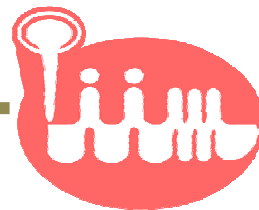




Universidad Michoacana
de San Nicolás de Hidalgo



Instituto de Investigaciones Metalúrgicas
Departamento: Geología y Mineralogía

**“EVOLUCIÓN ESTRUCTURAL E IMPLICACIONES
METALOGÉNÉTICAS DE LA ZONA DE CIZALLA “EL
MULETO”, SUROESTE DE MEXICO.”**

T E S I S

QUE PARA OBTENER EL GRADO DE
MAESTRO EN CIENCIAS CON ESPECIALIDAD EN:
GEOCIENCIAS Y PLANIFICACIÓN DEL TERRITORIO

P R E S E N T A:

José E. Montiel Escobar

Director de tesis
Dr. Pedro Corona Chávez

Co-asesor
Dr. Mikhail Ostrooumov

Morelia, Michoacán
Agosto 2013

Agradezco

A mi asesor Pedro Corona Chávez por enseñarme esta faceta apasionante de la investigación, a mis maestros y asesores: Mikhail Ostoomov, Víctor Hugo Garduño Monroy, Isabel Israde Alcantar, María del Sol Hernández, Miguel Morales Gámez y Víctor Manuel Hernández, a todos ellos por la transmisión de conocimientos valiosos, sus múltiples palabras de aliento, su pasión y entrega de maestros, y también por supuesto, a sus atinadas observaciones para mejorar este trabajo.

A mis compañeros de posgrado Jorge Alberto Aguilar Hernández y Edgardo Castro Ornelas por el entusiasmo en los años de arduo y reconfortante trabajo y muy agradecido a Verónica Osuna por la dedicación en la edición de este documento.

Un sincero agradecimiento póstumo a Héctor Sabanero por enseñarme que el oficio de cartógrafo no solamente es trabajo, estudio y dedicación para elaborar un valioso documento técnico, sino que es también entrega e inspiración para la creación de una obra que trasciende lo artístico.

A la Universidad Michoacana de San Nicolás de Hidalgo, al Instituto de Investigaciones Metalúrgicas y al Departamento de Geología, por haberme dado la oportunidad de realizar este, muchas veces retrasado y anhelado proyecto.

A todos mis compañeros y personas de campo, que de una u otra manera apoyaron en las faenas propias del trabajo de campo; así como también al personal técnico, en su apoyo en actividades de gabinete y laboratorio, a todos ellos mi agradecimiento por su tiempo a lo largo de estos años de trabajo.

Índice

Resumen

Abstract

Capítulo 1. INTRODUCCIÓN	1
Capítulo 2. PROBLEMÁTICA, ZONA DE ESTUDIO Y OBJETIVOS	3
2.1. Planteamiento del problema	3
2.2. Localización	4
2.3. Objetivos	5
Capítulo 3. METODOLOGÍA	6
3.1. Recopilación bibliográfica	6
3.2. Trabajo de campo	6
3.3. Trabajo de laboratorio	8
3.3.1. Preparación de láminas delgadas y superficies pulidas	8
3.3.2. Microscopia óptica con luz transmitida y reflejada	8
3.3.3. Microscopia electrónica de barrido (MEB) y análisis EDS	9
3.3.4. Difracción de rayos X (DRx)	10
3.3.5. Espectrometría infrarroja (EIR)	11
3.3.6. Espectrometría de absorción atómica (AA)	12
3.3.7. Espectrometría de masas (ICP-MS)	12
3.4. Integración y análisis de datos	13
Capítulo 4. MARCO GEOLÓGICO REGIONAL	16
4.1. Terreno Guerrero	16
4.2. Unidades del terreno Guerrero en la región de Tumbiscatío-Arteaga	20
4.2.1. Complejo Arteaga	20
4.2.2. Secuencias volcano-sedimentarias cretácicas	22
4.2.3. Arco Zihuatanejo	22
4.3. Rocas intrusivas del terreno Guerrero	23
4.3.1. Rocas intrusivas del terreno Guerrero en la región de Tumbiscatío y Arteaga	26
4.4. Estructura regional	27
4.4.1. Deformación del basamento del terreno Guerrero	27
4.4.2. Zonas de Cizalla en el terreno Guerrero y en la región de Arteaga	28
Capítulo 5. YACIMIENTOS DE ORO OROGÉNICO EN MÉXICO Y EN LA REGIÓN DE ARTEAGA	30
5.1. Depósitos minerales de oro y plata en México	30
5.2. Características de los yacimientos asociados a zonas de cizalla ó de oro orogénico.	33
5.3. Yacimientos asociados a zonas de cizalla ó de oro orogénico en México.	35
5.4. Los depósitos minerales de Fe-Au en la región de Arteaga.	37

5.4.1. <i>El yacimiento ferífero Los Pozos.</i>	38
5.4.2. <i>El yacimiento aurífero de La Michoacana</i>	39
Capítulo 6. CARTOGRAFÍA GEOLÓGICA DE LA ZONA DE CIZALLA EL MULETO	40
6.1. Esquistos Arteaga (TR-J EA)	40
6.2. Granito Tumbiscatio (JmGrT)	43
6.3. Secuencia volcanosedimentaria El Resumidero (Ki VsER)	43
6.4. Formación Playitas (KmP)	44
6.5. Batolito de Arteaga e Intrusivo diorítico (Te Gr A)	44
6.6. Rocas volcánicas Las Cañas (Te VLC)	45
Capítulo 7. ANÁLISIS ESTRUCTURAL	47
7.1. Dimensiones y estructura regional de la ZCM	48
7.2. Análisis morfoestructural de la ZCM	49
7.3. Geometría y estructura de la ZCM	50
7.4. Fases de deformación	52
7.4.1. <i>Deformación laramídica ((Dn+2)</i>	52
7.4.2. <i>Deformación de cizalla El Muleto (D3)</i>	55
7.4.3. <i>Deformación dúctil-frágil tardo o post-ZCM (D4)</i>	57
7.5. Petrografía e indicadores cinemáticos de la ZCM	58
Capítulo 8. YACIMIENTOS MINERALES ASOCIADOS CON LA ZCM	62
8.1. Distribución regional de los depósitos minerales de la ZCM	62
8.2. Depósitos minerales asociados a la ZCM	63
8.2.1. <i>Depósitos de hierro tipo Los Pozos</i>	64
8.2.2. <i>Depósitos de oro de la ZCM</i>	65
8.2.3. <i>Yacimiento mineral La Michoacana</i>	66
Capítulo 9. TÉCNICAS ANALÍTICAS DE LABORATORIO	69
9.1. Mineragrafía y Petrografía	69
9.2. Microscopio electrónica de barrido (MEB)	75
9.3. Difracción de rayos X (DRx)	79
9.4. Espectrometría infrarroja (IR).	81
9.5. Espectrometría de Absorción atómica (AA) y Espectrometría de masas (ICP-MS)	82
Capítulo 10. DISCUSION	85
10.1 Geometría anastomosada y cinemática lateral izquierda de la ZCM	85
10.2 Implicaciones tectónicas de la ZCM	87
10.3 Zonificación de los depósitos minerales en ZCM	92
10.4 El yacimiento de oro orogénico de la ZCM	94
10.4.1 <i>Paragénesis mineral metálica de la ZCM</i>	94
10.4.2 <i>Paragénesis de minerales de alteración de la ZCM</i>	96
10.4.3 <i>El Yacimiento de oro orogénico de la ZCM</i>	97
10.5 Comparación del YOO-ZCM e implicaciones metalogénicas	99
10.5.1 <i>Implicaciones metalogénicas del YOO-ZCM</i>	102

Capítulo 11. CONCLUSIONES	104
----------------------------------	-----

BIBLIOGRAFIA	106
---------------------	-----

Anexos

- Anexo 1. Geología estructural de zonas de cizalla
- Anexo 2. Yacimientos asociados a zonas de cizalla o de oro orogénico
- Anexo 3. Tabla de descripciones de muestras de mano
- Anexo 4. Tabla de descripciones petrográficas
- Anexo 5. Tablas de petrografía de milonitas
- Anexo 6. Lamina de fotomicrografías petrográficas
- Anexo 7. Análisis de EDS
- Anexo 8. Mapas elementales de EDS
- Anexo 9. Análisis de Espectrometría de absorción atómica
- Anexo 10. Difractogramas y espectros de IR

INDICE DE TABLAS Y FIGURAS

Figura 1. Pag. 4

Plano de localización del área de estudio señalada en rectángulo amarillo.

Figura 2. Pag. 7

A) Secciones geológicas, área La Michoacana. B) Traza de ZCM. C) Muestreo y medición de datos estructurales. D) Levantamiento de la mina La Michoacana.

Figura 3. Pag. 9

Microscopio petrográfico y microscopio electrónico de barrido, de la UMSNH

Figura 4. Pag. 15

Clasificación de alteraciones hidrotermales de acuerdo a las asociaciones mineralógicas, temperatura y pH. Corbett y Leach (1998).

Figura 5. Pag. 16

Localización del área de estudio en el contexto de la distribución de Terrenos Tectonoestratigráficos de Campa y Coney, 1983.

Figura 6. Pag. 21

Mapa simplificado de Campa y Coney (1983) mostrando los elementos que componen al Terreno Guerrero en el suroccidente de México (Centeno et al., 1993).

Figura 7. Pag. 24

Mapa geológico del Estado de Michoacán, mostrando las columnas estratigráficas de las regiones de Arteaga, Carácuaro y Huetamo-Tzitzio (Modificado de SGM 2007, sgm.gob.mx).

Figura 8. Pag. 25

Mapa de distribución de las principales rocas intrusivas y las estructuras regionales en México.

Figura 9. Pag. 31

Carta de Provincias Metalogénicas de la República Mexicana. Ing. Guillermo P. Salas 1975.

Figura 10. Pag. 32

Distribución de yacimientos de oro y plata en México. Compilación de los mapas Geológico-mineros del SGM en escala 1:250,000, 1996-2007.

Figura 11. Pag. 34

Distribución de las provincias de oro en América con relación a su edad y contenido de metal. Algunas de ellas pudieran corresponder a los tipos de oro orogénico. En México (Sonora, Tamaulipas, Oaxaca, Chiapas) y Guatemala, Perú y Colombia (modificado de Goldfarb et al., 2001).

Figura 12. Pag. 38

Mapa mostrando la franja ferrífera del SO de México y la distribución de manifestaciones de oro y cobre. (Compilación de los mapas Geológico-mineros del SGM en escala 1:250,000, 1996-2007)

Figura 13. Pag. 41

Mapa geológico del área de la Cizalla El Muleto (ZCM)

Figura 14. Pag. 49

Análisis morfoestructural regional mostrando las estructuras que limitan el bloque del sur de Michoacán y la Zona de Cizalla El Muleto.

Figura 15. Pag. 53

Análisis morfoestructural de la zona ZCM. A) lineamientos generales de deformación. B) resultado de interpretación de fase de deformación.

Figura 16. Pag. 54

Estereogramas mostrando diferente comportamiento de las estructuras de la región de la ZCM. a) Notar los planos S_0/S_1 del Complejo Arteaga norte (mayor dispersión); Arteaga sur (más concentración); c) planos S_0/S_1 de la secuencia volcamosedimentaria El Resumidero, relativamente similar a los planos medidos en el Complejo Arteaga, sector norte; d) Planos y líneas miloníticas de la ZCM. Se observa la lineación mineral progresiva a la horizontalidad, en planos de inclinación convergente

Figura 17. Pag. 56

Mapa mostrando geometría y sección esquemática de la ZCM, datos estructurales y lineamiento de estiramiento L1 y la elipse de dirección de esfuerzos.

Figura 18. Pag. 59

Microfotografías de las muestras MU-10, MU-8, y MU-6, mostrando los indicadores cinemáticos de la CZM.

Figura 19. Pag. 61

Microfotografías de las muestras MUL-1, MU-01, MUL-9, y PL-105, mostrando los indicadores cinemáticos de la CZM.

Figura 20. Pag. 63

Mapa de la distribución regional de yacimientos minerales asociados a la ZCM.

Figura 21. Pag. 64

A) afloramiento de la mina Los Pozos, nótese la actitud vertical del cuerpo tabulas de mena de hierro. B) detalle de la mena de magnetita, y el emplazamiento de vetillas de pirita y calcopirita.

Figura 22. Pag. 67

A) socavón principal de la mina La Michoacana, se observa en la tabla del alto, el plano de la traza de la ZCM. B) nivel 1, en donde se muestran pliegues de vetillas de cuarzo al bajo de la estructura principal.

Figura 23. Pag. 71

Fotomicrografías de muestras petrográficas de interior de. A) Muestra de mano en donde se observa el cuarzo de veta 1 afectado por foliación y el emplazamiento de vetillas de cuarzo II, óxidos de fierro y pirita fina. B) Cuarzo 1, estructura brechada gruesa y textura cataclástica fina, dilatación y emplazamiento de cuarzo II, pirita (Py) y magnetita (Mg). C) Cuarzo 1 en cristales anhédricos de bordes irregulares sinuosos, en zona de dilatación se emplaza una vetilla de cuarzo II, limonita (Lm) y magnetita (Mg) y cuarzo (QtzII). D) Cristal de magnetita (Mg) orientado e intercrecimiento de pirita (Py) en los bordes. E) Cristal de pirita euédrico, fragmentado formando una textura tipo mosaico. F) Micro cristal de pirita (Py) amorfo creciendo entre cristales de cuarzo (Qtz2).

Figura 24. Pag. 73

Fotomicrografías de muestras petrográficas de interior de mina A) Cristales de cuarzo fragmentados en mosaico y rompimientos en forma de cuña. B) Porfidoblasto de cuarzo (Qtz1) fracturado en mosaico, se asocia a la formación de biotita (Bt) y segregación de cuarzo (QtzII) y magnetita (Mg). C) Cristales de magnetita (Mg) segregados en los bordes de biotita (Bt), en planos de la dirección de la foliación. D) Milonita con desarrollo de mica (Ms) y sucesión de cristales de cuarzo (QtzII) y magnetita (Mg). E) Foliación con desarrollo de mica (Ms) y remplazo de cristales de magnetita (Mg) depositados en planos de la dirección de foliación. F) L6.- Porfidoblastos de cuarzo (Qtz1) fragmentados en mosaico con crecimiento de cuarzo (Qtz2), magnetita (Mg) y calcita (Ca), en huecos intersticiales

Figura 25 Pag. 74.

Fotomicrografías de muestras petrográficas de interior de mina A) Superficie de foliación con un porfidoblastosigmoidal con sombras de presión de crecimiento de mica. B) Grietas de contracción, por deshidratación, rellenas de magnetita microscópica y limonita. C) y D) granos de cuarzo ondulante de veta, textura cristaloblastica, se observa la dirección de foliación y el reacomodo de microscópicos granos metálicos hacia los bordes de los porfidoblastos.

Figura 26. Pag. 76

Fotomicrografías MEB de la muestra LM06. A) Micro-cristales de arsenopirita (Apy) en huecos de dilatación entre cristales de cuarzo (Qtz). B) Intercrecimiento de micro-cristales de arsenopirita (Apy) en cristales de cuarzo (Qtz), en los bordes de una fractura. C) Micro-cristales de arsenopirita (Apy) en huecos de dilatación entre cristales de cuarzo (Qtz). D) Micro-cristales de arsenopirita (Apy) en huecos de cristales de cuarzo (Qtz). E) Micro-cristales de esfena (Esf) intercreciendo en cristales de cuarzo (Qtz). F) Micro-cristales de esfena (Esf) en huecos de dilatación entre cristales de cuarzo (Qtz).

Figura 27. Pag. 78

A) Cristales de pirita (Py) en una zona de dilatación asociada a micas (Ms). B) Arsenopirita (Apy) cristalizada en cuarzo I (Qtz 1) con reemplazamiento de cuarzo II (Qtz 2) y arcilla

(Cly). C) Cristales de ilmenita (Ilm) con crecimientos de esfena (Esf) y pirita (Py) con cuarzo (Qtz) en los bordes. D) Cristal de ilmenita con la relación hierro-níquel, cristal 1 con una relación metálica hierro-níquel creciendo en cuarzo, con intercrecimiento interno del cristal 2 de hierro, e intercrecimiento del cristal 3 de contenido importante de níquel. E) Cristales de cuarzo (Qtz) como porfídoclastos en una franja de desarrollo de mica (Ms).

Figura 28. Pag. 80

Difractogramas de muestra M1 y M5, en interior de mina y en la superficie H1 y H7 mostrando la mezcla de especies minerales, de una alteración argílica y propilítica

Figura 29 Pag. 82

Espectros infrarrojos de las muestras H2 (Traza en superficie) y M1 (interior de mina) identificando minerales de la serie cuarzo-esmectita.

Figura 30. Pag. 84

Resultados de análisis espectrometría de absorción atómica (AA) y espectrometría de masas (ICP-MS) y comportamiento del oro y zinc en interior de mina.

Figura 31. Pag. 86

Bloque diagramático de la ZCM y su relación con depósitos auríferos.

Figura 32. Pg. 89

Lineamientos morfoestructurales regionales y su relación con la ZCM.

Figura 33. Pag.90

Columna estratigráfica del Subterreno Zihuatanejo, mostrando las diferencias en el arreglo litoestratigráfico en las regiones Zihuatanejo (Tarasco) y Zihuatanejo, al NO y SE, de la ZCM respectivamente. (Modificado de Montiel et al., 2008)

Figura 34.- Pag. 91

Se muestran gráficamente las etapas de la evolución tectono-metalogenética de la ZCM. Tn+1) Jurásico-Cretácico; T2 y T3 y T3+4) Eoceno-Oligoceno, este último en desarrollo sincrónico de la mineralización aurífera.

Figura 35. Pag. 93

A) Mapa de distribución de yacimientos minerales de Fe y oro, así como las anomalías geoquímicas de estos elementos. B) mapa magnetométrico y anomalías geoquímicas en la ZCM.

Figura 36. Pag.95

Sucesión paragenética de los minerales metálicos en la mina La Michoacana.

Figura 37. Pag. 97

Asociaciones mineralógicas de las zonas de alteración en el área de la mina La Michoacana.

Figura 38. Pag. 98

Plano esquemático que muestra la distribución de mineralogía de alteraciones y su distribución espacial en el área de la mina La Michoacana

Figura 39. Pag. 100

Tabla comparativa de yacimientos asociados a zonas de cizalla ó de oro orogénico.

Figura 40. Pag. 103

Distribución del Mesozoico-Terciario de provincias de oro orogénico en los orógenos Circum-Pacífico (modificado de Goldfarb *et al.*, 2001)

RESUMEN

Se presenta un estudio petrológico, estructural y geoquímico de la Zona de Cizalla El Muleto (ZCM) en la región de Arteaga y su relación con los yacimientos de oro orogénico asociados, así como su contexto con los yacimientos minerales en el sur de México. Así mismo, se pone de manifiesto la importancia de la cartografía geológica, los análisis estructurales a diferente escala y sobremanera los estudios mineralógicos aplicando diferentes técnicas analíticas, en la exploración e investigación de yacimientos minerales.

El análisis geométrico regional y microestructural permite proponer al menos cuatro eventos de deformación, las estructuras Dn+2, como pre-cizalla de una orientación NO-SE y ENE-OSO, esencialmente en el Complejo Arteaga y en la secuencia volcanosedimentaria del Cretácico inferior. Estas estructuras son truncadas por estructuras relacionadas con la cinemática de la ZCM reconocida como deformación D3, con una orientación NE-SO, las cuales son perturbadas internamente por una deformación con estructuras en un régimen frágil-dúctil D4, con una orientación NO-SE y relacionadas con un evento distensivo tardío y/o pos-cizalla.

Por medio de un análisis geológico regional se observa que la ZCM está formada por una serie de bloques de altos y bajos tectónicos antitéticos con giro de inmersión al SO y emersión al NE. Se identificaron una serie de lineamientos anastomosados con una dirección preferencia NE-SO que desplazan con forma de ganchos y una cinemática lateral izquierda una serie de estructuras relacionadas con la cabalgadura de Los Pozos y los lineamientos de El Zorrillo, así como también afecta al Batolito de Arteaga. Este último desplazamiento indicaría que la edad de la ZCM puede ser considerada tardo- o post-magmatismo eocénico.

Por otro lado, las milonitas de la ZCM se caracterizan por presentar texturas con evidentes indicadores cinemáticos como porfidoclastos de plagioclasa, anfíbol, cuarzo y minerales opacos, algunos presentan rabos asimétricos tipo σ y δ ; peces de mica biotita, sombras de presión y estructuras S-C, que indican una cinemática de tipo lateral izquierda.

La mina La Michoacana representa la localidad tipo de los yacimientos de oro orogénico asociados con la ZCM. Su estructura es vetiforme y paralela a la estructura principal de la zona de cizalla. Con base en los resultados de microscopía óptica y electrónica, difracción de rayos X, espectrometría infrarojo y de masas, se identifican al menos tres estadios de la paragénesis mineral, los cuales a su vez pueden ser explicados en dos procesos mineralizantes: i) emplazamiento hidrotermal-metasomático; ii) tectónica asociada con removilización y alteración a lo largo y ancho de la ZCM. Durante la fase de deformación de la ZCM, los minerales metálicos, magnetita, ilmenita, pirita, y arsenopirita, junto con cuarzo están asociados con las texturas miloníticas y con estructuras y microestructuras de dilatación. Por otro lado, asociada a la mineralización aurífera, se tiene una evidente zonación de alteraciones vertical y areal. En la zona central o núcleo de la veta se desarrolla una alteración argílica a lo largo de la estructura, y

en los bordes se manifiesta la alteración propilítica de intensidad moderada, y hacia el SO, las alteraciones argílica y propilítica se traslapan con una alteración metasomática. La sucesión paragenética de los minerales de alteración presenta una zonación que se relaciona con la etapa tardo- y post-cinemática de la ZCM.

Finalmente, el proceso de deformación de la ZCM, su estrecha relación con la concentración mecánica de los metales, así como con la distribución de las zonas de alteración que sugieren un proceso tectónico de cizalla, fragmentación continental asociado con un yacimiento de oro orogénico (YOO) de edad Eoceno tardío para el suroccidente de México.

ABSTRACT

Geological mapping, petrological, structural and geochemical analysis of the Shear Zone El Muleto (ZCM) in the region of Arteaga was carried out in order to understand the relationship with orogenic gold deposits in southern Mexico.

Regional and microstructural analysis allows us to propose at least four deformation events: Dn+2 and NW-SE orogenic structures recorded in the Arteaga Complex and the Lower Cretaceous volcano-sequence; D3 and NE-SW ZCM extensional and left-lateral structures; these structures are internally disturbed by D4 and NW-SE fragile-ductile post-shearing structures.

The ZCM is composed by NE-SW anastomosed structure and antithetical tectonic blocks dipping NE with regional and local left lateral displacement along Arteaga Batholith. This relative displacement post-dates the kinematic ZCM as syn- or post-magmatic Eocene event. The mylonitic textures of ZCM are characterized by porphyroclasts of plagioclase, amphibole, quartz and opaque minerals, asymmetric tails type δ and σ ; biotite mica fish, strain shadows and S-C structures, which point out a left lateral type kinematics.

La Michoacana mine is considered the orogenic gold deposits type in this region which veined structure is parallel to the main structure of the ZCM. Based on the optical and electronic microscopy, X-ray diffraction, IR-spectrometry and chemical analysis can be identified mineral assemblages which in turn may be interpreted in two mineralizing processes: i) hydrothermal-metasomatic emplacement ii) tectonic remobilization and alteration associated. Mineralogical assemblage of magnetite, ilmenite, pyrite and arsenopyrite and quartz are closely associated with mylonitic textures. On the other hand, gold mineralization shows vertical zoning and is associated with spatial alterations: i) the zone core show of argillic assemblages and, ii) propylitic assemblages in the and or overlapped with the magmatic/metasomatic alteration.

Finally, the deformation process of the ZCM is associated with continental fragmentation process and its close relationship with the gold mineralization suggest a tectonic event associated with orogenic gold deposit (YOO) late Eocene in southwest Mexico.

Capítulo 1.

INTRODUCCIÓN

Los yacimientos minerales están relacionados invariablemente a la evolución tectónica global de la corteza terrestre. Implican condiciones específicas y ligadas entre si que permitan la acumulación de menas metálicas de rendimiento económico, esto es, que confluyan en un lugar una serie de fenómenos geológicos, particularmente los que están involucrados en un ambiente tectónico específico, y especialmente relacionado al tipo de magmatismo asociado y el sistema estructural que lo controla.

El estudio de la corteza terrestre, sus estructuras y la relación de las rocas que las forman, así como su distribución, estructura interna, deformación y magmatismo asociado, son procesos esenciales en el conocimiento de la evolución de los sistemas orogénicos, adicional a esto, ha tomado una relevancia significativa el hecho de estudiar la relación directa de estos procesos, con la evolución metalogenética regional, particularmente en la búsqueda de yacimientos minerales metálicos.

En los últimos años ha tomado un auge importante el estudio integral de las regiones mineras, recientes y antiguas, sobre todo aplicando técnicas modernas de exploración minera a nivel mundial, de donde han resultado propuestas muy significativas de nuevos modelos de gran potencial económico, como los tipos de yacimientos IOCG, Estrato ligados Volcánicos y de Oro Orogénico (YOO).

Ante esta evolución del conocimiento mundial, es particularmente necesario implementar estudios de carácter tectono-metalogenéticos en el territorio Mexicano con la finalidad de conocer su evolución geológica y por otra parte, discernir acerca de la relación con los procesos metalogenéticos, que coadyuven a proponer nuevas guías de exploración minera.

La investigación metalogenética orientada a la exploración de minerales metálicos y particularmente los de alto contenido de oro, ha permitido proponer modelos actuales de yacimientos minerales, en donde se visualiza de antemano el posible potencial económico de un depósito en particular. Tal es el caso de los modelos basados en clasificación

geoquímica de menas asociadas a un sistema de baja ó alta sulfuración, y el modelo asociado a zonas de cizalla.

En este trabajo se presenta un estudio cartográfico, estructural, mineralógico, petrológico y geoquímico de la Zona de Cizalla El Muleto (ZCM). Se analiza su contexto geológico en relación con la presencia de yacimientos auríferos en la región de Arteaga, en el estado de Michoacán. Se aportan nuevos datos para plantear la evolución tectónica de la región, como una base para poder sustentar un modelo de depósito tipo oro orogénico (YOO) en el contexto de los yacimientos minerales en el sur de México.

Capítulo 2.

PROBLEMÁTICA, ZONA DE ESTUDIO Y OBJETIVOS

2.1. Planteamiento del problema

En la actualidad, se puede aseverar que a través de diversos estudios realizados a nivel mundial, se ha logrado un importante avance en el conocimiento metalogenético, lo cual ha permitido proponer nuevos modelos de yacimientos minerales, como es el caso de los depósitos IOCG, Estratoligados Volcánicos y de Oro orogénico, (YOO), hecho que a su vez ha ayudado al descubrimiento de nuevos yacimientos de clase mundial, como lo muestran los nuevos yacimientos de Chile, Australia y Canadá.

En México, los estudios metalogenéticos regionales se han realizado de manera esporádica, dispersos y en la mayoría de los casos de manera puntual. En pocas zonas mineralizadas, durante los estudios de exploración minera se ha distinguido la importancia del estudio de la evolución y ambiente geológico, desatendiendo una base de conocimiento científico y por ende su aplicación para el descubrimiento de nuevos depósitos de rendimiento económico y sobre todo para la propuesta de nuevos modelos de yacimientos minerales en México.

Uno de los problemas fundamentales del conocimiento metalogenético es la escasa generación de datos geológicos confiables que conlleven a generar un mapa metalogenético. En este sentido se puede observar que el único mapa de estas características fue publicado en 1975 por Guillermo P. Salas, en donde participaron la UNAM y el Consejo de Recursos Minerales, ante una comisión internacional encargada de generar la Carta Metalogenética del Mundo. Esta carta, sirvió como aporte para la realización de la carta metalogenética de Norte América, y muestra las principales características regionales de los yacimientos del país, como son su mineralogía, forma, potencial y génesis, utilizando los datos disponibles hasta ese momento.

En este trabajo se realizaron estudios de carácter cartográfico, estructural, mineralógico, petrológico y geoquímico de la Zona de Cizalla El Muleto (ZCM), la cual se expone en la región de Arteaga Michoacán, dentro de la franja metalogenética ferrífera del suroccidente de México. En esta región se observan también una serie de manifestaciones y minas de oro



De acuerdo a la división cartográfica de INEGI queda comprendida en la carta Lázaro Cárdenas (E13-6-9) en escala 1:250,000, y las cartas Tumbiscatío (E13-B68), Las Cruces (E13-B69), Playitas (E13-B78), Arteaga (E13-B79), Playa Azul (E13-B88), y La Mira (E13-B89) en escala 1:50,000.

Desde el punto de vista de clasificación de Provincias Fisiográficas de Raisz E. (1964), se ubica al noroccidente de la Sierra Madre del Sur, y en el borde de los Taludes Meridionales del suroccidente de México. En general el relieve es montañoso disectado por cañones profundos como los que marcan los ríos Toscano y Balsas. (Figura 1)

De acuerdo con el contexto geológico y las presencia de sucesiones estratigráficas particulares de la zona en estudio y en general dentro del estado de Michoacán y sur de México, se puede señalar que se encuentra dentro de una clasificación tectónica de Dominio Cordillerano (Tardy *et al.*, 1986), así como forma parte del subterreno Zihuatanejo en la porción occidental del Terreno Guerrero, Campa y Coney (1983).

2.3. Objetivos

El objetivo general de esta tesis consiste en proponer un modelo geodinámico que explique la evolución cinemática e implicaciones tectónicas de la Zona de Cizalla El Muleto (ZCM), así como su relación con los procesos metalogenéticos que han generado los depósitos de fierro y oro en la región de Arteaga, y su contexto con los yacimientos minerales en el sur de México.

Los objetivos específicos:

- a) Conocer las características de los yacimientos de Oro Orogénico a nivel mundial y en México.
- b) Caracterizar la geometría y cinemática de la Zona de Cizalla El Muleto (ZCM).
- c) Caracterizar a los yacimientos de oro asociados a la (ZCM) en un contexto metalogenético local y regional.

Capítulo 3.

METODOLOGÍA

Para realizar este trabajo se siguió la metodología de investigación que va de lo general o regional al estudio detallado y microscópico, y se dividió en cuatro etapas principales:

3.1. Recopilación bibliográfica

i) Análisis de los conceptos de deformación dúctil y frágil en zonas de cizalla a nivel macro, de afloramiento y de microestructuras, sobre la base de tratados de Ramsay J. G., y Huber M., 1987; Davis G. H., y Reynolds S. J., 1996; Passchier C. W., y Trouw R. A. J. 2005.

ii) Análisis y síntesis de los estudios de yacimientos de Oro Orogénico (YOO) a nivel mundial definidos por Kerrich y Cassidy (1994), Groves *et al.* (1998), y McCuaigKerrich (1998), Goldfarb *et al.* (2001), Kitney K. E., *et al.*, (2011), en Australia, Canadá, Rusia, California, Kasajstán, Francia y Brasil. A nivel nacional los asociados a la Megacizalla Mojave-Sonora, Albinson T., (1989), Pérez-Segura *et al.* (1996), y Quintanar-Ruiz, (2008); y en Oaxaca (Jiménez-Hernández 2011).

iii) Antecedentes geológico y mineros de la región de Arteaga, con base en la cartografía de los estudios de evaluación y exploración minera del Consejo de Recursos Minerales, de 1950 a 1995; la cartografía geológico-minera y los mapas geofísico y geoquímicos del Servicio Geológico Mexicano (SGM) de 1996 a 2007.

3.2. Trabajo de campo

El trabajo de campo consistió principalmente en elaborar la cartografía geológica, la cual se realizó en dos etapas. Hacia el año 2002, se participó en la elaboración de la carta Playita en escala 1:50,000 dentro del SGM, en donde se propone una zona de rocas miloníticas diferente a las rocas metamórficas del Complejo Arteaga. Una vez publicada la información y puesta a disposición del público en 2011, se retomó este material y se complementa con actividades de campo encaminado a cumplir con los objetivos de este trabajo. Es pertinente mencionar que ya en 1999 Corona-Chávez (en Garduño *et al.*, 1999) hace referencia a su

descubrimiento de la zona milonítica y la nombra como “Zona de Cizalla El Muleto”, y posteriormente fue presentada en la excursión geológica del congreso del Cordillerano por parte de la Sociedad Geológica Americana (Centeno-García *et al.*, 2003).

Durante los recorridos de secciones de campo, la obtención de datos se desarrolló en dos vertientes: i) Por un lado se propuso reconocer y describir las unidades litológicas, con la finalidad de observar las relaciones con la zona de cizalla y encontrar movimientos relativos señalados por la cartografía de elementos litológico y estructurales, así como obtener datos estructurales y muestras orientadas de las rocas miloníticas para su estudio petrográfico; ii) En otro sentido, se visitaron las minas de fierro y oro, se describen y de igual manera se colectaron muestras. (Figura 2).



Figura 2.- A) Secciones geológicas, área La Michoacana. B) Traza de ZCM. C) Muestreo y medición de datos estructurales. D) Levantamiento de la mina La Michoacana.

Es oportuno mencionar que en los trabajos anteriores no se había considerado estudiar la relación de la mineralización aurífera con la zona de cizalla principal, propuesta que se desarrolla en este trabajo, la cual va encaminada a generar argumentos para poder proponer esta relación (Groves *et al.*, 1998; Hagemann *et al.* 1994, y Ridley *et al.* 1996).

3.3. Trabajo de laboratorio

3.3.1. Preparación de láminas delgadas y superficies pulidas

La elaboración de láminas delgadas y superficies pulidas se llevó a cabo en el Laboratorio de petrografía y mineralogía del Departamento de Geología del Instituto de Investigaciones Metalúrgicas de la Universidad Michoacana de San Nicolás de Hidalgo. La técnica consiste en cortar briquetas de las muestras del tamaño del portaobjetos, acondicionarlas para un trabajo de pulido utilizando abrasivo de carburo de silicio de mallas 220 a 1000. En las briquetas para análisis de minerales opacos, se deja una superficie completamente plana y en las láminas delgadas, para el análisis de minerales traslúcidos, se deja hasta un espesor hasta de 30 micras.

3.3.2. Microscopia óptica con luz transmitida y reflejada

Para la técnica de Microscopía Óptica con luz transmitida se aplican las propiedades ópticas de los cristales de minerales al ser atravesados por luz controlada por un sistema óptico de lentes, como luz polarizada paralela y luz polarizada cruzada. Se estudio el efecto de la luz al paso o reflejo de un sistema cristalino de los cristales o fases minerales. Con luz polarizada se determina las propiedades de: color, relieve, hábito, pleocroísmo, e índice de refracción (línea de Becke). Con luz polarizada cruzada (nicoses cruzados) se determinan las propiedades de: isotropía/anisotropía, birrefringencia (doble refracción), indicatriz óptica, y figura de interferencia.

Por su parte, para las propiedades de luz reflejada con luz paralela: Reflectividad, Birreflectancia, Color, Pleocroismo de reflexión, y Dureza de pulido (relieve); y con nicoses cruzados: Isotropía y anisotropía, Reflexiones internas, y Maclas.

En estos análisis se utilizó el microscopio petrográfico y mineragráfico del Departamento de Geología del Investigaciones Metalúrgicas de la Universidad Michoacana de San Nicolás de Hidalgo. (Figura 3)



Figura 3.- Microscopio petrográfico y microscopio electrónico de barrido de la UMSNH.

3.3.3. Microscopia electrónica de barrido (MEB) y análisis EDS

Para este estudio se seleccionaron y analizaron 17 muestras representativas de interior de mina. Se utilizó el Microscopio Electrónico de barrido del Instituto de Investigaciones Metalúrgicas de la Universidad Michoacana de San Nicolás de Hidalgo. El equipo es marca JEOL modelo JSM-6400 con microanalizador integrado marca BRUKER modelo X FLASH 4010). Para este análisis se prepararon 2 briquetas y 5 láminas delgadas de interior de mina y adicionalmente, se encapsularon y prepararon en lámina delgada 12 muestras de las pulpas empleadas en el análisis químico de absorción atómica.

El microscopio electrónico de barrido (MEB) emplea un haz de electrones en lugar de luz visible, el cual tiene una longitud de onda del orden de nanómetros y se focaliza por medio de lentes magnéticos, provocando la emisión de electrones secundarios y retrodispersados en cuyo procesamiento se obtienen las imágenes. El haz de electrones puede excitar la estructura atómica de las muestras, removiendo electrones de sus capas internas, que al volver a su estado inicial emiten una forma de radiación característica. Midiendo la energía de dispersión (EDS) y/o longitud de onda (WDS), se pueden identificar los elementos químicos que fueron excitados y permite un análisis cualitativo, semi-cuantitativo y cuantitativo de las concentraciones de éstos elementos químicos.

La técnica del MEB muestra una serie de características de fácil manejo, sencillez en la preparación de las muestras, rapidez en la interpretación de las imágenes, y la profundidad de campo, que hacen que este equipo sea muy usado en la investigación mineralógica y de

materiales de cerámica. Las ampliaciones alcanzan rangos electromicroscópicos de hasta 100000x a 400000x, por lo que es posible analizar con relativa rapidez:

1. Una relativa heterogeneidad de los individuos minerales por su estructura y microestructura de su superficie.
2. Variaciones internas relacionadas con su morfología, zoneamiento, caras, mecanismo de crecimiento de los cristales.
3. Composición química de los individuos minerales extremadamente pequeños a escala nanométrica.

3.3.4. Difracción de rayos X (DRx)

Es una técnica muy utilizada en la investigación de la cristalografía con dos objetivos principales: a) conocer la estructura cristalina de minerales, compuestos orgánicos e inorgánicos; b) determinación analítica, a veces cuantitativa, de las fases presentes en las mezclas.

Esta técnica se basa en las propiedades de los rayos X de penetrar en el interior de las sustancias y refractarse según la ley de Wulff-Bragg, desde los planos atómicos de la red cristalina y determinar la distancia entre los planos atómicos paralelos de la estructura cristalina. La difracción de rayos X se emplea para resolver, entre otros, los siguientes problemas:

1. Diagnóstico de las especies minerales
2. Estudio de las serie isomorfas
3. Estudio de estructuras cristalinas para establecer índices específicos.
4. Evaluación de grado de dispersión y tamaño de los cristales.
5. Estudio de la estabilidad estructural de los minerales.
6. Análisis de las fases de rocas, y menas en su determinación cuantitativa y cualitativa.

Los análisis se llevan a cabo en muestra pulverizada. El tamaño debe ser de 20 a 40 μm , y una masa normal de 0.5 a 1 gramo, que debe representar la composición y homogeneidad de los tamaños de las partículas cristalinas. Para esto se utiliza un molino mecánico ó un mortero de ágata ó jaspe.

El equipo utilizado para este estudio es un difractómetro de RX marca SIEMENS, modelo D5000, LW, (longitud de onda) de 1.5406 CuK α , en medición en un intervalo de 2 θ de 3° a 70°, con estas condiciones óptimas se obtienen lecturas en gráficas llamadas difractogramas, en donde se registran los coeficientes másicos de absorción que dependen del número atómico de los elementos químicos de la sustancia analizada. Este equipo se encuentra en las instalaciones del Instituto de Investigaciones Metalúrgicas de la Universidad Michoacana de San Nicolás de Hidalgo.

Para este estudio se emplearon 15 muestras, de las cuales 7 son de interior de mina y 8 de la roca encajonante. La preparación de las muestras consistió en fragmentar las rocas por medio de una prensa hidráulica y el pulverizado se realizó por medio de un molino marca FRITSCH, hasta una granulometría de malla de 300 a 400 (37-25 μ m).

3.3.5. Espectrometría infrarroja (EIR)

Esta técnica considera el estudio entre las distintas regiones del espectro de radiación electromagnético, el intervalo infrarrojo de diferentes fases mineralógicas, cristalinas o amorfas. Es de gran interés en el estudio cristalinoquímico.

Es importante mencionar que prácticamente todos las fases minerales naturales presentan bandas de absorción-reflexión en la región infrarroja, entre 2.5-25 μ m, adoptando una mecánica sencilla de las moléculas, como un conjunto de masas unidas por muelles que representan los enlaces. Estos pueden absorber energía para vibrar ó rotar, es decir cambiar su estado energético vibracional ó rotacional, que se realiza en la frecuencia infrarroja y se obtienen espectros de absorción/transmisión/reflexión.

Con esta técnica es posible obtener información para el estudio de: 1) Identificación de sustancias mineralógicas. 2) Determinación cualitativa y cuantitativa de las mezclas minerales. 3) Particularidades cristalinoquímicas. 4) Isomorfos y polimorfos. 5) Particularidades estructurales. 6) Complejos oxígeno-hidrógeno. 7) Grado de cristalinidad y de sustancias amorfas. 8) Transformación de los procesos de calentamiento y diferentes reacciones químicas.

Los espectros IR de absorción se interpretan iniciando en las bandas de absorción más intensas y de mayor frecuencia en la región de vibraciones covalentes. Se utilizan tablas de

las frecuencias características de bandas de absorción y se determina el enlace. Para este caso la región del infrarrojo medio, permite obtener información de los grupos atómicos fundamentales, en la región de 1600-900 cm^{-1} se encuentran las bandas IR principales de los feldespatos, inosilicatos, filosilicatos, y carbonatos.

Con esta técnica se analizaron pulverizados de 37 a 25 μm de 10 muestras de las cuales 6 son de interior de mina y 4 de la traza en superficie de la veta mineralizada. Se empleó un equipo SIEMENS modelo TENSOR 27, para lecturas del espectro del infrarrojo medio de 4000 a 400 cm^{-1} . Este equipo se encuentra en las instalaciones del Instituto de Investigaciones Metalúrgicas de la Universidad Michoacana de San Nicolás de Hidalgo.

3.3.6. Espectrometría de absorción atómica (AA)

El Método de Espectrometría de absorción atómica (AA) consiste en hacer un ensayo al fuego o flama que produce una fusión de la muestra usando reactivos y fundentes adecuados para obtener dos fases líquidas: una escoria constituida principalmente por silicatos complejos y una serie de fases metálicas. Posteriormente estas fases serán sometidas a análisis químico o determinación gravimétrica, para obtener con alta precisión, el contenido cuantitativo de estos elementos.

Esta técnica se empleó para el análisis químico cuantitativo de los niveles de mineralización económica, su distribución y la relación paragenética de los elementos metálicos y no metálicos, en este caso particular el oro, plata, cobre, plomo y zinc.

Para determinar la ley de mena de la mina La Michoacana, se analizaron 14 muestras de interior de mina y 8 muestras de roca encajonante. Se determinaron los valores cuantitativos de los elementos Au y Ag. Las muestras se analizaron en el laboratorio del Servicio Geológico Mexicano de la ciudad de Oaxaca.

3.3.7. Espectrometría de masas (ICP-MS)

La Espectrometría de Masas con fuente de Plasma de Acoplamiento Inductivo (ICP-MS) es una técnica de análisis inorgánico que es capaz de determinar y cuantificar la mayoría de los elementos de la tabla periódica en un rango dinámico lineal de 6 órdenes de magnitud (ng/l – mg/l). Consiste en un equipo dotado de un monocromador posterior a la muestra y una serie de detectores dedicados a cada elemento en diferentes posiciones del plano focal.

Su principal característica es que posee muy buenos límites de detección para la mayoría de los elementos de unas cuantas ppb – ppt, que la hace ideal para el análisis de elementos traza.

La muestra líquida es vaporizada e ionizada gracias a un plasma de Ar. Los iones pasan al espectrómetro de masas donde son separados mediante un analizador y detectados. Tiene gran variedad de aplicaciones en las áreas de biología, física de materiales, medioambiente, y geoquímica.

Para complementar el contenido elemental y la ley de mena de la mina La Michoacana, se analizaron por el método de ICP-MS 14 muestras de interior de mina y 8 muestras de roca encajonante, Se determinó el valor cuantitativo de los elementos Cu, Pb y Zn. Las muestras se analizaron en el laboratorio del Servicio Geológico Mexicano de la ciudad de Oaxaca, utilizando Digestión en HMO con AR a 190 °C / I.C.P. Óptico.

3.4. Integración y análisis de datos

Con la finalidad de determinar la extensión y geometría de la zona de cizalla y sus relación con los diferentes elementos de datos estructurales, mineralógico y petrológicos colectados y analizados se llevó a cabo un análisis espacial utilizando el software Arcview.

En principio, se realizó un análisis regional en escala 1:250 000 para concluir en un análisis en escala 1:100,000. Se compiló información cartográfica de las cartas de Michoacán en escala 1:250,000 (Garduño-Monroy *et al.*, 1999) y las cartas Tumbiscatío, Arteaga, La Mira y Las Cruces en escala 1:50,000; y la carta Lázaro Cárdenas en escala 1:250,000 del Servicio Geológico Mexicano (2002, 2003).

A partir de esta base cartográfica se integraron los datos estructurales medidos en campo, los cuales se agruparon en familias de acuerdo a sus relaciones espaciales y a una cronología relacionada con su respectiva unidad litológica: Varales norte y sur, secuencia volcanosedimentaria y la zona milonítica identificada en campo.

Para el análisis estadístico de datos estructurales de cada una de las familias se empleó el software Spheristat obteniendo estereogramas en la estereofalsilla de Schmidt la proyección de planos, líneas: ciclográfica y polar, así como la distribución estadística de los datos. Con esto se logra identificar las tendencias y variación estructural en cada una de las

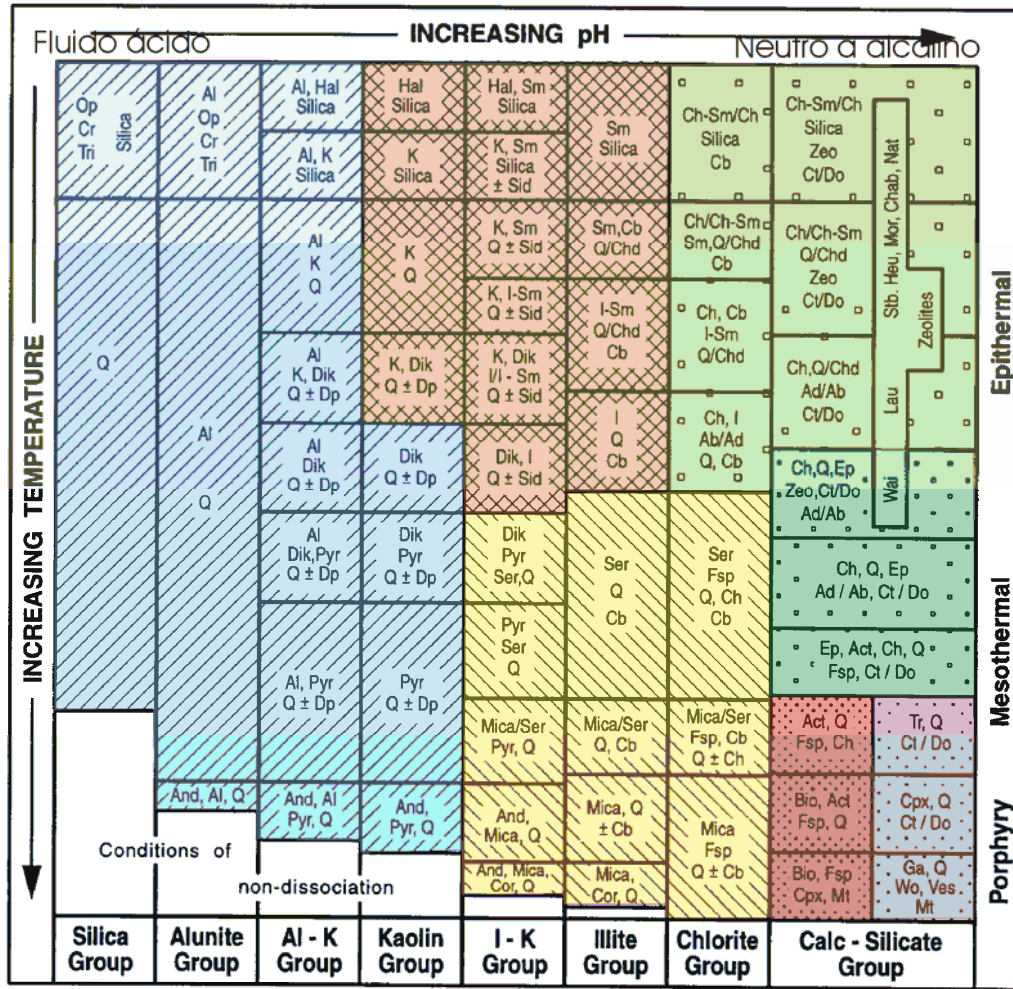
familias y observar que la zona milonítica es particular en la historia de deformación de la zona.

El análisis estructural se complementó por medio del estudio de las muestras petrográficas orientadas, estudiando los indicadores cinemáticos, aplicando los criterios de la deformación dúctil y frágil en zonas de cizalla a nivel macro, de afloramiento y de microestructuras, sobre la base de tratados de Ramsay J. G., y Huber M., 1987; Davis G. H., y Reynolds S. J., 1996; Passchier C. W., y Trouw R. A. J. 2005, y Tolson G. 1996.

Posteriormente y una vez definido el comportamiento geológico y estructural de la Zona de Cizalla del Muleto, se integraron en el mapa los resultados obtenidos por medio de las diversas técnicas analíticas empleadas para el análisis de los yacimientos minerales y las zonas de alteración de la zona de estudio y en particular del yacimiento aurífero de la mina La Michoacana: Absorción atómica (**AA**), Difracción de rayos X (**DRx**); Espectroscopia infrarroja (**EIR**), petrografía y mineragrafía y Microscopía electrónica (**MEB**).

Con base en los resultados analíticos y sus relaciones espaciales se determinó una paragénesis de los minerales metálicos asociados con el depósito del oro. La paragénesis y asociación de las menas de oro propuestas se correlacionan con la mineralogía de menas determinadas en otros yacimientos de oro orogénico estudiados y considerados “tipo” por Kerrich y Cassidy (1994), Groves *et al.* (1998), McCuaigKerrich (1998), Goldfarb *et al.* (2001), Hagemann y Brown (2000), y Costafreda M., (1999). Este tipo de yacimientos se ha identificado en distintas regiones del mundo, Australia, Canadá, Rusia, California, Kasajstán, Francia, Brasil, y México, en este último, se han estudiado principalmente en los estados de Sonora, y Oaxaca (Albinson 1989; Pérez-Segura *et al.*, 1996; Quintanar-Ruiz, 2008; y Jiménez-Hernández 2011).

Finalmente para complementar una propuesta de un modelo genético del yacimiento de oro de La Michoacana en la ZCM, se llevó a cabo la determinación de los tipos de alteración asociadas a este depósito. Se documentaron las asociaciones y zonas principales de generación de minerales que se forman durante los procesos hidrotermales, considerando la propuesta de zonas de alteración de acuerdo a la asociación mineralógica y propiedades de pH y temperatura de Corbett y Leach, 1998 (Figura 4).



Corbett and Leach (1998)

Figura 4.- Clasificación de alteraciones hidrotermales de acuerdo a las asociaciones mineralógicas, temperatura y pH. Corbett y Leach (1998).

Capítulo 4.

MARCO GEOLÓGICO REGIONAL

4.1. Terreno Guerrero

La región suroccidental de México se ha definido como parte de una serie de arcos insulares desarrollados en el Cretácico inferior, sin basamento determinado y acrecionados a un sustrato continental en el Paleoceno y propuestos como Terreno Guerrero por Campa y Coney (1983), en su propuesta de Terrenos Tectonoestratigráficos de México. (Figura 5)

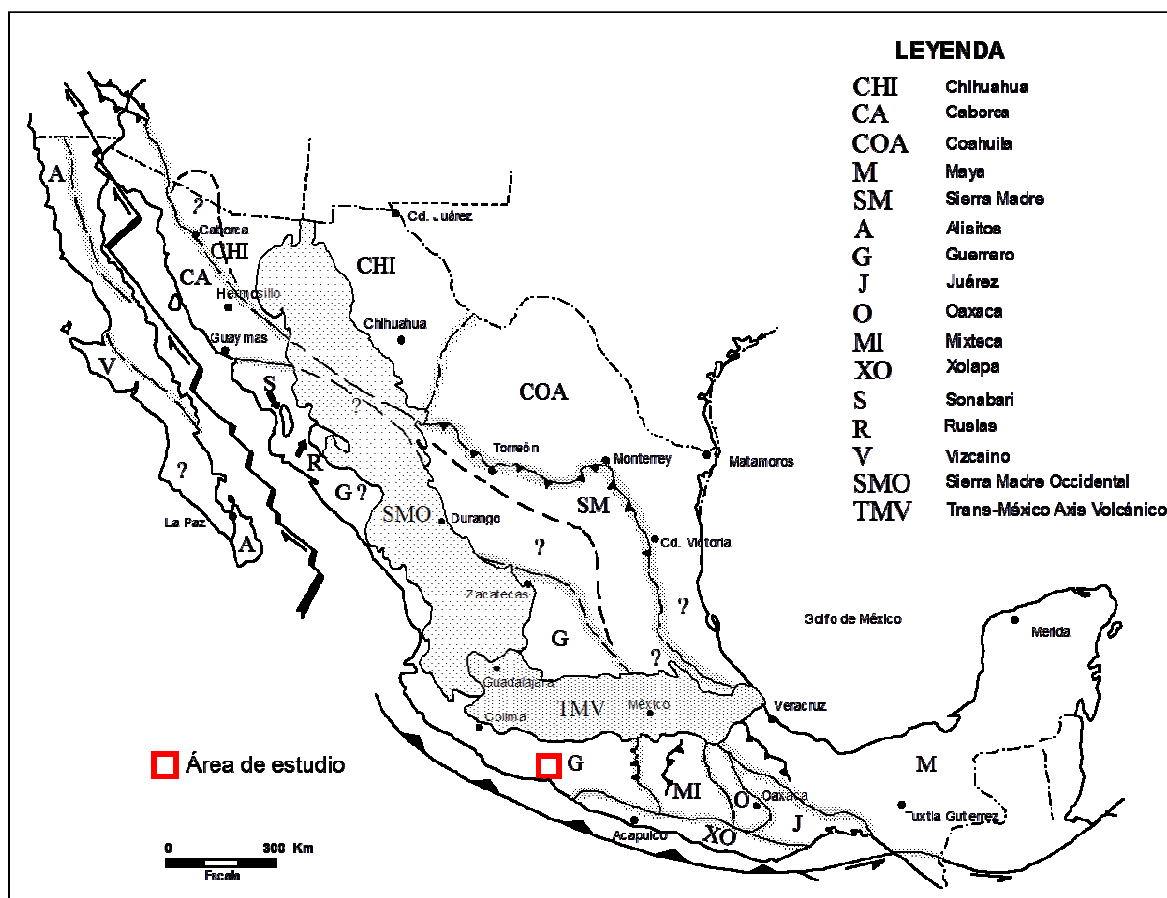


Figura 5.- Localización del área de estudio en el contexto de la distribución de Terrenos Tectonoestratigráficos de Campa y Coney, (1983).

Esta sucesión de arcos insulares se ha identificado desde la península de Baja California y probablemente hasta Oaxaca, en donde se reconocen con diversos nombres, como por ejemplo: Arco Alisitos en Baja California; Arco Zihuatanejo en Jalisco, Colima,

Michoacán y parte de Guerrero; Arco Amengarícuaro en Michoacán; Arco Teloloapan en Guerrero; Arco Cascalote en Puebla y Arco Chontal en Oaxaca. Estas propuestas han sido tema de múltiples debates y cuestionamientos que han llevado a generar nuevos datos e interpretaciones, incluso a proponer la inexistencia del Terreno Guerrero (Cabral-Cano *et al.*, 2000).

El Terreno Guerrero en el sur de México, desde su propuesta y particularmente a partir de 1985, ha sido sujeto a diversos estudios cartográficos, estratigráficos, estructurales y geoquímicos por parte de diversas instituciones de investigación, en particular por investigadores de la Unidad Académica de Ciencias de la Tierra de la Universidad Autónoma de Guerrero. Con estos trabajos se ha determinado que se compone de diversas unidades magmáticas (volcánicas y plutónicas) y unidades sedimentarias, con unidades basales de corteza oceánica muy cercana a bordes continentales, que sugieren un complejo grupo de arcos insulares separados por cuencas oceánicas, lo que ha llevado a dividir al Terreno Guerrero, en el sur de México, entre los estados de Jalisco y Guerrero, en los subterrenos Zihuatanejo, Teloloapan, así como las cuencas asociadas de Huetamo y Arcelia.

En estudios recientes, se ha cuestionado la propuesta y la extensión de las secuencias que conforman el Terreno Guerrero y su posible basamento, que inicialmente fue definido como “sin basamento conocido”. En este sentido y en cuanto a las posibles unidades de basamento, en los estados de México, Michoacán y Guerrero, se ha interpretado a las unidades metamórficas conocidas como: Esquistos Arteaga, Complejo Carácuaro, Complejo Placeres del Oro y los Esquistos Tejupilco, como parte de este basamento. De la misma manera en el norte, en los estados de Zacatecas y San Luis Potosí, se menciona a las formaciones Zacatecas y Ballena como las secuencias de basamento de este terreno (Centeno-García *et al.*, 2008).

Por otro lado en la cartografía geológica del Consejo de Recursos Minerales hoy Servicio Geológico Mexicano, se han realizado observaciones importantes que pudieran corroborar la propuesta de dicho basamento. En la región de Chiautla Puebla, el Arco Cascalote y el Complejo Acatlán, tienen generalmente una relación tectónica, sin embargo en la sección del Cerro del Gato, al norte de Chiautla, se observa que sobre las rocas metamórficas de Acatlán se deposita de manera discordante un conglomerado volcánico

con abundantes fragmentos de roca metamórfica, que se intercalan con lavas andesíticas del Arco Cascalote (Montiel-Escobar *et al.*, 2008). En la zona de Zicapa-Papalutla, en el poblado de San Juan de la Ollas, las formaciones San Juan y Zicapa del Cretácico inferior, que es la misma solo que descritas por diferentes autores, están formadas por arenisca rica en cuarzo, toba andesítica, arenisca epiclástica, lava andesítica, conglomerado e intercalación a la cima de niveles de caliza, con una relación discordante sobre el Complejo Acatlán. Un dato interesante de esta sección de Zicapa-Papalutla, es que estas unidades resultan particularmente similares a la unidad de Comburindio, en la región de Huetamo, en donde los niveles conglomeráticos pasan paulatinamente a un ambiente marino con el depósito de horizontes de caliza, hasta formar los grandes espesores denominados como caliza Huetamo, correlacionable con la caliza Morelos.

En la región de Carácuaro, el Conglomerado Acuyo, que se encuentran en interdigitación con las lavas del Arco Amengarcuaro, así como con los sedimentos de la Formación San Lucas, se encuentran depositadas de igual manera discordante sobre el Complejo Carácuaro-Tzitzio, observándose un nivel de conglomerado basal con fragmentos de roca metamórfica y volcánica (Montiel *et al.*, 1998). Por último, en la región de Playitas y Arteaga, se observa entre la formación Varales de los Esquistos Arteaga y la secuencia volcanosedimentaria del Arco Zihuatanejo, un nivel conglomerático-brechoso con abundantes fragmentos de roca metamórfica y niveles de lavas andesíticas, que continúan gradualmente hasta formar los grandes paquetes de andesita y caliza del arco Cretácico de Zihuatanejo. Todas estas observaciones tienen una similitud notable, y han sido retomadas en algunas zonas, para estudios especializados y proponer la existencia de una secuencia basal del Terreno Guerrero.

El origen de estas secuencias de basamento del Terreno Guerrero se ha interpretado como de ambiente intra-oceánico en el Triásico superior-Jurásico inferior, que se formó relativamente lejos del continente, de 2500 a 5000 kilómetros (Dickinson y Lawton, 2001), con una deformación progresiva. Estos mismos autores interpretan que el Complejo Arteaga representa un prisma de acreción Jurásico.

Centeno-García *et al.* (2008), sobre la base de estudios de procedencia de los detritos de los complejos Las Ollas, Arteaga, Placeres del Oro y la sucesión metamórfica de Tzitzio, menciona que estas secuencias representan partes diferentes de un mismo abanico

turbidítico (abanico del Potosí), depositado durante el Triásico a lo largo de la margen pasiva occidental de Oaxaquia, y cuya deformación y metamorfismo ocurrió durante el Jurásico temprano, anteriormente a los 180 Ma, por la acreción de un arco insular intraoceánico, probablemente representado por el arco de Alisitos.

Estudios geoquímicos de las unidades magmáticas en el sur de México, en Colima, Michoacán y Guerrero, han mostrado diferencias significativas de afinidad toleítica a calco-alcalina (Tardy *et al* 1992). En las inmediaciones de Colima se tiene una afinidad calco-alcalina en lavas máficas; en Tecmán, los basaltos reportan una afinidad shoshonítica; en la región de Playa Azul, los niveles de andesita y riolita son de carácter alcalinos y calco-alcalinos. Estas diversidades geoquímicas han servido para proponer varias etapas de actividad magmática, volcano-plutónicas, que conforman la serie de arcos insulares.

El Terreno Guerrero se caracteriza por presentar una deformación de compresión o transpresión variable de moderada a intensamente deformada y asociada con un metamorfismo de esquistos verdes. En la región de Teloloapan es la región en donde se ha documentado la mayor deformación, forma un sistema de pliegues y cabalgaduras con un marcado sistema de carácter dúctil, desarrollando esquistosidad S_1 y S_2 y L_1 , (Salinas-Prieto *et al.*, 2000) que sugieren un sistema progresivo de deformación con vergencia de esfuerzos al E y NE, así mismo, presenta un metamorfismo de bajo grado, de facies de esquistos verdes. En contraste, en la región de Zihuatanejo-Huetamo se han documentado solamente, una serie de pliegues kilométricos con ejes orientados N-S, como lo muestran las estructuras espectaculares de la región de Huetamo, similares a los grandes plegamientos de Sierra Madre Oriental.

En este sentido, la posición y orientación de la Zona de Cizalla El Muleto, podría corresponder en primera instancia, a la fragmentación del Arco Zihuatanejo, no propiamente como una zona de acreción, sino como una zona de interacción y desgarre del propio arco; o bien en otro caso, que pudiera corresponder al límite tectónico entre dos secuencias de arco, que implicaría a la vez, una diferencia estructural entre las unidades de basamento, en particular del Complejo Arteaga.

4.2. Unidades del terreno Guerrero en la región de Tumbiscatío-Arteaga

4.2.1. Complejo Arteaga

Trabajos de cartografía y exploración por hidrocarburos, realizados por Petróleos Mexicanos (PEMEX, en reportes inéditos de Gutiérrez, 1975 y Guzmán 1976), reporta una secuencia volcano-sedimentaria metamorfoseada y referida como Esquistos Arteaga, formados por cuarcitas, areniscas y conglomerados. En 1982, Campa y colaboradores, colectan muestras de radiolaritas intercaladas con cuarcitas, las cuales determinan una edad Ladiniense-Carniense, del Triásico tardío. Grajales y López en 1984 describen esta secuencia como un complejo metamórfico compuesto de meta-pelita, meta-caliza, radiolaritas y lavas en almohadillas e interpretan un ambiente de depósito de cuenca marina. Esta unidad está fuertemente deformada con un metamorfismo de bajo grado de facies esquistos verdes e intrusionada por el cuerpo granítico de Tumbiscatío, y subyace en discordancia a una secuencia volcanosedimentaria perteneciente al arco Zihuatanejo (Vidal-Serratos, 1986), ambas unidades están afectadas por el batolito granítico de Arteaga y cuerpos dioríticos de edad terciaria.

En 1993 y 1994, Centeno-García, sintetiza la cartografía del suroccidente de México, (Figura 6), y realiza el estudio de esta región, define dos conjuntos estratigráficos, uno de rocas vulcano-sedimentaria cretácicas y la secuencia metamórfica de los Esquistos Arteaga, mapea las diferentes litologías y les asigna nombres formacionales. Para las secuencias de los Esquistos Arteaga propone a la Formación Varales como la de mayor extensión, más del 60% del área cartografiada y la describe como formada por sedimentos terrígenos siliciclásticos, lutita negra, arenisca rica en cuarzo y pedernal negro, con intercalaciones de lentes de cuarcitas verdes, a las que separa como Formación Jaltomate. La arenisca de esta unidad es conformada por arcilla, granos de feldespato potásico, plagioclasas, calcita y cuarzo, adicionalmente observa sericita, clorita, epidota, y actinolita, producto del metamorfismo producido por la intrusión de los cuerpos graníticos y dioríticos, en estas zonas de emplazamiento de intrusivos se produce metamorfismo más intenso que va de la facies esquistos verdes a proporciones bajas de facies anfíbolita.

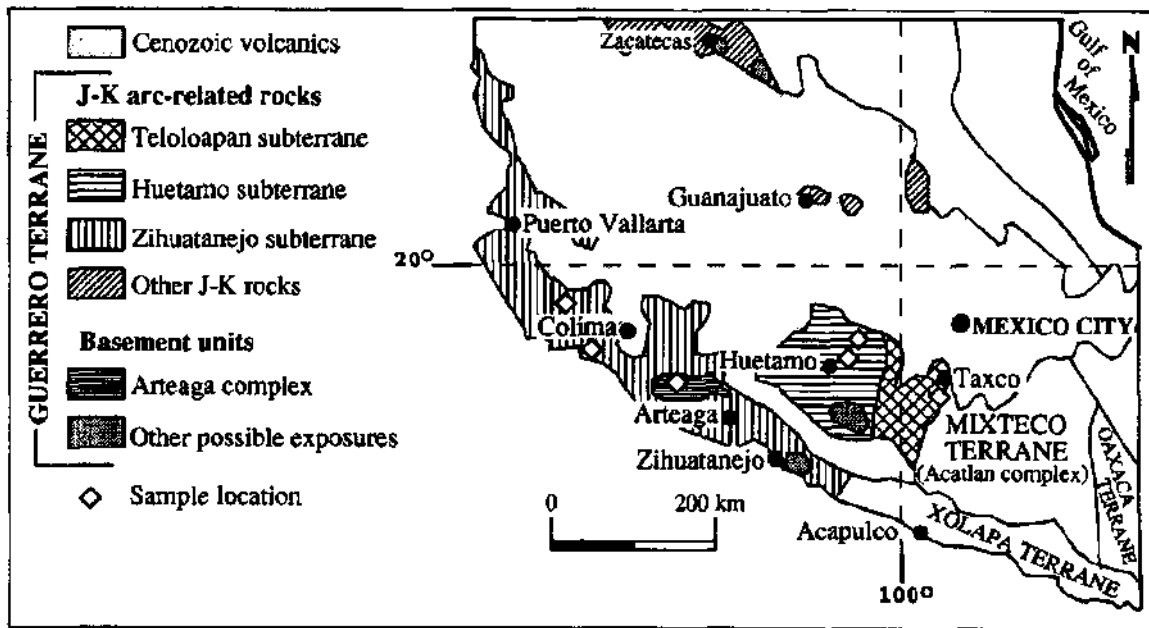


Figura 6.- Mapa simplificado de Campa y Coney (1983) mostrando los elementos que componen al Terreno Guerrero en el suroccidente de México (Centeno et al., 1993).

La segunda unidad en abundancia es la formación Charapo, la cual está formada por lavas almohadilladas basálticas, y flujos volcánicos, de afinidad toleítica de textura media, con cristales de plagioclasa y escaso olivino, que presenta como minerales de alteración y metamorfismo a clorita, epidota y leucoxeno, así como minerales metamórficos de la asociación actinolita-tremolita; las firmas geoquímicas e isotópicas de estos basaltos muestran similitud con los basaltos de dorsal oceánica ó MORB.

La edad del Complejo Arteaga está determinada por la fauna de radiolaritas (Campa-Uranga *et al.*, 1982) que reporta una edad Ladinense-Carniense, del Triásico tardío, fauna con mayor afinidad a las descritas en Japón que en Norteamérica. Por otra parte, escasos fechamientos de K/Ar en roca entera reportan de 194 a 168 Ma, y en fechamiento en sericita arroja 189 Ma. Centeno-García (1993) interpreta esta última edad como de metamorfismo y deformación del complejo, sobre esta base de datos sugiere una edad de Triásico tardío a Jurásico, con un metamorfismo del Jurásico medio-tardío.

La deformación y metamorfismo del complejo son reportadas como variables de moderadas a intensas, en zonas se observa intensamente foliada y budinada con desarrollo de superficies de crenulación oblicua a la foliación, en pliegues envolventes tipo chevrón y planos de fallamiento inverso, se observa que el contacto entre las unidades está

intensamente deformados y metamorfoseados, probablemente como resultado de una fase compresiva. En zonas al norte del área estudiada, se tiene una nula e incipiente foliación, en donde aún se puede identificar claramente la litología y estratificación de la Formación Varales; esta observación manifiesta diferentes grados de deformación y metamorfismo dentro del Complejo Arteaga.

4.2.2. Secuencias volcano-sedimentarias cretácicas

De la misma manera, Centeno-García (1994), en la región de Arteaga-Tumbiscatío describe el conjunto Cretácico proponiendo las unidades, de la base a la cima: ***La Formación Agua de Los Indios***, se define como secuencia de intercalación de lutita y arenisca, conglomerado, tobas, lutita calcárea, caliza y toba riolítica; ***La Formación Barranca*** se define como una unidad volcánica de lavas y flujos andesíticos ocasionalmente brechados y niveles de tobas. Los flujos de lava son masivos con niveles de autobrechas; ***Las Calizas Resumidero*** son horizontes de caliza, en ocasiones en forma de lentes con abundantes rudistas y orbitolinas, pequeños bivalvos y huesos de dinosaurios la ubican en una edad del Albiano; ***La Formación Playitas*** es una unidad de arenisca volcánica y conglomerado y ocasionalmente lentes de caliza, se observa intercalación de tobas y arenas epiclásticas con abundantes nódulos calcáreos.

Estas unidades se correlacionan con las formaciones Tecalitlán, Tepalcatepec, Alberca y El Encino-Vallecitos de Colima, así mismo con Angao, San Lucas, y El Cajón, de las inmediaciones de Huetamo, unidades que afloran en la región comprendida entre Jalisco, Colima y Michoacán, En la zona de estudio estas unidades presentan foliación producto de esfuerzos compresivos y recrystalización en algunas partes por efectos termales, debido al emplazamiento del batolito de Arteaga.

4.2.3. Arco Zihuatanejo

Campa y Coney (1983) describen el terreno Zihuatanejo como formado por rocas volcánicas intercaladas con caliza de fauna albiana, arenisca y conglomerado, localmente con lechos rojos con huellas de dinosaurios, que muestra deformación pero no metamorfismo significativo.

Vidal-Serratos de 1980 a 1986, realiza la primera cartografía geológica de la región de Zihuatanejo, proponiendo su arreglo estratigráfico, sin embargo su estudio no llega hasta la región de Arteaga, esta propuesta continúa funcionando hasta la fecha. Las unidades propuestas son: **Formación Camalotito**: rocas volcanosedimentarias de edad dudosa; **Gneis Ximalcota**: gneis cuarzo-feldespático de edad dudosa; **Litodema Papanoa** formada por rocas básico-ultrabásicas metamorfoseadas de edad dudosa; **Complejo La Ollas** es una secuencia tipo flysch metamorfizada con olistolitos de rocas metamórficas, de edad indeterminada; **Formación Lagunillas**; es una secuencia sedimentaria tipo flysch con escaso material volcánico, de edad indeterminada; **Formación Zihuatanejo** como una secuencia volcánico-sedimentaria del Cretácico inferior. Estas unidades son afectadas por rocas intrusivas: de composición granítica del Eoceno medio-Oligoceno inferior (Damon in Delgado Argote, *et al.*, 1986).

A la Formación Zihuatanejo Vidal-Serratos (1986) la divide en los miembros: **La Unión** constituida de capas rojas, **Ixtapa** formado de calizas con fósiles del Cretácico inferior; **Posquelite** lo conforman conglomerado oligomítico, microbrecha y arenisca con fragmentos de gneiss, metagranito y cuarzo, e interpreta que constituye la base de la secuencia volcano-sedimentaria del arco Zihuatanejo, y que se desarrolla muy cercana a un sustrato continental.

Estructuralmente no se han publicado actualmente estudios sobre la deformación de la región de Zihuatanejo. Vidal-Serratos (1986) y Talavera-Mendoza y Guerrero-Suástegui (2000) han reportado que la sucesión cretácica se encuentra sólo débilmente deformada.

En 2007 el SGM, publica la carta estatal de Michoacán y limita el subterreno Zihuatanejo, agrupando las formaciones descritas, en conjuntos afines a las partes de un arco insular, interpretando como basamento al Complejo Arteaga. (Figura 7)

4.3. Rocas intrusivas del terreno Guerrero

Las rocas plutónicas son de gran relevancia en el Terreno Guerrero, sobre todo en su correspondencia para la formación de yacimientos minerales metálicos. Estas manifestaciones plutónicas tienen un comportamiento geoquímico, petrológico y de edades un tanto diferentes, que aparentan decrecer en edad hacia el sureste. En Baja California y Jalisco se tienen batolitos del Cretácico superior y plutones laramídicos del Cretácico superior-Terciario. En el borde sureste del batolito de Manzanillo, se tienen edades del

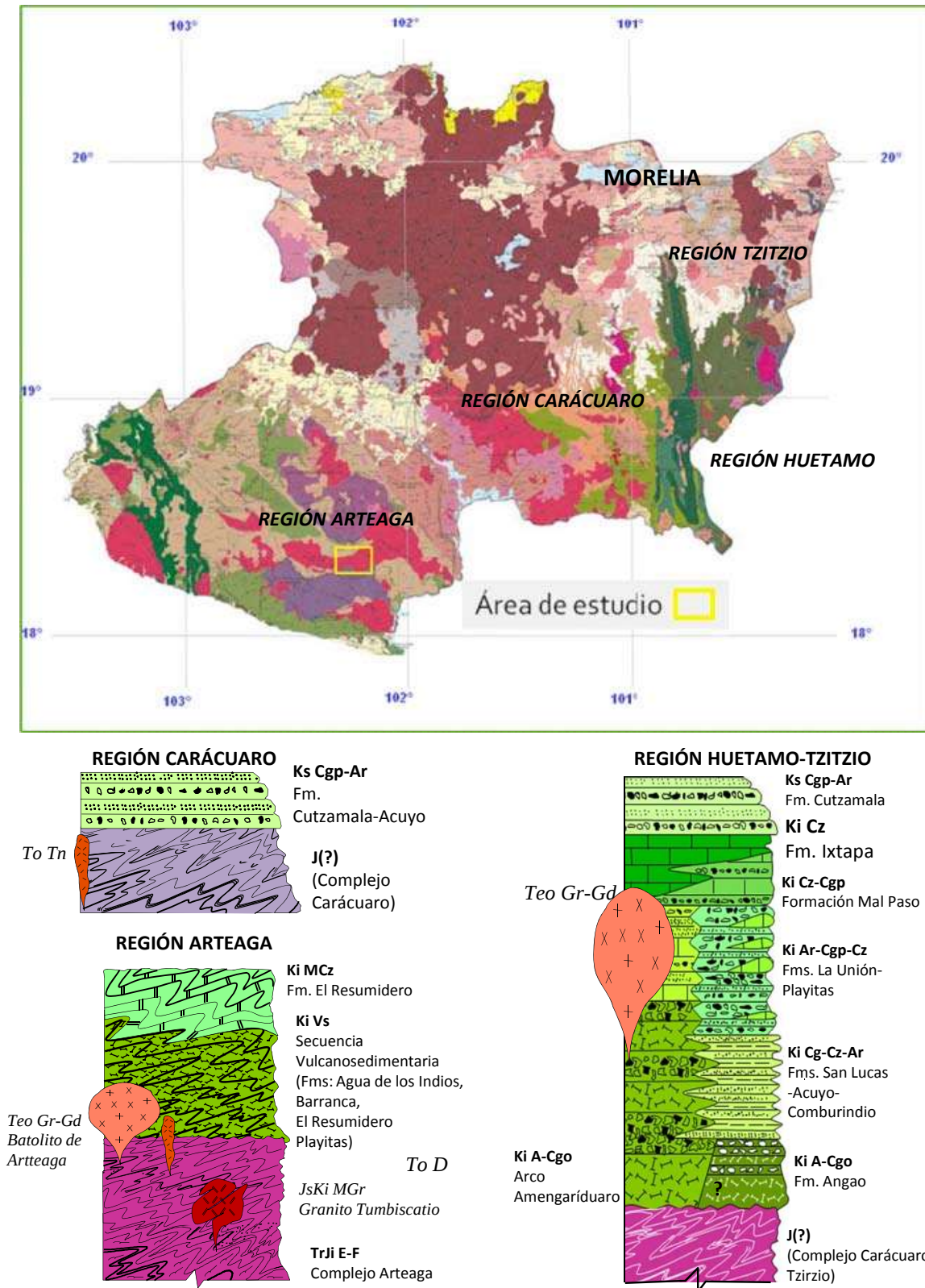


Figura 7.- Mapa geológico del Estado de Michoacán, mostrando las columnas estratigráficas de las regiones de Arteaga, Carácuaro y Huetamo-Tzitzio (Modificado de SGM 2007, sgm.gob.mx).

Cretácico superior-Paleoceno; en Michoacán y Guerrero las edades son Eoceno-Oligoceno; y manifestaciones de edad miocénicas se tienen en el estado de Oaxaca.

Estas edades reportadas del Cretácico al Terciario forman una sucesión de cuerpos y apófisis graníticos a lo largo de la costa, que sugiere una migración del arco magmático que los originó (Morán-Zenteno *et al.*, 1999 y 2003). Las rocas más antiguas, del Cretácico (103 a 79 Ma), se presentan en el Batolito de Vallarta, disminuyendo la edad hasta el Mioceno (21 a 14 Ma) en Oaxaca y el borde occidental del macizo de Chiapas, como lo muestra cartografía sintetizada de la Carta Geológica de México en su 6ª edición del SGM (2007, Figura 8)

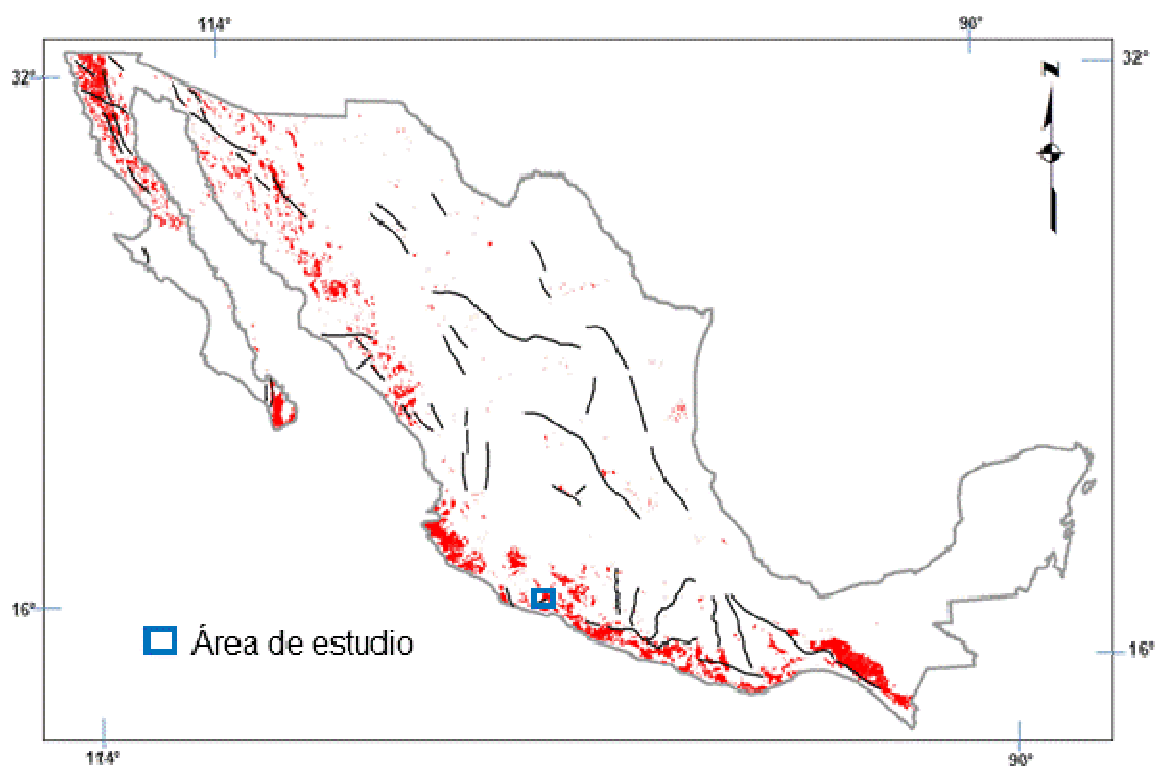


Figura 8.- Mapa de distribución de las principales rocas intrusivas y las estructuras regionales en México.

En la región costera de Jalisco y Michoacán, Corona-Chávez *et al.*, (2007) mencionan que no se puede interpretar como un simple cinturón plutónico que migró al sureste, sino que es necesario hacer una interpretación de las discontinuidades cronológicas, sus características petrológico-geoquímicas y los sistemas estructurales que prevalecieron

durante su emplazamiento, para interpretar y sustentar esta posibilidad. Estos autores identifican tres grupos de datos agrupados en los plutones de Jilotlán-Tepalcatepec-Aguila (70-75Ma); Maruata-Zihuatanejo-Arteaga (57-44 Ma); y Huacana-Huetamo-Vallecitos (42-36 Ma), los tres muestran tonalita y granodiorita de composición calcoalcalina. En Jilotlán y Aguila describen cuerpos gabroicos. Por el contrario, en la parte costera entre Maruata-Titzupa-Huahua, se tienen cuerpos leucocráticos, de composición más ácida. La relación de elementos traza e isótopos, muestran, para estos plutones una clara afinidad de arco magmático con composiciones medias de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de 0.704 y de ϵNd entre +2 y +6, excepto para los plutones del grupo de la Huacana-Uruapan-Vallecitos donde se muestra un enriquecimiento mayor de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ con valores de 0.705 y de ϵNd entre +1 y +3. Por otra parte, calculan las profundidades de emplazamiento en 10.2 a 11.7 Km para los batolitos de Arteaga y Aguila; 7.2 Km para los cuerpos leucocráticos de la costa y de 7-8.7 Km para los cuerpos de Uruapan-La Huacana, que son congruentes con la estructura interna de los cuerpos y sus zonas de contacto y metamorfismo térmico. Concluyen la importancia genética de los batolitos de Jilotlán, Aguila y Arteaga como un indicador tectónico por la presencia de cuerpos máficos en cuerpos graníticos de tipo cordillerano, su textura bimodal y mayor profundidad de emplazamiento. Además, la edad de su emplazamiento coincide con el evento orogénico laramídico Cretácico-Terciario, ampliamente registrado en todo el sur de México.

Finalmente, estas características muestran una estrecha relación con las diferentes franjas metalogenéticas de hierro, cobre y oro, presentes en la zona costera. Los cuerpos de Jilotlán, Coalcomán, Aguila y Lázaro Cárdenas están relacionados con los grandes depósitos metasomáticos de Fe-Cu, mientras que en los cuerpos leucocráticos hacia el límite de la costa no se han encontrado depósitos económicos importantes. Por su parte, los cuerpos de Uruapan-La Huacana-Vallecitos están relacionados con los yacimientos de brechas cupríferas ($\text{Cu}\pm\text{Mo}$) de Inguarán, así como a una serie de vetas y sistemas stockwork con mineralización de Ag-Pb-Zn $\pm$ Cu.

4.3.1. Rocas intrusivas del terreno Guerrero en la región de Tumbiscatío y Arteaga

En la región de Arteaga afloran los cuerpos intrusivos denominados como Granito de Tumbiscatío, Granodiorita El Pedregoso, y El Batolito de Arteaga, así como cuerpos de

diorita y tonalita. El Granito de Tumbiscatio es un cuerpo de textura gruesa, la composición mineralógica es de cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa oligoclasa-andesina, biotita y muscovita. Intrusiona al Complejo Arteaga formando bordes de metamorfismo de contacto. En los bordes muestra foliación y lineación mineral posteriores al emplazamiento. Se ha definido como de composición peraluminosa que sugiere que se ha formado a partir de la fusión de rocas meta-sedimentarias (Centeno-García 1994). Fechamientos K/Ar en biotita muestra tres diferentes edades, 127 ± 3 y 133 ± 11 Ma., para una edad del Cretácico temprano, y una edad de 155 ± 12 Ma., para una edad del Jurásico tardío (Vidal-Serratos, 1986).

La Granodiorita El Pedregoso es un cuerpo intrusivo propuesto por Centeno-García (1994) y lo separa del Batolito de Arteaga. Lo define como de composición granodiorítica por su contenido mineralógico de cuarzo, ortoclasa-microclina, oligoclasa-andesina, biotita, hornblenda y apatito, con una marcada foliación y lineación mineral que interpreta como producto de un emplazamiento anterior o durante la fase compresiva regional. Por otra parte le asigna una edad de U/Pb de 105 ± 3 Ma, para una edad albiana.

El Batolito de Arteaga es un cuerpo clasificado como de composición de granito-granodiorita con facies de tonalita, formado por cuarzo, ortoclasa, oligoclasa-andesina, biotita y hornblenda. Interpreta que este cuerpo, limita la foliación de la granodiorita El Pedregoso y de acuerdo a los fechamientos de K/Ar de 57 ± 2 a 46 ± 3 Ma (Grajales-Nishimura y López-Infanzón, 1978 en Garduño *et al.*, 1999) asigna una edad del Eoceno, emplazado posterior a la fase de deformación regional.

4.4. Estructura regional

4.4.1. Deformación del basamento del terreno Guerrero

Las estructuras más antiguas en el sur de Michoacán están marcadas en la unidad del Complejo Arteaga, en donde se observa fuertemente deformado y metamorfoseado a facies de esquistos verdes, dentro de un entorno de sistema de deformación dúctil y dúctil-frágil. Es en la Formación Varales en donde se muestran una gran variedad estructuras como foliación, esquistosidad, estructuras “S-C”, crenulación, budinage, pliegues chevrón, y escamas tectónicas, que muestran al menos dos fases de deformación. Las estructuras están involucradas en plegamiento cerrado y fallamiento inverso, como las cabalgaduras

documentadas por Centeno-García (1994) entre Los Pozos y Tumbiscatío. Estas estructuras pertenecen a eventos pre-laramídicos y laramídicos. Sobrepuesta en una evidente discordancia estratigráfica las secuencias volcanosedimentarias cretácicas presentan deformación dúctil-frágil, mostrando pliegues amplios, zonas de foliación, pliegues menores intrafoliales, de estructuras simples con plegamiento inclinado hacia norte y noreste, que se han interpretado como eventos de compresión laramídicos.

4.4.2. Zonas de Cizalla en el terreno Guerrero y en la región de Arteaga

Las estructuras de zona de cizalla que se han documentado en el terreno Guerrero son de carácter dúctil-frágil y están principalmente asociadas con zonas de pliegues y cabalgaduras, con estilo de tipo transpresivo que ponen en contacto tectónico a las diferentes sucesiones litoestratigráficas que lo conforman:

- En la región de Arteaga la cabalgadura de Los Pozos sobrepone al Complejo Arteaga sobre las secuencias cretácicas.
- En la región de Tzitzio-Huetamo, la deformación conforma una serie de pliegues amplios en el sur (Huetamo) que se extiende al norte en la región de Tzitzio como un pliegue asimétrico cuyo eje se encuentra inclinado al oriente.
- En la zona de Teloloapan las cabalgaduras se extienden a la región de Valle de Bravo en una serie de pliegues y cabalgaduras de orientación N-S con vergencia al oriente, que deforman y metamorfosean a las unidades del arco Teloloapan y las sobreponen a la Plataforma Guerrero-Morelos.
- En la región de Chiautla, el arco Cascalote es cabalgado por el Complejo Acatlán por medio de la cabalgadura de Papalutla de orientación NE-SW con vergencia al NW.

También es común encontrar una serie de estructuras o lineamientos de carácter dúctil-frágil y frágil consideran de edades terciarias, que dislocan la estructura de pliegues y cabalgaduras pre-existentes, con un mecanismo lateral o de extensión.

En la zona de estudio y desde el punto de vista regional se presentan abundantes estructurales frágiles en el noreste y a lo largo de toda la costa de Michoacán y del estado de Guerrero. Estas estructuras han sido poco estudiadas, sin embargo en algunas cartas del

Servicio Geológico Mexicano y de Garduño-Monroy *et al.* (1999) se muestran relaciones que indicarían fallas laterales, aparentemente con un mecanismo de tipo izquierdo y en algunos casos con un mecanismo de extensión.

Por ejemplo, en la región de Guayameo, en donde se observa una falla NO-SE, que se ramifica al SE, con una geometría de cola de caballo. Está asociada con fallas normales de la misma orientación. En la región de Huetamo a Placeres del Oro, la estructura El Pejo corresponde a una falla lateral con componente normal de orientación N-S, a la cual se asocian manifestaciones de vetas auríferas.

Es oportuno mencionar que se han reportado una serie de lineamientos y fallas asociadas con estructuras de orientación NE-SO, las cuales carecen de estudios sistemáticos. Se considera que las relaciones de estas estructuras juegan un papel importante posterior a la formación de los sistemas orogénicos de cabalgaduras y sobre todo el papel que podrían jugar durante la evolución magmática del Paleógeno. En este contexto, se considera por lo tanto que juegan un papel medular en la propuesta de nuevos modelos tectónicos del sur de México.

La Zona de Cizalla El Muleto (Corona-Chávez, 1999 en Garduño *et al.*, 1999), de orientación NNE-SSO, ya sea por sus dimensiones, como por sus relaciones intracorticales (García-Pérez y Urrutia-Fucugauchi, 1997; Centeno-García *et al.*, 2003) representa una de las zonas de contacto en el occidente del terreno Guerrero que hasta la fecha no ha sido bien documentada. De aquí se desprende la importancia de estudio de la extensión, geometría y cinemática de esta estructura y sus relaciones con el batolito de Arteaga e implicaciones tectónicas y estratigráficas con las unidades que podría yuxtaponer.

Finalmente, es importante señalar que las estructuras más importantes y espectaculares se refieren al sistema de fallas extensionales y transtensionales que se encuentran formando la depresión de Tepalcatepec y en el sistema del Bajo Balsas. Esta estructura es un rasgo morfotectónico joven, y se encuentra dislocando gran parte de las estructuras orogénicas del Terreno Guerrero, a las secuencias plutónicas y volcánicas del Eoceno-Mioceno y guarda relaciones intrigantes con la evolución magmática del frente de actividad del Campo Volcánico Michoacán Guanajuato.

Capítulo 5.

YACIMIENTOS DE ORO OROGÉNICO EN MÉXICO Y EN LA REGIÓN DE ARTEAGA

5.1. Depósitos minerales oro y plata en México

Desde la conquista e impulsados por el interés de oro, el territorio mexicano ha sido explorado en la búsqueda de depósitos minerales, particularmente para encontrar yacimientos de oro y plata.

A lo largo de cinco siglos se han realizado importantes y valiosos descubrimientos que han forjado diversos distritos mineros, algunos siguen actualmente en producción y otros se encuentran abandonados. Toda esta actividad minera no ha sido capaz de promover, o no se ha puesto demasiado interés, en aumentar el conocimiento metalogenético de las regiones mineras, que definitivamente ayudaría a generar, por un lado, un control preciso de la mineralización, un aprovechamiento integral y bien encausado de los depósitos, y fundamentalmente, implementar guías efectivas de exploración y explotación y sobretodo, un efectivo control del impacto ambiental que conlleva esta actividad.

Los antecedentes de estudios metalogenéticos en México se remontan al mapa publicado como Carta Minera de la República elaborada por don Antonio del Castillo, en 1893. Posteriormente con base en el acuerdo de cooperación con la “Comisión de la carta geológica, tectónica y metalogenética del mundo” UNAM y CRM (1958), realizan la Carta de Provincias Metalogenéticas de la Republica Mexicana elaborada por el Ing. Guillermo P. Salas en 1975 (Figura 9), con un control de distribución de los yacimientos sobre la base de las provincias fisiográficas de México. Esta carta, sirvió como aporte para la realización de la carta metalogenética de Norteamérica. Este mapa describe las principales características de los yacimientos, como es su mineralogía, forma, génesis, y localización. Desde entonces a la fecha solamente se han realizado los mapas metalogenéticos, con una metodología científica, de los estados de Sonora (Pérez Segura, 1985), y Michoacán (Ostroumov y Corona, 1999 en Garduño-Monroy *et al.*, 1999). Existen, además, estudios puntuales sobre la investigación metalogenética de algunas localidades minerales importantes del país, así

como estudios regionales de distribución de yacimientos minerales (Damon *et al.*, 1981, Campa y Coney 1983).

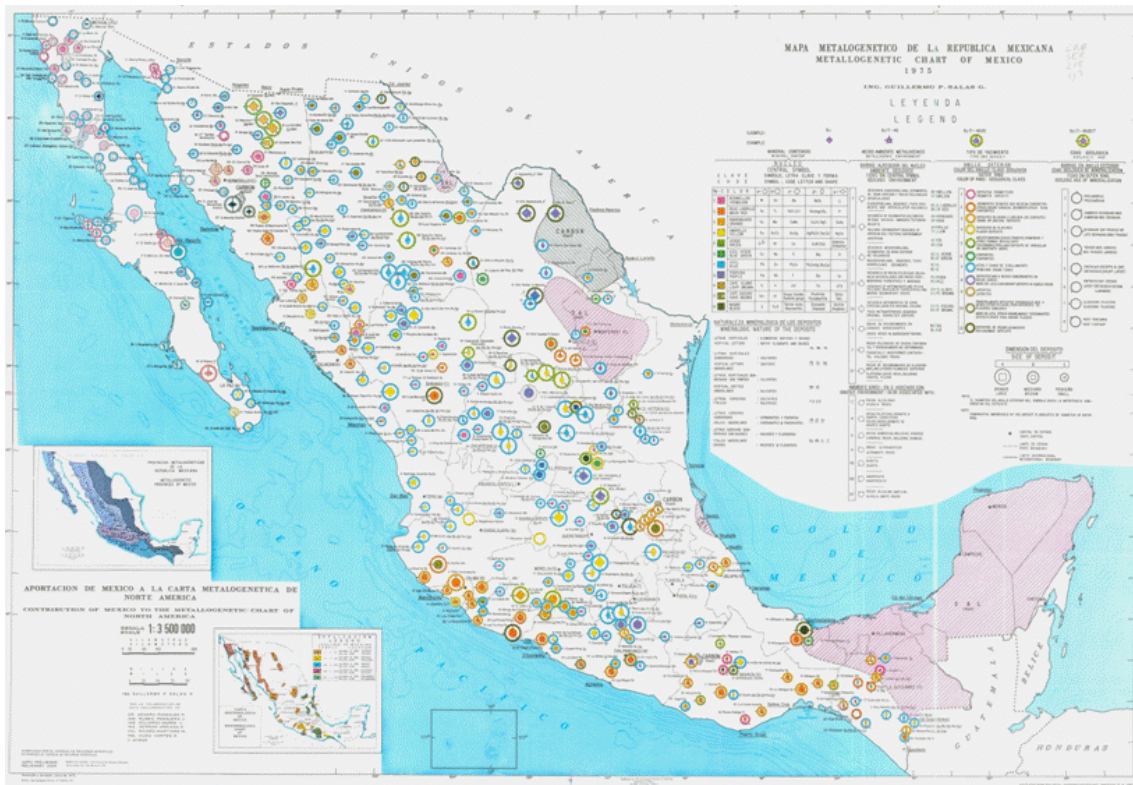


Figura 9.- Carta de Provincias Metalogénicas de la República Mexicana. Ing. Guillermo P. Salas 1975.

La discontinuidad y largos periodos de tiempo entre cada uno de los estudios metalogénicos demuestra que no han sido sistemáticos y que no ha habido continuidad en la actualización de información, principalmente con datos nuevos y modernos, sustentados sobre un marco en el que se plantee la necesidad de que los países produzcan materias primas como parte de su desarrollo estratégico, en un marco de una planeación y metodologías adecuadas que el país y la sociedad realmente aprovechen. En este sentido, es necesario aportar datos suficientes para contribuir al entendimiento de la metalogenia, como parte fundamental de una infraestructura básica de exploración científica de recursos minerales en México.

En contraste, se sabe que la gran mayoría de países con potencial minero, han elaborado sus mapas metalogénicos desde hace más de tres décadas, en ellos se observa la distribución, clasificación y ambiente tectónico de las provincias metalogénicas. Sin embargo, llama la atención que en México no exista un mapa con semejantes características de integración y actualización. Por lo que es necesario realizar estudios de metalogénesis regional que incluya una síntesis de modelos de yacimientos minerales y de ser posible, definir modernas franjas metalogénicas del país, de acuerdo al conocimiento actual.

Analizando la minería en México, actualmente se reporta un total de 9521 localidades mineras, entre minerales metálicos y minerales no metálicos, de estos, 536 corresponden a localidades en donde se reporta extracción de oro como elemento principal y 698 localidades con plata como producto primario (SGM, 2007, Figura 10).

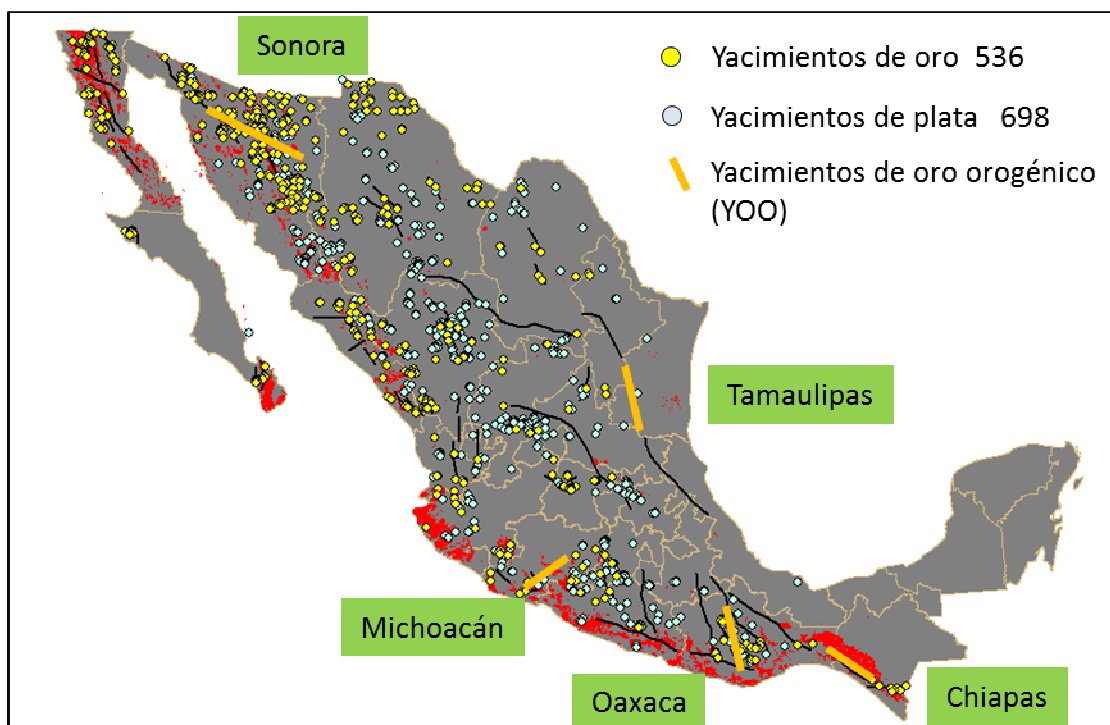


Figura 10.- Distribución de yacimientos de oro y plata en México. Compilación de los mapas Geológico-mineros del SGM en escala 1:250,000, 1996-2007.

Los principales modelos de yacimientos minerales distribuidos en todo el territorio nacional, son epitermales, magmáticos, de reemplazamiento, skarn, volcanogénicos, estratoligados, pórfidos y de placer, dispersos en apenas una propuesta muy general de

frangas metalogenéticas regionales, que muestran la falta de datos geoquímicos, estructurales, magmáticos y tectónicos.

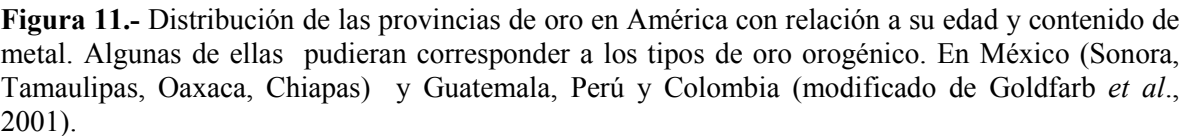
Los distritos mineros más relevantes son: Natividad (Au epitermal) en Oaxaca, Nukay (Au skarn) en Guerrero, El Bastán y Tlalpujahua (Ag, Cu epitermal), La Truchas (Fe magmático) en Michoacán, Rey de Plata (Ag-Au volcanogénico) en Guerrero, Tizapa (Polimetálico) en estado de México, Pachuca (Ag epitermal) en Hidalgo, Guanajuato (Ag epitermal) en Guanajuato, Bolaños (Ag epitermal) en Jalisco, Peña Colorada y Las Encinas (Fe magmático) en Colima, Concepción del Oro y Zacatecas (Ag epitermal) en Zacatecas, Santiago Papasquiaro (Ag-Au epitermal) en Durango, Parral, Plomosas y Batopilas (Ag-Au epitermal) en Chihuahua, Buenavista (Ag epitermal) en Coahuila, La Caridad (Cu pórfido) en Sonora y La paz (Au epitermal) en Baja California.

La diversidad mineralógica y tipológica de los yacimientos es ciertamente controlada por dos aspectos fundamentales: por un lado el tipo de basamento, como fue ya propuesto por Campa (1984) quien arguye una estrecha relación con la distribución de los Terrenos tectonoestratigráficos, señalando en particular como influye una sucesión estratigráfica con una determinada ocurrencia mineralógica. Por ejemplo, en el sur del estado de Chihuahua se tiene el límite del Terreno Guerrero y El Terreno Chihuahua; mientras que en el terreno Guerrero la mineralización es principalmente de oro y plata con mayor concentración de oro, en el lado del Terreno Chihuahua, la ocurrencia es claramente polimetálica (Montiel *et al.*, 2003). Por otro lado, revisando el mapa de la figura 10, se observa una estrecha relación de la distribución de los distritos mineros con las fallas que limitan los terrenos tectonoestratigráficos, como en el caso del Terreno Guerrero en cuyo borde oriental se asientan los distritos mineros de Oaxaca, Pachuca, Querétaro, Guanajuato, Zacatecas, Durango, Sinaloa y Baja California. En este sentido, los yacimientos minerales están controlados por la evolución tectonoestratigráfica de México, incluyendo un control estructural y magmático.

5.2. Características de los yacimientos asociados a zonas de cizalla ó de oro orogénico

Estos yacimientos han sido estudiado por Kerrich y Cassidy (1994), Groves *et al.* (1998), McCuaig Kerrich (1998), Goldfarb *et al.*, (2001), y han sido descritos por varios autores

Los estudios realizados en las últimas décadas han propuesto diversas características particulares y han sido utilizados diferentes términos que definen este tipo de yacimientos. En este sentido Groves *et al.*, 1998, propusieron la expresión “depósitos de oro orogénico”, retomando la clasificación original de Lindgren (1933), y siguiendo posteriormente lo sugerido por Hagemann *et al.*, (1994) y Ridley *et al.*, (1996. Figura 11).



Estos yacimientos generalmente, se encuentran asociados a cinturones metamórficos profundamente deformados con la presencia de fallas en regímenes comúnmente transtensionales y asociados con la acreción de terrenos. Por lo tanto se considera que los depósitos sean sin-deformacionales y están asociados a márgenes de placas principalmente convergentes y pueden ser de edades desde el Proterozoico al Terciario.

La estructura de estos depósitos se presenta bajo forma de filones tabulares ó de veta, en donde predomina el cuarzo y oro, y pocos sulfuros a menudo ferríferos. La roca encajonante generalmente está constituida por rocas competentes, deformadas y metamorfoseadas. Los fluidos generadores se caracterizan por tener un pH neutro, baja salinidad, una concentración elevada de CO₂ (>5 mol%), y un entorno térmico de 180° a 300°C. El origen de estos fluidos es tema de controversia, sin embargo, considerando a esos depósitos sin-deformacionales y sin-metamórficos, las temperaturas pueden ser relativamente altas y variar desde facies esquistos verdes hasta de anfibolita de biotita-anfibol, (Bohlke, 1988; Ridley y Diamond, 2000).

5.3. Yacimientos asociados a zonas de cizalla ó de oro orogénico en México.

Los depósitos de oro orogénico (YOO) En México se han identificado y estudiado en Sonora, los cuales se plantea que estén asociados a la Megacizalla Mojave-Sonora, Albinson T., (1989), Pérez-Segura *et al.*, (1996), y Quintanar-Ruiz, (2008). Otros reportes menos estudiados se refieren al estado de Tamaulipas (Eguiluz *et al.*, 2004) y recientemente en Oaxaca (Jiménez-Hernández 2011).

Para el caso de Sonora, Pérez-Segura *et al.*, (1996), estudia la zona de San Francisco, concluyendo que la zona mineralizada esta relacionada con zonas de cizalla en domino dúctil-frágil, de facies de esquistos verdes sobre el cinturón que sigue la Megacizalla Mojave-Sonora. La roca encajonante es de edad variable del Precámbrico al Terciario. Por su parte Albinson T. (1989) estudia las vetas mesotermales auríferas del sector norte del Estado de Sonora y encuentra que en los fluidos asociados con las vetas tienen valores de CO₂ disuelto arriba de 3.7% (a 9.7%), temperaturas de homogenización entre 218 °C y 336°C, salinidades de 2.0% a 11.4% de peso equivalente de NCL, concentraciones de CO₂ hasta de 15% molar, valor alto comparado con la media internacional. La mineralogía

económica se aloja en vetas de cuarzo lechoso y consiste de óxidos de fierro, pirita, esporádica galena ó calcopirita (Mina Carina). Quintanar Ruiz, en su tesis de posgrado (2008), estudia la zona de La Herradura, también en las inmediaciones de la megacizalla Mojave-Sonora, y determina que la mineralización de oro se presenta en vetas de cuarzo y sulfuros, en forma de enjambre con estructuras dentro la zona de falla, encajonadas en gneis cuarzo-feldespático de 1,75 Ga. Izaguirre *et al.*, (2012), realizan un muestreo geoquímico a lo largo de las inmediaciones de la falla Mojave-Sonora, mencionando que estos depósitos son del tipo Oro Orogénico, con una edad de la mineralización atribuida al Cretácico tardío-Terciario temprano. Encuentran que las condiciones de formación se relacionan a temperaturas medias de precipitación de 260-370°C, salinidades bajas (3% peso equivalente de NaCl) y alto contenido de CO₂, estiman una profundidad de precipitación de las vetas de 3.5-4.5 km; y firmas isotópicas de O, H, S y C, indicando fluidos metamórficos; este último dato lo consideran como determinante para agruparlo dentro de los depósitos de Oro Orogénico.

En la región sur de México, Jiménez-Hernández. (2011), estudia las vetas auríferas en las inmediaciones del poblado de Santa Cruz Mixtepec, Oaxaca. Las rocas encajonantes son del Complejo Oaxaqueño de edad Precámbrica. Consisten de sistemas de vetas emplazadas en fallas locales, paralelas y oblicuas a la foliación principal. La mineralogía es de pirita-calcopirita-galena-esfalerita que ocurren en relleno de fracturas, intersticios, y diseminados. En relación a la mineralización aurífera, ésta se presenta en granos finos, incluidos dentro de pirita, o aislados en los granos de cuarzo. El estudio de inclusiones fluidas en el cuarzo, indican temperaturas de homogenización entre 145 a 355°C, y salinidades de 8.13 a 32.78 % NaCl. Los valores de $\delta^{18}\text{O}$, entre 14.2 y 15.4%, sugieren un origen de los fluidos asociados con los sistemas metamórficos regionales, sin descartar un origen magmático. Concluye que los datos marcan ciertas similitudes con los depósitos de oro orogénico del norte de México y con otros depósitos a nivel mundial.

5.4. Los depósitos minerales de Fe-Au en la región de Arteaga

Los primeros estudios en la zona de estudio son realizados por el CRNNR en convenio con el fondo especial de las Naciones Unidas (ONU), y como resultado se recomienda estudiar a detalle los yacimientos ferríferos de Los Pozos y Ferrería (en López M. H. *et al.*, 1965, CRNNR).

El Consejo de Recursos Minerales (1978-1988) elaboró un programa de exploración geológico-minera y geofísica en el municipio de Arteaga, enfocado a la búsqueda y localización de yacimientos minerales de rendimiento económico, principalmente de tipo aurífero y argentífero, resultando las localidades de Los Pozos (Fe), Ferrería (Fe) y El Ahijadero (Au).

Estudios de cartografía geológico-minera y prospección minera, realizados por el Consejo de Recursos Minerales, (actualmente Servicio Geológico Mexicano) de 1996 a 2007, han proporcionado información geológico-minera básica de la zona mineralizada de Los Pozos en el municipio de Arteaga, estado de Michoacán.

La región de Arteaga se localiza en la franja ferrífera de la costa suroccidental de México, que abarca desde el estado de Jalisco hasta la parte central del estado de Guerrero. Las manifestaciones más importantes se tiene en los estados de: Jalisco (La Huerta, Pihuamo, El Alo), Colima (Peña Colorada, Cerro Nahuatl, y la Sierra de Piscila); Michoacán (Aquila, La Guayabera, Las Truchas, Los Pozos); y Guerrero (El Tibor, y El Violín. figura 12). Sin embargo, hasta el momento, en esta franja ferrífera no se ha estudiado la asociación de las menas de fierro asociada con depósitos de oro y cobre.

La mayoría de estos yacimientos están asociados con rocas ígneas y volcanosedimentarias de edades del Cretácico inferior al Terciario del Terreno Guerrero. Están relacionados a eventos magmáticos contemporáneos ó posteriores a las rocas encajonantes, que comúnmente se encuentran asociados con zonas de aureolas de metamorfismo termal. Debido a esta característica, estos depósitos se han clasificado como metamorficos de contacto ó pirometasomáticos; segregación magmática; sedimentarios y metamórficos. En ellos se describen depósitos de hierro y vetas de cuarzo auroargentífero, emplazadas en granito y en secuencias vulcanosedimentarias. Particularmente en la región de Arteaga se describen el yacimiento de fierro de Los Pozos y las vetas auríferas de la mina La Michoacana.

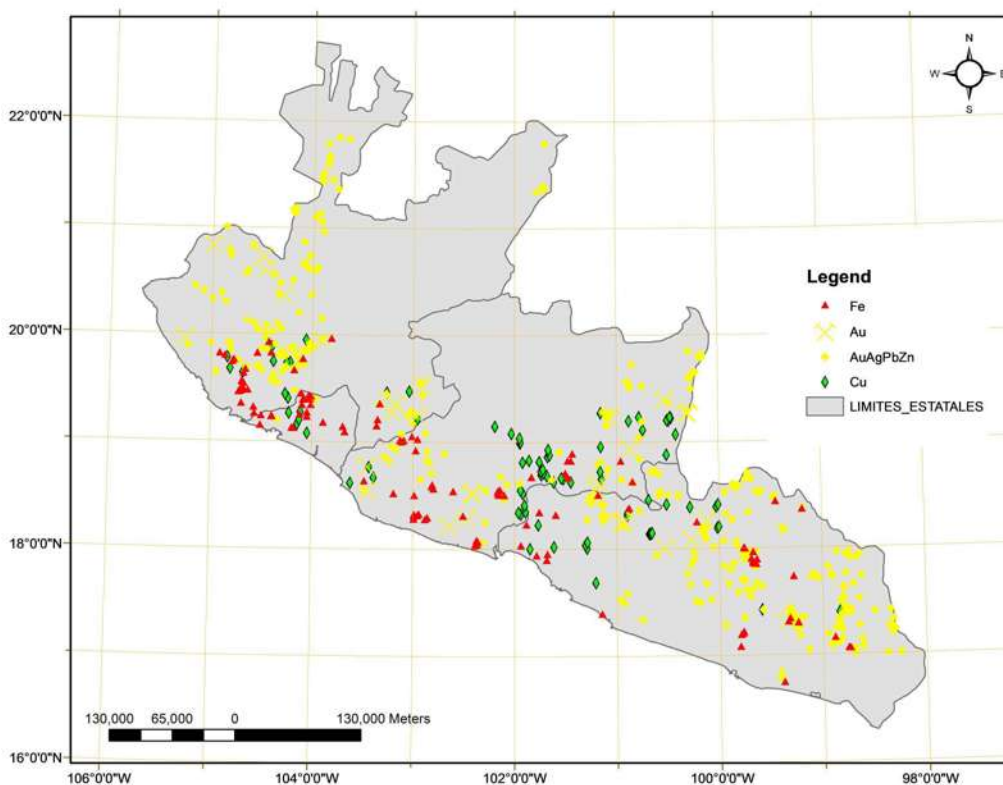


Figura 12.- Mapa mostrando la franja ferrífera del SO de México y la distribución de manifestaciones de oro y cobre. (Compilación de los mapas Geológico-mineros del SGM en escala 1:250,000, 1996-2007)

5.4.1. El yacimiento ferrífero Los Pozos

Se localiza a 4 Km al N 70° O en línea recta de la ranchería de Los Pozos, Municipio de Arteaga, Mich. La estructura mineralizada consiste de un cuerpo tabular en forma de veta de hierro con rumbo general de N 55° E y una inclinación de 85° al SE, con espesor de 60 m y longitud de 1,200 m, se encuentra alojada en una secuencia andesítica cretácica.

El yacimiento presenta texturas de flujo, bandeamiento y masiva. La mena hipogénica consiste de magnetita y la ganga está conformada por arsenopirita, pirrotita, pirita, calcopirita y esfalerita; estos dos últimos minerales se encuentran en forma esporádica y diseminada en la roca encajonante y no constituyen un atractivo económico. La

mineralización supergénica consiste de hematita, goethita, limonita, y calcita (López-Mendoza 1967; Bastida y Mota 1988).

Las alteraciones son: fuerte silicificación y propilitización, en las que se observa: clorita, epidota, actinolita, calcita y biotita. Se tienen zonas de skarn de cuarzo diopsida-granate y skarn de epidota, con manifestaciones moderada de disseminaciones ferríferas restringida (Calzada 1993-2).

En este depósito se realizó exploración directa por medio de barrenación a diamante de recuperación de núcleo, calculando un potencial global de aproximadamente 35 millones de toneladas métricas, y una zonación de leyes de 40% a 10% de fierro total (Bastida *et al.*, 1990).

5.4.2. El yacimiento aurífero de La Michoacana

Se localiza a 800 m al N 55° O de la rancharía de Los Pozos, municipio de Arteaga, Mich. Consiste de una veta de cuarzo masivo, encajonada en el contacto entre el batolito de Arteaga y el Complejo Arteaga, conserva una orientación de N 50° E y un echado de 70° al sureste. En superficie se observa una longitud de 70 m y un espesor de 3 m. La mineralización consiste de una mena de oro libre, esfalerita–arsenopirita y galena–calcapirita, éstas dos últimas asociaciones minerales, ocurren en forma escasa, errática y disseminada en la roca de caja y no constituyen menas económicas. La ganga es de cuarzo, pirita y calcita. Las alteraciones hidrotermales presentes son oxidación con una intensidad moderada y silicificación con una intensidad alta. Los resultados de inclusiones fluidas de dos muestras de cuarzo de veta, indican una temperatura de homogeneización superior a 300°C y una salinidad alta de 11 a 12 % de NaCl y una densidad de 0.7 a 0.9 g/cm³. Con base en estos datos interpreta que la mineralización se encuentra en el nivel de ebullición donde hubo precipitación de metales preciosos, en transición a la zona de metales base. El muestreo por contenido de oro arroja valores de alrededor de 2 g/t, pero en algunos tramos se detectan valores superiores a 9 g/t. El yacimiento se considera de tipo epitermal aurífero de relleno de fracturas (Calzada 1993-1; Alvarado M, *et al* 2002; Montiel E., *et al* 2006).

Capítulo 6.

CARTOGRAFÍA GEOLÓGICA DE LA ZONA DE CIZALLA EL MULETO

Considerando que ya se realizó una descripción de las unidades tectónicas regionales, en este capítulo se describen las unidades litológicas relacionadas a la extensión y geometría de la Zona de Cizalla El Muleto. La descripción se realiza de la unidad más antigua a las unidades recientes.

6.1 Esquistos Arteaga (TR-J EA)

En el área de trabajo aflora La Formación Varales que constituye la unidad más extensa del Complejo Arteaga. Esta formación aflora ampliamente en la porción norte de la zona de estudio hacia la región de Tumbiscatío y al suroccidente, en la zona de Plan de Armas y El Arenal. En los recorridos de campo se pudo observar que existe un cierto contraste litológico y estructural entre estos dos sectores, los cuales están delimitados por el batolito de Arteaga y la Cizalla El Muleto.

En el extremo suroccidental predominan esquistos y cuarcitas y superficies de foliación bien desarrolladas (S_1 y S_2) bajo forma de esquistos, mientras que en el norte aun se reconoce la estructura de la roca original (S_0 y S_1 incipiente), generalmente sin metamorfismo y se pueden considerar como metasedimentos. En este sentido se describe esta unidad como Formación Varales Sur y Formación Varales Norte (Figura 13).

Formación Varales sur

Se refiere hacia el cuadrante suroccidental de la cizalla El Muleto y está constituida principalmente por esquistos y cuarcitas, con alternancia de niveles de filitas, pizarras, y metaareniscas, en ocasiones con abundantes lentes y bandas de cuarzo de segregación altamente deformadas. En general presentan una coloración de gris a gris oscuro o negro y pardo que intemperizan en gris anaranjado.

Los esquistos presentan foliación penetrativa y zonas de crenulación, cuarzo de segregación, sericita, biotita, muscovita y casualmente clorita. Es común observar en el

cuarzo de segregación pliegues menores a 20 cm, en zonas de alta deformación desarrollan estructuras sigmoidales y superficies de foliación y crenulación.

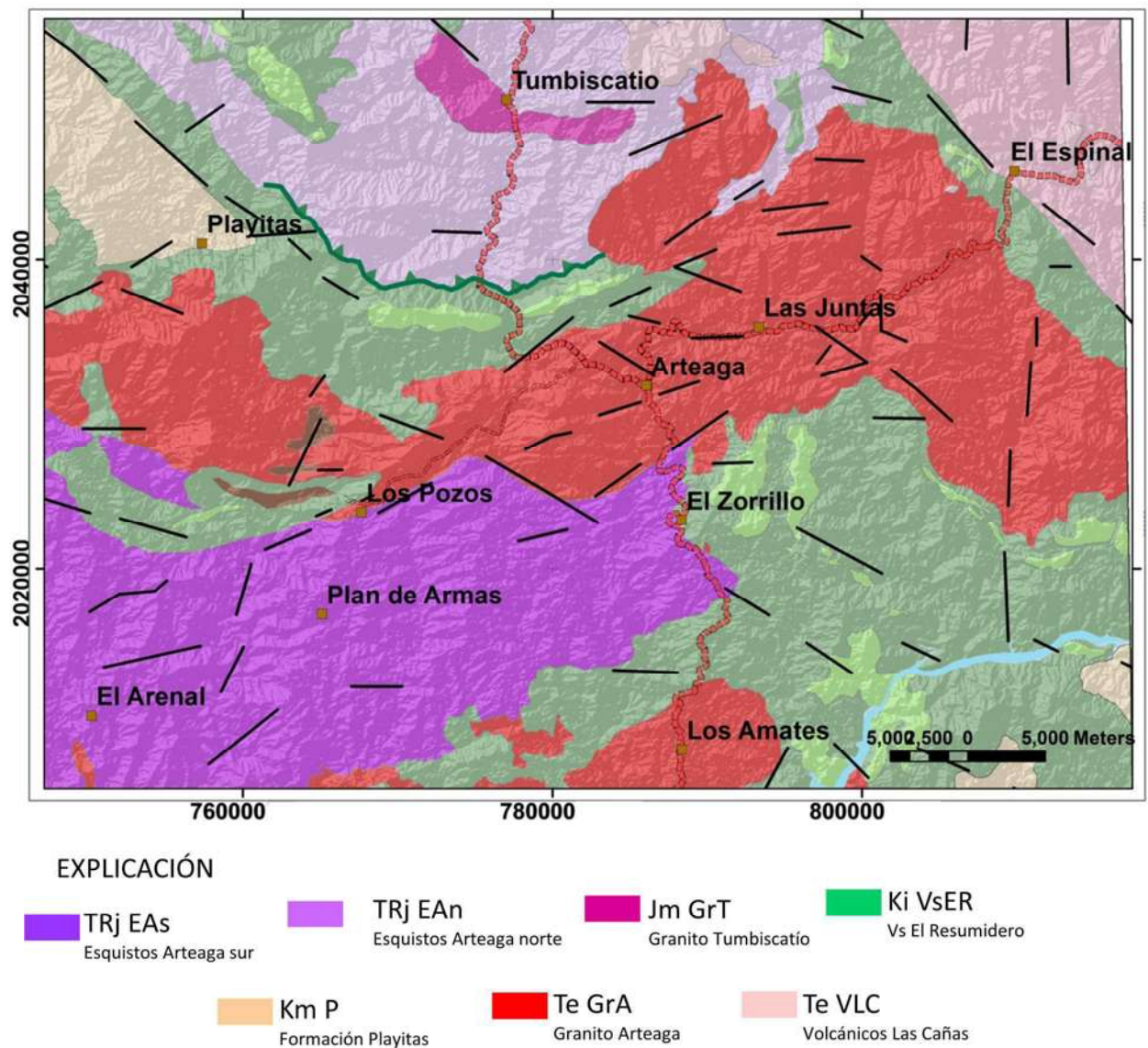


Figura 13.- Mapa geológico del área de la Cizalla El Muleto (ZCM)

La cuarcita en muestra de mano es de color gris oscuro, estructura tableada, textura porfidoblástica, con impregnaciones de óxidos de fierro. Se tiene un contenido de cuarzo superior al 70%, con feldespato, mica y minerales opacos como elementos accesorios. La filita en muestra de mano presentan textura laminar con planos de foliación bien definidos, con algunas vetillas de cuarzo de segregación, sericita y óxidos de fierro.

La metaarenisca es de color verde olivo a claro que intemperiza en verde más claro a amarillo de textura clástica de grano grueso a fino observándose cuarzo y esporádica pirita. Se presenta en estratos delgados a laminares con espesor 0.5 a 35 cm variando en parte a estratos más gruesos, presenta foliación y sigmoides, y muy escasamente zonas de crenulación, presenta múltiples plegamientos a nivel de afloramiento en forma de boudines, cortados por vetillas de cuarzo blanco. La pizarra presenta coloración de gris, de textura lepidoblastica observándose minerales como muscovita y cuarzo, presenta una estructura laminar y cuarzo de segregación, se observa foliación penetrativa.

Formación Varales norte.

Esta sucesión aflora al norte de la Cizalla El Muleto y está constituida como una secuencia predominantemente de metaarenisca y arenisca, con intercalación de niveles de pizarra, filita, limolita, lutita y esquisto.

Las metaarenisca son de color gris claro, gris verdoso, verde olivo a amarillo claro de textura clástica, con más del 50% de cuarzo y plagioclasa y en menor proporción biotita y anfíbol, ocurre en estratos delgados de 1 a 60 cm, en parte presentan tenue silicificación. Se le observa vetillas de cuarzo paralelas y oblicuas a los estratos, tiene fracturamiento de intensidad baja a media, presentan estructuras anticlinales y sinclinales en escala métrica. La deformación y metamorfismo es de bajo grado.

La arenisca presenta un color gris oscuro, estructura compacta de material bien clasificado, textura epiclastica fina, se observan fragmentos líticos y cuarzo con algunas plagioclasas rotas y redondeadas, se puede clasificar como arcosa. La pizarra es de color gris, estructura laminar u hojosa con esquistosidad planar perfecta, en donde se logra observar cuarzo y sericita, pliegues a nivel afloramiento y estructuras sigmoidales.

La filita es de color gris a negro, con bandas carbonosas negras. Cuando aumenta la concentración de fragmentos de cuarzo la estructura es compacta, textura de grano fino laminar con sericita, cuarzo e hilillos de calcita. Presentan plegamiento de suave a intenso, pliegues chevrón, disarmónicos, volcados, recostados y algunos verticales. La limolita se observa en menor proporción, es de color gris verdoso a beige que se alteran a gris amarillento de estratos delgados.

La lutita es de color gris verdoso a beige en estratos delgados, se encuentran intercalados con arenisca con variaciones a limolitas y arenisca de grano fino, se alteran en

forma deleznable. Los esquistos se encuentran en menor cantidad, en muestra de mano son de color amarillo, estructura lajeada, textura esquistosa con desarrollo de biotita y clorita, sedosos al tacto.

6.2 Granito Tumbiscatío (JmGrT)

Se localiza en las inmediaciones del poblado de Tumbiscatío, se tienen algunas variaciones texturales y de composición de granito a granodiorita primordialmente, fue datado por Grajales- Nishimura y López Infanzón (1984), y retomada y re-interpretada por Centeno-García (1994).

Es de color verde oscuro, intemperiza a color marrón oscuro, su textura muestra variaciones de fanerítica y porfídica con cristales de cuarzo, feldespato y micas (biotita). Hacia el centro del cuerpo se observa en mayor cantidad cristales de muscovita, y fracturas rellenas de cuarzo. En las inmediaciones del poblado Agundillo cambia su color a gris verdoso, con cuarzo, plagioclasa, hornblenda y biotita, su textura es equigranular. Presenta esquistosidad incipiente; principalmente está en contacto con las rocas metamórficas. Según los estudios realizados por Grajales-Nishimura *et al.*, 1984, arrojan edades desde 159 ± 13 , para una edad de Jurásico Kimmeridgiano.

6.3 Secuencia volcanosedimentaria El Resumidero (Ki VsER)

Está formada por una sucesión de andesita, toba andesítica, niveles de conglomerado y lentes de caliza. Presenta deformación compresiva formando pliegues amplios, zonas de foliación, pliegues intraformacionales y sobre-corrimientos.

La andesita es color verde oscuro, cloritizada, textura afanítica a porfirítica fina, estructura masiva, se observan plagioclasas, con cuarzo, epidota relleno de algunas fracturas.

La toba andesítica presentan color verde olivo a oscuro que intemperiza en verde amarillento a beige, se observa cloritizada, esquistosa y fracturada, de textura afanítica con escaso cuarzo, poca piritita amorfa en proceso de oxidación, foliación penetrativa y pliegues buzando al norte, presenta fracturamiento oblicuo y semiparalelo a la foliación.

6.4 Formación Playitas (KmP)

Esta unidad aflora en el extremo noroccidental del área y su litología está constituida por arenisca volcánica, arenisca lítica, limolita, lutita, conglomerado polimíctico de composición andesítica y lentes de caliza, es una secuencia rítmica de textura detrítica, estructura compacta en estratos de 0.05-5 m, con guijarros bien redondeados y subredondeados de rocas volcánicas andesítica, cuarzo, y caliza, cementados en arenisca rica en cuarzo y feldespato, se presentan niveles de arenisca principalmente volcánica, es común observar gradación normal de material grueso a fino, particularmente es una secuencia de color rojo con matriz arenosa hematizada.

6.5 Batolito de Arteaga e Intrusivo diorítico (Te Gr A)

Esta unidad aflora en la porción centro del área, constituida de granito principalmente con variaciones de composición a granodiorita y diorita; en general presenta un color rosado y gris y zonas verdosas. Se observan minerales de plagioclasa, cuarzo, biotita y hornblenda, su textura varía de fanerítica de grano medio a fina, presenta intemperismo esferoidal. Se aprecian inclusiones de la misma roca que varían únicamente de color y textura, existen zonas en las que es cortado por diques delgados de composición diorítica de 10 cm de espesor. En algunos sitios se observa foliación magmática, y cataclasitas en las zonas donde se tienen contactos tectónicos e intenso fracturamiento. En La Raizuda, sobre el río Toscano se determinó una zona de fuerte deformación sobre el intrusivo y se considera que es la parte norte de la zona de cizalla que le afecta, es de color gris verdoso oscuro, estructura compacta, textura fanerítica fina, con minerales de clorita y pirita.

Al norte de Barranca Honda sobre el arroyo San Antonio, el intrusivo tiene forma irregular con longitud mayor de 1.5 Km por 1.2 Km de ancho. Es de composición granodiorítica en mayor grado con variaciones a diorita, presentando crecimiento de hornblendas en megacristales y las plagioclasas argilizadas.

En el trayecto del entronque de la terracería de Arteaga a Los Pozos, se tiene en forma clara el comportamiento del granito sano a granito milonitizado. El granito es de color crema a gris, equigranular de textura media, se observan cristales de plagioclasa, feldespato, cuarzo y ferromagnesianos. Presenta zonas de fracturamiento enrejado,

formando estructuras rombohedrales amplias, con diferentes grados de alteración principalmente de cloritización incipiente a cloritizada más evidente, zonas de sílice-epidota y clorita- sílice. A la altura de la ranchería La Peñita, el granito empieza a tener zonas evidentes de deformación dinámica, observándose foliación paralela y ondulante y la presencia de cataclasitas.

Del rancho El Muleto hacia Los Pozos, se presenta granodiorita color verde, de textura de grano grueso a fina, equigranular, foliación clara, paso gradual de roca sana a roca foliada. Se observan zonas de mayor molienda de cataclasita a milonita, en donde se observan sulfuros finos y diseminados. El rumbo de la foliación milonítica es generalmente N50°E. En este trayecto es posible observar una alternancia de grados variables de deformación, en zonas el granito está altamente deformado y llega a niveles de ultramilonita y en otras se observa al granito de textura media a fina, equigranular fina, muy silicificada, solamente con foliación incipiente.

Intrusivo diorítico

Al occidente de la ranchería de Los Pozos sobre la barranca del río Toscano, aflora un cuerpo de forma alargada, de orientación sensiblemente este-oeste, con una variación textural y de composición principalmente diorítica.

La roca es de color crema y verde claro a gris, se observan fenocristales de plagioclasa, escasas hornblenda, cuarzo y biotita, sus texturas varían de fanerítica a porfídica, se encuentran muy intemperizadas, presenta intemperismo esferoidal, se emplaza en andesita y en la periferia sur del cuerpo granítico milonitizado, siguiendo la dirección de la zona de cizalla.

6.6 Rocas volcánicas Las Cañas (Te VLC)

El cuadrante noreste del área se caracteriza por la aparición de extensas zonas de fallas normales con una orientación NO-SE, que delimitan la Provincia Fisiográfica de la Depresión de Tepalcatepec-Balsas con la Sierra Madre del Sur, caracterizadas por las secuencias cretácicas que se ponen en contacto abrupto con el vulcanismo Eoceno-Oligoceno. De hecho, estas estructuras representan el límite septentrional de la estructura de Cizalla El Muleto.

El vulcanismo Eoceno-Oligoceno está conformado por una secuencia de andesita, dacitas y toba andesítica que forman parte de un evento magmático continental. Se observa una intercalación de andesita en forma de derrames que presentan textura de porfídica a afanítica, con flujos riolíticos, brecha riolítica-dacítica y pórfidos andesíticos. La parte superior de esta secuencia es comúnmente una potente sucesión de tobas riolíticas, constituida por derrames de ignimbritas, tobas y brechas, formando pseudoestratos sub-horizontales, coronan las partes altas de la sierra, subyaciendo a la unidad andesítica.

Capítulo 7.

ANÁLISIS ESTRUCTURAL

Como preámbulo al análisis estructural de campo es conveniente mencionar que en un sistema de deformación por cizalla heterogénea, los planos donde se concentra la deformación usualmente contienen componentes rotacionales que indican el desplazamiento entre los bloques de roca. A este tipo de zonas se les conoce como *zonas de cizalla*. En estas zonas se desarrolla una estructura (fábrica) de deformación característica de flujo y movimiento, así como determinadas asociaciones minerales metamórficas que reflejan las condiciones de presión y temperatura a las que se formaron. El estudio de las estructuras y microestructuras de flujo permiten conocer el sentido de movimiento y la historia de deformación (Passchier y Trouw, 2005).

Las zonas de cizalla pueden desarrollarse en condiciones frágiles o dúctiles y están compuestas de rocas de la serie cataclástica a milonítica. La profundidad de la transición entre un régimen y el otro depende de varios factores, entre ellos la tasa total de la deformación, ó la intensidad de la deformación, que en muchos casos puede ser muy grande, el gradiente geotérmico, el tamaño de grano de las rocas involucradas en la deformación, la orientación de los campos de esfuerzo y las estructuras internas en determinado tipo de roca (Passchier y Trouw, 2005).

Muchas zonas de cizalla mayores pueden estar activas por periodos de tiempo muy grandes, transportan material continuamente dentro de la corteza imprimiéndole una historia muy compleja con distintos grados metamórficos. En otros casos la deformación progresiva puede ser compleja y las zonas de cizalla pueden ser erróneamente cartografiadas, como ortogneisses, metariolitas, esquistos o pizarras de origen metasedimentario. En este último caso, la presencia de estructuras S-C (zona dúctil) constituyen los típicos clivajes de crenulación, los cuales son indicativos de una foliación S_2 superpuesta a una inicial S_1 , y por lo tanto, son estructuras diagnóstico para interpretar sucesos de deformación en zonas de cizalla.

Generalmente se asume que el movimiento en una zona de cizalla es paralelo o subparalelo a la dirección de la lineación de estiramiento (stretching) o mineral, o a la dirección de las estrías en zonas dúctiles o frágiles respectivamente. Una vez establecida la

dirección de movimiento, es necesario determinar el sentido en que este ocurrió (lateral derecho o izquierdo, normal o inverso). Para poder determinar el sentido de la cizalla es necesario utilizar indicadores en afloramientos como el desplazamiento de diques o estratos, al igual que la flexión de las capas o de la foliación. Además de estos marcadores, la geometría de las estructuras en estas zonas puede utilizarse para determinar el sentido del movimiento, lo que significa que es posible en secciones delgadas orientadas determinar dicho sentido (Passchier y Trouw, 2005).

7.1. Dimensiones y estructura regional de la ZCM

La ZCM, se localiza en la porción sur-suroriental del estado de Michoacán en el Municipio de Arteaga. Como se puede ver en la figura 14, es una estructura que puede ser evidenciada por medio de imágenes de satélite, tiene una orientación NE-SO, se desarrolla principalmente a lo largo de la porción occidental del Batolito de Arteaga, tiene una longitud de 58 kilómetros y un ancho aproximado de 10 kilómetros. Separa en bloques al Complejo Arteaga y a la secuencia volcanosedimentarias El Resumidero. Aunque no se conoce su profundidad, se considera que representa una separación cortical (García-Pérez y Urrutia-Fucugauchi, 2000).

Con base en un análisis espacial de las formas topográficas, mapa geológico, y de imagen de satélite se puede observar una geometría anastomosada, seccionando y desplazando al batolito de Arteaga con un movimiento relativo izquierdo. A nivel de afloramiento se manifiestan claramente las zonas de deformación progresiva en diversos planos de deslizamiento, desde roca con foliación hasta milonitas.

Por medio de una serie de secciones de campo, se realizó la descripción de las unidades litológicas asociadas con la zona de cizalla (capítulo 6), así como se documentan con datos estructurales de estratificación (S_0), foliación (S_1, S_2), crenulación (S_2), estrías de falla, pliegues (L_1, L_2), lineación por estiramiento (LMS) y lineación mineral (L_m). Se colectan muestra orientadas de las rocas miloníticas para estudio petrográfico.

Con la finalidad de facilitar la descripción geológico-estructural, en este capítulo se presenta un análisis morfoestructural regional, se describen los dominios o diferencias geométricas y estructurales, así mismo se define la cronología de las fases de deformación y la cinemática del movimiento principal relacionado con la ZCM.

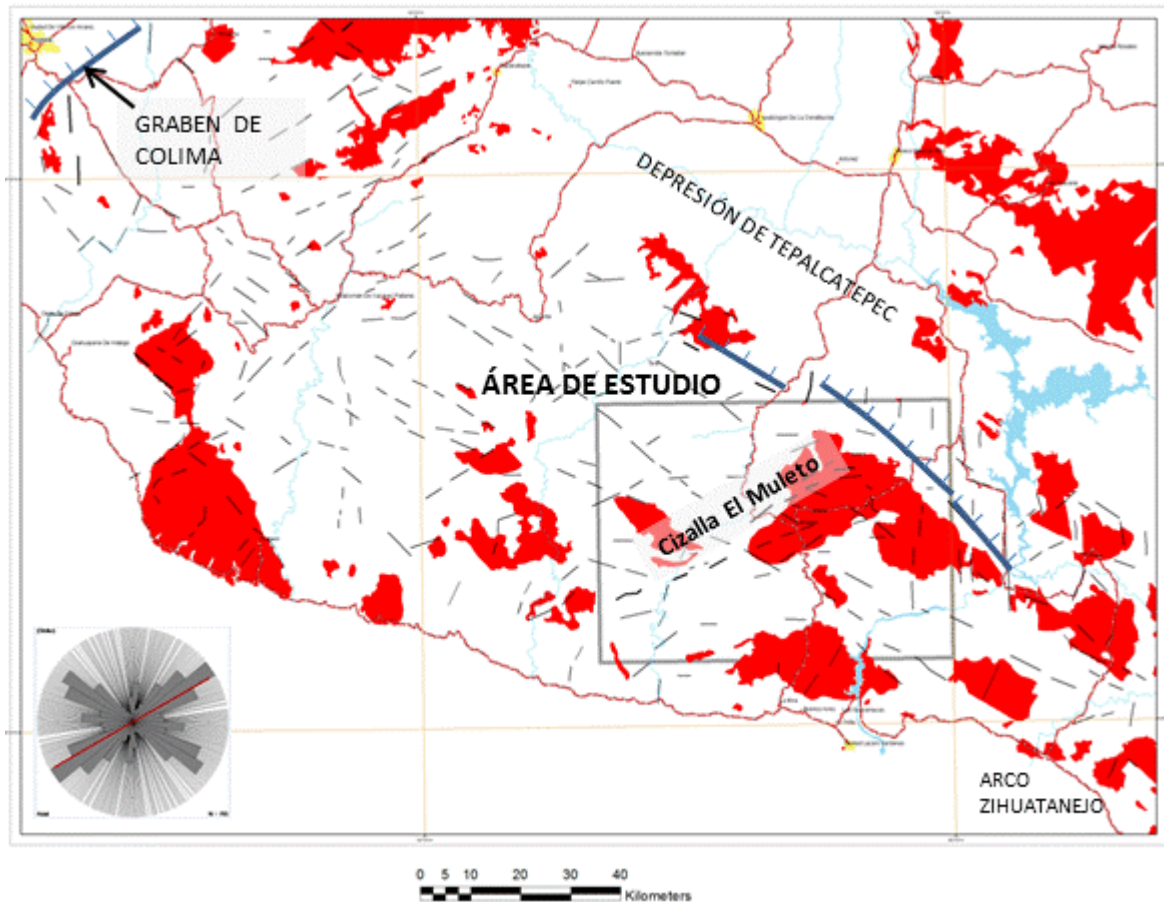


Figura 14.- Análisis morfoestructural regional mostrando las estructuras que limitan el bloque del sur de Michoacán y la Zona de Cizalla El Muleto.

7.2 Análisis morfoestructural de la ZCM

Para contextualizar la ZCM desde el punto de vista regional, se realizó un análisis morfoestructural con materiales cartográficos de diferentes escalas. Se utilizaron imágenes de satélite Landsat en escala 1:1000,000 y MDT escala 1:250,000, las cuales fueron procesadas en ArcGIS. Los principales lineamientos morfotectónicos fueron trazados y capturados como dato de planos, para después ser proyectados y observar su tendencia estadística (ver recuadro inferior izquierdo, figura 14).

En principio se observan dos orientaciones principales: una de mayor incidencia con orientación NE-SO que hacia el occidente de la región son subparalelas a la estructura que conforman el Graben de Colima y hacia el este nos señala la influencia regional de la estructura de la ZCM. Por otro lado, se observa una tendencia importante de los lineamientos de orientación NO-SE, los cuales son relativamente de menor número pero de

mayor extensión regional. Estos lineamientos se observan sensiblemente paralelos a la línea de costa y están asociados esencialmente con las estructuras de edad laramídica (Figura 15). Sin embargo, hacia el norte, se observa una relación de estructuras relativamente mimética y en algunos casos en corte oblicuo a bajo ángulo en relación con las estructuras de fallamiento frágil relacionadas con el sistema de la depresión de Tepalcatepec o bajo Balsas. Se observan otros lineamientos con menor incidencia orientados E-O y N-S.

Con este análisis se identificó que la ZCM tiene límites o una frontera discontinua al noreste por la depresión de Tepalcatepec y al suroccidente por el cambio de orientación de lineamientos en la región de El Ahijadero, estimando una superficie de influencia de la ZCM en 3600 km², aproximadamente.

Por otro lado, también se analizó la distribución de los principales cuerpos intrusivos reportados en las cartas geológicas de Colima y Lázaro Cárdenas en escala 1:250 000 realizadas por el SGM en 1999 y 2002, respectivamente. Resulta por demás interesante observar que la distribución cartográfica de los cuerpos plutónicos del Batolito de Arteaga y Lázaro Cárdenas guarda una relación espacial estrecha con la estructura de la ZCM. Aunque las relaciones parecen ser principalmente de corte o desplazamiento, también se observa que se relaciona con sus márgenes de contacto, por lo que no se descartaría que pudiera tener una relación tardo-magmática.

7.3. Geometría y estructura de la ZCM.

Teniendo la superficie del área de trabajo, se interpretó la imagen de satélite en escala 1:50,000, identificando las estructuras previamente documentadas, como es la cabalgadura laramídica de Los Pozos (Centeno-García 1983) y el sistema de fallas normales de la zona de la depresión de Tepalcatepec (Garduño-Monroy *et al.*, 1999), así como la geometría de los cuerpos plutónicos de Arteaga-Las Juntas, Playitas y Los Amates, y los lineamientos de la zona de El Ahijadero.

La interpretación de lineamientos dentro de la zona de ZCM permitió obtener su geometría mostrando una serie de lineamientos anastomosados con una dirección preferencia NE-SO, truncados por una serie de fallas menores NO-SE. La figura 15a, muestra los lineamientos interpretados y la figura 5b los trazos prolongados de acuerdo con datos de campo.

En la figura 15b, de integración de datos de campo, se observa que la geometría de la cabalgadura de Los Pozos y el lineamiento El Zorrillo tienen forma de ganchos que evidencian una cinemática lateral izquierda para la ZCM. Las estructuras de la depresión de Tepalcatepec marcan sin duda el límite NE de la ZCM, al igual que los lineamientos de la zona de El Ahijadero marcan el límite SO de esta cizalla. De la misma manera se observa que la ZCM, señala el borde occidental del Batolito de Arteaga, probablemente como un límite de esta actividad magmática que controla el emplazamiento de este intrusivo y los de Las Juntas, Los Amates, y Playitas. Se muestra una evidente relación de corte y de movimiento relativo izquierdo principalmente entre El Batolito granítico de Arteaga y el intrusivo cuarzodiorítico de Playitas. En general, la estructura NE-SO de la ZCM, es de tipo anastomosada, interrumpida y dislocada por estructuras frágiles también de orientación NE-SO, NO-SE, y E-O.

El resultado del análisis regional (Figura 15d y c), muestra en la zona de cizalla de 56 kilómetros de largo en orientación NE-SO y 10 kilómetros de ancho, una serie de superficie sigmoidales kilométricas limitadas ó rotas por lineamientos y fallas NW-SE. Se observan al menos tres zonas relacionadas con los lineamientos que forman la geometría de la ZCM:

- a) La zona norte, área de Las Juntas, las estructuras son cortas, dispersa sin una tendencia preferencial
- b) La zona central en donde la tendencia NE-SO es evidente, continua y de mayor densidad, sugiriendo un incremento en la intensidad de la deformación.
- c) La zona sur, las estructuras mantienen la tendencia NE-SO, menos densidad y tienden a dispersarse al SO.

Esta subdivisión señala diferencias en intensidad de deformación, densidad de estructuras y movimientos relativos de bloques de manera heterogénea, zonas probables de presión y extensión que seguramente controlan el emplazamiento de los depósitos minerales presentes en la zona de estudio.

7.4. Fases de deformación

De acuerdo a los resultados anteriores, se interpretan al menos cuatro eventos de deformación. La descripción de estas fases se llevará a cabo en principio y de manera general desde su comportamiento regional en campo (Figura 15), hasta una descripción más detallada de sus relaciones geométricas representadas en los estereogramas de la figura 16.

Desde el punto de vista de la cartografía, las estructuras Dn+2 pre-cizalla, muestran una orientación NO-SE y ENE-OSO, sensiblemente paralelos a la línea de costa y se observan esencialmente en el Complejo Arteaga y en la secuencia volcanosedimentaria del Cretácico inferior. Estas estructuras son truncadas por todas las estructuras relacionadas con la cinemática de la ZCM la cual se identificó como deformación D3, con una orientación NE-SO, y que afecta también al batolito de Arteaga. Todas las estructuras antiguas y de la ZCM finalmente son perturbadas internamente por la deformación D4 de orientación NO-SE, como un evento distensivo tardío y/o pos-cizalla. Figura 15. A continuación se describirán con detalle las diversas fases de deformación.

7.4.1. Deformación laramídica ((Dn+2))

Estas fases de deformación afectan al Complejo Arteaga y a la secuencia volcanosedimentaria del terreno Zihuatanejo. En el Complejo Arteaga las mediciones y observaciones de las estructuras (S₁ y S₂) reflejan al menos el registro de dos fases de deformación: Un evento de probable edad jurásica produjo una importante deformación y metamorfismo (Centeno-García *et al.*, 2003). En contraste las unidades del Cretácico muestran un plegamiento amplio (L1, L2) y algunas fallas inversas con el Complejo Arteaga, como la cabalgadura que se observa en la zona al norte de la ranchería de Los Pozos. En conjunto estos datos estructurales se consideran Dn+2, que para su análisis se agruparon en 3 familias de datos: i) Arteaga norte, ii) Arteaga sur y iii) Secuencia volcánico-sedimentaria cretácica.

El análisis estereográfico de las mediciones S₀ y S₁ de la Formación Varales muestran una variación de orientación importante: en el sector norte se observa una orientación de rumbos de foliación (S₁) NO-SE dominante. Los estereogramas con las proyecciones ciclográficas y los de densidad de puntos muestran un pliegue principal con un eje

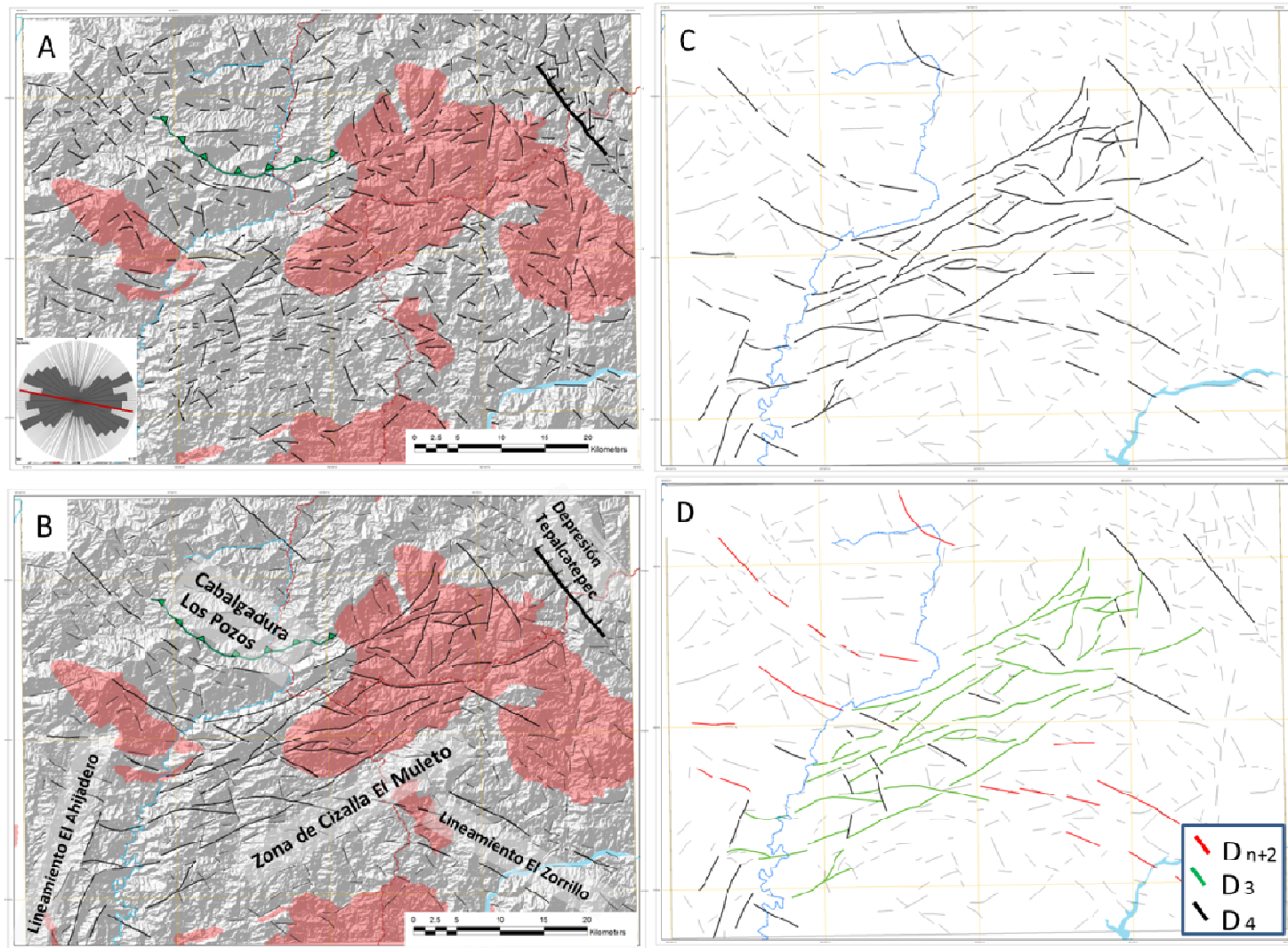


Figura 15.- Análisis morfoestructural de la zona ZCM. A) lineamientos generales de deformación. B) resultado de interpretación de fase de deformación. C) ZCM. D) Fases de deformación en la ZCM.

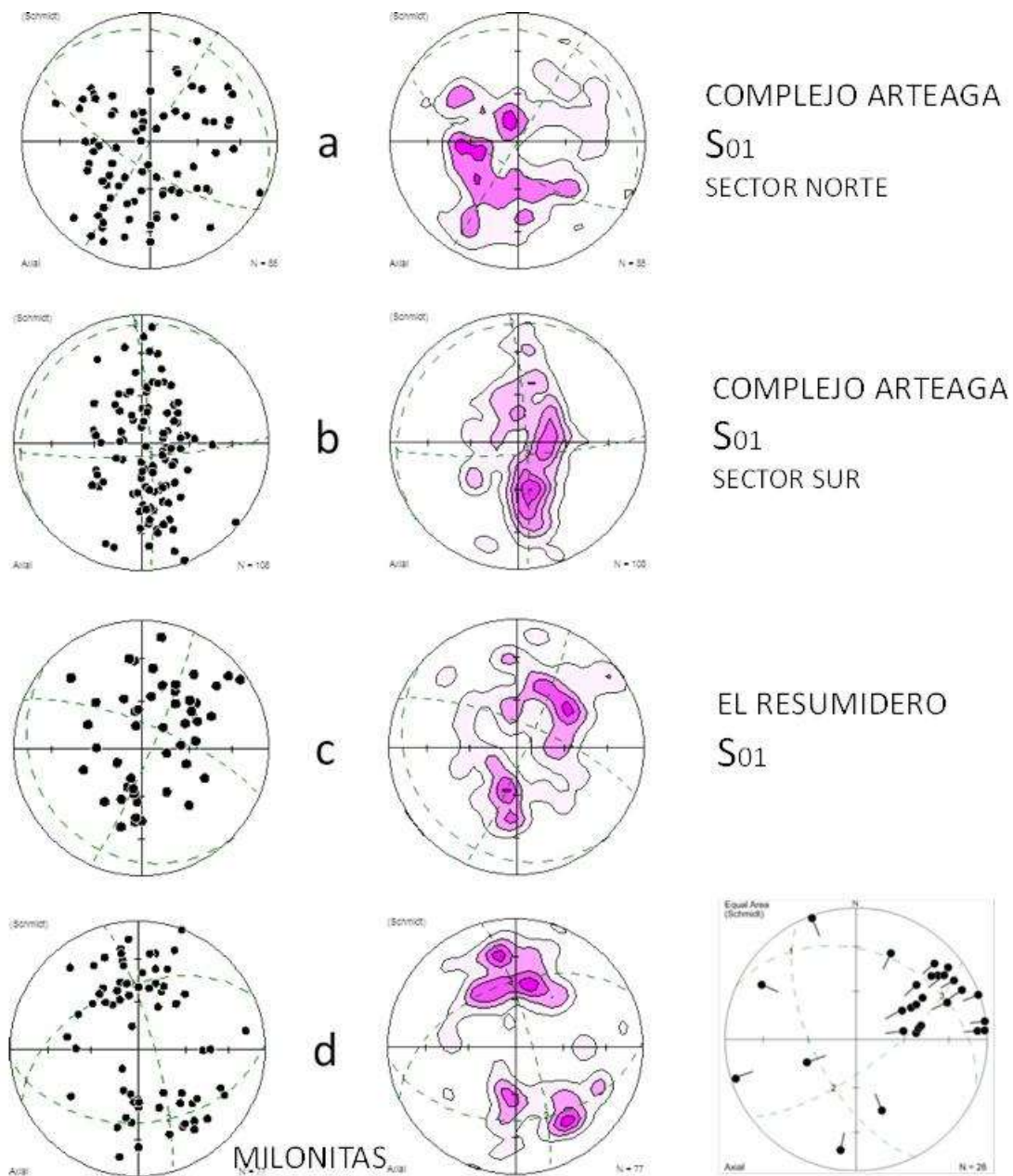


Figura 16.- Estereogramas mostrando diferente comportamiento de las estructuras de la región de la ZCM. a) Notar los planos S0/S1 del Complejo Arteaga norte (mayor dispersión); b) Arteaga sur (más concentración); c) planos S0/S1 de la secuencia volcamosedimentaria El Resumidero, relativamente similar a los planos medidos en el Complejo Arteaga, sector norte; d) Planos y líneas miloníticas de la ZCM. Se observa la lineación mineral progresiva a la horizontalidad, en planos de inclinación convergente

orientado N60°O inclinado con una vergencia al NE, y un ángulo recto entre los flancos (Figura 16a).

En el sector sur, el rumbo de la foliación (S_1 , S_2) tiene una clara tendencia ENE-OSO, prácticamente E-O. Las proyecciones ciclográficas y las de densidad de puntos muestran un pliegue principal de orientación sensiblemente E-O muy simétrico con un ángulo entre planos abiertos ($\geq 100^\circ$), con una ligera vergencia al N (Figura 16b).

Por otra parte, la familia de datos de las rocas volcanosedimentarias cretácicas, muestran en los estereogramas dos orientaciones preferenciales de los rumbos S_0 y S_1 al N30°O y N70°O, indistintamente. Las proyecciones ciclográficas y las de densidad de puntos muestran en conjunto un pliegue mayor con un eje orientado al NO-SE, con flancos simétricos de ángulo recto entre ellos (Figura 16c).

Por medio del análisis de los estereogramas de la Formación Varales se observa que el sector norte guarda una orientación de deformación acorde con la tectónica regional, en donde se ha reportado un transporte de SO hacia al NE, efecto de la acreción del Terreno Guerrero, también se tiene cierta geometría acorde con la cabalgadura de Los Pozos documentada como laramídica y orientación de transporte al NE. En el mismo sentido, la deformación en la secuencia volcano-sedimentaria marca una compresión hacia el NE, acorde con el bloque norte de la Formación Varales. Por el contrario, el bloque sur de la misma formación, de la región de Arteaga hacia el sur, marca una variación de orientación de compresión hacia el NW y foliaciones al NE, lo que pudiera reflejar que este bloque ha sido reacomodado en la orientación de la ZCM.

7.4.2. Deformación de cizalla El Muleto (D3)

Esta deformación afecta principalmente al granito de Arteaga y en menor proporción al Complejo Arteaga y a la secuencia El Resumidero. La tendencia general de los planos muestra una orientación regional NE-SO, que define la estructura principal de la ZCM. La sección tipo en donde se pueden observar una serie de microestructuras relacionadas con esta fase de deformación está en el trayecto de la terracería de Arteaga hacia Los Pozos. El comportamiento estructural de las rocas deformadas varían su textura (fábrica), en las zonas de menor deformación el granito solo está fracturado, progresivamente cambia a una textura milonítica. Presenta zonas de fracturamiento en enrejado, formando estructuras

romboidales amplias. A la altura de la ranchería La Peña, el granito empieza a tener zonas evidentes de deformación dinámica, observándose foliación paralela y ondulante y la presencia de cataclasitas; de la ranchería

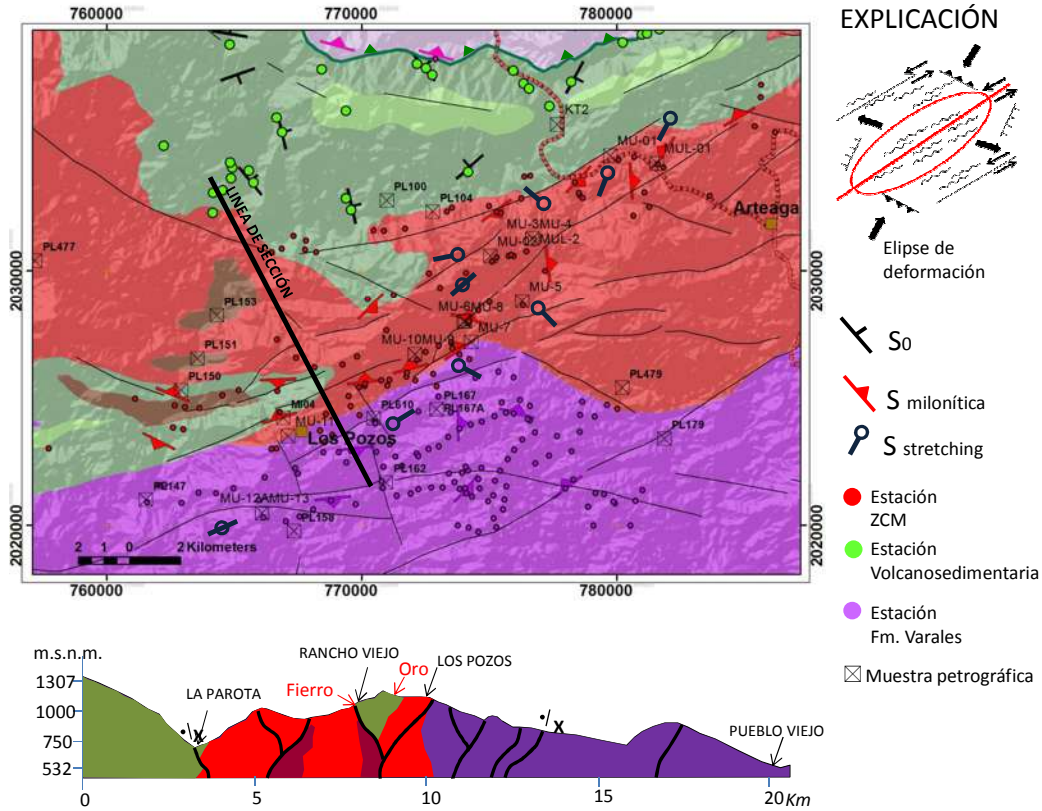


Figura 17.- Mapa mostrando geometría y sección esquemática de la ZCM, datos estructurales y lineamiento de estiramiento L1 y la elipse de dirección de esfuerzos.

El Muleto a Los Pozos la milonitización es evidente presentando intensidad variable de milonitas, lineación mineral y de alargamiento, pliegues de inclinados a isoclinales, de funda, zonas de budines, planos de deslizamiento y estructuras sigmoidales. En ocasiones es posible observar pliegues ptigmáticos entre las superficies de foliación.

En la figura 16c, se presentan los estereogramas correspondientes a las estaciones de medición como puntos: de color morado en El Complejo Arteaga; rojos del Batolito de Arteaga y verde de la secuencia volcanosedimentaria. Los estereogramas muestran la tendencia de los planos de foliación (S_3) o milonítico y las tendencias de los estiramientos mineral (LM_3). En estas estructuras se hicieron 44 mediciones de S_3 , y 28 mediciones de lineaciones minerales LM_3 de estiramiento (Figuras 16c y 17).

Las mediciones S_3 marcan dos tendencias, al NE 50° - 60° SO y NE 80° - 90° SOy NO 70° - 90° SE. La proyección ciclográfica muestra que los planos se inclinan al SE y al NO. Por otra parte el estereograma de lineación LM_3 de estiramiento muestra una mayor tendencia de inmersión al SO, que indica la dirección de transporte, sin descartar una inmersión al NE, así como direcciones oblicuas a la dirección principal (Figura 16c).

Estos resultados reflejan aspectos geométricos de la ZCM: i) que la cizalla no está contenida en planos totalmente verticales; ii) la doble dirección de inclinación de los planos conjugados; y iii) la dirección de transporte, sugiere que la cizalla está formada por una serie de bloques en un sistema de carácter extensivo-transtensivo, de altos y bajos tectónicos con un giro de inmersión al SO y emersión al NE, formando un sistema de fallamiento antitético.

En la figura 17, se presenta un mapa de la ZCM en donde se ilustra la localización de las estaciones estructurales, los datos de S_3 y LM_3 , así como en el recuadro del ángulo superior derecho se muestra la construcción del elipsoide de deformación, el cual ilustra la interpretación de la distribución de los esfuerzos basada en la meso-estructura (figura 17) y el análisis geométrico (figura 16c). La cinemática lateral izquierda, se observa claramente el desgarre del Batolito Arteaga y las diferentes unidades que separa la ZCM, de este modo el elipsoide de deformación nos marca la posición general de σ_1 y por consiguiente las zonas de máxima presión en dirección NE-SO. En consecuencia las zonas extensionales perpendiculares con dirección NO-SE. Los planos de deslizamiento se observan de manera sub horizontal y relativamente paralelo u oblicuo al rumbo del plano de falla. La foliación es penetrativa asociada a una serie de microfracturas, una foliación sigmoidal y a una lineación de estiramiento (LM_3) en relación a microestructuras tipo S-C, horizontes aboudinados y lineación mineral.

7.4.3. Deformación dúctil-frágil tardo- o post-ZCM (D4)

La deformación D4 de carácter frágil está caracterizada por fallas y fracturas, las cuales se presentan con planos orientados de manera mimética y en algunos casos dislocando las estructuras de cizalla dúctil-frágil de la ZCM. La orientación de las estructuras se puede dividir en dos tendencias: i) una de orientación NNE-SSO y ii) la otra NO-SE. La primera se concentra en la porción SO de la ZCM, y está caracterizada por el cambio de orientación

del río Toscano. Es probable que esta orientación del río corresponda a una estructura mayor, la cual sin embargo no es elocuente en las estructuras mesoscópicas. Sin embargo, las trazas de esta orientación marcan el límite sur de la ZCM. La orientación NO-SE, se concentra al NE de la ZCM y se caracteriza por presentarse bajo forma de lineamientos paralelos a las fallas normales de la depresión de Tepalcatepec y por lo tanto constituye el límite NE de la ZCM. Los lineamientos tipo D4 detectados en la parte interna de la ZCM, cortan y dislocan a las estructuras anastomosadas de la ZCM. Es pertinente resaltar que en este último evento de deformación coincide con un cambio drástico en cuanto a la ocurrencia de las manifestaciones minerales: mientras que las estructuras asociadas con las estructuras dúctil-frágil de la ZCM se asocian con la distribución de los depósitos de oro y probablemente fierro, en el norte de la cizalla, las estructuras de tipo frágil D3 y D4 se asocian con una mineralización de tipo argentífera y cuprífera como lo muestran las localidades mineras de Cerro Bola, Campamento y Las Cañas (Capítulo 10, figura 35).

7.5. Petrografía e indicadores cinemáticos de la ZCM

La cinemática de la ZCM se fue definiendo conforme se avanzaba en las actividades propuestas en la metodología de este trabajo. Tal es el caso del mapeo geológico y el análisis estructural regional, en donde: i) se han señalado las relaciones del movimiento relativo izquierdo entre unidades regionales; ii) las trazas de la cabalgadura de Los Pozos y El Zorrillo actuando como ganchos producto del desplazamiento lateral izquierdo; iii) los lineamientos anastomosados de la ZCM, iv) se observa en la porción noroccidental del Batolito de Arteaga un evidente desgarre y desplazamiento de bloques del intrusivo en congruencia con esta misma cinemática; v) el cambio del comportamiento estructural en relación a un notorio cambio de direcciones marcadas en las foliaciones S_1 y S_2 entre las unidades a ambos lados de la ZCM; y vi) las evidencias de los indicadores cinemáticos observados en muestra de mano son evidencias que acreditan una cinemática lateral izquierda.

Para complementar del análisis de la ZCM, fue necesario estudiar esta cinemática a nivel microtectónico por medio de 35 muestras petrográficas, de las cuales 16 muestras fueron orientadas y 19 fueron obtenidas de los archivos de la cartografía de la carta Playitas (clave E13-B78; SGM, 2002). Aunque estas últimas muestras se tomaron sin datos de

orientación, sirvieron como control litológico y para justificar la presencia de una zona milonítica, con deformación diferente a la documentada en el Complejo Arteaga. Por otro lado, también se realizó la petrografía en una muestra de cuarzo de veta de la mina La Michoacana.

En principio la descripción petrográfica consistió en identificar las asociaciones mineralógicas pre-miloníticas (naturaleza del protolito), sin-cinemáticas (deformación y sentido de la deformación) y post-cinemáticas (tardo-deformativas y alteración hidrotermal). De las muestras analizadas se determinó que los protolitos son roca intrusiva, volcánica, y una sedimentaria, tienen textura milonítica, con cuarzo, plagioclasa, mica y minerales opacos; como minerales pre-cinemático cuarzo, plagioclasa y anfíbol, principalmente, figura 18. En relación con los indicadores cinemáticos fueron clasificados de acuerdo a los criterios de Passchier y Trouw, (2005) la geometría de porfidoclasto, foliación sigmoidal, sombras de presión, peces de mica y estructuras SC.

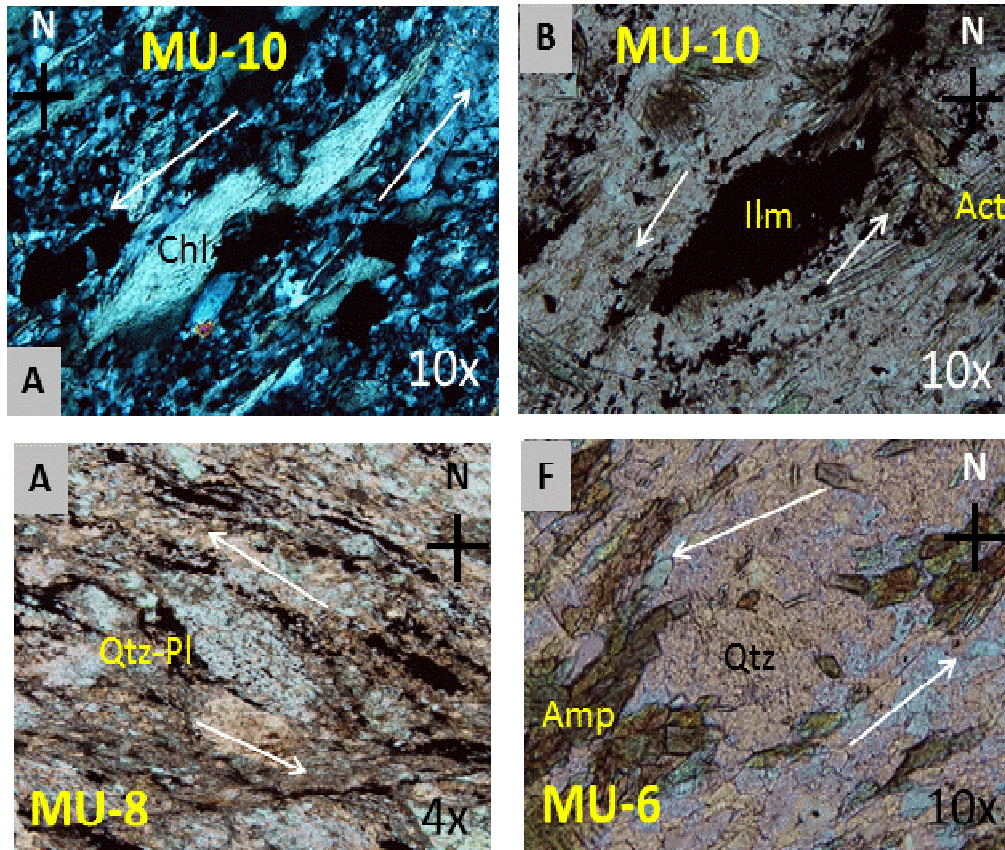


Figura 18.- Microfotografías de las muestras MU-10, MU-8, y MU-6, mostrando los indicadores cinemáticos de la CZM.

En el área de influencia de la ZCM, se observaron texturas típicas de recrystalización dinámica con asociaciones minerales sin-cinemáticos: cuarzo con extinción ondulante, plagioclasa, mica, anfíbol y minerales opacos, estos minerales forman porfidoblastos y sombras de presión de mica y anfíbol sugieren que la recrystalización cristalo-plástica en temperaturas de baja a media, La recrystalización ocurre generalmente en los bordes de los porfidoclastos, que adoptan una forma sigmoidal. Los porfidoclastos son de cuarzo, plagioclasa, mica y minerales opacos probablemente magnetita e ilmenita, como se observa en la fotografía (figura 18A y B, MU-10), la fotografía de la muestra MU-6F (figura 18), se observa el crecimiento de anfíbol en las superficies de foliación y también actúa como porfidoclasto.

Los indicadores cinemáticos identificados son: porfidoclastos tipo σ que muestran caras planas y curvas como un sistema de simetría interno, en algunos caso se presentan en los planos de foliación y en otros se desarrollan como parte de una fábrica de estructuras tipo “SC” (Figura 18A MU-8). También se identificaron porfidoclastos tipo δ , con colas estrechas generalmente de biotita, formando material recrystalizado cerca de los porfidoblastos (Figura 18F). Las sombras de presión tienen forma curva en dirección del eje principal al movimiento, dentro de los planos de foliación, para una cristalización preferencial, infiriendo cierto giro en relación a la dirección de desplazamiento, estas estructuras son magníficos indicadores de la cinemática de la ZCM. Además, se identificaron peces e mica de forma romboédrica de dos lados curvos y dos rectos, estos indicadores muestran que se han desarrollado planos C, (Figura 18F).

En lo que se refiere a los porfidoclastos de minerales opacos, estos se presentan de forma sigmoidal, romboédrica con alargamiento en las zonas de presión. Estructuras de alargamiento de granos de cuarzo formando budines con recrystalización de cuarzo se identificaron en la muestra MUL-1A (Figura 19A). De la misma manera, en la muestra MU-01A, de la figura 19, se identificaron micro-pliegues ptigmáticos de vetillas de cuarzo, evidenciando un desplazamiento progresivo de micro-bloques. Las huellas de presión de grano a grano, formando superficies irregulares se observaron en la figura 19D. Por otra parte, es común observar la alineación de micro-cristales de minerales opacos en los planos de foliación siguiendo las formas onduladas de estas superficies.

La petrografía del cuarzo de veta de la lámina PL-105, figura 19E, muestra un arreglo milonítico de los granos de cuarzo, presentan extinción ondulante, superficies de presión, micro-estructuras sigmoidales y micro-minerales opacos que se reacomodan en los bordes de los cristales, siguiendo la dirección de la deformación. En suma, se encontraron numerosas microestructuras que son magníficos indicadores de la cinemática lateral izquierda de la ZCM, congruente con el desplazamiento que se definió en el mapeo cartográfico.

Finalmente en relación con los minerales post-cinemáticos generalmente son vetillas de cuarzo con minerales opacos, magnetita, ilmenita y titanita o esfena, como se observa en las fotografías del anexo 4. La ocurrencia de estos minerales está evidentemente asociada a una etapa de dilatación rellenando espacios de fracturamiento y fallamiento tardíos, que muestran una relativa zonificación asociada a una etapa de enfriamiento, probablemente residual de oxidación y argilización.

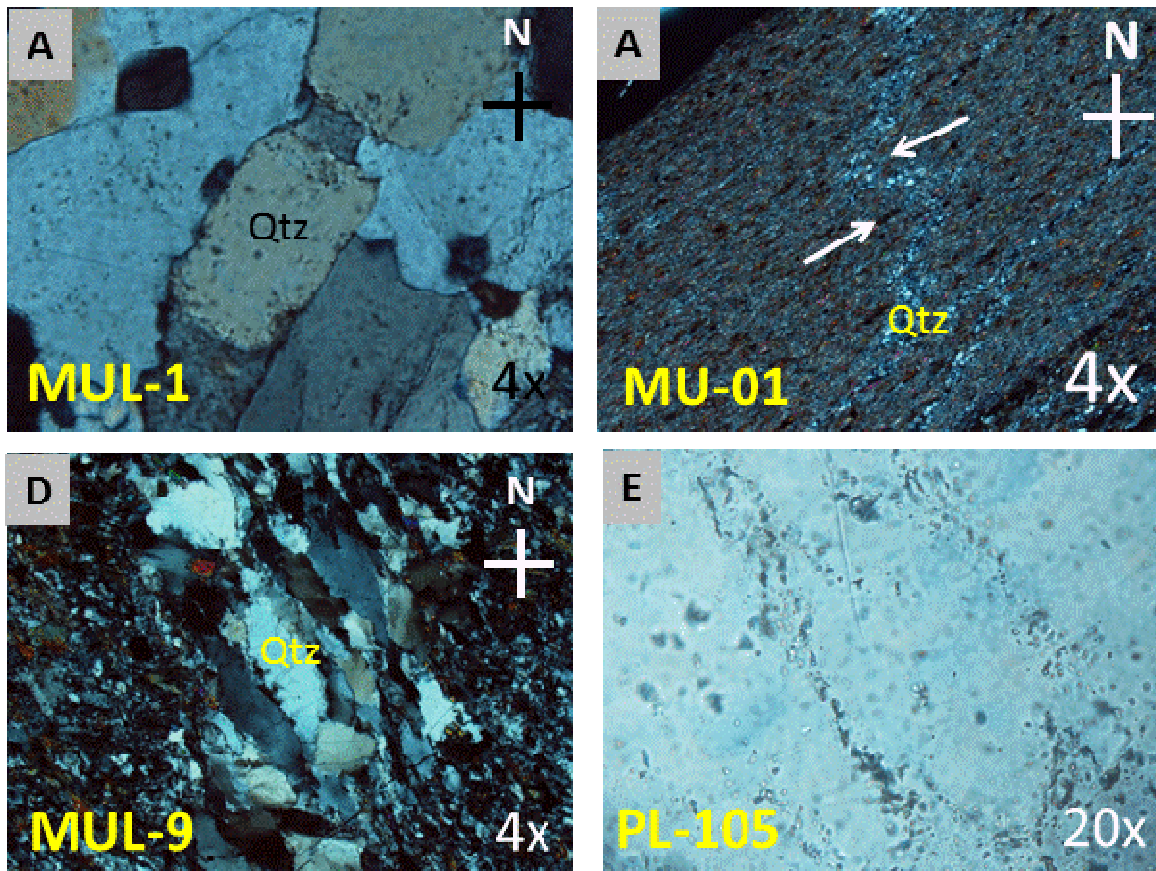


Figura 19.- Microfotografías de las muestras MUL-1, MU-01, MUL-9, y PL-105, mostrando los indicadores cinemáticos de la CZM.

Capítulo 8.

YACIMIENTOS MINERALES ASOCIADOS CON LA ZCM

8.1. Distribución regional de los depósitos minerales de la ZCM

La distribución de yacimientos minerales en la zona de la ZCM se pueden agrupar en dos sustancias principales: depósitos auríferos y ferríferos. Sin embargo, los depósitos que han tenido mayor impacto económico en la región son los de fierro y en menor proporción los auríferos.

En este capítulo primero se describirán en general los yacimientos minerales regionales y posteriormente se describirán con detalle los depósitos que se encuentran asociados a la estructura de la ZCM.

Desde el punto de vista regional la zona de estudio puede ser dividida en cinco zonas de mineralización: (Figura 20).

- a) Los depósitos de hierro se concentran en el borde noroccidental de la ZCM. El principal depósito de hierro se refiere a Los Pozos, actualmente en explotación. En importancia le siguen los depósitos de Ferrería, Barranca Blanca, La Magueyera. Se han tipificado como de tipo inyección magmática, metasomatismo y asociados a skarns (López-Mendoza, 1997).
- b) La zona interna de la cizalla, con depósitos como La Michoacana, Barranca de Sánchez, y Los Lirios. Estas localidades y depósitos tienen buen potencial minero y son clasificados como yacimientos de tipo epitermal (Calzada 1993-2).
- c) Al sureste de la ZCM, se tienen manifestaciones auríferas en las minas La Majada, Pueblo Viejo y el Valle.
- d) En el extremo suroccidental y aparentemente asociados al límite de la cizalla se ubica el distrito minero El Ahijadero. Este distrito es de los más antiguos, trabajado en periodos intermitentes desde los años 50s, consiste de vetas de cuarzo aurífero, clasificados como epitermales en forma de vetas angostas, asociadas a diques dioríticos y encajonados en el Complejo Arteaga.

e) Hacia el extremo nororiental de la ZCM, se ubica la zona mineralizada de Tumbiscatío y Cerro Bola. La primera esta asociada al intrusivo de Tumbiscatío y destacan las minas de Lluvia de Oro, Gis de oro, y Valencia, consisten de vetas tabulares clasificadas como epitermales de orientación NE y NO. La zona de Cerro Bola-Campamento, presenta estructuras tabulares asociadas a brechas de orientación preferencia al NO, zonas de stockwork, con valores de plata y cobre, y se han clasificado como depósitos tipo epitermales (Salgado L., 1977. figura 20).

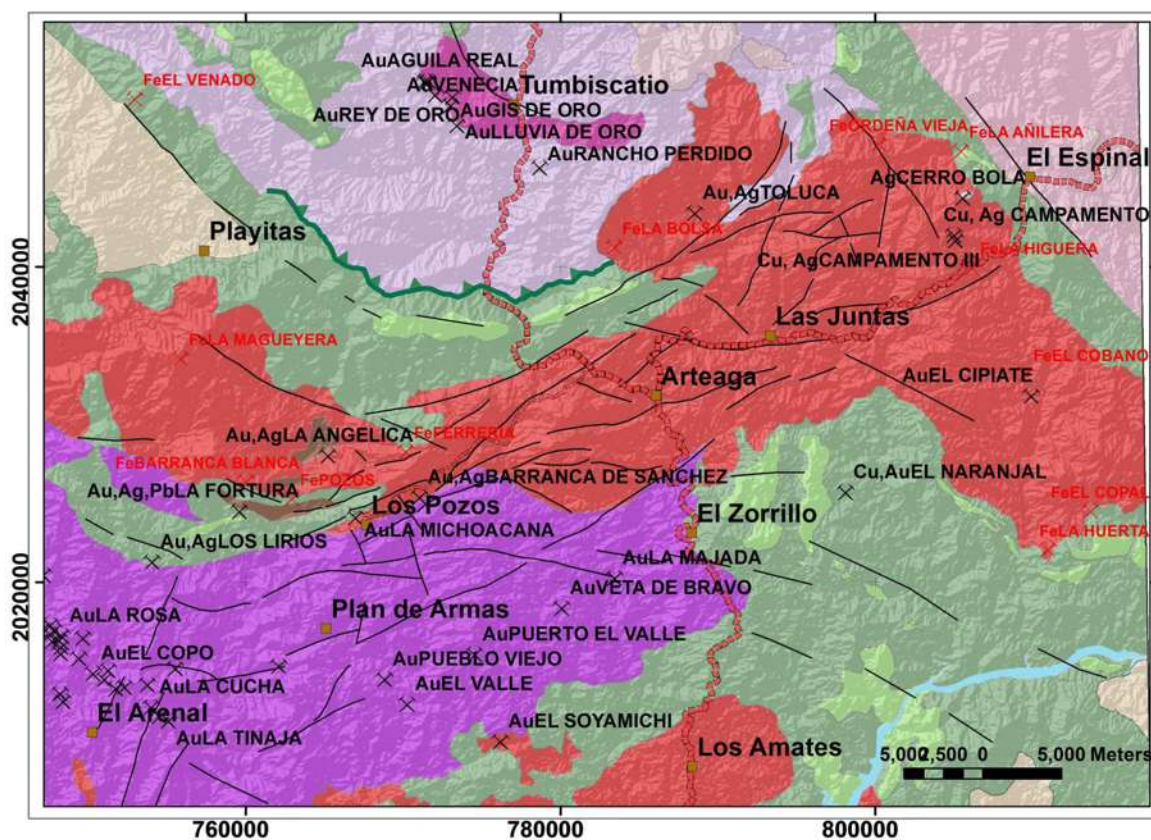


Figura 20.- Mapa de la distribución regional de yacimientos minerales asociados a la ZCM.

8.2. Depósitos minerales asociados a la ZCM

En relación con la ZCM los depósitos minerales de la región se pueden agrupar en dos zonas: i) depósitos de hierro tipo Los Pozos; ii) depósitos de oro de la ZCM

8.2.1. Depósitos de hierro tipo Los Pozos

Desde principios del siglo XX, se tenía conocimiento de las menas de fierro de la costa de Michoacán (Barrera y Segura, 1927), pero no fue sino hasta 1967 que el Consejo de Recursos Naturales No Renovables (CRNNR), realizó un estudio geológico-magnetométrico del yacimiento ferrífero de Los Pozos, cubicando 12 millones de toneladas de reservas probables y 16 millones de toneladas de reservas posibles (López-Méndez, 1967). Este último autor concluye que la clasificación para estos depósitos es de inyección magmática, asociado a cierto grado de metasomatismo, con evidentes zonas de hornfels y reducidas zonas de skarn de epidota, con posterior hidrotermalismo y aportación de mineralización aurífera.

La estructura mineralizada en superficie de Los Pozos consiste de una veta de hierro con rumbo general de N 75° O y una inclinación de 85° al SO, con un espesor de 60 m y longitud de 1,200 m, que fue delimitado con zanqueo y pozos de exploración, (Bastida y Mota, 1988). En una visita realizada durante este trabajo se observaron, dentro de la mena ferriera, texturas masivas, bandeadas y de fluidez a veces en forma vertical y recristalización y metamorfismo de la roca encajonante. Estas características sugieren un mecanismo de emplazamiento tipo de inyección y metasomatismo. Figura 21.

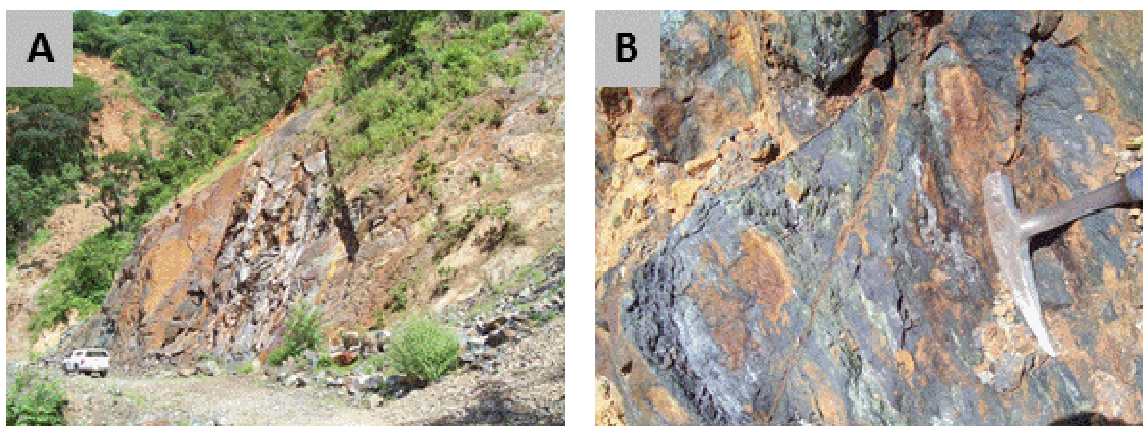


Figura 21.- A) afloramiento de la mina Los Pozos, nótese la actitud vertical del cuerpo tabulas de mena de fierro. B) detalle de la mena de magnetita, y el emplazamiento de vetillas de pirita y calcopirita.

La mineralización de mena está constituida de magnetita. La ganga está conformada por arsenopirita, pirrotita, pirita, calcopirita y esfalerita; estos dos últimos minerales se encuentran en forma esporádica y diseminada en la roca encajonante y no constituyen un atractivo económico.

La mineralización supergénica consiste de hematita, goethita y limonita como mena y como ganga, cuarzo y calcita. Las alteraciones son, fuerte silicificación y propilitización en las que se observa: clorita, epidota, actinolita, calcita y biotita; en las zonas de skarn se observa generalmente epidota.

La paragénesis del yacimiento determina que los minerales que se formaron en la primera etapa hipogénica son magnetita, pirrotita, pirita, calcopirita y esfalerita; los minerales de alteración son: clorita, epidota, actinolita, calcita y biotita y en la segunda etapa supergénica con hematita y limonita (Calzada, 1993-1).

8.2.2. Depósitos de oro de la ZCM

Los depósitos y manifestaciones más relevantes, asociados a la ZCM son La Michoacana, Barranca de Sánchez, y Los Lirios y la manifestación La Angélica. La mina La Michoacana se describirá ampliamente mas adelante.

La mina Barranca de Sánchez se localiza en la porción noroccidental de la ZCM, tiene un desarrollo de 4 metros de profundidad, consiste de una veta de cuarzo de textura masiva que tiene una orientación de N 28° E y un echado de 65° al SE, así como un espesor de 1.00 metro. La mineralización de mena es oro libre y la ganga cuarzo, pirita y calcita. La mineralogía supergénica es limonita la cual se encuentra en forma esporádica y la ganga es cuarzo y calcita. La alteración hidrotermal es silicificación de intensidad alta. La roca encajonante de la mineralización es granito-granodiorita. La mineralización importante está emplazada entre la zona de mayor intensidad y una zona de dilatación al suroeste de la ZCM.

La mina Los Lirios se localiza hacia el límite suroeste de la ZCM, consiste de una veta de cuarzo de rumbo N 88° E, echado 87° al SE asociada a la traza de la ZCM, conserva una longitud de 130 metros, espesor de 0.40 metros, y presenta como mineral de mena a oro libre y como minerales de ganga a calcita y manganeso, cuarzo y limonita con oxidación débil y silicificación alta. Se tienen antecedentes de muestreo en superficie de 35 g/t de Au

(Guzmán y Madrigal, 1982), cuenta con un tajo de 30x25x30m, esta emplazada en esquistos del Complejo Arteaga, sobre la traza de la cabalgadura Los Pozos, en este sentido, la cabalgadura representa una guía de exploración estructural requiere trabajo de exploración buscando este tipo de yacimientos.

La manifestación La Angélica, es una estructura mineralizada de origen hidrotermal tipo stockwork que se manifiesta en una longitud de 20 metros, así como un espesor de 5 metros, que conforman un área de 12.5 metros cuadrados. La mineralización es de oro libre y ganga de cuarzo y calcita La alteración hidrotermal es oxidación de intensidad media y silicificación de intensidad alta. El control estructural de la mineralización es la traza de la ZCM, y se extiende en aproximadamente 500 metros hacia el norte del afloramiento con una orientación sensiblemente este-oeste. Las leyes reportadas en la monografía geológica minera de Michoacán. (COREMI, 1995) indican un valor de 0.4 g/t de Au.

8.2.3. Yacimiento mineral La Michoacana

Localmente se tiene una unidad constituida por una secuencia volcanosedimentaria y el batolito de Arteaga. Estas unidades presentan una deformación del régimen dúctil-frágil, mostrando foliación ocasional, pliegues amplios, estructuras sigmoidales de alargamiento y fallamiento lateral con componente normal, en una orientación preferencial NE-SO.

En la zona de la mina se determinaron zonas miloníticas, asociadas a un sistema de fallas laterales de orientación NE-SO con desplazamiento izquierdo. Se puede observar a lo largo de la brecha de acceso a la ranchería de Los Pozos, como una zona milonítica de diferente grado que parecen estar directamente asociada a la mineralización del área de la mina en estudio.

En el área se tienen vetas, vetas-fallas, mineralización diseminada y en stockwork. Las estructuras más o menos tabulares tienen orientaciones preferenciales de NE-SO y NO-SE. De acuerdo al análisis estructural se determinaron tres probables estructuras mineralizadas, con contenido de mineral aurífero, la principal de orientación NE-SO y otras dos de orientación NO-SE. Las alteraciones hidrotermales, se observan asociadas a las fallas y fisuras, las cuales hacen geometrías conjugadas de acuerdo a las orientaciones anteriores. En la intersección de las fisuras y fallas, las manifestaciones de alteración son de propilitización intensa y de manera esporádica argilización, sericitización, y en menor

grado niveles de alteración supergénica, observándose limonitas rojas, calaminas naranjas y amarillas.

La veta principal ó mina La Michoacana muestra en interior obras antiguas como socavones irregulares, con un espesor máximo de 4 metros, llegando a reducirse a 1 metro; una profundidad estimada de 25 metros y una longitud calculada por en interior de la mina y las evidencias superficiales, de 100 metros.

La estructura conserva un rumbo promedio de N50°E y echado de 65°-70° al SE. La mina solo tuvo acceso a una profundidad de los 25 metros, porque los niveles inferiores están llenos de lodo e inundados de agua, pero se infiere que la estructura profundice, al menos otros 25 metros. Muy ligeramente se puede reconstruir una forma de burbuja ensanchada en la parte superior, disminuyendo su espesor a la profundidad de la mina. La mineralización se observa subordinada al cuarzo lechoso de tonalidades grises principalmente por la ocurrencia de pirita y galena. Al alto de la veta principal se puede observar el plano sensiblemente vertical, de la traza de la ZCM, mientras que al bajo de la estructura se presentan pliegues en vetas y vetillas de cuarzo (Figura 22).

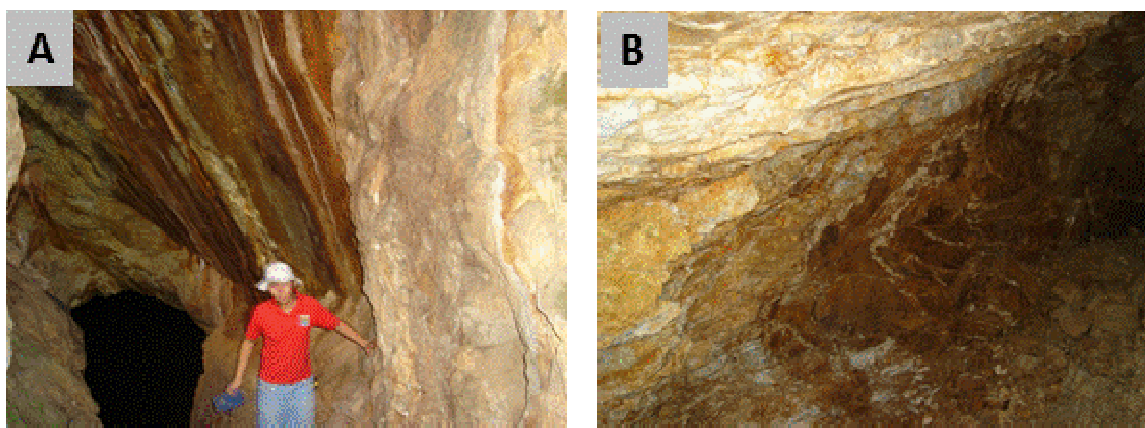


Figura 22.- A) socavón principal de la mina La Michoacana, se observa en la tabla del alto, el plano de la traza de la ZCM. B) nivel 1, en donde se muestran pliegues de vetillas de cuarzo al bajo de la estructura principal.

Otras estructuras secundarias que se encuentran en las inmediaciones de la mina La Michoacana, son: Veta Grande que se manifiesta como una estructura tabular de cuarzo masivo en forma de diapiro, flexionado al SE. Sus características son: de rumbo N15°O con

echado de 64° al SO; se observa cuarzo masivo lechoso, con tonalidades grises y esporádica diseminación de pirita y galena. También se visitaron las obras mineras antiguas de El Polvorín y Covarrubias, pero se encuentran totalmente tapadas, únicamente se ubicaron y se identificó que fueron labradas sobre vetas de cuarzo muy similares a las descripciones anteriores.

Durante el reconocimiento a las obras mineras se hicieron secciones para poder identificar si las estructuras de las minas tenían continuidad lateral y longitudinal. El resultado es que las vetas están en asociación con zonas de falla lateral de orientación NO-SE y NE-SO, de carácter local y regional, respectivamente, observándose zonas de deformación como estructuras sigmoidales y zonas de milonitas, con indicios de actividad hidrotermal y zonas de alteración propilítica, silicificación y cloritización.

De acuerdo a las observaciones realizadas es probable que los yacimientos auríferos de la zona no sean de origen hidrotermal-epitermal común, sino que correspondan a un yacimiento mineral de tipo mesotermal, asociado a zonas de cizalla regional, o a los descritos como de oro orogénico.

Se colectaron 22 muestras esquirlas de canal, tanto de las obras mineras como de los reconocimientos superficiales con la finalidad de analizar su potencial de metales económicos (ver capítulo 9.5)

Capítulo 9.

TÉCNICAS ANALÍTICAS DE LABORATORIO

En las últimas décadas han aumentado considerablemente las técnicas para el estudio de los minerales, utilizando instrumentos modernos de microsonda electrónica, difracción de rayos X, espectrometría de masas, y espectrometría infrarroja. En general las técnicas analíticas, se basan en el estudio de las propiedades físicas y químicas de los minerales, y con base en la respuesta de cada especie nos permite su determinación y caracterización cualitativa o cuantitativa (Ostrooumov, 2009).

En este estudio se emplean métodos para determinar las fases petrológicas de la roca encajonante, así como las fases de mineralización, su distribución y la relación paragenética de los elementos metálicos, con el objeto de comprender el potencial económico, en este caso particular el oro, plata, plomo y zinc. Por otro lado, se determina la asociación mineralógica que conforma la sucesión de halos de alteración asociados con la mena principal. Para el estudio mineralógico y análisis cristaloquímico de las especies minerales presentes en el área de este trabajo, particularmente en la mina La Michoacana y su roca encajonante, se emplearon las técnicas de petrografía y mineragrafía, microscopía electrónica de barrido (**MEB**), difracción de rayos X (**DRx**), espectrometría infrarroja (**EIR**), espectrometría de absorción atómica (**AA**), y Espectrometría de masas (**ICP-MS**). Para el análisis cuantitativo de oro y plata se emplea el método de Ensaye al Fuego/Gravimetría.

9.1. Mineragrafía y Petrografía

Previo a los estudios de mineragrafía y petrografía se revisaron y estudiaron sistemáticamente numerosas muestras de mano provenientes del interior de mina, en las que se observan dos tipos de cuarzo, el cuarzo de veta (QtzI) afectado por foliación y el emplazamiento de vetillas de cuarzo (QtzII) con óxidos de fierro y pirita fina (Figura 23).

Para este estudio se seleccionaron 4 muestras de interior de mina. Se elaboraron 2 briquetas para superficie pulida y 3 láminas delgadas de la veta mineralizada.

Por medio del análisis de superficies pulidas se observa al cuarzo de veta (QtzI) con emplazamiento de vetillas asociadas a zonas de foliación milonítica, el cual es blanco lechoso con tonalidades grises. Las vetillas están constituidas por limonita, magnetita y pirita fina, en crecimiento fascicular, con algunos granos finos de cuarzo oqueroso.

Con base en sus propiedades microscópicas de luz reflejada se determinan dos tipos de cuarzo, el primero que actúa como encajonante de las vetillas y el segundo asociado a las vetillas con mineralización de magnetita, y pirita.

Así mismo, se observan granos de cuarzo fracturados en al menos dos direcciones. Es importante hacer notar que se observa una zona de vetilla hidrotermal asociada con una mineralización de hierro de forma sigmoidal. Por otro lado, se observan zonas anchas de vetillas, en donde se precipitaron en forma relativamente abundante minerales metálicos. Estas vetillas son flanqueadas por zonas más angostas con un menor depósito de minerales metálicos y asociados con el desarrollo de micas. Otras fracturas son oblicuas a las primeras y presentan esporádicos rastros de mineralización. En la vetilla, se puede determinar la asociación de magnetita y pirita en crecimiento paralelo fascicular y orientado en dirección de la vetilla, la pirita se observa como crecimiento en los bordes de los cristales de magnetita.

Se identificaron cristales de pirita eudral fragmentado en bloques, formando una textura en mosaico con sus intersticios rellenos de cuarzo. También, se identificaron micro cristales amorfos de pirita, creciendo entre los límites o bordes de cristales de cuarzo. En suma, con estas primeras observaciones se sugieren dos tipos de cuarzo:

- El QtzI como cuarzo encajonante de vetilleo del QtzII. Se puede observar zonado con bordes oscuros y presentan fino crecimiento de sulfuros de hierro pirita y arsenopirita (Figura 23).
 - QtzII, asociado con la mineralización de magnetita y pirita.
 - La descripción de observaciones en lámina delgada desde el punto de vista petrográfico se observa una textura porfidoblástica y milonítica formada por cristales de cuarzo fragmentados en forma de mosaico y cataclasis en sus bordes en forma de cuña. En algunas zonas estos porfidoblastos de QtzI, se encuentran asociados con el crecimiento de micas, probablemente como resulta de deslizamiento y

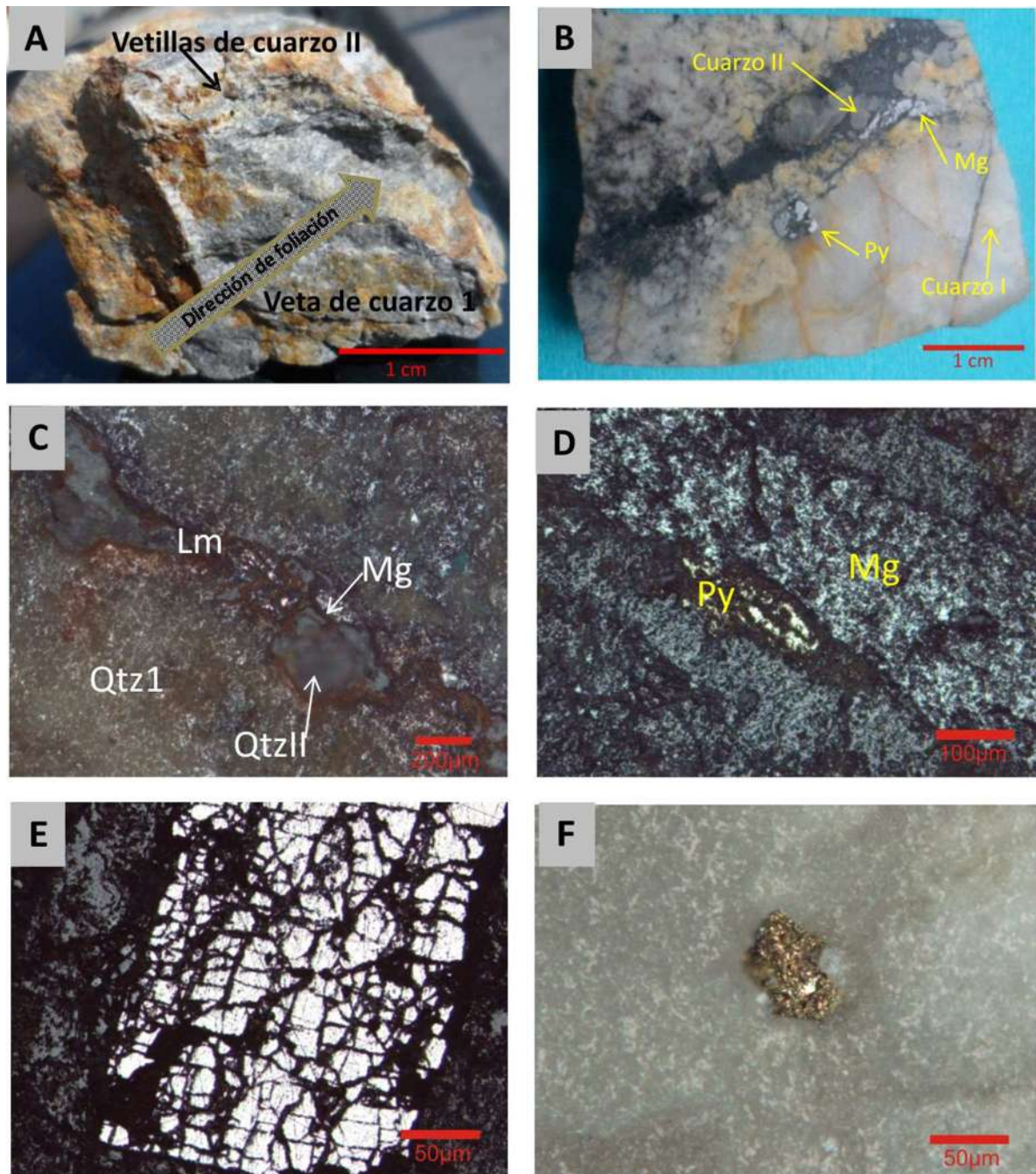


Figura 23.- Fotomicrografías de muestras petrográficas de interior de. A) Muestra de mano en donde se observa el cuarzo de veta 1 afectado por foliación y el emplazamiento de vetillas de cuarzo II, óxidos de hierro y pirita fina. B) Cuarzo I, estructura brechada gruesa y textura cataclástica fina, dilatación y emplazamiento de cuarzo II, pirita (Py) y magnetita (Mg). C) Cuarzo I en cristales anhédricos de bordes irregulares sinuosos, en zona de dilatación se emplaza una vetilla de cuarzo II, limonita (Lm) y magnetita (Mg) y cuarzo (QtzII). D) Cristal de magnetita (Mg) orientado e intercrecimiento de pirita (Py) en los bordes. E) Cristal de pirita euédrico, fragmentado formando una textura tipo mosaico. F) Micro cristal de pirita (Py) amorfo creciendo entre cristales de cuarzo (Qtz2).

rotación del cristal en régimen dúctil-frágil (Passchier y Trouw, 1996). La textura milonítica se encuentra parcialmente obliterada por un proceso asociado con el emplazamiento de franjas de vetilleo de QtzII, con un intercrecimiento de magnetita.

Los cristales de magnetita (Mg) se observan segregados en los bordes de crecimiento de mica (Bt), en planos de la dirección de la foliación asociado con el crecimiento de QtzII, y calcita. Se identifica una textura granoblástica con desarrollo de mica; así como una cristalización posterior de magnetita y cuarzo. En los intersticios que se forman entre los porfidoblastos de QtzI se observa una relación de intercrecimiento de QtzII, magnetita y calcita (Figura 24).

Los cristales de cuarzo presentan extinción ondulante y una diseminación característica de minerales metálicos finos. Esta textura se encuentra dislocada por una superficie de foliación asociada con un porfidoblasto del mismo cuarzo, envuelto en mica que sugiere un desplazamiento y rotación de mismo blasto. La textura milonítica de la muestra de veta presenta zonas de microfracturas generadas por contracción y relacionada probablemente a la deshidratación del sistema confinante. Estas fracturas son rellenadas por mineral de hidróxidos de hierro, tipo limonita roja. Por otra parte, en los granos de cuarzo de veta con extinción ondulante se observa una redistribución y movilización microscópica de los granos metálicos hacia los bordes subparalelos de la foliación milonítica en los bordes de los granos de los porfidoblastos (Figura 25).

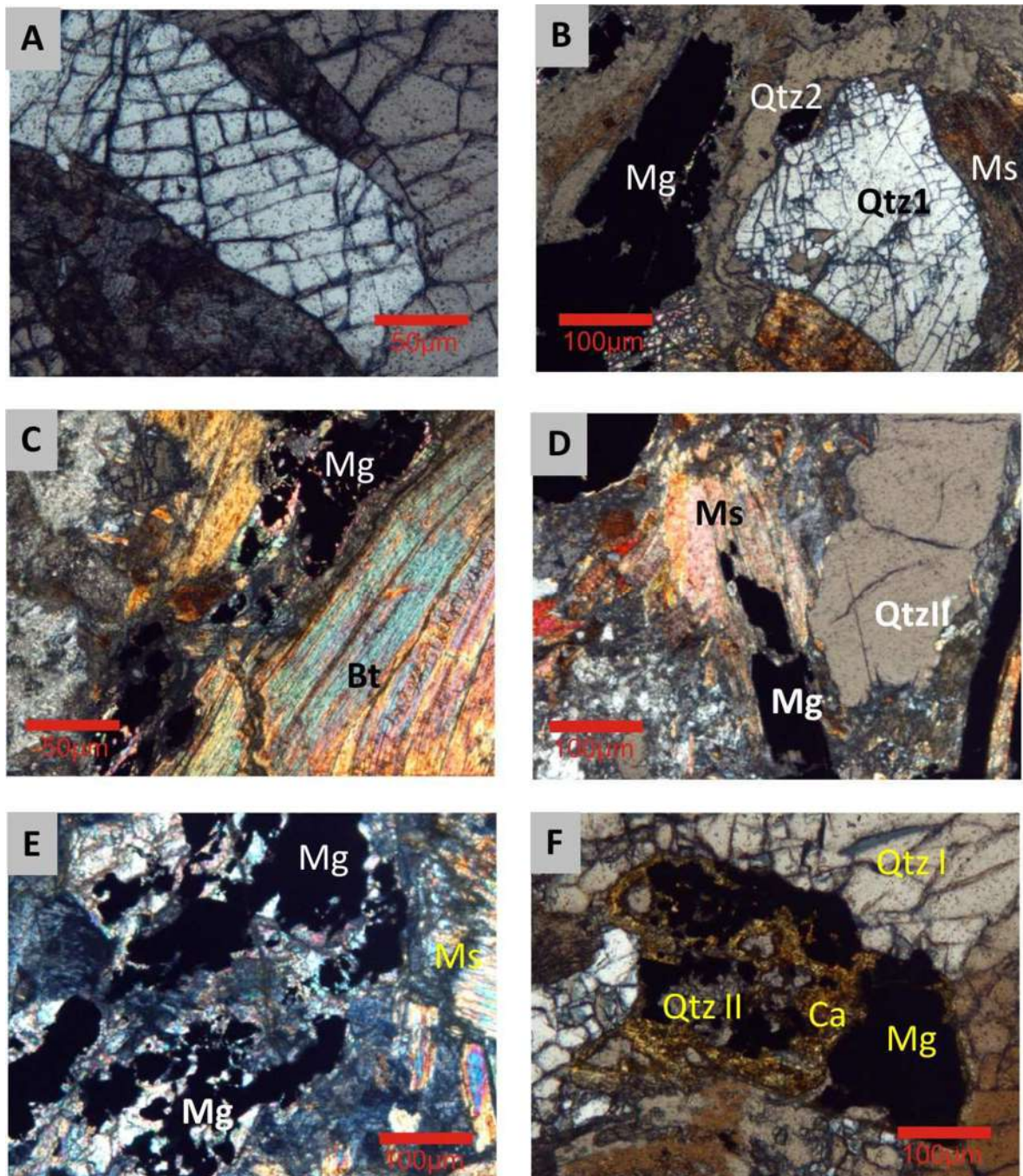


Figura 24.- Fotomicrografías de muestras petrográficas de interior de mina A) Cristales de cuarzo fragmentados en mosaico y rompimientos en forma de cuña. B) Porfidoblasto de cuarzo (Qtz1) fracturado en mosaico, se asocia a la formación de biotita (Bt) y segregación de cuarzo (QtzII) y magnetita (Mg). C) Cristales de magnetita (Mg) segregados en los bordes de biotita (Bt), en planos de la dirección de la foliación. D) Milonita con desarrollo de mica (Ms) y sucesión de cristales de cuarzo (QtzII) y magnetita (Mg). E) Foliación con desarrollo de mica (Ms) y remplazo de cristales de magnetita (Mg) depositados en planos de la dirección de foliación. F) L6.- Porfidoblastos de cuarzo (Qtz1) fragmentados en mosaico con crecimiento de cuarzo (Qtz2), magnetita (Mg) y calcita (Ca), en huecos intersticiales.

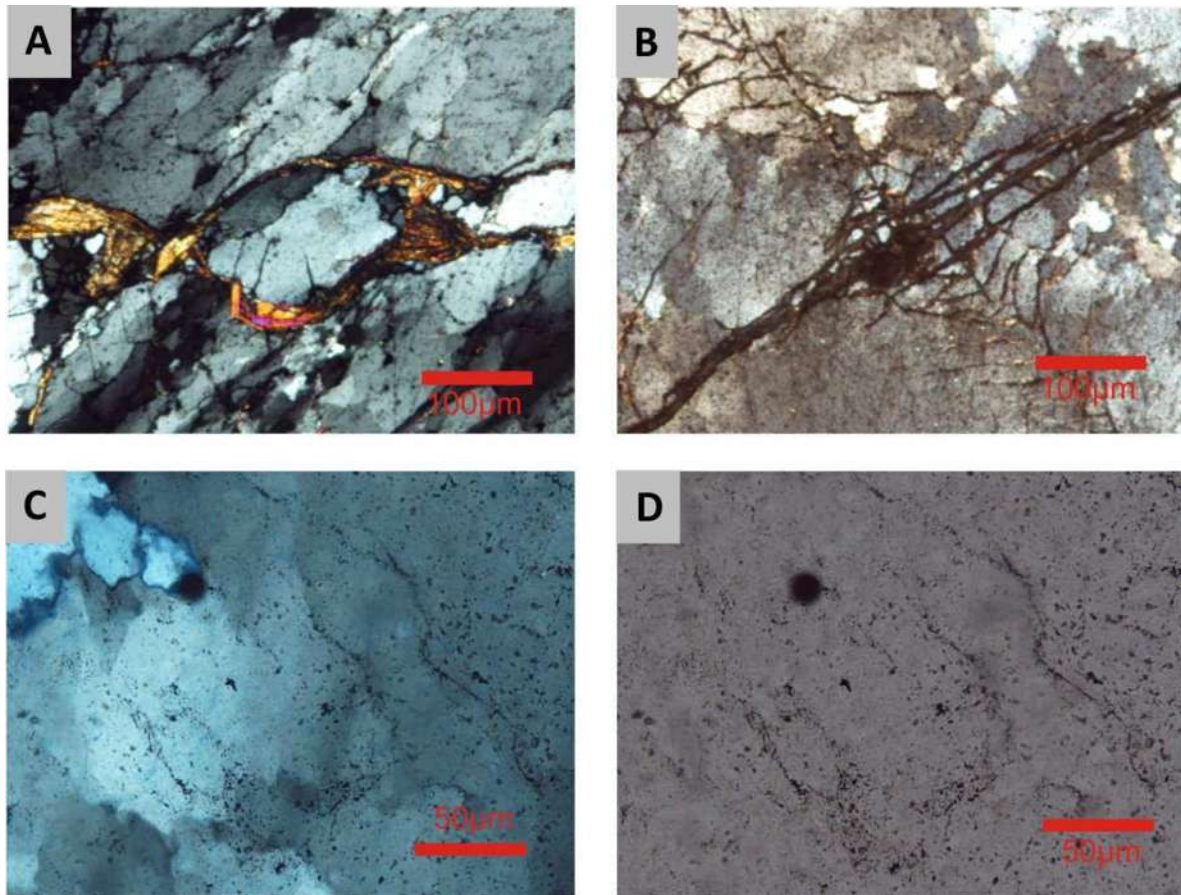


Figura 25.- Fotomicrografías de muestras petrográficas de interior de mina A) Superficie de foliación con un porfidoblastosigmoidal con sombras de presión de crecimiento de mica. B) Grietas de contracción, por deshidratación, rellenas de magnetita microscópica y limonita. C) y D) granos de cuarzo ondulante de veta, textura cristaloblastica, se observa la dirección de foliación y el reacomodo de microscópicos granos metálicos hacia los bordes de los porfidoblastos.

9.2 .Microscopio electrónica de barrido (MEB)

Para el estudio y análisis de las muestras con la técnica MEB se utilizaron muestras petrográficas y mineragráficas, para determinar las especies minerales y sus relaciones texturales. Una de las principales fases identificadas con esta técnica se refiere a la arsenopirita (Apy), como se muestra en la figura 26E, LM06A 3000x. Sin embargo, es conveniente mencionar que se presenta bajo forma de micro-cristales y depositada en zonas o intersticios de dilatación entre cristales de cuarzo (QtzI). En la figura 26B, (LM06A 5000x), también se observa un intercrecimiento de micro-cristales de arsenopirita (Apy) asociado con cristales de cuarzo (QtzII)), así como en los bordes de una fractura.

De la misma manera se identificó esfena (Esf) como se observa en la figura 26E, en donde los micro-cristales de esfena (Esf) se desarrollan en segregaciones dentro y en los bordes de cristales de cuarzo (QtzI). Los micro-cristales de esfena (Esf) se presentan como hojuelas y con texturas concéntricas que fue depositado en huecos de dilatación entre cristales de cuarzo (QtzII), figura 26F.

A partir del estudio del MEB en la muestra mineragráfica LM06a, figura 27A, se observa la presencia de pirita (Py), mica (Ms), arsenopirita (Apy), esfena (Esf), e ilmenita (Ilm), que a partir de los espectros EDS se reportan elementos importantes de arsénico, fierro, titanio y níquel.

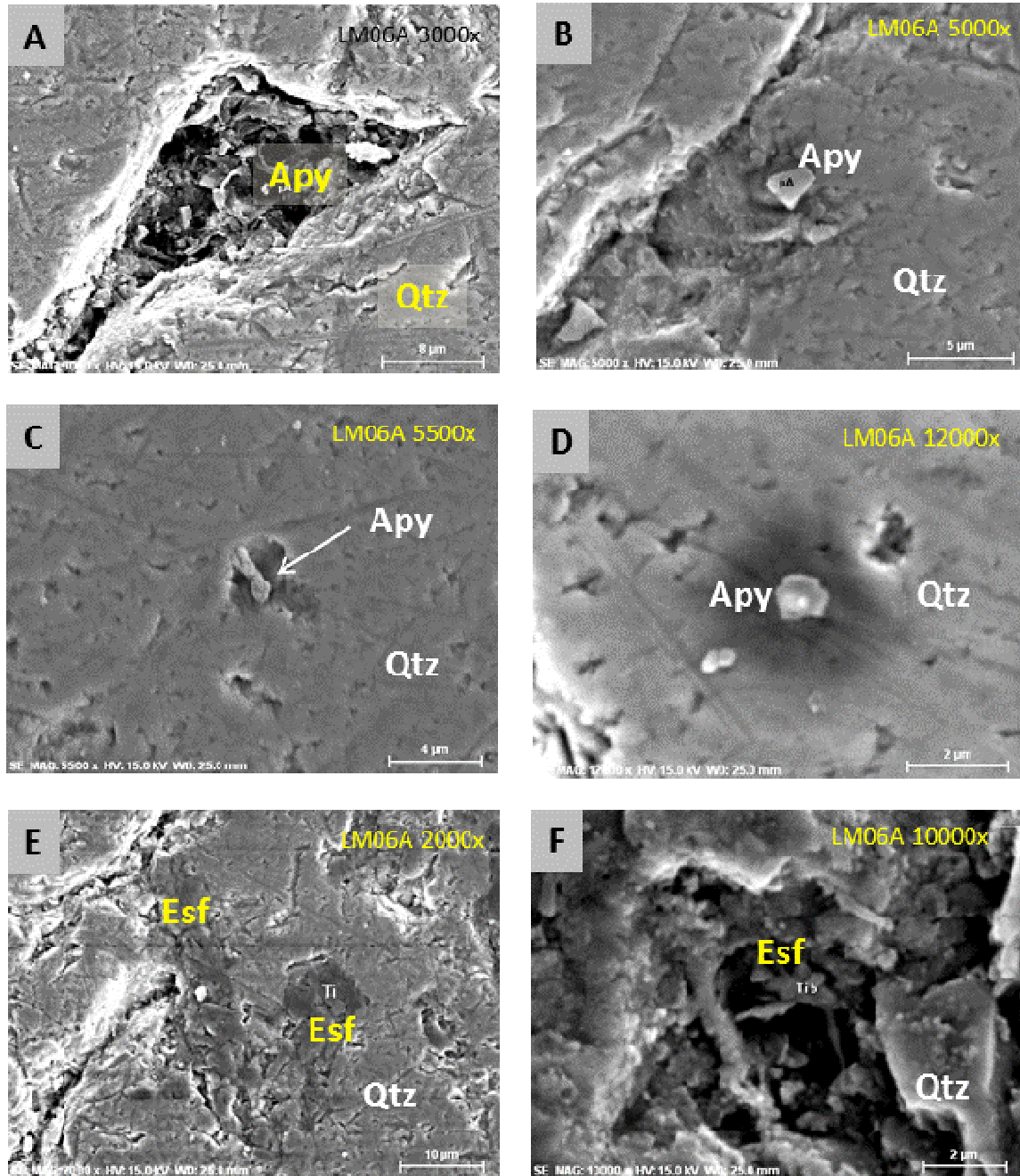


Figura 26.- Fotomicrografías MEB de la muestra LM06. A) Micro-cristales de arsenopirita (Apy) en huecos de dilatación entre cristales de cuarzo (Qtz). B) Intercrecimiento de micro-cristales de arsenopirita (Apy) en cristales de cuarzo (Qtz), en los bordes de una fractura. C) Micro-cristales de arsenopirita (Apy) en huecos de dilatación entre cristales de cuarzo (Qtz). D) Micro-cristales de arsenopirita (Apy) en huecos de cristales de cuarzo (Qtz). E) Micro-cristales de esfena (Esf) intercreciendo en cristales de cuarzo (Qtz). F) Micro-cristales de esfena (Esf) en huecos de dilatación entre cristales de cuarzo (Qtz).

En la figura 27A, se observan cristales de pirita (Py) en una zona de dilatación asociada a micas (Ms). Se muestra un cristal fragmentado de arsenopirita (Apy) cristalizada en QtzI, y reemplazamiento secundario de QtzII, con arcilla (Cly). Esta textura de porfidoblasto sugiere que la arsenopirita cristalizó, se fragmenta y posteriormente hubo un reemplazamiento de cuarzo, aparentemente relacionado con una actividad hidrotermal tardía.

En la figura 27C, se observa un cristal de ilmenita (Ilm) con micro inclusiones de esfena (Esf) envueltos en una matriz de cuarzo (Qtz) y pirita (Py). Por otra parte en 27D, se observa un cristal de ilmenita con la relación metálica hierro-níquel que sugiere diversas etapas de cristalización: i) una fase 1 con una relación hierro-níquel creciendo en cuarzo, con inclusión interna; de ii) una fase 2 de hierro; y iii) una fase de intercrecimiento como relleno con un contenido importante de níquel (Figura 27D).

Finalmente a partir de un mapeo elemental de Fe, Mn, Ti, Ca, K, Si, Al, y Mg realizado a la fase (QtzI) de la muestra LM06A en las figuras del anexo 5, Se observan dos asociaciones mineralógicas importantes: Se identifican cristales con una asociación Fe-Ti-Mn-K, reconocido como un cristal de ilmenita, rodeado de una asociación de Mg-Ca-Al, esta última corresponde a una generación de arcillas bordeando al cristal de ilmenita, estas asociaciones están emplazadas en cristales de cuarzo. La identificación de estos elementos y fases minerales sugieren una mineralización metálica hidrotermal con sus bordes de alteración, sin embargo la presencia de K, podría corresponder a un sobre-posición de este elemento que pudiera relacionarse a una débil alteración potásica.

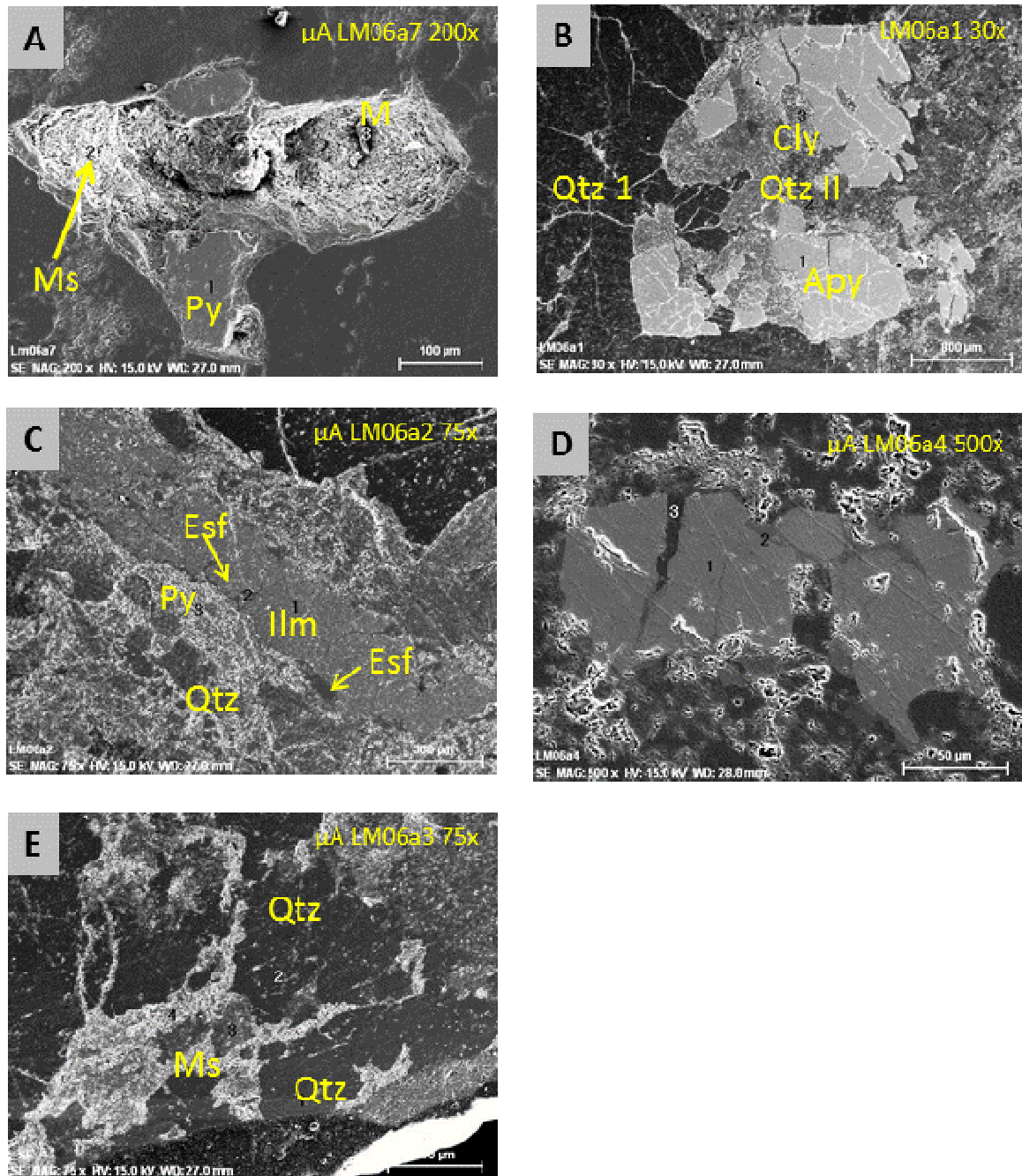


Figura 27.- A) Cristales de pirita (Py) en una zona de dilatación asociada a micas (Ms). B) Arsenopirita (Apy) cristalizada en cuarzo I (Qtz 1) con reemplazamiento de cuarzo II (Qtz 2) y arcilla (Cly). C) Cristales de ilmenita (Ilm) con crecimientos de esfena (Esf) y pirita (Py) con cuarzo (Qtz) en los bordes. D) Cristal de ilmenita con la relación hierro-níquel, cristal 1 con una relación metálica hierro-níquel creciendo en cuarzo, con intercrecimiento interno del cristal 2 de hierro, e intercrecimiento del cristal 3 de contenido importante de níquel. E) Cristales de cuarzo (Qtz) como porfiroclastos en una franjas de desarrollo de mica (Ms).

9.3. Difracción de rayos X (DRx)

En este método de análisis se seleccionaron 15 muestras, de las cuales 7 son de interior de mina y 8 de la traza en superficie de la veta mineralizada. Esta técnica se emplea principalmente para encontrar algunas fases (ej. sub-microscópicas) que no se hubiesen detectado con las técnicas de microscopía o MEB, pero en particular para identificar los minerales de alteración que están presentes en la mina como en superficie.

El total de muestras se ordenaron en tres grupos: i) interior de mina; ii) la zona sobre la traza longitudinal de la veta en superficie; y iii) la zona que bordea en la lateral a la estructura mineralizada. En total se obtuvieron 15 difractogramas. Se identificaron 14 especies minerales que muestran una serie de asociaciones particulares para cada nivel de alteración hidrotermal (Figura 28).

Los minerales identificados en el primer grupo o de interior de mina (Figura 28a y b), los cuales están relacionados directamente con la veta y particularmente con la mena económica. Estas asociaciones son: i) cuarzo II-calcita-pirofilita-illita-esmectita; ii) alunita-dickita-caolinita, y iii) muscovita-albita-clorita. La primera de estas asociaciones, cuarzo II-calcita-pirofilita-illita-esmectita, marca un depósito de cuarzo II y calcita los cuales se presentan en vetillas y reemplazando al cuarzo I, este fluido penetra a la primer mineralización transporta y deposita ilmenita y arsenopirita a los que se asocia la presencia de oro. Esta asociación indica una clara tendencia a la alteración argílica en unas temperaturas aproximadas de $>200^{\circ}$ a 300°C . Por su parte, la serie alunita-dickita-caolinita estaría indicando una tendencia hacia la alteración argílica intermedia, indicativa de yacimientos epitermales de baja sulfuración (Townley, 2006). Por último en este grupo se presenta una débil y esporádica la alteración propilítica, evidenciada por la tercera asociación de muscovita-albita-clorita.

En el segundo grupo sobre la traza longitudinal en superficie de la estructura mineralizada se identificaron las asociaciones: i) cuarzo I-tremolita-flogopita-muscovita; ii) albita-clorita-epidota; y iii) illita-esmectita; y dickita-caolinita.

Cabe mencionar que la traza longitudinal de la veta mineralizada está subordinada a la traza de la ZCM, así como en las inmediaciones del contacto ente el batolito de Arteaga y el Complejo Arteaga, en donde se presentan milonitas bien desarrolladas que afectan a las dos

unidades, en este sentido la traza tiene una orientación NE-SO, y es donde se presentan las manifestaciones minerales siguientes:

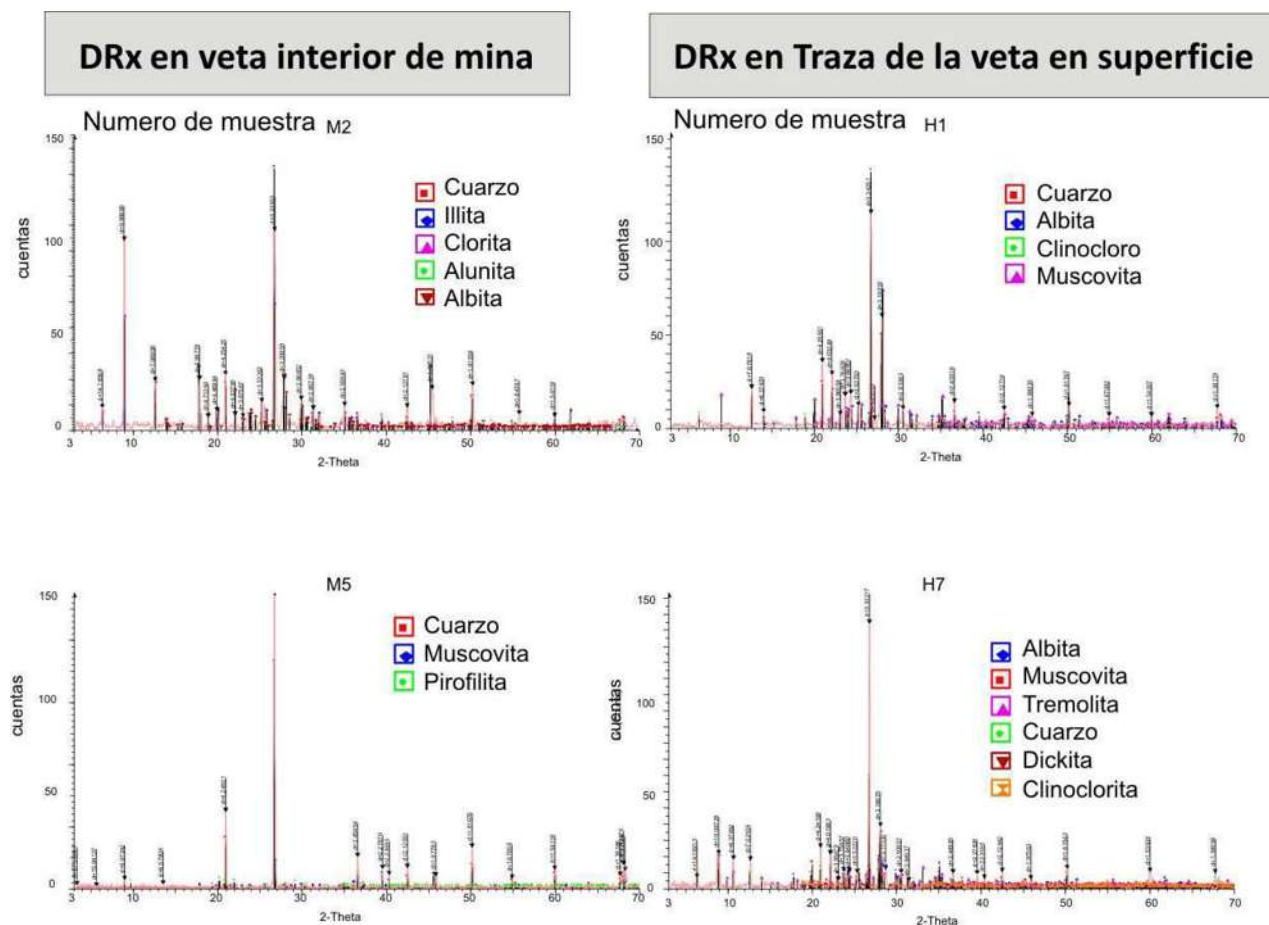


Figura 28.- Difractogramas de muestra M1 y M5, en interior de mina y en la superficie H1 y H7 mostrando la mezcla de especies minerales, de una alteración argílica y propilítica.

La asociación de cuarzo I-tremolita-flogopita-muscovita, muestra una alteración con clara tendencia a temperaturas más altas del orden de 450° a 650°C y podría evidenciar un proceso metasomático relacionado con el emplazamiento del intrusivo. Este proceso marcaría el primer evento mineralizador de la zona, el cual parecería mostrar una mayor

relación con el emplazamiento de los cuerpos ferríferos. En este caso el yacimiento más cercano es el depósito de Los Pozos. El cuarzo presente en esta serie se ha denominado cuarzo I, considerando la primera generación hidrotermal, sincrónica con el proceso de generación de la zona de cizalla.

Las asociaciones albita-clorita-epidota, illita-esmectita, y dickita-caolinita, corresponde a una asociación de baja temperatura entre un rango de $>250^{\circ}$ a 150°C , que se traslapa con la sucesión anterior. La primera asociación corresponde todavía a una alteración propilítica y la siguiente corresponde a una alteración argílica, como parte de un evento hidrotermal secundario el cual está estrechamente asociado con el depósito de oro. Estas últimas asociaciones minerales corresponden a la mineralogía detectada en la veta principal.

El tercer grupo de minerales se considera como zona externa que bordea lateralmente a la estructura mineralizada, con una distancia de hasta 300 m. Se identificaron las asociaciones: cuarzo I-albita-clorita-epidota; y esmectita.

Esta asociación mineralógica marca una tendencia clara hacia un borde de zonación con alteración propilítica, y la asociación esmectita-clorita-albita significaría una tendencia hacia la sub-propilítica en los bordes de una alteración argílica (Corbett y Leach, 1998). Esta asociación sugiere que pudo haberse desarrollado en una profundidad somera, con un pH de neutro a alcalino y temperaturas de $>200^{\circ}$ a 250°C .

9.4. Espectrometría infrarroja (IR).

Con esta técnica se analizaron 10 muestras de las cuales 6 son de interior de mina y 4 de la traza en superficie de la veta mineralizada. Se empleo un equipo SIEMENS modelo TENSOR 27, para lecturas del espectro del infrarrojo medio de 4000 a 400 cm^{-1} .

Como en el caso de la técnica de DRX, con esta técnica se identificaron minerales que pudieran tener una relación con las zonas de alteración, o bien que no hubieran sido detectados por las otras técnicas. Se identificaron solo pocas fases: cuarzo- α y esmectita. Estas fases confirman la presencia de una serie de minerales del grupo de las arcillas esmectita-dickita y dickita-caolinita (Figura 29), lo cual sugiere que se desarrolló un importante proceso de alteración argílica con temperaturas aproximadas entre $>100^{\circ}$ y 200°C .

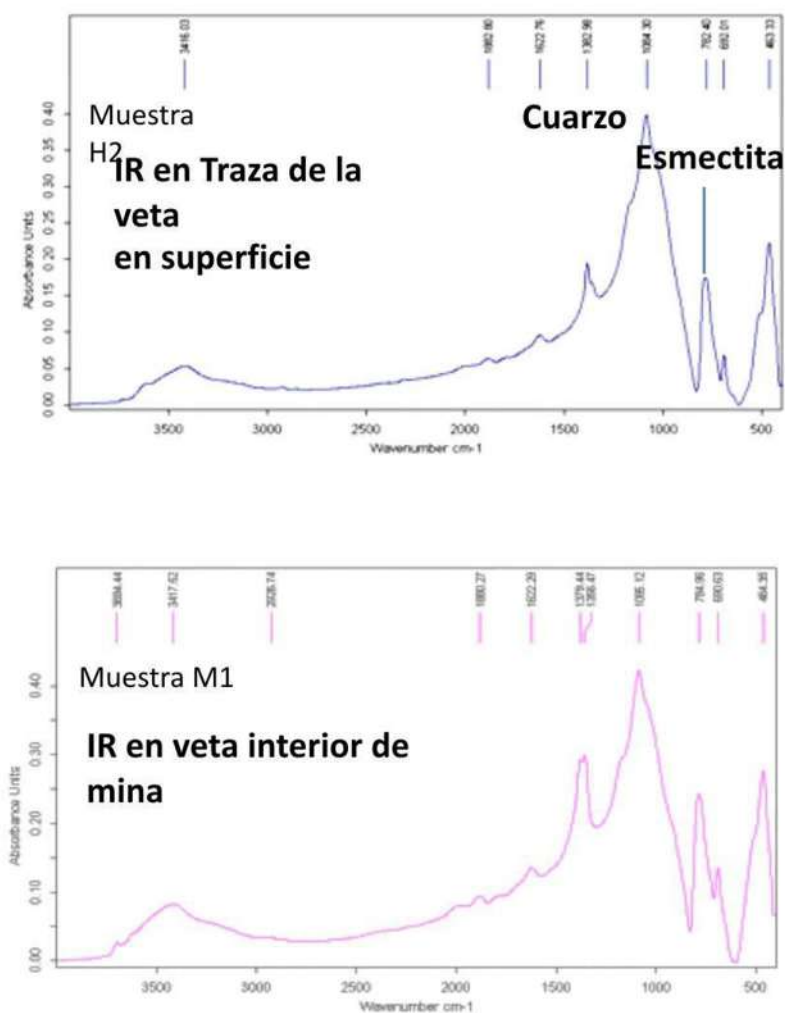


Figura 29.- Espectros infrarrojos de las muestras H2 (Traza en superficie) y M1 (interior de mina) identificando minerales de la serie cuarzo-esmectita.

9.5 Espectrometría de Absorción atómica (AA)y Espectrometría de masas (ICP-MS)

Para este estudio se colectaron 22 muestras, de las cuales 14 fueron de interior de mina y 8 de la traza en superficie de la veta mineralizada. Este muestreo sirvió para determinar el comportamiento de los valores de oro, plata, plomo, zinc y cobre, definiendo su potencial económico y sus relaciones geométricas, principalmente longitudinal y verticalmente con la estructura mineralizada.

En los trabajos de interior de mina se determinó que la veta principal en mina La Michoacana es una estructura con espesor máximo de 4 metros, llegando a reducirse hasta 1 metro. Su profundidad estimada es de 25 metros y se estima una longitud entre la mina y las evidencias superficiales, de 100 metros. Conserva un rumbo promedio de N50°E y un echado de 65°-70° al SE. La morfología del cuerpo de la veta dentro es de una burbuja ensanchada en la parte superior, disminuyendo su espesor a la profundidad, en donde la mineralización está subordinada al cuarzo lechoso con manchones de tonalidades grises, y la ocurrencia de piritita y galena, observadas de manera muy fina. En superficie la traza se pudo seguir en una longitud de 1000 m y un espesor estimado de 100 m, y desnivel aproximado de 60 m.

En la mina se tienen tres niveles, el superior a 7 m por debajo del afloramiento en superficie, otro a 12 m, y el inferior a 20 m. El comportamiento de contenido de oro es de 1 a 6 g/t en los niveles superiores y de 7 a 16 g/t, en el nivel inferior, que muestra que a profundidad se incrementan los valores; sin embargo, existen muestras entre estos valores altos, de valores relativamente bajos del orden de 0.30 a 1 g/t, con esto se estima una ley media general de 4.1 g/t, y 2 m de espesor promedio para este depósito. Por otra parte, los niveles superiores se encuentran más alterados por intemperismo con mayor cantidad de óxidos, por lo que se podría inferir que el oro se encuentra lixiviado y su respuesta es de menor ley.

La respuesta de Ag, Pb, Zn y Cu es baja para considerarlos como económicos. Ag y Pb se detecta esporádicamente con valores que no pasan 3 g/t para Ag y 22 g/t para Pb. El Cu y Zn, aunque muestra valores bajos se detectan en todo el depósito de una manera más regular; el Cu no sobrepasa 152 g/t y el Zn tiene una ley media de 27.5 g/t.

La relación de Au con Pb-Zn marca significativamente una zonación indicando hacia la parte superior del depósito un aumento en el contenido de Pb-Zn, mientras que de manera inversa a profundidad tiende a disminuir y el contenido de Au aumenta significativamente (Figura 30). Un dato importante por señalar es que es evidente un enriquecimiento de oro por debajo de los 10 metros de profundidad y una disminución de los contenidos de Zn-Pb-Cu en este nivel.

NUMERO DE MUESTRA	ESPESOR (m)	Au (g/t)	Ag (g/t)	Cu (ppm)	Pb (ppm)	Zn (ppm)
1	LM-01	0.50	6.20	ND	31.8	19.5
2	LM-02	1.00	5.90	3	ND	43.6
3	LM-03	1.00	0.30	ND	51.3	56.2
4	LM-04	1.00	1.30	ND	41.9	42.5
5	LM-05	1.00	ND	2	48.8	10.3
6	LM-06	0.50	1.40	ND	152.5	22.2
7	LM-07	0.50	1.00	ND	32.3	10.5
8	LM-08	1.00	7.20	ND	38.6	8.4
9	LM-09	1.00	3.50	ND	51.4	ND
10	LM-10	1.00	9.90	4	42.5	7.2
11	LM-11	1.00	16.10	4	57.9	11.2
12	LM-12	1.00	0.40	ND	53.3	20.8
13	LM-13	1.00	1.00	ND	34.7	14

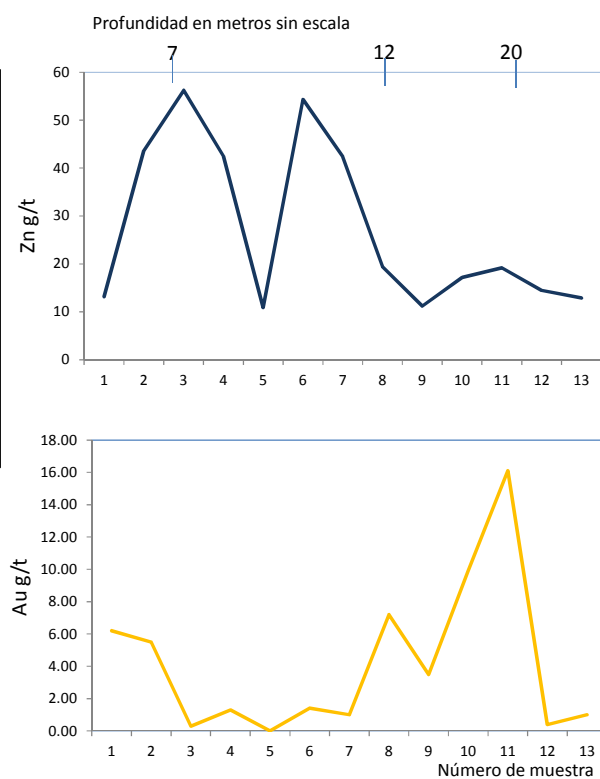


Figura 30.- Resultados de análisis espectrometría de absorción atómica (AA) y espectrometría de masas (ICP-MS) y comportamiento del oro y zinc en interior de mina.

Capítulo 10.

DISCUSIÓN

10.1. Geometría anastamosada y cinemática lateral izquierda de la ZCM

Desde el punto de vista regional la ZCM muestra una orientación principal de la estructura NE-SO. Su longitud es de 56 kilómetros y 10 kilómetros de ancho y con una superficie de influencia de 3600 km². Sus límites son al norte con el sistema de fallas normales y la depresión de Tepalcatepec (Garduño-Monroy *et al.*, 1999), al oeste con los cuerpos plutónicos de Arteaga-Las Juntas y al sur se disemina gradualmente entre los lineamientos NNE de la región de El Ahijadero, y en donde se presentan la cabalgadura laramídica de Los Pozos, Playitas y los cuerpos plutónicos de Los Amates.

Con base en el mapeo geológico e interpretación de lineamientos de la ZCM se observa que su geometría se caracteriza por una serie de lineamientos anastomosados, como indicadores a nivel regional de la presencia de la ZCM. Del mismo modo, con base en la posición de las unidades geológicas se observa que la estructura de la ZCM indica una cinemática de tipo izquierdo, por medio de los indicadores: i) fragmenta y desplaza el Batolito de Arteaga; ii) se observa la flexión de las estructuras de foliación y lineamientos de cabalgadura del Complejo Arteaga y la secuencia cretácica de andesitas y calizas El Resumidero.

Con base al análisis de las microestructuras se interpretan al menos cuatro eventos de deformación, Dn+2 de orientación NO-SE y NEE-SSO, sensiblemente paralelos a la línea de costa y que afectan principalmente al Complejo Arteaga y a la secuencia volcanosedimentaria del Cretácico inferior, y que son truncados por la ZCM como deformación D3 de orientación NE-SO, que se marca en el Batolito de Arteaga y El Complejo Arteaga. La ZCM está finalmente afectada internamente por la deformación D4, de carácter extensional, de orientación NO-SE.

Por otro lado, por medio del análisis geométrico de las estructuras de la ZCM proyectados en los estereogramas se observa que los planos de la cizalla no expresan una

inclinación $>70^\circ$ y muestra una amplia heterogeneidad en su inclinación. Las variaciones en relación con su dirección, oblicuidad e inclinación de los planos, sugiere que la ZCM está formada por una serie de bloques en un sistema transtensivo, de altos y bajos tectónicos con giro de inmersión al SO y emersión al NE, formando un sistema de fallamiento antitético, según el modelo propuesto, representado como bloque diagramático de la figura 31.

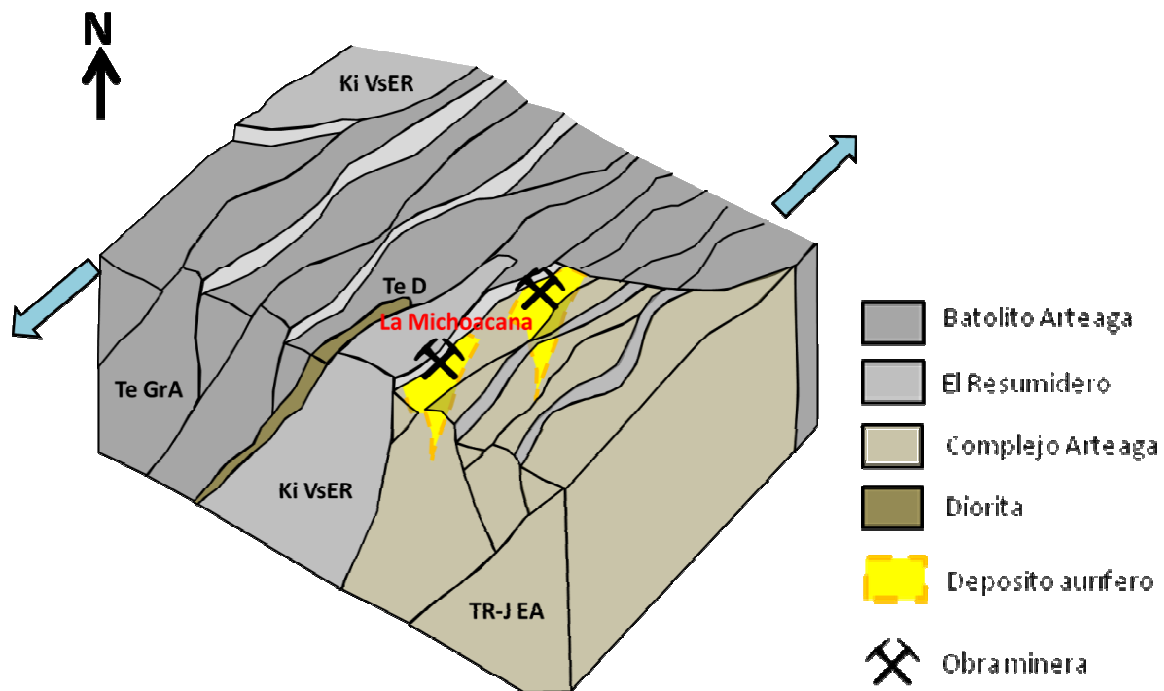


Figura 31.- Bloque diagramático de la ZCM y su relación con depósitos auríferos.

Por medio del estudio petrográfico de muestras orientadas, se identificaron texturas miloníticas e indicadores cinemáticos como porfidoclastos de plagioclasa, anfíbol, cuarzo y minerales opacos con rabos asimétricos tipo σ y δ ; peces de mica, biotita generalmente, orientados con la foliación; sombras de presión y estructuras S-C. El análisis de estos indicadores indica una tendencia lateral izquierda de la cinemática de la ZCM, por otra parte, la presencia de porfidoblastos δ , sugieren zonas de alta deformación, probablemente

de mayor profundidad. Esta cinemática observada por medio de las microtexturas es congruente con la geometría del análisis regional.

10.2. Implicaciones tectónicas de la ZCM

La evolución tectónica del sur de México desde el Cretácico tardío se caracteriza primero, por un evento orogénico de acortamiento con vergencia predominante hacia el oriente, relacionado con la acreción del terreno Guerrero, evento relacionado a la orogenia Laramide.

Hacia el Paleógeno se considera que se desarrolló un régimen tectónico caracterizado por fallas laterales cuyas direcciones preferenciales se alinean NO-SE y ONO-ESE. Sin embargo, esta propuesta de acreción ha sido cuestionada por Elías-Herrera y Ortega-Gutiérrez (1998), señalando que no hay evidencias de asociaciones petrotectónicas típicas de sutura, además de una influencia continental de sedimentos y actividad magmática del terreno Guerrero, en sus límites con los terrenos más antiguos del sur de México. Por otro lado, no es clara la temporalidad de la deformación laramídica y por lo tanto, a partir de qué tiempo habría comenzado el régimen de deformación lateral que predominó durante el Paleógeno.

Sin embargo, con base en cualquier análisis cartográfico regional es posible aseverar que a partir del Eoceno tardío se registra una actividad tectónica expresada principalmente en fallas laterales izquierdas de orientación NO-SE y E-O asociada a una serie de sistemas magmáticos plutónicos. Este sistema muestra una serie de fallas mayores corticales asociadas con zonas de cizalla que delimitan bloques tectonoestratigráficos y estilos estructurales. Los mejores ejemplos han sido descritos principalmente en la parte norte-central de la Sierra Madre del Sur y a lo largo de la margen continental actual, entre Zihuatanejo y Puerto Escondido (Ratschbacher *et al.*, 1991; Alaniz-Álvarez, 2002; Tolson, 2005).

La importancia de este marco tectónico regional para el sur y suroccidente de México, se refiere al carácter de una margen continental truncada y exhumada (Bellon, *et al.*, 1982; Schaaf *et al.*, 1995; Morán-Zenteno *et al.*, 1996). La distribución geocronológica de las rocas plutónicas en la zona litoral sugiere que la exhumación, y el truncamiento ha sido asociado al desplazamiento del bloque de Chortis de la margen continental a partir de la

región de Zihuatanejo hacia el sureste de México y Centroamérica (Schaaf *et al.*, 1995; Meschede *et al.*, 1997). Este proceso implica relaciones espaciales complejas entre el magmatismo y una serie de zonas de falla con una componente lateral izquierda de orientación SE.

La posición del bloque de Chortis en el suroccidente de México fue propuesta como una necesidad geométrica en las reconstrucciones paleogeográficas relacionadas con la evolución de la placa caribeña (Malfait y Dinkelman, 1972; Anderson y Schmidt, 1983; Ross y Scotese, 1988). Esta interpretación es compatible con las tendencias geocronológicas y la cinemática observada en las fallas de la región. Este desgarre cortical habría sido generado por el cambio en la geometría del paso del punto triple trinchera-trinchera-transforme que acompañó al desplazamiento del bloque Chortis, provocando la exhumación de la margen continental (Schaaf *et al.*, 1995; Morán-Zenteno *et al.*, 1996; Tolson, 1998). En este caso se tendrían que introducir elementos que explicaran una intensa erosión por subducción y probablemente una convergencia oblicua que facilitara el desarrollo de componentes de desplazamiento lateral izquierdo.

A partir del análisis de los rasgos morfoestructurales regionales expuestos desde el Bloque Jalisco a la región de Zihuatanejo, se observa una mayor incidencia de lineamientos NO-SE y NE-SO. Los primeros, sensiblemente paralelos a la línea de costa y orientados a los lineamientos de los ejes de pliegues y cabalgaduras de la deformación laramídica. Por su parte las estructuras NE-SO en occidente parecen estar asociadas con la formación del graben de Colima y separación del Bloque Jalisco, mientras que al oriente y hacia la zona de estudio, incluyendo la ZCM, parecen estar asociadas a otro tipo de deformación de edad paleogénica, en cuanto su distribución está claramente asociada al batolito de Arteaga (Eoceno) y a su vez es truncada con el sistema de extensión de la Depresión de Tepalcatepec (Figura 32).

En este sentido se plantea que la ZCM podría correlacionarse en tiempo y espacio con el proceso asociado con el desprendimiento del bloque Chortis hacia el sureste, en un proceso de ruptura continental (Silva-Romo y Mendoza-Rosales, 2009).

A partir de la revisión de las características de geología regional y con base en la cartografía realizada en este trabajo, se hacen las siguientes consideraciones tectónicas y metalogénicas regionales de la ZCM.

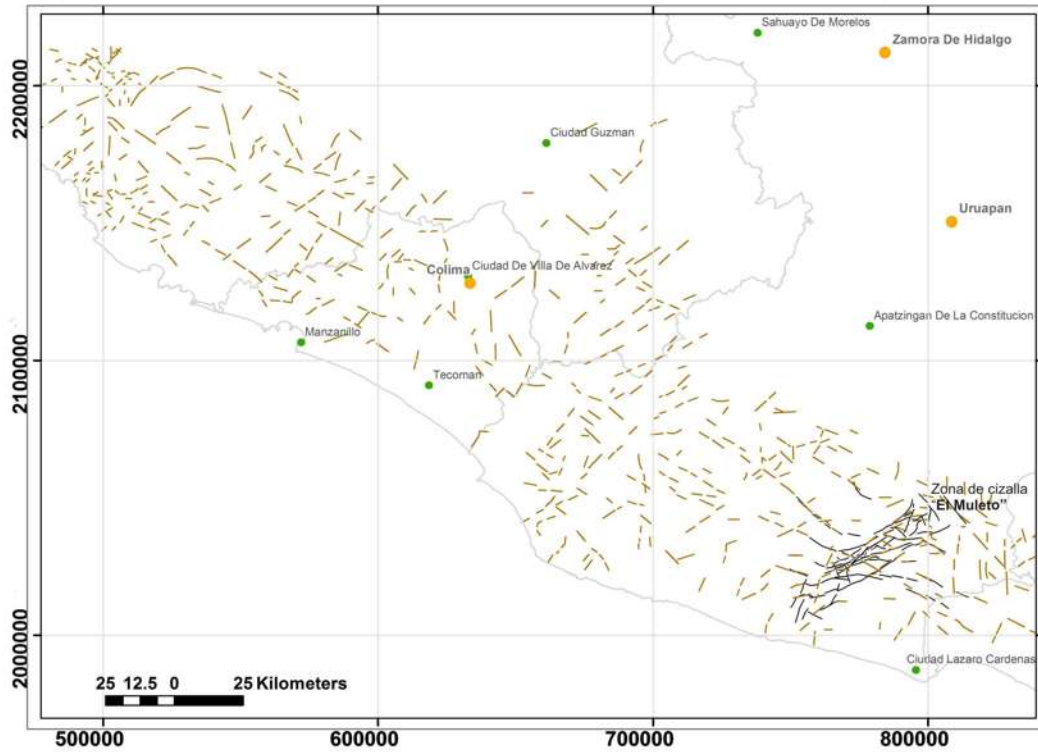


Figura 32.- Lineamientos morfoestructurales regionales y su relación con la ZCM.

a) La ZCM se encuentra en el sub-terreno Zihuatanejo en la región de Arteaga, en donde se ha determinado al Complejo Arteaga como el basamento del sub-terreno citado. Con base en las descripciones de las secuencias estratigráficas volcánico sedimentarias cretácicas en esta región (Corona-Chávez en Garduño-Monroy *et al*, 1999; Centeno-García *et al.*, 2003) se observa que la ZCM delimita importantes variaciones entre las unidades estratigráficas cretácicas (Figura 33).

b) La ZCM marca un cambio de comportamiento estructural y metamórfico del Complejo Arteaga, mientras que al sur de la ZCM, la deformación tiene foliaciones de orientación NNE, y el metamorfismo es mayor y más evidente; en el norte de la cizalla, la deformación es menor con foliación preferencial al NO, de igual manera el metamorfismo es de menor grado.

c) La unidad Acuyo, en la región de Huetamo, está constituida de conglomerados volcánicos, y brecha volcánicas intercaladas con las andesitas basálticas del Arco

Amengarícuaro (Sabanero-Sosa *et al.*, 1997). Según este autor, esta unidad es evidencia de la ruptura y erosión de dicho arco. En la zona de la ZCM, en los bordes de esta estructura, se observan niveles potentes de conglomerado polimíctico de fragmentos de andesita, arenisca, roca metamórfica y principalmente cuarzo, que pudieran corresponder a un evento de desgarre tectónico, similar al del Arco Amengarícuaro de la región de Huetamo.

d) Aún antes de identificarse la ZCM, García-Pérez y Urrutia-Fucugauchi (1997) realizan secciones gravimétricas en la región de Arteaga, y detectan un contraste de la respuesta del basamento entre las regiones de Tumbiscatio y Arteaga, mencionan una alteración entre una zona y otra. Considerando la geometría y dimensiones de la ZCM, estas diferencias gravimétricas podrían indicar un rompimiento cortical que afectó a las unidades de basamento, implicando diferentes ambientes tectónicos en el Jurásico y Cretácico y apoyaría la tesis de Sabanero-Sosa *et al.*, 1997.

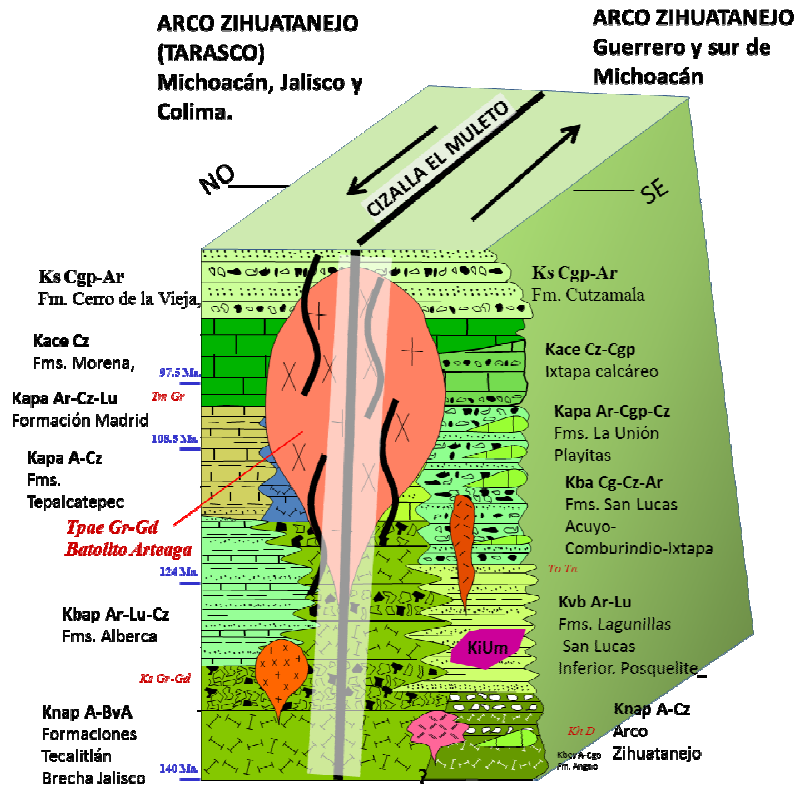


Figura 33.- Columna estratigráfica del Subterreno Zihuatanejo, mostrando las diferencias en el arreglo litoestratigráfico en las regiones Zihuatanejo (Tarasco) y Zihuatanejo, al NO y SE, de la ZCM respectivamente. (Modificado de Montiel *et al.*, 2008)

e) En cuanto a los tipos de yacimientos minerales, también existe un contraste importante entre los bloques noroeste y sureste de la ZCM: hacia la porción norte, se observa la presencia de yacimientos volcanogénicos correlacionados con otros depósitos al noroccidente de Michoacán, Jalisco y Colima (e.g. La Minita, La Huerta, Cuale, y Autlán); mientras que al este-sureste de la ZCM, el sur de Michoacán y parte occidental del estado de Guerrero, no se han detectado este tipo de yacimientos. Es pertinente aclarar que en el estado de Guerrero, los yacimientos volcanogénicos están asociados al sub-terreno Teloloapan, como los depósitos de Rey de Plata y Campo Morado.

Como se ha descrito, la evolución tectónica de la ZCM, contempla 4 tiempos (T) de evolución, sintetizados gráficamente en la figura 34. El primero Tn+1, corresponde a la deformación del Complejo Arteaga y la acreción del Terreno Guerrero; T2 el emplazamiento del batolito de Arteaga y sincrónicamente la actividad inicial de la ZCM; T3 mayor actividad de la ZCM, adquiere la geometría actual, e implica removilización de minerales; y T3+4 exhumación regional, deformación tarde-cinemática, deformación frágil y actividad hidrotermal tardía.

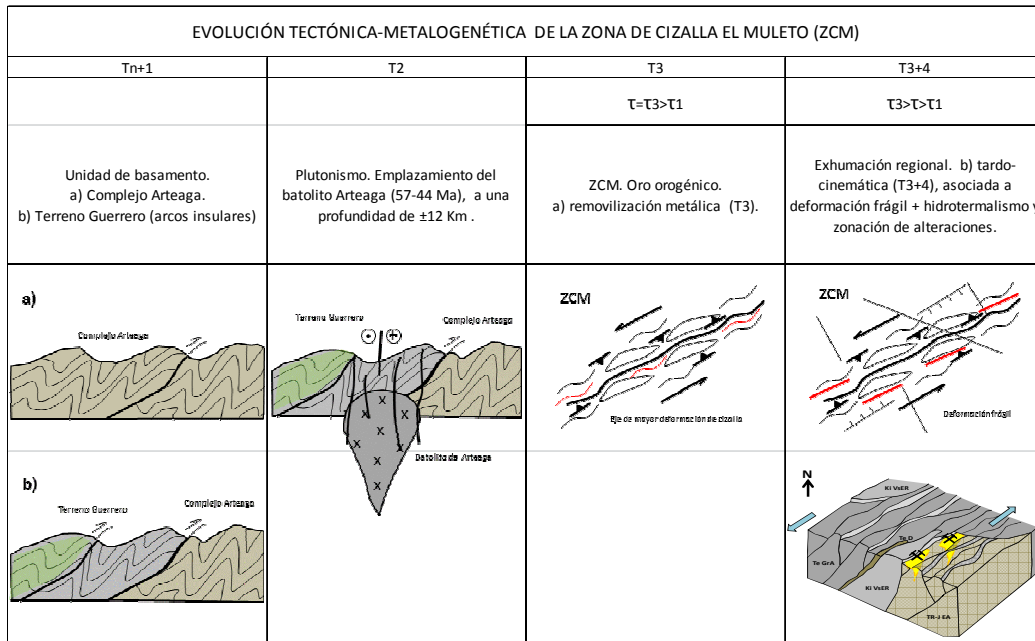


Figura 34.- Se muestran gráficamente las etapas de la evolución tectono-metalogénica de la ZCM. Tn+1) Jurásico-Cretácico; T2 y T3 y T3+4) Eoceno-Oligoceno, este último en desarrollo sincrónico de la mineralización aurífera..

10.3. Zonificación de los depósitos minerales en ZCM

En el área que cubre la ZCM se tiene una zonificación de depósitos principalmente de oro y de fierro, sin descartar manifestaciones de plata y cobre. Para el análisis regional de zonación es imprescindible analizar la información geológica-minera, estructural, geoquímica y geofísica, para éstas dos últimas se emplea la documentación generada por el SGM, a escala 1:250,000 de la carta Geológico-Minera Lázaro Cárdenas E13-6-9 (Barrios *et al.*, 2001).

Las manifestaciones auríferas marcan zonaciones a lo largo de la ZCM, con una tendencia de distribución con rumbo NE, concentrándose hacia el límite noroccidental, en las zonas de La Michoacana-Los Lirios, y en el límite exterior en la parte sureste de la cizalla, en Plan de Armas-La Majada.

Las manifestaciones ferríferas, se localizan en el límite noroccidental externo de la ZCM, en donde se tienen a los depósitos de Los Pozos, Barranca Blanca y Ferrería, también hacia el límite nororiental, se manifiestan los depósitos de fierro de Ordeña Vieja, y La Añilera, y manifestaciones de plata-cobre al noreste, en las zonas de Cerro Bola y Campamento.

La distribución de depósitos de Au y Fe muestra que los yacimientos auríferos están asociados al sistema de deformación de la ZCM, mientras que los ferríferos están asociados con los bordes exteriores de esta cizalla y los cuerpos plutónicos principal y apófisis del Batolito de Arteaga. En el extremo noreste los depósitos de sulfuros metálicos aparentemente están controlados por las fallas normales del sistema de la depresión de Tepalcatepec.

Por medio de la revisión de los valores geoquímicos obtenidos por el SGM (Barrios *et al.*, 2001) se observa que las anomalías geoquímicas de oro se muestran claramente bordeando a la ZCM, con valores de 43 a 27 ppb, consideradas en la estadística geoquímica como valores de anomalías altos; mientras que las anomalías de fierro, circundan a la ZCM, con valores altos en el extremo suroccidental, y una distribución de valores de 6 a 7 % consideradas como de anomalías altas a medias.

Por último, al realizar un traslape de la información geofísica de magnetometría de campo total, se observan una serie de anomalías de intensidad de entre 300 y 350 nT (Hernández-Pérez *et al.*, 2001, figura 35), consideradas como anomalías altas, con una

orientación al NE y NO, y que pueden corresponder a intrusivos a profundidad. Es notorio el cambio de intensidad magnética del Batolito de Arteaga asociado con la distribución de los depósitos minerales y con la ZCM, en donde se muestra una clara segmentación del batolito de Arteaga precisamente a lo largo de la cizalla, siendo congruente con la propuesta de un desplazamiento lateral izquierdo.

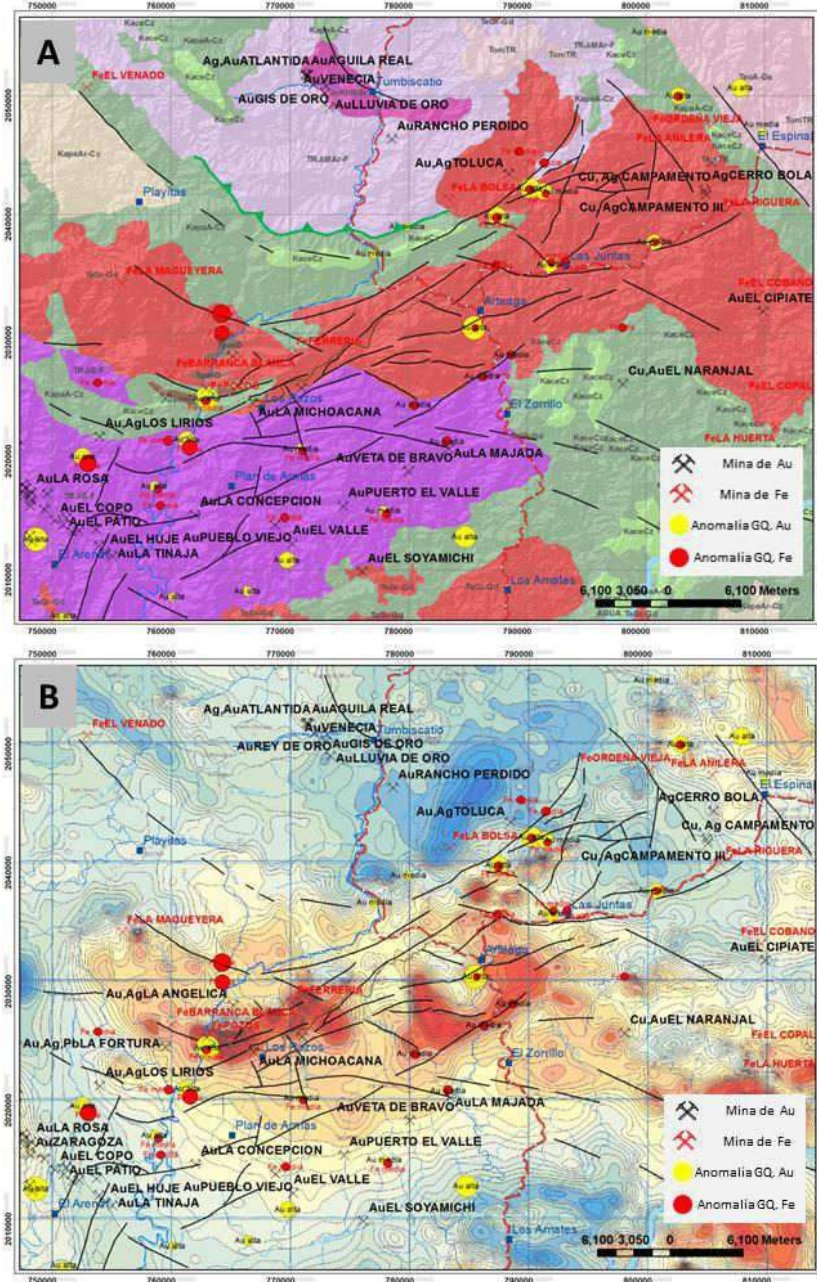


Figura 35.- A) Mapa de distribución de yacimientos minerales de Fe y oro, así como las anomalías geoquímicas de estos elementos. B) mapa magnetométrico y anomalías geoquímicas en la ZCM.

10.4. El yacimiento de oro orogénico de la ZCM

De acuerdo a los resultados de este estudio, y de las observaciones en la mina La Michoacana, se determinó que se encuentra en la porción sur de la ZCM, en donde se presentan rocas milonitizadas y la convergencia del Batolito de Arteaga, el Complejo Arteaga y la secuencia volcanosedimentaria El Resumidero.

La zona de emplazamiento de la estructura mineralizada corresponde a una falla lateral izquierda de orientación NE-SO y consiste de un cuerpo tabular de cuarzo con una geometría de burbuja, en cuyos bordes se logra identificar el cizallamiento del cuarzo masivo, con vetilleo de cuarzo, óxidos de fierro y pirita en menor proporción. El cuarzo de la veta principal es de color blanco de textura masiva, en ocasiones sacaroide y tonalidades grises, con nódulos de calcita prismática de color blanco lechoso. Las zonas de mayor contenido de oro es en donde el cuarzo de veta es de tonos grises y vetilleo con limonitas rojas y naranjas, la roca encajonante en los bordes de la veta mineralizada presentan alteración propilítica, y argílica.

10.4.1. Paragénesis mineral metálica de la ZCM

De acuerdo a los resultados de los estudios de técnicas analíticas, se determina que la paragénesis de minerales de metálicos de mena en la mina La Michoacana, presenta al menos tres estadios de sucesiones metálicas:

- Estadio I.- presenta cuarzoI-pirita y probablemente magnetita
- Estadio II.- con ilmenita-ilmenita (Ni-Ti)-esfena
- Estadio III.- Cuarzo II (vetillas)-magnetita-arsenopirita aurífera-pirita-galena.

El estadio I correspondería al primer proceso mineralizante ó metasomático, cuando se emplaza el batolito de Arteaga e inicia la ZCM; mientras que los estadios II y III, corresponderían al proceso de removilización y mineralización metálica respectivamente que habría concentrado los valores de oro, en la evolución de la ZCM (Figura 36).

Sucesión paragenética metálica			
Mineral	Estadio I	Estadio II	Estadio III
Cuarzo I	—	—	
Pirita	—	—	
Ilmenita		—	
Ilmenita (Ti-Ni)		—	
Esfena		—	
Cuarzo II		—	—
Magnetita		—	—
Arsenopirita aurífera		—	—
Pirita		—	—
Galena (Plomo-Plata)			—
Esfalerita (Zinc)			—

Figura 36.- Sucesión paragenética de los minerales metálicos en la mina La Michoacana.

En relación con el arreglo textural, ya sea de las secuencias miloníticas que de las estructuras de veta se observa que la microtextura se asocian a las superficies de foliación, y en particular con los bordes de los porfidoclastos de la veta de cuarzo milonitizada, en donde se muestra una evidente migración de las inclusiones metálicas hacia los bordes de los cristaloblastos. Por otro lado, también se observa una fase posterior hidrotermal que se relaciona con la mineralogía post-cinemática, la cual altera y genera la precipitación de una nueva asociación mineral entre los intersticios, huecos de dilatación y zonas distensivas de la cizalla, relleno con vetilleo de cuarzo mineralizado.

En consecuencia, se identifican al menos dos procesos mineralizantes, que en una primera fase deposita minerales de hierro, titanio, níquel, al momento de generarse la intrusión y una segunda generación relacionada con la evolución de la zona de cizalla, en donde probablemente inicia una removilización de mineralización aurífera asociada con arsenopirita; por otra parte una fase retrograda hidrotermal posiblemente continua transportando y precipitando arsenopirita aurífera, para aumentar la concentración de oro, por lo tanto, la mineralización asociada a la zona de cizalla El Muleto, corresponde a una serie de pulsaciones que se manifiestan en las diferentes asociaciones mineralógicas de

minerales arcillosos que forman las zonas de alteración; así mismo las texturas cataclástica y milonítica de la veta muestran una clara asociación cizalla-mineralización.

10.4.2. Paragénesis de minerales de alteración de la ZCM

En la figura 36, se muestra la distribución de las asociaciones minerales de alteración relacionadas a la veta mineralizada de la mina La Michoacana, en donde se muestra una evidente zonación vertical y areal del depósito: en la zona central o núcleo de la veta se desarrolla una alteración argílica a lo largo de la estructura, en los bordes se manifiesta la alteración propilítica de intensidad moderada, y hacia el SO, las alteraciones argílica y propilítica se traslapan con una alteración metasomática, esta última representaría la alteración producto del emplazamiento del Batolito de Arteaga.

Por otro lado, de acuerdo a los resultados de los análisis de las técnicas analíticas se propone que la sucesión paragenética de los minerales de alteración para el área de La Michoacana se divide en tres zonas (Figura 37):

1) El interior de la mina se tiene la asociación cuarzo-illita-esmectita y cuarzo-pirofilita-alunita-dickita y caolinita, que son series de las alteraciones argílica y argílica avanzada, respectivamente, infiriendo una temperatura de 150° a 250°C.

2) Sobre la traza en superficie de la veta de la mina La Michoacana se determinaron las asociaciones cuarzo-tremolita (actinolita)-muscovita-albita-clorita y epidota, e illita-esmectita-dickita, para una alteración propilítica y argílica, respectivamente, alteraciones traslapadas, en un rango de temperaturas >350° a 250°C.

3) En las zonas en superficie cercanas a la mina, se identificaron las asociaciones cuarzo-actinolita-biotita y cuarzo-clorita-epidota, series que marcan dos alteraciones traslapadas, identificadas como alteración propilítica y un proceso metasomático, en temperaturas de 650° a 250°C (Figura 38).

Sucesión paragenética de minerales de alteración								
Superficie	Traza	Mina	1	2	3	Temperatura	pH	Tipo de alteración
Cuarzo I	Cuarzo I							
Actinolita	Tremolita					450°-650°C	Neutro a alcalino	Metasomática
Biotita/Flogopita								
	Muscovita	Muscovita				>250°C		
	Albita	Albita						
Clorita	Clorita	Clorita				200°-250°C	Neutro a alcalino	Propilítica, clorítica
Epidota	Epidota							
		Cuarzo II						
		Calcita						
		Pirofillita				>300°C		Argílica avanzada
	Illita	Illita				200°-250°C		Argílica
Esmectita	Esmectita	Esmectita				100°-200°C		Argílica
		Alunita					2	Argílica avanzada
	Dickita	Dickita				200°-250°C		Argílica-Argílica intermedia
	Caolinita	Caolinita				150°-200°C	4,5	Argílica avanzada y roca intemperizada

Figura 37.- Asociaciones mineralógicas de las zonas de alteración en el área de la mina La Michoacana.

En suma, la asociación de minerales arcillosos en el depósito de La Michoacana y de la ZCM muestra al menos tres eventos termal traslapados de una fase de relativa alta temperatura, apuntando hacia un proceso metasomático probablemente en la intrusión del cuerpo granítico sobre andesitas y esquistos y a una fase epitermal de temperaturas bajas sobre las zonas distensivas de las trazas de la cizalla.

10.4.3. El Yacimiento de oro orogénico de la ZCM

Con base en el estudio de cartografía, de relaciones estructurales y tectónicas, así como en los resultados petrográficos y de geoquímica la localidad minera aurífera de la ZCM se propone como un yacimiento tipo de oro orogénico (YOO). A continuación se describen de manera sintética algunos elementos que resultan importantes para soportar esta aseveración:

i) El área de la mina La Michoacana se encuentra dentro de la ZCM. El ambiente tectónico de esta zona de cizalla corresponde a margen continental activo, con la presencia de bloques de colisión en el Cretácico-Terciario, emplazamiento del Batolito Arteaga y

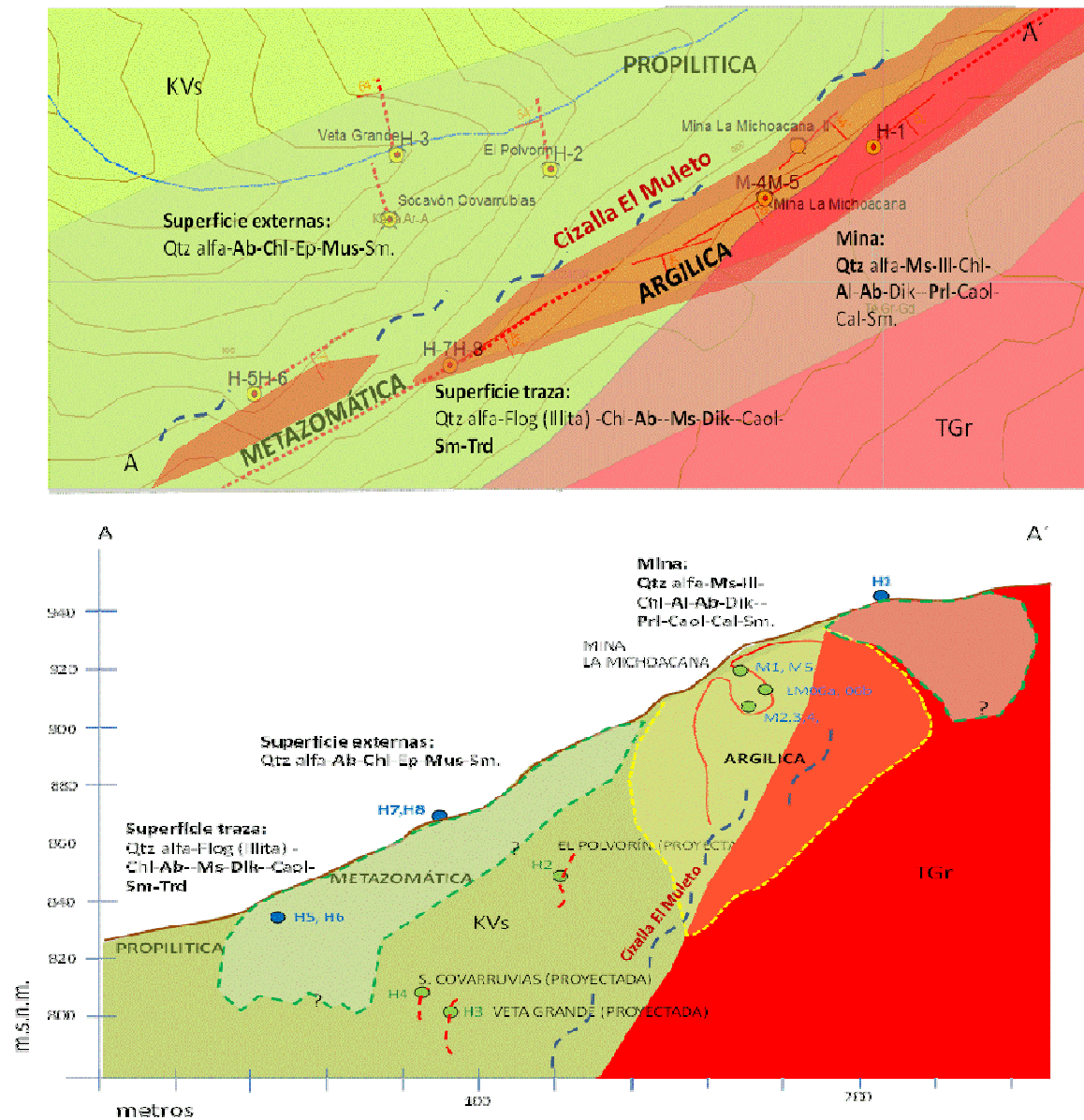


Figura 38.- Plano esquemático que muestra la distribución de mineralogía de alteraciones y su distribución espacial en el área de la mina La Michoacana

desarrollo de una zona de cizalla (ZCM) sincrónica a la intrusión o desarrollada en la etapa tardía de emplazamiento del batolito.

ii) Durante la fase de deformación los minerales metálicos, magnetita, ilmenita, pirita, y arsenopirita, junto con cuarzo, participan en esta dinámica de deformación y migran dentro de los planos de la cizalla, seguramente en diferentes momentos como lo muestra la sobre-posición de estadios de minerales metálicos y la zonación de minerales de alteración.

iii) La sucesión paragenética de los minerales metálicos de tipo aurífero para el área de La Michoacana está asociada a las texturas miloníticas y a la evolución de la ZCM.

iv) La sucesión paragenética de los minerales de alteración presenta una zonación que se relaciona con la etapa tardo- y post-cinemática de la ZCM.

v) El ambiente tectónico, los procesos de deformación, las zonas de alteración, y la concentración mecánica de los metales, sugieren un proceso asociado a la ZCM o un yacimiento de oro orogénico (YOO).

Sin embargo, y de acuerdo a la clasificación general de los YOO, en este trabajo no se realizaron estudios, por un lado, de inclusiones fluidas para precisar temperaturas de homogenización, y contenido de CO₂, y en otro sentido determinaciones de isotopos estables de S y O, para tratar de esclarecer la procedencia de los fluidos mineralizantes.

10.5. Comparación del YOO-ZCM e implicaciones metalogénicas

En la figura 39 se muestra una síntesis de las características de los diferentes tipos yacimientos de oro orogénico a nivel mundial. A nivel global los yacimientos de oro orogénico, (Goldfarb *et al.*, 2000) se han formado a lo largo de 3 mil millones de años, hasta nuestros días, con una estrecha relación a los bordes de las placas tectónicas, que han sufrido tectonismo por procesos acrecionarios o de colisión. Estos yacimientos se han estudiado principalmente en Norteamérica, Europa, Australia (Groves *et al.*, 2003), así mismo han sido estudiados en sud-America y México.

Localidad	Ubicación	Litología/edad	Estructuras	Mineralogía	Alteración	Química	Edad del yacimiento	Referencia
Pilbara, Australia Occidental	Australia	Granito-diorita, Arqueano	Vetas/zona de cizalla	Pirita, calcopirita, tetraedrita, galena, y esfalerita	carbonato-fusca rica en Mg y Cr	CO ₂ alto. $\delta^{13}C$ de 0,2 $\pm$ 0,6 y $\delta^{18}O$ de 14,6 $\pm$ 0,6. Temperatura 250°C	Arcaica	Zegers T. E. <i>et al.</i> , (2002),
Red Lake	Ontario, Canada	Facies anfibolita, intrusiones graníticas/Arqueano	Zona de cizalla, dúctil - frágil (areas distensivas)	arsenopirita aurífera.	1) Alteración regional (volcanogénica e hidrotermal); 2) Alteración local (facies anfibolita) arsenopirita aurífera, cuarzo-sericita y silicificación; y chlorite + epidote + anthophyllite + carbonate			Oyarzun, R. <i>et al.</i> (2004),
Donlin Creek	Alaska suroeste	Cretácico superior	Pliegues fallas laterales y extensionales. Vetas y vetillo	arsenopirita, pirita y, estibinita	sericitización, carbonatización y sulfuración.	3 a 7 moles % de CO ₂ , $\pm$ CH ₄ y proporciones muy bajas de NaCl + KCl, un temperatura de fluido de 275 ° a 300 ° C. $\delta^{18}O$ = 11-25 por mil; -150 y -80 por mil de δD , $\delta^{34}S$ de -16 y -10 por mil; ϵNd inicial de -8,7 a -3,1 y 87Sr/86Sr de 0,706 a 0,709		Goldfarb <i>et al.</i> , (2004),
Escudo canadiense	Canada	Rocas arqueanas	Cizalla dúctil-frágil/cataclásitas-milonitizadas	vetas cuarzo-aurífero	Carbonatización, anhidrita, hematita, carbonato y turmalina		Arqueano	Costafreda M., (1999),
San Francisco	Sonora	Precámbrico al Terciario	Zona de cizalla dúctil-frágil	cuarzo cristaloblastico, turmalina, baja concentración de sulfuros y el oro como inclusión en la pirita ó asociado con teluros .	sericitización (fengita) y cuarzo, clorita y calcita	300 y 200°C, Fe+3 como incremento de oxidación del fluido, ph intermedio	Cretácico tardío-Terciario temprano	Pérez-Segura <i>et al.</i> , (1996),
La Herradura	Sonora	gneis cuarzo-feldespática de 1,75 Ga	inmediaciones de la megacizalla Mojave-Sonora	vetas de cuarzo y sulfuros (y ankerita), asociación cuarzo-pirita-galena-esfalerita	Zonación de cuarzo-sericita-albita centro; cuarzo-feldespato gneis en las zonas exteriores; hierro-carbonatos (ankerita-siderita) adyacente a vetas, y propilitica en las partes más exteriores.	Altos contenidos de CO ₂ , baja salinidad. Valores geoquímicos similares a aguas metamórficas. Temperaturas de homogeneización entre 285-295 ° C. Valores de $\delta^{18}O$, entre +14 y +16 ‰; $\delta^{34}S$ de 3,1 a 6,6 ‰; . Sugieren una temperatura de equilibrio de 330 ° C.	fechamiento isotópico de Re-Os en pirita y magnetita asociadas a la mineralización de oro, datada 61,0 $\pm$ 2,1 Ma	Quintanar Ruiz, (2008),
Pataz, los Andes	Perú	Turbiditas y batolito de Pataz de edad de 330 a 337 Ma	zona de cizalla, deformación dúctil - frágil	Au, Ag, Al, Fe, Pb, Zn, Cu, $\pm$ Sb, Bi-Te-W. Cuarzo lechozo- pirita-arsenopirita-ankerita; cuarzo azul-gris microgranular-galena esfalerita-calcopirita-sulfosales de Sb-electrum oro nativo	moscovita, clorita, carbonato, y pirita			Haeblerlin Y. <i>et al.</i> , 2004
La Michoacana	México, sur	Esquisto-volcanosedimentaria-granito	zona de cizalla, deformación dúctil - frágil	magnetita, ilmenita, esfena, pirita y arsenopirita.	a) alteración regional, metasomática, propilitica. B) alteración local, propilitica, argilica.		Terciario	Esste trabajo

Figura 39.- Tabla comparativa de yacimientos asociados a zonas de cizalla ó de oro orogénico.

Las características de estos depósitos en Australia se han definido por Zegers *et al.*, (2002) en la mina de Pilbara. Este yacimiento está encajonado en un granito-diorita de edad arqueana, consiste de vetas de cuarzo en una zona de cizalla, con pirita, calcopirita, tetraedrita, galena y esfalerita, con una alteración hidrotermal de carbonato-fusita rica en Mg y Cr; tiene un contenido de CO₂ alto; valores de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ con $0,2 \pm 0,6$ y $14,6 \pm 0,6$ por mil respectivamente, calculando una temperatura de 250°C.

Los depósitos de Alaska y particularmente Donlin Creek, fueron estudiados por Goldfarb *et al.*, (2004). Estos autores mencionan que el depósito está encajonado en rocas del Cretácico superior, asociado a pliegues, y fallas laterales extensionales; consiste de vetas y vetilleo con mineralización de arsenopirita, pirita y, estibinita; con zonas de alteración como sericitización, carbonatización y sulfuración. Químicamente contiene 3 a 7 moles % de CO₂, $\pm$ CH₄ y proporciones muy bajas de NaCl + KCl, una temperatura de fluido de 275 ° a 300 ° C. Los valores de $\delta^{18}\text{O}$ = 11-25 por mil; -150 y -80 por mil de δD , $\delta^{34}\text{S}$ de -16 y -10 por mil; ϵNd inicial de -8,7 a -3,1 y $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de 0,706 a 0,709.

En Canadá, Oyarzun *et al.* (2004) estudian el depósito de Red Lake, Ontario, determina facies anfíbolita, e intrusiones graníticas de rocas de edad Arqueano. El yacimiento está asociado a una zona de cizalla dúctil-frágil (áreas distensivas), consiste de vetas con mineralización de arsenopirita aurífera, y presentan alteración regional (volcanogénica e hidrotermal); y alteración local (facies anfíbolita) arsenopirita aurífera, cuarzo-sericita y silicificación; y clorita + epidota + fillita + carbonato.

En Sudamérica, en la región de Pataz, en los Andes de Perú, Haeberlin *et al.*, (2004) definen este tipo de yacimientos encajonado en una secuencia de turbiditas afectada por el batolito de Pataz de edad de 330 a 337 Ma, asociado a una zona de cizalla, en un régimen de deformación dúctil-frágil, con la presencia de vetas de cuarzo lechozo y mineralización de pirita-arsenopirita-ankerita; y cuarzo azul-gris microgranular con galena esfalerita-calcopirita-sulfosales de antimonio-electrum-oro nativo, acompañados de moscovita, clorita, carbonato, y pirita.

En el norte de México han sido estudiados en las inmediaciones de la megacizalla Mojave-Sonora, particularmente en la mina de San Francisco, Sonora (Pérez-Segura *et al.*, 1996). El yacimiento se encuentra en rocas del Precámbrico al Terciario, asociados a la zona de cizalla dúctil-frágil, y consiste de vetas de cuarzo cristaloblástico, con turmalina,

baja concentración de sulfuros y el oro como inclusión en la pirita ó asociado con teluros. Presenta sericitización como alteración con minerales de fengita, cuarzo, clorita y calcita, estimando una temperatura de formación de 300 y 200°C, contiene Fe⁺³ como incremento de oxidación del fluido, ph intermedio y una edad del depósito del Cretácico tardío-Terciario temprano (Pérez-Segura *et al.*, 1996)).

Con base en la síntesis de los diversos yacimientos se puede señalar que el yacimiento de La Michoacana en el estado de Michoacán presenta las condiciones de ambiente tectónico de los YOO del mundo. Consiste de vetas de cuarzo con asociación a una zona de cizalla de carácter dúctil-frágil en un sistema distensivo, la mineralogía consiste de magnetita, ilmenita, pirita y arsenopirita en donde se asocian los valores de oro, las zonas de alteración son argilización y propilitización. La mineralización de oro en general es de oro libre y asociado a arsenopirita, esta última asociación mineral marca una excepción en la mina San Francisco, en donde se asocia a teluros (Figura 39).

10.5.1. Implicaciones metalogenéticas del YOO-ZCM

El estudio de la ZCM, así como el estudio de los yacimientos asociados a ella, permite proponer un nuevo tipo de yacimiento aurífero en el sur de México. Los depósitos de Oro Orogénico solo se habían detectado en el estado de Sonora (Pérez- Segura, *et al.*, 1996; Quintanar-Ruiz, 2008; Izaguirre *et al.*, 2012).

Por otra parte, la edad de la formación de este depósito, Terciario Paleoceno-Eoceno, abre nuevas perspectivas de exploración en la evolución tectónica de este período, asumiendo que la mayoría de los depósitos epitermales auríferos en México, se consideran de edades más jóvenes, miocénicas principalmente.

Por lo tanto se tienen nuevos argumentos para proponer que existe otra época metalogenética con yacimientos auríferos en el sur de México, de acuerdo a la distribución de este tipo de depósitos en el orógeno circumpacífico de América (Goldfarb *et al.*, 2001) Figura 40.



Figura 40.- Distribución del Mesozoico-Terciario de provincias de oro orogénico en los orógenos Circum-Pacífico (modificado de Goldfarb *et al.*, 2001)

Capítulo 11.

CONCLUSIONES

La interpretación cartográfica muestra una zona de cizalla de 56 kilómetros de longitud y un ancho de 10 kilómetros, afectando al batolito de Arteaga, el Complejo Arteaga y la Formación El Resumidero, con una orientación NE-SO. Su geometría es de una serie de estructuras anastomosadas, que fragmentan al batolito de Arteaga e imprime un comportamiento estructural diferente a los bloques norte y sur de la cizalla. La geometría del mapeo litológico muestra un desplazamiento lateral izquierdo.

Las observaciones de campo y el análisis geométrico de la ZCM indican que la cizalla no es vertical, la doble dirección de inclinación de los planos, y la dirección de transporte, sugiere que la cizalla está formada por una serie de bloques en un sistema transtensivo, de altos y bajos tectónicos, en un sistema de fallamiento lateral con componente norma, con inmersión al SO y emersión al NE, en un claro arreglo de un sistema de fallas antitético.

Así mismo, se definen cuatro eventos de deformación, Dn+2, pre-cizalla, de orientación NO-SE y NEE-SOO, sensiblemente paralelos a la línea de costa y que afectan principalmente al Complejo Arteaga y a la secuencia volcanosedimentaria del Cretácico inferior. La deformación D3, corresponde al proceso de deformación de la ZCM con una orientación NE-SO. Esta cizalla finalmente es afectada internamente por la deformación D4 de orientación NO-SE y que corresponde a deformación distensiva post-cizalla.

Con base en el análisis cartográfico, petrográfico y del análisis microtectónico, la zona de cizalla muestran una serie de indicadores cinemáticos miloníticos que corroboran una cinemática de cizalla lateral izquierda.

La mineralización aurífera de la ZCM está asociada con una mineralización de óxidos de hierro, sulfuros, y particularmente a arsenopirita, los cuales presentan una removilización y concentración producto de la cinemática de la ZCM. La zonación de alteraciones corresponde a alteraciones metasomática, propilitica, y argílica, acorde con los YOO.

La escasez de estudios metalogenéticos en México, ha influido que en el área de Arteaga los yacimientos auríferos se hayan clasificado hasta antes de este trabajo como de tipo epitermales y con una temporalidad dentro de la metalogénesis del Eoceno-Mioceno, similares a los de la franja argentífera del centro de México. Sin embargo, de acuerdo a las características de los YOO a nivel mundial y particularmente en México, se han identificado características similares en el área de la mina La Michoacana, lo que permite clasificar estos depósitos como de tipo de oro orogénico.

Las implicaciones tectono-metalogenéticas son por una parte que la ZCM, tiene una relación directa con la evolución geodinámica del desprendimientos del bloque Chortis en el sureste de México. Por otra parte, se considera que marca un límite tectonoestratigráfico importante que pudiera dividir al arco de Zihuatanejo, al sur en la región del mismo nombre, entre los estados de Michoacán y Guerrero, y hacia la región norte, en la zona de Michoacán, y Colima, denominada en este trabajo como región Tarasca.

Por otro lado, es posible considerar que un límite tectónico de la ZCM implica una variación de este mismo arco ó la existencia de otra secuencia de arco un tanto diferente a Zihutanejo, pero formando parte de la serie de arcos insulares del Terreno Guerrero. Esta propuesta es congruente con la discontinuidad gravimétrica identificada por García-Pérez y Urrutia-Fucugauchi (1997), quienes sugieren una diferencia de características litológicas y de espesores de basamento, en un sector y otro.

Finalmente, es evidente la presencia de un ambiente metalogenético que genera yacimientos volcanogenético en la región Tarasca, notoriamente ausentes en la región del arco Zihuatanejo.

BIBLIOGRAFÍA

- Anderson, T.H., y Schmidt, V.A., 1983, The evolution of Middle America and the Gulf of Mexico-Caribbean Sea region during Mesozoic time: GSA Bulletin, v. 94, p. 941-966.
- Alaníz-Álvarez, S.A., Nieto-Samaniego, A.F., Morán-Zenteno, D.J., Alba-Aldave, L., 2002, Rhyolitic volcanism in extension zone associated with strike-slip tectonics in the Taxco region, southern Mexico: Journal of Volcanology and Geothermal Research, v. 118, p. 1-14.
- Albinson T., 1989. Vetas Mesotermiales auríferas del sector norte del Estado de Sonora. Grupo Catorce S.A. de C. V. inédito.
- Alvarado Méndez H. Munguía Rojas P. Torreblanca Castro T. de J. 2002. Informe Geológico Minero de la carta Playitas E13-b78, escala 1: 50 000. Consejo de Recursos Minerales, en línea.
- Barrera T., Segura D., 1927. Itinerario geológico en el estado de Michoacán. Boletín 47, Edit. Inst. Geológico de México.
- Barrios R. F., Bastida J. R., Rosales F. E., 2001. Carta geológico minera Lázaro Cárdenas E13-6-9, Informe CRM. 67 p
- Bastida J. R., 1995. Informe de la visita de reconocimiento del lote “Jesús” Mpio de Arteaga, Mich. C.R.M. 8 p.
- Bastida J. R., Mota M. S., 1988. Geología y Geofísica del yacimiento ferrífero de “Los Pozos”, Mpio de Arteaga, Michoacán. C.R.M., 31 p.
- Bellon, H., Maury, R.C., Stephan, J.F., 1982, Dioritic basement, Site 493: petrology, geochemistry and geodynamics, en: Initial reports of Deep Sea Drilling Project: LEE M. (Ed.), v. LXVI, 723-731, United States Government Printing Office, Washington.
- Bonneau, M., 1976. A propósito de la edad de los afloramientos Volcánicos y Volcanoclasticos de la región de Zihuatanejo, Gro: III Congreso Geológico Lat., Resúmenes, Acapulco, Gro.
- Cabral-Cano, E., Draper, G., Lang, H.R., Harrison, C.G.A., 2000. Constraining the late Mesozoic and early Tertiary tectonic evolution of southern Mexico: structure and deformation history of the Tierra Caliente region, southern Mexico: Journal of Geology, 108, 427-446.
- Calzada M. M. C., 1993 (1). Informe final proyecto Mibacason convenio México-Bélgica tercera etapa. C.R.M. 17 p.
- Calzada M. M. C., 1993 (2). Metalogenia de los yacimientos ferríferos de Los Pozos, Municipio de Arteaga, Estado de Michoacán. Tesis profesional de licenciatura, 76 p
- Campa M. F., 1978. La evolución tectónica de Tierra Caliente, Guerrero, Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana.
- Campa-Uranga, M.F., Ramírez, J., y Bloome C., 1982. La secuencia volcánico-sedimentaria metamorfizada del Triásico (Ladiniano-Cárnico) de la región de Tumbiscatio, Michoacán: Sociedad Geológica Mexicana, Convención Geológica Nacional, 6a, Abstracts, p. 48.
- Campa M.F., y Coney P.J., 1983. Tectono-stratigraphic terranes and mineral resource distribution in Mexico: Canadian Journal of Earth Sciences, v. 20, p. 1040-1051.
- Castillo, Antonio del. 1893. Carta Minera de la República Mexicana, formada por disposición del Secretario de Fomento por ingeniero de minas... Director de la Escuela Nacional de Ingenieros, color, 4 hojas impresas, 1:2 000 000.

- Centeno García E., Coney P. J., Ruiz J., Patchett J., Ortega G. F., 1993. Tectonic significance of the sediments of the Guerrero terrane from petrographic, trace element, and Nd- Isotopic studies. *Proceeding of the first Circum Pacific and Circum Atlantic Terrene Conference* 30-33 pp
- CentenoGarcía E., Guerrero-Suastegui M., y Talvera-Mendonza O., 2008. The Guerrero Composite Terrane of western Mexico: collision and subsequent rifting in a suprasubduction zone: *Geological Society of America Special Paper*. (Tardy *et al* 1992
- CentenoGarcía, E., 1994. Tectonic evolution of the Guerrero Terrane, Western, Mexico: [Tesis de Doctorado], University of Arizona.
- CentenoGarcía, E., Corona-Chávez, P., Talavera-Mendoza, O., y Iriondo, A., 2003. Geologic and tectonic evolution of the western Guerrero terrane-a transect from Puerto Vallarta to Zihuatanejo, Mexico, in *Geologic transects across Cordilleran Mexico, Guidebook for the field trips of the 99th Geological Society of America Cordilleran Section Annual Meeting*, Puerto Vallarta, Jalisco, Mexico, April 4–6, 2003: Mexico, D.F., Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Publicación Especial 1, Field trip 9, p. 201–228.
- Coney P. J., 1983. Un modelo tectónico de México y sus relaciones con América del Norte, América del Sur y El Caribe, *Subdirección de Tecnología de exploración del IMP, Universidad de Arizona*, Vol. XV, No. 1. 7-15 pp
- Coney P. J., Campa U. M. F. 1984. Terrenos sospechosos de aloctonía acreción del occidente y sur del continente Norteamericano, *Boletín Departamento de la Universidad de Sonora*, Vol. 1, No. 1 1-24 pp.
- Corbett G. J., y Leach T. M., 1998. Southwest Pacific Rim Gold-Copper Systems. Structure, Alteration and Mineralization. III Foro Minero Jalisco. Gobierno del Estado de Jalisco.
- Cruz López D., Herrera Galván D., 1996. Carta geológica-minera Tierra y Libertad, estado de Chiapas (E14-C77) escala 1; 50,000. SGM.
- Corona-Chávez P., Schaaf P., Bigioggero B., Tunesi A., y Panseri M. 2007. Laramidic-age plutonism in the Guerrero Terrane, southern Mexico: some tectonic and metallogenic implications. VII CONGRESO DE GEOLOGÍA. 2ª Convención Cubana de Ciencias de la Tierra, Sociedad Cubana de Geología.
- Cruz López D., Herrera Galván D., 1997. Carta geológica-minera de San Pedro Tapanatepec, estado de Chiapas (E14-C76) escala 1; 50,000. SGM.
- Demon Paul E., Shafiqullah M., y Clark Kenneth F., 1981. Evolución de los Arcos magmáticos en México y su relación con la Metalogénesis. *Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología. Revista*, vol. 5, núm. 2, p. 223-238.
- Davis G. H., Reynolds S. J., 1996. *Structural Geology of Rocks and Regions*. © 1984 John Wiley & Sons.
- Delgado-Argote, L.A., Rubinovich-Cogan, R., Gasca-Duran, A., 1986. Descripción preliminar de la geología y mecánica de emplazamiento del complejo ultrabásico del Cretácico de Loma Baya, Guerrero, México: *Geofísica Internacional*, v. 25-4, p. 537-558.
- Dickinson, W., y Lawton, T., 2001. Carbonaceous to Cretaceous assembly and fragmentation of Mexico: *GSA Bulletin*, v. 113, p. 1142-1160.
- Eguiluz de Antuñano S., Amezcua-Torres N., y Aquino A., 2004. Oro en el Gneiss Novillo, Tamaulipas, México. En *Depósitos Minerales en México: Nuevas Perspectivas y avances en su estudio*. GEOS, Vol. 24, No. 2.
- Elías-Herrera, M., y Ortega-Gutiérrez, F., 1998. The Early Cretaceous Arperos oceanic basin (western Mexico). *Geochemical evidence for an aseismic ridge formed near a spreading center-Comment: Tectonophysics*, v. 292, p. 321-326.

- Ferrusquía Villafranca, I., Shelton, P.A., y Espinosa-Arrubarrera L., 1978. Rocas volcanosedimentarias mesozoicas y huellas de dinosaurios en la región suroccidental pacífica de México: Revista de la Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, v. 2, n. 2, p. 150-162.
- Galicía F. J., 1981. Informe técnico y programa de obras de exploración del prospecto La Fortuna, concesión minera La Guadalupe Grande, ranchería El Ahijadero, municipio de Arteaga, Mich. C.R.M. 9 p.
- García Pérez F., and Urrutia Fucugauchi J., 1997. Crustal structure of the Arteaga Complex, Michoacán, southern Mexico, from gravity and magnetics. Geofísica internacional 1997/04
- Garduño Monroy V. H., Corona Chávez P., Israde-Alcántar I., Mannela L., Arreygue E., Bigiongero B., Chiesa S. 1999. Carta Geológica del Estado de Michoacán. Instituto de investigaciones metalúrgicas, departamento de geología y minería. Universidad de Michoacán de San Nicolás de Hidalgo.
- Goldfarb R.J., Groves D.I., Gardoll S. 2001. Orogenic gold and geologic time: a global synthesis. Ore Geology Reviews. 18 (2001). 1–75.
- Goldfarb R. J., Ayuso R., Miller M., Eberts W., Marsh E. E., Petsel S. A., Miller L., Bradley D., Johnson C., McClelland W., 2004. The Late Cretaceous Donlin Creek Gold Deposit, Southwestern Alaska: Controls on Epizonal Ore Formation. Economic Geology. Bulletin of the Society of Economic Geologists. Vol. 99, pp. 643–671
- Grajales N. J. M., López I. M., 1984. Nuevos datos K-Ar y petrografía de las rocas ígneas y metamórficas de la región suroccidental del estado de Michoacán. (Resumen).
- Grajales-Nishimura, M., López-Infanzón, M., 1983, Estudio petrogenético de las rocas ígneas y metamórficas en el proyecto Tomatlan-Guerrero-Jalisco: México, D.F., Instituto Mexicano del Petróleo, Subdirección de Tecnología de Exploración, Proyecto C-1160, informe técnico, 69 p.
- Grajales N. J. M., López I. M., Torres V. R., 1993. Geology and potassium-argon data of the igneous and metamorphic rocks in the western portion of the Guerrero terrane, Jalisco, Colima and Michoacán states, México.
- Groves D. I., Kent C., Goldfarb R. J., Hronsky J. M. A., and Vielreicher R. M., 2005. Secular Changes in Global Tectonic Processes and Their Influence on the Temporal Distribution of Gold-Bearing Mineral Deposits. 100th Anniversary Special Paper. Society of Economic Geologists, Inc. Economic Geology, v. 100, pp. 203–224.
- Groves D. I., Richard J., Goldfarb, François R., and Hart C. J. R., 2003. Gold Deposits in Metamorphic Belts: Overview of Current Understanding, Outstanding Problems, Future Research, and Exploration Significance. Economic Geology, Vol. 98, 2003, pp. 1–29.
- Groves, D.I., Goldfarb, R.J., Gebre-Mariam, M., Hagemann, S.G., and Robert, F., 1998. Orogenic gold deposits: A proposed classification in the context of their crustal distribution and relationship to other gold deposit types: Ore Geology Reviews, v. 13, p. 7–27.
- Guzmán A. J. G., Madrigal L. F. J., 1982. Exploración geológica minera en la zona aurífera de El Ahijadero, municipio de Arteaga, Edo de Michoacán. C.R.M. 42 p.
- Haeblerlin Y., Moritz R., Fontboté L., and Cosca M. 2004. Carboniferous Orogenic Gold Deposits at Patatz, Eastern Andean Cordillera, Peru: Geological and Structural Framework, Paragenesis, Alteration, and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ Geochronology. Economic Geology Vol. 99, pp. 73–112.
- Hernández Pérez I., Vélez López J., Cuevas Covarrubias A. 2001. Texto guía carta magnética “Lázaro Cárdenas” E13-6-9, escala 1:250,000. Secretaría de Economía. Coordinación General de Minería. Editada por el Consejo de Recursos Minerales. Primera Edición 1994. © Derechos Reservados. Segunda Impresión 2001.

Izaguirre A., Iriondo A., Caballero-Martínez J. A., Moreira-Rivera F., Espinosa-Arámburu E. 2012. Homogeneidad geoquímica de la alteración hidrotermal del cinturón de oro orogénico del NW de Sonora, México: Estudio de balance de masas en rocas encajonantes de la mineralización. Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana. Volumen 64, núm. 1, 2012, p. 119-153.

Jiménez Hernández A. 2011. Mineralización de oro en el Complejo Oaxaqueño, sur de México. Tesis para optar al grado de Magister en Ciencias, mención Geología. Universidad de Chile. Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas. Departamento de Geología.

Kitney Kathryn E., OlivoGema R., Davis Donald W., Desrochers Jean-Philippe, and Tessier André., 2011. The Barry Gold Deposit, Abitibi Subprovince, Canada: A Greenstone Belt-Hosted Gold Deposit Coeval with Late Archean Deformation and Magmatism. Society of Economic Geologists, Inc. Economic Geology, v. 106, pp. 1129–1154.

López Mendoza H., 1967. Estudio geológico magnetométrico del yacimiento ferrífero Los Pozos, municipio de Arteaga, Michoacán. C.R.N.N.R. Boletín No. 78, 46 p.

Malfait, B.T., y Dinkelman, M.G., 1972, Circum-Caribbean tectonic and igneous activity and the evolution of the Caribbean plate: GSA Bulletin, v. 83, p. 251-272.

Meschede, M., Frisch, W., Herrmann, U.R. y Ratschbacher, R., 1997, Stress transmission across an active plate boundary: an example for southern Mexico: Tectonophysics, v. 266, 81-100.

Mendoza A. S., Zapata G. R., 1987. Informe del levantamiento magnetométrico del yacimiento ferrífero Los Pozos, Mpio de Arteaga, Mich. (1986) parte I. C.R.M. 13 p.

Miranda G. M. A., 1995. The volcanic massive sulfide and sedimentary exhalative deposits of the Guerrero Terrane, Mexico: Tucson, University of Arizona, disertación doctoral, 294 p. (inédito)

COREMI 1995. Monografía geológica-minera del Estado de Michoacán. Inédita.

Montiel Escobar J. E., Nuñez Espinal J., Bustamente García J., 1988. Yacimiento Sin sedimentario de Arroyo Seco, Aguililla Mich., IX Seminario interno sobre la exploración Geológico-Minera, COREMI. 305-396.

Montiel Escobar, J. E., 1999. Terrenos Tectonoestratigráficos en la región de Michoacán y Guerrero y su relación con la mineralización. XXIII Convención Nacional de Minería. AIMMyGM.

Montiel Escobar, J., 2003. Análisis de yacimientos minerales en el mapa estatal del Estado de Chihuahua. Consejo de Recursos Minerales, inédito.

Montiel Escobar J. E., Torreblanca Castro T. de J., Munguía Rojas P. y Alvarado Méndez H., 2006. Análisis geológico y yacimientos minerales en la región de Playitas-El Ahijadero, estado de Michoacán. V Reunión Nacional de Ciencias de la Tierra. Sociedad Geológica Mexicana, Puebla Pue. Resúmenes.

Montiel Escobar J. E., Jiménez Gonzaga A., y Dorantes E. 2007. Mapa Tectono-Metogenético de México. 1ª etapa, Servicio Geológico Mexicano. Inédito

Montiel Escobar J. E., 2008. Estudio del Borde Oriental del Terreno Guerrero y sus implicaciones Metalogénicas. Estado de Puebla, México. 1er. Congreso Nacional de Estudiantes de Ciencias de la Tierra, UNAM Campus Juriquilla Qro.

Morán-Zenteno, D.J., Corona-Chávez, P., y Tolson, G., 1996, Uplift and subduction erosion in southwestern Mexico since the Oligocene: pluton geobarometry constraints: Earth and Planetary Science Letters, v. 141, p. 51-65.

Moran Zenteno D.J., Martiny B., Tolson G., Solís P. G., Alba A. L., Hernández B. M. del S., Macías R. C., Martínez S. R.G., Schaaf P., Silva R. G., 2000. Geocronología y características geoquímicas de las rocas

magmáticas terciarias de la Sierra Madre del Sur. Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, V LIII, 27-58 pp.

Morán-Zenteno, D.J., Cerca, M., Keppie, J.D., 2005. La evolución tectónica y magmática cenozoica del suroeste de México: avances y problemas de interpretación: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, Volumen Conmemorativo del Centenario, tomo LVII, n. 3, p. 319-341.

Morán-Zenteno, D.J., Martiny, B., Alba-Aldave, L., González-Torres, E., Hernández-Treviño, T., Alanís-Alvarez, S.A., 2003. Tertiary magmatism and tectonic deformation along the Cuernavaca-Acapulco transect: In: Geologic transects across Cordillera Mexico, Guidebook for the field trips of the 99th Geological Society of America Cordillera Section Annual Meeting, Puerto Vallarta, Jalisco, Mexico, April 4-7, 2003, Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Publicación Especial 1, 261-280.

Morán-Zenteno, D.J., Tolson, G., Martínez-Serrano, R.G., Martiny, B., Schaaf, P., Silva-Romo, G., Macías-Romo, C., Alba-Aldave, L., Hernández-Bernal, M.S., Solís-Pichardo, G.N., 1999. Tertiary arc magmatism of the Sierra Madre del Sur, Mexico, and its transition to the volcanic activity of the Trans-Mexican Volcanic Belt: Journal of South American Earth Science, v. 12, p. 513-535.

Mujica M. R., 1980. Determinación de edades por el método de K-Ar de rocas ígneas intrusivas y metamórficas del área de Arteaga, Suroeste del estado de Michoacán, México. Soc. Geol. Mex., V Convención Geológica Nacional, Resúmenes, p. 84.

Ostrooumov Mikhail, 2009. Mineralogía Analítica Avanzada. UMSNH, Instituto de Investigaciones Metalúrgicas. Departamento de Geología y Mineralogía-Sociedad Mexicana de Mineralogía.

Oyarzun R. Castiñeiras R. P. López I. Blanco I. y Herrera R. 2004. The Challenge (Goldcorp Inc.): prospección aurífera vía Internet. Aplicación del modelo de zona de cizalla aurífera a la mina Red Lake (Ontario, Canadá). Boletín Geológico y Minero, 115 (4): 699-710 ISSN: 0366-0176

Pantoja A. J., 1983. Geocronometría del magmatismo Cretácico-Terciario de la Sierra madre del Sur. Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, Tomo XLIV- No. 1, 1-19 pp.

Passchier C. W., Trouw R. A. J. 2005. Microtectonics. 2a edición, Ed Springer. Berlin Heidelberg New York, 366pp.

Pérez-Segura, Efrén, 1985. Carta metalogenética de Sonora—una interpretación de la metalogenia de Sonora, escala 1:250,000: Hermosillo, Dirección de Minería, Geología y Energéticos del Gobierno del Estado de Sonora, Publicación 7, 45 p.

Pérez-Segura E., Chiellietz A., Herrera-Urbina S., Hanes Y. J. 1996. Geología, mineralización, alteración hidrotermal y edad del yacimiento de oro de San Francisco, Sonora. Un depósito mesotermal en el noroeste de México. Revista Mexicana de Ciencias Geológicas. V 13, núm. 1. UNAM. p65-89.

Quintanar Ruiz F. J., 2008. La Herradura ore deposit: an orogenic gold deposit in northwestern Mexico. Thesis Submitted to the Faculty of the Department of Geosciences. Master of Science. University of Arizona.

Ramírez E. J., Campa U. M. F., Talavera M. O., Guerrero S. M., 1991. Caracterización de los arcos insulares de la Sierra Madre del Sur y sus implicaciones tectónicas. Primer Congreso Mexicano Mineralogía, Convención Evolución Geológica México, 163-166 pp

Ramsay J. G., Huber M., 1987. The Techniques of Modern Structural Geology. Vol 2: Folds and Fractures. Academic Press Inc. (London) LTD. 24/28 Oval Road, London NW1.

Ratschbacher, L., Riller, U., Meschede, M., Herrmann, U., Frisch, W., 1991, Second look at suspect terranes in southern Mexico: Geology, 19, 1233–1236.

Rivera C. E., Aguilera M. M. A., Bustos L.O., Moctezuma M. D., 1998. Carta Zihuatanejo E14-7-10, escala 1:250:000, CRM.

- Rodríguez Álvarez R., 2007. Aproximación a la evolución metalogénica y afinidad al modelo de oro orogénico de los depósitos minerales del sector norte de la Cordillera Central de Colombia. Mineral Exploration and Metallogeny. Universidad Nacional de Colombia, Medellín. Facultad de Minas M1-233.
- Ross, M.I., y Scotese, C.E., 1988, A hierarchical model of the Gulf of Mexico and Caribbean region: Tectonophysics, v. 155, p. 139-168.
- Ruiz P. R., Anaya C., 1977. Estudio geológico y magnetométrico del yacimiento de fierro “ferrería” municipio de Arteaga, estado de Michoacán. C.R.M.
- SabaneroSosa, M.H., Montiel Escobar J. E., De la Teja Segura M. A., Campa-Uranga, M.F., 1997, Carta Geológica-Minera Acuyo E14-B72, Michoacán, Convenio Consejo de Recursos Minerales-Escuela Regional de Ciencias de la Tierra-UAG, texto y 1 mapa.
- Salgado L. S., 1977. Exploración Geológico-Geoquímico, por Oro y Plata, en el Area “El Arenoso” municipio de Tumbiscatio, Mich. Tesis profesional. E.S.I.A. I.P.N. 56 p.
- Salgado L. S., (1978). Estudio geológico de la mina La Guadalupe, El Ahijadero, Mpio. de Lázaro Cárdenas, Mich. Consejo de Recursos Minerales, Informe inedito.
- Salinas-Prieto J.C., Monod O., Faure M. 2000. Ductile deformations of opposite vergence in the eastern part of the Guerrero Terrane (SW Mexico). Journal of South American Earth Sciences 13 (2000) 389-402.
- Salinas Prieto J. C., Montiel Escobar J. E., Sánchez Rojas E., Díaz Salgado C., De la Calleja A., Barajas Nigoche D., Dorantes Salgado E., Jiménez Gonzaga A., y Amezcua Torres N., 2007. Carta Geológica de México escala 1:2,000 000, 6ª edición, SGM (Texto explicativo y Mapa).
- Schaaf P., Morán Z. D., Hernández B. M. del S., Solís P. G., Tolson G., Köhler H., 1995. Paleogene continental margin truncation in southwestern México: Geochronological evidence. Instituto de Geofísica Tectónica, Vol 14, No. 5, 135-139 pp.
- Silva-Romo Gilberto y Mendoza-Rosales Claudia Cristina, 2009. Evaluación geológica de los modelos para el truncamiento cenozoico del sur de México: Erosión por subducción y Detachment del Bloque Chortís. Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, 26(2) 1-12.
- Talavera-Mendoza, O., 2000, Mélange in southern Mexico: geochemistry and metamorphism of the Las Ollas Complex (Guerrero Terrane): Canadian Journal of Earth Science, v. 13, n. 4, p. 337-354.
- Talavera-Mendoza, O., Ruiz, J., Gehrels, G.E., Valencia, V.A., y Centeno-García, E., 2007, Detrital zircon U/Pb geochronology of southern Guerrero and western Mixteca arc successions (southern Mexico): New insights for the tectonic evolution of the southwestern North America during the late Mesozoic: GSA Bulletin, v. 119, p. 1052-1065.
- Talavera-Mendoza, O., y Guerrero-Suastegui, M., 2000, Geochemistry and isotopic composition of the Guerrero Terrane (western Mexico): implication for the tectono-magmatic evolution of southwestern North America during the Late Mesozoic: Journal of South Am. Earth Science, v. 13, p. 297-324.
- Tardy M., Lapierre H., Bounrdier J. L., Coulon C., Ortiz- Hernandez L.E., Yta M., 1992. Intraoceanic Setting of the western Mexico Guerrero Terrane- Implication for the Pacific-Tethys Geodynamic Relationships during the Cretaceous. U.N.A.M., Instituto de Geología, Revista, v. 10, No. 2, p. 118-128.
- Tolson, G., 1996. Un catálogo de indicadores cinemáticos en rocas cizalladas. GEOS, v. 16, No. 1, p. 9-14.
- Tolson-Jones, G., 1998, Deformación, exhumación y geotectónica de la margen continental de Oaxaca: datos estructurales, petrológicos y geotermobarométricos: [Ph.D. Thesis], Universidad Nacional Autónoma de México, Colegio de Ciencias y Humanidades, Unidad Académica de los Ciclos Profesionales y de Posgrado, Posgrado en Geofísica, México D.F., 98 pp.

Tolson G. 2005. La falla Chacalapa en el sur de Oaxaca. Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana. Volumen Conmemorativo del Centenario. Grandes fronteras tectónicas de México. TOMO LVII, NÚM. 1, 2005, P. 111-122

TownleyBrian K. 2006. Metalogénesis: Hidrotermalismo y Modelos de Yacimientos. Apuntes y Referencias Documento de Trabajo, Geología Económica, Departamento de Geología, Universidad de Chile.

Velez L. J., Mendoza A. S., Zapata G. R., 1988. Informe del levantamiento magnetométrico y gravimétrico de detalle en los yacimientos feríferos de Los Pozos, Mpio de Arteaga, Michoacán. Parte II. C.R.M. 16 p.

Vidal S. R., 1983. Estratigrafía y tectónica de la región de Zihuatanejo, estado de Guerrero, Sierra Madre del Sur. Primer Congreso Mexicano Mineralogía, Convención Evolución Geológica México, 231-233 pp

Vidal S. R., 1983. Estratigrafía y tectónica de la región de Zihuatanejo, estado de Guerrero, Sierra Madre del Sur. Primer Congreso Mexicano Mineralogía, Convención Evolución Geológica México, 231-233 pp

Vidal S. R., 1986. Tectónica de la región de Zihuatanejo, Guerrero, Sierra Madre del Sur México. Tesis profesional de Licenciatura, IPN, ESIA, 151 pp.

Vidal S. R., 1991. El miembro posquelite de la formación Zihuatanejo, evidencia estratigráfica de un sustrato continental para el arco Albiano de Zihuatanejo, estado de Guerrero. Primer Congreso Mexicano Mineralogía, Convención Evolución Geológica México, 228-229 pp.

Vidal-Serratos, R., 1986. Tectónica de la región de Zihuatanejo, Guerrero, Sierra Madre del Sur: [Tesis de Licenciatura] Instituto Politécnico Nacional, Ciudad de México, México, 155 pp.

Zegers,† T. E., Barley M. E., Groves D. I., McNaughton N. J, and White S. H. 2002. Oldest Gold: Deformation and Hydrothermal Alteration in the Early Archean Shear Zone-Hosted Bamboo Creek Deposit, Pilbara, Western Australia. Economic Geology Vol. 97, 2002, pp. 757–773.

Anexo 1.

Marco conceptual 1

GEOLOGÍA ESTRUCTURAL DE ZONAS DE CIZALLA

Para el análisis, interpretación y modelado de la cizalla El Muleto se revisaron los conceptos de la deformación dúctil y frágil en zonas de cizalla a nivel macro, de afloramiento y de microestructuras, sobre la base de tratados de Ramsay J. G., y Huber M., (The Techniques of Modern Structural Geology, 1987); Davis G. H., y Reynolds S. J., (Structural Geology of Rocks and Regions, 1996); Passchier C. W., y Trouw R. A. J. (Microtectonics 2005), Tolson Gustavo, (Un Catálogo de Indicadores Cinemáticos en Rocas Cizalladas); apuntes diversos y cursos de geología estructural de Salinas Prieto J.C.

Conceptos de Geología estructural y deformación

La Geología estructural del latín *struere* (construir), es la rama de la Geología que trata del estudio de la corteza terrestre, sus estructuras y la relación de las rocas que las forman, su distribución y estructura interna, haciendo especial énfasis en los procesos que intervienen en su deformación tanto a pequeña como a mediana escala.

En este sentido se involucra el estudio de la Tectónica (Nauman, 1850) del griego *tektos*, constructor, arquitecto, trata de la arquitectura global de la Tierra, sobre todo de su parte superior y necesita en muchos casos, de los métodos propios de otras Ciencias de la Tierra además de los de la Geología Estructural, como pueden ser la Geofísica o la Geodesia.

De alguna manera se puede decir que la Geología Estructural trata de la descripción de las rocas y los procesos que tienen lugar en la corteza terrestre mientras que la Tectónica se ocupa de los procesos que ocurren en toda la litosfera. La Geología Estructural utiliza, sobre todo, la observación directa de las rocas, describiendo los resultados de los distintos procesos que tienen lugar e infiriendo cuáles de los mismos han tenido verificativo y en qué momentos.

El primer objetivo de la Geología Estructural es la descripción geométrica de los cuerpos rocosos; el segundo objetivo es el análisis cinemático y dinámico de los procesos; y un tercer objetivo consiste en la elaboración de modelos que expliquen las estructuras descritas dentro de un entorno de la dinámica global. (Salina P. 2004).

Las deformaciones son tan lentas en Geología, que puede considerarse que en un instante dado, los cuerpos están en equilibrio. En este sentido se puede aplicárseles la tercera ley del movimiento de Newton para un cuerpo en reposo o en movimiento constante, para cada acción (fuerza) existe una reacción igual en magnitud y dirección y de sentido contrario. Por lo tanto, se puede considerar siempre el esfuerzo como causado por una pareja de fuerzas compuestas, tensionales o compresivas, o bien una cupla (par de fuerzas), actuando sobre una superficie. Esto vale para la presión litostática y para los esfuerzos causados por fuerzas de superficie. La misma fuerza actuando sobre distintos planos crea distintos esfuerzos, por lo que es necesario revisar los siguientes conceptos:

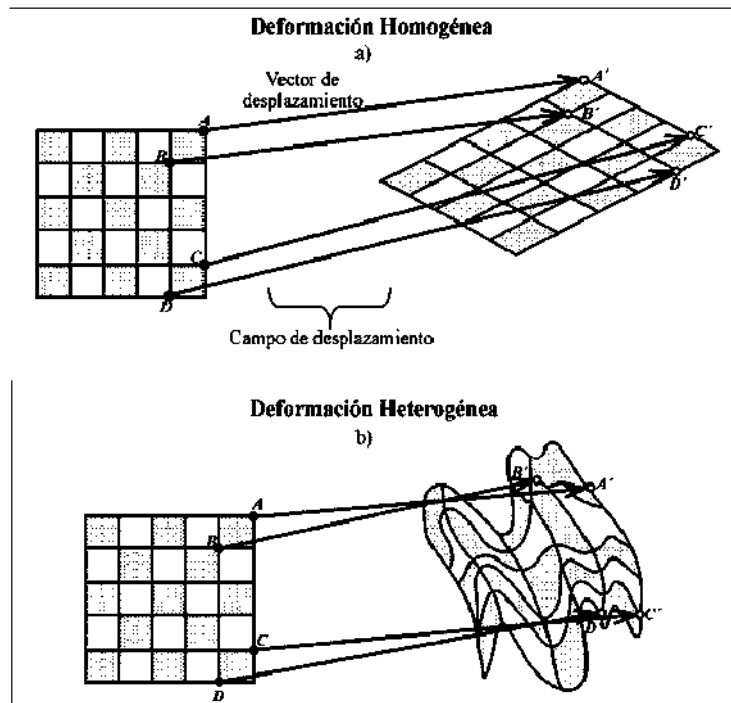
Fuerza.- magnitud vectorial que tiende a producir un cambio en el movimiento de un cuerpo o en su estructura interna, es decir, tiende a producir una deformación.

Esfuerzo (stress).- se define como la fuerza por unidad de superficie que soporta o se aplica sobre un plano cualquiera de un cuerpo. Los esfuerzos se pueden considerar de los tipos: presión litostática ó hidrostática y esfuerzos debidos a fuerzas aplicadas a una superficie. La presión litostática, es el esfuerzo que sufre un determinado punto de la Tierra debido al peso de las rocas que tiene encima. De la misma manera la presión hidrostática se define como el esfuerzo creado por la columna de líquido que hay encima de un determinado punto del mismo.

Esfuerzo normal.- actúa perpendicularmente a un plano, tiende a comprimir o separar las dos partes del cuerpo que quedan a ambos lados del plano sobre el que actúa.

Esfuerzo de cizalla.- actúa paralelamente a un plano, tiende a romper el cuerpo por ese plano y a desplazar las dos mitades del cuerpo una junto a la otra. En este caso los componentes del esfuerzo son causados por fuerzas de superficie y son también magnitudes vectoriales, que pueden componerse y descomponerse como tales, sobre un determinado plano.

Un vector de esfuerzo oblicuo puede descomponerse en uno perpendicular al plano y en otro paralelo a él. Esta descomposición da lugar a las componentes del esfuerzo, que se llaman respectivamente normales y de cizalla y se denotan con las letras griegas σ (sigma) y τ (tau).



Campos de desplazamiento para una deformación homogénea e inhomogénea

Deformación

Deformación se define como el cambio de forma y orientación y desplazamiento de un objeto, ó un volumen de roca de un estado inicial a un estado final, que considera desplazamiento, cambio de forma en su arreglo interno, en este sentido la deformación se puede clasificar como:

Deformación frágil.- Rompimiento de las rocas por pérdida de cohesión a lo largo de superficies, formando planos de fractura y fallas, en condiciones bajas de presión y temperatura, en un régimen de alta intensidad de fuerza.

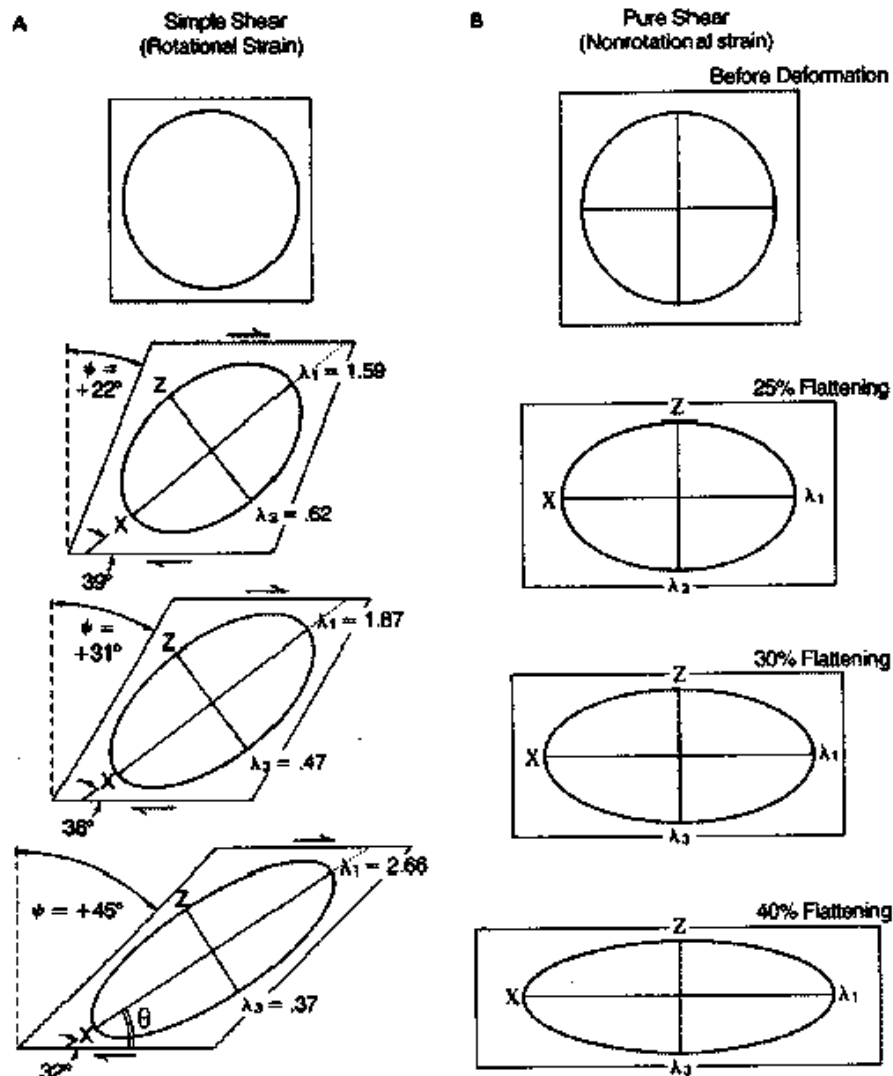
Deformación dúctil.- Cambio permanente de la roca coherente y en estado sólido, en donde no hay pérdida de cohesión a escala de granos ó mayor, en alta presión y temperatura y relativa baja intensidad de esfuerzos, sin llegar a la ruptura.

Deformación finita.- diferencia geométrica entre un estado inicial y un estado final.

Deformación progresiva.- Proceso de deformación continua ó acumulación de deformación de un estado inicial a un estado deformado.

Deformación Homogénea.- Cuando una roca es sometida a deformación sus partículas se desplazan hasta que adquieren una configuración en estado de equilibrio. Este desplazamiento es posible seguirlo mediante un vector que describa esa trayectoria desde el estado no deformado al estado deformado y se denomina **vector de desplazamiento**. Así cada punto del cuerpo no deformado se puede conectar con el mismo punto del cuerpo deformado, siendo un conjunto de vectores de desplazamiento que se denomina como **campo de desplazamiento**. En un cuerpo, la variación de los vectores de desplazamiento de un punto a otro, se denomina **gradiente de desplazamiento**, cuando este gradiente es constante la deformación es homogénea, cuando es irregular es heterogénea. En una deformación homogénea, las líneas originalmente rectas y paralelas permanecen rectas y paralelas después de la deformación, de igual manera una esfera pasa a una elipse.

Cizalla pura.- Deformación homogénea que involucra una distorsión plana, en la cual las partículas son paralelas a los ejes de la elipse de distorsión, conservan la misma orientación antes y después de la deformación, por lo que una cizalla pura es una deformación irrotacional. Por tanto, una cizalla pura progresiva muestra durante cada incremento de



Cizalla simple y cizalla pura

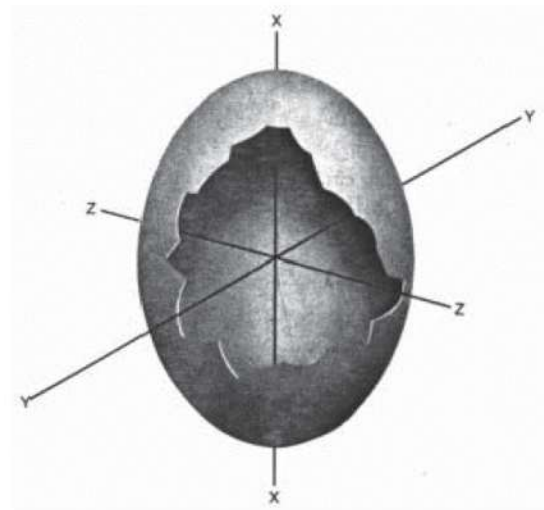
deformación, que los ejes principales permanecen paralelos, con la misma orientación.

Cizalla simple.- Deformación homogénea a volumen constante que involucra deformación plana que implica un cambio en la dirección de las líneas a lo largo de dos de los tres ejes

principales, para formar una deformación rotacional, por lo tanto, la elipse de deformación finita gira en el sentido de la cizalla con cada incremento de deformación, esta cinemática desarrolla estructuras asimétricas que permiten interpretar el sentido del movimiento de la cizalla. La cizalla simple progresiva se refiere a la historia de deformación en la cual los ejes principales de deformación rotan y se une a diferentes líneas entre los incrementos de deformación.

Elipsoide de deformación se define como la forma que adquiere una esfera de radio unidad al ser sometida a una deformación interna homogénea. Cada elipsoide de deformación tiene tres ejes, perpendiculares entre sí, que se denominan ejes de la deformación X, Y, Z, de forma que X es mayor o igual que Y, el cual es mayor o igual que Z ($X \geq Y \geq Z$). El eje X es la línea más larga y el Z la más corta.

La deformación interna puede clasificarse también en dos tipos según que los ejes de la deformación permanezcan fijos o no a las mismas partículas materiales. Deformación **coaxial** como aquella en que los ejes sí permanecen fijos y deformación **no coaxial** como aquella en la que no permanecen fijos. En otras palabras, una roca expuesta a deformación homogénea pasa de una forma “esférica” a un elipsoide, cuya forma es el elipsoide de deformación, en donde la línea más larga es paralela al eje X, y la más corta al eje Y. Si a lo largo de incrementos sucesivos de esfuerzos, los ejes de deformación permanecen paralelos se dice que la deformación es coaxial, en caso contrario es deformación no coaxial.



Elipsoide de deformación

Mecanismos de deformación

Un mecanismo de deformación es un proceso que conduce a cambios en la forma de la roca. Los procesos dependen de controles litológicos como mineralogía, tamaño de grano, red cristalográfica, porosidad y permeabilidad; y controles externos como temperatura, presión, y esfuerzos. Las estructuras que se registran en los granos por estos procesos se denominan estructuras intracristalinas de deformación.

La **deformación cataclástica** es un proceso frágil debido a la fragmentación mecánica de la roca, que ha producido deslizamiento y rotación de los clastos, formando fallas a diferentes escalas de carácter frágil. Este estado de deformación produce fisuras que son rellenadas de cuarzo ó carbonato, que en el proceso de cataclasis, las cataclasitas y brechas contengan estos materiales. Esta deformación ocurre en condiciones sin metamorfismo ó metamorfismo de muy bajo grado.

En el proceso bajo estas condiciones el mecanismo de deformación importante es la presión-solución, que consiste en la disolución en los bordes de los granos de una fase fluida, y es evidente al contacto de granos en superficies de alto ángulo a la dirección de acortamiento en donde el esfuerzo es mayor. Cuando un cristal tiene imperfecciones, un cambio permanente del cristal se lleva a cabo por cambio de posición relativa de las moléculas que lo forman, proceso conocido como **deformación intracristalina**, que puede acelerar el proceso de crecimiento cristalino y promueve rutas de difusión rápida del cristal.

La alteración de un cristal, modifica la orientación del cristal por movimiento significativo y permanente, por ejemplo en un límite de macla. Esta alteración que forma un **maclado deformado**, se distingue de las maclas de crecimiento por formar maclas más delgadas y terminaciones en forma de cuña, proceso importante y de baja temperatura en calcita y plagioclasas.

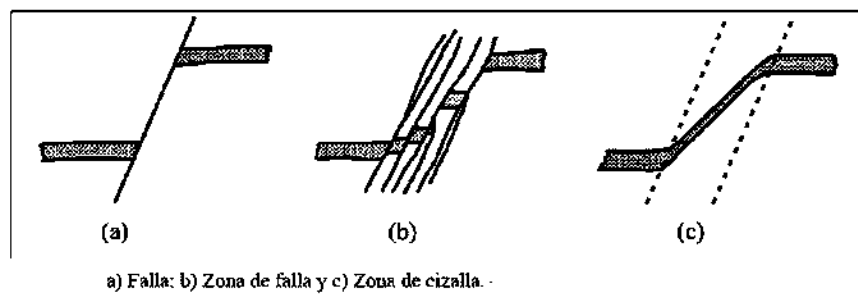
El proceso de recrystalización es la reorganización del material cristalino que tiende a modificar y a migrar los límites del cristal y generalmente aumenta ó disminuye el tamaño del cristal y no su constitución química y ocurre al momento de la deformación ó después de la deformación, esto ultimo, cuando minerales inestables son remplazados por minerales estables.

Fracturas

Las fracturas son superficies ó planos de discontinuidad por las cuales las rocas ó minerales han sido rotos, perdido su cohesión, constituyen, además, lugares geométricos que controlan el emplazamiento de mineralización formando vetas, debido a lo cual deben tomarse como una variable importante en la exploración de yacimientos.

Fallas

Son discontinuidades planas entre bloques de roca que han sido desplazados uno con respecto al otro. Una **zona de falla** es una región tabular que contiene un gripo de fallas paralelas ó anastomosadas. Una **zona de cizalla**, es una zona en la cual se han desplazado bloques de roca a modo de fallas, sin desarrollo evidente de falla en condiciones frágiles, sino más bien son evidencia de deformación dúctil-frágil.



Davis y Reynolds, (1996) describen como **zona de cizalla** a una estructura ancha formada bajo condiciones dúctiles a dúctiles-frágiles compuesta por rocas de la serie milonítica. La intensidad de la deformación dentro de una zona de zona de cizalla es muy grande. Por ejemplo, granitos afectados por una zona de cizalla pueden dar el aspecto, y ser erróneamente cartografiados, como ortogneisses, metariolitas o esquistos o pizarras de origen metasedimentario. En este último caso, la presencia de estructuras S-C (zona dúctil) da el aspecto de los típicos clivajes de crenulación indicativos de una foliación S2 superpuesta a una inicial S1, y por lo tanto, son estructuras diagnóstico para interpretar zonas de cizalla.

En este sentido y considerando que la deformación en las rocas no es homogénea, es común encontrar zonas planas donde esta deformación se concentra y que usualmente contienen componentes rotacionales que reflejan un desplazamiento de bloques de roca respecto de otros. A este tipo de zonas se les conoce como zonas de cizalla (Passchier y Trouw, 1998). En estas zonas se desarrolla una estructura (fábrica) característica y asociaciones minerales que reflejan las condiciones de presión y temperatura a las que se formaron, así como cierto tipo de flujo que permiten en ocasiones conocer el sentido de movimiento y la historia de deformación de dichas zonas (Passchier y Trouw, 1998).

Las zonas de cizalla pueden desarrollarse en condiciones frágiles o dúctiles. La profundidad de la transición entre un régimen y el otro depende de varios factores, entre ellos la tasa total de la deformación, el gradiente geotérmico, el tamaño de grano de las rocas involucradas en la deformación, la orientación de los campos de esfuerzo y las estructuras internas preexistentes en el cuerpo rocoso (Passchier y Trouw, 1998).

Muchas zonas de cizalla mayores pueden estar activas por periodos de tiempo muy grandes que transportan material continuamente dentro de la corteza imprimiéndole una historia muy compleja con distintos grados metamórficos. En otras, la historia de deformación progresiva puede ser compleja debido a que una vez que se ha formado una zona de cizalla, resulta relativamente sencillo reactivarla (Passchier y Trouw, 1998).

Generalmente se asume que el movimiento en una zona de cizalla es paralelo o subparalelo a la dirección de la lineación de estiramiento o mineral, o a la dirección de las estrías en zonas dúctiles o frágiles respectivamente. Una vez establecida la dirección de movimiento, es necesario determinar el sentido en que este ocurrió (lateral derecho o izquierdo, normal o inverso). Para poder determinar el sentido de la cizalla es necesario utilizar indicadores en afloramientos como el desplazamiento de diques o estratos, al igual que la flexión de las capas o de la foliación. Además de estos marcadores, la geometría de las estructuras en estas zonas puede utilizarse para determinar el sentido del movimiento, lo que significa que es posible en secciones delgadas orientadas determinar dicho sentido (Passchier y Trouw, 1998).

Las grandes zonas de cizalla pueden mostrar desplazamientos relativos de los bloques de decenas a centenares de kilómetros. Muchas veces las zonas de cizalla son en realidad múltiples subzonas de mayor o menos grado de la deformación, subparalelas a oblicuas entre si, resultando en una morfología anastomosada. Una zona de cizalla dúctil evoluciona hacia zonas más superficiales hacia una zona de cizalla más estrecha en régimen dúctil-frágil, dando lugar en las zonas más someras a una compleja zona de falla frágil. Por lo tanto una zona de falla es a menudo la prolongación en superficie de una ancha zona de cizalla dúctil en profundidad.

Las zonas de cizalla son producidas por un par de fuerzas que actúa presionando, oblicuamente en un bloque limitado por dos fallas paralelas o subparalelas de movimiento opuesto, a este arreglo se le llama Cizalla simple.

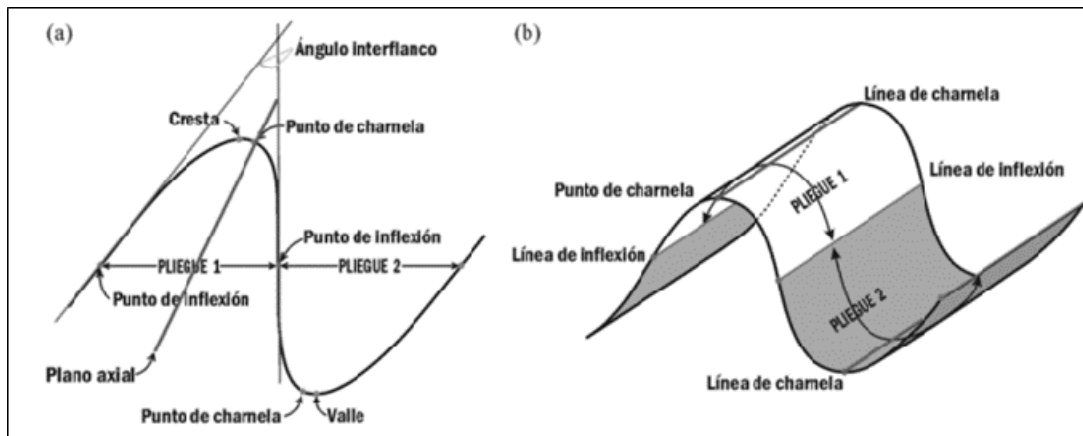
Las fallas se pueden clasificar en: fallas de deslizamiento a rumbo de echado (**dip-slipfault**), en la que el desplazamiento es sensiblemente paralelo al echado del plano de falla, generando fallas normales ó fallas inversas, en este ultimo caso, se puede definir como **cabalgadura**, que se define como una falla de contracción en donde su plano de referencia es acortado. Falla de deslizamiento a rumbo (**strike-slipfault**), en donde el desplazamiento es sub horizontal y paralelo al rumbo del plano de falla, suelen ser muy inclinadas ó verticales, en este caso se llaman fallas transcurrentes y pueden ser, de acuerdo al sentido del desplazamiento fallas derechas ó fallas izquierda.

Pliegues

Los pliegues son ondulaciones que se forman durante la deformación, y son estructuras comunes en un sistema de deformación dúctil ó dúctil-frágil. Los elementos de un pliegue son:

Charnela.- zona de mayor curvatura en el pliegue, en donde el radio de curvatura es pequeño. El punto de máxima curvatura se denomina Punto Máximo de Charnela.

Flanco.- son los lados del pliegue y tienen la menor curvatura, se extiende desde la cresta hasta el valle. En los flancos se puede observar el punto de inflexión, que representa los puntos de la curvatura que cambia de cóncavo a convexo.

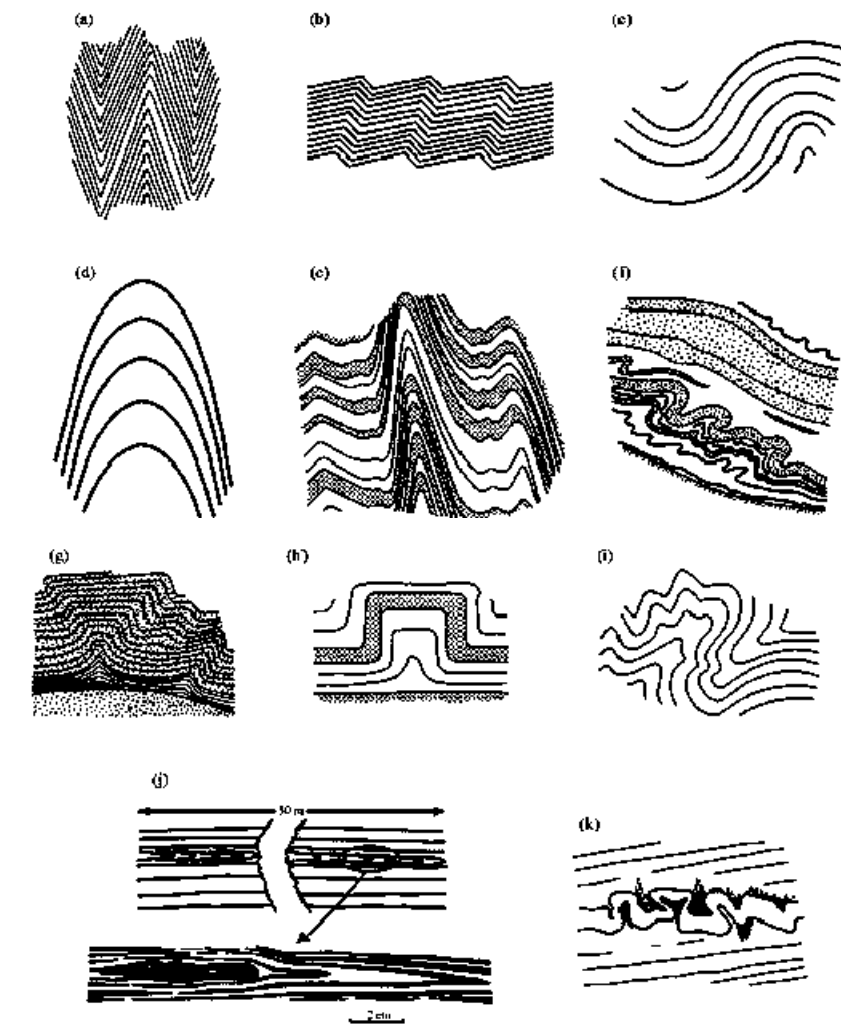


Elementos de un pliegue a) dos dimensiones b) tres dimensiones

Eje de pliegue.- es la línea que pasa por el eje de la charnela.

Los tipos de pliegues se pueden clasificar **a)** considerando la forma de las charnelas en: pliegues angulosos ó arredondados, los pliegues con cretas angulosas y flancos paralelos y de la misma longitud de llaman pliegues **en chevrón**; mientras que cuando los flancos son de diferente longitud se llaman en **banda de kink** y la zona estrecha del flanco corto se llama banda kink.

b) considerando el espesor de las capas que forman el pliegue: **pliegues paralelos** ó isópacos, en donde el espesor de los estratos se mantiene constante; los **pliegues concéntricos** son pliegues paralelos y vistos en sección sus arcos son circulares; los **pliegues armónicos** cuando el contorno plegado de una capa se repite en el resto de las capas; y **pliegues disarmonicos**, cuando en diferentes capas no mantienen la misma forma entre ellas.

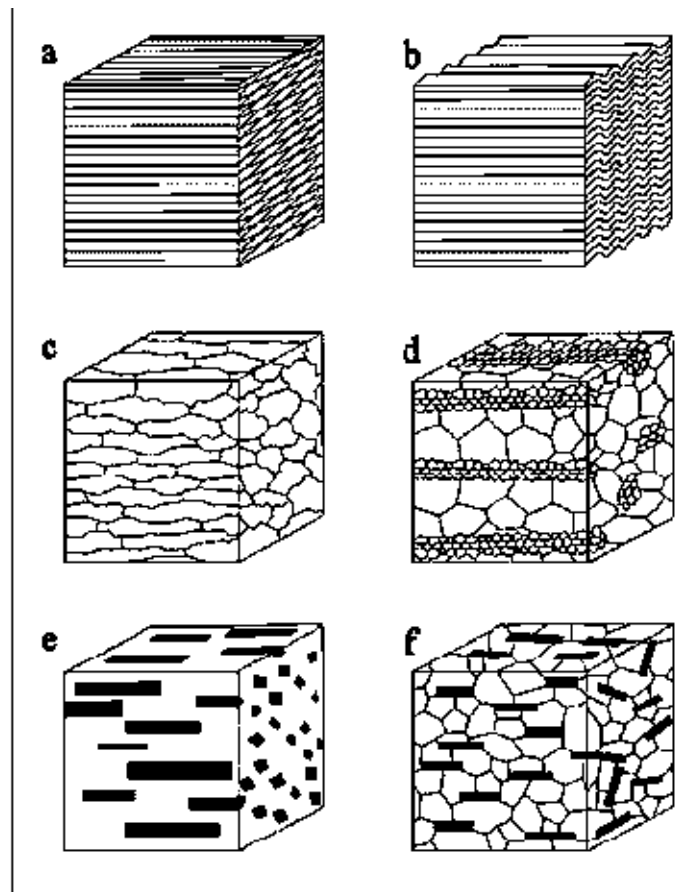


Tipos de pliegues: a) chevrón; b) kink; c) concéntricos; d) similares; e) armónicos; f) disarmonicos; g) conjugados; h) de caja; i) policlinales; j) intrafoliales; y k) tigmáticos.

c) Considerando el plano axial, se clasifican en: **pliegue de caja** cuando forma tres lados un rectángulo; los **pliegues policlinales** son un conjunto de pliegues con sus superficies axiales tienen diversas direcciones; **pliegues intrafoliales** son pliegues que se encuentra

envueltos en superficies con foliación; los **pliegues convolutos** tienen superficies axiales curviplanas y son disarmonicos; los **pliegues tigmáticos**, se forman en capas individuales y asociados a intrusiones y pueden corresponder a zonas de metamorfismo.

La visión tridimensional de los pliegues es importante para definir **pliegues verticales** ó **pliegues recumbentes**, el primero su plano axial tiende a la vertical y el segundo cuando tiende a la horizontal, por otro lado, un **pliegue homoclinal** es cuando los estratos que forman el pliegue se inclinan en la misma dirección y con el mismo ángulo. Ramsay (1976), clasifica los pliegues de acuerdo a su perfil, utilizando el modelo de isógonas de buzamiento.



Elementos de fábrica que pueden definir una foliación. A) estructuras planares; b) crenulación; c) estiramiento de granos; d) agrado de granos; e) minerales de forma cristalina alargada; f) cristales alargados de forma planar.

Boudinage.- son segmentos lineales que han sido aplanados en intervalos sobre líneas de separaciones aperiódicas y espaciadas formando un grupo alineado de budines.

Lineación y foliación

La **lineación** es cualquier rasgo lineal penetrativo que se marca en las rocas y puede ser *lineación de intersección* cuando ocurren por intersección de foliaciones. La *lineación de crenulación* se define por los ejes de micropliegues en planos de foliación.

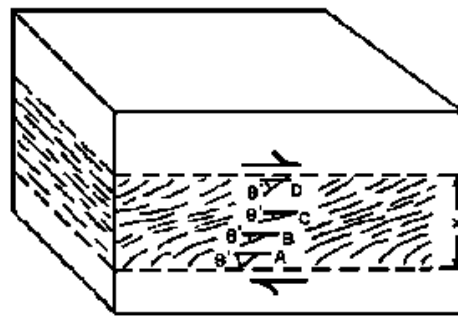
Las lineaciones de estiramiento se presentan por granos deformados, marcando una fábrica lineal; por otra parte la lineación mineral es la orientación preferencial de minerales en una forma alargada en minerales como anfíboles, turmalina y micas, principalmente.

Las rocas fuertemente cizalladas tienden a desarrollar una lineación por extensión con orientación subparalela a la dirección de cizalla. Esta estructura por sí sola no permite caracterizar el sentido de la cizalla pero sí su dirección. Además, es importante porque la determinación del sentido de cizalla siempre deberá hacerse en un plano paralelo a la lineación por extensión y perpendicular a la foliación. En rocas sometidas a menores grados de deformación es posible desarrollar una lineación de intersección de dos planos perpendicular a la dirección de cizalla. La lineación de estiramiento ó *Stretching*, es comúnmente usada para determinar la dirección de la cizalla.

La **foliación** describe un rasgo planar de carácter penetrativo en las rocas, y es definido por una variación espacial en el tamaño de grano ó composición mineral, con orientación preferencial de los granos, alargados ó aplanados por planos de discontinuidades planares como las microfracturas. De acuerdo a su origen se clasifican en foliaciones primarias y foliaciones secundarias.

Las foliaciones primarias son estructuras que se generan en los procesos formadores de rocas, y las foliaciones secundarias se generan posteriores a la formación de la roca como resultado de deformación ó metamorfismo. Esta última se emplea para evidenciar que la roca ha sido deformada de manera dúctil, sin embargo también se puede desarrollar en zonas cataclásticas.

La foliación sigmoidal se debe a la heterogeneidad en la deformación finita que existe en las zonas de cizalla naturales. Son representadas por una disminución progresiva hacia el centro de la zona de cizalla del ángulo (θ') que se forma entre el borde de la zona de cizalla y la foliación desarrollada dentro de ésta. La intensidad de la foliación tiende a aumentar hacia el centro de la zona de cizalla, ya que aumenta también el grado de deformación. Estas estructuras se desarrollan comúnmente en rocas inicialmente isotrópicas como lo son



La foliación sigmoidal y su relación con los bordes de la zona de cizalla (Simpson 1986, Fig.2).

el granito, gabro, y gneis de grano grueso (Tolson).

Indicadores cinemáticos

Para la interpretación de los indicadores cinemáticos es conveniente conocer los siguientes conceptos empleados como términos generales en rocas deformadas.

Blasto.-es definido como cualquier cristal que se ha formado en un ambiente metamórfico por crecimiento en estado sólido, independientemente de su tamaño.

Porfidoblasto.-es un cristal de tamaño relativamente grande que ha crecido en estado sólido en un ambiente metamórfico.

Matriz.- mosaico de cristales de pequeñas dimensiones en las rocas metamórficas con textura porfidoblástica. Esta matriz puede, a su vez, poseer una textura granoblástica (cristales equigranulares ó inequigranulares con orientación al azar), lepidoblástica (textura anisótropa, en donde la orientación de los minerales tiene una disposición paralela a los minerales planares, normalmente filosilicatos),nematoblástica (textura anisótropa, en donde la orientación de los minerales es subordinada a la disposición de los minerales prismáticos, normalmente filosilicatos) ó una combinación de ellas.

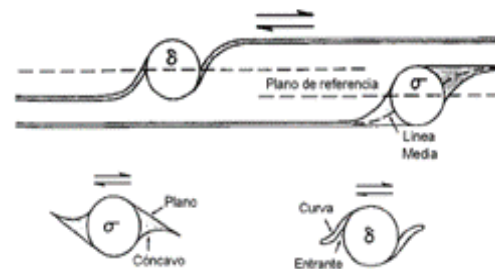
Porfidoclasto.- término que se usa para describir, en las tectonitas(cataclasitasy milonitas), los cristalesno metamórficosde mayores dimensiones que conservan todavía un tamaño similar al original.

Poiquiloblasto: cristal que contiene numerosas inclusiones de otros minerales.

Porfidoclastos con Rabos Asimétricos.- El proceso de milonitización incluye una componente de recrystalización dinámica importante, consecuencia de una deformación cristaloplástica. Cuando un porfidoclasto se ve involucrado en dicha recrystalización, ésta ocurre en sus bordes. El material recrystalizado en el perímetro del cristal tiende a ser arrastrado tanto por el porfidoclasto al rotar como por la cizalla, lo cual resulta en "rabos" asimétricamente dispuestos alrededor del porfidoclasto. Se distinguen dos tipos de rabos asimétricos: sigma (σ) y delta (δ), así denominados por su forma idealizada. El desarrollo de porfidoclastos σ ó δ depende de la relación que exista entre la tasa de rotación y la tasa de recrystalización (Simpson y Passchier, 1986) así como con la forma inicial del porfidoclasto. Los porfidoclastos δ sólo se encuentran en zonas de muy alta deformación, pues requieren de una fuerte componente de rotación.

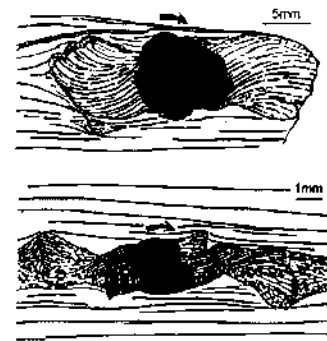
Los porfidoclastos tipo sigma (σ), tienen envolturas amplias con dos caras planas y dos caras curvas, como un sistema de simetría interna, las colas están a diferente elevación lo que es referido como “escalón” ó *strainstepping* y se han distinguido dos tipos, uno que se presenta de manera aislada en una matriz milonítica y otro tipo que se desarrolla como parte de una fabrica S/C. Los porfidoclastos tipo delta (δ), tiene colas

estrechas adyacentes al porfidoclasto por lo que forman una hueco de material cerca del porfidoclasto. Estos indivadores son confiables para determinar el sentido de la cizalla cuando ocurren de manera aislada dentro de la matriz milonítica.



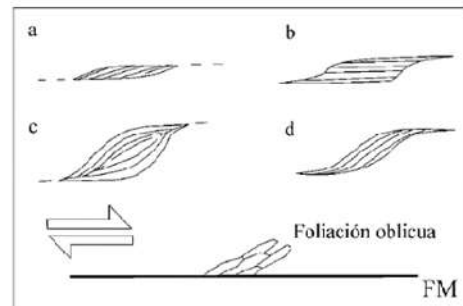
Los rabos de recrystalización asimétricos alrededor de porfidoclastos (Simpson, 1986, Fig. 7).

Sombras de Presión Asimétricas.- En situaciones donde el campo de esfuerzos es no-hidrostatístico, tiende a desarrollarse una curvatura en las trayectorias de los ejes principales de esfuerzos en la cercanía de cuerpos más rígidos dentro de una matriz más dúctil de una roca. Esto conduce a la cristalización preferencial de minerales en posiciones y orientaciones específicas alrededor del objeto. Los minerales en solución (muy comúnmente cuarzo o calcita) tienden a ser precipitados en las zonas de menor presión alrededor de los objetos. Cuando existe un componente de cizalla simple en la deformación, el objeto gira con respecto a los ejes principales de esfuerzos lo cual causa una rotación de la orientación cristalográfica de las fibras minerales precipitadas.



. Cristalización de cuarzo en sombras de presión alrededor de pirita [Etchecopar y Malavielle 1987, Figs. 10 y 12).

Peces de Mica.- En las milonitas cuarzo-micáceas, desarrollan cristales individuales de mica de forma romboidal, con un lado plano y otro curvo que pueden ser empleados como indicadores del sentido de la cizalla. Su desarrollo probablemente, resulta de una combinación de deslizamiento sobre un plano rígido, y la rotación

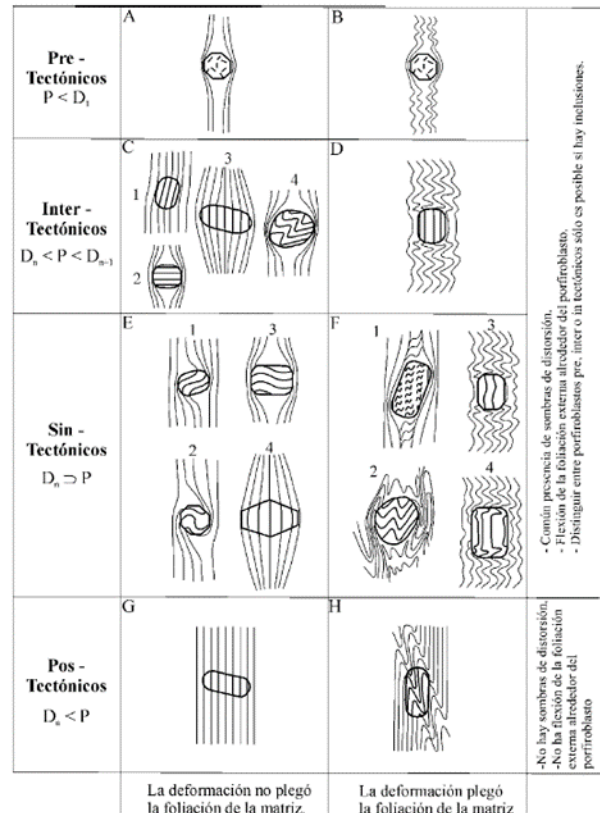


Tipos comunes de peces de mica orientados con la foliación

del cuerpo, generando estructuras de abudinado y recrystalización en los bordes (Passchier y Trouw 1996). Se observan muy frecuentemente, asociados a las rocas que han desarrollado planos C', se encuentran estructuras formadas por porfidoblastos de micas que han sido desmembrados dejando como relictos micas asimétricamente dispuestas con respecto a la zona de cizalla, en planos paralelos a la dirección de máxima extensión y perpendiculares a la foliación.

Porfiroblastos.- Como se ha mencionado, son cristales individuales formados por crecimiento metamórfico en una matriz de grano relativamente más fina. Representan información sobre la evolución metamórfica y tectónica de una localidad dada. El crecimiento de los porfidoblastos es controlada por difusión en estado sólido ó con la presencia de fluidos en los bordes de los granos (Passchier y Trouw 1996).

Los porfidoblastos en relación con la matriz, se clasifican en **porfidoblastos pretectónicos** cuando muestran una foliación fuertemente curvada con inclusiones aleatorias. Este tipo de porfidoblastos parecen ser raros en áreas de metamorfismo regional.



Diferentes tipos de porfiroblastos

Passchier y Trouw (1996), emplean el termino **porfiroblastos intertectónicos** para señalar que los porfidoblastos han crecido sobre una foliación secundaria y son afectados por una fase de deformación posterior. Algunas maneras de reconocerlos son que las inclusiones no tienen relación con la foliación externa al porfidoblasto, la foliación más joven puede estar concéntrica al porfidoblasto, las inclusiones pueden estar alineadas con la foliación de cuando creció el porfidoblasto.

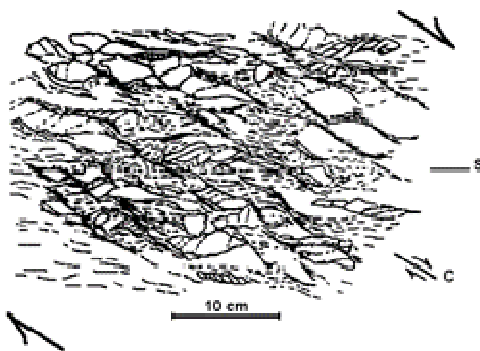
Por otra parte, los **porfidoblastos sintectónicos**, han crecido en una única fase de deformación. En este tipo los patrones de inclusiones y la foliación son continuos, transición gradual de inclusiones del centro al borde del porfidoblasto, la orientación de las inclusiones puede variar de acuerdo a la rotación y durante el crecimiento del porfidoblasto. Finalmente los **porfidoblastos posttectónicos**, son tipos muy difíciles de distinguir por la ausencia de flexión en la foliación que los rodea, como sombras de presión, y extinción

ondulante. Para estos no hay criterios confiables de identificación, pues es difícil distinguir entre porfidoblastos posttectónicos, y una fase tardía de porfidoblastos sintectónicos.

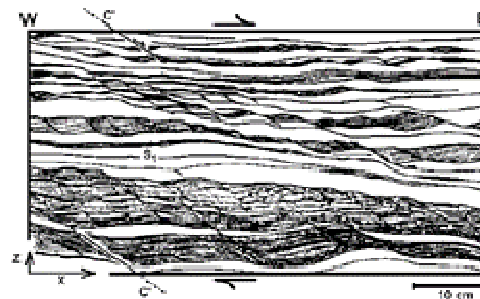
Estructuras S-C.- Las estructuras S-C fueron descritas por primera vez por Berthé et al. (1979) y posteriormente tratadas en forma más extensa por Lister y Snoke (1984).

Estas estructuras consisten de pequeños planos de cizalla separados por milímetros o centímetros entre sí y orientados subparalelos a los bordes de la zona de cizalla principal. El crecimiento de filosilicatos (micas) con el plano basal orientado paralelo a la dirección de máxima extensión, desarrolla un plano de esquistosidad que forma un ángulo agudo con la dirección de cizalla (Fig. 6).

Los planos C frecuentemente muestran una lineación paralela a la dirección de cizalla, pero los planos S y C definen una lineación de intersección perpendicular a la dirección de cizalla. Estas estructuras planares compuestas se desarrollan en las fases tempranas de una deformación, particularmente en rocas graníticas.



Ejemplo de estructuras S-C en una protomilonita (Nicolas 1984, Fig. 8-14).



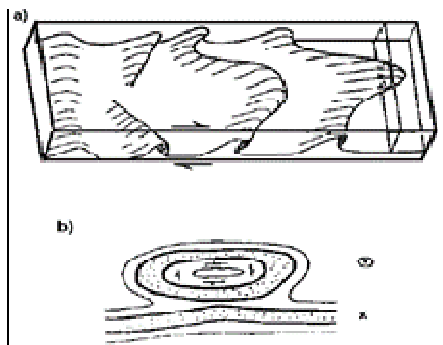
Estructuras C' en rocas pelíticas (Malavielle, 1987, Fig. 7).

Estructuras C'.- En estadios avanzados de deformación, cuando la roca deformada ha adquirido una fuerte foliación paralela al plano de cizalla, se forman estructuras extensionales denominadas C'. Estas estructuras acusan un sentido de rotación antitético (contrario) al sentido de rotación de la cizalla. Las rocas que exhiben estos planos de cizalla antitéticos suelen desarrollar fuertes lineaciones por extensión paralelas a la dirección de cizalla y lineaciones de intersección perpendiculares a ésta.

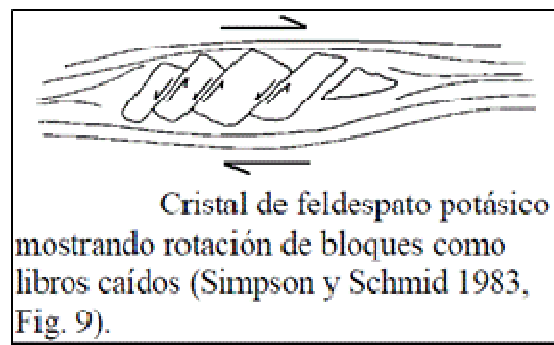
Pliegues.- Los pliegues formados por capas inicialmente paralelas al plano de cizalla indican el sentido correcto de cizalla. Sin embargo, los pliegues formados en capas transversales a la zona de cizalla pueden mostrar tanto el sentido correcto como el sentido incorrecto del desplazamiento. Este problema hace que los pliegues sean de los indicadores cinemáticos más ambiguos, y su uso requiere de extremada precaución cuando no se puedan observar otras microestructuras que apoyen el sentido de cizalla inferido por pliegues.

Pliegues de Funda (SheathFolds).- En zonas de cizalla simple con altos grados de deformación (>10), los ejes de los pliegues tienden a ser rotados hacia la dirección de cizalla. El resultado son pliegues con forma de funda o de dedo de guante. La funda se cierra en dirección del desplazamiento con respecto a la porción plana de la misma capa.

Libros rotados.- Los porfidoclastos de materiales que no se pueden deformar plásticamente a las condiciones P y T vigentes durante la deformación tienden a desarrollar microfallas aprovechando los planos de crucero del mineral. El sentido de las microfallas es antitético



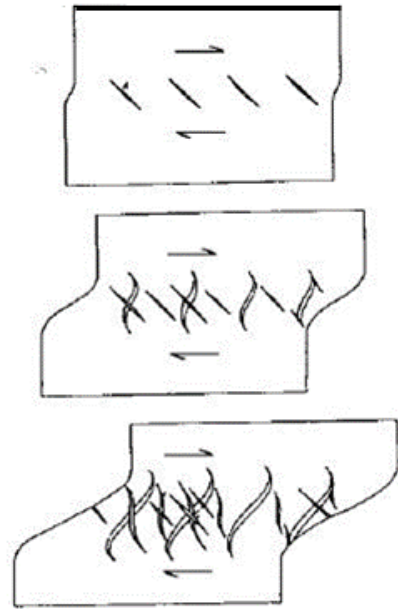
Pliegues de funda



al sentido de la cizalla.

Vetillas escalonadas.- Las vetillas extensionales son muy comunes en las zonas de cizalla. Se encuentran típicamente rellenas de cuarzo y calcita y se forman a $\sim 45^\circ$ de la dirección de cizalla (fracturas en echelon). Una vez cristalizadas pueden ser plegadas y rotadas, con lo cual adquieren una geometría sigmoidal. Así mismo pueden formarse nuevas generaciones de vetillas durante la deformación progresiva, en un sistema dúctil - frágil.

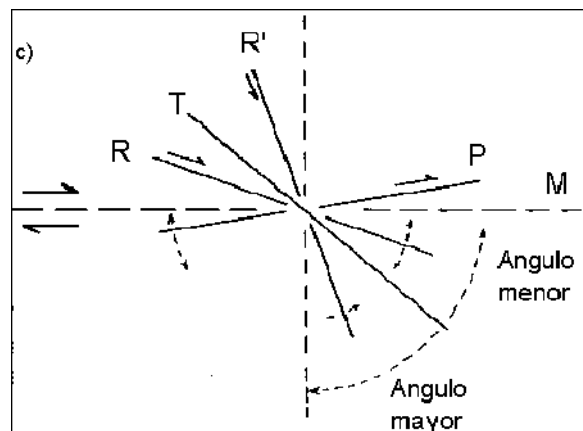
Fracturas secundarias asociadas a fallas.- Las fallas desarrollan una serie de fracturas secundarias cuya orientación y cinemática acusan el sentido de desplazamiento sobre la falla. Las fracturas secundarias pueden ser de cizalla (R y R' así como P) o extensionales (T). Si R y P se confunden, la interpretación del sentido de cizalla es incorrecta. Las fracturas crescénticas con el lado cóncavo hacia la dirección de desplazamiento del bloque alto son muy confiables. Esta propuesta se aplica en el estudio de zonas de cizalla frágil, y fueron estudiados por Riedel en 1929.



. Las vetillas escalonadas y su relación con los bordes de la zona de cizalla. Nótese la formación de distintas generaciones durante la deformación progresiva (Durney y Ramsay 1973, Fig. 15)

Sistema Riedel.- Se aplica en las zonas de cizalla frágiles y de las transicionales, más que para una sola falla, para una asociación de fallas agrupadas en una banda. El experimento de Riedel imita el movimiento de una falla de desgarre en el basamento (los bloques rígidos) y la creación de una zona de cizalla en la cobertera del material. Los sistemas de fracturas que se forman se denominan R-R', P y T.

Las fracturas R, también llamadas Riedels, se forman a unos 12° a 18° del límite de los bloques y de la dirección de movimiento y tienen el mismo sentido de movimiento que los bloques. Las R' o Riedel conjugadas se forman a unos 72° a 78° y su movimiento es al contrario de las R. Se supone que cuando se forma una zona de cizalla, lo hace en la dirección del máximo esfuerzo de cizalla, es decir, a 45° del esfuerzo mayor. Las fracturas R y R' representan fracturas de cizalla que se adaptan al criterio de Coulomb y forman con



Sistema Riedel

el esfuerzo mayor ángulos de entre 33° y 27° . Las fracturas P se forman a unos 10° a 12° de los límites de la zona y tienen el mismo sentido de movimiento que ésta, pero el ángulo que forman con los límites (o con la dirección de movimiento) es de sentido contrario que el de las fracturas R. Finalmente, las fracturas T son grietas de tensión que se forman aproximadamente a 45° de los límites de la zona, es decir, coincidiendo con la dirección supuesta para el esfuerzo mayor.

Anexo 2.

Marco Conceptual 2

YACIMIENTOS ASOCIADOS A ZONAS DE CIZALLA Ó DE ORO OROGÉNICO

Antecedentes

Estos yacimientos han sido estudiado por Kerrich y Cassidy (1994), Groves et al. (1998), y McCuaig Kerrich (1998), Goldfarb et al. (2001), y han sido descritos en varios artículos por Hagemann y Brown (2000), y Costafreda M., (1999), identificados en distintas regiones del mundo, Australia, Canadá, Rusia, California, Kasajstán, Francia y Brasil. Recientemente Kitney K. E., *et al.*, (2011) estudian el depósito de Barry, en Quebec Canadá, resaltando la importancia del estudio de las zonas de cizalla en la exploración de los depósitos de oro orogénico. En México se han identificado y estudiado en Sonora, asociados a la Megacizalla Mojave-Sonora, Albinson T., (1989), Pérez S. et al. (1996), y Quintanar Ruiz, (2008); en Tamaulipas (Eguiluz et al., 2004) y últimamente en Oaxaca (Jiménez H. 2011).

En las ultimas décadas, estos estudios han generado características particulares de este tipo de yacimientos y han sido utilizados diferentes términos en la literatura para denominar a estos depósitos, en este sentido Groves *et al.*, (1998) propusieron la expresión “depósitos de oro orogénico”, retomando la clasificación original de Lindgren (1933), y siguiendo posteriormente lo sugerido por Hagemann et al. (1994) y Ridley et al. (1996), considerando las siguientes características:

Definición de tipología actual

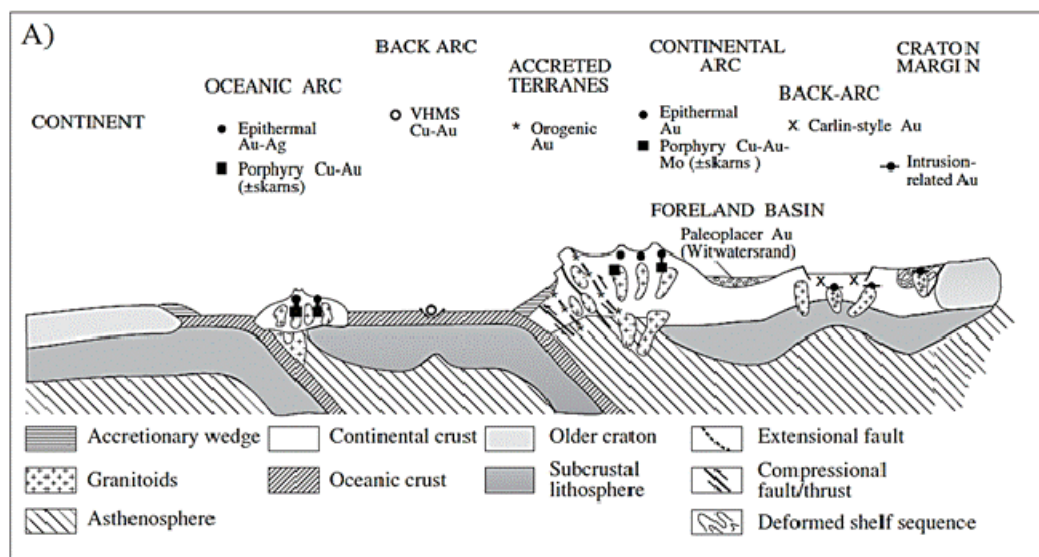
Los yacimientos denominados “oro mesotermal”, de tipo *mother lode* o del Arqueano, son subtipos de los depósitos de oro epigenéticos, constituidos por sistemas de vetas controladas estructuralmente, y estrechamente asociados a terrenos metamórficos deformados, con edades que representan prácticamente toda la escala de tiempo geológico (Bohlke, 1982; Colvine et al., 1984; Berger, 1986; Groves y Foster, 1991; Nesbitt, 1991;

Hodgson, 1993; Kerrich, 1993; Robert, 1996; Groves et al., 1998; *in* Ochoa-Landin *et al.*, 2011).

El marco tectónico para los depósitos de oro es el de márgenes continentales activos, ya sea en orogenias del tipo acrecional o colisional, en un régimen compresivo a transpresivo, en rocas metamórficas al frente del arco continental con un control de estructuras de segundo y de tercer orden, que pueden tener las siguientes variaciones : a) fallas frágiles hasta zonas de cizalla (dúctiles); b) sistemas de fracturas, zonas de stockwork o brechas en rocas competentes; c) zonas de foliación o a lo largo de ejes de pliegues.

En las vetas de los depósitos mesotermales de oro predomina el cuarzo, generalmente con pocos sulfuros ($\leq 3-5\%$), por lo regular pirita y arsenopirita, y carbonatos ($\leq 5-15\%$), a menudo ferríferos. Los minerales de ganga encontrados comúnmente en vetas relacionadas con rocas de facies de esquistos verdes son: albita, moscovita o fuchcita (mica rica en Cr), clorita, scheelita y turmalina. Las relaciones de Au:Ag oscilan entre 10:1 a 1:1. Presentan enriquecimiento de As, B, Bi, Hg, Sb, Te y W, y un ligero enriquecimiento en Cu, Pb, y Zn (Groves et al., 1998).

La naturaleza de los fluidos involucrados en estos depósitos se caracteriza por tener un pH casi neutro, baja salinidad, y contenidos de $H_2O-CO_2 \pm CH_4$, los cuales transportaron el oro como un complejo de azufre reducido. Una característica muy notoria de estos fluidos es la concentración elevada de CO_2 (>5 mol%), con una relaciones variable de $H_2O/CO_2/CH_4$, debido a la separación de fases durante las variación de presión (Sibson et



Sección esquemática a escala litosférica que muestran los entornos formativos de tipo depósito aurífero discutido en el texto (modificado de Groves et al., 1998)

al. 1988).

Los análisis de inclusiones fluidas y geotermobarométricos indican presiones de 1 a 3 kbar y temperaturas de alrededor de $300 \pm 50^\circ\text{C}$ (Groves y Foster, 1991; Nesbitt, 1991); en otros estudios los rangos han variado a $<1\text{--}5$ kbar y $180\text{--}700^\circ\text{C}$ (Groves, 1993; Ridley et al., 1996; Groves et al., 1998). Ridley y Diamante (2000), señalan que el estudio de inclusiones fluidas lleva a la conclusión de que los depósitos se formaron a partir de una baja salinidad, líquidos acuoso-carbónicos, parámetros muy diferentes de los demás depósitos de oro epitermales, pórfidos de Cu-Au, y sulfuros masivos, sin embargo, depósitos individuales pueden establecer excepciones. Por otra parte, los valores típicos de $\delta^{18}\text{O}$ para fluidos hidrotermales es de 5 a 8 por mil en franjas de rocas metamórficas del Arcaico, y alrededor del 2 por millón, en vetas de oro en rocas del Fanerozoico. Las proporciones isotópicas de azufre y carbono varían debido a que los fluidos tenían un estado redox variable, de acuerdo a las relaciones $\text{H}_2\text{S}/\text{SO}_4$ y CO_2/CH_4 (Mikucki, 1998).

Ridley *et al.*, (2000) han determinado su potencial vertical entre 1 y 2 kilómetros de profundidad, en donde se presenta la mineralización aurífera importante y zonas de alteración con contenidos de K, As, Sb, LILE, CO_2 , y S, las rocas encajonantes tienen facies de esquistos verdes, y adiciones variables de Na ó Ca en los depósitos situados en la facies anfíbolita. Debido a la considerable variación de temperatura en estos sistemas hidrotermales, la alteración en la roca encajonante suelen variar de sericita-pirita-carbonato, en los niveles superficiales, y de biotita-carbonato-pirita, y biotita-anfíbol-pirrotita; así como de biotita/flogopita, diópsido-pirrotita en niveles más profundos. Es común encontrar vetillas de cuarzo $\pm$ carbonato asociadas a concentraciones de oro, aunque muchos sistemas se asocian a sistemas sulfurados, y concentraciones altas de $\text{Fe}/\text{Fe} + \text{Mg} + \text{Ca}$ (Bohlke, 1988).

Los mecanismos de concentración de oro en yacimientos orogénicos, son estudiados por Mikucki (1998). Las fluctuaciones de presión durante un mecanismo de hidrofracturamiento, acompañado de la separación de fases, son los mecanismos más probables de desestabilización de los compuestos acuosos sulfurosos auríferos, aumentando ó disminuyendo la solubilidad del oro. Un mecanismo adicional es la posible mezcla de agua meteórica con el fluido mineral principal, para algunos depósitos caracterizados como

epizonales (Nesbitt et al., 1986; Craw y Koons, 1989; Hagemann et al, 1994. También, la reducción de fluidos y desestabilización de complejos de oro se presenta en la interacción del fluido con la roca encajonante (Cox et al., 1995), sobre todo en las secuencias de roca sedimentaria que contienen materia carbonosa, donde la reacción fluido-roca puede adicionar CH₄, u otros hidrocarburos, y/o N₂.

El oro y la plata tienen una relación de contenido de 5 a 1 y una asociación de mena Au-Ag ± As ± B ± Bi ± Sb ± Te ± W, y sólo concentraciones bajas de Cu, Mo, Pb, Sn y Zn (Wiluna, Australia Occidental; Hillgrove, New South Wales, Australia; Sarylakh, Rusia), y en algunos caso, estos elementos asociados, son extraídos como subproductos.

El hecho de que estos depósitos se consideren sin-metamórficos, en dominios de facies anfibolita (Ridley et al., 2000) indica que el fluido mineral debe ser derivado de la profundidad representada por esta facies de metamorfismo, y por tanto derivado de una fuente profunda. Sin embargo, y a pesar de datos isótopos estables y radiogénico e inclusiones fluidas, no hay consenso en cuanto a la fuente de este fluido. Ridley y Diamond (2000) demostraron que esto no es sorprendente, dado que el fluido a largo de su trayecto, su ubicación y las características de las rocas encajonantes, puede variar químicamente por ejemplo en la adición de K / Rb y presentar diferentes relaciones isotópicas. También señalan que algunos elementos que dominan los fluidos de mineral, tales como N, Br, Cl, C y H, tienen características isotópica que pueden variar la química del fluido desde la fuente. Por lo tanto y a pesar de los datos de inclusiones fluidas, geoquímicos, e isotópicos, sigue el debate para distinguir de manera inequívoca entre un origen de los fluidos metamórficos ó fluidos magmáticos profundos, en un sistema de oro orogénico.

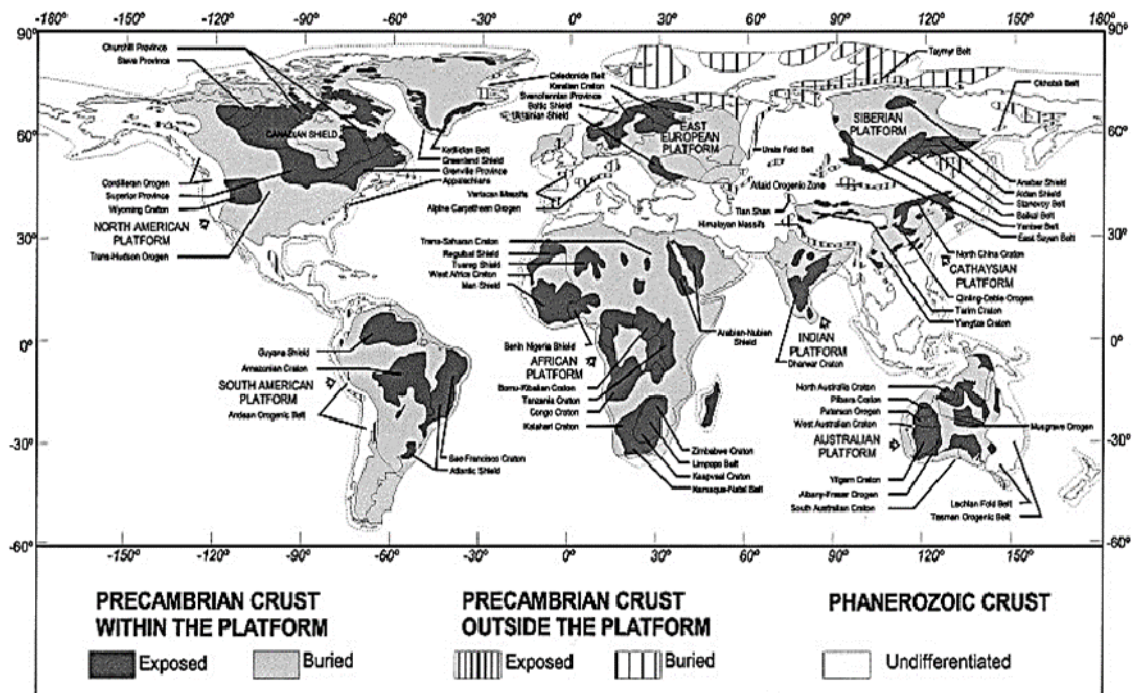
Yacimientos de oro orogénico tipo y casos de estudio

Una síntesis global de los yacimientos de oro orogénico, es publicada por Goldfarb et al., 2000, en donde menciona que estos yacimientos se han formado a lo largo de 3mil millones de años, hasta nuestros días, con una estrecha relación a los bordes de las placas tectónicas, que han sufrido tectonismo por procesos acrecionarios ó de colisión.

Se encuentran asociados a las principales estructuras de la corteza, que son evidencias de la evolución geológico-tectónica que han sufrido las placas tectónicas a lo largo de la historia geológica. De manera particularmente se presentan en una asociación espacial y temporal con las zonas de deformación-metamorfismo y con granitoides de diferentes composiciones, esto último indica durante los procesos tectónicos convergentes las rocas se han fundido y los fluidos mineralizantes son productos inherentes de eventos térmicos durante las diferentes orogénesis.

Las técnicas modernas de paleo-reconstrucción han permitido comprender el patrón de distribución de estos depósitos en espacio y tiempo. Los depósitos de encuentran distribuidos en todo el mundo y de diferentes edades, marcando que para el Arcaico medio, se tienen los recursos más importantes de oro del mundo en los cratones de Yilgarn, Dharwar, Zimbabwe, Esclavo, Sao Francisco y Tanzania.

En la región de Pilbara de Australia Occidental, Zegers T. E. *et al.*, (2002), estudian el yacimiento de Bamboo Creek, al que consideran como contrastante con los demás depósitos de oro orogénico, por su edad relativamente más joven. Se localiza asociado a la zona de cizalla Bamboo Creek, dentro de una secuencia komatítica, con la presencia de



Distribution of Precambrian cratons and shields, and Phanerozoic mobile belts. (Goldfarb, et al., 2001)

vetas de cuarzo-carbonato y oro, y una zonación de carbonato-fusca rica en Mg y Cr; y otra de clorita-cuarzo. Los valores de oro están asociados a tetraedrita, galena, y esfalerita. Los valores de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ de $0,2 \pm 0,6$ y $14,6 \pm 0,6$ por mil, respectivamente, indican un valor típico de $\delta^{13}\text{C}$ para depósitos de oro orogénico. Estiman una temperatura de 250°C sobre la base de termometría de las alteraciones. Concluyen que la deposición del oro está relacionado a una tectónica cortical extensional diferente a otros depósitos orogénicos.

En Ontario, Canadá, Oyarzun, R. et al. (2004), en la mina Red Lake, diseñan un modelo de exploración para la empresa Goldcorp Inc., analizan la relación directa entre el ajuste estructural, la facies anfibolita, intrusiones graníticas, y la existencia de yacimientos auríferos a lo largo de una zona de cizalla dúctil – frágil, en un ambiente geológico de edad arqueana. Sugieren que la alteración y mineralización ocurrió en dos episodios de deformación principales: 1) alteración temprana (alteración regional) y mineralización, como se sugiere Penczak y Mason (1999) en el sentido de que estos depósitos pueden involucrar eventos de mineralización de oro epitermal y ocurrencia de sulfuros masivos, a lo que llamaron episodio de "alteración regional". Esta mineralización de oro temprano + sulfuros, podría ser considerado como "precursor" del episodio principal de mineralización de oro, y 2) a una alteración principal (alteración local) ó episodio mineralización, que se caracteriza por plegamiento, zona de cizalla, y metamorfismo (facies anfibolita). En este sentido, la arsenopirita aurífera, ha sido sometida a condiciones de alta temperatura (facies anfibolita) y libera el oro (Clark, 1960; Arehart et al, 1993). Este episodio de la mineralización generalmente es acompañado por una alteración de cuarzo-sericita y silicificación.

En la localidad de Donlin Creek al suroeste de Alaska, Goldfarb et al., (2004), estudian el depósito de más de 25 millones de onzas, dentro de un ambiente de cuenca tras-arco del Cretácico superior, acrecionada al continente. Se presentan en zonas extensionales con la presencia de rocas hipabisales en forma compleja de diques de composición riolítica y riodacítica, a los que se asocia la mineralización, en forma de redes de vetilleo de cuarzo-carbonato. La composición mineral de sulfuros es arsenopirita, pirita y estibinita tardía, el oro se encuentra en la arsenopirita. Las principales zonas de alteración asociadas a los depósitos son sericitización, carbonatización y sulfuración.

Las vetas con contenido de oro se presentan cuarzo gris con dolomita y ankerita, localmente illita, pirita, arsenopirita y estibinita. Los sulfuros son de grano fino (50 micras) y la arsenopirita aurífera se presenta como agujas.

Estudios de inclusiones en cuarzo indican fluidos acuosos con 3 a 7 moles por ciento de $\text{CO}_2 \pm \text{CH}_4$ y proporciones muy bajas de $\text{NaCl} + \text{KCl}$, una temperatura de fluido de 275° a 300°C , estimando una profundidad de 1 a 2 km. Los valores de $\delta^{18}\text{O}$ son del orden de 11-25 por mil, que sugiere fluidos de corteza. Los valores de -150 y -80 por mil de δD , sugiere mezcla de fluidos meteóricos. Oro asociadas a sulfuros de minerales hidrotermales se caracterizan por valores $\delta^{34}\text{S}$ principalmente entre -16 y -10 por mil, derivan de azufre en pirita diagenética y de materia orgánica. Valores ϵ_{Nd} inicial de -8,7 a -3,1 y $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de 0,706 a 0,709, para los diques, también indican un depósito de la corteza del magmatismo Cretácico Tardío. Además, La superposición de los datos de isótopos de plomo para estas rocas intrusivas y los sulfuro, indican adición cortical de plomo.

Estructuralmente, se identificaron 4 eventos principales, el más antiguo es compresivo hace fallas de bajo ángulo y pliegues asociados; el segundo es la intrusión de los diques que cortan los ejes de los pliegues; también durante la actividad ígnea, se generan fallas transcurrentes; y finalmente fallas y fracturas extensionales que incluso afectan a las rocas ígneas. La mineralización principal está asociada al emplazamiento de diques en el segundo evento de deformación, con una orientación NNE.

El depósito de oro Barry, (Kitney K. E., et al., 2011), es un ejemplo de yacimiento de oro orogénico de edad Arcaica, ubicado en la subprovincia Abitibi de Quebec, Canadá, de rocas volcánicas máficas de la Formación Macho (2717 Ma). Esta unidad es afectada por una serie fallas, diques de diorita y pórfido cuarzo-feldespato y diques de cuarzo monzonita post-depósito. Las zonas auríferas están espacialmente asociadas a una zona de cizalla dúctil.

La alteración involucrada en este depósito son vetillas de albita-cuarzo-carbonato y carbonato, bordeadas de una alteración de cuarzo-pirita, y localmente de biotita-carbonato. El oro generalmente se encuentra como microinclusiones en pirita y como oro libre en las zonas de vetas de cuarzo y albita-carbonato, que son cortadas por diques.

Las rocas están débilmente deformadas, plegadas con pliegues simétricos (D1), cortados por zonas de cizalla menores (foliación D2), como foliación tectónica, representada por orientación plana de filosilicatos, y lineación de estiramiento (*Stretching*), en donde se observa clorita y pirita alargados, también se presentan zonas de brecha. Estructuras de rupturas son comúnmente observadas a lo largo de contactos de las unidades de flujo. Se tienen estructuras anastomosadas paralelas a la foliación en la zona de cizalla dúctil-frágil. Localmente se tienen milonitas (S) con lineación mineral (L), las vetas de cuarzo están abundadas, esta deformación de las vetas en la zona de cizalla indican que la mineralización se produjo antes de D2, a lo largo de la zona de cizalla.

Los indicadores cinemáticos indican un movimiento dextral, y también se define un movimiento tardío de sentido derecho que afecta al sistema de vetas y a las primeras deformaciones. Los diques son de orientación subparalelos a la foliación y al budinaje, que sugiere que los diques son sintectónicos.

De acuerdo a su composición mineralógica, las vetas se definen en: (1) aurífera, albita-carbonato-cuarzo, (2) estéril de cuarzo-carbonato, (3) carbonato estéril, y (4) vetas de cuarzo localmente extensionales (este último muy esporádicamente auríferas).

La geometría del yacimiento, en forma general, es en forma de domo, en donde se definen las siguientes alteraciones: (1) Asociada al depósito, carbonato de cuarzo-pirita, asociada a las vetas mineralizadas albita-cuarzo-carbonato; (2) Asociada al depósito, biotita-calcita alteración en vetas de albita-cuarzo-carbonato en áreas de intensa foliación, y (3) Post-depósito, con la asociación biotita-clorita, carbonato, moscovita y epidota.

Alteración 1.- Carbonato, (5-45%), cuarzo (2-8%), pirita (2-8%), albita (traza-3%), pirrotita (traza-3%), moscovita, calcopirita (traza), biotita (localmente traza), y oro nativo. Los elementos traza en pirita es variable y no parece guardar relación con la composición de las inclusiones o cantidad de corrosión de los granos de pirita, contiene Ni, Co, T y Te. El arsénico se encuentra por encima límite de detección. Localmente se tiene pirrotita, calcopirita, y el oro en granos de pirita. El oro está asociado espacialmente con pirita (o pirrotita después pirita), aunque el oro puede variar en muestras que contienen pirita y/o pirrotita.

Granos de oro son visibles a una escala microscópica (2-8 micras) y en ocasiones visibles a escala de muestra de mano (hasta a 1 mm de tamaño), también está presente como microinclusiones (generalmente <1 mm) de oro nativo y telururos de oro dentro de cristales de pirita.

Los granos de oro incluidos en la pirita tiene un menor contenido de Ag (3.6 a 5.12% en peso), mientras que el oro puede rellenar grietas. En general, el oro contiene bajos niveles de Te (0,01-0,07% en peso), mientras que la mayoría de los otros elementos analizados para se encuentran en concentraciones cerca de los límites de detección.

Alteración 2.- Asociada con áreas de foliación intensa y zonas de cizalla, y la biotita-carbonato contiene proporciones de Ti/Zr y Zr/Y, similares a la roca encajonante, los minerales que forman esta alteración son biotita, carbonato, pirita, y esporádica pirrotita.

Alteración 3, ó posterior.- Contiene clorita-epidota (% 5-30), carbonato (5-25%), (5-20%), moscovita (traza-15%), y biotita (trazas). Localmente se tiene granate, en profundidades mayores de 25 m, en donde se asocia a epidota.

El mecanismos de deformación y emplazamiento de vetas auríferas y diques se interpretan contemporáneos con la deformación dúctil de falla y cizalla, la evidencia es (1) la concentración de las vetas de albita-cuarzo-carbonato en falla y/o zona de cizalla, (2) vetas oblicuas atravesando a las primeras con una composición similar, y (3) el acortamiento (pliegues) y alargamiento, corresponden a falla y/o zona de cizalla. Las vetas, diques y rocas mineralizadas son afectados posteriormente por el sistema frágil inverso.

La formación de las vetas en la zona de cizalla puede explicarse si la zona de cizalla se sometieron al menos a dos etapas de deformación, dúctil y frágil. Las vetas rectas se han formado subparalelas a la zona de foliación a lo largo de la zona de debilidad creada por estas estructuras, y las vetas plegadas se formaron en sistemas extensionales de la zona de cizalla, aproximadamente perpendiculares a la zona de alargamiento. Durante la deformación dúctil, las vetas se emplazan en zonas de alta y baja tensión. Este modelo explicaría el emplazamiento de los dique de diorita paralelos a la zona de cizalla.

Costafreda M., (1999), analiza las características relevantes entre los yacimientos tienen a nivel mundial y describe este tipo de yacimientos **Hercínicos europeos**, del **escudo canadiense** y de Cuba y del complejo ofiolítico de **Holguín en Cuba** noroccidental. De los yacimientos Hercínicos de Francia, menciona que se ha definido una zona de **lestevenitización** como alteración, para las rocas básicas y ultrabásicas, a causa de su reacción con fluidos enriquecidos en CO₂, S y K, y de cloritización y silicificación para las rocas de composición ácida. La mineralización aurífera se presenta en granos finos a muy finos y como mineral incorporado en la red cristalina de ciertos sulfuros. La mineralización tiende a concentrarse a lo largo de zonas de cizalla con **arsenopirita aurífera** en lentes silíceos. En este sentido, se explica que los movimientos tectónicos en zonas de cizallas crean espacios libres que se rellenan con minerales, formando venas bien definidas. Cuando estas venas se deforman, se producen “trampas” naturales, como cuarzo sacaroide, que sirve como reservorio para la mineralización de oro. Así, el oro originado como consecuencia de la desestabilización de los sulfuros de etapas iniciales, migra y se fija en ciertas facies mineralógicas, utilizando como transporte los fluidos que se mueven a través de las zonas de cizallas (Bonnemaison, M. et al., 1987 y Bonnemaison, M. et al., 1991). El mismo autor propone dos zonas características de este tipo de yacimientos:

Zonas de cizallamiento aurífero precoces: Su evolución paragenética es la siguiente: Etapa no madura: pirrotita- estibinita-siderita. Etapa madura: antimonio nativo - estibinita secundaria - cuarzo microsacaroidal.

Zonas de cizallamiento aurífero de etapas intermedias: Contiene una paragénesis de **mispíckel**, pirita, blenda y exoluciones de calcopirita y galena. El oro nativo asociado a estas paragénesis es de una gran pureza (90% de Au).

En los yacimientos del Escudo Canadiense (Colvine et al., 1984) y (Callan, N.J.; Spooner, E.T.C. 1998), definen una zona de carbonatización como alteración más típica, la cual es previa y al mismo tiempo singenética con los procesos formadores de oro. Su expresión está en función de la litología encajante. Ocurren dentro de una zona lineal (falla), formada por el efecto de la presión de procesos tectónicos de cizallamiento. Estas zonas contienen rocas cataclastizadas-milonitizadas, con predominio de deformación dúctil. Dentro de estas zonas se generaron muchos conductos, zonas permeables, por los cuales fluyeron los

fluidos mineralizantes. (Colvine et al., 1984, y Callan, N.J.; Spooner, E.T.C. 1998). En cuanto a la asociación mineral/elemento, en el yacimiento de Renabie, es típico el sistema de vetas cuarzo-aurífero en rocas arqueanas, muy oxidadas, contienen anhidrita, hematita, carbonato y turmalina, con una asociación calcófila consistente en molibdenita, sulfuros de Cu/Pb, Au nativo, Ag y telururos de Pb-Bi-Au-Ag. La mineralización se depositó a partir de fluidos hidrotermales **sobrepresurizados** dentro y debajo del nivel de deformación dúctil-frágil, y como consecuencia de una generación de venas por incrementos repetitivos de fracturaciones hidráulicas (Colvine et al., 1984) y (Callan, N.J.; Spooner, E.T.C. 1998).

Por otra parte los Yacimientos del Complejo Ofiolítico del noroeste de Holguín, Cuba, se ubican en zonas de milonitas y cataclastitas, planos de foliación, fallas y otros tipos de rupturas que han servido de canales conductores de las disoluciones portadoras de minerales de Cu y Au, así como en los contactos tectónicos entre las diferentes unidades litológicas (diorita/andesita, gabro, serpentinitas), en estas zonas se deposita la mineralización aurífera, formando vetas, fisuras, y grietas microscópicas. Los componentes removilizados durante la serpentización están enriquecidos en Ca, SiO₂, Cu, Zn y Au; (Costafreda, J.L. y Földessy, J., 1987). La mineralogía determinada en el yacimiento Nuevo Potosí es: arsenopirita y pirita, pirrotina, marcasita, calcopirita y **gersdorffita**. Los elementos y compuestos raros son: **galenita**, oro nativo, electrum, y una paragénesis de plata-oro-mercurio, **pentlandita**, **telurobismutita**, **bourmonita**, cobres grises y **makimabita**. La ganga está constituida por cuarzo, dolomita, calcita y clorita (Kramer, J.L., Gonkin, P., 1988; Costafreda, J.L., 1996).

En el yacimiento Reina Victoria en la región oriental de Cuba, aparecen como minerales principales pirita, cobre y oro nativos, covelina, así como ciertos óxidos e hidróxidos de hierro. La mena es mayormente diseminada con texturas del tipo cristalización-sustitución (Costafreda, J.L., 1996). Coexiste una paragénesis sulfurosa de pirita-covelina, con presencia de cobre nativo que se asocia a especies cupríferas de alteración secundaria.

En el depósito Holguinera, los minerales típicos son: pirita, arsenopirita, calcopirita, pirrotina, esfalerita, galena, cuprita, cromita, oro y otros. Suelen formar menas de cristalización, sustitución y de soluciones sólidas, con estructuras vetítica y también diseminadas (Costafreda, J.L., 1996). Las principales paragénesis son sulfurosas y

sulfurosa-polimetálica, respectivamente, y están representadas, por una parte, por las especies: pirita-calcopirita-esfalerita-arsenopirita-galena-pirrotina, con las que se asocia el oro, y por otra por cromita-ilmenita-magnetita, que indican un estadio magmático (Muñoz, J.N., Costafreda, J.L. y Reyes, C.R., 1992).

En estos depósitos el agua de mar penetró por los planos de fracturas del Complejo Ofiolítico del noroeste de Holguín, facilitando la generación de las corrientes conectivas hidrotermales; este sistema hidrotermal, de acuerdo a la interpretación de sus extensas zonas de alteración, movilizó parte de los elementos de las rocas afectadas (Co, Mn, Si, Fe, Cu, Zn, Au), y los depositó en las zonas fracturadas adyacentes al canal de ascenso de las corrientes conectivas, en condiciones diferentes (Pentelényi, L. y Garcés, E., 1988). El carácter químico de las disoluciones hidrotermales era básico, con abundancia del Ca^{+} como catión más abundante. Mediante este sistema hidrotermal se explican los procesos de metasomatosis cálcica (Coleman, 1977), de las vetas de cuarzo tardío y las mineralizaciones de Cu-Au asociadas a estas alteraciones (Buisson y Leblanc, 1986). Las zonas de alteración hidrotermal formadas durante la serpentización y emplazamiento de las ofiolitas después de la cristalización de Ca^{2+} - Mg^{2+} en forma de carbonatos (Listvenitas), perdieron su capacidad de mantener la sílice en disolución, factor que favoreció la formación de vetas de cuarzo y áreas de silicificación con mineralización aurífera de interés económico (Pentelényi, L. y Garcés, E., 1988).

Yacimientos de oro orogénico en el Norte de México

En México, este tipo de depósitos se ha estudiado en el norte de Sonora, relacionados la franja de la Megacizalla Mohave-Zonora. Por ejemplo Pérez-Segura et al., (1996), estudia la zona de San Francisco, concluyendo que la zona mineralizada esta relacionada con zonas de cizalla en domino dúctil-frágil, de facies de esquistos verdes sobre el cinturón que sigue la Megacizalla Mojave-Sonora, la roca encajonante es de edad variable del Precámbrico al Terciario. La relación Au/Ag es ≥ 1 . Químicamente incluye elementos como Au, Pb, W, Te, Bi. Se observa una presencia constante de cuarzo cristaloblástico de ganga con inclusiones fluidas primarias conteniendo CO_2 en cantidades importantes, así mismo la presencia de turmalina, la baja concentración de sulfuros y el oro como inclusión en la pirita ó asociado con **teluros**, son característicos de yacimientos en terrenos metamórficos. La alteración más

importante es la sericitización, en donde la sericita es en realidad **fengita** que se acompañan de cantidades menores de cuarzo, clorita y calcita. Por otro lado la intensidad de sericita se regula por el tipo de roca y la cristaloquímica de las fengitas es regulado por la fisicoquímica del fluido y el tiempo de duración de los episodios mineralizantes. Esto indica que la temperatura de los fluidos oscila entre 300 y 200°C. Por otro lado, el aumento de Fe+3 puede indicar incremento de oxidación del fluido, mientras que el pH debió de ser intermedio. La composición de los fluidos para los yacimientos metamórficos es de soluciones acuosa-carbonosas. Finalmente, la edad es claramente post-laramidica pero más antigua que la mineralización de la provincia de la Sierra Madre Occidental.

Por su parte Albinson T., (1989) estudia las vetas mesotermales auríferas del sector norte del Estado de Sonora y define que en fluidos de las vetas tiene presencia de CO₂ disuelto arriba de 3.7% (a 9.7%), temperaturas de homogenización de 218° y 336°C, salinidades de 2.0% a 11.4% de peso equivalente de NCL, concentraciones de CO₂ hasta de 15% molar. La mineralogía se aloja en vetas de cuarzo lechoso y consiste de óxidos de fierro, pirita, esporádica galena ó calcopirita (Mina Carina). Las concentraciones de oro se encajonan en basamento Precámbrico y rocas cretácicas, originalmente a una profundidad mínima de formación 4 Km, en procesos sin y post-orogénicos. Determina que también se pueden encajonar en rocas mesozoicas del Jurásico y Cretácico, en donde las inclusiones Tipo IV, indican ebullición y profundidades de formación de 1500 a 200 m. Por otra parte, describe que el termino mesotermal a sido aplicado a vetas de cuarzo aurífero producto de la circulación profunda de fluidos del sistema H₂O-CO₂-NaCl (Nesbitt et. al., 1986; Shelton et al., 1899). El origen de estos los fluidos es controversial, proponiendo un origen relacionado a la circulación profunda de a) aguas meteóricas evolucionadas, b) aguas conatas removilizadas, c) fluidos producidos durante las reacciones de desgasificación y deshidratación de procesos metamórficos. Menciona que la polémica es precisamente la fuente del oro y la distancia de transporte del oro de la fuente a la posición de la depositación. Otra propuesta del origen de los fluido es que originalmente eran de tipo singenéticos-exhalativos y que actuaron como fuente del oro para ser removilizados a las vetas por proceso de metamorfismo (Hutchinson, 1987). Por otra parte, el ambiente hidrotermal epitemal (200-300°C) y mesotermal (250-350°C) no son tan diferentes, la

profundidad, presión de fluidos, composición que generan las concentraciones económicas de mineralización marcan la diferencia entre ambos ambientes.

En el noreste de México, Eguiluz de A. S. *et al.*, 2004, reportan la presencia de oro en el Cañón del Novillo, Tamaulipas. Describe que el oro nativo se presenta puro, amarillo y brillante, en finas vetillas de forma irregular a subcuadrática, rellenando fracturas que coinciden con la orientación de la foliación de un gneis cataclástico Precámbrico, no se detecta diseminado en la roca encajonante y no se hicieron análisis en los diques presentes que tienen sulfuros y oxidación. Concluye que la mineralización de Au en fracturas paralelas a la foliación y diques básicos con sulfuros, pertenecen a una fase de extensión post-grenvilliana, el Au pudiera haberse generado en una cuenca back arc de extensión. Correlaciona con la localidad de San Miguel Peras, Oxa., en donde afloran rocas Precámbricas con vetas de cuarzo lechoso con sulfuros y Au nativo. Recomendaba realizar estudios de exploración, tomando en cuenta que a nivel global el oro en rocas precámbricas económicamente es importante, sin embargo en el cinturón Grenville comparativamente no tiene producción relevante.

Quintanar Ruiz, en su tesis de posgrado (2008), estudia la zona de La Herradura, en las inmediaciones de la megacizalla Mojave-Sonora, y determina que la mineralización de oro se presenta en vetas de cuarzo y sulfuros, en forma de enjambre dentro de la zona de falla, con inclinaciones menores a 30°, encajonadas en gneis cuarzo-feldespática de 1,75 Ga. Las zonaciones de alteraciones se determinan como: cuarzo-sericita-albita en la parte centro; cuarzo-feldespato gneis en las zonas exteriores; hierro-carbonatos (ankerita-siderita) adyacente a vetas, y propilitica en las partes más exteriores. Los isótopos de oxígeno de varias vetas de cuarzo muestran valores de $\delta^{18}\text{O}$, entre +14 y +16 ‰. Los valores calculados $\delta^{18}\text{O}$ de las aguas en equilibrio son a 330 ° C para vetas de cuarzo con valores entre 8 a 10 ‰. Estos valores son similares a las de las aguas metamórficas. Los isótopos de carbono de las inclusiones fluidas de vetas de cuarzo y ankerita, sugieren que hay dos fuentes del C, una asociada con minerales de $\delta^{13}\text{C} = 0$ a -6 ‰, y otros asociados sólo con inclusiones fluidas de $\delta^{13}\text{C} < -18$ ‰. La fuente de emisión baja de ^{13}C es orgánica. En isótopos de azufre en sulfuros cuarzo-pirita-galena-esfalerita, tienen valores $\delta^{34}\text{S}$ de 3,1 a

6,6 %. Estudios de geotermometría (pirita-galena) muestran temperaturas de equilibrio en el orden de 330 ± 20 ° C para el cuarzo-sulfuro de las vetas auríferas.

Estudio de las inclusiones de estas vetas muestran que los líquidos de mineral son ricos en CO₂, bajas en la salinidad, y tienen temperaturas de homogeneización entre 285-295 ° C, entre presiones de 1,6 y 2,7 kbar. Se interpretan los fluidos responsables de la mineralización tienen un origen metamórfico generados durante la orogenia Laramide, y que son compatibles con el fechamiento isotópico de Re-Os en pirita y magnetita asociadas a la mineralización de oro, datada $61,0 \pm 2,1$ Ma. Concluye que el estilo y la geometría de la mineralización, los valores de isótopos estables y el estudios de inclusiones fluidas, muestran que el depósito de oro La Herradura se pueden clasificar como del tipo de oro orogénico, el mayor y el primer yacimiento de oro orogénico tipo descrito en México, finalmente comparar este depósito con los depósitos de oro orogénico situado en el borde Circumpacífico, especialmente los de América del Norte y Perú.



Izaguirre *et al.*, (2012), realizan en el estado de Sonora un muestreo geoquímico a lo largo de las inmediaciones de la falla Mojave-Sonora, mencionando que estos depósitos son del tipo Oro Orogénico y resumen sus características de la siguiente manera: 1) la edad de la mineralización es Cretácico tardío-Terciario temprano; 2) las temperaturas medias de precipitación son de 260-370°C, salinidades bajas (3% peso equivalente de NaCl) y alto contenido de CO₂; 3) profundidad de precipitación de las vetas de 3.5-4.5 km; y 4) las firmas isotópicas de O, H, S y C, indican fluidos metamórficos, y consideran determinante este último dato como característico de los depósitos de Oro Orogénico. Con este muestreo y utilizando el método de isocon de Grant (1986), concluyen que el enriquecimiento de unos elementos y empobrecimiento de otros, analizando muestras alteradas y muestras frescas, sugiere un “alto grado de homogeneidad de las alteraciones originadas por fluidos mineralizantes” y que los elementos enriquecidos tienen una estrecha relación con la asociación Au-Ag, lo cual representa una guía geoquímica importante en la exploración minera de la región.

Yacimientos de oro orogénico asociados a los terrenos tectonoestratigráficos del sur de México y Centroamérica y Sudamérica.

En la región sur de México, Jiménez H. A., (2011), en su tesis de grado, estudia las vetas auríferas en las inmediaciones del poblado de Santa Cruz Mixtepec, en la región central del estado de Oaxaca. Las rocas encajonantes son del Complejo Oaxaqueño de edad Precámbrica, y consisten de sistemas de vetas emplazadas en fallas locales, paralelas y oblicuas a la foliación principal. Identifica dos sistemas de vetas: vetas abudinas, paralelas a la foliación y vetas que se han emplazado en una etapa tardía. La mineralogía que describe consiste de pirita-calcopirita-galena-esfalerita, que ocurren en relleno de fracturas, intersticios, y diseminados. Existen también minerales de origen supérgeno, como covelina asociada con hematita. En relación a la mineralización aurífera, esta se presenta en granos finos, incluidos dentro de pirita, o aislados en los granos de cuarzo.

El estudio de inclusiones fluidas del cuarzo, indican temperaturas de homogenización entre 145 a 355°C, y salinidades de 8.13 a 32.78 % NaCl equivalente. Interpreta que estas variaciones podrían indicar la presencia de dos tipos de fluidos mineralizadores, o bien, podría deberse a que el sistema evoluciona desde un fluido de alta temperatura y baja

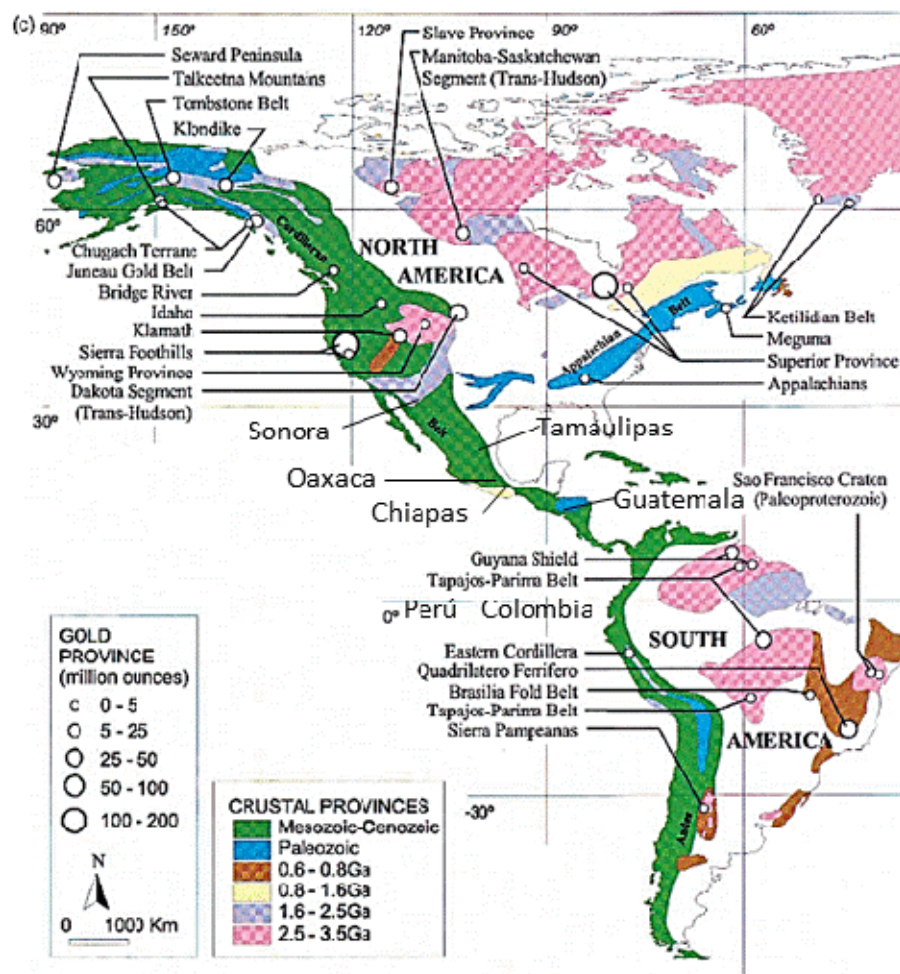
salinidad, hacia un fluido de menor temperatura y alta salinidad. Los valores de $\delta^{18}\text{O}$, muestran una tendencia al campo de las aguas metamórficas regionales, con valores entre 14.2 y 15.4‰. Sin embargo, menciona que no se puede descartar un origen magmático. Con estos datos concluye que se ciertas tiene similitudes con los depósitos de oro orogénico a nivel mundial, que incluye a los depósitos del norte de México, sugiere que esta zona podrían ser parte de una importante provincia metalogenética aurífera en las rocas Precámbricas de México.

En el año de 1997, Cruz-López y Herrera-Galvan, en el estado de Chiapas, realizan las cartas geológicas mineras de San Pedro Tapanatepec y Tierra y Libertad escala 1:50,000 (SGM), documentando prospectos auríferos asociados a la zona milonítica de la Sierra de Chiapas. Zona que es la continuación ó terminación occidental del sistema de fallas Polochic-Motagua, además reportan zonas importantes de alteración argílica, oxidación y silicificación, en localidades anómalas de minerales de fierro, cobre y oro.

En el límite de México con Guatemala, se ha documentado el sistema de fallas trancurrentes de Polochic-Motagua, separando también Norteamérica de Centroamérica. Este sistema complejo de fallas laterales presenta zonas de cizalla, la orientación del sistema sensiblemente E-W se asocia con intrusivos de edades y composición diversas. Así mismo se observan una importante zonación de yacimientos minerales; al occidente, al límite con el estado de Chiapas, México, predomina la asociación Fe-Au y Ag-Pb-Zn; hacia la porción central, se observa una importante concentración de yacimientos de cobre y una asociación de Cr-Ni-Mn que se extiende hasta el límite oriental del sistema de fallas. Los tipos de yacimientos se han clasificado como de metasomatismo, hidrotermales y asociados a rocas ultramáfica. Estas evidencias de distribución, geológicas, estructurales y mineralógicas sugieren una posible asociación a la evolución del sistema Polochi-Motagua (Alvarado-Carias y Rosal-Higero, 1999)

En su propuesta de terreno Siuna, amalgamado al Bloque Chortis, Vanable M. E., (1994), menciona que en la región de Siuna, al norte de Nicaragua, se tiene un depósito tipo skarn de Au-Cu, que representa el más importante y antiguo yacimiento de la región, así mismo reporta depósitos vulcanogénicos de Zn-Cu-Au, de cromitas podiformes y serpentina. En algunas minas se han medido fallas laterales de orientación NNE y NE, como en el

depósito aurífero de Las Minitas, que describe como una serie de pequeños cuerpos alineados sobre una falla profunda que tiene serpentinita y vetillos de cuarzo y calcita. Las zonas de alteración están marcadas por rodados de gossan, dispersos ampliamente. La mineralogía asociada al oro consiste de esfalerita, calcopirita, pirrotita, y pirita. En este caso, se puede decir que en el contexto geológico se tiene una zona de falla importante que limita el Bloque Chortis y el terreno Siuna, magmatismo asociado que genera los depósitos de skarn e hidrotermales, con presencia importantes de zonas de vetas y vetillos a los que se asocia la mineralización de oro.



Distribución de las provincias de oro en América con relación a su edad y contenido de metal. Algunas de ellas pudieran corresponder a los tipos de oro orogénico en México (Sonora, Tamaulipas, Oaxaca, Chiapas) y Guatemala, Perú y Colombia (modificado de Goldfarb et al., 2001).

En el norte de Colombia, Rodríguez A. (2007), analiza el distrito minero Segovia Remedios, describe que esta localidad se encuentra en rocas graníticas metamorfoseadas, y anfibolita, migmatita, esquisto, mármol y cuarcita, de edad Jurásico-Cretácico. La mineralización se aloja en vetas de cuarzo asociadas con diorita y a sistemas de fallas en zonas fisurales normales y paralelas a la cizalla principal. En la mina Sandra-K, el oro se asocia a pirita y en menor grado a esfalerita. La paragénesis mineral la propone en 2 etapas, la primera de pirita con oro intercrecido, galena como inclusión en esfalerita y oro; la segunda con plata y oro en las microfracturas de la pirita, y una tercera de galena-esfalerita. Las alteraciones presentes son filica (sericita, alunita, adularia, feldespato potásico y plagioclasa) y vetillas de calcita. En zonas se asocia propilítica y filica. Se concluye que la evolución metalogenética de la mineralización aurífera orogénica de la zona, es un proceso transpresivo y magmático filoniano de etapa post colisional de la cordillera Central de Colombia.

En la región de los Andes, Haerberlin Y et al (2004), estudian y evalúan los depósitos de oro orogénico de Pataz, Perú, y describe que regionalmente tienen una presencia de 1 a 5 km de espesor sobre una zona de cizalla orientada norte-noreste de más de 160 km de longitud, asociada a los márgenes del batolito de Pataz de una edad de 330 a 337 Ma, las zonas de vetas se observan entre este batolito y una secuencia turbidítica ordovísica, también se tiene evidencia magmática cretácica en forma de dique aplíticos, emplazados en la zona de fallas. Las vetas ricas en oro se encuentra con mayor incidencia asociadas a un sistema de deformación dúctil - frágil de orientación norte-noreste. La mineralización consiste de Au, Ag, Al, Fe, Pb, Zn, Cu, $\pm$ Sb, Bi-Te-W; se determina dos asociaciones paragenéticas de minerales, la primera de cuarzo lechozo-pirita-arsenopirita-ankerita; la segunda con cuarzo azul-gris microgranular-galena esfalerita-calcopirita-sulfosales de Sb-electrum-oro nativo. La alteración consiste de moscovita, clorita, carbonato, y pirita.

Estructuralmente describen, cuatro conjuntos de fracturas asociadas a la mineralización, una zona de cizalla principal, reactivada en falla inversa, y tres sistemas de fallas subordinadas, concluyendo que el sistema este-oeste contiene las vetas de mayor importancia económica. Este último sistema puede corresponder a un arreglo lateral izquierdo en condiciones *pull-apart*.

Finalmente menciona que de acuerdo a las características determinadas en este distrito minero, la mineralización de oro está vinculada a un evento térmico a gran escala, producto de un evento colisional y de elevación tectónica.

Anexo 3



“TABLA DE DESCRIPCIONES DE MUESTRAS DE MANO”

DESCRIPCIÓN DE MANO DE MUESTRAS PETROGRÁFICAS

MUESTRA	TIPO DE TEXTURA		MICROESTRUCTURA	COMPOSICIÓN MINERAL			CLASIFICACIÓN			FOTOGRAFÍA
	Cristalinidad	Morfología y tamaño de Cx		MATRIZ	PORFIDOBlastos	MINERALES ALTERACIÓN	CASIFICACIÓN 1	SERIE COMPOSICIONAL	PROTOLITO	
MUL-1	Alto	Milonítica, Trituración y recristalización de granos con orientación	Milonítica, foliación	Biotita, cuarzo, feldespato, clorita	Feldespato, cuarzo	Cuarzo-sílice (silicificación). Hematita (oxidación). Clorita (cloritización). Epidota.	Milonita	Calcosilicatada	Roca intrusiva	
MU-01	Medio	Milonítica (trituration y recristalización de granos con orientación)	Lepidoblástica (foliación y/o abundancia micas)	Muscovita, feldespato, clorita	Muscovita	Cuarzo-sílice (silicificación). Sercita (agilización). Clorita (cloritización). Epidota	Milonita	Máfica	Roca volcánica	
MU-02	Medio	Milonítica (trituration y recristalización de granos con orientación)	Esquistosidad. Lepidoblástica (foliación y/o abundancia micas)	Muscovita, cuarzo, feldespato.	Feldespato, cuarzo	Arcillas (agilización). Cuarzo-sílice (silicificación). Sercita (agilización). Hematita (oxidación). Epidota	Milonita	Calcosilicatada	Roca volcánica	
MUL-02	Medio	Milonítica (trituration y recristalización de granos con orientación)	Milonítica, foliación	Cuarzo, feldespato, anfíbol, clorita	Feldespato, cuarzo	Cuarzo-sílice (silicificación). Clorita (cloritización)	Milonita	Máfica	Roca volcánica	
MU-03	Medio	Milonítica (trituration y recristalización de granos con orientación)	Foliación. Nematoblástica (foliación y/o abundancia anfíboles)	Cuazo, anfíbol, clorita.	Anfíbol, cuarzo	Cuarzo-sílice (silicificación). Clorita (cloritización). Epidota.	Milonita	Calcosilicatada	Roca intrusiva	
MU-04	Alto	Milonítica (trituration y recristalización de granos con orientación)	Foliación. Nematoblástica (foliación y/o abundancia anfíboles)	Cuazo, anfíbol	Feldespato, cuarzo	Cuarzo-sílice (silicificación). Clorita (cloritización). Epidota.	Protomilonita	Calcosilicatada	Roca intrusiva	
MU-05	Alto	Milonítica (trituration y recristalización de granos con orientación)	Foliación. Miolonítica (trituration y recristalización de granos con orientación)	Cuarzo, feldespato, anfíbol	Feldespato, anfíbol	Cuarzo-sílice (silicificación). Clorita (cloritización). Epidota.	Protomilonita	Calcosilicatada	Roca intrusiva	
MU-06	Medio	Milonítica (trituration y recristalización de granos con orientación)	Esquistosidad. Miolonítica (trituration y recristalización de granos con orientación)	Muscovita, cuarzo, feldespato, anfíbol.	Anfíbol, cuarzo	Sercita (agilización). Clorita (cloritización)	Milonita	Calcosilicatada	Roca intrusiva	
MU-08	Medio	Milonítica (trituration y recristalización de granos con orientación)	Foliación. Miolonítica (trituration y recristalización de granos con orientación)	Cuarzo, anfíbol, clorita	Anfíbol, cuarzo	Cuarzo-sílice (silicificación). Clorita (cloritización). Epidota.	Milonita	Calcosilicatada	Roca intrusiva	
MU-09	Medio	Milonítica (trituration y recristalización de granos con orientación)	Foliación. Miolonítica (trituration y recristalización de granos con orientación)	Cuarzo, feldespato, anfíbol, clorita	Feldespato, anfíbol	Cuarzo-sílice (silicificación). Clorita (cloritización). Epidota.	Protomilonita	Calcosilicatada	Roca intrusiva	
MU-10	Medio	Milonítica (trituration y recristalización de granos con orientación)	Foliación. Miolonítica (trituration y recristalización de granos con orientación)	Cuarzo, feldespato, anfíbol, clorita	Feldespato, anfíbol, cuarzo	Cuarzo-sílice (silicificación). Clorita (cloritización). Epidota.	Protomilonita	Calcosilicatada	Roca intrusiva	N/A
MU-12A	Bajo	Milonítica (trituration y recristalización de granos con orientación)	Foliación. Nematoblástica (foliación y/o abundancia anfíboles)	Cuarzo, anfíbol, clorita	Feldespato, anfíbol	Arcillas (agilización)	Protomilonita	Calcosilicatada	Roca volcánica	

MU-13	Medio	Milonítica (trituración y recristalización de granos <i>con orientación</i>)	Foliación. Miolonítica (trituración y recristalización de granos con orientación)	Cuarzo, clorita	Feldespato, biotita	Cuarzo-sílice (silicificación). Clorita (cloritización). Epidota.	Protomilonita	Calcosilicatada	Roca sedimentaria
-------	-------	--	---	-----------------	---------------------	---	---------------	-----------------	----------------------



Anexo 4



“TABLA DE DESCRIPCIONES PETROGRÁFICAS”

DESCRIPCIÓN PETROGRÁFICA DE UNIDADES LITOLÓGICAS

NUMERO DE MUESTRA	X	Y	UNIDAD	TEXTURA	MINERALES	CLASIFICACION	ORIGEN
PL055	776313	2041059	Cmplejo Arteaga	Microcristalina orientada	cuarzo, plagioclasa, biotita, muscovita	ARCOSA	Sedimentario
PL477	757243	2030214	Batolito de Arteaga	Holocristalina alotriomórfica	cuarzo, plagioclasa, biotita, anfíbol	CUARZO DIORITA	Igneo intrusivo
PL100	771035	2032569	El Resumidero	Milonítica	cuarzo, sericita	PROTOMILONITA	Metamorfismo cataclástico
PL104	772835	2032126	Batolito de Arteaga	Milonítica	cuarzo, feldesparo, biotita	PROTOMILONITA	Metamorfismo cataclástico
PL150	762961	2025097	El Resumidero	Epiclástica pelítica orientada	cuarzo, feldesparo, biotita	HORNFELS DE BIOTA_ARCOSA	Sedimentario/metamorfismo termal
PL151	763600	2026336	Batolito de Arteaga	Granuda hipidiomórfica	plagioclasa, anfíbol, biotita, cuarzo	CUARZO DIORITA	Igneo intrusivo

PL153	764366	2028034	Batolito de Arteaga	Hipidiomórfica	plagioclasa, piroxeno, biotita	GABRO DE PIROXENO	Igneo intrusivo
PL479	780275	2025187	Batolito de Arteaga	Holocristalina alotriomórfica	plagioclasa, biotita, anfíbol, cuarzo	CUARZO DIORITA	Igneo intrusivo
PL147	761587	2020796	Complejo Arteaga	Epiclástica pelítica orientada	cuarzo, plagioclasa	ARCOSA	Sedimentaria con metamorfismo
MI04	766973	2024002	Batolito de Arteaga	Milonítica	cuarzo, biotita	MILONTA	Metamorfismo cataclástico
PL610	770523	2023989	Complejo Arteaga	Equigranuda fuertemente compactada	cuarzo, biotita, sericita	HORNFELS DE GRANATE-BIOTITA	Metamórfico
PL167	772985	2024347	Complejo Arteaga	Ligeramente foliada y microplegada	cuarzo, biotita	HORNFELS DE ANDALICITA	Metamórfico

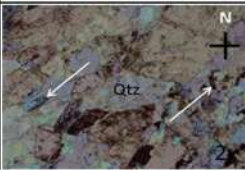
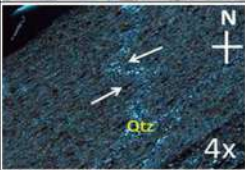
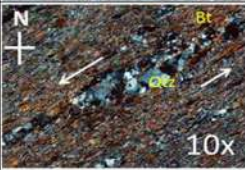
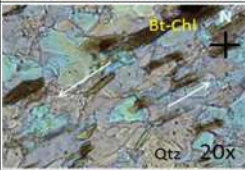
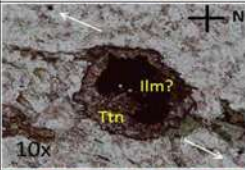
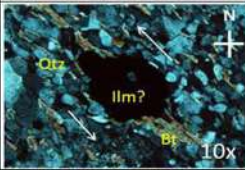
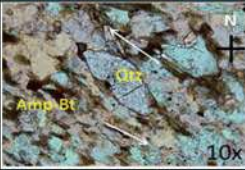
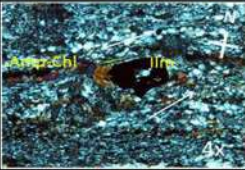
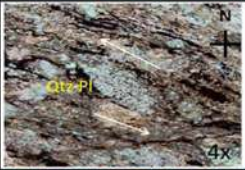
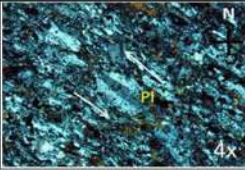
PL167A	772985	2024347	Cmplejo Arteaga	Epiclástica sammítica	cuarzo, anfíbol, biotita, actinolita	HORNFELS DE ANFIBOL, ACTINILITA, BIOTITA	Sedimentario
PL179	781925	2023191	Cmplejo Arteaga	Lepidoblástica	cuarzo, biotita, sericita	SIENITA	Metamorfismo regional
PL158	767398	2019556	Cmplejo Arteaga	Microcristalina orientada	líticos, clorita, sericita	ARENISCA FINA (ARCOSA)	Sedimentario
PL162	771007	2021474	Cmplejo Arteaga	Milonítica	cuarzo, clorita, muscovita, biotita	MILONITA	Metamorfismo cataclástico

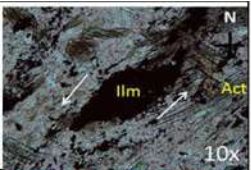
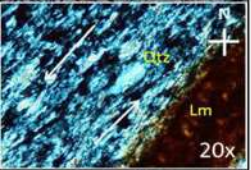
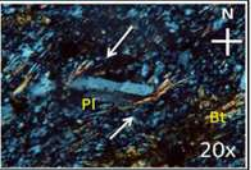
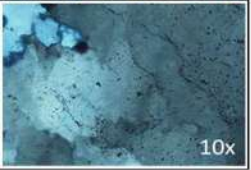
Anexo 5



“TABLA DE PETROGRAFIA DE MILONITAS”

TABLA DE PETROGRAFÍA DE MILONITAS

MUESTRA	TEXTURA	MINERALES				S1	L 	CLASIFICACIÓN	IMAGEN
		Minerales 1	Pre cinemáticos	Sin cinemáticos	Post cinemáticos				
MUL-01	Milonítica	cuarzo, plagioclasa, anfíbol, biotita, magnetita, pirita, sericita.	cuarzo, feldespato	cuarzo, plagioclasa, anfíbol, biotita y sericita. Estructuras de alargamiento y presión.	vetilla de cuarzo esporádicas, opacos (magnetita, pirita) y esfena	N46°/70°SE	N46°/35°SW	Milonita	
MU-01	Milonítica	cuarzo, plagioclasa, biotita, anfíbol	cuarzo, plagioclasa, biotita, anfíbol	cuarzo, vetillas de cuarzo en pliegues tigmáticos, mica,	opacos diseminados a lo largo de las superficies de foliación. Vetillas limonita y calcita	N74°E/67°SE	N160°/12°SW	Milonita	
MU-02	Milonítica		cuarzo, clorita, biotita, plagioclasa	plagioclasa y cuarzo como porfiroblastos, anfíbol, y clorita. Se forman estructuras S-C	opacos diseminados a lo largo de las superficies de foliación. Vetillas de cuarzo con finos cristales de clorita y opacos	N62°/45°SE	N14°/14°SW	Milonita	
MUL-2	Milonítica	cuarzo, plagioclasa, anfíbol, biotita, clorita, magnetita, pirita	cuarzo, plagioclasa	cuarzo, plagioclasa, anfíbol, clorita, biotita y sericita. La biotita forma estructuras sigmoidales.	vetilla de cuarzo esporádicas, opacos (magnetita, pirita) y esfena	N50°/72°SE	N160°/02°NW	Milonita	
MU-3	Milonítica	cuarzo, plagioclasa, anfíbol, biotita, clorita	cuarzo, plagioclasa	cuarzo, plagioclasa, anfíbol, clorita, biotita	vetilla de cuarzo esporádicas, opacos (magnetita, pirita) y esfena	N50°/72°SE	N160°/02°NW	Milonita	
MU-4	Milonítica	cuarzo, plagioclasa, anfíbol, biotita, clorita	cuarzo, plagioclasa	cuarzo, plagioclasa, anfíbol, clorita, biotita, ilmenita	vetillas de opacos (magnetita, pirita) y probable esfena en los planos de foliación	N50°/72°SE	N160°/02°NW	Milonita	
MU-5	Milonítica	cuarzo, plagioclasa, anfíbol, biotita, clorita, epidota	cuarzo, plagioclasa	cuarzo, anfíbol, clorita, biotita, plagioclasa	opacos probable magnetita y pirita asociados con cristales finos de esfena en los planos de foliación. Calcita, clorita, epidota tabular diseminada	N160°/82°NE	N160°/42°SE	Milonita	
MU-6	Milonítica	cuarzo, plagioclasa, anfíbol, biotita, clorita	cuarzo, plagioclasa, anfíbol	plagioclasa, cuarzo, biotita, clorita	opacos probable magnetita y pirita asociados con cristales finos de esfena sobre planos de foliación	N70°/62°SE	N70°/0°	Milonita de anfíbol	
MU-8	Milonítica	plagioclasa, cuarzo, anfíbol, clorita	Plagioclasa, cuarzo, anfíbol	plagioclasa y cuarzo como porfiroblastos, anfíbol, y clorita. Se forman estructuras S-C	vetillas de cuarzo con finos cristales de clorita y opacos, probable magnetita y esfena	N105°/82°NE	N105°/08°-16°SE	Milonita	
MU-9	Milonítica	plagioclasa, cuarzo, anfíbol, clorita	plagioclasa, cuarzo, anfíbol	plagioclasa y cuarzo como porfiroblastos, anfíbol, y clorita	vetillas de cuarzo con finos cristales de clorita y opacos, probable magnetita y esfena	N68°/68°NW	N68°/26°NE	Milonita	

MU-10	Milonítica	Plagioclasa, cuarzo, anfíbol, clorita	Plagioclasa, cuarzo, anfíbol	plagioclasa y cuarzo como porfiroblastos, anfíbol, actinolita y clorita. Se forman estructuras S-C	opacos diseminados en las superficies de foliación. Vetillas de cuarzo con finos cristales de clorita, esfena y magnetita, oblicuas a la foliación.	N68°/68°NW	N68°/26°NE	Milonita	
MU-12A	Milonítica	Plagioclasa, cuarzo, biotita	Plagioclasa, cuarzo, biotita	plagioclasa y cuarzo como porfiroblastos, biotita, y clorita	opacos diseminados a lo largo de las superficies de foliación. Vetillas limonita y calcita	N82°/52°SE	N82°/0°	Milonita	
MU-13	Milonítica	Plagioclasa, cuarzo, biotita	Plagioclasa, cuarzo, biotita	plagioclasa, cuarzo, biotita, clorita	opacos diseminados a lo largo de las superficies de foliación	N82°/52°SE	N82°/0°	Milonita	
PL-105	Milonítica	cuarzo	cuarzo, minerales opacos	cuarzo, minerales opacos	cuarzo, calcita, pirita	N50°/42°SE	N/A	Veta	

Anexo 6



**“LAMINA DE
FOTOMICROGRAFIAS
PETROGRÁFICAS”**

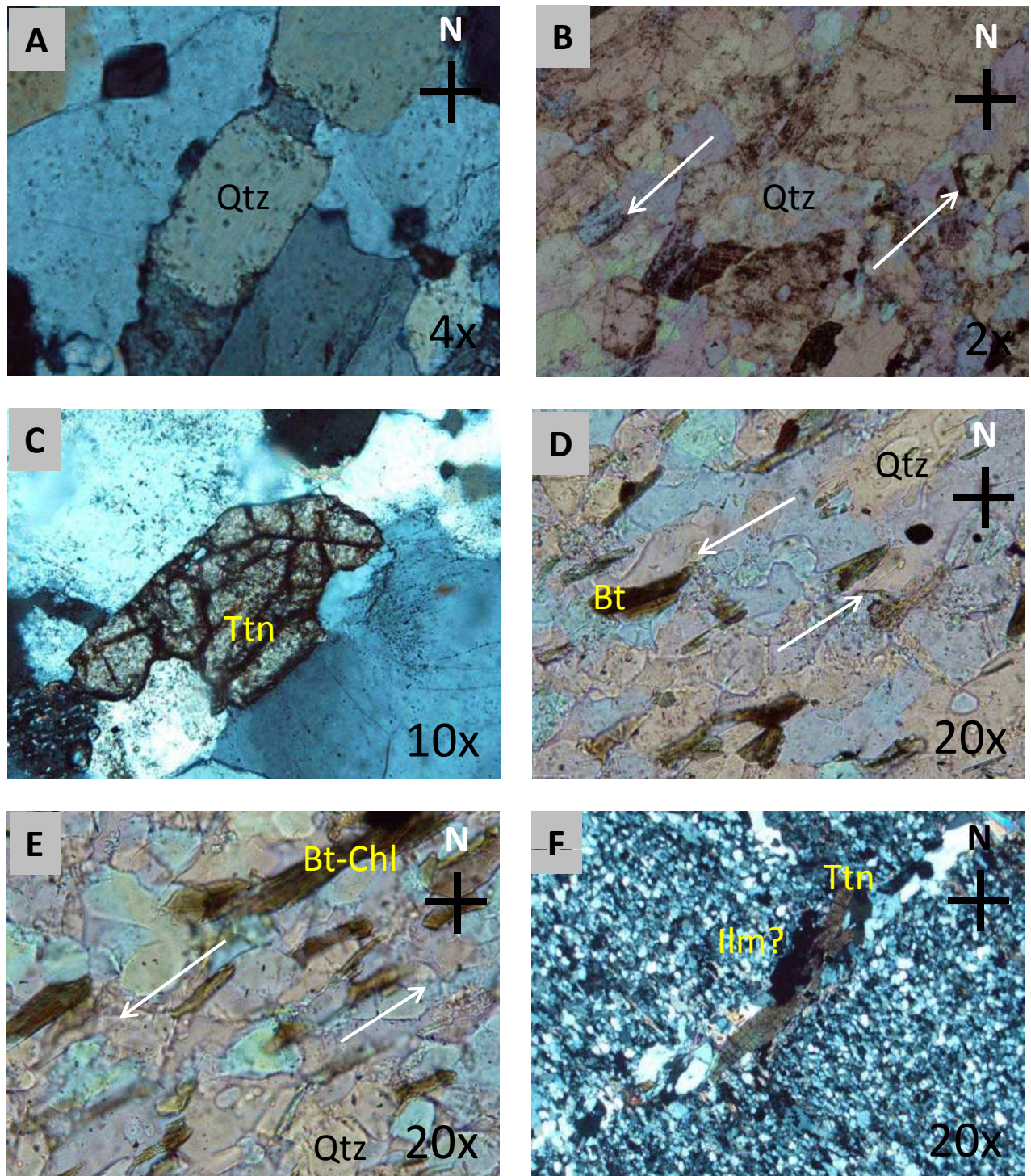


Figura .- Muestra MUL-1. A) estructura extensional con precipitación de cuarzo; B) cuarzo sigmoidal con biotita de sombra de presión; C) cristal de esfena en la superficie de foliación. Muestra MUL-2. D) y E) cristales sigmoidales de cuarzo con sombras de presión (biotita-clorita); F) vetilla de cuarzo esfena, clotita y opacos (ilmenita?)

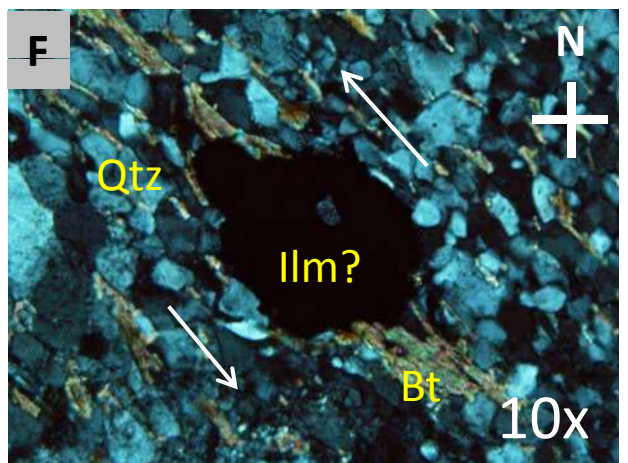
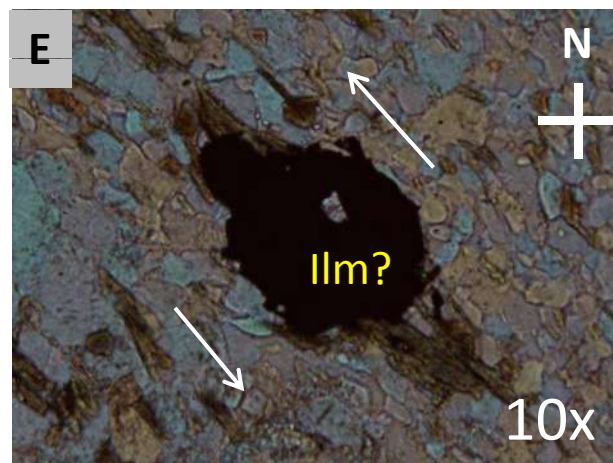
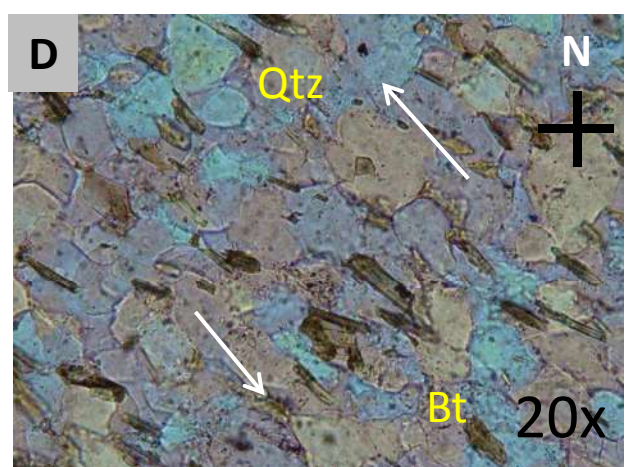
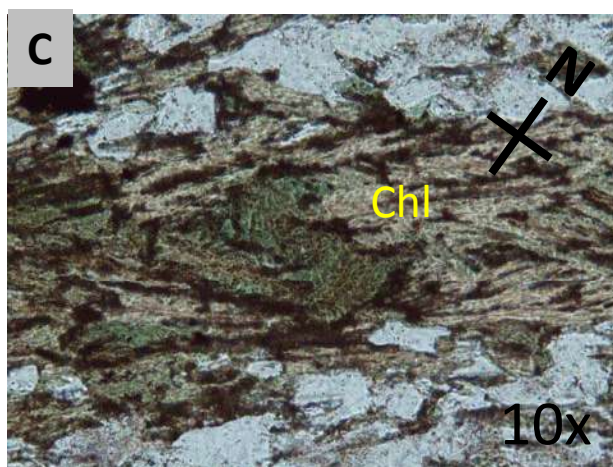
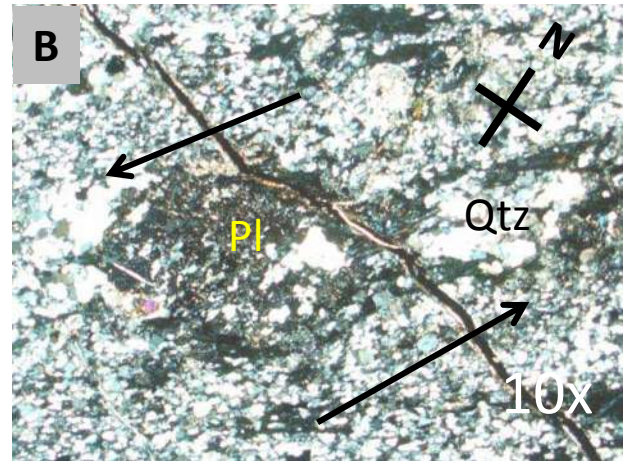
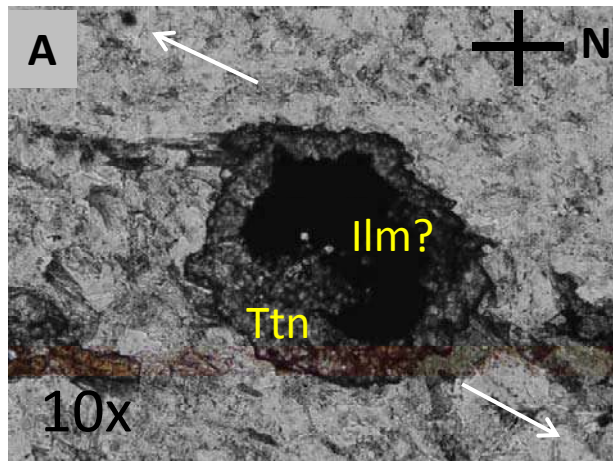


Figura .- Muestra MU-3. A) cristal opaco (ilmenita) envuelto en esfena y actuando como porfidoblasto; B) plagioclasa como porfidoblasto con sombras de presión, atravesado por una vetilla de cuarzo con óxidos de hierro.

Muestra MU-4. C) clorita deformada sobre superficies de foliación, formando pliegues cerrados; D) cristales de cuarzo, clorita y biotita como sombras de presión; E) luz paralela y F) nicoles cruzados, porfiroclasto de mineral opaco (ilmenita) y biotita como sombras de presión.

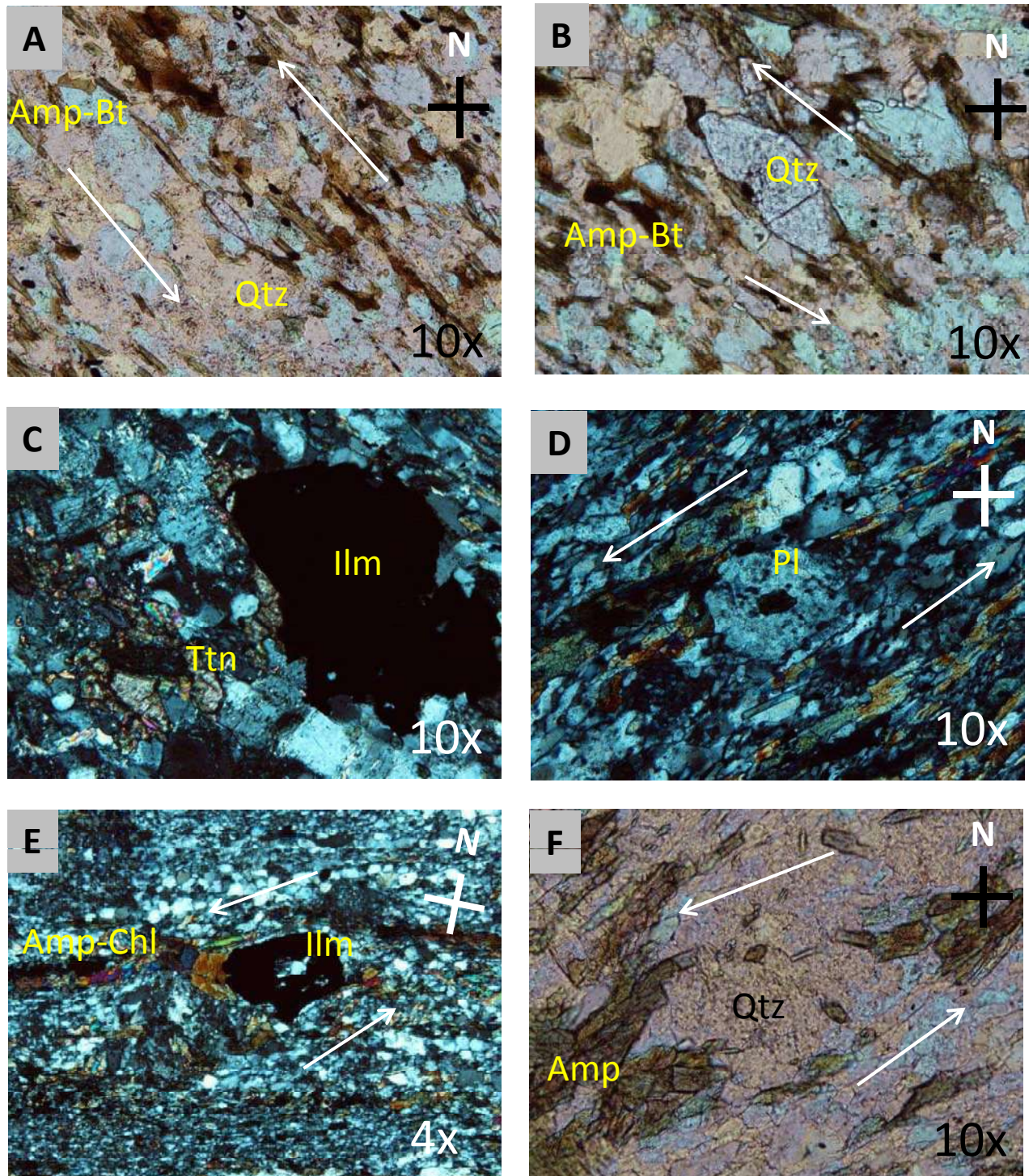


Figura .- Muestra MU-5. A) y B) cristales de cuarzo sigmoidales con biotita y clorita como sombras de presión; ; C) cristales de esfena y opacos (ilmenita) en vetillas de cuarzo sobre la superficie de foliación.

Muestra MU-6. D) porfidoblasto de plagioclasa sericitizado y sombras de presión de anfíbol y clorita; E) mineral opaco (ilmenita) como porfidoblasto con anfíbol y clorita como sombras de presión; F) porfidoclastos de cuarzo con sombras de presión de anfíbol.

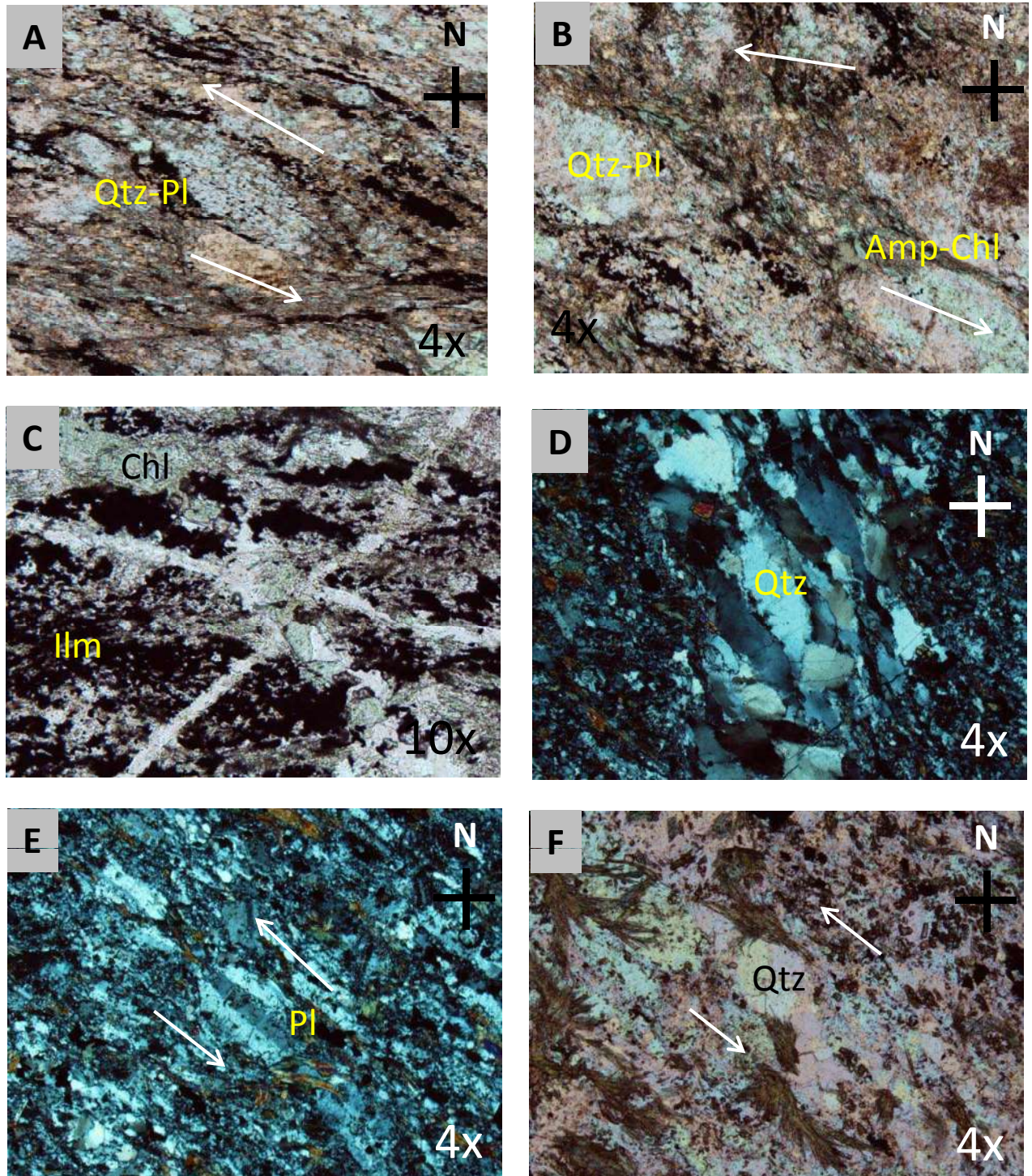


Figura .- Muestra MU-8. A) y B) porfidoblastos de granos de cuarzo y plagioclasa con sombras de presión de clorita y anfíbol; C) minerales opacos sobre la superficie de foliación cortados por vetillas de cuarzo, clorita y esfena. Muestra MU-9. D) sigmoides de cuarzo con superficies de presión, los opacos se emplazan en superficies de distensión; E) porfidoblasto de plagioclasa; F) porfidoblasto de cuarzo con sombras de presión de clorita y anfíbol.

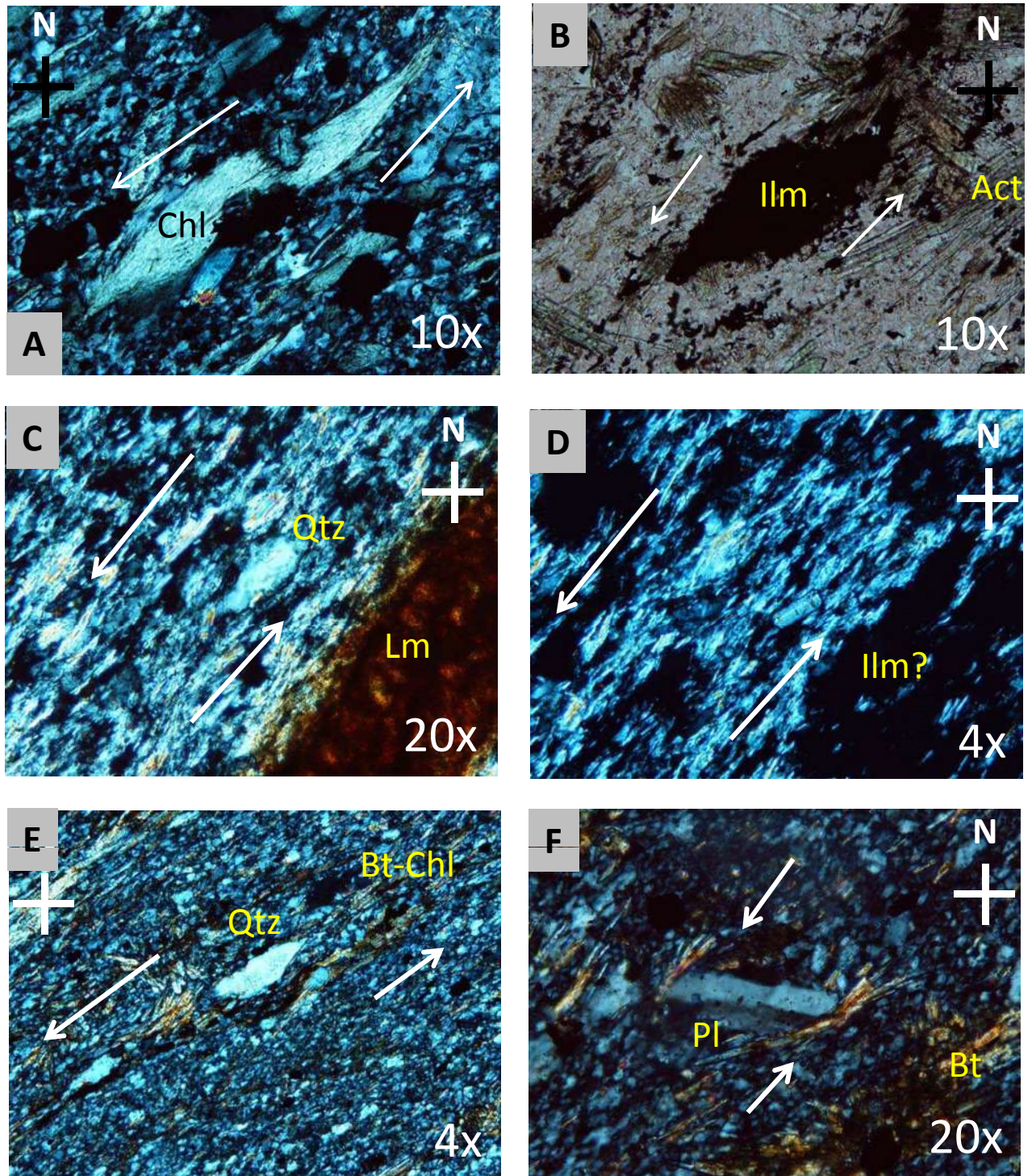


Figura .- Muestra MU-10. A) clorita deformada formando sigmoides asociados con minerales opacos (ilmenita-magnetita-pirita); B) sigmoide de mineral opaco (ilmenita), se observa esfena, clorita y actinolita.
Muestra MU-12A. C) sigmoides de cuarzo, los opacos se emplazan en las superficies de distensión, vetilla de cuarzo-limonita; D) sigmoides de cuarzo, los opacos se emplazan en las superficies de distensión, minerales opacos en la superficie de foliación.
;Muestra MU-13. E) sigmoides de cuarzo, se observa abundante biotita y clorita; F) porfidoblasto de plagioclasea con biotita.

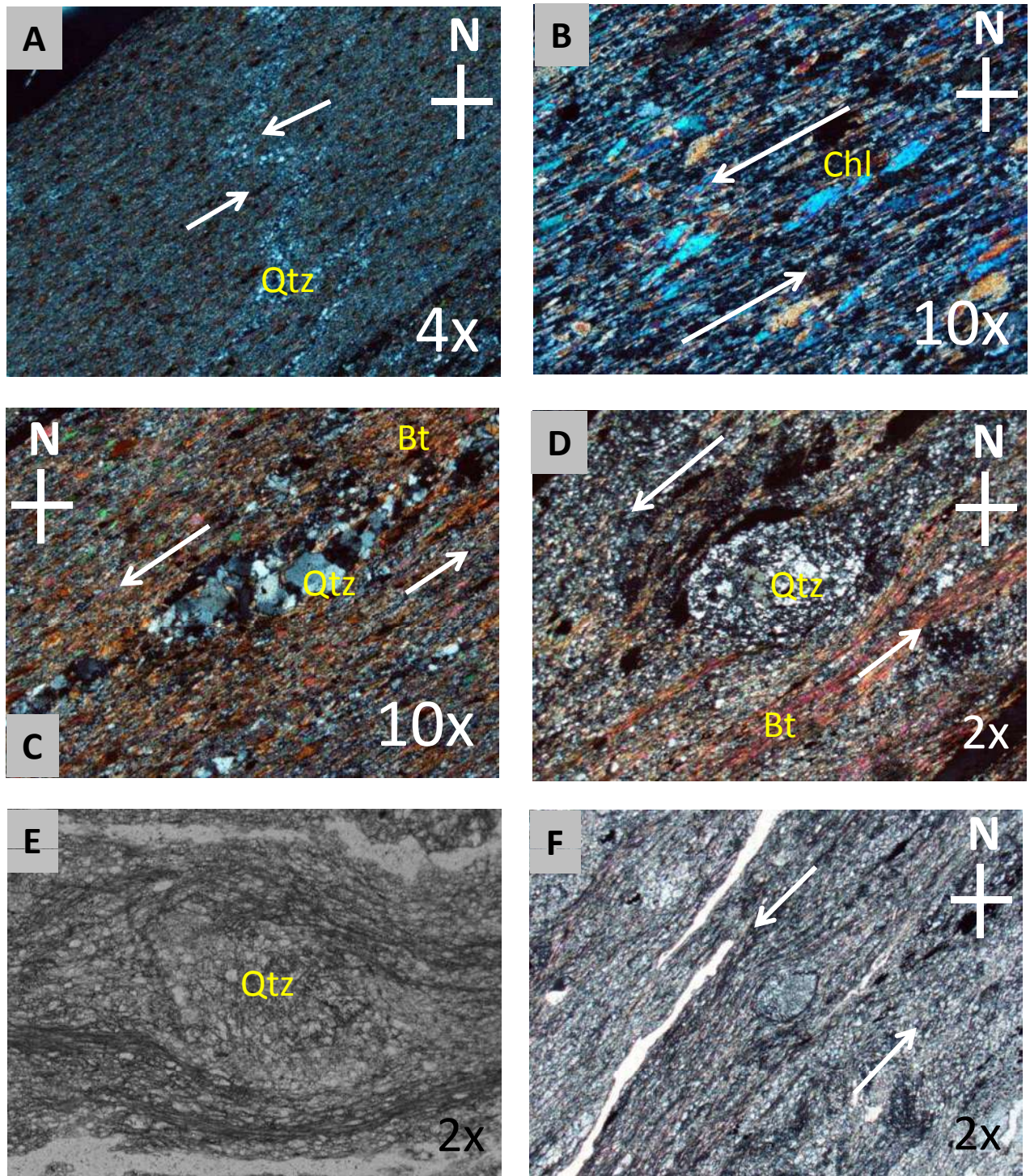


Figura .- Muestra MU-01. A) vetilla de cuarzo plegada, como pliegues tigmáticos; B) sigmoides de clorita y opacos; C) sigmoide de granos de cuarzo bordeado de abundante biotita.

Muestra MU-02. D), E) y F) porfidoblasto de cuarzo formando estructuras sigmoidales, evidenciando el desplazamiento sinistral.

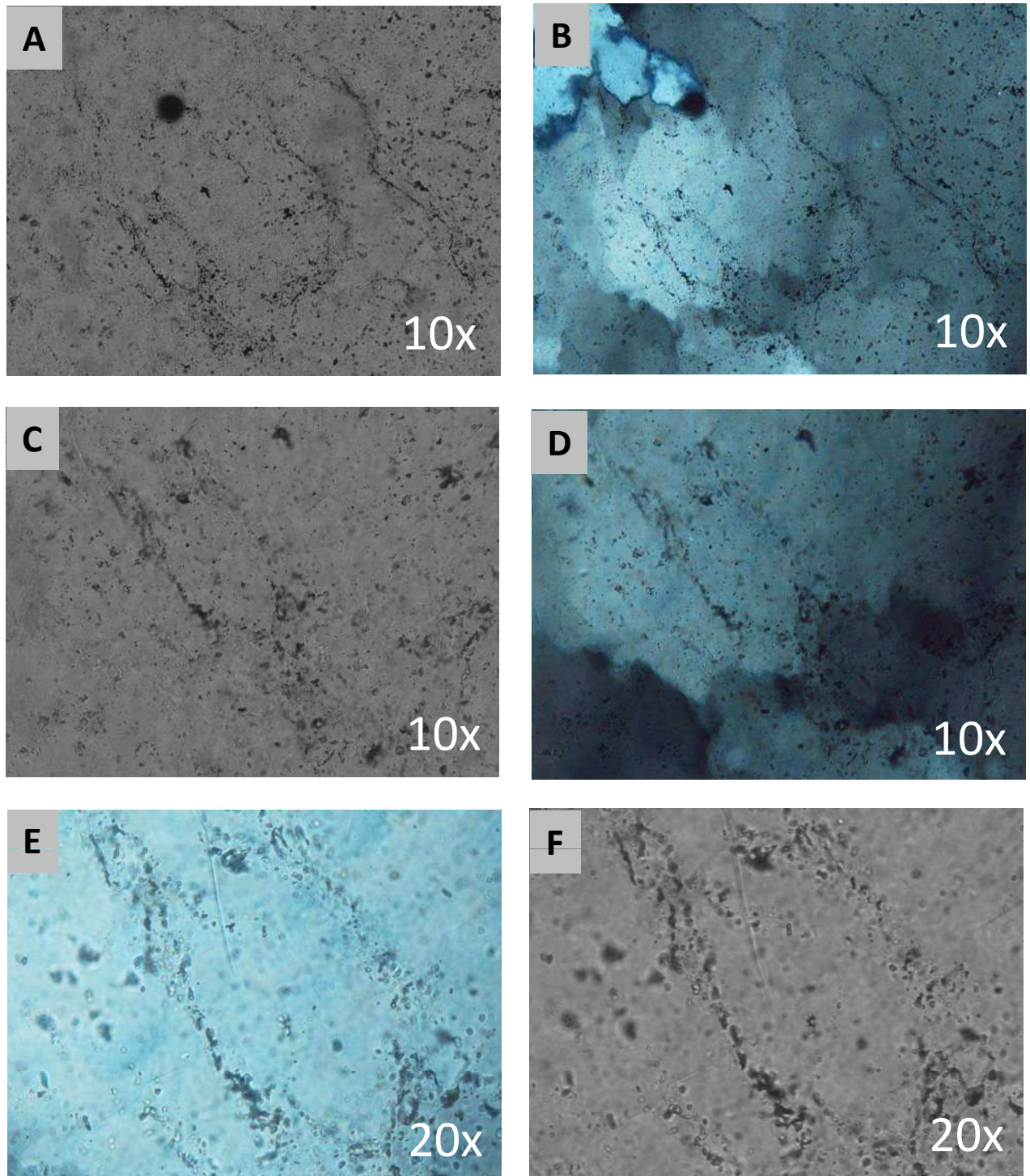


Figura .- Muestra PL-105. A) y B) Granos de cuarzo con extinción ondulante, bordes de presión, estructuras sigmoidales, y microgranos de minerales opacos en los bordes; C) y D) detalle de granos sigmoidales de cuarzo con minerales opacos en los bordes; E) y F) detalle del reacomodo de minerales opacos en los bordes de granos sigmoidales de cuarzo.

Anexo 7



“ANALISIS DE EDS”

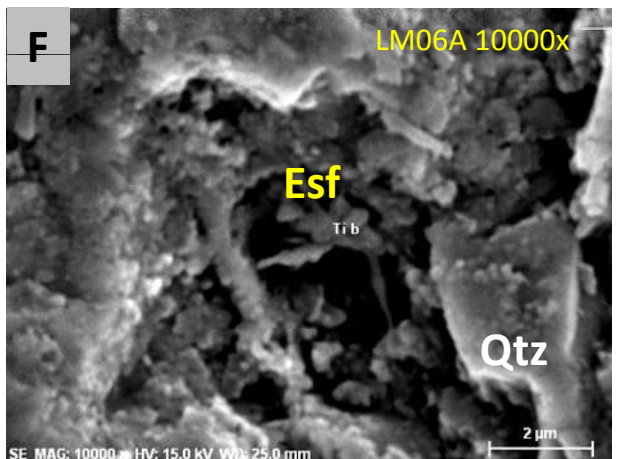
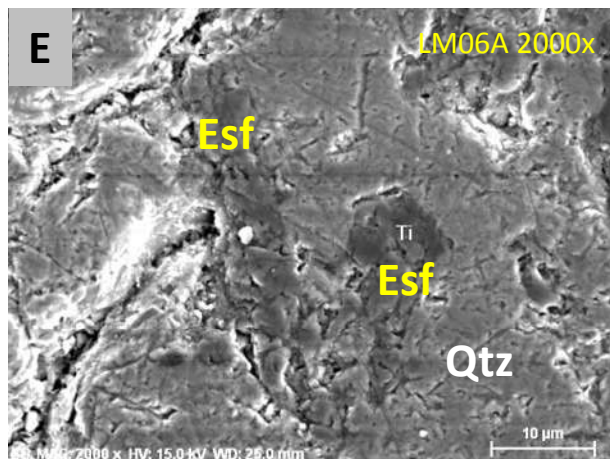
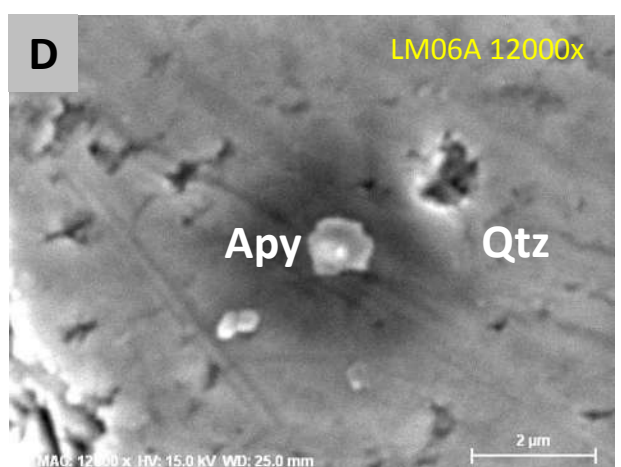
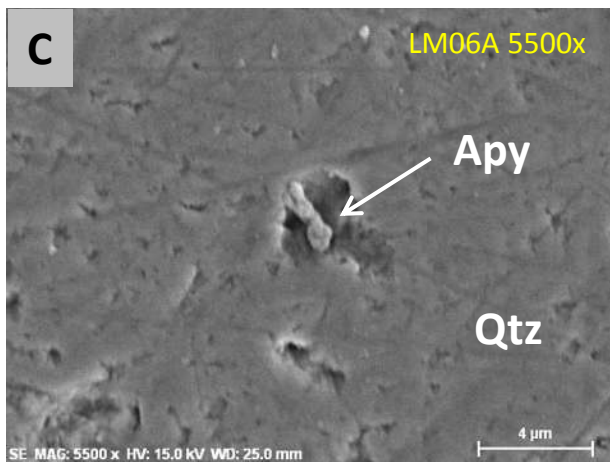
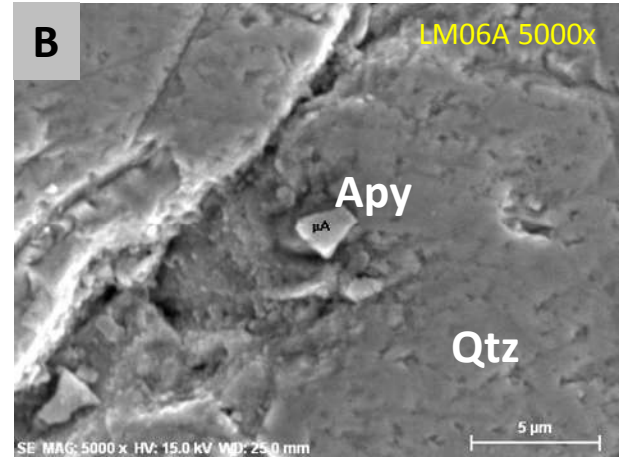
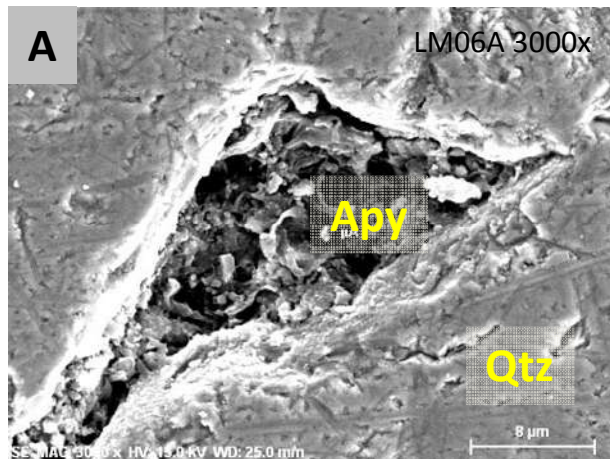


Figura .- A) Micro-cristales de arsenopirita (Apy) en huecos de dilatación entre cristales de cuarzo (Qtz). B) Intercrecimiento de micro-cristales de arsenopirita (Apy)) en cristales de cuarzo (Qtz), en los bordes de una fractura. C) Micro-cristales de arsenopirita (Apy) en huecos de dilatación entre cristales de cuarzo (Qtz). D) Micro-cristales de arsenopirita (Apy) en huecos de cristales de cuarzo (Qtz). E) Micro-cristales de esfena (Esf) intercreciendo en cristales de cuarzo (Qtz). F) Micro-cristales de esfena (Esf) en huecos de dilatación entre cristales de cuarzo (Qtz).

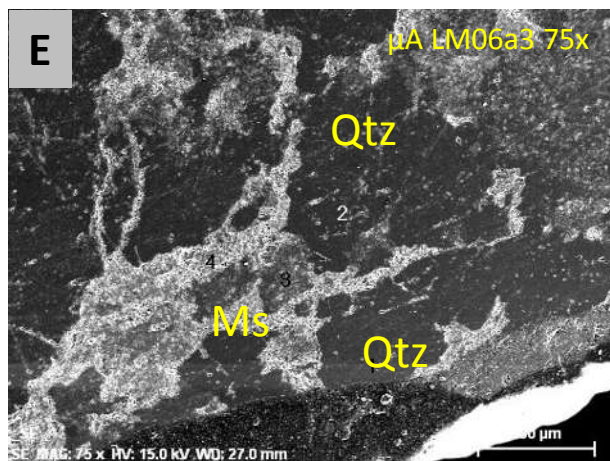
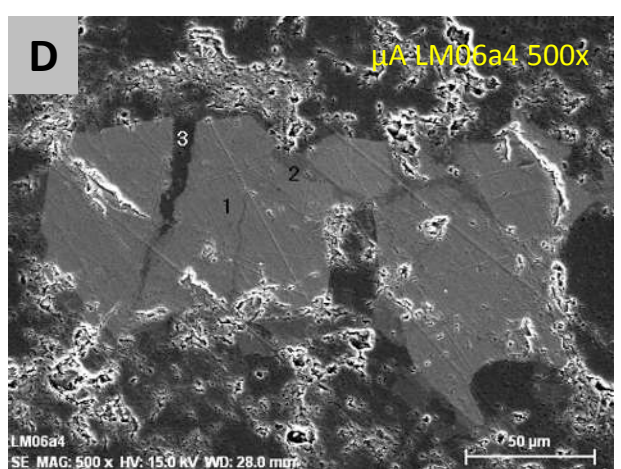
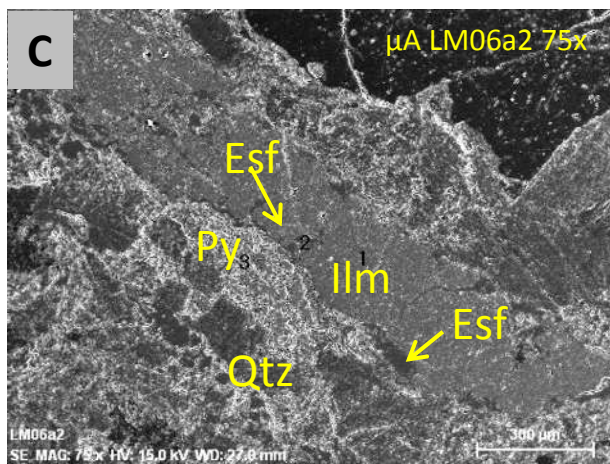
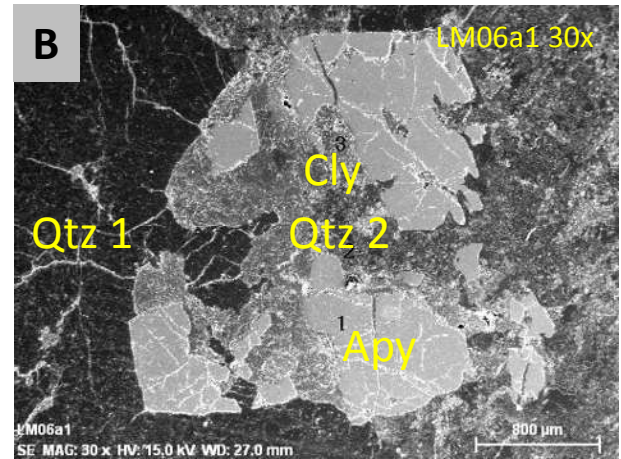
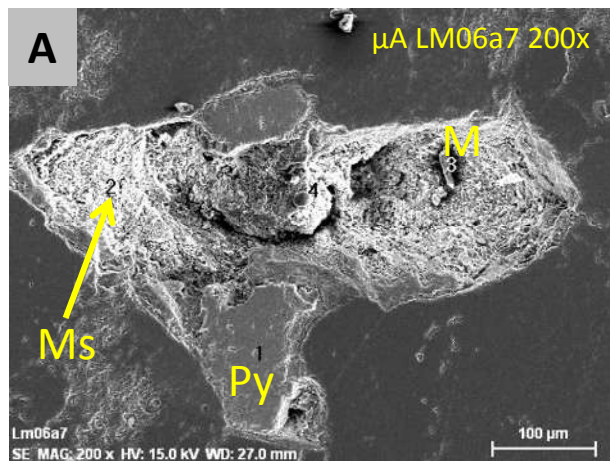


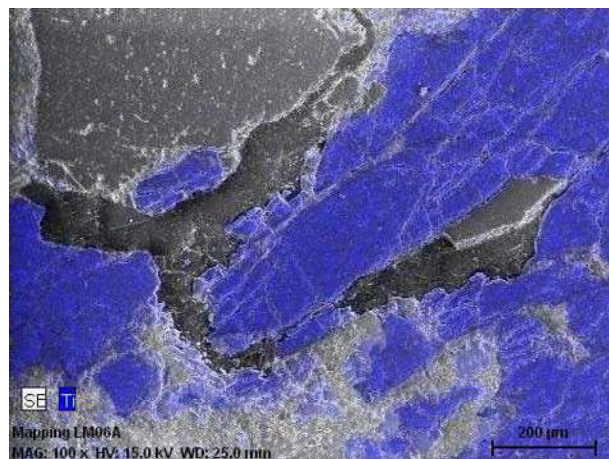
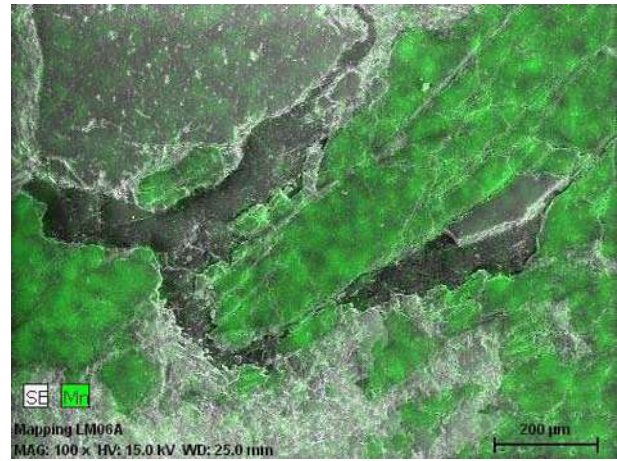
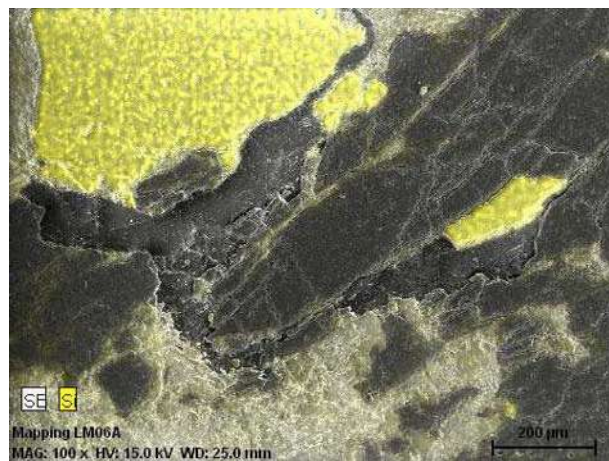
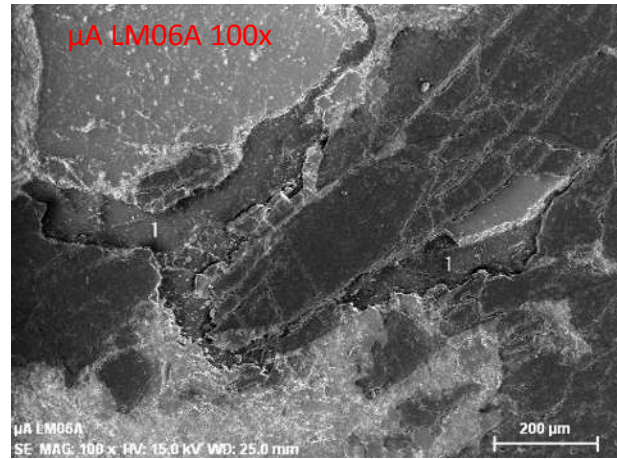
Figura .- A) Cristales de pirita (Py) en una zona de dilatación asociada a micas (Ms). B) Arsenopirita (Apy) cristalizada en cuarzo I (Qtz 1) con reemplazamiento de cuarzo II (Qtz 2) y arcilla (Cly). C) Cristale de ilmenita (Ilm) con crecimientos de esfena (Esf) y pirita (Py) con cuarzo (Qtz) en los bordes. D) Cristal de ilmenita con la relación hierro-níquel, cristal 1 con una relación metálica hierro-níquel creciendo en cuarzo, con intercrecimiento interno del cristal 2 de hierro, e intercrecimiento del cristal 3 de contenido importante de níquel. E) Cristales de cuarzo (Qtz) como porfidoclastos en una franjas de desarrollo de mica (Ms).

Anexo 8



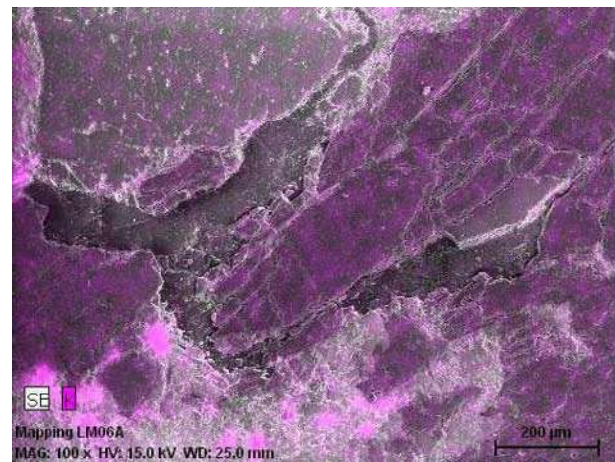
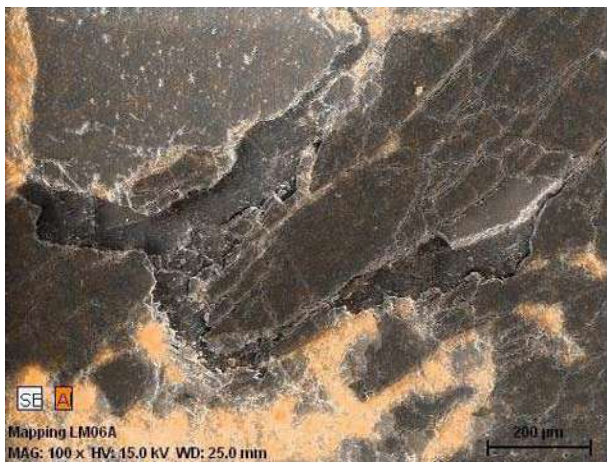
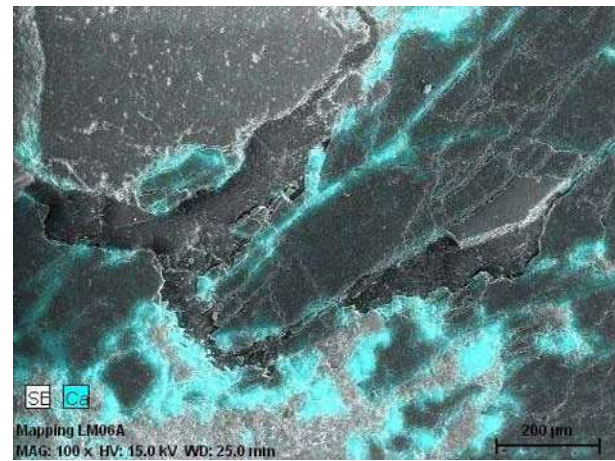
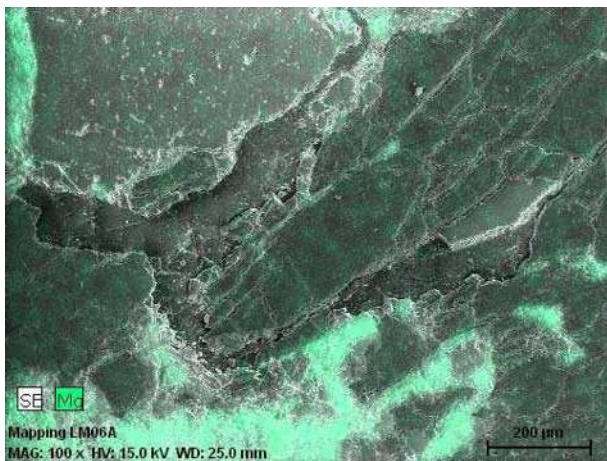
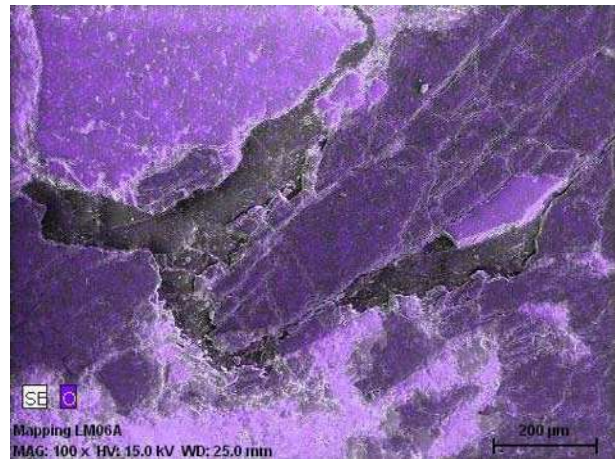
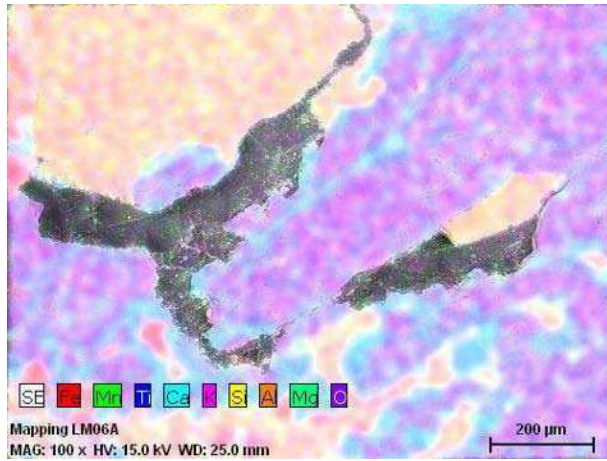
“MAPAS ELEMENTALES DE EDS”

MUESTRA LM06A lamina



MUESTRA LM06A en lamina delgada. Mapeo elemental mostrando asociación de elementos en el cristal de ilmenita.

MUESTRA LM06A lamina



Mapeo elemental en la muestra LM06A, mostrando asociación elemental y distribución de minerales de alteración en los bordes del cristal de ilmenita.

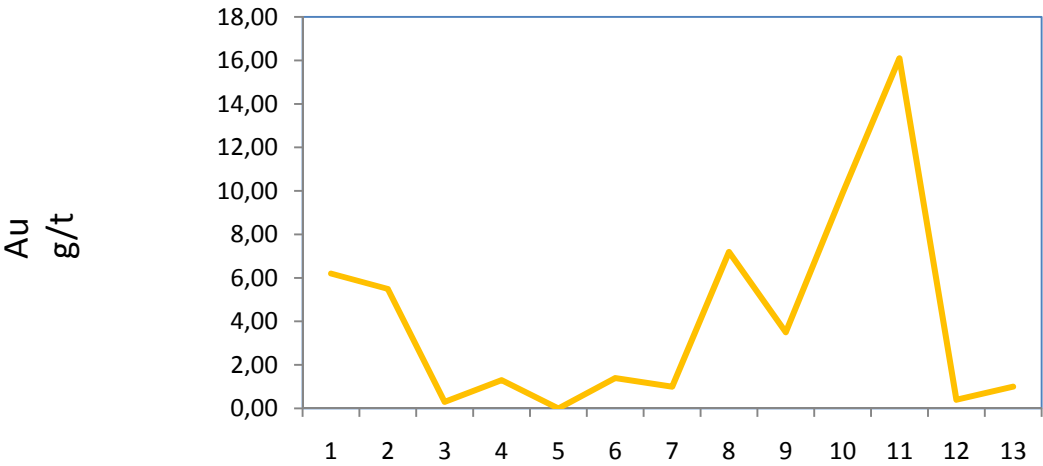
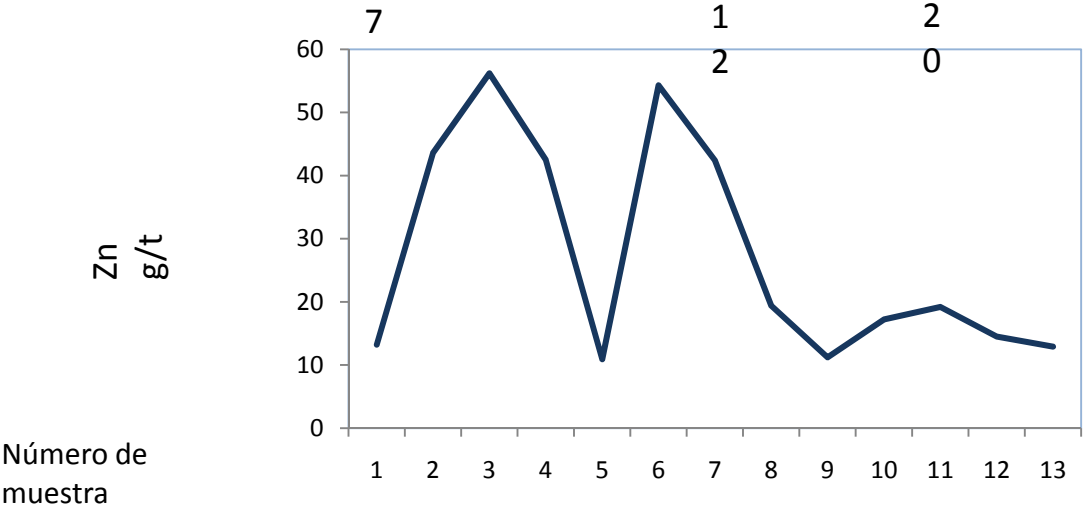
Anexo 9



“ANÁLISIS DE ESPECTROMETRÍA DE ABSORCIÓN ATÓMICA”

TABLA 3.- RESULTADOS DE ANÁLISIS QUÍMICOS							
NUMERO DE MUESTRA		ESPESOR (m)	Au (g/t)	Ag (g/t)	Cu (ppm)	Pb (ppm)	Zn (ppm)
1	LM-01	0.50	6.20	ND	31.8	19.5	13.2
2	LM-02	1.00	5.50	3	38.4	ND	43.6
3	LM-03	1.00	0.30	ND	51.3	ND	56.2
4	LM-04	1.00	1.30	ND	41.9	ND	42.5
5	LM-05	1.00	ND	2	48.8	10.3	10.9
6	LM-06	0.50	1.40	ND	152.5	22.2	54.3
7	LM-07	0.50	1.00	ND	32.3	10.5	42.4
8	LM-08	1.00	7.20	ND	38.6	8.4	19.4
9	LM-09	1.00	3.50	ND	51.4	ND	11.2
10	LM-10	1.00	9.90	4	42.5	7.2	17.2
11	LM-11	1.00	16.10	4	57.9	11.2	19.2
12	LM-12	1.00	0.40	ND	53.3	20.8	14.5
13	LM-13	1.00	1.00	ND	34.7	14	12.9

Profundidad en metros sin escala



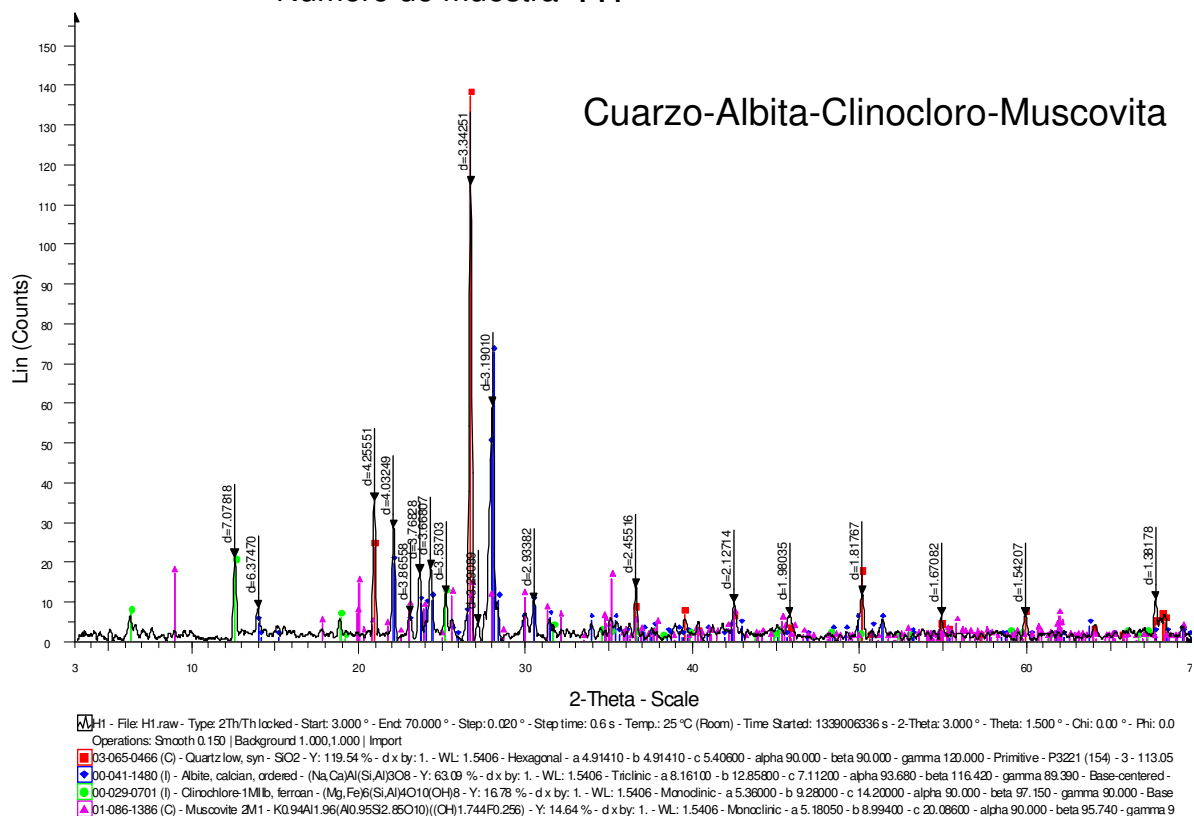
Anexo 10



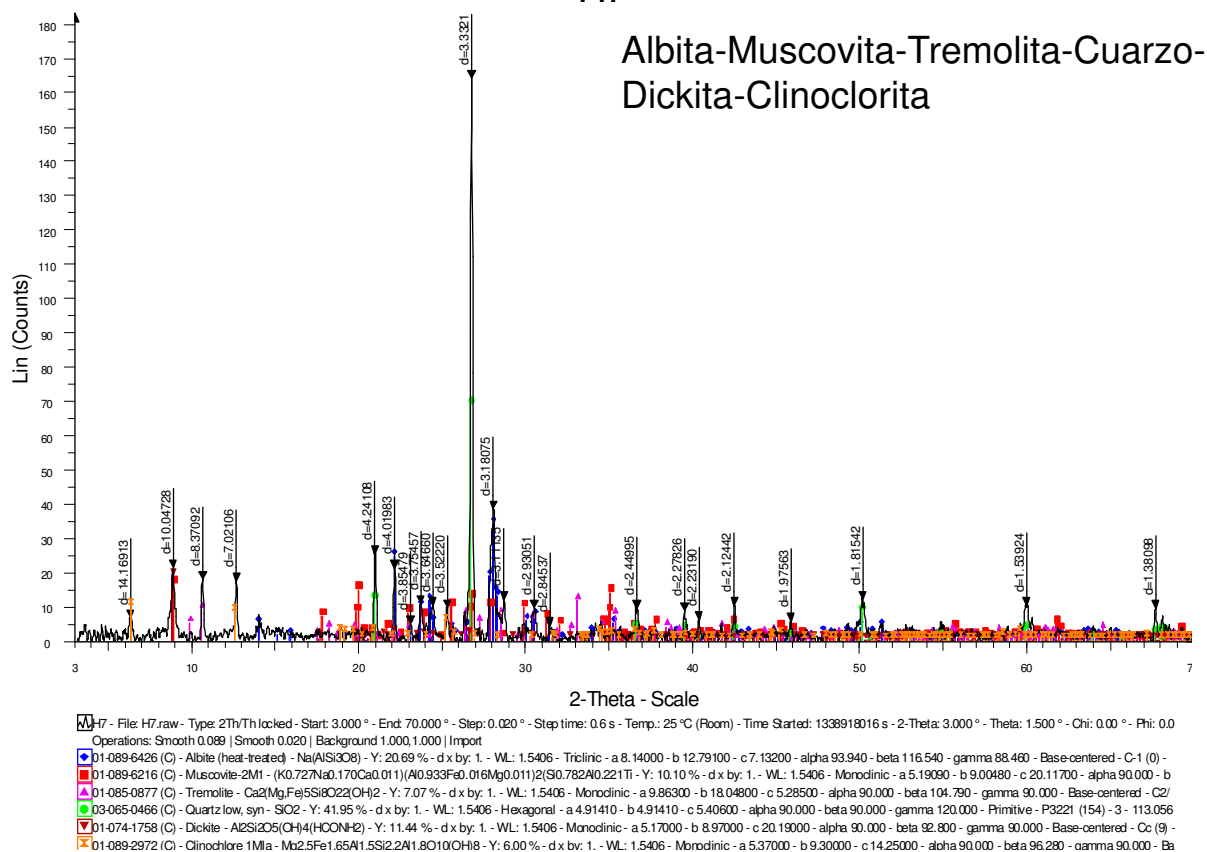
“DIFRACTOGRAMAS Y ESPECTROS DE IR.”

DRx en Traza de la veta en superficie

Numero de muestra H1

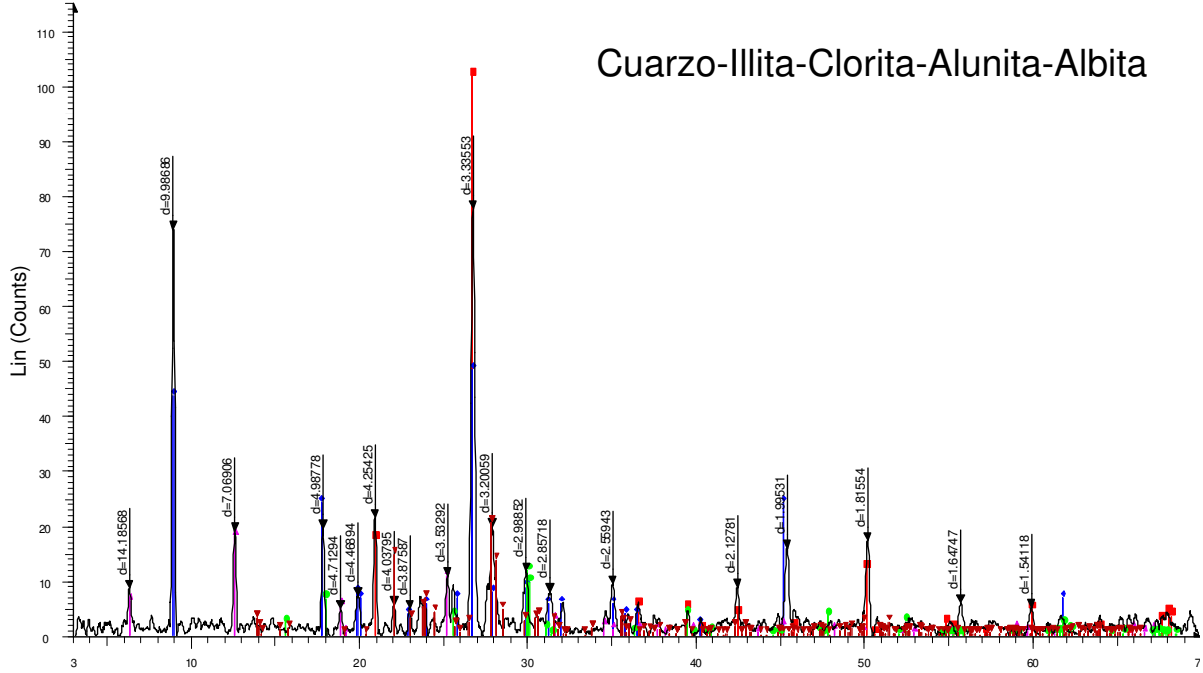


Numero de muestra H7



DRx en veta interior de mina

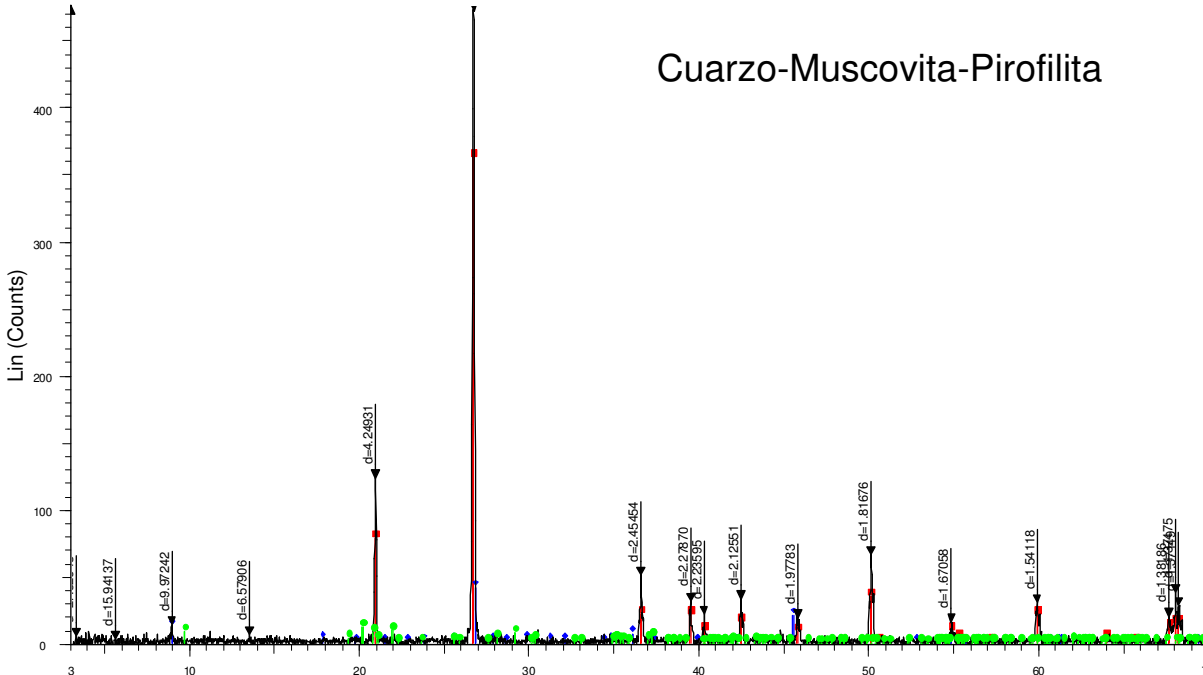
Numero de muestra M2



2-Theta - Scale

M2 - File: M2.raw - Type: 2Th/Th locked - Start: 3.000 ° - End: 70.000 ° - Step: 0.020 ° - Step time: 0.6 s - Temp.: 25 °C (Room) - Time Started: 1338924288 s - 2-Theta: 3.000 ° - Theta: 1.500 ° - Chi: 0.00 ° - Phi: 0.
Operations: Smooth 0.150 | Background 1.000,1.000 | Import
03-065-0466 (C) - Quartz low, syn - SiO₂ - Y: 131.22 % - d x by: 1. - WL: 1.5406 - Hexagonal - a 4.91410 - b 4.91410 - c 5.40600 - alpha 90.000 - beta 90.000 - gamma 120.000 - Primitive - P3221 (154) - 3 - 113.05
00-026-0911 (I) - Illite-2M1 [NR] - (K,H₃O)Al₂(Si_{3.5}Al_{0.5})O₁₀(OH)₂ - Y: 62.21 % - d x by: 1. - WL: 1.5406 - Monoclinic - a 5.19000 - b 9.00000 - c 20.16000 - alpha 90.000 - beta 95.180 - gamma 90.000 - Base-centered -
00-029-0701 (I) - Clinocllore-1M1b, ferroan - (Mg,Fe₈(Si₄Al₄)O₁₀(OH)₈ - Y: 23.11 % - d x by: 1. - WL: 1.5406 - Monoclinic - a 5.36000 - b 9.28000 - c 14.20000 - alpha 90.000 - beta 97.150 - gamma 90.000 - Base
01-072-1630 (A) - Alunita - K₂Al₂(SO₄)₂(OH)₆ - Y: 15.28 % - d x by: 1. - WL: 1.5406 - Rhombo.Haxes - a 6.97000 - b 6.97000 - c 17.27000 - alpha 90.000 - beta 90.000 - gamma 120.000 - Primitive - R-3m (166) -
01-089-6430 (C) - Albite (heat-treated) - Na(AlSi₃O₈) - Y: 26.36 % - d x by: 1. - WL: 1.5406 - Triclinic - a 8.15200 - b 12.83100 - c 7.11000 - alpha 93.460 - beta 116.520 - gamma 89.720 - Base-centered - C-1 (0) -

Numero de muestra M5



2-Theta - Scale

M5 - File: M5.raw - Type: 2Th/Th locked - Start: 3.000 ° - End: 70.000 ° - Step: 0.020 ° - Step time: 0.6 s - Temp.: 25 °C (Room) - Time Started: 1339003904 s - 2-Theta: 3.000 ° - Theta: 1.500 ° - Chi: 0.00 ° - Phi: 0.
Operations: Background 1.000,1.000 | Import
01-087-2096 (C) - Quartz low - alpha-SiO₂ - Y: 76.78 % - d x by: 1. - WL: 1.5406 - Hexagonal - a 4.91270 - b 4.91270 - c 5.40450 - alpha 90.000 - beta 90.000 - gamma 120.000 - Primitive - P3221 (154) - 3 - 112.96
00-046-1409 (I) - Muscovite-2M1, vanadan barian - (K,Ba,Na)0.75(Al,Mg,Cr,V)₂(Si₄Al₂)O₁₀(OH)₂ - Y: 8.77 % - d x by: 1. - WL: 1.5406 - Monoclinic - a 5.20990 - b 9.07290 - c 20.06390 - alpha 90.000 - beta 95
01-083-1805 (C) - Pyrophyllite - Al₂(Si₂O₅)(OH) - Y: 2.49 % - d x by: 1. - WL: 1.5406 - Triclinic - a 5.16000 - b 8.96600 - c 9.34700 - alpha 91.180 - beta 100.460 - gamma 89.640 - Base-centered - C-1 (0) - 4 - 425.1



Figura 33.- Espectros infrarrojos de las muestras H2 (Traza en superficie) y M1 (interior de mina) identificando minerales de la serie cuarzo-esmectita.

