978; Nyström y Henríquez, 1994).
7. Los contactos de cuerpos de mena de Fe con rocas encajonantes correspondientes a calizas (de gran reactividad química) o volcánicas, son muy bien definidos, abruptos, sin gradación alguna en la mineralización y sólo con un efecto de recristalización en algunas calizas (marmorización incipiente).

Además de las similitudes morfológicas, estructurales y texturales, existen semejanzas y diferencias de carácter mineralógico entre los diferentes yacimientos en México y equivalentes similares en otras partes del mundo. Todos los yacimientos de magnetita-apatita del tipo Kiruna están caracterizados por una mena constituida por magnetita primaria con relativa abundancia de apatita. En los yacimientos de Cerro de Mercado, Peña Colorada y El Laco, además de magnetita y apatita, se encuentra piroxeno en la mena. En los yacimientos cretácicos chilenos existe presencia de actinolita, sin piroxeno.

Por otra parte, las características de ambiente geológico-tectónico de los yacimientos mexicanos son muy similares a las de los yacimientos chilenos:

1. El Cerro de Mercado y otros yacimientos de Fe en el norte de México se encuentran principalmente en rocas volcánicas terciarias, depositadas en un ambiente continental subaéreo (Swanson *et al.*, 1978), al igual que los yacimientos de la Franja Andina Terciaria de Chile. Sin embargo, en México ellos ocurren en rocas volcánicas ácidas, mientras que en Chile están asociados con andesitas.
2. Los yacimientos del suroccidente de México y los de la Franja Cretácica Chilena se presentan en un ambiente geológico-tectónico similar; esto es, un arco magmático (arco de islas) con depósito submarino, pero con dos grandes diferencias: en México no existe una megafalla como la de Atacama, a la cual están asociados los yacimientos chilenos, y en México las rocas sedimentarias (principalmente calizas) son más abundantes que las rocas volcánicas (siendo la situación inversa en Chile).

Todas las características señaladas y sus similitudes con otros yacimientos de magnetita-apatita del tipo Kiruna, llevan a considerar a los yacimientos mexicanos de Fe, analizados en este estudio, como yacimientos del tipo Kiruna.

Las características señaladas hacen difícil aceptar, para los yacimientos mexicanos aquí descritos, un origen a partir de soluciones hidrotermales por reem-

plazo metasomático o relleno de espacios abiertos. Mediante estos procesos es imposible conservar estructuras y texturas volcánicas como son las vesiculares y/o escoriáceas, como tampoco (y en forma simultánea) texturas clásticas de material piroclástico (diastratificación y estratificación gradada). Contactos nítidos y bruscos, discordantes, tanto en calizas (Peña Colorada) como en riolitas (Cerro de Mercado), sin efectos de reacción y sólo de aporte de calor (recristalización de calizas en el caso de Peña Colorada), únicamente pueden ser explicados por efecto de emplazamiento magmático.

Las formas, estructuras y texturas presentes en todos los cuerpos mineralizados de Fe del tipo Kiruna, tanto en México como en Chile, Suecia y EUA (Missouri), sólo pueden ser aceptadas e interpretadas como características de cuerpos magmáticos intrusivos (diques, filones, mantos) o extrusivos (derrames de lava y depósitos piroclásticos) a partir de un magma de mena de óxido de Fe con apatita.

La gran cantidad de vesículas (sobre todo en las partes superiores de los cuerpos) señala la presencia abundante de volátiles en este magma de mena, los cuales habrían contribuido a bajar el punto de fusión y disminuir el peso específico, dándole una mayor movilidad.

Además, se puede decir que la presencia de algunos minerales característicos de procesos de metamorfismo de contacto y de yacimientos tipo *skarn*, como por ejemplo granate y wollastonita, se puede explicar como productos de metamorfismo de contacto y metasomatismo incipiente producido por el emplazamiento del magma de óxido de Fe en rocas químicamente reactivas (calizas).

Por otra parte, un punto importante en la discusión son los cristales de microclina, fuertemente zonados, que se presentan en el cuerpo inferior bandeado del yacimiento de Peña Colorada, como acumulados en forma muy compacta, dejando únicamente pequeñas cavidades entre ellos que están ocupadas por cristales anedrales de plagioclasa o, bien, están vacías.

La comparación exhaustiva de esta textura con texturas ígneas similares sugiere que dicha roca presenta una textura de tipo *cúmulus* y, más concretamente, es un adcumulado de microclina con plagioclasa en posición *intercúmulus*. Es de destacar que la presencia

de estos xenolitos dentro de una toba de magnetita-piroxeno sugiere la intrusión de un magma que ha sufrido un proceso de cristalización fraccionada, llegando a una temperatura lo suficientemente baja como para que apareciesen fases *sub-solvus* de feldespato potásico (microclina pertítica). Asimismo, el que, en parte, las posiciones intercúmulus no estén ocupadas por fases intercúmulus sugiere que la presión de formación no era muy elevada y que, por tanto, el cuerpo se emplazó a poca profundidad.

La presencia de cristales de magnetita incluidos en la microclina, en todo similares a los que aparecen en la toba de magnetita-piroxeno, sugiere que dichos cristales eran preexistentes al feldespato potásico y que fueron atrapados durante el proceso de cristalización fraccionada y, por tanto, de generación de la textura adcumulada. Si esto fue así, la propia cristalización fraccionada que dio origen a la acumulación de microclina pudo haber causado la segregación *in situ*, dentro de la cámara magmática, de una fase inmiscible enriquecida en magnetita y, muy posiblemente, en piroxeno. La extrusión de esta fase ya enriquecida en magnetita habría dado lugar a la toba del nivel diseminado inferior. La propia dinámica extrusiva del depósito habría causado el arrastre de los xenolitos de la roca adcumulada y su mezcla con los depósitos piroclásticos.

Finalmente, los resultados geoquímicos obtenidos para las magnetitas indican una composición química semejante para las muestras de Peña Colorada, Cerro de Mercado y El Laco, la cual está caracterizada, en general, por ser ricas en V y pobres en Ti y con presencia de Al, Mg y Si. Estas características geoquímicas de las magnetitas de Peña Colorada y de Cerro de Mercado, son semejantes a las presentadas por Nystrom y Henríquez (1994) para yacimientos chilenos y de Suecia del tipo Kiruna.

Asimismo, los diagramas Cl-SO₃-F y Sr-Y realizados con los resultados de las apatitas, señalan que todas ellas son fluorapatita y que se ubican en el campo de las rocas máficas y menas de hierro magmáticas. Por otra parte, los valores obtenidos para los piroxenos, indican que todos son del tipo salita, indicando condiciones de formación muy semejantes.

La consideración de que la mineralización del cuerpo inferior “diseminado”, en Peña Colorada, sea sinéctica y que la edad de la secuencia volcánico-sedimentaria, según su contenido faunístico, pertenezca al Albiano (>97.5 Ma), no contradice a los fechamientos recientes de Tritlla y colaboradores (2003), efectuados mediante el método K-Ar en muestras de feldespato potásico procedentes, respectivamente, del cuerpo “diseminado” inferior (65.3 ± 1.5 Ma) y del cuerpo masivo superior (57.3 ± 2.1 Ma), en virtud de que tales edades corresponden a un proceso posterior de reemplazo de granatitas preexistentes por feldespato potásico.

Asimismo, los autores presentes coinciden en que la diferencia mínima de edades, de alrededor de 4.4 Ma, obtenida para los dos fechamientos de Tritlla y colaboradores (2003), es excesiva para considerar que el cuerpo diseminado inferior y el cuerpo masivo superior de magnetita se hallan formado a partir de un mismo proceso metasomático de tipo *skarn*, como fue propuesto por Zürcher y colaboradores (2001).

Por otra parte, la primera etapa de mineralización de hierro en Peña Colorada, considerada en este trabajo de edad albiana (>97.5 Ma), pudo de cierta manera tener relación con el magmatismo más antiguo en la región, hasta ahora fechado en las localidades de Chihuahatlán, en 99.8 ± 8.0 Ma (Murillo-Muñetón y Torres-Vargas, 1987), y El Encino, en 93.0 ± 4.0 (Carrión, 1981, *vide* Pantoja-Alor, 1983).

IX. CONCLUSIONES

Las conclusiones más importantes que se ha alcanzado mediante el desarrollo de este estudio se refieren a la geología regional del área donde están emplazados los yacimientos ferríferos del SW de México y a una nueva caracterización y origen de estos yacimientos. En relación con el estudio de la geología regional, se puede concluir lo siguiente:

1. El ambiente geotectónico donde se depositó la secuencia volcánico-sedimentaria constituida principalmente por calizas, calizas arcillosas, limolitas y conglomerados con intercalaciones de derrames de lava, brechas y tobas, generalmente de composición andesítica, junto con los yacimientos de esta provincia ferrífera de la Sierra Madre del Sur, ubicada principalmente en los estados de Jalisco, Colima y Michoacán, es de arco de islas volcánicas del Mesozoico.
 2. El carácter calcialcalino de las muestras, tanto de los intrusivos como de las rocas volcánicas de las áreas cercanas a los yacimientos ferríferos de Peña Colorada y El Encino, confirma un ambiente tectónico de formación relacionado a un arco magmático, semejante al existente durante la formación de los yacimientos cretácicos chilenos.
 3. En términos generales, las tierras raras de los intrusivos del área Minatitlán-Peña Colorada y zonas adyacentes indican que su origen se relaciona con una fuente derivada de la fusión parcial de la cuña del manto equivalente al tipo "I" en un ambiente de arco magmático.
 4. La ausencia de anomalía de Eu en los intrusivos del área de Peña Colorada no permite apoyar la hipótesis de una intensa diferenciación magmática con remoción de plagioclasas, indicando fraccionamiento a niveles no someros de la corteza o manto superior. Asimismo, el comportamiento de las tierras raras en los intrusivos del área de estudio sugiere que éstos formen parte de los intrusivos del complejo Manzanillo, el cual es de los más primitivos en torno de la Cuenca Pacífica de México, según ha sido documentado con datos isotópicos de Sr y Nd (Schaaf *et al.*, 1991); o bien, ese comportamiento también puede deberse al efecto de movilización por soluciones hidrotermales.
 5. Los estudios palinológicos realizados en muestras de la formación Cerro de la Vieja, señalan que esta formación es de edad albiana, correspondiente a la parte superior de la formación Madrid; además, la presencia de abundantes fitoclastos indica para esa región, ubicada al SE de la ciudad de Colima, un ambiente fluvial deltaico con oxidación de materia vegetal proveniente de una región continental cercana, expuesta a la erosión durante el Cretácico Temprano.
 6. Los rudistas encontrados en el área del yacimiento de Peña Colorada (*Toucasia* sp., *Eoradiolites davidsoni* Hill y *Radiolites costata* Scott) permiten establecer una edad albiana para la secuencia estratigráfica que contiene a la mineralización, mientras que en el área de La Minita, Michoacán, los rudistas *Amphitriscoelus* y *Caprina* indican una edad aptiana tanto para la secuencia sedimentaria como para la mineralización.
- En cuanto a los yacimientos de la provincia ferrífera del SW, ubicada en la Sierra Madre del Sur, se puede concluir:
- a. Las características texturales y estructurales presentes en los yacimientos descritos en el capítulo V y discutidas en el capítulo anterior, sólo pueden ser comparables a las de rocas ígneas intrusivas y extrusivas, correspondientes a las que normalmente se encuentran en diques, filones, mantos, derrames de lava, material y depósitos piroclásticos y brechas magmáticas.
 - b. En las áreas donde se emplazan los cuerpos mineralizados existen evidencias de actividad hi-

- drotermal en la forma de alteración, presencia de mineralización menor de sulfuros y óxidos de hierro en vetas y de brechas con características hidrotermales.
- c. Los contactos nítidos entre la roca encajonante y los cuerpos de mineral macizo del yacimiento de Peña Colorada, así como la ausencia del desarrollo de un *skarn* apoyan fuertemente el emplazamiento intrusivo del mineral de hierro.
- d. La alternancia de capas laminares de tobas y cristales de magnetita que constituyen el cuerpo inferior bandeado en el yacimiento de Peña Colorada, así como las estructuras primarias de diastratificación y posibles calcos de presión, indican el depósito sinsedimentario de este cuerpo asociado con la expulsión de cenizas de magnetita provenientes de un centro de efusión cercano.
- e. La similitud existente entre estos yacimientos, los de Cerro de Mercado en Durango, El Laco en Chile y Kirunaavara en Suecia, permiten proponer un origen similar magmático para todos ellos, a partir de un magma de óxido de Fe con gran contenido de volátiles.
- f. Las distintas morfologías, estructuras y texturas que presentan los yacimientos del SW de México, permiten postular para ellos un emplazamiento como cuerpos ígneos de mena intrusivos y extrusivos, con cierto desarrollo de efectos de metamorfismo de contacto y actividad hidrotermal, como parte de la evolución de ese magma de mena.
- g. La alta concentración de volátiles en estos magmas permite postular la presencia de otros tipos de mineralización metálica, distinta de la de Fe, en las cercanías.
- h. El emplazamiento de la mineralización de hierro en el yacimiento de Peña Colorada, especialmente la eyección de los cuerpos macizos y el cuerpo de brecha, fue acompañado por un intenso calor (800-1,200°C), que generó una aureola de alteración principalmente hacia la parte superior del yacimiento. Esta aureola consiste principalmente de cloritización y feldespatización, y muy escasamente la presencia de horizontes de granate y vetillas de epidota.
- i. Los resultados geoquímicos y los diagramas elaborados para magnetitas, apatitas y piroxenos de Peña Colorada, Cerro de Mercado y El Laco (Chile), muestran una gran similitud, lo que permite postular procesos de formación y origen semejantes a partir de un magma de mena de óxidos de Fe, los que pudieron haberse generado por un proceso de inmiscibilidad de líquidos, de acuerdo con lo propuesto por Naslund y colaboradores (2002).
-

RECONOCIMIENTOS

El presente estudio fue financiado, respectivamente, por el CONACyT, proyecto de investigación número 1318-T9206; por la DGAPA, UNAM, proyectos de investigación PAPIIT números IN117800 e IN123202-2; y por el Instituto de Geología de la Universidad Nacional Autónoma de México, en diversos proyectos de carácter interno.

Muy especialmente, se agradece al Dr. Joaquín Ruiz y al Dr. Mark Barton su orientación en el estudio de la geoquímica del yacimiento, así como su apoyo para la realización de los análisis por ICP en la Universidad de Arizona, en Tucson. Asimismo, durante la estancia en Tucson del primer autor, fueron muy enriquecedoras las discusiones sobre la génesis del yacimiento con Lukas Zürcher, Tom Mc Candles y Mark Maricos.

Las estancias tanto en Chile, para visitar los depósitos de hierro, como en la Universidad de Binghamton del estado de Nueva York, para realizar estudios geoquímicos, no hubiera sido posible sin el apoyo de la DGAPA, UNAM, según el Comunicado núm. 211/2000.

El Consorcio Minero Benito Juárez-Peña Colorada, S.A. de C.V., dio las facilidades para la visita y el hospedaje en la mina de Peña Colorada. Se agradece, en particular, a los ingenieros Mario Ruiz-Sandoval, Roberto Villalobos-Zavala, José de la Luz Portugal y Ricardo Chávez-Gaitán la ayuda recibida.

Asimismo, el Grupo Acerero del Norte (GAN) gentilmente dio facilidades para la visita y el hospedaje en sus unidades La Perla, Cerro de Mercado y Hércules. Agradecemos a los ingenieros Marcos Escudero-Chávez, Cosme Tapia-Zúñiga, Jorge Arriaga-Castillo (qepd) y Jesús Manuel Bueno-Rocha su inestimable ayuda.

De igual forma, los autores expresan su agradecimiento a la Compañía Minera del Pacífico (CMP) por las facilidades otorgadas durante la visita de sus yacimientos en Chile. Asimismo, a la Universidad de Binghamton, en el estado de Nueva York, por las facilidades dadas al primer autor durante su estancia durante el invierno de 2001, y en especial al Dr. Richard Naslund y a Bill Blackburn por su participación y apoyo durante la realización de los análisis.

El primer autor desea hacer patente su reconocimiento a los sinodales de su examen doctoral por la lectura crítica del manuscrito original de la tesis, quienes ofrecieron sugerencias que lo mejoraron sustancialmente, mismo que sirvió de base para el presente estudio. Ellos fueron Zoltan de Cserna, Fernando Henríquez, Fernando Ortega-Gutiérrez, Jordi Tritlla, Gloria Alencaster, Luis Alva-Valdivia y Miguel Ángel Miranda-Gasca.

Este estudio se desarrolló en el Instituto de Geología de la Universidad Nacional Autónoma de México (Corona-Esquivel) y en la Universidad de Santiago de Chile (Henríquez). A ambas instituciones, los autores expresan su reconocimiento. En los laboratorios del Instituto de Geología se contó con el apoyo de los académicos Margarita Reyes-Salas, Rufino Lozano-Santa Cruz y Sonia Ángeles.

La impresión de la obra presente fue financiada por el ingeniero Marcos Escudero Chávez, a quien los autores agradecen su generosidad.

En especial, los autores desean expresar su agradecimiento al Dr. Zoltan de Cserna por su crítica y minuciosa revisión del manuscrito así como por su gentil ayuda durante la realización del trabajo.

Finalmente, se agradece a Magdalena Alcayde y J.A. Gómez-Caballero la revisión editorial

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Aguayo, J.E., 1983, Integración y análisis de la información geológica-geofísica de la cuenca Colima-Jalisco: México, D.F., Instituto Mexicano del Petróleo, Proyecto C-1144, informe técnico 32 p. (inédito).
- Aguilera, J.G., 1914, Informe de los criaderos de fierro del Maimey: México, D.F., Instituto Geológico de México, 14 p.
- Aguilera, J.G., y Ordóñez, Ezequiel, 1893, Datos para la geología de México: Anales del Ministerio de Fomento (México), núm. 6.
- Alencaster, Gloria, 1986, Nuevo rudista (Bivalvia-Hippuritacea) del Cretácico Inferior de Pihuamo, Jalisco: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, v. 47, núm. 1, p. 47–61.
- Alencaster, Gloria y Pantoja-Alor, Jerjes, 1986, *Coalcomana ramosa* (Boehm) (Bivalvia-Hippuritacea) del Albiano temprano del Cerro de Tuxpan, Jalisco: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, v. 47, núm. 1, p. 33–46.
- Alva-Valdivia, L.M.; Vega-Carrillo, J.J.; y Urrutia-Fucugauchi, Jaime, 1993, Estudio de minerales de fierro y titanio y magnetismo de rocas en el distrito ferrífero El Encino, Jalisco, México: Geofísica Internacional, v. 32, p. 175–199.
- Alva-Valdivia, Luis, y Urrutia-Fucugauchi, Jaime, 1995, Rock magnetism and magnetic surveys in the iron ore deposit of El Encino, Mexico: Journal of South American Earth Sciences, v. 8, p. 209–220.
- Alva-Valdivia, Luis; Olivos-Rojas, Fabiola; Urrutia-Fucugauchi, Jaime; y Böhnell, Harald, 1991, Paleomagnetismo, magnetometría, magnetismo de rocas e identificación de minerales opacos en el distrito ferrífero de Peña Colorada, estado de Colima: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología; Universidad Autónoma de Hidalgo, Instituto de Investigaciones en Ciencias de la Tierra; Secretaría de Educación Pública, Subsecretaría de Educación Superior e Investigación Científica, Convención sobre la Evolución Geológica de México, 1a, Pachuca, Hidalgo, México, Memoria, p. 10–11.
- Arriaga-García, Germán, 1962, Geología y génesis del yacimiento de fierro del Cerro Náhuatl, Coquimatlán, Col.: México, D.F., Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Ingeniería, tesis de licenciatura. 79 p. (inédita).
- Barba, L.I.M.; Gallo, P.I.; y Pacheco, G.A.C., 1989, Evaluación geológica regional en el Prospecto Michoacán: México, D.F., Instituto Mexicano del Petróleo, Subdirección de Tecnología de Exploración, Proyecto C-4011, 151 p., 5 apéndices, 48 figuras y 14 anexos (inédito).
- Barker F., 1979, Trondhjemite—definition, environment and hypotheses of origin, in Barker, F., ed., Trondhjemites, dacites and related rocks: Amsterdam, Elsevier, p. 1–12.
- Barton, M.D., y Johnson, D.A., 1996, Evaporitic-source model for igneous-related Fe oxide-(REE-Cu-Au-U) mineralization: Geology, v. 24, p. 259–262.
- Battles, D.A., y Barton, M.D., 1995, Arc-related sodic hydrothermal alteration in the western United States: Geology, v. 23, p. 913–916.
- Belousova, E.A.; Griffin, W.L.; O'Reilly, S.Y.; y Fisher, N.I., 2002, Apatite as an indicator mineral for mineral exploration—trace-element compositions and their relationship to host rock type: Journal of Geochemical Exploration, v. 76, p. 45–69.
- Benavides-García, Luis, 1987, Tecnología de exploración de mineral de fierro en México: Simposio de Exploración de Mineral de Hierro en México, 1º, Monterrey, Nuevo León, 25 p.
- Bermúdez-Santana, J.C., 1994, Estratigrafía de una secuencia volcanosedimentaria del Cretácico Inferior de la región de Tepalcatepec-Coalcomán, Michoacán, integrando métodos bioestratigráficos y radiométricos: México, D.F., Instituto Politécnico Nacional, Escuela Superior de Ingeniería y Arquitectura, tesis de Maestría en Ciencias, 103 p. (inédita).
- Bickford, M.E.; Van Chamus, W.R.; and Zietz, I., 1986, Proterozoic history of the midcontinent region of North America: Geology, v. 14, p. 492–496.
- Bohnell, H.; Alva-Valdivia, L.; González-Huesca, S.; Urrutia-Fucugauchi, J.; Morán-Zenteno, D.J.; Schaaf, P., 1989, Paleomagnetic data and the accretion of the Guerrero Terrane, Southern Mexico continental margin, in Hillhouse, J.W., ed., Deep structure and past kinematics of accreted terranes: American Geophysical Union Geophysical Monograph 50, p. 73–92.
- Böse, Emil, 1910, Nuevos datos sobre la estratigrafía del Cretácico en México: Instituto Geológico de México, Parergones, Tomo 3, núm. 4, p. 257–280.
- Buitrón, B.E., 1986, Gasterópodos del Cretácico (Aptiano tardío-Albiano temprano) del cerro de Tuxpan, Jalisco. Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, v. 47, núm. 1, p. 17–32.
- Burckhardt, C., 1904, Estudio paleontológico al SE de Colima: Instituto Geológico de México, Anales, Tomo 2, núm. 2.
- Bustamante-Bermejo, Miriam, 1994, Estudio geológico-minero de la región comprendida entre Coalcomán y Villa Victoria, estado de Michoacán: México, D.F., Instituto Politécnico Nacional, Escuela Superior de Ingeniería y Arquitectura, tesis de licenciatura, 127 p. (inédita).
- Campa-Uranga, M.F., y Coney, P.J., 1983, Tectono-stratigraphic terranes and mineral resource distributions of Mexico: Canadian Journal of Earth Sciences, v. 20, p. 1040–1051.
- Campa-Uranga, M.F., y Ramírez, Joel, 1979, La evolución geológica y la metalogénesis del noroccidente de Guerrero: Universidad Autónoma de Guerrero, Serie Técnica Científica, núm. 1, 100 p.
- Campa-Uranga, M.F.; Ramírez, J.E.; y Blome, C., 1982, La secuencia volcánico sedimentaria metamorfozada del Triásico (Ladiniano-Cárnico) de la región de Tumbiscatío, Michoa-

- cán: Sociedad Geológica Mexicana, Convención Geológica Nacional, 6ª, Resúmenes, p. 48 (resumen).
- Campbell, A.R., 1977, Volcanic rocks of the La Perla Area, Chihuahua, Mexico: University of Texas at Austin, tesis de Maestría en Artes, 110 p.
- Carreón-Sandoval, J.L., 1990, Diversos reportes técnicos de resultados sobre evaluación de reservas en el distrito ferrífero de Hércules, Coahuila: Minera del Norte, Informe técnico (inédito).
- Centeno-García, Elena, 1994, Tectonic evolution of the Guerrero terrane, western Mexico: Tucson, University of Arizona, disertación doctoral, 220 p. (inédita).
- Centeno-García, Elena; Ruiz, Joaquín; Coney, P.J.; Patchett, P.J.; y Ortega-Gutiérrez, Fernando, 1991, Geology, sandstone petrofacies and geochemistry of the Guerrero terrane, western Mexico: Universidad de Chile, Departamento de Geología, International Circumpacific Terrane Conference, 5ª, Santiago, Comunicaciones, núm. 42, p. 39–43.
- 1992, El complejo metamórfico de Tumbiscatío-Arteaga, Michoacán—una secuencia oceánica marginal acrecionada: Sociedad Geológica Mexicana, Convención Geológica Nacional, 11, Resúmenes, p. 55–57 (resumen).
- 1993, Guerrero terrane of Mexico—Its role in the southern Cordillera from new geochemical data: *Geology*, v. 21, núm. 5, p. 419–422.
- Concha, J.F., 1956, El yacimiento de fierro del Cerro Casco o Tarpuy, Arequipa (Peru): Sociedad Geológica del Perú, Boletín 30, p. 167–175.
- Consejo de Recursos Minerales, 1994, Monografía geológico-minera del estado de Colima: Pachuca, Hgo., Consejo de Recursos Minerales, 90 p.
- Corona-Esquivel, Rodolfo, 1993, Modelo de yacimientos de hierro y minerales asociados de Ag, Pb, Zn, Cu y Au en la porción suroccidental de México: Asociación de Ingenieros de Minas, Metalurgistas y Geólogos de México, Convención Nacional, 20, Acapulco, Gro., Memorias, p. 105–111.
- 2000, Geología regional y modelo genético de los yacimientos de hierro de la porción suroccidental de México: Universidad Nacional Autónoma de México, Posgrado en Ciencias de la Tierra, tesis doctoral, 171 p.
- Corona-Esquivel, Rodolfo, y Alencaster, Gloria, 1993, Rudists from the Peña Colorada iron mine and La Minita sulfide deposit, Colima and Michoacán States, SW Mexico, in Alencaster, Gloria, y Buitrón, B.E., eds., Proceedings of the Third International Conference on Rudists: México, D.F., Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, p. 21 (resumen).
- Corona-Esquivel, Rodolfo; Morales-Isunza, Azucena; y Mendoza-Díaz, Víctor, 1991, Mineralogía del yacimiento de hierro Peña Colorada, estado de Colima: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología; Universidad Autónoma de Hidalgo, Instituto de Investigaciones en Ciencias de la Tierra; Sociedad Mexicana de Mineralogía; y Secretaría de Educación Pública, Subsecretaría de Educación Superior e Investigación Científica, Convención sobre la Evolución Geológica de México y Primer Congreso Mexicano de Mineralogía, Pachuca, Hidalgo, Memoria, p. 37–39.
- Corona-Esquivel, Rodolfo; Morales-Isunza, Azucena; y Mújica-Sánchez, Hugo, 1992, Los yacimientos ferríferos de la porción suroccidental de México: Universidad de Guadalajara, Centro de Ciencias de la Tierra, Reunión sobre la evolución geológica del occidente de México, 1a, Guadalajara, Jalisco, p. 4–5 (resumen).
- Corona-Esquivel, Rodolfo; Ortega-Gutiérrez, Fernando; Reyes-Salas, Margarita; Lozano-Santa Cruz, Rufino; y Miranda-Gasca, Miguel, 2000, Mineralogical study of the La Hueca Cretaceous iron-manganese deposit, Michoacán, southwestern Mexico: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, v. 17, p. 142–151.
- Corona-Esquivel, Rodolfo; Ortega-Gutiérrez, Fernando; y Ruiz, Joaquín, 1997, Los yacimientos de hierro del suroccidente de México—parámetros metalogenéticos mínimos para su formación: Universidad Autónoma de Hidalgo, Instituto de Investigaciones en Ciencias de la Tierra; Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Convención sobre la Evolución Geológica de México, 2a, Pachuca, Hidalgo, Memoria, CD ROM (resumen).
- Corona-Esquivel, Rodolfo, y Ruiz, Joaquín, 1992, Geología y geoquímica del yacimiento de hierro Peña Colorada, Edo. de Colima, México: Sociedad Geológica Mexicana, Convención Geológica Nacional, 11, Resúmenes, p. 58–60 (resumen).
- Corona-Esquivel, Rodolfo; Ruiz, Joaquín; y Ortega-Gutiérrez, Fernando, 1996, Influencia de las evaporitas de la cuenca de Colima en la formación del *skarn* de hierro de Peña Colorada: Sociedad Geológica Mexicana, Convención Geológica Nacional, 13, La Paz, Baja California Sur, Resúmenes, p. 36 (resumen).
- Cuevas, S.F., 1981, Informe Geológico Final, Prospecto Tepalcatepec: Poza Rica, Petróleos Mexicanos, Superintendencia General de Explotación, Zona Centro, Informe geológico IGPR-198 (inédito).
- Cutchill, J., y Zarate-Muñoz, Carlos, 1979, Yacimientos vulcanogénicos de óxidos masivos de hierro en México: Asociación de Ingenieros de Minas, Metalurgistas y Geólogos de México, Convención Nacional, 13, Memoria Técnica, p. 1–16.
- Chappell, B.W., y White, A.J.K., 1974, Two contrasting granite types: *Pacific Geology*, v. 8, p. 173–174.
- Chávez-Gaitán, Ricardo 1993, Plan de Minado 1990-1994: Minatitlán, Colima, Consorcio Minero Benito Juárez-Peña Colorada, S.A., informe técnico, 116 p. (inédito).
- Damon, P.E., y Coney, P.J., 1983, Rate of movement of nuclear Central America along the coast of Mexico during the last 90 Ma: *Geological Society of America Abstracts with Programs*, v. 15, p. 553 (resumen).
- De Anda, Manuel, 1884, Informe relativo a la exploración del Distrito de Coalcomán: El Minero Mexicano [publicado como serie de diversos artículos durante el año].

- De la Campa, G.J., 1988, Geología y génesis del yacimiento La Minita, municipio de Coalcomán, Michoacán, *in* Salas, G.P., ed., Geología económica de México: México, D.F., Fondo de Cultura Económica, p. 427–431.
- De la Garza, V.M., 1979, Integración geológica-geoquímica y geofísica del Distrito Vulcano, Compañía Minera Capela, Unidad La Minita: Asociación de Ingenieros de Minas Metalurgistas y Geólogos de México, Convención Nacional, 23, Libro de resúmenes (también, México, D.F., Peñoles, Informe técnico [inédito]).
- Deer, W.A.; Howie, R.A.; y Zussman, J., 1966, An introduction to the rock-forming minerals: Londres, Longman, 528 p.
- Dorr, J.V.N., 1969, Physiographic, stratigraphic and structural development of the Quadrilatero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil: U.S. Geological Survey Professional Paper 641-A, 110 p.
- Dorr, J.V.N., y Barbosa, A.L.M., 1963, Geology and ore deposits of the Itabira District, Minas Gerais, Brazil: U.S. Geological Survey Professional Paper 341-C, 110 p.
- Dott, R.H., y Lyman, R.B., 1988, Evolution of the Earth: Nueva York, McGraw-Hill, 617 p.
- Eastwood, G.E.P., 1965, Replacement magnetite on Vancouver Island, British Columbia (Canada): Economic Geology, v. 60, p. 124–148.
- Einaudi, M.T., y Burt, D.M., 1982, Introduction—terminology, classification, and composition of skarn deposits: Economic Geology, v. 77, núm. 4, A special issue devoted to skarn deposits, p. 745–754.
- Estrada-Barraza Samuel, 1972, Informe preliminar de los trabajos de geología en la mina de El Encino, Pihuamo, Jalisco: Colima, Col., Las Encinas, informe técnico (inédito).
- Estrada-Barraza, Samuel, y Villarreal-Celestino, Bernardo, 1990, Las Encinas, *in* Ordoñez-Cortés, Jorge, ed., Minas mexicanas: México, D.F., American Institute of Mining, Metallurgical and Petroleum Engineers (AIME), Sección México, tomo 5, cap. 6, p. 93–112.
- [Estrada-Barraza, Samuel; Villegas, César; y Ruvalcaba, Delfino], 1988, Primer simposio sobre exploración de hierro en México: Geomimet (México), núm. 154, p. 5–17.
- Flores, Teodoro, 1951, Geología, génesis y condiciones estructurales de los yacimientos de hierro en México: Instituto Nacional para la Investigación de Recursos Minerales, Boletín 29, 30 p.
- Flores-Williams, H., 1949, Geología de los yacimientos de fierro de Chile: Revista del Instituto de Ingeniería en Minas de Chile.
- Foshag, W.F., 1928, Mineralogy and geology of Cerro de Mercado, Durango, Mexico: U.S. National Museum Proceedings, v. 74, art. 23, p. 1–27.
- Franklin, J.M.; Lydon, J.W.; y Sangster, D.F., 1981, Volcanic-associated massive sulfide deposits: Economic Geology, 75th Anniversary Volume, p. 485–627.
- Frenzel, G., 1980, Geology and geochemistry of manganese, *in* Varentsov, I.M., y Grossely, G., eds., Proceedings of the 2nd International Symposium on the Geology and Geochemistry of Manganese, Sidney, Australia, v. I, p. 25–158.
- Freydier, C.; Lapierre, H.; Tardy, M.; Coulon, C.; Martínez, J.; y Ortiz, E., 1993, Remnants of a Late Jurassic-Early Cretaceous oceanic basin between the North-American craton and the Guerrero suspect terrane, Mexico: Strasbourg, France, European Union of Geosciences, Abstracts.
- Fries, Carl, Jr., 1960, Geología del estado de Morelos y de partes adyacentes de México y Guerrero, región central meridional de México: Universidad Nacional Autónoma de México, Boletín 60, 236 p.
- 1962, Lista de fechas geoquímicas reportadas para minerales y rocas mexicanas, con un comentario sobre su significado geológico y geotectónico, *in* Fries, Carl, Jr., ed., Estudios geocronológicos de rocas mexicanas: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Boletín 64, parte 6, p. 85–109.
- Frietsch, Rudyard, 1978, On the magmatic origin of iron ores of the Kiruna type: Economic Geology, v. 73, p. 478–485.
- Frost, J.E., 1965, Controls of ore deposition for the Larap mineral deposits, Camarines Norte, Philippine Islands: Stanford University, disertación doctoral (inédita).
- Garzanti, E.; Haas, R.; y Jadoul, F., 1989, Ironstones in the Mesozoic passive margin sequence of the Tethys Himalaya (Zanskar, northern India)—sedimentology and metamorphism, *in* Young, T.P., y Taylor, W.E.G., eds., Phanerozoic ironstones: Geological Society, Special Publication 46, p. 229–244.
- Gaytán-Rueda, J.E.; de la Garza, V.M.; Arévalo, E.; y Rosas-Solís, A., 1979, Descubrimiento, geología y génesis del yacimiento Vulcano, “La Minita”, Mich.: Asociación de Ingenieros de Minas, Metalurgistas y Geólogos de México, Convención Nacional, 13, Memoria Técnica, p. 58–116.
- Gerónimo-Godoy, Jorge; Cárdenas-Vargas, José; y Zamora-Montero, Salvador, 1972, Estudio geológico del área ferrífera de El Tibor, municipio de la Unión, Guerrero: GEOMIMET (México), núm. 81.
- González-Reyna, Jenaro, 1939, Los criaderos ferríferos de El Mamey, Col.: Revista de Industria (México), v. 5, núm. 26, p. 5–17.
- 1956, Riqueza minera y yacimientos minerales de México: México, D.F., Banco de México, p. 235–242.
- Govela, S.A., y Ordóñez, R.J., 1981, Estudio preliminar sedimentológico-estratigráfico del área de Coalcomán-Colima: Petróleos Mexicanos, PRESS-003-81 (inédito).
- Grajales-Nishimura, J., y López-Infanzón, M., 1984, Estudio petrogenético de las rocas ígneas y metamórficas en el prospecto Tomatlán, Guerrero-Jalisco: México, D.F., Instituto Mexicano del Petróleo, Proyecto C-1160, informe técnico, 69 p.
- Gross, G.A., 1991, Genetic concepts for iron-formations and associated metalliferous sediments, *in* Hutchinson, R.W., y Grauch, R.I., eds., Historical perspectives of genetic concepts and case histories of famous discoveries: Economic Geology, Monograph 8, p. 51–81.

- 1993, Industrial and genetic models for iron ore in iron formations, *in* Mineral deposits modeling: Geological Association of Canada Special Paper 40, p. 151–170.
- Guerrak, S., 1989, Time and space distribution of Paleozoic oolitic ironstones in the Tindouf Basin, Algerian Sahara, *in* Young, T.P., y Taylor, W.E.G., eds., Phanerozoic ironstones: Geological Society [Londres], Special Publication 46, p. 197–212.
- Guerrero-García, J.C., 1989, Vertical tectonics in southern Mexico and its relation to trench migration: EOS Transactions of the American Geophysical Union, v. 70, p. 1319 (resumen).
- Guerrero-Suástegui, M.; Talavera-Mendoza, Ó.; Ramírez-Espinoza, J., y Rodríguez-F., J., 1991, Estratigrafía y características de depósito del conjunto petroectónico de Teloloapan, terreno Guerrero, México, *in* Proceedings of the First Circum-Pacific and Circum-Atlantic Terrane Conference: México, D.F., Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, p. 61–63.
- Guilbert, J.M., y Park, C.F., 1986, The geology of ore deposits: Nueva York, Freeman, 985 p.
- Gutiérrez, H.J., 1975, Informe geológico final, Prospecto Arteaga-Balsas: Poza Rica, Ver., Petróleos Mexicanos, Zona Centro, Superintendencia General de Exploración Geológica, Informe geológico IGPR-130 (inédito).
- Guzmán, R.A., 1976, Informe geológico final, Prospecto Arteaga: Poza Rica, Ver., Petróleos Mexicanos, Zona Centro, Superintendencia General de Exploración Geológica, Informe geológico IGPR-183 (inédito).
- Hauck, S.A., 1990, Petrogenesis and tectonic setting of Middle Proterozoic iron oxide-rich ore deposits—an ore deposit model for Olympic Dam-type mineralization, *in* Pratt, W.P., y Sims, P.K., eds., The midcontinent of the United States—permissive terrane for an Olympic Dam-type deposit?: U.S. Geological Survey Bulletin 1932, p. 4–39.
- Henríquez, F., y Corona-Esquivel, R., 2000, Yacimientos de fierro tipo Kiruna en México y comparación con yacimientos chilenos: Congreso Geológico Chileno, 9º, Puerto Varas, Actas, v. 2, p. 118–122.
- Henríquez, F., y Martin, R., 1978, Crystal-growth textures in magnetite flows and feeder dykes, El Laco, Chile: Canadian Mineralogist, v. 16, p. 581–589.
- Henríquez, Fernando, y Nyström, J.O., 1998, Magnetite bombs at El Laco volcano, Chile: Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar, v. 120, p. 269–271.
- Hernández-Bernal, M.S., 1995, Geoquímica y origen del batolito de Río Verde, Oaxaca, terreno Xolapa: México, D.F., Universidad Nacional Autónoma de México, Colegio de Ciencias y Humanidades, UACPyP, tesis de Maestría en Ciencias, 83 p. (inédita).
- Hildebrand, R.S., 1986, Kiruna-type deposits—their origin and relationship to intermediate subvolcanic plutons in the Great Bear Magmatic Zone, Northwest Canada: Economic Geology, v. 81, p. 640–659.
- Hughes, T.D., 1965, Iron ore deposits of Savage River, in Geology of Australian ore deposits: Commonwealth Min. and Met. Cong., 8th, v. 1, p. 525–526.
- Instituto Mexicano del Petróleo, 1987, Exploración por mineral de hierro, estudio geológico-geofísico para el Consorcio Minero “Benito Juárez-Peña Colorada”: México, D.F., Instituto Mexicano del Petróleo, Proyecto C-8401, informe técnico, 73 p. (inédito).
- Irvine, T.N., and Baragar, W.R.A., 1971, A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks: Canadian Journal of Earth Sciences, v. 8, p. 523–548.
- Jacobson, G.L., 1982, Geology and geochemistry of the Prosperidad banded ferromanganese deposit and other mineral deposits in the metavolcanic Fe-Cu province of Baja California, Mexico: San Diego State University, tesis de Maestría en Ciencias, 171 p. (inédita).
- Jones, C.C., 1933, Report on the Aquila Iron Property: informe técnico, 69 p. (inédito).
- Kato, T., 1939, Origin of the Mozan iron ore (Korea): Japan Jour. Geol. Geog., v. 16, p. 233–238.
- Kimberley, M., 1978, Paleoenvironmental classification of iron formations: Economic Geology, v. 73, p. 215–229.
- Kisvarsányi, E.B., 1990, General features of the St. Francis and Spavinaw granite-rhyolite terranes and the Precambrian metallogenic region of Southeast Missouri, *in* Pratt, W.P., y Sims, P.K., eds., The midcontinent of the United States—permissive terrane for an Olympic Dam-type deposit?: U.S. Geological Survey Bulletin 1932, p. 48–57.
- Kisvarsányi, G., y Proctor, P.D., 1967, Trace elements content of magnetites and hematites, southeast Missouri iron metallogenic province, U.S.A.: Economic Geology, v. 62, p. 449–471.
- Kolker, A., 1982, Mineralogy and geochemistry of Fe-Ti oxide and apatite (nelsonite) deposits and evaluation of the liquid immiscibility hypothesis: Economic Geology, v. 77, p. 1146–1158.
- Labarthe-Hernández, Guillermo, y Flores, J., 1960, Plano topográfico-geológico del yacimiento ferrífero de Aquila, Michoacán: Colima, Col., Las Encinas, informe técnico (inédito).
- Labarthe-Hernández, Guillermo, y Rodríguez, A.B., 1959, Estudio geológico regional de la zona ferrífera de Pihuamo, Jal.: Colima, Col., Las Encinas, informe técnico (inédito).
- Labarthe-Hernández, Guillermo; Carreón-Sandoval, J.L.; Tristán-González, Margarito; y Aguillón-Robles, Alfredo, 1990, Cerro de Mercado, *in* Ordoñez-Cortés, Jorge, ed., Minas mexicanas: México, D.F., American Institute of Mining, Metallurgical and Petroleum Engineers (AIME), Sección México, tomo 5, cap. 5, p. 71–91.
- Lamey, C.A., 1961, Contact metamorphic iron deposits of California: Geological Society of America Bulletin, v. 72, p. 669–677.
- Lepp, H., y Goldich, S., 1964, Origin of Precambrian iron formations: Economic Geology, v. 59, p. 1025–1060.

- Llano-Zamora, Mario, 1986, Geología del NE del Estado de Colima y parte S del estado de Jalisco para la localización de depósitos económicos de magnetita: México, D.F., Instituto Politécnico Nacional, Escuela Superior de Ingeniería y Arquitectura, tesis de licenciatura, 42 p. (inédita).
- López-López, Jorge, 1993, Geología de la región de Contla-Mazamitla, estado de Jalisco: México, D.F., Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Ingeniería, tesis de licenciatura, 75 p. (inédita).
- López-Mendoza, H.; Castañeda, Abraham; y Salgado, Benito, 1970, Estudio geológico magnetométrico del yacimiento ferrífero La Guayabera, Municipio de Villa Victoria, Michoacán: Consejo de Recursos Naturales No Renovables (México), Boletín 72, 46 p.
- Lyons, J.L., Jr., 1988, Volcanogenic iron oxide deposits, Cerro de Mercado and vicinity, Durango, Mexico: Economic Geology, v. 83, p. 1886–1906.
- Machado, N.; Noce, C.; Ladeira, E.; y Belo de Oliveira, O., 1992, U-Pb geochronology of Archean magmatism and Proterozoic metamorphism in the Quadrilátero Ferrífero, southern Sao Francisco craton, Brazil: Geological Society of America Bulletin, v. 104, p. 721–727.
- Mapes-Vázquez, E.; Porraz-Z., R.; Alexandri-R., R.; Gutiérrez, C.G.; Pesquera-Velázquez, Rubén; Guillén, J.J.; y Camacho-C., M., 1959, Los yacimientos ferríferos de Las Truchas, Michoacán: Consejo de Recursos Naturales no Renovables (Mexico), Boletín 46, 128 p.
- Marsden, R.W., 1968, Geology of the iron ores of the Lake Superior region in the United States, in Ridge, J.D., ed., Ore deposits of the United States, 1933–1967, v. I: Nueva York, American Institute of Mining Metallurgical and Petroleum Engineers, p. 489–506.
- Martínez-Bermúdez, Alejandro; Martínez-Martínez, J.A.; y Elizondo-Cárdenas, Luis, 1990, Hércules, in Ordoñez-Cortés, Jorge, ed., Minas mexicanas: México, D.F., American Institute of Mining, Metallurgical and Petroleum Engineers (AIME), Sección México, tomo 5, cap. 1, p. 9–32.
- Meave, Eduardo, y Echevoyen-Sánchez, José, 1961, Estudio geológico económico sobre algunos yacimientos de mineral de hierro en los municipios de Pihuamo y Tecalitlán, Jalisco: Consejo de Recursos Naturales no Renovables (Mexico), Boletín 53, 88 p.
- Mérida-Cruz, Amador, 1980, Estudio geológico-magnetométrico de yacimientos ferríferos de los municipios de Aquila, Arteaga, Coalcomán y Tepalcatepec, Michoacán: México, D.F., Consejo de Recursos Minerales, informe técnico (inédito).
- Miranda-Gasca, M.A., 1995, The volcanic massive sulfide and sedimentary exhalative deposits of the Guerrero terrane, Mexico: Tucson, University of Arizona, disertación doctoral, 294 p. (inédita).
- Mitsuchi, T., 1952, Iron ore deposits in Japan—Symposium sur les gisements de fer du Monde: International Geological Congress, 19, Argel, p. 537–560.
- Miyashiro, Akiho, y Shido, Fumiko, 1975, Tholeiitic and calc-alkalic series in relation to the behaviors of titanium, vanadium, chromium and nickel: American Journal of Science, v. 275, p. 265–277.
- Mugica-Mondragón, Raúl, 1978, Estudio radiométrico de las rocas ígneas y metamórficas del prospecto Coalcomán-Arteaga, Estado de Michoacán: México, D.F., Instituto Mexicano del Petróleo, informe interno (inédito).
- Murillo-Muñetón, Gustavo, y Torres-Vargas, Ricardo, 1987, Mapa petrogenético y radiométrico de la República Mexicana: México D.F., Instituto Mexicano del Petróleo, Gerencia de Exploración, Proyecto C-2012, informe técnico, 78 p. (inédito).
- Myers, K.J., 1989, The origin of the Lower Jurassic Cleveland Ironstone Formation of North-East England—evidence from portable gamma-ray spectrometry, in Young, T.P., y Taylor, W.E.G., eds., Phanerozoic ironstones: Geological Society, Special Publication 46, p. 221–228.
- Naeser, C.W., y Fleischer, R.L., 1975, Age of the Cerro de Mercado, Mexico—a problem for fission-track annealing corrections: Geophysical Research Letters, v. 2, p. 67–70.
- Naslund, H.R.; Henríquez, F.; Nyström, J.O.; Vivallo, W.; y Dobbs, M., 2002, Magmatic iron ores and associated mineralization—examples from the Chilean High Andes and Coastal Cordillera, in Porter, T.M., ed., Hydrothermal iron oxide, copper-gold & related deposits—a global perspective: Adelaide, PGC Publishing, v. 2, p. 207–226.
- Negendank, J.F.W.; Emmermann, Rolf; y Tobschall, H.J., 1987, La Sierra Madre del Sur y el Cinturón Volcánico Transmexicano, in Investigaciones alemanas recientes en Latinoamérica, Geología, Proyectos de la Deutsche Forschungsgemeinschaft: Tübingen, Deutsche Forschungsgemeinschaft, p. 11–17.
- Neilson, J.M., 1969, Geology of the Cerro Nahuatl iron ore deposits, Colima, Mexico: Geological Society of America Special Paper 121, p. 217–218 (abstract).
- Nold, J.L., 1988, The Pilot Knob hematite deposit, Iron County, Missouri—a Proterozoic volcano-sedimentary iron deposit: Geological Society of America Abstracts with Programs, v. 20, no. 7, p. A141 (resumen).
- Nyström, J.O., 1985, Apatite iron ores of the Kiruna Field, northern Sweden—magmatic textures and carbonatic affinity: Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar, v. 107, p. 133–141.
- Nyström, J.O., y Henríquez, F., 1989, Dendritic magnetite and miniature diapir-like concentrations of apatite—two magmatic features of the Kiirunavaara iron ore: Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar, v. 111, p. 53–64.
- 1994, Magmatic features of iron ores of the Kiruna type in Chile and Sweden—ore textures and magnetite geochemistry: Economic Geology, v. 89, p. 820–839.
- Nyström, J.O.; Henríquez, F.; y Travisany, V., 1996, Volcanic iron ores of the Kiruna type: GFF, v. 118, Jubilee Issue, p. A45–A46.

- O'Connor, J.T., 1965, A classification for quartz-rich igneous rock based on feldspar ratios. U.S. Geological Survey Professional Paper 525-B, B79–B84.
- Olivos-Rojas, Fabiola, 1992, Magnetismo de rocas y minerografía en el yacimiento de hierro "Peña Colorada": México, D.F., Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Ingeniería, tesis de licenciatura, 61 p. (inédita).
- Oreskes, N., y Hitzman, M.W., 1993, A model for the origin of Olympic Dam-type deposits, *in* Mineral deposit modeling: Geological Association of Canada Special Paper 40, p. 615–633.
- Ortega-Gutiérrez, Fernando; Mitre-Salazar, L.M.; Roldán-Quintana, Jaime; Aranda-Gómez, J.J.; Morán-Zenteno, Dante; Alaniz-Álvarez, S.A.; y Nieto-Samaniego, Á.F., 1992, Carta geológica de la República Mexicana, escala 1:2'000,000, 5a. edición: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología; y Secretaría de Energía, Minas e Industria Paraestatal, Consejo de Recursos Minerales, mapa con texto explicativo de 74 p.
- Ortega-Gutiérrez, Fernando; Sedlock, R.L.; y Speed, R.C., 1994, Phanerozoic tectonic evolution of Mexico, *in* Phanerozoic evolution of North American continent-ocean transitions: Boulder, Colorado, Geological Society of America, DNAG Continent-Ocean Transect Volume, p. 254–305.
- Ortigoza-Cruz, Felipe; Changkakoti, A.; Morton, R.D.; y Gray, J., 1994, Strontium isotope geochemistry of barite mineralization at La Minita, SW Mexico: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, v. 52, p. 1–10.
- Palmer, H.R., 1928, The rudistids of southern Mexico: San Francisco, California Academy of Sciences, Occasional Papers 14, 137 p., 18 lám.
- Panno, S.V., y Hood, W.C., 1983, Volcanic stratigraphy of the Pilot Knob iron deposits, Iron County, Missouri: Economic Geology, v. 78, p. 972–982.
- Pano, A.A., 1975, Estudio geológico del Prospecto Pihuamo, estado de Colima y partes de Jalisco y Michoacán: México, D.F., Petróleos Mexicanos, IGPR-124, informe técnico (inédito).
- Pantoja-Alor, Jerjes, 1974, Estudio geológico-estructural del tajo San Pascual, Pihuamo, Jal.: Colima, Col., Las Encinillas, informe técnico (inédito).
- 1983, Geocronometría del magmatismo Cretácico-Terciario de la Sierra Madre del Sur: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, v. 44, núm. 1, p. 1–20.
- Pantoja-Alor, Jerjes, y Estrada-Barraza, Samuel, 1986, Estratigrafía de los alrededores de la mina de hierro de El Encino, Jalisco: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, v. 47, núm. 1, p. 1–16.
- Parga, M.J.A., 1977, Estudio geológico del Prospecto Manzanillo, estado de Colima: México, D.F., Petróleos Mexicanos, IGPR-153, informe técnico (inédito).
- Park, C.F., Jr., 1961, A magnetite "flow" in northern Chile: Economic Geology, v. 56, p. 431–436.
- 1972, The iron ore deposits of the Pacific basin: Economic Geology, v. 67, p. 339–349.
- Pearce, J.A.; Harris, N.B.W.; y Tindle, A.G., 1984, Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks: Journal of Petrology, v. 25, Part 4, p. 956–983.
- Philpotts, A.R., 1967, Origin of certain iron-titanium oxide and apatite rocks: Economic Geology, v. 62, p. 303–315.
- Pimentel, R.A., 1979, Prospecto Ahuijullo: México, D.F., Petróleos Mexicanos, IGPR-191, informe técnico (inédito).
- 1980, Informe geológico final, Prospecto Soyatlán de Adentro: México, D.F., Petróleos Mexicanos, IGPR-190, informe técnico (inédito).
- Pineda-Ramírez, A.; López-Mendoza, H.; y Peña-Buendía, A., 1969, Estudio geológico-magnetométrico de los yacimientos ferríferos de Peña Colorada, municipio de Minatitlán, Colima: Consejo de Recursos Naturales No Renovables (México), Boletín 77, 44 p.
- Piñeiro, Fernando, 1972, Descripción de las unidades litoestratigráficas de la formación Tobas Encino, Pihuamo, Jalisco: Colima, Col., Las Encinas, informe técnico (inédito).
- Plate H. R., 1924, Report on the Aquila Iron Property: Informe técnico (inédito).
- Press, Frank, y Siever, Raymond, 1998, Understanding Earth, 2a. edición: Nueva York, Freeman, 682 p.
- Raisz, Erwin, 1959, Landforms of Mexico: Cambridge, Mass., U.S. Navy Geographical Branch, mapa, escala aprox. 1:3'000,000.
- Ramírez-Lara, M.A., 1973, Unidad La Perla: Asociación de Ingenieros de Minas, Metalurgistas y Geólogos de México, Convención Nacional, 10ª, Chihuahua, Memoria, p. 27–46.
- Razo-Rojas, Rosalío, 1986, Estudio estratigráfico sedimentológico de la porción central de la cuenca de Jalisco-Colima: México, D.F., Instituto Politécnico Nacional, Escuela Superior de Ingeniería y Arquitectura, tesis de licenciatura, 54 p. (inédita).
- Ridge, J.D., 1972, Annotated bibliographies of mineral deposits in the western hemisphere: Geological Society of America Memoir 131, 681 p.
- Rivas-Sánchez, M.L.; Ruiz-Sandoval, M.; y Ramos-Molina, M.A., 1988, Estudio de caracterización química, petrográfica y mineralográfica de muestras de mineral marcadas como "Chinforinazo normal" y "Chinforinazo amorfo": México, D.F., Comisión de Fomento Minero, Centro Experimental México, Informe núm. 90/88 para el Consorcio Minero Benito Juárez-Peña Colorada (inédito).
- Rivas-Sánchez, M.L.; Ruiz-Sandoval, M.; Ramos-Molina, M.A.; González, L.; y Nieto, R., 1989, Informe de avance del estudio metalúrgico con las muestras denominadas "Normal" y Amorfo": México, D.F., Comisión de Fomento Minero, Centro Experimental México, Informe núm. 7/89 para el Consorcio Minero Benito Juárez-Peña Colorada (inédito).
- Rivas-Sánchez, M.L.; Ruiz-Sandoval, M.; Ramos-Molina, M.A.; Altamira-Muratalla, G.; y Enciso, G.J., 1991, Estudio por

- microscopía óptica de productos magnéticos con contenido de sulfuros: México, D.F., Comisión de Fomento Minero, Centro Experimental México, Informe núm. 20/91 para el Consorcio Minero Benito Juárez-Peña Colorada (inédito).
- Rodríguez, A.I., 1959, Summary of Aquila Iron Ore Deposit: informe técnico (inédito).
- Rodríguez, F.D., 1980, Informe geológico final, Prospecto Tecalitlán: Poza Rica, Ver., Petróleos Mexicanos, Zona Centro, Superintendencia General de Exploración, IGPR-186, informe técnico (inédito).
- Romer, R.L.; Martinsson, O.; y Perdahl, J.A., 1994, Geochronology of the Kiruna iron ores and hydrothermal alterations: *Economic Geology*, v. 89, p. 1249–1261.
- Ruiz, C.; Aguirre, L.; Corvalán, J.; Klohn, C.; Klohn, E.; y Levi, B., 1965, Geología y yacimientos metalíferos de Chile: Santiago de Chile, Instituto de Investigaciones Geológicas, 386 p.
- Ruvalcaba-Ruiz, Delfino, 1982, Estudio geológico del yacimiento ferrífero de Aquila: Monterrey N.L., HYLISA, informe técnico, 19 p. (inédito).
- 1983, Geology and origin of the Aquila iron deposit in southwestern Michoacán, Mexico: Colorado State University, disertación doctoral, 155 p. (inédita).
- Salazar-Mandujano, S., 1983, Evolución geológica-petrolera de la cuenca Jalisco-Colima: México, D.F., Petróleos Mexicanos, IGPR-231, informe técnico (inédito).
- Salazar-Salinas, Leopoldo; González, Pedro; Santillán, Manuel; Acevedo, Antonio; y Martínez-Quintero, A.R., 1923, El Cerro de Mercado, Durango: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Boletín 44, 94 p.
- Sánchez, M.R., 1983, Informe geológico del Prospecto Tecomán: México, D.F., Petróleos Mexicanos, IGPR-221, informe geológico (inédito).
- Sánchez-Quiroz, S., y Juárez, A., 1988, Modelo geológico para la exploración de yacimientos de Fe en la Sierra Madre del Sur: México, D.F., HYLISA, informe técnico, 208 p. (inédito).
- Schaaf, Peter, 1990, Isotopengeochemische Untersuchungen an Granitoiden Gestein eins aktiven Kontinentalrandes. Alter und Herkunft der Tiefengesteinskomplexe an der Pazifik- kueste Mexikos zwischen Puerto Vallarta und Acapulco: Munich, Ludwig-Maximilians Universität, disertación doctoral, 202 p. (inédita).
- Schaaf, P.; Kohler, H.; Muller-Sohnius, D.; von Dracch, V.; y Frank, M.M., 1991, Nd and Sr isotopic data on W-Mexican granitoids—evidence for different magma sources and implications for tectogenesis: *EOS Transactions of American Geophysical Union*, v. 72, núm. 44, p. 560.
- Sedlock, R.L.; Ortega-Gutiérrez, Fernando; y Speed, R.C., 1993, Tectonostratigraphic terranes and tectonic evolution of Mexico: *Geological Society of America Special Paper* 278, 153 p.
- Silberling, N.J.; Jones, D.L.; Monger, J.W.H.; y Coney, P.J., 1992, Lithotectonic terrane map of the North American Cordillera: U.S. Geological Survey, Miscellaneous Investigation Series, Map I-2176.
- Sims, P.K., 1990, Geologic setting and ages of Proterozoic anorogenic rhyolite-granite terranes in the central United States, *in* Pratt, W.P., y Sims, P.K., eds., *The midcontinent of the United States—permissive terrane for an Olympic Dam-type deposit?*: U.S. Geological Survey Bulletin 1932, p. 40–47.
- Snyder, F.G., 1969, Precambrian iron deposits in Missouri, *in* Wilson, H.D.B., ed., *Magmatic ore deposits—a symposium: Economic Geology, Monograph* 4, p. 231–238.
- Streckeisen, A., y Le Maitre R.W., 1979, A chemical approximation to the modal QAPF classification of igneous rocks: *Neues Jahrbuch für Mineralogie, Abhandlungen*, v. 136, p. 169–206.
- Swanson, E.R.; Keizer, R.P.; Lyons, J.L.; y Clabaugh, S.E., 1978, Tertiary volcanism and caldera development near Durango City, Sierra Madre Occidental, Mexico: *Geological Society of America Bulletin*, v. 89, p. 1000–1012.
- Talavera-Mendoza, Óscar, 1993, Les formations orogéniques mésozoïques du Guerrero (Mexique méridional)—Contribution à la connaissance de l'évolution géodynamique des cordillères mexicaines: Grenoble, Université Joseph Fourier-Grenoble I, tesis de doctorado de estado, 462 p. (inédita).
- Talavera-Mendoza, Óscar; Ramírez-Espinosa, Joel; y Guerrero-Suástegui, Martín, 1993, Geochemical evolution of the Guerrero terrane—example of a late Mesozoic multi-arc system, *in* *Proceedings of the first circum-Pacific and circum-Atlantic terrane conference*: México, D.F., Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, p. 150–152.
- Tardy, M.; Lapierre, H.; Freydier, C.; Ortiz, E.; Talavera, Ó.; Coulon, C.; Guill, J.B.; Martínez, J.; Stein, G.; Bourdier, J.L.; e Yta, M., 1992, An intra-oceanic environment for the Mesozoic arc rocks of the Guerrero terrane (Western Mexico). *Geology*.
- Tardy, M.; Lapierre, H.; Freydier, C.; Talavera, Ó.; Coulon, C.; Ortiz, E.; Bourdier, J.L.; Yta, M.; Beck, C.; y Mercier de Lepinay, B., 1993, The Guerrero suspect terrane (Western Mexico) and coeval arc sequences terranes (Greater Antilles and Colombian Andes)—a Late Mesozoic intra-oceanic arc accreted to cratonal America during the Cretaceous: *Congr. Geol. Inter. Sp. Pub.*
- Torón-Villegas, Luis, y Esteve-Torres, Adrián, 1946, Yacimientos del grupo del norte, estados de Chihuahua, Coahuila, Durango, Nuevo León y Zacatecas, *in* *Estudio de los yacimientos ferríferos de México, Fascículo II*: México, D.F., Investigaciones Industriales del Banco de México, 147 p.
- Travisany, V.; Henríquez, F.; y Nyström, J.O., 1995, Magnetite lava flows in the Pleito-Melón district of the Chilean iron belt: *Economic Geology*, v. 90, p. 438–444.
- Tritilla, Jordi; Camprubi, Antoni; Centeno-García, Elena; Corona-Esquivel, Rodolfo; Iriondo Alexander; Sanchez-Martínez, Salvador; Gasca-Durán, Abel; Cienfuegos-Alvarado, Edith; y Morales-Puente, Pedro, 2003, Estructura y edad del depó-

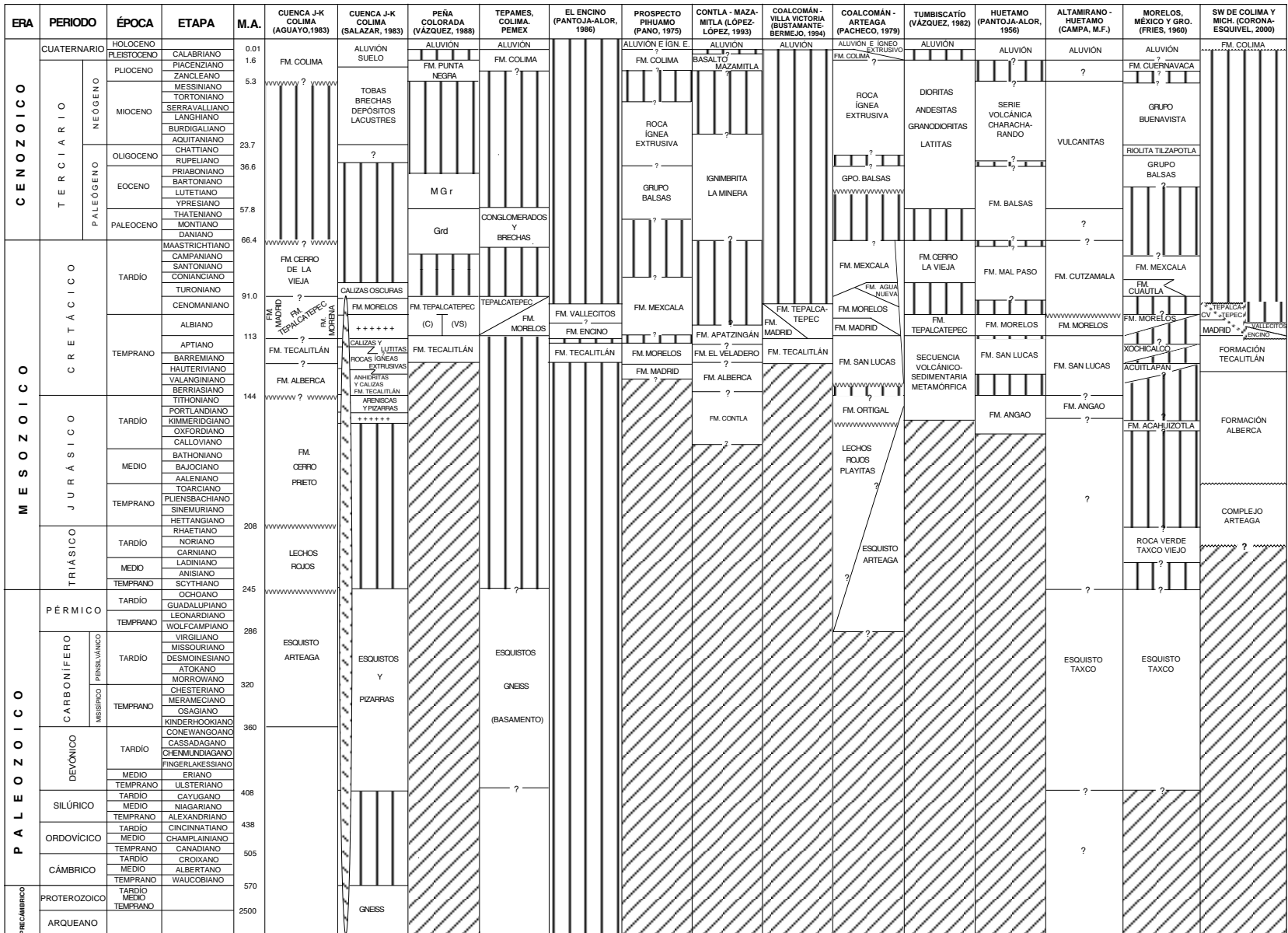
- sito de hierro de Peña Colorada (Colima)—un posible equivalente fanerozoico de los depósitos tipo IOCG: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, v. 20, núm. 3, p. 182–201.
- United Nations Development Programme, 1969, Survey of metallic mineral deposits in Mexico—final report prepared for the Government of Mexico by United Nations, Participating and Executing Agency for the United Nations Development Programme: Nueva York, United Nations Development Programme, 72 p.
- Urban, H.; Stribny, B.; y Lippolt, H.J., 1992, Iron and manganese deposits of the Urucum District, Mato Grosso do Sul, Brazil: *Economic Geology*, v. 87, p. 1375–1392.
- Urquiza, M., 1882, Estudio minero de la región de Coalcomán, estado de Michoacán: México, D.F., Ministerio de Fomento, Anales, v. 7.
- Van Allen, B.R., 1978, Hydrothermal iron ore and related alterations in volcanic rocks of La Perla, Chihuahua, Mexico: University of Texas at Austin, tesis de Maestría en Artes, 131 p. (inédita).
- Velasco-Hernández, Juan; Romero-Martínez, Saúl; Estrada-Barraza, Samuel; y García-Lozada, Benito, 1964, Estudios geológico y geofísico de los yacimientos ferríferos de Hércules, Coah.: Consejo de Recursos Naturales No Renovables (México), Boletín 68, 63 p.
- Victoria-Morales, Alfredo, 1980, Estudio paragenético de tres muestras de mineral de hierro procedentes del yacimiento Aquila, Michoacán: México, D.F., Comisión de Fomento Minero, informe técnico, 29 p. (inédito).
- Vivallo, W.; Espinoza, S.; y Henríquez, F., 1995, Los depósitos de hierro del tipo magnetita-apatita—geoquímica de las rocas volcánicas asociadas y potencialidad de la mena de hierro como fuente de mineralización de oro: *Revista Geológica de Chile*, v. 22, núm. 2.
- Vivar, G., 1923, Bosquejo geológico de una parte del estado de Colima: Instituto Geológico de México, Anales, v. 2, núm. 5, p. 129–154.
- Warner, L.A.; Goddard, E.N.; Walton, M.S., Jr.; Bressler, C.T.; Stefansson, K.; Ray, R.G.; y Flint, G.M., Jr., 1961, Iron and copper deposits of Kasaan Peninsula, Prince of Wales Island, Southeastern Alaska: U. S. Geological Survey Bulletin 1090, 136 p.
- Whittier, D.A., 1963, Character and distribution of mineralization associated with magnetite bodies northeast of Aquila, Michoacán, Mexico: Tucson, University of Arizona, disertación doctoral, 123 p. (inédita).
- Wilson, Marjorie, 1989, Igneous petrogenesis: Londres, Unwin Hyman, 466 p.
- Young, E.J.; Myers, A.T.; Munson, E.L.; y Conklin, N.M., 1969, Mineralogy and geochemistry of fluorapatite from Cerro de Mercado, Durango, Mexico: U.S. Geological Survey Professional Paper 650-D, p. D84–D93.
- Zantop, Half, 1978, Geologic setting and genesis of iron oxides and manganese oxides in the San Francisco manganese deposit, Jalisco, Mexico: *Economic Geology*, v. 73, p. 1137–1149.
- Zantop, Half, 1981, Trace elements in volcanogenic manganese oxides—the San Francisco manganese deposit, Jalisco, Mexico: *Economic Geology*, v. 76, p. 545–555.
- Zárate, Carlos, 1997, Estimación de las reservas del proyecto Aquila, Mich.: HYLISA, informe técnico (inédito).
- Zárate-Del Valle, P.F., 1997, The mineral deposits and metallogenesis in Jalisco and Colima, western México: Universidad Autónoma del Estado de Hidalgo, Instituto de Investigaciones en Ciencias de la Tierra; Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Convención sobre la Evolución Geológica de México y Recursos Asociados, 2ª, Pachuca, Hgo., Simposia y Coloquio, Simposio Metalogénesis en México, sin paginación [3 p.]
- Zürcher, Lukas, 1994, Paragenesis, elemental distribution, and stable isotopes at the Peña Colorada iron skarn, Colima, Mexico: Tucson, University of Arizona, tesis de Maestría en Ciencias, 54 p. (inédita).
- Zürcher, Lukas; Ruiz, Joaquín; y Barton, Mark, 2001, Paragenesis, elemental distribution, and stable isotopes at the Peña Colorada iron skarn, Colima, Mexico: *Economic Geology*, v. 96, p. 535–557.

El procesamiento editorial se realizó en la Unidad Académica de Apoyo Editorial del Instituto de Geología de la Universidad Nacional Autónoma de México por Magdalena Alcayde, José Arturo Gómez-Caballero, Aurelio Samuel Hernández-Olvera y Ruth Moreno-Chávez.
Esteban Monroy-Soto estuvo a cargo de la elaboración de negativos y de la formación de los forros.

Los interesados en adquirir las publicaciones del Instituto de Geología de la UNAM pueden dirigirse a:
(*The publications of the Instituto de Geología, UNAM, can be acquired in:*)

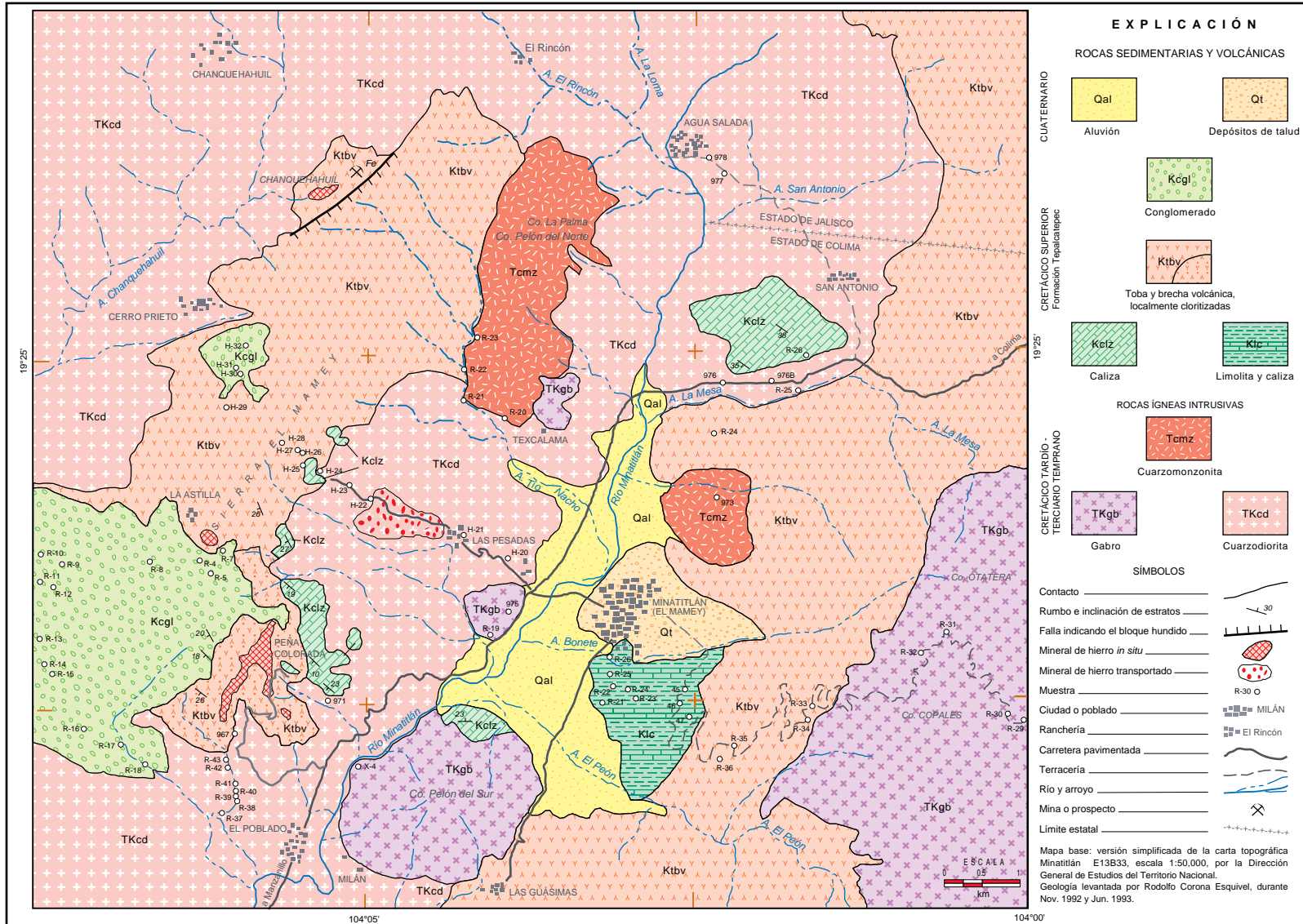
Oficina de Publicaciones del Instituto de Geología de la UNAM
Circuito de la Investigación Científica, Ciudad Universitaria
Delegación Coyoacán, 04510 D.F.
México
Tel.: 5622-4272 y 5622-4297
Fax: 5622-4318
Dirección electrónica (*e-mail*): publigl@geologia.unam.mx

La obra presente, Boletín 113, fue editada en la Unidad Académica de Apoyo Editorial del Instituto de Geología de la UNAM y fue impresa en los talleres de la Facultad de Ingeniería, UNAM, terminándose en el mes de diciembre de 2004. El tiraje fue de 500 ejemplares. El papel utilizado es couché paloma mate de 115 g/m² en los interiores y cartulina brillante de 250 g/m² en los forros.



CUADRO DE CORRELACIÓN ESTRATIGRÁFICA DE LA REGIÓN SUROCCIDENTAL DE MÉXICO

|| AUSENTE ▨ NO AFLORA



MAPA GEOLÓGICO DEL ÁREA MINATITLÁN-PEÑA COLORADA, ESTADO DE COLIMA