



**Universidad de Chile.
Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas.
Departamento de Geología.**

MINERALIZACIÓN DE ORO EN EL COMPLEJO OAXAQUEÑO, SUR DE MÉXICO.

**Tesis para optar al grado de Magister en Ciencias
Mención Geología.**

Por:

Acel Jiménez Hernández.

**PROFESOR GUÍA
Dr. Carlos Palacios Monasterio.**

**MIEMBROS DE LA COMISIÓN
Dr. Brian Townley Callejas.
Dr. Víctor Maksaev Jurchuc.
Dr. Waldo Vivallo Sandoval.**

**Santiago de Chile.
Noviembre 2011.**

RESUMEN.

En la región centro y sur de México afloran rocas de edad Precámbrica (~1.3 a ~1.0 Ga) que hospedan vetas irregulares de cuarzo con mineralización de oro. La información y comprensión sobre su origen es pobre y su potencialidad económico no ha sido establecido. La rocas Precámbricas presentan afloramientos discontinuos y corresponden a ortogneis, sienita, pegmatita, migmatita, paragneis, charnockita, anfibolita, milonita, y mármol cortadas por plutones de composición calco-alcalino, de edad Permo-Triásico o Precámbrico. Estas rocas han sido agrupadas en la unidad denominada complejo metamórfico oaxaqueño, que en conjunto con la unidades gneis Novillo, Huiznopala y Guichicovi han sido interpretados como parte del microcontinente Oaxaquia.

Los sistemas de vetas existentes corresponden a vetas y vetillas (5 a 90 cm de espesor) de cuarzo blanco lechoso y grisáceo cristalino, subparalelas entre sí, hospedadas en gneises. Las vetas se localizan a lo largo de pequeñas fallas locales, orientadas preferencialmente NW-SE, paralelamente y cortantes a la foliación de la roca de caja. Dos generaciones de vetas de cuarzo han sido identificadas, 1) vetas de cuarzo con forma "boudinage", paralelas a la foliación e intercaladas dentro de roca ligeramente esquistosa, y que algunas han sido estiradas y plegadas, y 2) vetas de cuarzo generados durante una etapa tardía, de edad desconocida.

La mayor parte de la mineralización aurífera está concentrada en vetas de cuarzo delgadas, caracterizada por la presencia de sulfuros de metales base, tales como pirita-calcopirita-galena-esfalerita como relleno de fracturas, intersticios, diseminados. Existen también minerales de origen supérgeno, como covelina asociada con hematita. La mineralización aurífera se presenta en granos finos, incluidos dentro de pirita fragmentada, o aislados en granos de cuarzo; en Santa Gertrudis la asociación primaria corresponde a galena-esfalerita, las primeras relleno de fracturas y la segunda como inclusiones diseminadas en la primera; pirita y pirrotina diseminada, ambas corroídas y hematizadas. Paralelamente a los bordes de las vetas, se observan halos de alteración de escala centimétrica con sericita, y silicificación, enmascaradas por la argilitización y oxidación de origen meteórico.

Estudios de microtermometría en inclusiones fluidas contenidas en el cuarzo que forma las vetas indican temperaturas de homogenización entre 145 a 355°C, y salinidades de 8.13 a 32.78 % NaCl equivalente, estas constituyen dos poblaciones diferenciadas por Th y Salinidad. Estas 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 a baja salinidad, hacia un fluido de menor temperatura y alta salinidad.

Los valores de $\delta^{18}\text{O}$ del cuarzo que constituye las vetas y vetillas muestran una tendencia al campo de las aguas metamórficas regionales, con valores entre 14.2 y 15.4‰. Sin embargo, no se puede descartar un origen magmático. La uniformidad de los valores de $\delta^{18}\text{O}$ implicaría un origen común para el agua de la solución hidrotermal. Los resultados de $\delta^{34}\text{S}$ caen en un rango que varía entre los 1.8 a 9.0‰, (Santa Gertrudis=1.8 a 4.4‰, y Santa Cruz=6.3 a 9‰) consistentes con una fuente magmática para el S de los sulfuros.

La comparación de los fluidos formadores de las distintas vetas de cuarzo del área con los descritos en Norteamérica, Perú, Sur de China y de México, permite estimar que los valores de $\delta^{18}\text{O}$, combinados con la temperatura de formación de vetas, se superponen a datos isotópicos de otros depósitos tipo oro orogénico en localidades antes citadas.

Por lo tanto, en base a las observaciones de campo se infiere que en la región considerando el estilo, la geometría de mineralización, y los análisis de isótopos estables e inclusiones fluidas, tiende a indicar cierta similitud con los depósitos actualmente clasificados como los depósitos de tipo de oro orogénico. Considerando alguna de las características distintivas que presentan cada una de las manifestaciones minerales emplazadas en las rocas metamórficas que conforman al complejo Oaxaqueño, se infiere que estas sean parte de una "provincia" metalogenética de oro asociada a rocas metamórficas precámbricas.

AGRADECIMIENTOS.

Primeramente, aclaro que es difícil poner en estas líneas a todas aquellas personas que voluntariamente e involuntariamente aportaron algo, por tanto sin la pretensión de incomodar, es posible olvidar involuntariamente a alguien.

Quiero expresar mi agradecimiento al Servicio Geológico Mexicano por el apoyo económico. Así como, al Ing. Enrique Espinosa A., por su motivación a realizar este trabajo, al MSc. Juan A. Caballero M., por sus constantes asesorías, acertados consejos, atención a mi persona, y su apoyo tanto en campo, como en las cuestiones administrativas. Y a todos aquellos que de una forma me apoyaron en los variados temas administrativos (Lic. Cristina Meza).

Mi más sincero agradecimiento al profesor Dr. Carlos Palacios Monasterio, por todo su apoyo, tiempo, esfuerzo y acertada dirección, que dedicó a este proyecto de tesis. Gracias por darme la oportunidad de ser su estudiante.

De la misma manera, al Departamento de Geología de la Universidad de Chile, que me permitió formar ser parte de ella.

También extendo mi más sincero agradecimiento al Dr. Eduardo González Partida, investigador del CGEO Campus Juriquilla, UNAM, por su gran apoyo en los análisis de muestras de inclusiones fluidas e isotopos estables y revisión.

A los integrantes del comité examinador, Dr. Brian Townley Calleja, Dr. Víctor Macksaev J., y Dr. Waldo Vivallo S., por sus comentarios finales realizados hacia este trabajo, que permitieron enriquecerlo.

Mi gratitud a todos los profesores del Departamento de Geología por permitirme ser parte de su grupo de alumnos (Drs. Bryan Townley, Cesar Arriagada, Carlos Palacios, Luisa Pinto, Martin Reich, Fernando Barra,.....).

Al personal del Laboratorio Oaxaca, Ings. Flor de María Harp, Rolando Nieto G., por permitirme el acceso a las instalaciones, a David Esponda Ortiz, Jorge Zacarías, y al Sr. Rubén Chavarría por su apoyo, tanto en la observación de distintas muestras como su preparación misma.

También agradezco a mis amigos/compañeros Oniver, Catarino, y Miguel Ángel, por estar siempre en las buenas y en las malas; y a mis compañeros del Departamento quienes me acogieron durante mi estancia en Geología (Susan, Pame Castillo, Pana, Marco, Tutu, Leo, Rodolfo, Chala, Los Pionetas y a todos aquellos que no he nombrado).

A María Rosa por su gran apoyo invaluable, así mismo a Cristi, por su grato recibimiento en esta gran escuela y su gran apoyo.

A Maritza por su trato amable y siempre cordial, quien me oriento en todo momento en lo que le solicitaba.

Por último quiero agradecer a todas aquellas personas que no haya mencionado y que de alguna u otra forma me apoyaron durante la realización de este logro personal.

A todos mil gracias.

DEDICATORIA.

Especialmente dedico este trabajo a mi gran familia por permitirme esta ausencia en sus vidas.....

Esto es de ustedes,

Anaí (Dueña de mis sueños),

Leo Haziél (Enano),

Vany (Flaquita).

A mis padres por guiarme y orientarme por el buen rumbo de la vida.

A mis hermanos por apoyarme y motivarme a seguir superándome.

A todos Gracias

RESUMEN.	i
AGRADECIMIENTOS.	ii
DEDICATORIA	iii
INDICE.	iv
ÍNDICE DE FIGURAS Y TABLAS.	vi
CAPITULO I. GENERALIDADES.	1
I.1. Introducción.	1
I.2. Objetivos.	3
I.3. Metodología.	3
I.4. Antecedentes.	4
CAPITULO II. GEOGRAFÍA Y GEOLOGÍA REGIONAL.	6
II.1. Localización.	6
II.2 Vía de acceso.	6
I.3. Ambiente Geológico.	6
II.4. Estratigrafía.	11
II.4.1. Precámbrico (Proterozoico Medio).	11
<i>II.4.1.1. Complejo Oaxaqueño (pTm Gn).</i>	11
II.4.2. Pérmico-Triásico.	15
<i>II.4.2.1. Metagranito (PpTR MGr).</i>	15
II.4.3. Cretácico (Berriaciano-Aptiano).	16
<i>II.4.3.1. Formación San Isidro (Kbeap Ar-Cz).</i>	16
II.5. Fallas y pliegues.	17
CAPITULO III. DEPOSITOS MINERALES.	22
III.1. Introducción.	22
III.2. Área Santa Cruz Mixtepec.	23
CAPITULO IV. INCLUSIONES FLUIDAS.	37
IV.1. Introducción.	37
IV.2. Muestreo.	37
IV.3. Metodología.	39
IV.4. Características Petrográficas.	42
IV.5. Resultados.	44
IV.6. Interpretación.	45

CAPITULO V. ISÓTOPOS ESTABLES.	47
V.1. Introducción.	47
V.2. Isótopos de Oxígeno.	47
V.2.1. Muestras.	48
V.2.2. Metodología.	49
V.2.3. Resultados.	50
V.3. Isótopos de Azufre.	51
V.3.1. Muestras.	51
V.3.2. Metodología.	51
V.3.3. Resultados.	53
V.3.4. Geotermometría de Isótopos de Azufre.	53
CAPITULO VI. PROVINCIA METALOGÉNICA.	56
VI.1. Provincia Metalogénica de depósitos de Oro hospedados en rocas metamórficas.	56
VI.1.1. Importancia Económica.	58
VI.2. Metodología de Exploración.	63
VI.2.1. Introducción.	63
VI.2.2. Metodología.	63
CAPITULO VII. DISCUSIÓN.	67
CAPITULO VIII. CONCLUSIONES.	78
BIBLIOGRAFÍA.	79
ANEXOS.	88

ÍNDICE DE FIGURAS Y TABLAS.

FIGURAS.

- Figura 1.** Figura que muestra la localización de las rocas precámbricas en México (tomado del SGM, 2007), y distribución de terrenos tectonoestratigráficos (tomado de Campa y Coney, 1982). 2
- Figura 2.** Plano de localización del área de estudio, al sur de la Ciudad de Oaxaca, entre las inmediaciones de los poblados Santa Gertrudis y Santa Cruz Mixtepec. 7
- Figura 3.** Mapa geológico-estructural del área Santa Cruz Mixtepec. Tomado de la carta Geológico-Minera, Villa de Zaachila, clave E14-D57, escala 1:50,000. 12
- Figura 4.** a) Paragneis con delgados diques de pegmatita (tono claro) paralelos a la foliación, en la cercanía de la Mina Santa Cruz I y II; b) paragneis parcialmente silicificado con oxidación en el corte del río La Bruja. 13
- Figura 5.** a) Dique de pegmatita alojado en paragneis, al noroeste del cerro Tecolote; b) detalle de migmatita, localizada a 3.8 km., al noroeste de San Bernardo Mixtepec. 13
- Figura 6.** a) Aspecto de granito, en las inmediaciones del poblado San Bernardo Mixtepec; b) detalle en corte transparente. 16
- Figura 7.** Mapa geológico-estructural del área Santa Cruz Mixtepec. Ubicación de las localidades con manifestaciones minerales. (Tomado de la carta Geológico-Minera, Villa de Zaachila, clave E14-D57, escala 1:50,000). 25
- Figura 8.** a, b) Aspecto de veta de cuarzo con fracturas y óxidos de hierro; c) vetillas de cuarzo paralelas a la foliación; d) veta emplazada en el alto de falla; e) veta de cuarzo con desarrollo de fracturas y relleno de material sedoso (sericita), y f) cuarzo con contenidos de pirita (Py) y óxidos de hierro, al sureste de Santa Cruz Mixtepec. 26
- Figura 9.** a) Veta de cuarzo emplazada en paragneis; y b) material de desmonte (terrero), en la obra (mina) Santa Cruz I. 27
- Figura 10.** a) Socavón labrado a rumbo de veta de cuarzo; b) muestreo en veta falla, y c, d) aspecto de muestreo en obra tanto al alto como al bajo de la veta. 29
- Figura 11.** a) Aspecto de veta de cuarzo emplazada en paragneis, b) pirita (Py) en cúmulos y parcialmente diseminada, y óxidos de hierro (hematita) en patinas y bordes de la pirita. 30
- Figura 12.-** Nótese estructura representada por delgada veta de cuarzo y vetillas emplazada en el paragneis. 33
- Figura 13.** a, b) Aspectos generales del comportamiento de vetas de cuarzo emplazadas en gneises. 35

Figura 14.- Imagen de satélite, del área Santa Cruz Mixtepec, mostrando las localidades de muestreo tanto de Inclusiones Fluidas como Isotopos Estables: Santa Gertrudis y Santa Cruz. (UTM, NAD27). 39

Figura 15. Fotografías que muestran las diferentes características de vetas en áreas de Santa Gertrudis y Santa Cruz. a) vetas de cuarzo afectando a delgados diques pegmatíticos perpendiculares a la estructura principal; b) veta de cuarzo principal y delgadas vetillas paralelas tanto al alto como al bajo de esta; ambas desarrolladas en el área de Santa Gertrudis; c) veta de cuarzo con intenso desarrollo de fracturas rellenas por hematita; d) vetas de cuarzo deformadas de inclinación ligeramente vertical paralelas a la foliación; e) serie de vetas de cuarzo que forman un espesor mayor a 1 m; y f) vetillas de cuarzo emplazadas en metagranito de edad Pérmico-Triásico. 40

Figura 16. Fotografías a detalle de las diferentes estructuras de cuarzo colectadas para su estudio de inclusiones fluidas. a) Cuarzo lechoso con cúmulos de galena-esfalerita y fracturas rellenas por hematita; b) cuarzo blanco con pequeños cúmulos de galena-esfalerita y fracturas rellenas por hematita; c) cuarzo blanco grisáceo cristalino con hematita; i) cuarzo blanco cristalino con escasas fracturas rellenas por hematita. 41

Figura 17. Aspecto de las vetas de cuarzo en algunas localidades. a) Nótese el intercrecimiento de cristales de cuarzo internamente en veta del área Santa Gertrudis; y b) veta de cuarzo con envolvente de material sericítico en el área de Santa Cruz. 41

Figura 18. Relación de temperaturas de homogenización Vs salinidad (% peso eq. NaCl), de 360 datos distribuidos en 10 muestras de vetas de cuarzo que afloran en las áreas Santa Gertrudis y Santa Cruz. 43

Figura 19. Temperatura de homogenización Vs frecuencia, de los 360 datos de inclusiones fluidas, distribuidas tanto en el área Santa Gertrudis como Santa Cruz. Nótese que el predominio de datos homogéneos, está entre los rangos de 145 a 300°C, los cuales comparten similitudes con las salinidades. 44

Figura 20.- Muestras representativas utilizadas para los análisis de isotopos estables; a) muestra Z2, veta de cuarzo lechoso con pequeños cúmulos de galena-esfalerita, y fracturas rellenas por hematita; b) muestra Z3a, veta de cuarzo lechoso con diminutos granos de galena-esfalerita y fracturas rellenas por hematita; c) muestra Z7, veta de cuarzo grisáceo cristalino, con cúmulos de pirita; y d) muestra Z11, veta de cuarzo con concentraciones de pirita-calcopirita. Qz: cuarzo, Ga: galena, Esf: esfalerita, Py: pirita y Cpy: calcopirita. 49

Figura 21.- Muestras representativas de mineral separado utilizadas para los análisis de isotopos estables de Azufre de tamaños <1 mm; a) muestra Z3, granos de galena-esfalerita; b) muestra Z7, granos de pirita, Ga: galena, Esf: esfalerita, Py: pirita.	52
Figura 22.- Datos de isótopos de azufre $\delta^{34}\text{S}$ (‰) versus nº frecuencia, de 16 muestras colectadas en las áreas de Santa Gertrudis y Santa Cruz.	54
Figura 23. Mapa de distribución de terrenos tectonoestratigráficos (Tomado de Campa y Coney, 1982) y provincias metalogénicas de México (Salas, G. P., 1975); Megashear (Molina-Garza., et al 2005); Oro orogénico en Sonora (Pérez-Segura 2008). Complemento con evidencias de mineralización presentes en la porción sur de México.	59
Figura 24. Mapa de distribución de terrenos tectonoestratigráficos (Tomado de Campa y Coney, 1983, modificado del SGM), y fallas de carácter regional en los límites del CO (tomado de Nieto-Samaniego, et al., 2006; Tolson, 2005; Elías-Herrera, et al, 2005).	62
Figura 25. Evidencias de las estructuras de cuarzo mineralizadas emplazadas en rocas metamórficas de facies granulita del CO, asociadas a fallas estructurales. Tomadas de los trabajos del SGM (2007, 2008 y 2009).	75
Figura 26. a, b) Vetas de cuarzo laminares paralelas a la foliación, con formas budinaje y plegadas.; c) desarrollo de cuarzo en forma laminar paralelas en microfracturas, y microgrietas paralelas a la lineación mineral, y d) cuarzo con microgrietas, rotados paralelos a la foliación.	76
Figura 27. Micrografía con pirita con bordes oxidados y pequeño grano de oro libre.	77

TABLAS.

Tabla 1.- Muestreo realizado en el área Santa Cruz, en estructuras emplazadas en rocas gnéisicas	27
Tabla 2.- Segundo muestreo en cuarzo colectado en material de desmonte (terreros), en el área de Santa Cruz.	28
Tabla 3.- Tercer muestreo realizado en el área de Santa Cruz, tanto en vetas como rocas gnéisicas de facies de granulita del CO.	28
Tabla 4.- Muestreo en veta de cuarzo emplazada en gneises de facies de granulita del CO.	30
Tabla 5.- Muestreo en veta de cuarzo a 80 m al este del anterior.	30
Tabla 6.- Muestreo en vetas de cuarzo, con óxidos de hierro, limonita y pirita diseminada.	31

Tabla 7.- Muestreo en serie de vetillas de cuarzo, emplazadas en metagranito de edad Pérmico-Triásico.	32
Tabla 8.- Muestreo en veta de cuarzo emplazada en gneises.	33
Tabla 9.- Muestreo tanto en vetas de cuarzo y material de desmonte (terreros).	34
Tabla 10.- Muestreo en vetillas de cuarzo de forma irregular y en material de desmonte (terrero).	36
Tabla 11.- Muestras para sus estudios de inclusiones fluidas, termometría y petrografía. UTM NAD 27 (Zona 14 Q).	38
Tabla 12. Resultados de microtermometría realizados en muestras de cuarzo, del área Santa Gertrudis y Santa Cruz.	42
Tabla 13.- Descripción general de muestras para su análisis de isótopos de Oxígeno, colectadas en el área de Santa Gertrudis* y Santa Cruz** (UTM NAD 27, Zona 14 Q).	48
Tabla 14.- Datos obtenidos de Isótopos de Oxígeno en sílice de las áreas Santa Gertrudis y Santa Cruz.	51
Tabla 15.- Descripción de muestras que se utilizaron para su análisis de isótopos estables de Azufre, de las áreas Santa Gertrudis* y Santa Cruz** (UTM NAD 27, Zona 14 Q).	52
Tabla 16.- Datos obtenidos de Isótopos de Azufre en galena, esfalerita, pirita, marcasita? y calcopirita de las áreas Santa Gertrudis y Santa Cruz. Temperatura de deposición calculada según la ecuación de Ohmoto and Rye. (2007).	55
Tabla 17.- Prospectos con evidencias de mineralización de oro en rocas del Complejo Oaxaqueño al sur de México.	60
Tabla 18. Características generales e isótopos de oxígeno y azufre e inclusiones fluidas en vetas de cuarzo y cuarzo-carbonato de los depósitos de oro orogénico al Oeste de la Cordillera de Norte América en el circum-Pacífico de Norte Sur de China y Sud América.	72
Tabla 19. Características de los depósitos de oro epigenéticos (tomadas de Goldfarb <i>et al.</i> , 1998; Goldfarb <i>et al.</i> , 2005).	74
Tabla 20. Resultados petrográficos tomados de la Carta Villa de Zaachila, Clave E14-B46, y complemento con muestras tomadas durante este trabajo.	87
Tabla 21. Resultados de análisis minerográfico en corte y pulido (Laboratorios del Servicio Geológico Mexicano).	90

CAPITULO I. GENERALIDADES.

I.1. Introducción.

Afloramientos de rocas precámbricas, con edades comprendidas entre ~1.3-~1.0 Ga (Grenvilliana, Fries, *et al.*, 1966; Solari, 2001) han sido reconocidas en el centro y sur de México (Keppie y Ortega-Gutiérrez, 2010). Estas comparten ciertas semejanzas litológicas y evolución geológica; así mismo, es de importancia señalar que hacia la porción noroeste del país (Sonora) afloran rocas de edad aún más antigua (Paleoproterozoico), pero de origen diferente a las del centro-sur de México.

Hacia el noroeste de México, concretamente al oeste del Estado de Sonora, se han identificado una serie de depósitos vetiformes de oro del tipo Orogénico (figura 1) alojados, en su mayoría, en rocas que han sufrido algún grado de metamorfismo y deformación; correspondientes al Precámbrico, con excepción de algunos diques y unidades que parecen más jóvenes, posiblemente de edad Mesozoico o Terciario (Ornelas y Verdugo, 2009).

En tanto, hacia la parte centro de México se han reconocido, el Gneiss Novillo en las cercanías de Ciudad Victoria (Tamaulipas), y el Gneiss Huiznopala en Molango (Hidalgo), y al sur los complejos metamórficos Oaxaqueño (entre Oaxaca-Puebla, el mayor afloramiento), y Guichicovi (en el macizo La Mixtequita en Oaxaca) que formarían al denominado microcontinente Oaxaquia (ver Ortega-Gutiérrez, *et al.*, 1995; Solari, 2001).

La búsqueda de depósitos minerales en estas rocas precámbricas del sur de México, ha sido poco atractiva para el sector minero. Sin embargo, existen evidencias de vetas irregulares en algunas localidades con mineralización de oro, las cuales son consideradas sin importancia económica.

El origen de estas vetas con mineralización de oro, presentes en la región de Oaxaca, es aún incierto. Primeramente, para su entendimiento se han idealizado vagamente modelos que tratan de explicar su posible origen: vetas de cuarzo-oro epitermales, vetas de oro relacionadas a intrusiones, y depósitos de oro orogénico.

El aumento del precio de los metales, en especial del oro, ha generado un incremento importante en la exploración minera. Lo anterior ha motivado a tratar de entender la génesis, emplazamiento y condiciones de formación de la mineralización del oro contenida en el complejo metamórfico de Oaxaca.

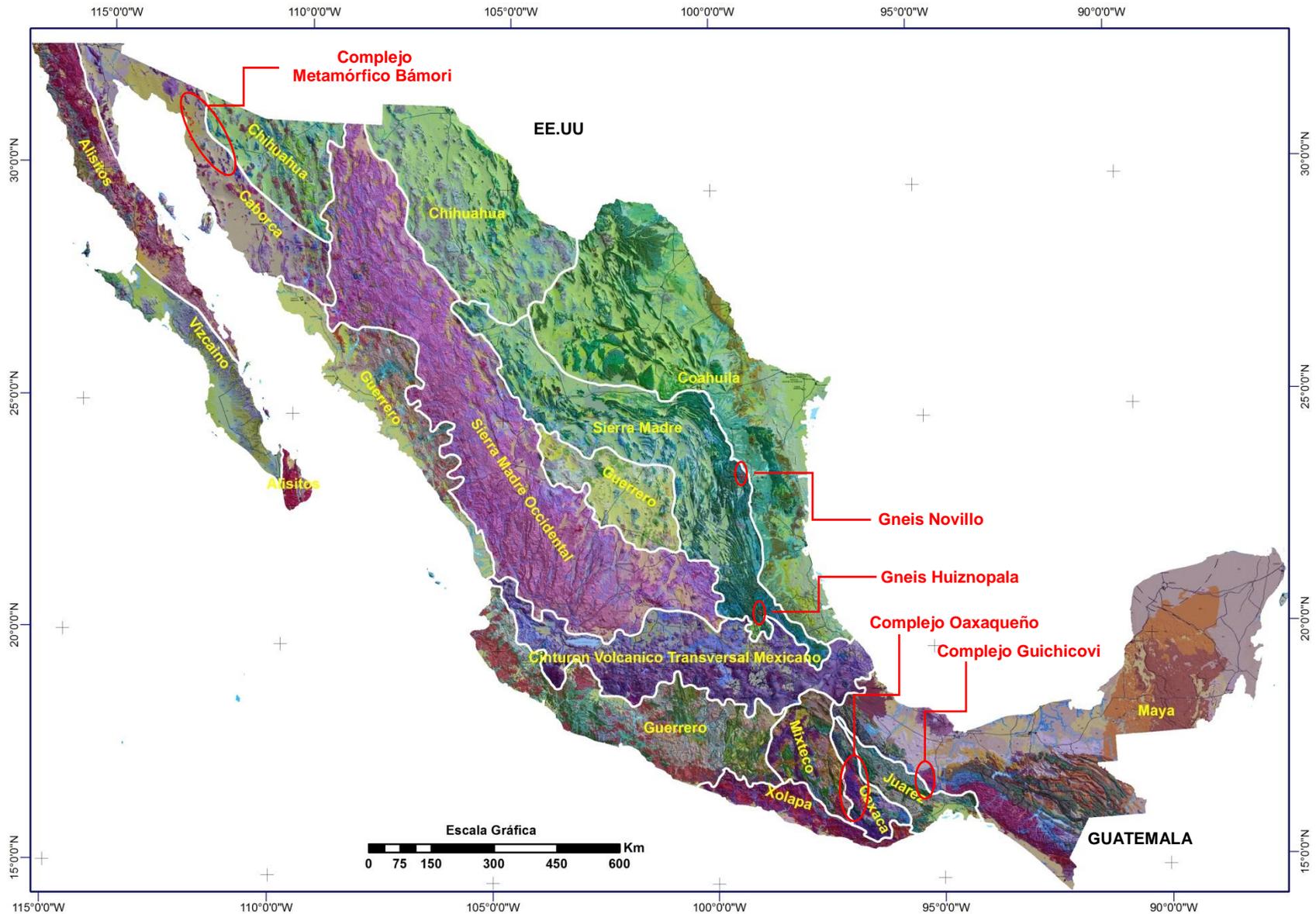


Figura 1. Figura que muestra la localización de las rocas precámbricas en México (tomado del SGM, 2007), y distribución de terrenos tectonoestratigráficos (tomado de Campa y Coney, 1982).

La finalidad de este estudio, es aportar datos e información que contribuyan a caracterizar los depósitos vetiformes de oro contenidos en las rocas metamórficas del Complejo Oaxaqueño, comprender su origen y evaluar el potencial prospectivo del mismo.

I.2. Objetivos.

El presente estudio tiene como finalidad estudiar la ocurrencia de vetas auríferas, alojadas en rocas metamórficas de facies granulita que forman parte del Complejo Oaxaqueño, con el fin de comprender la génesis de la mineralización aurífera emplazada en rocas que constituyen el CO, y definir el tipo de depósito, con particular énfasis en el área de Santa Cruz Mixtepec (Santa Gertrudis y Santa Cruz).

Finalmente, en base a las características de cada una de las manifestaciones presentes en el CO, elaborar un mapa con la distribución de las vetas (metalogenético), que permita estimar el potencial de este complejo.

I.3. Metodología.

Etapa I. Se recopiló y revisó información de los trabajos realizados en las cercanías del área de trabajo (Santa Cruz Mixtepec), así como también en otras áreas de México. Cabe señalar, que la mayoría de los trabajos están enfocados a problemas tectónico-estructurales y geocronológicos, por lo que se carece de trabajos enfocados al entendimiento de los depósitos minerales, con los que se cuenta son parte de las campañas de campo desarrolladas por parte del personal de Servicio Geológico Mexicano durante los años 2006 al 2009.

Etapa II. Consistió en depurar la información, revisar detalladamente las áreas con manifestaciones minerales representadas por vetas de cuarzo con evidencia de oro asociado a sulfuros, alojadas en rocas del CO.

Etapa III. Integrar la información geológico-minera de las zonas con manifestaciones minerales, y plasmarlas tanto en tablas como en un mapa geológico con estructuras.

Etapa IV. Esta última se complementó con salidas al campo, se realizó un muestreo para los diferentes tipos de estudios: mineragráficos, inclusiones fluidas, paragenéticos, análisis geoquímicos por ICP, difracción de Rayos X, e isotopía estable (en vetas de cuarzo mineralizadas con sulfuros).

I.4. Antecedentes.

La explotación propiamente de minas en el estado de Oaxaca comenzó inmediatamente después de la conquista española. Se señala que en 1544, en los poblados de Atoyaquillo, Tonalá, Juxtlahuaca y Tlaxiaco, se explotaban ciertos depósitos auríferos. En este tiempo, una de las áreas mineras de mayor importancia fue la zona de Chinantla, principalmente por la abundancia de los placeres de oro de sus ríos. Y para 1550 se realizaron trabajos de extracción en Nejapa y Totontepec. Más tarde, en el siglo XVIII, se registra actividad minera en la Mixteca y Sierra Sur (Cabrera-Ramírez, 2006).

Con el descubrimiento de una veta en Santa Catarina Mártir (minas de Ocotlán), en 1580, y posteriormente en Chichicapa, se iniciaron las primeras actividades formales de la minería de Oaxaca, fundándose el Real de Minas de Ocotlán. En 1704, los indígenas de Zimatlán descubrieron una veta aurífera e iniciaron su explotación por cuenta propia. Salvador Sigüenza Orozco, señala que durante los siglos XVI y XVII, cuando la minería comenzaba a tener cierta importancia, sobre todo en la región de Ixtlán, las condiciones de trabajo eran especialmente severas; bajos pagos, enfermedad y muerte eran constantes en los trabajos mineros. En este sentido, el surgimiento de la explotación minera fue paralelo a cierta disminución de la población indígena, por lo que la consecuente escasez de mano de obra terminó por dificultar la explotación de los recursos minerales, labores que dependían esencialmente del trabajo manual indígena (Cabrera-Ramírez, 2006).

Desde mediados del siglo XIX, San Miguel Peras es conocida como una importante zona productora de mineral aurífero. Representada por vetas con espesores de 25 cm a 1.50 m, rumbos W-E y NE-SW, manteos al oeste, mineralógicamente compuestas por pirita, pirrotita, oro libre, y como ganga cuarzo blanco amorfo y óxidos de hierro. Las leyes de oro más altas ocurren en las zonas oxidadas, por arriba de los sulfuros, y según Rocha, (1949) pertenecen al tipo de yacimiento hipotermal por la presencia de pirrotita a la cual se asocian los valores altos de oro.

Por su parte, Mercado (1987), realizó un reporte del área San Miguel Peras, donde obtuvo resultados de 7 minas. La mina San Diego reportó valores de oro en veta con espesores reducidos. Concluyendo que principalmente se tienen estructuras angostas (0,05 a 0,10 m), pero con valores altos en oro (13,08 a 15,19 gr/ton de oro).

Posteriormente Sánchez-Rojas, *et al.* (1998), elaboraron el informe geológico-minero y geoquímico de la carta Villa Zaachila E14-10, escala 1:250,000, donde reportaron resultados de inclusiones fluidas (140 a 412°C de Th; -3.6 a -7.3 Tf; y salinidades de 5.8 a 7.3% de peso de NaCl) para la zona de San Miguel Peras, determinado que caen dentro de los depósitos mesotermales.

CAPITULO II. GEOGRAFÍA Y GEOLOGÍA REGIONAL.

II.1.- Localización.

El área de estudio se localiza en la porción sur de México, hacia la parte central del estado de Oaxaca, y suroeste de la ciudad del mismo nombre, entre las coordenadas geográficas: 16° 45'-16° 50' de Latitud Norte y 96° 48'-97° 00' de Longitud Oeste (figura 2).

II.2.- Vías de Acceso.

El acceso se realiza partiendo de la ciudad de Oaxaca tanto por la carretera federal N° 147 y 131. La primera, pasa por los poblados de Cuilapan de Guerrero-Villa de Zaachila-Zimatlán de Álvarez; la segunda, comunica los poblados Animas Trujano-Reyes Mantecón, y se intercepta con la N° 147 en Zimatlán de Álvarez, y de aquí hasta Trapiche de Santa Cruz, con un recorrido aproximado de 43 km. De este último poblado se ingresa al área a través de la carretera actualmente con carpeta asfáltica hasta el poblado de Santa Cruz Mixtepec, de donde se bifurcan una serie de accesos, que comunican por un lado a San Bernardo Mixtepec y otro hacia El Peral (figura 2).

II.3.- Ambiente Geológico.

Las vetas auríferas de la región de Oaxaca están hospedadas en rocas metamórficas de facies granulita, de edad Precámbrica reportada por un número de trabajos. Inicialmente, Fries, *et al.* (1962) las considero en edad equivalente a la Provincia Metamórfica Grenvilliana del oriente de Estados Unidos y Canadá. Edades radiométricas han sido reportadas por Fries *et al.* (1962, 1966): 1110±125 Ma (Pb-Alfa en circón), 920±30 Ma (K-Ar en biotita), y 940±40 Ma (K-Ar en flogopita); Anderson y Silver (1971): 1,080±10 Ma (U-Pb en circón); Ortega-Gutiérrez *et al.* (1977): 1020±50 Ma (U-Pb en circón), 960±15 Ma (U-Pb en circón de pegmatita sintectónica); y Silver *et al.* (1994): 1,113 Ma (U-Pb en charnockita); permitiendo asignar al CO dentro del Proterozoico Tardío (*en Solari, 2001*).

Por su parte, Keppie *et al.* (2001), obtuvieron una edad de 1,117±4 Ma (U-Pb en circón), en un granito con firma geoquímica de intraplaca, y 988±5 Ma para el metamorfismo granulítico.

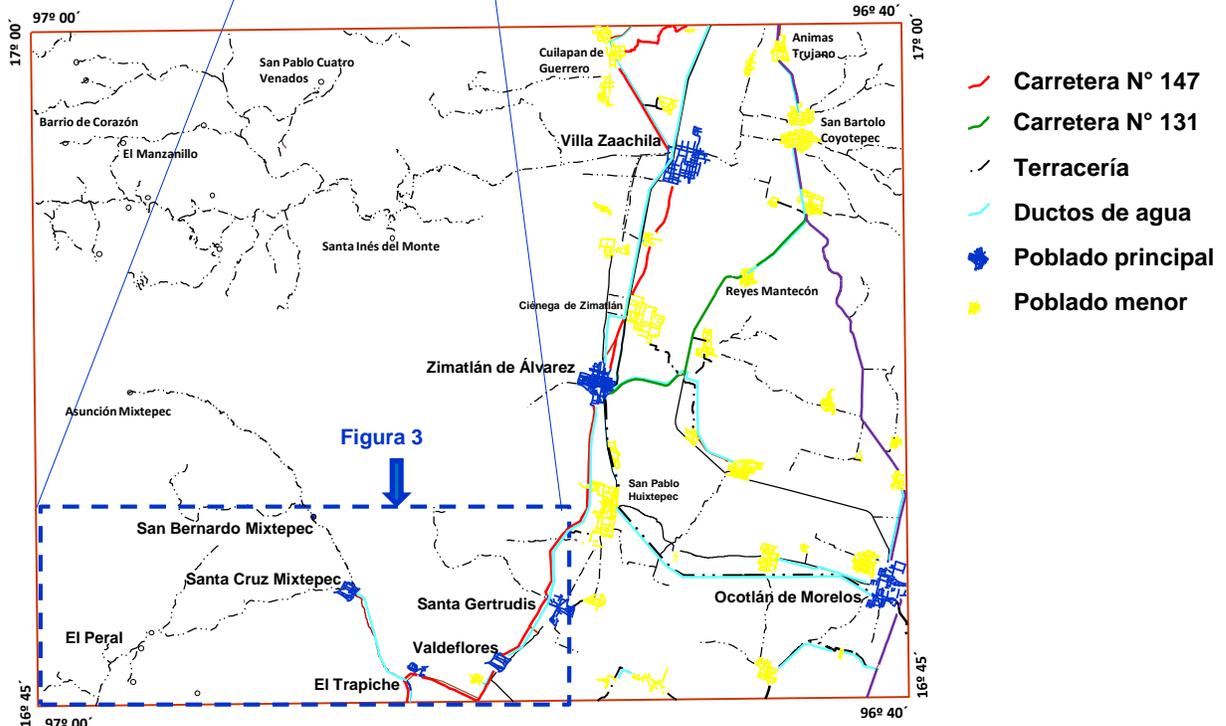


Figura 2. Plano de localización del área de estudio, al sur de la Ciudad de Oaxaca, entre las inmediaciones de los poblados Santa Gertrudis y Santa Cruz Mixtepec.

Con base en datos de afloramientos del centro y sur de México, Ortega-Gutiérrez *et al.* (1995) propusieron la existencia de un microcontinente que llamaron Oaxaquia, que constituiría el basamento de al menos 1.000.000 km² del territorio mexicano. El cual estaría truncado, al norte, contra la sutura Ouachita, mientras que al sur continuaría en América Central en el Bloque Chortís (Donnelly *et al.*, 1990; Manton 1996; Keppie y Ortega-Gutiérrez 1999), desplazado en su posición actual por la tectónica terciaria (Schaaf *et al.*, 1995; *en* Solari, 2001).

Actualmente se sugiere que, Oaxaquia pudo compartir una historia común con los arcos juveniles como pueden ser los macizos Apalachianos más externos tipo Goochland, Blair River y tal vez otros macizos de la porción norte del Blue Ridge en Virginia, Maryland y Pennsylvania, y los macizos Andinos de Colombia, como Santa Marta, Garzón y Santander (Solari, 2001).

Conforme a la distribución de los terrenos tectonoestratigráficos, el área en estudio se encuentra comprendida dentro del terreno Oaxaqueño (Campa y Coney, 1983) o Zapoteco (Sedlock, *et al.*, 1993).

El terreno Oaxaqueño (Zapoteco) es considerado un fragmento de corteza continental Proterozoica, que consiste principalmente de un basamento de rocas cristalinas de edad Grenvilliana (Sedlock, *et al.*, 1993), compuesto por rocas metamórficas en facies granulita, con texturas de retrogresión (Keppie *et al.*, 2001) de facies anfibolita a esquistos verde (Solari, 2001). Cubierto discordantemente por rocas sedimentarias marinas del Paleozoico (Cámbrico-Ordovícico y Mississípico-Pérmico: Pantoja-Alor y Robinson 1967, 1968; *en* Sedlock, *et al.*, 1993); así mismo por rocas Mesozoicas y Cenozoicas (Keppie y Ortega-Gutiérrez, 2010).

Las rocas metamórficas más representativas del terreno Oaxaqueño son ortogneises de composición félsica a máfica (granito, sienita hasta gabro y anortosita) que intruyen a una secuencia metasedimentaria representada por arcosas, pelitas y metasedimentos carbonatados como mármoles y calcosilicatos (Ortega-Gutiérrez 1977, 1985), que a veces forman verdaderas pegmatitas carbonáticas, probablemente producidas por la removilización de los mismos sedimentos durante el metamorfismo de alto grado. Completan la secuencia abundantes pegmatitas, anfibolitas, diques básicos y diabasas, de diferente edad, aspecto y significado tectónico (Solari, 2001).

Los datos geocronológicos obtenidos por medio de edades U-Pb y Ar-Ar, han permitido documentar la existencia de dos napas tectónicas, soportando lo antes

señalado: una inferior, caracterizada por una secuencia de ortogneis gabro-anortosítico y migmatita; y otra superior, caracterizada por metasedimentos intruidos por charnockita, sienita, escasa diabasa y anfibolita. Todas afectadas por una serie de eventos tectonotérmicos que afectaron y/o deformaron la región, primeramente un evento tectonotérmico Olmeca (~1106 Ma) que causó migmatización y deformación asociada en el protolito de gabro diorítico (migmatita El Catrín); y el segundo evento Zapoteca (~990 Ma), coincidente con la granulitización de toda la secuencia, bajo condiciones de temperatura y presión calculada en $735\pm 12^{\circ}\text{C}$ y 7.7 ± 0.97 kb. Durante el metamorfismo de facies granulita toda la secuencia fue plegada y localmente replegada dos veces (Solari, 2001; Keppie, *et al.*, 2001, 2003).

Así mismo, Solari, (2001) menciona que durante el lapso de tiempo entre los ~990 Ma a ~236 Ma, sufrió diferentes episodios de plegamiento generalmente asociados con retrogresión metamórfica. En general, las estructuras se hacen más discretas con la disminución del grado metamórfico. La retrogresión metamórfica observada especialmente en la napa inferior, pudo estar favorecida por la presencia de fluidos hidratantes, procedentes de la corteza inferior. Esto parece favorecer la presencia, en el Proterozoico Tardío de una zona de subducción por debajo del CO.

La secuencia litológica antes señalada es intruida por el granito Etna de edades variables de 240 ± 30 Ma (Ruiz 1979, U-Pb en circón: *en* González, *et al.*, 1997) y 275 ± 4 Ma de cristalización (Solari 2001, U-Pb en circón) en la localidad La Carbonera. Por su parte Ortega-Obregón *et al.* (2001) en, base a datos geoquímicos y geocronológicos, sugieren que la composición química del granito calco-alcálico Etna es característica de aquellos asociado a arcos magmáticos, con edades de cristalización 920 ± 24 Ma (U-Pb en circón), y calentamiento Mesozoico 207 ± 5 y 221 ± 3 Ma (Ar-Ar en biotita-feldespato potásico), posterior a la cristalización del granito. Entonces, estas edades contrastan con las reportadas por Ruiz (1979) y Solari (2001), y, eventualmente, podría corresponder a un cuerpo diferente al Granito Etna (Ortega-Obregón *et al.*, 2003).

Con estos datos, es probable que el granito Etna se haya generado en un régimen de subducción (arco) durante el Proterozoico tardío. Sin embargo, no se descarta la posibilidad de que se haya formado durante la colisión de masas continentales en la que se vio involucrado material calco-alcálico. Y que tal subducción muy probablemente se ubicaba al oriente del microcontinente Oaxaquia y Avalonia, paleogeográficamente al sur de Báltica y oriente de Amazonía. Así mismo, su carácter

aislado único en Oaxaquia y la inexistencia de orogenias de colisión con su misma edad, no permiten aún una conclusión definitiva respecto a su origen tectónico y edad (Ortega-Obregón *et al.*, 2001, 2003).

Las coberturas mesozoicas del CO para esta región están representadas en parte por las unidades estratigráficas que forman parte de la cuenca de Tlaxiaco (Ortega y Lambarria 1999).

La cuenca de Tlaxiaco es considerada como un depocentro de edad Jurásica, que se depositó sobre los terrenos Zapoteco y Mixteco. Los depósitos correspondientes a esta cuenca se encuentran al sur del estado de Puebla, hacia la porción central y norponiente de Oaxaca, y se prolongan hacia el oriente del estado de Guerrero (Dávalos, 2006). En la región se encuentran representados por la Formación San Isidro (López, 1970), referidas como una secuencia de caliza, arenisca, limolita y lutita que forman la parte superior del Grupo Sabinal (*en* Ortega y Lambarria, 1991).

Por último, se tienen sedimentos recientes en la planicie denominada Valles Centrales de Oaxaca.

II.4. Estratigrafía.

II.4.1. Precámbrico (Proterozoico Medio).

II.4.1.1. Complejo Oaxaqueño (pTm Gn).

Esta unidad ocupa aproximadamente el 95% del área de estudio, y a mayor escala se encuentra expuesta en el sector central, bordeados por litologías más jóvenes (figura 3).

Está constituido por rocas de tipo paragneis, mármol cipolino, charnockita, y milonita, así como una serie de diques de composición granítica, pegmatita, anfibolítica y sienítica.

Por la complejidad que muestran las diferentes litologías que lo conforman (*paragneis, diques de pegmatita, sienita, mármol cipolino y charnockita*) no fue posible una separación de estas; sin embargo, se describen de manera general.

El paragneis presenta bandeamiento de color claro, oscuro, verde y rosa en superficie fresca que intemperiza a tonos verdoso, rojizo, grisáceo, amarillento y rosáceo, de textura granoblástica y estructura foliada de rumbo variable principalmente N 20° a 35° W, con manteos de 47° a 50° NE, así como también al SW. Está constituido por cuarzo, plagioclasa, feldespato, biotita, flogopita, granate (piropo) y grafito en laminillas (1 mm), con óxidos de hierro, y costras de hematita. Superficie deleznable, arenosa y alterado a suelo rojo y alto fracturamiento (figura 4a).

En algunas localidades está parcialmente silicificado con manifestaciones de sulfuros (pirita) diseminados, dando origen a zonas de oxidación no penetrativa (figura 4b).

Paralelos a la foliación de rumbo general N 70° W con 33° NE de manteo, y de forma cortante se observan diques pegmatíticos (de 5 cm a 3 m de espesor) de color blanco y gris claro, violáceo y rosa en superficie fresca, que intemperizan a tonos grisáceo, rojizo y blanquecino (figura 5a). Presentan textura cristaloblástica, y estructura tabular, constituidos por cristales de cuarzo azul (de 1 a 4 cm), feldespato (ortoclasa), grafito, biotita, y escasos circones (1 mm), con epidota, clorita, óxidos de hierro y esporádico contenido de sulfuros diseminados (pirita). En algunas localidades con disolución de carbonatos de cobre en la periferia del cuerpo, presentan intenso fracturamiento.

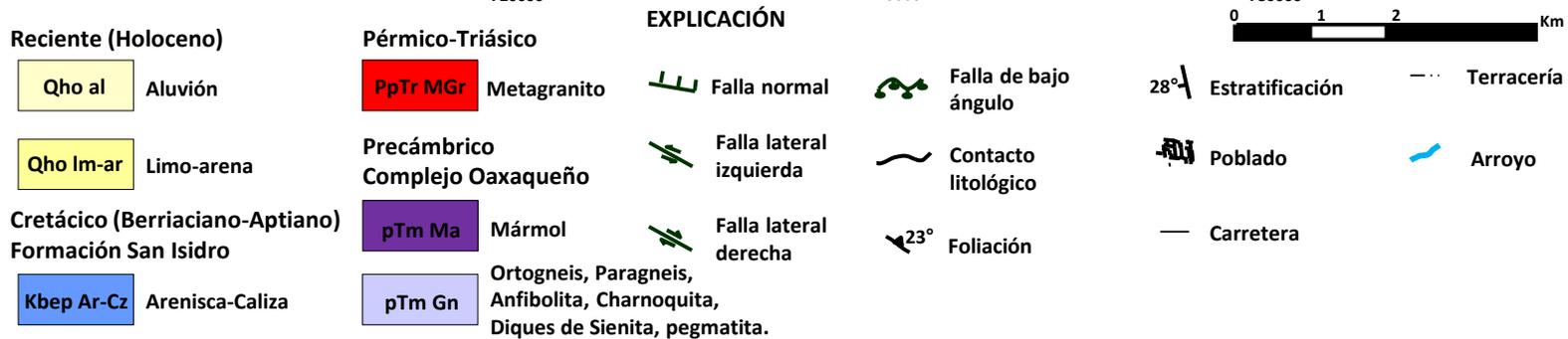
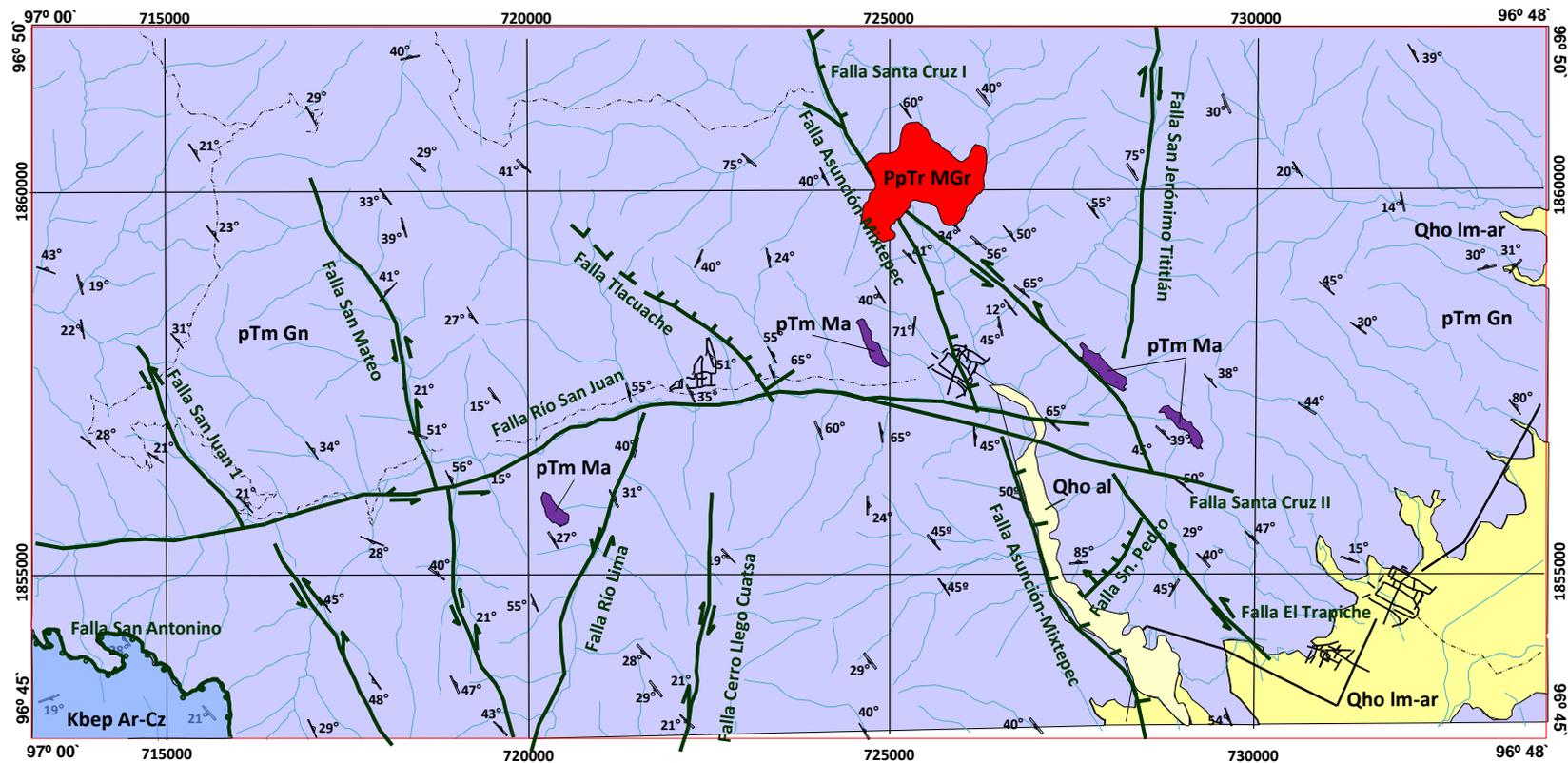


Figura 3. Mapa geológico-estructural del área Santa Cruz Mixtepec. Tomado de la carta Geológico-Minera, Villa de Zaachila, clave E14-D57, escala 1:50,000.



Figura 4. a) Paragneis con delgados diques de pegmatita (tono claro) paralelos a la foliación, en la cercanía de la Mina Santa Cruz I y II; **b)** paragneis parcialmente silicificado con oxidación en el corte del río La Bruja.

La migmatita presenta bandas de color claro a verde oscuro en superficie fresca, que intemperiza a tonos blanquecino, amarillento, grisáceo y rojizo. Presenta textura granoblástica y estructura foliada con rumbos variables N 10-20° W y 65° NE de manto, las bandas claras están constituidas por cuarzo, feldespato, hornblenda, flogopita, biotita cloritizada, clorita y epidota (leucocráticas) y las oscuras por hiperstena, cuarzo, clorita como mineral de alteración y epidota (melanocráticas) (figura 5b).

Estas rocas presentan fracturamiento moderado, relleno por óxidos de hierro. Se pueden observar estructuras características de la deformación de esta unidad, el protolito es un paragneis cuarzo-feldespático, los cuales se encuentran milonitizadas con lineamiento de minerales, así como indicadores cinemáticos.



Figura 5. a) Dique de pegmatita alojado en paragneis, al noroeste del cerro Tecolote; **b)** detalle de migmatita, localizada a 3.8 km., al noroeste de San Bernardo Mixtepec.

El mármol cipolino es de color blanco y gris con motas negras en corte fresco que intemperiza a tono blanquecino y grisáceo. Exhibe textura cristaloblástica y estructura masiva, constituido por calcita, flogopita, biotita y grafito esporádicamente. Estos se encuentran principalmente cortando a la foliación y se observan como cuerpos irregulares, que en algunas localidades superficialmente presenta un aspecto rugoso.

Los diques de sienita son de color rosa y blanco en corte fresco, rosáceo y blanquecino al intemperismo, de textura cristaloblástica, y estructura irregular, de rumbo variables de rumbo N 25 a 33° W y 27 a 55 SW de manteo. Están formados por cristales de feldespato potásico (ortoclasa) de 0,5 a 3 cm, cuarzo, plagioclasa y diópsido distribuidos en forma de enjambres en el paragneis, con espesores promedios de 10 a 50 cm.

Los diques de charnockita son de color verde oscuro en corte fresco que intemperiza a tono verdoso, con textura granoblástica y estructura foliada de rumbo N 05-55° W y 20-55° NE de manteo. Están constituidos por cuarzo, hiperstena, plagioclasa e hiperstena, flogopita, grafito y granate (almandino), escaso óxido de hierro, y presenta fracturamiento moderado.

La anortosita es de color blanco en roca fresca e intemperiza a tono blanquecino, de textura granoblástica, constituido por plagioclasa y aleatoriamente cuarzo, con óxidos de hierro y dendritas de pirolusita.

El esquisto es de color gris satinado en superficie fresca, que intemperiza a tonos rojizo a amarillento, textura lepidoblástica, estructura foliada de rumbo N 30° W y 55° NE de manteo, en muestra de mano se observa cuarzo, feldespato, moscovita y grafito de aspecto diseminado, minerales arcillosos y óxidos de hierro, con microplegamiento. A nivel microscopio se determinó un esquisto de biotita-moscovita (detalle ver Anexo **Tabla 20** (VZ147)).

El ortogneis presenta color gris en corte fresco que intemperiza a tono grisáceo y amarillento, de textura granoblástica y estructura foliada no penetrativa, constituido por cuarzo, plagioclasa, biotita e hiperstena?, granate (tipo piropo), y con pirita diseminada. A nivel microscopio las determinaciones son las siguientes: un ortogneis de biotita-granate, y ortogneis (ver Anexo **Tabla 20** (VZ127, VZ2P, VZ4P, VZ7P y VZ10P)).

Los diques de anfibolita son de color verde oscuro y negro en corte fresco, que intemperiza a tono verdoso y grisáceo, de textura granoblástica y nematoblástica,

estructura foliada compacta de rumbo N 10° W y 14° SW, constituida por plagioclasa, hornblenda y biotita cloritizada con alineación mineral de cuarzo, óxidos de hierro.

A nivel microscopio algunas de las muestras reportan una granulita de piroxeno y una metacuarzomonzonita de augita (ver Anexo Tabla 20 (VZ120, VZ126)).

El metagabro es de color verde oscuro y negro en superficie fresca que intemperiza a tono grisáceo, de textura granoblástica y estructura foliada no penetrativa, constituido por plagioclasa, hornblenda y biotita, con una mesostasis fina.

Según Ortega-Gutiérrez (1981), el CO cuenta con una columna litológica de aproximadamente 15 km de espesor estructural.

Su contacto inferior no se conoce; en la zona en estudio subyace de manera discordante a la Formación San Isidro (cuenca de Tlaxiaco) de edad Berriaciano-Aptiano en el límite suroccidental. Hacia el suroriente es cubierto por depósitos de limo y arena de edad reciente.

II.4.2. Pérmico-Triásico.

II.4.2.1. Metagranito (PpTR MGr).

Se encuentra expuesto en un pequeño afloramiento, distribuido en las inmediaciones de San Bernardo Mixtepec.

El metagranito es de color claro a rosado con motas de verde oscuro en superficie fresca, que intemperiza a tonos amarillento y grisáceo, de textura inequigránular, estructura masiva. Está constituido por granos de cuarzo, feldespato, biotita cloritizada y moscovita, con magnetita, clorita como mineral de alteración, óxidos de hierro y vetillas de cuarzo, intenso fracturamiento en dos direcciones preferenciales NE-NW y fuerte intemperismo lo que lo hace muy deleznable (figura 6a) y en ocasiones esferoidal. A nivel microscopio se determina que una granodiorita (fotografía 6b, ver Anexo Tabla 20, VZ12P).

En las coordenadas UTM 14Q 725225E-1861067N, se observa la relación estratigráfica, donde el metagranito corta a la secuencia constituida por paragneis con diques de pegmatita del CO.

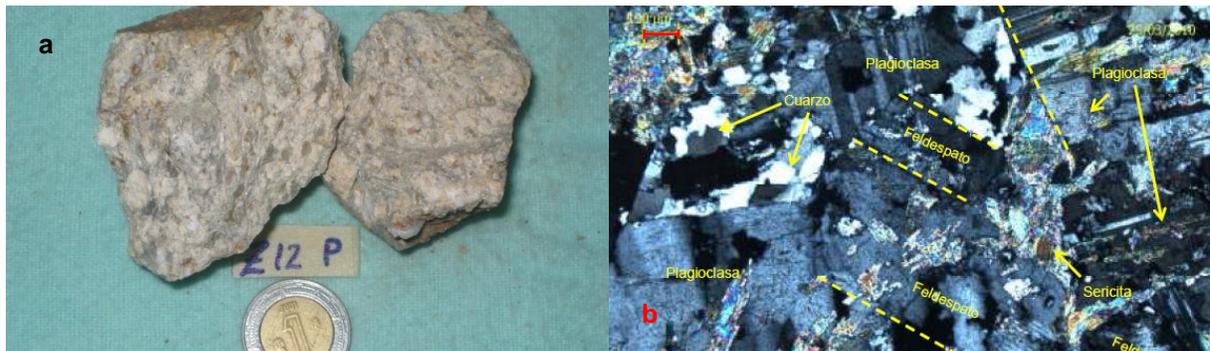


Figura 6. a) Aspecto de granito, en las inmediaciones del poblado San Bernardo Mixtepec; b) detalle en corte transparente.

II.4.3. Cretácico (Berriasiano-Aptiano).

II.4.3.1. Formación San Isidro (Kbeap Ar-Cz).

Esta unidad se encuentra expuesta en el límite del sector suroccidental del área, como un afloramiento aislado, cubriendo aproximadamente el 0,5% del área en estudio.

Constituida exclusivamente de caliza arcillosa de color beige en corte fresco que intemperiza a tonos grisáceo y amarillento.

De textura clástica, en capas de 10 a 60 cm, constituida por calcita y micrita, con fracturas rellenas de calcita, dendritas de pirolusita y aspecto terroso, con nódulos de calcedonia, superficie kárstica, oquedades por disolución, pequeñas dolinas, lapiaz y líneas estilolíticas.

El espesor máximo, interpretado con base en la topografía del área donde aflora, es de 60 m.

Sobreyace discordantemente al CO, y subyace discordantemente a rocas volcánicas extrusivas que forman parte del evento denominado Sierra Madre del Sur, representada por dacita y toba andesítica (fuera del área en estudio).

La edad de esta secuencia fue asignada por posición estratigráfica, ya que hasta la fecha no se han encontrado fósiles índice, por lo tanto su edad considerada tiene un rango del Berriasiano-Aptiano; se correlaciona con las formaciones Jaltepetongo (cuenca de Oaxaca), Tlaxiaco y Xonamanca (Ortega y Lambarria, 1991).

Posiblemente el ambiente de depósito de esta unidad debió haber sido tanto continental como marino, con extensos abanicos aluviales y fluviales.

II.5. Fallas y Pliegues.

La deformación presente en el área de estudio, son probablemente una continuación de estructuras definidas hacia la parte norte del CO, como son zonas de cizalla, milonización y pliegues con buzamientos verticales de rumbos variables 20°NW, y desplazamientos al sureste durante el Fanerozoico, documentados por Solari, *et al.* (2004).

Algunos de estos eventos estructurales corresponden con: 1) inicio de la deposición Paleozoica (Cámbrico superior-Ordovícico temprano), presumiblemente asociado con direcciones SE, fallamiento normal lístrico/cizallamiento; 2) corrimiento con vergencia E asociado con el desarrollo de un arco magmático a lo largo de México; 3) pliegues acompañados de cizalla dextral durante la apertura del Golfo de México; y 4) reajustes de fallas normales en el Jurásico-Cretácico; indicando que el norte del CO estuvo implicado en una tectónica de piel gruesa durante la mayor parte de episodios de la deformación Fanerozoica (542 Ma, al presente) (Solari, *et al.*, 2004).

Por otra parte, otro de los eventos que afectaron la región fue la Orogenia Laramide, aunque no se sabe con precisión cuando finalizó en los diferentes sectores del suroeste de México.

Regionalmente al principio del Oligoceno, fallas laterales izquierdas muestran una tendencia E-W, que eran todavía activas en el área de Huatulco (Tolson, *et al.*, 1993), al sur -fuera del área de trabajo-. Y hacia la parte norte-central de la Sierra Madre del Sur, sin embargo, había un cambio en la cinemática de la deformación al principio del Oligoceno que reactivó fallas N-S con desplazamientos lateral izquierdo. Esto ha sido documentado del norte de Guerrero a regiones centrales de Oaxaca (Alaniz-Álvarez, *et al.*, 2002; Silva-Romo, *et al.*, 2001, Nieto-Samaniego *et al.*, 2006). Considerando la posible influencia de las heterogeneidades de basamento y preexistiendo discontinuidades tectónicas en la región, no es posible con precisión inferir los cambios del régimen de tensión durante este episodio, pero la extensión asociada con la tectónica de desplazamiento cambio de NNW a NE. Según Nieto-Samaniego, *et al.* (2006), la última dirección de extensión fue responsable de la

reactivación de la Falla Oaxaca (FO) y la formación de una estructura de un graben medio (en Moran-Zenteno, *et al.*, 2007).

La FO es una estructura mayor de rumbo NNW, del Terciario, localizada a lo largo del límite occidental de 10-15 km de ancho, con una polifase milonítica, y la zona de cizalla Juárez que forma el límite entre los terrenos Oaxaca (Zapoteco, Oaxaquia) y Juárez (Cuicateco) (Campa y Coney, 1983; Sedlock, *et al.*, 1993; Alaniz-Álvarez *et al.*, 1994). Tiene una orientación promedio de N10°W y depresiones considerablemente hacia el oeste (figura 24). Está formada de una serie de fallas paralelas a ligeramente (<25°) con discontinuidades oblicuas (Centeno-García, *et al.*, 1990; en Campos-Enríquez, *et al.*, 2010). Este límite de terreno tiene una historia compleja, un corrimiento de vergencia E pre-Jurásico; una cizalla milonítica dextral Jurásica; corrimiento con vergencia-E en el Cretácico tardío; y fallamiento normal fue sobreimpuesto en el límite de terrenos durante el Cenozoico (Alaniz-Álvarez, *et al.*, 1996; Alaniz-Álvarez y Nieto-Samaniego, 1997).

Las estructuras identificadas de deformación frágil, están representadas por un sistema de fallas laterales tanto dextrales como sinestrales y normales. Las fallas laterales dextrales y sinestrales, se reconocen en dos direcciones preferenciales: NE-SW y NW-SE (Figura 3), y que podrían ser parte de este sistema FO.

El mapeo de las mismas se realizó con base en la interpretación de la imagen de satélite, modelo digital de elevación y verificación en campo.

Falla Cerro Llego Cuatsa.- Se encuentra hacia la porción suroccidental del área de estudio, a 1.2 km al suroeste del poblado Santa Cruz Mixtepec (coordenadas UTM 14Q 722187E-1853122N), en donde se midió un rumbo N 20° E y una inclinación 21° NE, mostrando material de molienda. Con el apoyo de la imagen de satélite y modelo digital de elevación se interpretó en una longitud de 3.2 km desarrollada en rocas del CO.

Falla Río San Juan.- Situada en la porción tanto suroccidental y central del área de trabajo, a 0.5 km al sur del poblado San Mateo Mixtepec (coordenadas UTM 14Q 719003E-1856197N), en donde se tiene evidencia de rumbo N 85° E con 15° NE de inclinación. Con el apoyo de la imagen de satélite y modelo digital de elevación se logró interpretar en una longitud de 14.5 km, afectando a las fallas San Juan I y San Mateo en su extremo oeste.

Falla Río Lima.- Se localiza en la parte suroccidental del área estudiada, a 1.1 km en línea recta al suroeste del poblado Santa Cruz Mixtepec, (coordenadas UTM 14Q 0721198E-1856030N), a una altura de 1835 m.s.n.m., en donde se midió un rumbo de N 15° W, con inclinación 45° SW; sin embargo, no se observaron rasgos de estrías, pero con el apoyo de la imagen y modelo digital de elevación se interpreta en una longitud de 4.4 km.

Falla San Juan 1.- Se encuentra en la porción suroccidental del área de estudio, a 1.3 km al suroeste de San Miguel Mixtepec en un corte del río de Nevería. Con el apoyo de la imagen de satélite y modelo digital de elevación se interpreta en una longitud de 6.1 km, desplazada en sus inmediaciones por la falla Río San Juan.

Falla San Mateo.- Se ubica en la porción suroccidental del área de trabajo, a 1.1 km al oeste de San Isidro sobre el corte de terracería que comunica San Miguel Mixtepec a San Isidro (coordenadas UTM 14Q 719409E-1854024N), en donde está expuesto un rumbo N 55° W, inclinación 36° SW, un ángulo agudo entre el rumbo del plano y una estría contenida de 21° NW (pitch). Con apoyo de la imagen de satélite y modelo digital de elevación se interpreta una longitud de 7 km, mostrando un desplazamiento en sus inmediaciones por la Falla San Juan.

Falla Santa Cruz I.- Se localiza en la porción centro-noreste del área, a 0.5 km al noreste de Santa Cruz Mixtepec (coordenadas UTM 14Q 726830E-1858720N), en donde se midió un rumbo N 46° E, inclinación 65° NE, un ángulo agudo entre el rumbo del plano y una estría contenida de 12° NW (pitch), con zona de molienda (de 20 cm) y óxidos de hierro. Se extiende en una longitud de 3.6 km, truncando su porción noroeste con la falla Asunción Mixtepec. Afecta a rocas metagraníticas que corresponden al Granito Etna, y a rocas del CO.

Falla Santa Cruz II.- Se localiza al centro sur de la carta, a 2.7 km al sureste de Santa Cruz Mixtepec en la ladera suroeste de cerro Viejo (coordenadas UTM 14Q 728292E-1856510N), en donde se midió una falla de un rumbo N 76° W e inclinación 66° NE y otras de rumbo N 57° W y 31° NE. Con el apoyo del modelo digital de elevación se interpreta en una longitud de 5.3 km, truncando su extremo noroeste con la Falla Río San Juan. Se emplaza en rocas del CO.

Falla El Trapiche.- Se ubica al sureste del área de trabajo, a 0.4 km al noreste del poblado Trapiche de Santa Cruz (coordenadas UTM 14Q 729347E-1855231N), en donde se midió un rumbo N 44° W e inclinación 55° NE, y 29° NW del ángulo agudo

entre el rumbo del plano y una estría contenida (pitch). Con el apoyo de la imagen de satélite y modelo digital de elevación se interpretó en una longitud de 3 km.

Falla San Jerónimo Tititlán.- Se encuentra en la parte noreste del área, al noroeste del poblado La Soledad, (coordenadas UTM 14Q 728412E-1867880N), a una altura de 1727 m.s.n.m., en donde se midió un reliz de falla con rumbo N 10° W y 67° NE de inclinación.

En sus inmediaciones (coordenadas UTM 14Q 728775E-1865667N), se observó un reflejo de la falla con rumbos variables N 25° E, N 39° E y N 55° E de inclinación. Con el apoyo de la imagen de satélite y modelo digital de elevación se interpretó en una longitud de 13.4 km, estando desplazada en sus inmediaciones por la fallas San Bernardo y La Soledad II, al norte afecta a la Falla La Soledad I.

Las fallas normales presentan un sistema de dirección NE-SW y NW-SE.

Falla Asunción Mixtepec.- Se localiza en la parte central del área, a 2.6 km en línea recta al noroeste del poblado de San Bernardo Mixtepec, (coordenadas UTM 14Q 722595E-1863523N), a una altura de 1629 m.s.n.m., en donde se midió reliz de rumbo N 42° W y una inclinación de 70° NE, interpretándose con el apoyo de la imagen de satélite y modelo digital de elevación en una longitud de 21.5 km.

Falla Tlacuache.- Está situada en la parte suroccidental del área, al noroeste del pueblo Barranca Hierro, (coordenadas UTM 14Q 723386E-1857893N), a una altura de 1666 m.s.n.m., en donde se midió un rumbo de N 30° W con inclinación 65° SW. Interpretada en una longitud de 2.5 km, se desarrolla en rocas del CO.

San Pedro.- Se ubica en la parte austral de la carta, al noreste del pueblo San Pedro Rincón Tlapacoyan, (coordenadas UTM 14Q 0727647E-1855285N), a una altura de 1533 m.s.n.m., en donde se midió un rumbo N 80° E e inclinación 85° SE, que con el apoyo de la imagen de satélite y modelo digital de elevación se interpreta en una longitud de 1.3 km.

Otro tipo de deformación definido en la región es la foliación, y en los alrededores del área se tienen evidencias de migmatización, milonitización, cuyos fenómenos se relacionan con los eventos tectónicos: Zapoteca (977-982 Ma) que produjo metamorfismo granulítico bajo condiciones de temperatura y presión; y Olmeca (1106 Ma) como un evento tectonotérmico que dio origen a la migmatización y deformación asociada al protolito gabro-diorítico en la napa inferior y posiblemente en los metasedimentos de la napa superior (Solari, 2001).

Del régimen dúctil se tiene la foliación (S_1) y la milonitización. Donde las rocas exhiben una foliación penetrativa con rumbos NW-SE y manteos al suroeste, con frecuencia se encuentran intensamente deformadas mostrando estructuras foliadas y micropliegues ptigmáticos.

Durante el metamorfismo de alto grado toda la secuencia fue plegada y localmente replegada, formando estructuras originadas por medio de tipo flexural y de deformación tangencial y longitudinal, y con una componente de aplastamiento posterior y estiramiento paralelo a los ejes de pliegue. Las últimas estructuras dúctiles como pliegues mayores y milonitas en facies de esquistos verde, estuvieron activas posiblemente del Pérmico al Triásico medio (Solari, 2001).

Solari, *et al.*, (2004) concluyen que es claro, que más bien actúa como un bloque de basamento masivo, y el norte del CO internamente es deformado durante la extensión Tremadociana durante el arco contraccional Triásico, y durante la apertura del Golfo de México. La deformación Laramide en el Mesozoico tardío-Cretácico temprano aún tiene que ser documentada; sin embargo, puede ser ocultado en muchas estructuras frágiles también presentes en el norte del CO.

CAPITULO III. DEPÓSITOS MINERALES.

III.1. Introducción.

La presencia de zonas con evidencias de mineralización metálica, denominados en este trabajo “prospectos” (pequeñas obras) y manifestaciones minerales, con características geológicas, mineralógicas y estructurales similares en el área de trabajo (Santa Cruz Mixtepec), no ha sido estudiada en detalle. Estas, generalmente se encuentran alojadas en rocas metamórficas intensamente deformadas, que ocupan una posición espacial y temporal coincidente con procesos de deformación asociados a posibles márgenes de colisión.

Las vetas-veillas con oro están hospedadas en rocas metamórficas precámbricas y en el metagranito del Pérmico-Triásico. Estos depósitos corresponden a vetas de cuarzo con bajos contenidos de sulfuros (galena, esfalerita, pirita y calcopirita), y óxidos de hierro. Estas, se extienden por escasos metros visibles a nivel superficial, con pocos cambios en su mineralogía y contenido de oro.

Los análisis químicos, estudios al microscopio, difracción de rayos-X y preparación de muestras para sus estudios de inclusiones fluidas se realizaron en uno de los laboratorios del Servicio Geológico Mexicano, Centro Experimental Oaxaca, Subgerencia de Experimentación Oaxaca, en los departamentos de Química Analítica y Caracterización de Minerales.

Los análisis químicos se realizaron en el Departamento de Química Analítica. Los métodos utilizados fueron Ensaye al Fuego, e ICP Óptico. Los elementos Au y Ag se analizaron a través del método Ensaye al Fuego; y los elementos Pb, Cu y Zn fueron determinados por digestión parcial a 190°C en hornos de microondas (sistema cerrado) y lecturas en ICP Óptico.

Protocolo de muestreo (Análisis Químico): El total de material (1 kg) se trituro para tener una descarga de -14 mallas (1.2 mm) y a partir de ese tamaño se hizo el muestreo para llegar a preparar aproximadamente 150 g a -100 mallas para los análisis químicos. Se guardó del orden de 350 g a -14 mallas.

III.2. Área Santa Cruz Mixtepec.

Las rocas que afloran están representadas por paragneis, diques de pegmatita, mármol y charnockita, que son parte del CO, donde se presentan y se desarrollan zonas con oxidación y estructuras mineralizadas tales como vetas de cuarzo emplazadas en zonas de fallas locales, fracturas y paralelas a la foliación.

En esta área se recoció 3 prospectos que son: *Santa Cruz I*, *Santa Gertrudis I* y *Santa Gertrudis II*; 4 manifestaciones denominadas: *Santa Cruz II*, *El Trapiche*, *Rancho Cercano III* y *San Bernardo* (figura 7).

Santa Cruz I.

Ubicada en la porción centro-oriental del área en estudio, a 2,5 km y 25° SE de Santa Cruz Mixtepec, en la ladera suroeste de cerro Viejo entre las coordenadas UTM 14Q 728292E-1856510N.

Las rocas de caja son paragneis con foliación de rumbos variables entre N 54 a 85° W (obra principal), 64° a 45° NE de manto respectivamente, y diques paralelos de pegmatita de diferente espesor, y cuerpos irregulares de mármol cipolino del CO.

Existen una serie de pequeñas obras, que se desarrollaron a lo largo del rumbo de la veta falla de orientación preferencial N 76° W y manto 74° NE, separadas entre 60 a 80 m cada una. Algunas de ellas se encuentran cubiertas por escombros, estando totalmente inaccesibles, y otras tienen entre 4 y 6 m de longitud observada en promedio.

Entre las que se pudo tener acceso (coordenadas UTM 14Q 0728274E-1856537N ±5m), las observaciones son las siguientes: esta labrado un socavón con 5,50 m de longitud, de rumbo N 80° E. En el interior, se observa una veta de cuarzo color gris claro de rumbo N 61° W y manto 58° NE, con 60 cm de espesor máximo y 10 cm de espesor mínimo. Presenta intenso fracturamiento, con fracturas rellenas por óxidos de hierro del tipo hematita y limonita (figura 8a, b). En su estudio minerográfico la muestra reporta lo siguiente: hematita, goethita e ilmenita, como producto de alteración de la piritita (ver Anexo Tabla 21 (VZ5)).

La estructura mineralizada está cortada por una serie de fallas de rumbo N 65° W y 39° NE de manto con material de molienda (salvanda) de hasta 3 cm de espesor,

desarrollada al alto de veta de cuarzo principal (40 cm). Otras fallas menores de rumbo N 35° W y 56° NE también afectan a la veta de cuarzo principal.

En superficie la veta de cuarzo tiene un rumbo de N 63° W y 55° NE de manto, hacia su techo (alto) también se emplazan paralelamente una serie de vetillas de estilo ramificado con espesores de 4 cm, separadas entre 10 cm cada una de ellas.

En las coordenadas UTM 14Q 0728289E-1856539N, la estructura de cuarzo tiene un rumbo N 73° W y manto 60° NE, con espesores variables entre 30 y 60 cm, emplazada en rocas gnéicas, con 10 m longitud de aproximadamente y una profundidad de 7 m visibles hasta el interior de la obra, presentando óxidos de hierro, e intensamente fracturada. Afectada por una falla de rumbo N 70° W y 33° NE de manto, con material de molienda de 3 cm de espesor, de longitudes locales, que son parte de una falla de magnitud regional.

Entre las coordenadas UTM 14Q 0728306E-1856486N, ±7m., la roca de caja es gnéica de color verde claro en superficie fresca, constituida por cuarzo, plagioclasa en partes ya alterada. Los cuarzos muestran estiramientos con aspecto budinaje (figura 8c), y rumbo de la foliación N 55° W y 44° NE de manto.

Existe una obra con desarrollo de 18 m de longitud, 1.45 m de ancho, 1.90 m de alto, de rumbo N 64° W. Con tres socavones pequeños inclinados (70° NW) en su parte intermedia, labrados paralelamente a la veta de cuarzo de rumbo N 75° W y 34°-36° NE de manto (figura 8d). En contacto hacia su base con la roca gnéica, se observa una falla con 30 cm de material molido (salvanda).

En esta estación se colectaron las muestras, en el techo de la veta de cuarzo, en veta principal y al piso, en contacto con la roca gnéica, con fracturas rellenas por hematita, calcopirita, galena-esfalerita y sílice, para sus análisis tanto petrográfico, minerográfico, (ver Anexo Tablas 20, 21, VZ194, VZ7), inclusiones fluidas e isótopos estables.

Así mismo, en la localidad con coordenadas UTM 14Q 0728400E-1856449N ±4 m, ocurren vetas de cuarzo de rumbos variables entre N 81° E y 44° NW de manto, emplazadas en rocas gnéicas, con 10 a 90 cm de espesor y 10 m de longitud. Presenta fracturas rellenas por hematita, y drusas con intercrecimientos de cristales de cuarzo. Otras vetas de cuarzo presentan rumbos variables tales como N 20-25° W y 87° NE de manto, con 20 a 40 cm de espesor.

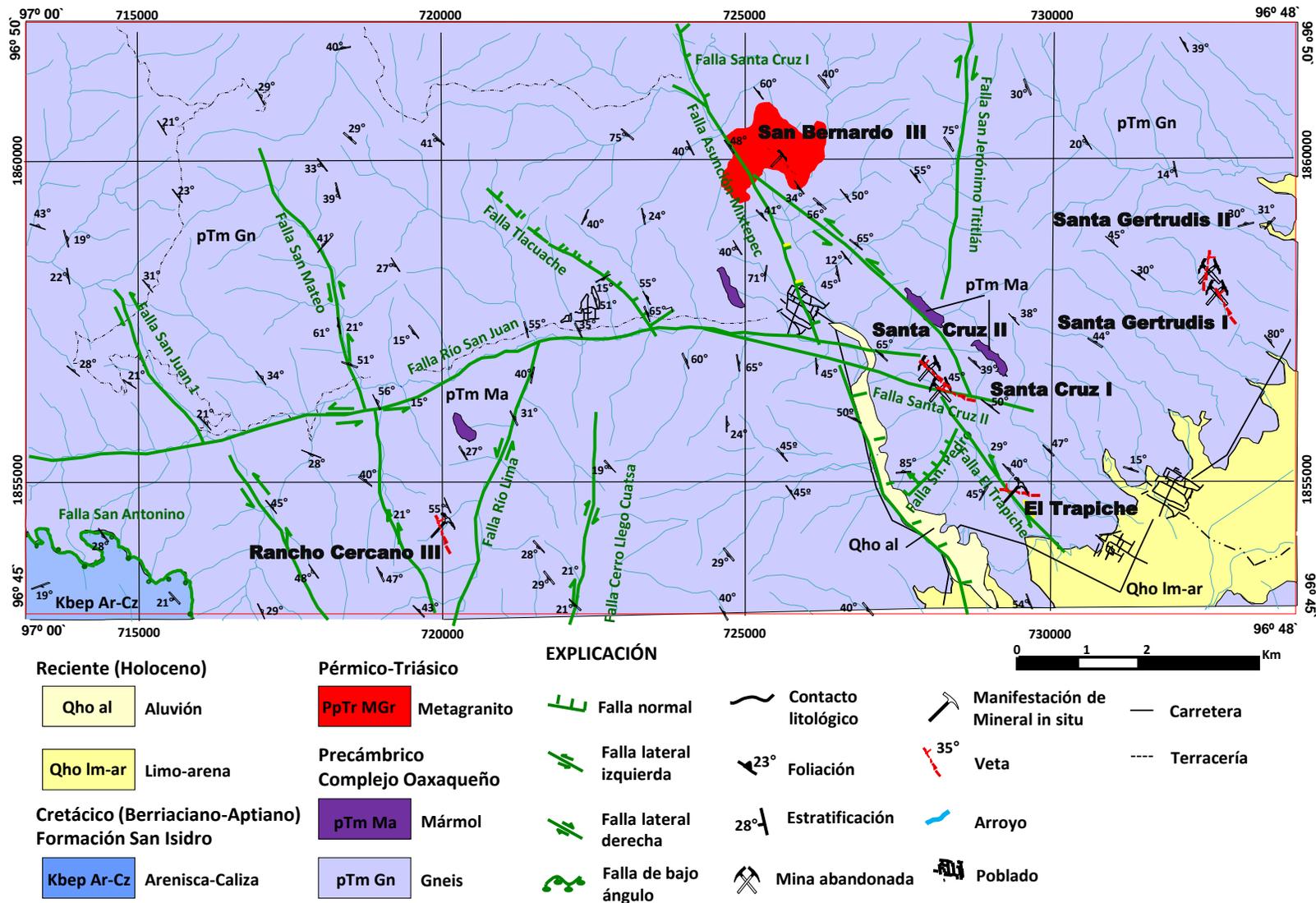


Figura 7. Mapa geológico-estructural del área Santa Cruz Mixtepec. Ubicación de las localidades con manifestaciones minerales. (Tomado de la carta Geológico-Minera, Villa de Zaachila, clave E14-D57, escala 1:50,000).

Muestran un fracturamiento perpendicular al rumbo, y en partes tienen una serie de delgadas concentraciones de material sedoso de textura sericítica (figura 8e). Su comportamiento es irregular. Sin embargo, algunas llegan a formar un aspecto de colas de caballo que corren paralelamente a la estructura principal.

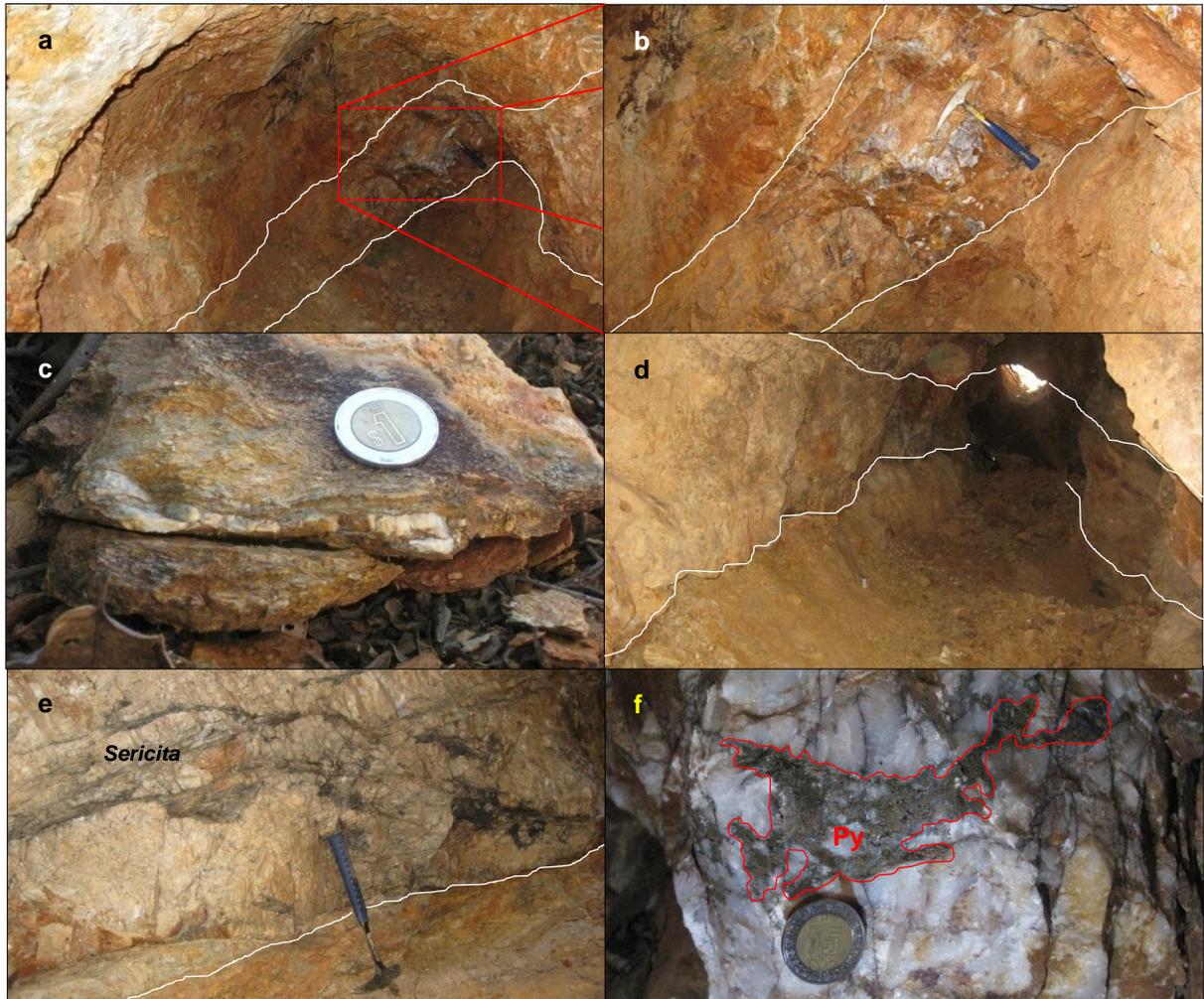


Figura 8. a, b) Aspecto de veta de cuarzo con fracturas y óxidos de hierro; c) vetillas de cuarzo paralelas a la foliación; d) veta emplazada en el alto de falla; e) veta de cuarzo con desarrollo de fracturas y relleno de material sedoso (sericita), y f) cuarzo con contenidos de pirita (Py) y óxidos de hierro, al sureste de Santa Cruz Mixtepec.

La mineralización está representada por relleno de cavidades de óxidos de hierro (limonita, hematita) y esporádicas concentraciones en forma de cúmulos de sulfuros - pirita (figura 8f). Está constituida por oro como mena, aleatoriamente galena y esfalerita, pirita, hematita, goethita y limonita como ganga.

La silicificación y argilitización son los tipos de alteración que se observan principalmente, cloritización y seritización están presentes en bandas centimétricas paralelas tanto en las vetas como vetillas. La primera presenta colores claros y dureza en la roca, en algunos casos con bordes de vetillas de cuarzo. La segunda está caracterizada por arcillas como montmorillonita, con cuarzo y pirita. La tercera y cuarta son producto de la alteración de plagioclasa, feldespato y biotita.

En las coordenadas UTM 14Q 728549E-1856738N, ocurre una veta de cuarzo de rumbo N 55° E y 33° NW de manto, con 5 m de longitud observada y 60 cm de ancho, emplazada en rocas metamórfica de composición gnéisica (figura 9a).



Figura 9. a) Veta de cuarzo emplazada en paragneis; y b) material de desmonte (terrero), en la obra (mina) Santa Cruz I.

Se colectaron dos muestras en la ladera sureste, una en tiro inclinado (centro), y tres de desmonte (terrero) (figura 9b). Y se reportan los siguientes valores (Tabla 1).

Tabla 1.- Muestreo realizado en el área Santa Cruz, en estructuras emplazadas en rocas gnéisicas.				
Muestra	Espesor m.	Observaciones.	Au g/t	Ag g/t
VZ169	0.60	Veta falla	0.2	3
VZ170	0.60	Veta falla	0.125	29
VZ171	0.50	Tiro	0.002	5
VZ172	N.A	Desmonte	7.2	8
VZ173	N.A	Desmonte	5.2	9
VZ174	N.A	Desmonte	1.6	6

En un segundo muestreo se colectaron las muestras de desmonte (terreros), ubicadas en el frente de la obra principal arriba descrita, la cual cuenta con 18 m de

longitud aproximado, obteniendo los siguientes resultados (Tabla 2), que también reportan valores bajos de Cu (0.0065 a 0.010%) y Zn (0.006 a 0.0038%).

Tabla 2.- Segundo muestreo en cuarzo colectado en material de desmote (terreros), en el área de Santa Cruz.				
Muestra	Espesor m	Au g/t	Ag g/t	Pb %
VZ175	Desmote	173.8	75	0.24
VZ176	Desmote	7.6	13	0.12
VZ177	Desmote	19.7	15	0.0522
VZ178	Desmote	4.4	32	0.12
VZ179	Desmote	45	84	1.05
VZ180	Desmote	4.2	153	1.03
VZ181	Desmote	10.2	36	0.7

Un tercer muestreo realizado en los lugares distintos tanto en la ladera este como oeste, separados en una distancia aproximada de 120 m una de otra (figuras 10 a, b, c, f) reporta lo siguiente (Tabla 3), así como también los valores de Pb (0.002 a 0.01%), Cu (0.003 a 0.007%) y Zn (0.002 a 0.015), resultaron muy bajos.

Tabla 3.- Tercer muestreo realizado en el área de Santa Cruz, tanto en vetas como rocas gnéissicas de facies de granulita del CO.				
Muestra No	Espesor m	Observaciones.	Au g/t	Ag g/t
VZ182	2	Al bajo de veta.	0.013	2
VZ183	0.5	En veta.	0.0012	N.D.
VZ184	2	Al alto de la veta.	0.018	2
VZ185	2	Al bajo de veta.	0.040	0.002
VZ186	1.5	Al alto de la veta.	0.2	6
VZ187	1.5	Al alto de la veta.	0.014	6
VZ188	0.6	En veta.	0.5	3
VZ189	2	Al bajo de veta.	0.013	N.D.
VZ190	2	Al alto de la veta.	0.152	N.D.
VZ191	0.4	En veta.	0.027	3
VZ192	2	Al bajo de veta.	0.145	N.D.
VZ193	0.4	En veta.	0.002	N.D.

Se realizó un corte y pulido para su análisis minerográfico, mostrando mineralización supérgena representada de hematita y goethita (ver anexo Tabla 21 (VZ9)).

Santa Cruz II.

Se localiza en la porción centro oriental del área, a 2.1 km al sureste del poblado de Santa Cruz Mixtepec en las coordenadas UTM 14Q 727884E-1856914N.

En esta localidad, la roca de caja es paragneis con diques de pegmatita paralelos a la foliación de rumbo N 70° W y 33° NE de manto, de 20 a 60 cm de espesor y longitud de 200 m, rocas que son parte del CO.



Figura 10. a) Socavón labrado a rumbo de veta de cuarzo; b) muestreo en veta falla, y c, d) aspecto de muestreo en obra tanto al alto como al bajo de la veta.

La estructura consiste de una veta de cuarzo con rumbo de N 64° W y 59 NE de manto, longitud observada de 60 m, y espesor de 1,60 cm (figura 11a).

La mineralización a nivel de muestra de mano está constituida por cuarzo blanco grisáceo criptocristalino y escasa pirita diseminada y en forma de cúmulos relleno de fracturas (figura 11b).

La silicificación y argilitización, son los tipos de alteración presente en esta área, así como también esta visible las zonas con oxidación producto de la meteorización.

Las muestras colectadas únicamente en estructura de cuarzo en dos localidades de la misma, en una separación de 50 metros, reportan los siguientes valores (Tabla 4); sin embargo, los valores presentes de Pb (0.002 a 0.08%), Cu (0.004 a 0.1%) y Zn (0.007 a 0.009) suelen ser muy bajos.

Tabla 4.- Muestreo en veta de cuarzo emplazada en gneises de facies de granulita del CO.			
Muestra No	Espesor m	Au g/t	Ag g/t
VZ162	0.30	0.013	N.D.
VZ163	0.50	0.004	N.D.
VZ164	1.0	0.044	N.D.
VZ165	1.10	0.8	10
VZ166	0.70	0.026	N.D.

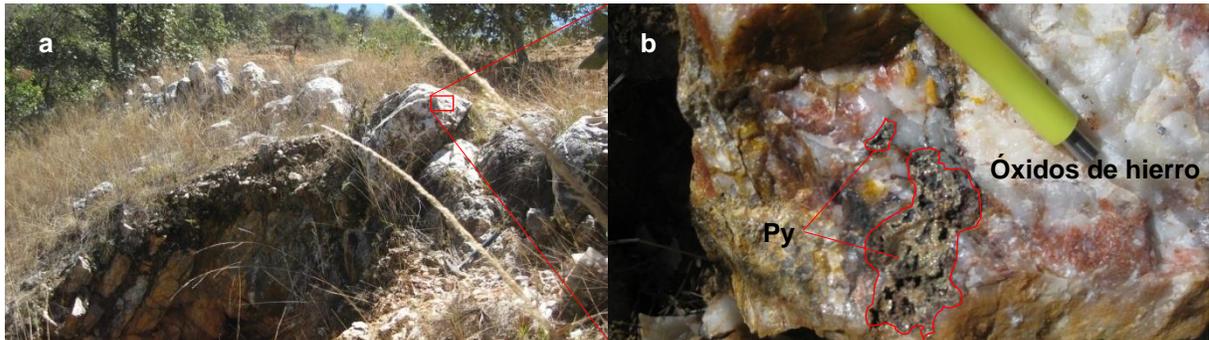


Figura 11. a) Aspecto de veta de cuarzo emplazada en paragneis, b) pirita (Py) en cúmulos y parcialmente diseminada, y óxidos de hierro (hematita) en patinas y bordes de la pirita.

Un segundo muestreo realizado tanto al techo como al piso de la veta de cuarzo, reporta lo siguiente (Tabla 5). Y los valores de Pb (0.001 a 0.006%), Cu (0.004 a 0.006) y Zn 0.004 a 0.009), suelen estar presentes muy bajos en la roca de caja.

Tabla 5.- Muestreo en veta de cuarzo a 80 m al este del anterior.				
Muestra No	Espesor m	Observaciones	Au g/t	Ag g/t
VZ167	1.5	Alto de veta	0.002	N.D.
VZ168	1.5	Bajo de veta	N.D.	3

Se realizó un corte y pulido para su análisis minerográfico, donde se pudo observar la presencia de mineralización hipógena de pirita, y supérgena compuesta de hematita, goethita y covelita (ver Anexo Tabla 21 (VZ11)).

El Trapiche.

Ubicado en la parte sureste del área en estudio, a 1.5 km al noreste del poblado Trapiche de Santa Cruz y al norte de la presa Los Arquitos, entre las coordenadas UTM 14Q 729463E-1855351N.

Las rocas de caja son paragneis con foliación de rumbo N 46° W y 43° NE de manteo, y diques de pegmatita del CO. Afectadas por silicificación moderada, representada por pequeñas vetillas de cuarzo (menores a 1 cm de espesor).

Se describen dos vetas de cuarzo de rumbo N 80° W y 40° NE de manteo, 60 m de longitud observada, 30 cm de espesor, discontinuas, y separadas 30 m una de otra.

La mineralización está constituida por óxidos de hierro, pirita diseminada, limonita en pequeñas drusas. Las cuales están representado una mineralización supérgena.

Se colectaron las muestras reportadas en Tabla 6, exclusivamente en veta de cuarzo. Los valores de los elementos Ag, Pb (0.001%), Cu (0.003 a 0.009%) y Zn (0.001 a 0.006), en algunos casos estos no fueron detectados.

Tabla 6.- Muestreo en vetas de cuarzo, con óxidos de hierro, limonita y pirita diseminada.		
Muestra No	Espesor m	Au g/t
VZ199	0.30	N.D.
VZ200	0.30	0.003
VZ201	0.30	0.004
VZ202	0.30	N.D.
VZ203	0.30	0.005

San Bernardo.

Se localiza en la porción centro norte del área, a 1.5 km en línea recta al sureste del poblado San Bernardo Mixtepec, entre las coordenadas UTM 14Q 725365E-1860278N.

Localmente aflora metagranito que intemperiza a tonos amarillento y verdoso, que pertenece a los intrusivos de edad Pérmico-Triásico.

La mineralización de ganga está constituida por cuarzo, hematita y limonita, con laminillas de flogopita, fracturas y drusas rellenas por óxidos de hierro.

Las estructuras consisten de vetas delgadas de cuarzo de color blanco, amarillento y rojizo al intemperismo, con espesores promedio de entre 10 a 30 cm, con rumbos de N 50°-85° W y manteos de 05°-85° SW, y 25 m de longitud.

Se observa silicificación y argilitización como alteración principal.

Se colectaron las muestras, y dan como resultados lo siguiente (Tabla 7). Los elementos Pb (0.001 a 0.004%), Cu (0.001 a 0.004%) y Zn (0.001 a 0.01), se presentan en concentraciones muy bajas.

Un análisis minerográfico en corte y pulido reporta lo siguiente: una asociación compuesta por hematita y goethita (ver anexo Tabla 21, VZ12).

Tabla 7.- Muestreo en serie de vetillas de cuarzo, emplazadas en metagranito de edad Pérmico-Triásico.			
Muestra No	Espesor m	Au g/t	Ag g/t
VZ104	0.30	0.023	N.D.
VZ105	0.20	0.084	N.D.
VZ106	0.30	0.114	N.D.
VZ107	0.15	0.021	20

Rancho Cercano III.

Se encuentra en la parte suroccidental del área de estudio, en las inmediaciones del poblado San Isidro, entre las coordenadas UTM 14Q 719985E-1854386N.

La roca de caja son paragneises con foliación de rumbo N35°W y 35°NE de manteo, y diques de charnockita del CO.

La manifestación está representada por una estructura tipo veta de cuarzo con rumbo N21°W y 21°SW de manteo, longitud 20 m, espesor promedio de 20 cm.

Otras vetas tienen rumbo de N15°W y 62°SW de manteo, con dimensiones pequeñas (figura 12).

La mineralización está representada por escasa pirita diseminada y cuarzo.

La silicificación y argilitización son los tipos de alteración presente, representadas por la presencia de minerales arcillosos.



Figura 12.- Nótese estructura representada por delgada veta de cuarzo y vetillas emplazada en el paragneis.

Las muestras colectadas reportan valores altos en oro (Tabla 8); sin embargo los valores de Pb (0.001 a 0.004%), Cu (0.004 a 0.01%) y Zn (0.001 a 0.002%) suelen estar presentes muy bajos.

Tabla 8.- Muestreo en veta de cuarzo emplazada en gneises.			
Muestra No	Espesor m	Au g/t	Ag g/t
VZ233	0.15	1.7	12
VZ234	0.20	4.1	45

Santa Gertrudis I.

Se encuentra al oriental del área, a 1.5 km al noroeste del poblado de Santa Gertrudis y al norte de la presa Las Ahumadas entre las coordenadas UTM 14Q 732623E-1858124N.

La roca de caja está conformada de paragneis con delgados cuerpos de pegmatita que se distribuyen paralelamente a la foliación de rumbos N 53°-32° W y 34° NE -24° SW de manto y que forman parte del CO.

Se observaron dos socavones y un tiro. Los socavones tienen un rumbo general de N 45° W, con 4 m de longitud observado, 2 m de ancho, y el tiro una profundidad no determinada.

Las estructuras consisten de una serie de vetas y vetillas de cuarzo con rumbo variables: la estructura principal tiene un rumbo N 12° W y 47° NE de manto, con 18 a 40 cm de espesor, 13 m de longitud (figura 13 a, b). Otras muestran rumbos N 18° E y 62° SE, N 21° W y 19° NE, así como también N 42° W y 43° NE de manto, con espesores variables desde los 2 a 44 cm, longitudes de 3 a 8 m reconocidos.

Se colectaron muestras en estructuras de cuarzo y en material de desmante, las cuales reportan lo siguiente (Tabla 9). Las concentraciones contenidas de los elementos como Cu (0.003 a 0.01%) y Zn (0.02 a 0.2%), es notorio que están en proporciones muy bajas.

Tabla 9.- Muestreo tanto en vetas de cuarzo y material de desmante (terceros).					
Muestra No	Espesor m	Observaciones	Au g/t	Ag g/t	Pb %
VZ207	0.40	Veta	0.010	N.D.	0.0332
VZ208	0.40	Veta	4.2	9	0.2433
VZ209	Desmante	Material de desmante	0.5	3	0.0458
VZ210	Desmante	Material de desmante	2.1	24	1.015
VZ211	Desmante	Material de desmante	0.5	3	0.17
VZ212	Desmante	Material de desmante	0.3	3	0.22
VZ213	Desmante	Material de desmante	0.2	3	0.2
VZ214	Desmante	Material de desmante	0.3	8	1.61

La mineralización de mena consiste de oro libre, galena y esfalerita, como ganga ocurre cuarzo, pirita, hematita, goethita y limonita.

Las alteraciones visibles son la oxidación, argilización como producto de los procesos naturales de tipo meteorización.

Sin embargo, la evidencia de la silicificación está representada por la presencia de pequeñas vetillas centimétricas de cuarzo paralelas y otras de forma cortante a la

foliación, distribuida en un área de 40 m tanto en el alto como en el bajo de las estructuras principales.

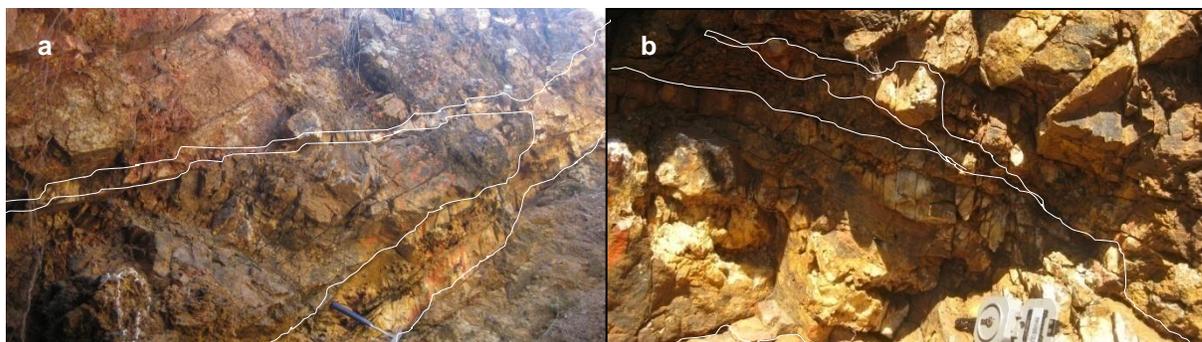


Figura 13. a, b) Aspectos generales del comportamiento de vetas de cuarzo emplazadas en gneises.

Se colectaron dos muestras para su estudio minerográfico, y reportan lo siguiente: la primera solo muestra mineralización supérgena representada por hematita y goethita y la segunda solo hematita y limonita. Ver Anexo Tabla 21 (VZ2, VZ215).

Santa Gertrudis II.

Se encuentra ligeramente al norte de la manifestación antes citada, a 2.5 km al noroeste del poblado Santa Gertrudis y a 1.2 km al este del cerro Tecolote entre las coordenadas UTM 14Q 732636E-1858533N.

Localmente en el área la roca de caja es el paragneis con foliación de rumbo N 26° W y 29° SW de manto, con diques de pegmatita del CO.

Se tiene un tiro de 3 m de profundidad, 2 m de diámetro, cubierto por materia vegetal, un socavón de rumbo N 45° W, con 3 m de longitud, 2 m de ancho, y 2.5 m de alto.

La estructura consiste de una veta irregular de cuarzo de rumbo N 09° E y 55°-65° SE de manto, 3 a 20 cm de espesor, y 3 a 5 m de longitud, así como también pequeñas vetillas (menores a 1 cm de ancho) de cuarzo paralelas a esta de forma irregular. Estas tienen pequeñas drusas con intercrecimientos de cristales de cuarzo, fracturamiento relleno por hematita y limonita.

Se colectaron dos muestras de veta y una muestra de desmonte (terrero), las cuales reportan los valores plasmados en la Tabla 10., mismas que también reportan valores muy bajos de Cu 0.001 a 0.007% y Zn 0.0055 a 0.023%.

Tabla 10.- Muestreo en vetillas de cuarzo de forma irregular y en material de desmonte (terrero).				
Muestra No	Espesor m	Au g/t	Ag g/t	Pb %
VZ204	0.10	0.466	11	0.416
VZ205	0.30	0.333	1	0.0012
VZ206	Desmonte	5.399	12	0.691

La mineralización de mena de acuerdo a los resultados de laboratorio se considera de oro, galena y esfalerita, y como de ganga está representada por cuarzo y pirita, según los resultados de los análisis en corte y pulido.

En resumen, se han reconocido vetas de cuarzo que presentan potencias entre 10 a 90 cm de espesor y de longitud variables de 3 a 60 m observables, con profundidades de 2 a 4 m observados, y elongaciones reconocidas entre 1 a 10 m.

Las vetas presentan formas irregulares de márgenes nítidos y ondulantes, en general cortantes y ocasionalmente paralelos a las laminaciones y foliaciones dúctiles de las rocas de caja de facies granulita de edad Grenvilliana. Sin embargo, deformaciones posteriores de carácter frágil desplazan estas vetas. Además las vetas se presentan en una franja que se orienta de NW-SE (figuras 7, 25).

La asociación mineralógica hipógena corresponde a oro y galena, pirita, pirrotina y galena, la mineralogía supérgena consiste de cuarzo, hematita, goethita, limonita, esto en base a estudios mineragráficos realizados a muestras de corte y pulido.

Las leyes promedio oscilan entre los 0.2 a 10 g/t, y esporádicamente en algunas muestras se disparan los valores hasta 143 g/t.

Las alteraciones hidrotermales hipógenas corresponden a silicificación, seritización, cloritización, y como supérgena la argilitización y oxidación producida por los procesos de meteorización.

CAPITULO IV. INCLUSIONES FLUIDAS.

IV.1. Introducción.

Cuando un cristal crece en presencia de una fase de fluido, algunos de los fluidos pueden ser atrapados como imperfecciones en el crecimiento del cristal para formar inclusiones fluidas. Los fluidos atrapados pueden ser líquido, vapor o fluidos supracorticales, y la composición de los fluidos atrapados pueden incluir esencialmente pura agua, salmueras de varias salinidades, gas o relación gas-líquido, silicatos, sulfuros o carbonatos fundidos y algunos otros (Bodnar 2003a).

Los fluidos H₂O-CO₂ son conocidos por jugar un importante rol en algunos ambientes hidrotermales, metamórficos e ígneos (Fyfe *et al.*, 1978; *en* Bakker y Diamond 2000), y ellos a menudo son incluidos en cálculos termodinámicos de fluidos y fases minerales en equilibrio (Kerrick 1974; Holland y Powell, 1998).

La clasificación más usual reconoce tres términos que son usados para clasificar el origen. Estos términos son: primario, secundario y pseudo-secundario (Roedder 1984; Bodnar 2003a), aunque Shepherd *et al.*, (1985) las clasifica solo en primarias y secundarias; y Goldstein (2003), por su parte introduce el término “indeterminado”.

El estudio de las inclusiones fluidas constituye la única técnica termométrica directa en el estudio de los yacimientos minerales, permitiendo conocer datos como la composición y temperatura de los fluidos relacionados a la mineralización. Y por el conocimiento de sistemas experimentales y uso de otras técnicas, también pueden ser conocidas las densidades o las presiones de emplazamiento (Pérez-Segura 2006; Camprubí, 2010).

IV.2. Muestreo.

La selección de muestras a las cuales se les realizó el estudio de inclusiones fluidas, se definió desde el trabajo de campo, con evidencias de mineralización metálica.

Un total de 10 muestras de vetas-vetillas de cuarzo, fueron colectadas de afloramientos distribuidos en las localidades de Santa Gertrudis (5 muestras) y Santa Cruz (5 muestras) (figura 14, Tabla 11); principalmente en vetas de cuarzo circundadas

parcialmente de material sericítico, de espesor variable entre 10 a 90 cm y ocasionalmente delgadas (2 a 4 cm) y discontinuas, donde las inclusiones fluidas pudieran ser encontradas y/o mejor identificadas (figuras 15 y 16). Algunas de estas vetas muestran desarrollo de cristales de cuarzo alargados, en algunos altos de la parte interna de la veta rellenando espacios abiertos (figura 17a), como desarrollo mismo de la veta. La mayoría (80%) contienen óxidos de hierro en fracturas y en forma de material tipo salvanda que las cubre (figura 17b).

Tabla 11.- Muestras para su estudio de inclusiones fluidas, termometría y petrografía. UTM NAD 27 (Zona 14 Q).

Muestra	X	Y	Observaciones	Otros
Z1a*	732613	1858110	Veta de cuarzo lechoso, rumbo N 42°-45°W, manteo 13°-38° NE, espesor 35-37 cm, cristales de cuarzo <1 cm intercrecidos, galena (<8mm), esfalerita, fracturas rellenas por hematita, goethita y limonita.	Veta de 0.40m, 0.010 g/t Au.
Z1b*	732613	1858110	Veta de cuarzo grisáceo cristalino de rumbo N 32° W, manteo 42° NE, espesor 2-5 cm, con óxidos de hierro en fracturas.	No analizada
Z2a*	732616	1858119	Veta de cuarzo grisáceo cristalino, rumbo N 12°-13 W, manteo 47°-33° NE, con galena (<8 mm), y esfalerita, fracturas rellenas por hematita-goethita y cristales de cuarzo intercrecidos.	Veta 0.40m, 4.2 g/t Au.
Z2b*	732616	1858119	Veta de cuarzo grisáceo cristalino, rumbo N 86° W, manteo 37°NE, espesor 11 cm, fracturas rellenas por hematita.	No analizada
Z4*	732605	1858485	Veta irregular de cuarzo blanco-grisáceo, rumbo N 09° W, manteo 65° NE, espesor 3-4 cm (10 cm), perpendicular a la foliación. Pequeños cúmulos de pirita, galena y esfalerita, drusas con cristales de cuarzo intercrecidos <0.8 cm.	Veta 0.10m, 0.466 g/t Au, 0.30m, 0.333 g/t Au.
Z5**	728274	1856537	Veta de cuarzo gris, rumbo N 61° W, manteo 58° NE, espesor 10 a 60 cm, con fracturamiento relleno por hematita, goethita y limonita.	No analizada
Z7**	728306	1856486	Veta de cuarzo blanco a grisáceo, rumbo N 75° W, manteo 34°-36° NE, espesor 54 a 90 cm. Emplazada en rocas gnéisicas, con pirita, y aleatoriamente galena-esfalerita.	Al alto 2 m=0.152 Au g/t, Veta 0.4 m= 0.027 Au g/t, y al bajo 2 m= 0.143 Au g/t.
Z9**	728400	1856449	Vetas de cuarzo blanco a grisáceo cristalino, rumbo N 81° E, manteo 44° NW, espesor 20 cm, fracturas rellenas por hematita y goethita, drusas con cristales de cuarzo intercrecidos.	Al alto 2m= 0.013 Au g/t, Veta 0.5m= 0.0012 Au g/t, y al bajo 2m=0.018 Au g/t.
Z11**	727888	1856909	Veta de cuarzo blanco cristalino, rumbo N 68° W - 59° NE, manteo N 64° W - 57° NE, espesor 1.60 m. Separada por delgadas vetillas de material sedoso (sericita) en espesores de 0.5 cm, con pirita y calcopirita.	Veta 0.004 a 0.8 g/t Au.
Z12**	725346	1860221	Vetas irregulares de cuarzo blanco a grisáceo cristalino, rumbo N 85° W, manteo 19° NE, espesor 3 a 20 cm, con fracturas rellenas de hematita, goethita, limonita y jarosita.	Veta 0.023 a 0.114 g/t Au.

Localidades muestreadas:

*Santa Gertrudis.

**Santa Cruz.

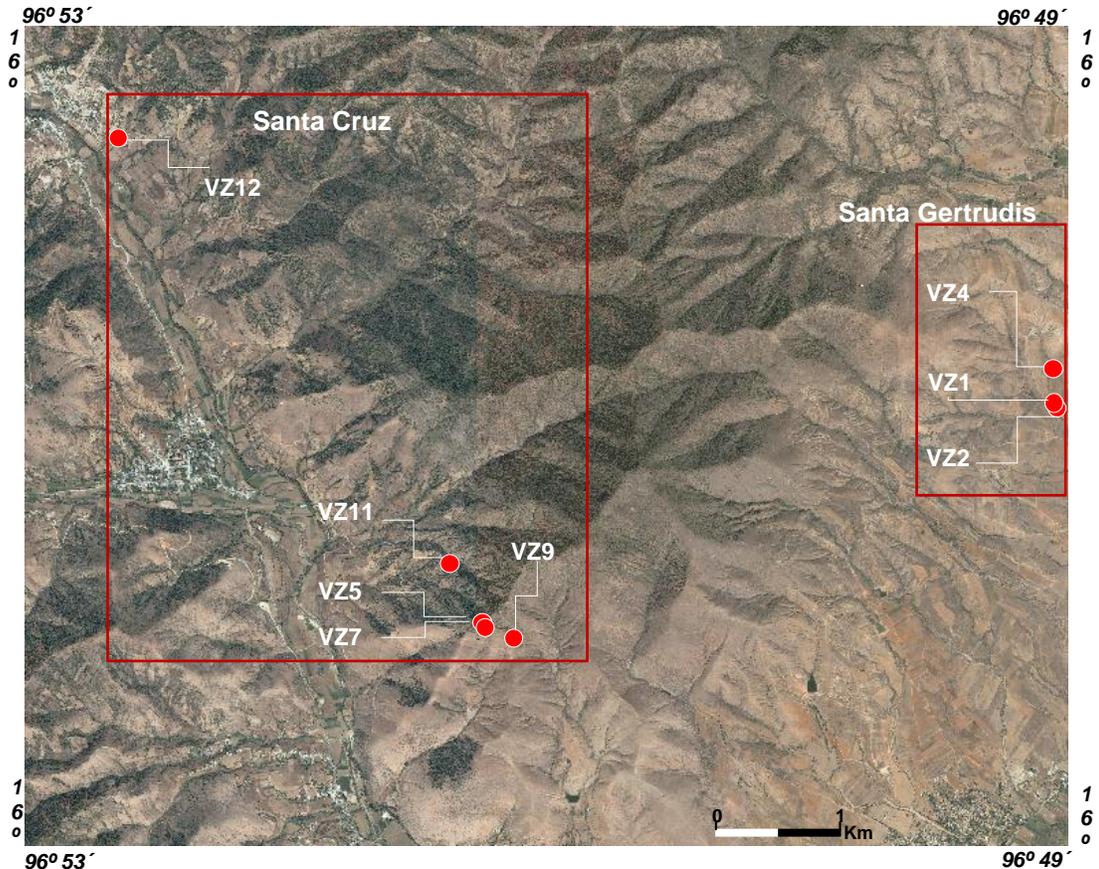


Figura 14.- Imagen de satélite, del área Santa Cruz Mixtepec, mostrando las localidades de muestreo tanto de Inclusiones Fluidas como Isótopos Estables: Santa Gertrudis y Santa Cruz. (UTM, NAD27).

IV.3. Metodología.

Las muestras fueron preparadas en el Centro Experimental Oaxaca del Servicio Geológico Mexicano.

Se utilizó una laminadora Petrothin Buehler, una pulidora metalográfica semiautomática Struers, sierras de corte diamantado y una sierra de baja velocidad refrigerada por agua para corte de precisión.

La sección pulida por ambos lados es la preparación que sirve de base para los análisis de las inclusiones fluidas empleadas en este trabajo. La confección de estas mismas es manual, y se sintetiza en las siguientes etapas: corte de un área de 5 X 5 cm de muestra que contenga cementante; desbaste de una cara hasta dejarla plana con terminado de abrasivo N° 240 y 600; pulido con alúmina y sobre paño de nylon; montaje de la muestra en vidrio de 40 X 40 mm, con pegamento no epóxico y sobre la cara pulida; desbaste de la segunda cara, hasta lograr un espesor de aproximadamente 100

a 200 micras; pulido de la segunda cara; y desmontaje y limpieza de la sección pulida usando acetona.

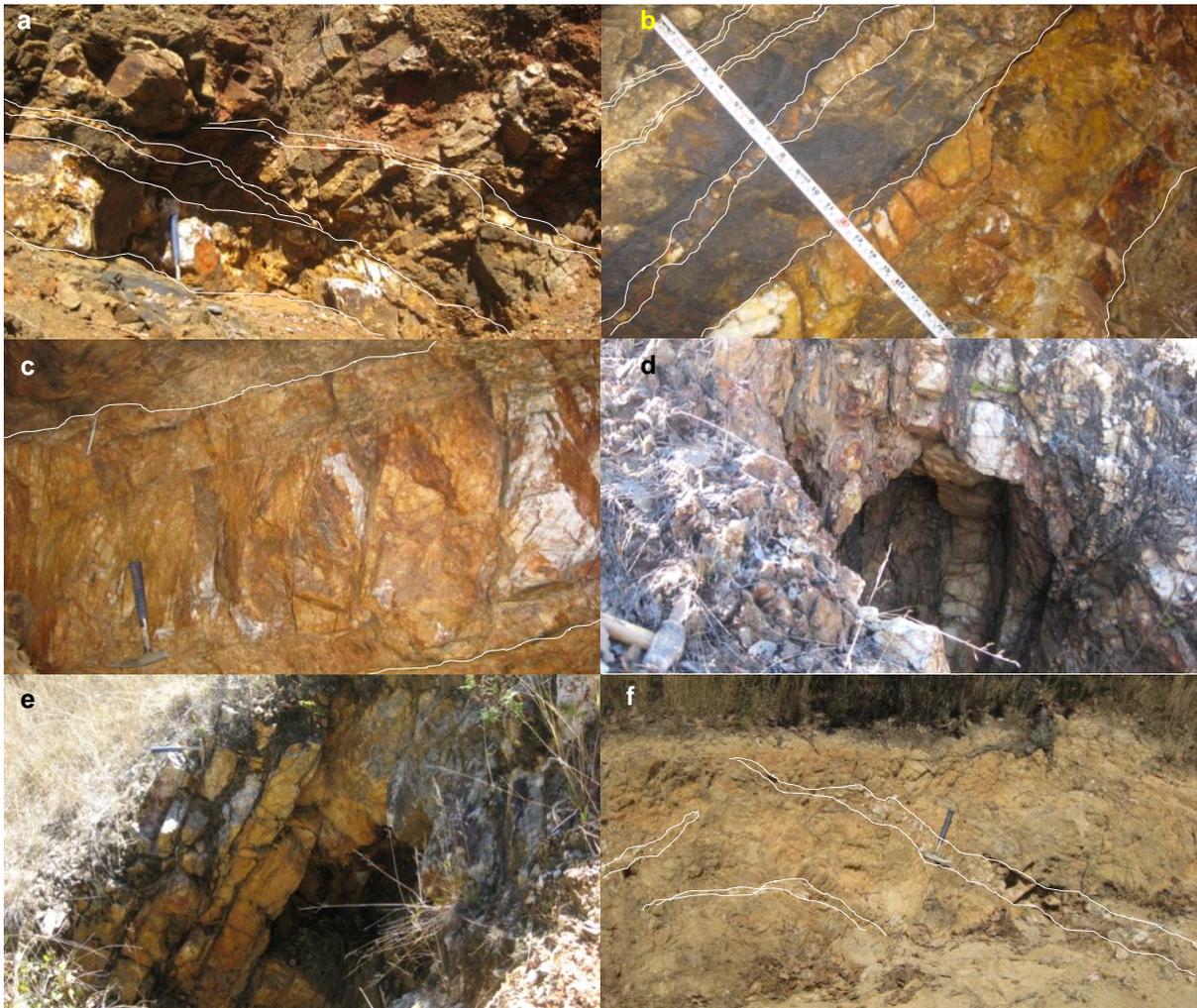


Figura 15. Fotografías que muestran las diferentes características de vetas en áreas de Santa Gertrudis y Santa Cruz. a) vetas de cuarzo afectando a delgados diques pegmatíticos perpendiculares a la estructura principal; b) veta de cuarzo principal y delgadas vetillas paralelas tanto al alto como al bajo de esta; ambas desarrolladas en el área de Santa Gertrudis; c) veta de cuarzo con intenso desarrollo de fracturas rellenas por hematita; d) vetas de cuarzo deformadas de inclinación ligeramente vertical paralelas a la foliación; e) serie de vetas de cuarzo que forman un espesor mayor a 1 m; y f) vetillas de cuarzo emplazadas en metagranito de edad Pérmico-Triásico.

Las características petrográficas de las inclusiones fluidas en las diez muestras fueron examinadas en luz transmitida usando un microscopio petrográfico binocular Nikon, en el Centro de GEOCIENCIAS, Campus Juriquilla, UNAM, por parte del Dr. Eduardo González Partida.

Estos análisis se realizaron en 360 inclusiones fluidas aisladas contenidas en las 10 muestras de cuarzo (Tabla 11), usando una platina de SGE, Inc.-adaptada de USGS con flujo de gas en las etapas de calentando-enfriando (Werre, *et al.*, 1979). La platina SGE tiene una precisión de $+0.1^{\circ}\text{C}$ y $+1.4^{\circ}\text{C}$ en 0.0°C y 374°C , respectivamente, y los gradientes termales horizontales son bajos $0.2^{\circ}\text{C}/\text{cm}$. La platina fue calibrada usando SYN FLINC de inclusiones fluidas sintéticas (Sterner and Bodnar, 1984).

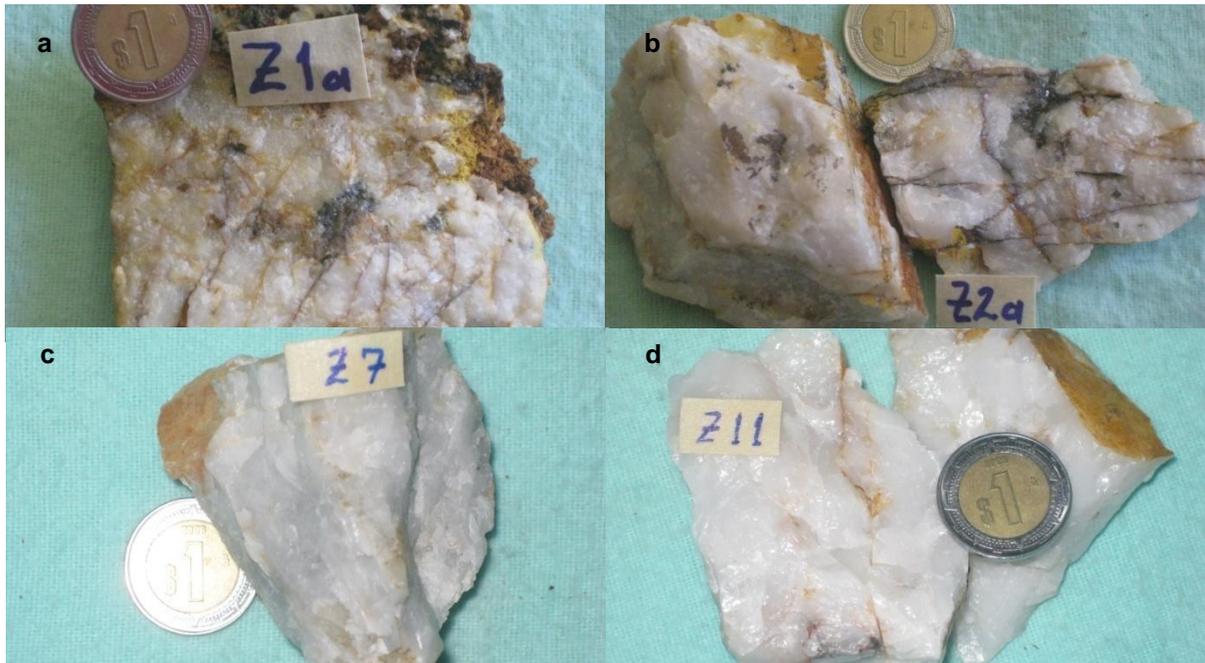


Figura 16. Fotografías a detalle de las diferentes estructuras de cuarzo colectadas para su estudio de inclusiones fluidas. a) cuarzo lechoso con cúmulos de galena-esfalerita y fracturas rellenas por hematita; b) cuarzo blanco con pequeños cúmulos de galena-esfalerita y fracturas rellenas por hematita; c) cuarzo blanco grisáceo cristalino con hematita; e i) cuarzo blanco cristalino con escasas fracturas rellenas por hematita.

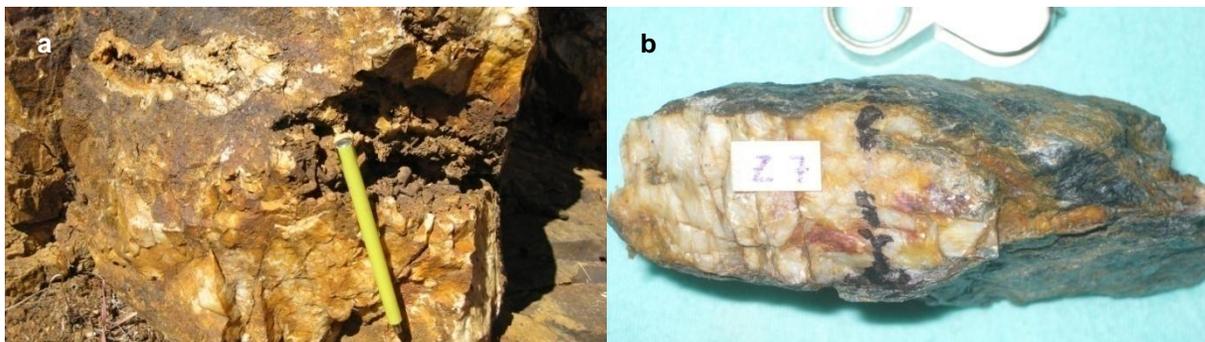


Figura 17. Aspecto de las vetas de cuarzo en algunas localidades. a) nótese el intercrecimiento de cristales de cuarzo internamente en veta del área Santa Gertrudis; y b) veta de cuarzo con envolvente de material sericítico en el área de Santa Cruz.

IV.4. Características Petrográficas.

Las inclusiones fluidas seleccionadas se localizaron cercanas al centro de las vetas. Las formas de estas son muy irregulares, elongadas, ovoides y circulares, con rangos de tamaños de 4 a 20 micras, predominando las de 8 micras.

La mayoría son interpretadas como primarias, de acuerdo a los criterios de Roedder, (1984); Bodnar, (2003a); sin embargo, también hay pequeñas inclusiones fluidas $<1 \mu\text{m}$ paralelas a planos secundarios (fracturas).

Los resultados de microtermometría (360 datos) de las inclusiones fluidas (Tabla 12) aisladas, demuestran la existencia de dos familias de inclusiones fluidas (figura 18) con salinidades diferentes; y también, se observa que existe un predominio, en base a las temperaturas de homogenización, con mayor número de frecuencia bajo los 300°C (figura 19).

Tabla 12. Resultados de microtermometría realizados en muestras de cuarzo, del área Santa Gertrudis y Santa Cruz.					
Muestra	Mineral	Th°C	Tf°C	% NaCl	Características generales
Z1a*	Cuarzo	150 a 180	-34 a -36	31.31 a 32.78	Cuarzo lechoso con galena-esfalerita y fracturas rellenas por hematita-goethita-limonita.
Z1b*	Cuarzo	205 a 353	-5.2 a -6.5	8.13 a 9.86	Cuarzo blanco y grisáceo.
Z2a*	Cuarzo	167 a 260	-34 a -35	31.31 a 32.03	Cuarzo blanco y grisáceo cristalino con galena-esfalerita, fracturas rellenas por hematita-goethita.
Z2b*	Cuarzo	156 a 165	-35	32.03	Cuarzo grisáceo con fracturas rellenas por hematita.
Z4*	Cuarzo	220 a 300	-28 a -36	27.41 a 32.78	Cuarzo blanco-grisáceo cristalino con galena, esfalerita, pirita y hematita.
Z5**	Cuarzo	147 a 160	-30 a -35	28.65 a 32.03	Cuarzo gris con intenso fracturamiento relleno por hematita-goethita-limonita.
Z7**	Cuarzo	145 a 175	-17.1 a -21	20.29 a 23.04	Cuarzo blanco a ligeramente grisáceo, fracturado relleno por goethita-hematita, y pirita, aleatoriamente galena-esfalerita.
Z9**	Cuarzo	240 a 305	-15 a -19	18.63 a 21.68	Cuarzo blanco a grisáceo cristalino, con fracturas rellenas por hematita-goethita.
Z11**	Cuarzo	160 a 185	-22 a -24	23.69 a 24.96	Cuarzo blanco-grisáceo con facturas rellenas por hematita-goethita, y aleatoriamente pirita-calcopirita.
Z12**	Cuarzo	168 a 200	-16 a -19	19.44 a 21.68	Cuarzo blanco, con fracturas rellenas por hematita-goethita-jarosita-limonita.

Localidades muestreadas: *Santa Gertrudis. **Santa Cruz.

Dos muestras de inclusiones fluidas presentan contenidos de CO₂, (Z1a y Z1b). Sin embargo, solo una presenta tres fases (vapor-líquido rico CO₂-líquido acuoso), distribuidas irregularmente. La fase de CO₂ cubre de 8 a 50% del área de la inclusión, pero la mayoría cae en un estrecho rango de 15 a 30%.

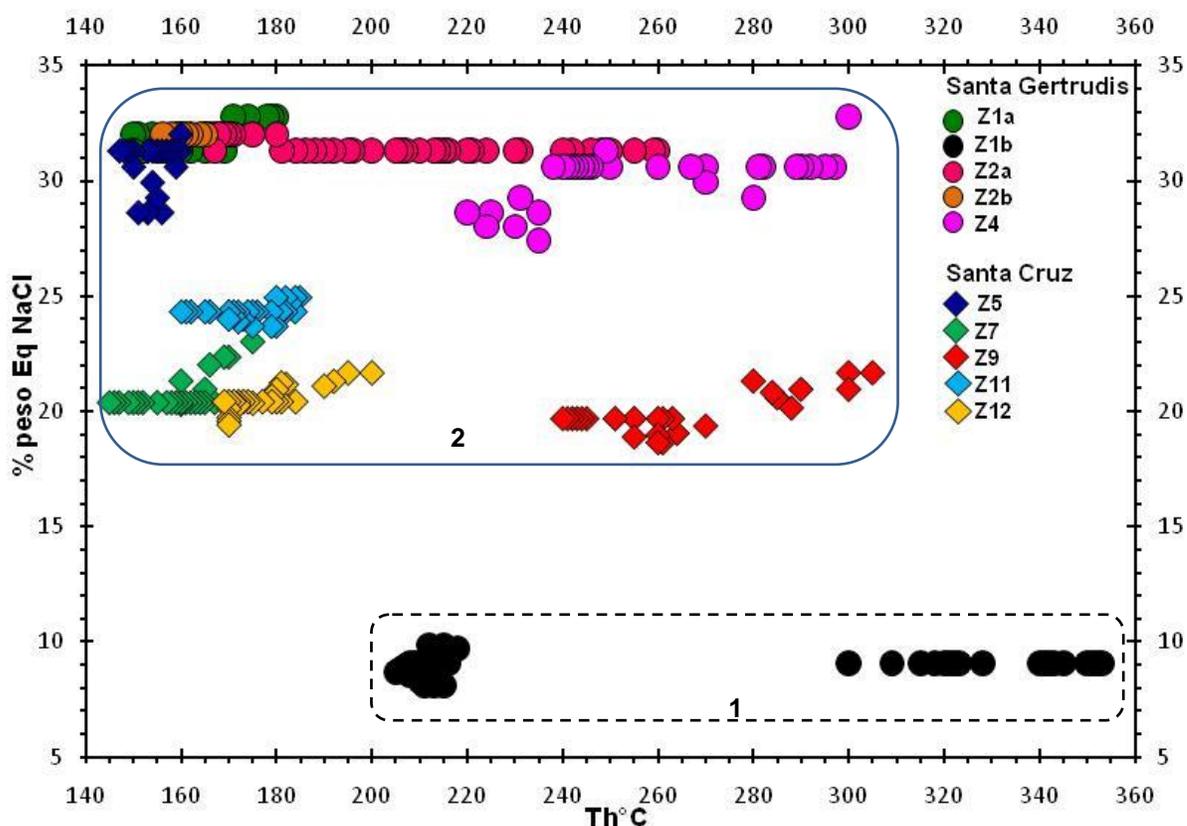


Figura 18. Relación de temperaturas de homogenización Vs salinidad (% peso eq NaCl), de 360 datos distribuidos en 10 muestras de vetas de cuarzo que afloran en las áreas Santa Gertrudis y Santa Cruz.

En general, las inclusiones fluidas muestran cierta diferencia entre sí. Las más importantes son: (1) la presencia de CO₂, temperaturas de fusión (-5.2 a -6.5°C) y homogenización (205 a 353°C), salinidad (8.13 a 9.86% de peso equiv. de NaCl, Z1b); (2) temperaturas de fusión (-16.3 a -21°C) y homogenización (147 a 300°C), salinidades (18.63 a 23.04% peso equiv. de NaCl, Z7, Z9, Z12), y 3) presencia de CO₂ en una muestra (Z1a), amplios rangos de temperaturas de fusión (-22 a -36°C), homogenización (147 a 300°C), y salinidades (23.69 a 32.78% peso equiv. de NaCl) (Z1a, Z2a-b, Z4, Z5, Z11).

La familia 2, son las inclusiones más comunes observadas en las placas estudiadas, y principalmente son acuosas con dos fases (vapor + líquido).

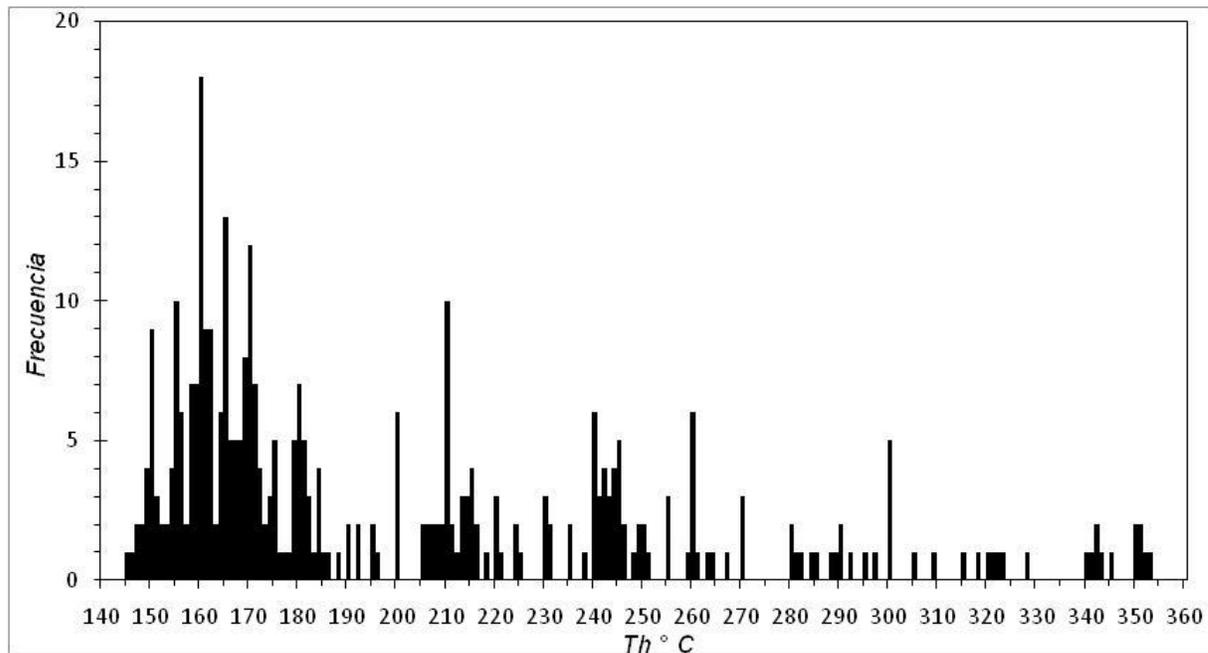


Figura 19. Temperatura de homogenización Vs frecuencia, de los 360 datos de inclusiones fluidas, distribuidas tanto en el área Santa Gertrudis como Santa Cruz. Nótese que el predominio de datos homogéneos, está entre los rangos de 145 a 300°C, los cuales comparten similitudes con las salinidades.

IV.5. Resultados.

Los resultados obtenidos se encuentran integrados en la Tabla 12. Las salinidades se estimaron con la ecuación desarrollada por Bodnar, (1992), $\%NaCl=[(0.00+1.78*\theta-0.0442*\theta^2+0.000557*\theta^3)]$, donde θ es el abatimiento del punto de congelación (FPD) en grados Celsius. Esta ecuación es útil para el rango de composiciones desde el agua pura hasta la composición eutéctica (23.2 % peso equiv., de NaCl, Bodnar y Vityk, 1994; Bodnar, 2003b).

Los resultados obtenidos en las diez muestras colectadas en las áreas Santa Gertrudis y Santa Cruz muestran que la temperatura de homogenización dominante varía entre los 145° a 300°C (Figura 19).

En Santa Gertrudis, las vetas de cuarzo con presencia de CO₂ son de 35 a 37 cm de espesor, con mineralización representada por pequeños cúmulos de galena y esfalerita; y una segunda veta de cuarzo con mayor contenido de CO₂, de espesor

variable entre 4 a 5 cm, únicamente está afectada por fracturas rellenas por hematita-goethita, y el resto son similares a las de Santa Cruz.

En Santa Cruz, los resultados de inclusiones fluidas en vetas de cuarzo con mineralización de pirita y calcopirita, muestran una tendencia menor en cuanto a las temperaturas de homogenización, pero con una alta salinidad.

En base a los resultados obtenidos, se muestra que solo una veta desarrollada paralelamente a la veta principal contienen fluidos ricos en CO₂, con salinidad promedio de 8.13 a 9.86% equiv de NaCl y temperatura de homogenización entre 205 a 353°C.

La clasificación en este trabajo se consideran más del predominio Tipo I, ya que en ellas se muestra evidencia de líquido con pequeñas burbujas de vapor, ricas en H₂O (líquido), y salinidades <26% de peso equiv de NaCl; así como también, las del Tipo III, que tienden a desarrollar polifases líquido + vapor + sólidos, fluidos saturados, y salinidades >26% de peso equiv de NaCl (Apuntes Inclusiones Fluidas).

En general, los fluidos presentes en las distintas muestras de cuarzo, tienen las siguientes características:

- Dos muestras de cuarzo presentan fases con CO₂.
- Fluidos ricos en líquido-vapor en su mayor parte.
- Salinidades bajas, moderadas a altas, con valores de 8.13 a 9.86% y 19.44 a 32.78% de peso equiv. NaCl respectivamente (Tabla 12).
- Temperaturas de homogeneización varía en rangos de 147 a 353°C, pero la mayoría tiende a caer entre 145 y 300°C (Figura 20).

IV.6. Interpretación.

Debido a la escases y tamaño pequeño de las inclusiones no fue posible determinar la temperatura eutéctica, la no observación de vapor separado y la fase líquida del CO₂, posiblemente nos indica una fase de baja densidad.

Los datos de las inclusiones fluidas sobre la temperatura *versus* salinidad (figura 18) permite la identificación de los tipos de fluidos:

- (1) Fluidos de temperatura moderada a alta, uno con salinidad baja (1) y otros de salinidad moderada a alta (2).
- (2) Fluidos de temperatura baja y salinidad moderada a alta relativamente (2).

En base a lo antes señalado, podría sugerirse la presencia de dos tipos de fluidos diferenciados por su salinidad y temperatura, para las áreas (Santa Gertrudis-Santa Cruz). O bien, podría deberse a que el sistema evoluciona desde un fluido de alta temperatura a baja salinidad, hacia un fluido de menor temperatura y alta salinidad.

El descenso paulatino de temperatura de algunas de las muestras (VZ2a, Z4 y Z9), quizás esté reflejando una mezcla entre un fluido de menor temperatura y un fluido caliente de salinidad moderada a alta, evidenciado en las discrepancias existentes en algunas de las inclusiones fluidas.

Por su parte Pirajno (2009) señala que las inclusiones ricas en líquido (L) y vapor (V) que coexisten son indicativas de cualquier ebullición o mezcla, mismas que también pueden indicar que el fluido fue muy caliente en el tiempo de entrapamiento.

Las temperaturas obtenidas, son compatibles con un ambiente entre epizonal a mesozonal. Esto es consistente con algunas temperaturas reportadas en un trabajo regional de Sánchez-Rojas *et al.*, 1998, hacia la región de San Miguel Peras (30 km al NW) que consideran que estos depósitos caen dentro de rango de temperatura de transición entre los depósitos epitermales-mesotermales.

Los resultados altamente salinos, podrían tener cierta similitud con los datos publicados para el norte de Noruega (Zona de Cabalgadura Caledoniana: 27 a 50% peso equiv NaCl), donde refieren que están asociados con las reacciones metamórficas orogénicas tardías y retrogradas, y que resultan de las reacciones de rehidratación relativamente rápida durante una limitada infiltración de las zonas de cizalla por fluidos acuosos (Bennett y Barker, 1992).

Por otra parte, en varios trabajos (p.ej., Muruntau: Graupner *et al.*, 2001; Abitibi Subprovince: Boullier *et al.*, 1998) la baja salinidad ha sido interpretada para explicar las concentraciones bajas de metales base en depósitos de oro (cinturones metamórficos). En algunos casos, esto parece como una generación tardía de inclusiones fluidas relacionadas a la salmuera que posdata la deposición de oro. Por otra parte, alternativamente los fluidos extremos no mezclados podrían haber conducido a la formación de una composición altamente salina acuosa de miembro final. En adición, los fluidos altamente salinos han sido bien interpretados, en algunos depósitos, como la huella impresa de una exsolución de fluido directamente de una fusión (p.ej., Petrackova Hora, Bohemian Massif: Zacharias *et al.*, 2001; en Goldfarb *et al.* 2005).

CAPITULO V. ISÓTOPOS ESTABLES.

V.1. Introducción.

La geoquímica de los isótopos estables se ha convertido en una disciplina complementaria indispensable en muchos dominios de la geología, particularmente en aquellos que implican interacciones entre fluido-roca.

Los isótopos estables de O, S, C y H, se han utilizado para trazar flujos de fluidos hidrotermales que han circulado en rocas de corteza, delimitar halos, anomalías y caracterizar las aguas (salmueras) que dieron origen a depósitos minerales, o su uso como geotermómetros para determinar las temperaturas en procesos geológicos. La aplicación de los estudios isotópicos en sulfuros minerales nos auxilia para entender la historia de los sistemas geológicos (Seal et al., 2000).

Siendo el agua componente dominante de los fluidos que forman un depósito mineral, el conocimiento del origen de estas aguas es fundamental para cualquier teoría de la formación de los yacimientos minerales (Taylor, 1978).

También, datos isotópicos estables pueden entregar importante información sobre el origen de los fluidos que forman las vetas, mineralización asociada de oro y las condiciones de formación de vetas (Ohmooto y Rye, 1979; O'Neil, 1986; Kerrich, 1987; Ohmoto y Goldhaber, 1997; Jia y Kerrich, 1999; Jia et al. 2000, 2001). Por esta razón, en las últimas décadas ha habido estudios que investigaron el uso práctico de isótopos estables para explorar una serie de depósitos de minerales hidrotermales (Quintanar-Ruiz, 2008).

El propósito de este estudio es la obtención de datos isotópicos de oxígeno y azufre de las vetas de cuarzo-sulfuro con el fin de tratar de definir el origen de los fluidos mineralizantes. Junto con las observaciones geológicas, estas medidas darán lugar a una mejor comprensión del proceso mineralizador.

V.2. Isótopos de Oxígeno.

Los análisis de $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$, así como de D/H (no aplicado en este trabajo) de algunas especies minerales e inclusiones fluidas pueden proveer de datos sobre temperaturas y logro de equilibrio, pero que son principalmente útiles como trazadores

isotópicos en la determinación del origen del H₂O involucrada en el proceso de la deposición mineral. Esto resulta del hecho que las diferentes fuentes de H₂O en la corteza de la tierra, nombradas primariamente como magmática, metamórfica, oceánica, connata, y meteórica, todas exhiben valores característicos de δ¹⁸O y/o δD (Taylor, 1974).

V.2.1. Muestras.

El caso de isótopos de oxígeno, 7 muestras de cuarzo fueron colectadas de afloramientos localizados en los alrededores del área Santa Gertrudis (4 muestras) y Santa Cruz (3 muestras) (figura 14).

Tabla 13.- Descripción general de muestras para su análisis de Isótopos de Oxígeno, colectadas en el área de Santa Gertrudis* y Santa Cruz** (UTM NAD 27, Zona 14 Q).

Muestra	X	Y	Observaciones
Z2*	732613	1858110	Veta de cuarzo lechoso de 35-37 cm espesor, con galena (<8mm), esfalerita, fracturas rellenas por hematita, goethita y limonita, valores de 0.010 g/t Au, emplazadas en gneises.
Z3*	732616	1858119	Veta de cuarzo grisáceo cristalino, con galena (<8 mm), esfalerita, fracturas rellenas por hematita-goethita, y valores de 4.2 g/t Au, emplazadas en gneises.
Z3a*	732585	1858188	Veta de cuarzo lechoso de 25 cm espesor, con galena (<5 mm), esfalerita, pirita (aleatoria), fracturas rellenas por hematita, emplazadas en gneises.
Z4*	732605	1858485	Veta irregular de cuarzo blanco-grisáceo, de 3-4 cm (10 cm) espesor, perpendicular a la foliación, con galena, esfalerita, pirita y hematita, y valores de 0.466 a 0.333 g/t Au, emplazadas en gneises.
Z7**	728306	1856486	Veta de cuarzo blanco a grisáceo, de 54 a 90 cm espesor, emplazada en rocas gnéissicas, con pirita, y aleatoriamente galena-esfalerita, valores de 0.152 Au g/t (alto), 0.027 Au g/t (Veta), y 0.143 Au g/t (bajo), emplazadas en gneises.
Z11**	727888	1856909	Veta de cuarzo blanco cristalino, de 1.60 m espesor, con material sedoso (sericita), pirita y calcopirita, valores de 0.004 a 0.8 g/t Au, emplazadas en gneises.
Z12**	725346	1860221	Vetas irregulares de cuarzo blanco a grisáceo cristalino, de 3 a 20 cm espesor, con fracturas rellenas de hematita, goethita, limonita y jarosita, emplazadas en metagranito-metagranodiorita (Pérmico-Triásico), emplazadas en gneises.

El muestreo cubrió tanto vetas como vetillas de cuarzo, de acuerdo a sus diferencias de forma, espesor, color, asociación mineralógica, y sus relaciones de emplazamiento (Tabla 13, figura 15). Todas estas muestras se alojan en los gneises, y la mayoría de ellas presentan cierto grado de alteración con halos de sericitización.

Algunas de estas vetas contienen valores de oro que se correlacionan estrechamente con la presencia de mineralización de sulfuros como la galena, esfalerita y pirita (figura 20).

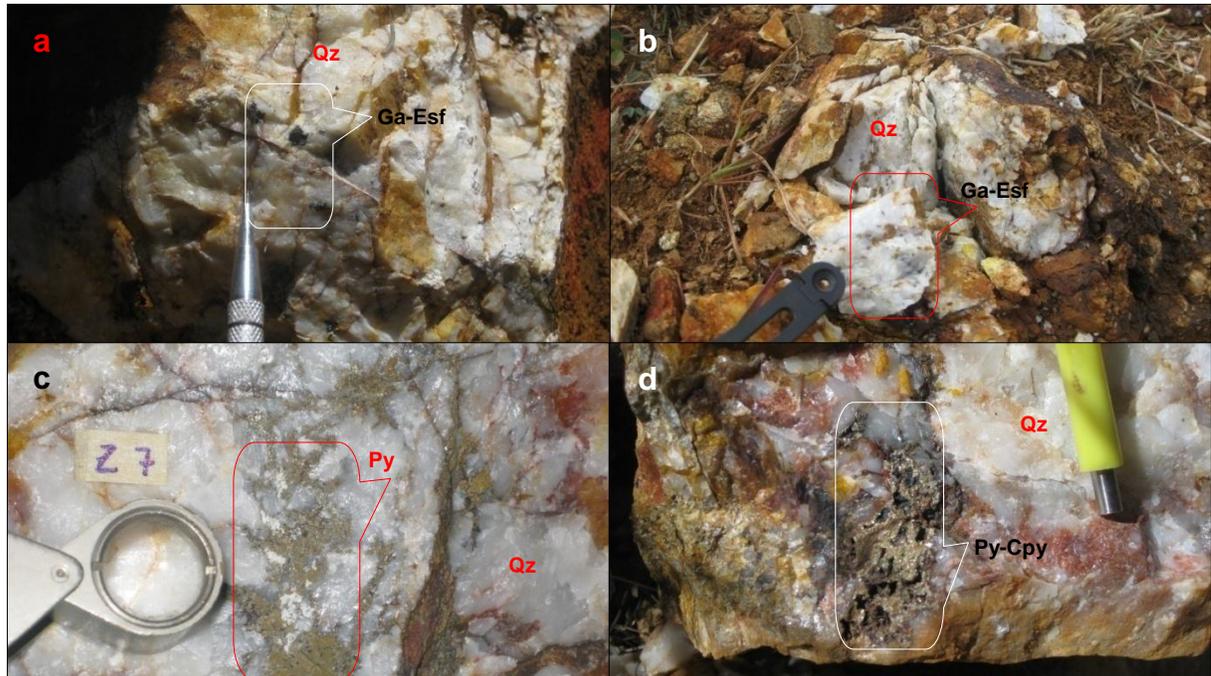


Figura 20.- Muestras representativas utilizadas para los análisis de isotopos estables; **a)** muestra Z2, veta de cuarzo lechoso con pequeños cúmulos de galena-esfalerita, y fracturas rellenas por hematita; **b)** muestra Z3a, veta de cuarzo lechoso con diminutos granos de galena-esfalerita y fracturas rellenas por hematita; **c)** muestra Z7, veta de cuarzo grisáceo cristalino, con cúmulos de pirita; y **d)** muestra Z11, veta de cuarzo con concentraciones de pirita-calcopirita. Qz: cuarzo, Ga: galena, Esf: esfalerita, Py: pirita, y Cpy: calcopirita.

V.2.2. Metodología.

Los fragmentos de las distintas muestras de vetas de cuarzo fueron trituradas cuidadosamente con una quebradora automática hasta obtener granos menores a 1 cm de diámetro, posteriormente con el apoyo de un microscopio binocular óptico OLYMPUS SZX16 se procedió a seleccionar minuciosamente los de mejor pureza (sin óxidos), subsecuentemente fueron procesados (molidos) en un mortero de ágata hasta obtener granos entre los 100 a 200 μm de tamaño y 100 mg de peso, y debidamente empacados en recipientes de material de plástico.

Las relaciones isotópicas se determinan por espectrometría de masas de fuente gaseosa en modo "dual inlet" en un espectrómetro SIRA-II, fabricado por VG-Isotech, equipado con "dedo frío", para análisis de muestras pequeñas y sistema múltiple de admisión de muestras, totalmente automatizado. Estas medidas fueron realizadas en el Laboratorio de Isótopos Estables, Facultad de Ciencias, Salamanca, España.

La obtención del CO₂ para la determinación de relaciones isotópicas ¹⁸O/¹⁶O en silicatos se efectúa mediante la Línea de Fluorinación Laser, según metodología empleada por Clayton & Mayeda, (1963); Borthwick & Harmon, (1982).

Los datos isotópicos se reportan en la notación estándar relativa a Viena de SMOW (Standard Mean Ocean Water).

La temperatura a la que se hicieron los análisis fue superior a los 1000°C, la muestra se fundió y volatilizo rápidamente (segundos), obteniendo así, el 100% del oxígeno que había en la muestra.

La reproducibilidad se determinó mediante un análisis repetido de materiales de referencia debidamente caracterizados. En su caso, se realizaron cinco determinaciones independientes de material de referencia interno SES, que dieron una reproducibilidad de ±0,3 por mil. Como control de calidad adicional se duplica algún otro análisis de muestra desconocida. En su caso, dos de las muestras fueron analizadas por duplicado (Z11 y Z12), y la reproducibilidad obtenida es mejor de ±0,3, por lo que se entiende que los análisis son correctos.

V.2.3. Resultados.

El rango de valores de δ¹⁸O para las muestras de cuarzo analizadas es de 14.2 a 15.4‰, indicando un enriquecimiento en el isótopo pesado relativo al estándar. Estos valores δ¹⁸O de cuarzo son parcialmente uniformes en las siete muestras (Tabla 14), ya que se puede observar una ligera diferencia entre las áreas. Esta uniformidad sugiere una única y/o sola distribución similar de temperatura y fuente de los fluidos minerales, es decir, un solo evento de la historia de mineralización, independientemente de las características físicas de las distintas vetas-vetillas de cuarzo, tales como su forma, color, grosor, actitud, y su respectiva asociación mineralógica.

En algunos trabajos del mundo, se han reportado valores de +5 a +10‰ que corresponden a los fluidos de origen magmático (*en* Pirajno, 2009), y otros de +10.8‰ a

+12.7‰ (Ruano et al., 2002); por su parte los fluidos metamórficos reportan valores generalmente de +3 a +20‰ que asumen estar en equilibrio con la roca huésped (en Pirajno, 2009).

Tabla 14.- Datos obtenidos de Isótopos de Oxígeno en sílice de las áreas Santa Gertrudis* y Santa Cruz**.	
Muestra.	$\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$
Z2*	15.4
Z3*	15.2
Z3a*	15.4
Z4*	15.2
Z7**	14.8
Z11**	14.8
Z12**	14.2

Los valores de $\delta^{18}\text{O}$ para los fluidos formadores de mineral fueron calculados de acuerdo a la ecuación de equilibrio de agua según Clayton et al., (1972). El Laboratorio de Isótopos Estables de la Universidad de Salamanca utilizó como referencia el Valor Certificado: $\delta^{18}\text{O}=10.4\pm 0.3\text{‰}$.

V.3. Isótopos de Azufre.

V.3.1. Muestras.

En este trabajo se colectaron 16 muestras correspondiendo a 6 sitios, mismas a las que se les realizó mediciones isotópicas, y que consisten de galena, esfalerita, pirita, y calcopirita, obtenidas a partir de 6 estructuras de cuarzo emplazadas en gneises cuarzo-feldespático en las áreas Santa Cruz y Santa Gertrudis (figura 14, Tabla 15). Algunas de estas vetas contienen halos de alteración sericitica.

V.3.2. Metodología.

Previamente, con el objeto de estudio se seleccionaron las muestras minuciosamente, seguidas de un proceso de trituración con el apoyo de una quebradora mecánica, obteniendo como resultado granos variables <1 cm, posteriormente con el apoyo de un microscopio binocular marca OLYMPUS SZX16, portaobjetos y agujas (pincel) se separaron los granos preliminarmente identificados de galena, esfalerita, pirita, marcasita? y calcopirita (figura 21), hasta obtener una cantidad

mínima de 100 mg de cada mineral, finalizando su concentración en un empaque (frasco) de plástico debidamente sellado, para evitar contaminación alguna.

Tabla 15.- Descripción de muestras que se utilizaron para su análisis de isótopos estables de Azufre, de las áreas Santa Gertrudis* y Santa Cruz** (UTM NAD 27, Zona 14 Q).

Muestra	X	Y	Observaciones
Z2*	732613	1858110	Veta de cuarzo lechoso de 35-37 cm espesor, con galena (<8mm), esfalerita, y fracturas rellenas por hematita, goethita y limonita, y valores de 0.010 g/t Au.
Z3*	732616	1858119	Veta de cuarzo cristalino grisáceo de 18 a 40 cm espesor, con galena (<8 mm), esfalerita, fracturas rellenas por hematita-goethita, y valores de 4.2 g/t Au.
Z3a*	732585	1858188	Veta de cuarzo lechoso de 25 cm espesor, con galena (<5 mm), esfalerita, pirita (aleatoria), fracturas rellenas por hematita.
Z4*	732605	1858485	Veta irregular de cuarzo blanco-grisáceo, de 3-4 cm (10 cm) espesor, perpendicular a la foliación, con pequeños cúmulos de galena, esfalerita, pirita y fracturas rellenas por hematita, y valores de 0.466 a 0.333 g/t Au.
Z7**	728306	1856486	Veta de cuarzo blanco y grisáceo de 54 a 90 cm espesor, emplazada en rocas gnéissicas, con pirita y aleatoriamente galena-esfalerita, valores de 0.152 g/t Au (alto 2 m), 0.027 g/t Au (veta 0.4 m), y 0.143 g/t Au (bajo 2 m).
Z11**	727888	1856909	Veta de cuarzo blanco cristalino, de 1.60 m espesor, separada por delgadas vetillas de material sedoso (sericita) en espesores de 0.5 cm, con pirita y calcopirita, y valores de 0.004 a 0.8 g/t Au.

Los valores de $\delta^{34}\text{S}$ de los diferentes sulfuros son medidos en un espectrómetro de masa sobre un continuo flujo de radio de gas.

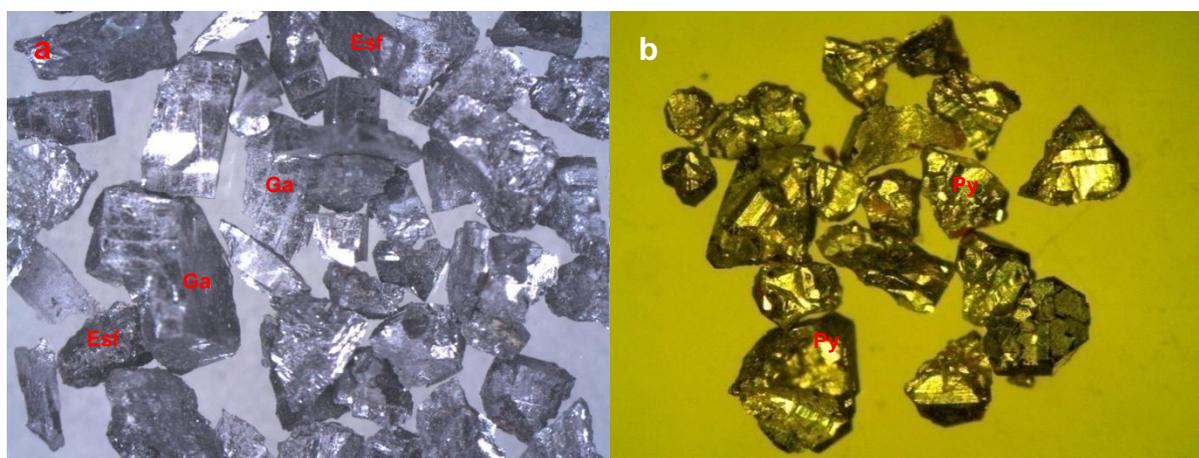


Figura 21.- Muestras representativas de mineral separado utilizadas para los análisis de isótopos estables de Azufre de tamaños <1 mm; a) muestra Z3, granos de galena-esfalerita; b) muestra Z7, granos de pirita. Ga: galena, Esf: esfalerita, Py: pirita.

Los isótopos de azufre fueron medidos en 16 muestras, de las cuales son: 5 galenas, 5 esfaleritas, 4 piritas, 1 marcasita? y 1 calcopirita. Los análisis isotópicos fueron realizados en el Serveis Científic-Tecnic de la Universitat de Barcelona (SCT-UB), por la Dra. Pura Alfonso, del departament d'Enginyeria Minera i Recursos Naturals, Universitat Politècnica de Catalunya. Muestras adicionales fueron analizadas por la espectrometría de masas usando un espectrómetro de masa Delta C Finnigan MAT Delta-S, un espectrómetro de masa de radio-isotópico de flujo continuo con un analizador elemental, un TC-EA acordando el método de Giesemann et al. (1994). Los radios isotópicos fueron calculados usando el NBS-127, IAEA-S1, IAEA-S3 y un estándar de laboratorio interno. Los resultados isotópicos se reportan con una notación relativa estándar de $\delta^{34}\text{S}\text{‰}$ por Canyon Diablo Troilite CDT. La precisión analítica está dentro de $\pm 0.2\text{‰}$ en 1σ .

V.3.3. Resultados.

Los datos de las 16 muestras analizadas de los distintos sulfuros (galena, esfalerita, piritas, calcopirita y marcasita?) tienden a caer en un rango que varía entre 1.8 a 9‰ (Tabla 16 y figura 22). Las especies individuales muestran los siguientes rangos de $\delta^{32}\text{S}$, galena de 1.8 a 3.3‰, esfalerita de 2.3 a 8.2‰, piritas de 2.1 a 7‰, y calcopirita 6.6‰ y marcasita? solo 9.0‰.

V.3.4. Geotermometría de Isótopos de Azufre.

Los cálculos de temperatura se basan en las evidencias texturales en las que se han formado los distintos fluidos minerales tales como la galena, esfalerita, piritas y calcopirita en equilibrio. Para la geotermometría, el intercambio de isótopos de azufre, se utilizaron las siguientes ecuaciones de equilibrio de Ohmoto y Rye (1979), con los pares siguientes:

$$\text{Py-Ga } T = (1.01 \pm 0.04) \times 10^3 / \Delta^{1/2} \quad \text{Error}^{(1)} \pm 25 \quad \text{Error}^{(2)} \pm 20$$

$$\text{Esf-Ga } T = (0.85 \pm 0.03) \times 10^3 / \Delta^{1/2} \quad \text{Error}^{(1)} \pm 20 \quad \text{Error}^{(2)} \pm 25$$

Dónde: Py=Piritas, Ga= Galena y Esf=Esfalerita.

La aplicación de estas ecuaciones para los pares de sulfuros minerales no coetáneos producen una distribución independiente uno de otro (Tabla 16). La composición isotópica obtenida de las distintas especies de sulfuros fue usada como un geotermómetro, asumiendo que ellas alcanzaron un equilibrio isotópico, ya que como fue señalado por Ohmoto y Rye (1979) que a temperaturas superiores a 300°C las especies de sulfuros registran un equilibrio isotópico. Por tanto, es notable que la temperatura calculada para las vetas con sulfuros (pares Esf-Ga) en las muestras localizadas en el área Santa Gertrudis oscilan entre 379 ± 23 a $577\pm 30^\circ\text{C}$, con una temperatura promedio de 478°C , y para el área Santa Cruz arrojan el siguiente valor $503\pm 27^\circ\text{C}$.

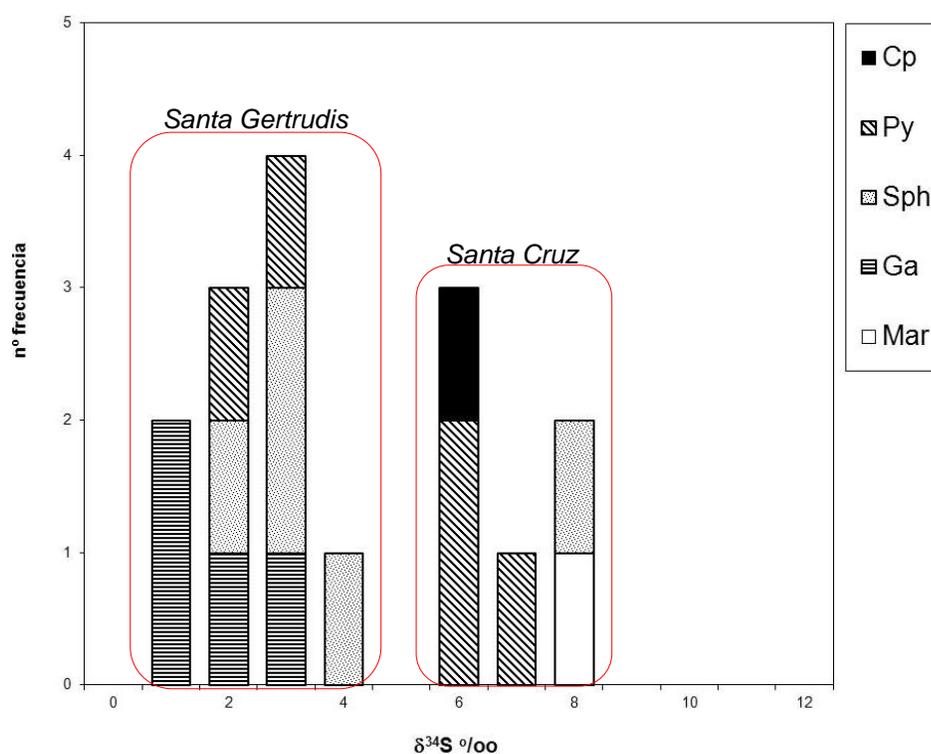


Figura 22.- Datos de isótopos de azufre $\delta^{34}\text{S}$ (‰) versus nº frecuencia, de 16 muestras colectadas en las áreas de Santa Gertrudis y Santa Cruz.

También es notable, que algunas muestras con valores no son consistentes con el orden de equilibrio del fraccionamiento $\text{Py} > \text{Esf} > \text{Ga}$ estipulado por Ohmoto y Rye (1979).

Quizás algunos de estos pares minerales pueden indicar la relación de un desequilibrio verdadero, en las cuales los factores de fraccionamiento de isótopos entre

las especies de sulfuros dominantes en soluciones acuosas (H_2O , HS^-) y los sulfuros minerales precipitando fueron controlados por poca cinética por efectos isotópicos de equilibrio. O pueden reflejar una diferencia en los mecanismos de deposición mineral para las dos áreas.

Tabla 16.- Datos obtenidos de Isótopos de Azufre en galena, esfalerita, pirita, marcasita y calcopirita de las áreas Santa Gertrudis y Santa Cruz. Temperatura de deposición calculada según la ecuación de Ohmoto y Rye (1979).

Nº Muestra	Material	Mineral	$\delta^{34}S$ (‰)	T°C _{Esf-Ga}
*Z2	Veta de cuarzo	Ga	2,2	
*Z2	Veta de cuarzo	Esf	2,3	
*Z3	Veta de cuarzo	Ga	1,8	445±25
*Z3	Veta de cuarzo	Esf	3,2	
*Z3	Veta de cuarzo	Py	3,1	
*Z3a	Veta de cuarzo	Ga	1,8	379±23
*Z3a	Veta de cuarzo	Esf	3,5	
*Z4	Veta de cuarzo	Ga	3,4	577±30
*Z4	Veta de cuarzo	Esf	4,4	
*Z4	Veta de cuarzo	Py	2,1	
**Z7	Veta de cuarzo	Ga	7,0	344±22
**Z7	Veta de cuarzo	Esf	8,2	
**Z7	Veta de cuarzo	Py	6,3	
**Z7	Veta de cuarzo	Mar	9,0	
**Z11	Veta de cuarzo	Py	6,6	
**Z11	Veta de cuarzo	Cp	6,6	

Ga: galena, Esf: esfalerita, Py: pirita, Mar: marcasita, Cp: calcopirita.
 *Área Santa Gertrudis, **área Santa cruz.

Por tanto, es de notarse que las temperaturas obtenidas a partir de las muestras antes citadas, están un tanto de acuerdo con la temperatura obtenida a partir de inclusiones fluidas (353°C) en el mismo tipo de vetas de cuarzo.

CAPITULO VI. PROVINCIA METALOGÉNÉTICA.

VI.1. Provincia Metalogenética de depósitos de Oro hospedados en rocas metamórficas.

A pesar del gran número de depósitos minerales distribuidos en la República Mexicana, que han sido y son productivos de metales preciosos, pocos trabajos se han enfocado en la agrupación por tipo, característica y génesis de los depósitos. Tal como Clark y Fitch, (2009) argumentan que a pesar de la larga historia de producción de metales en México, más la importante producción actual, han sido relativamente pocos los estudios metalogéticos referidos a la distribución de los depósitos minerales. Esto a pesar de contar con una literatura geológica considerable.

Uno de los primeros trabajos que trato la distribución de los depósitos minerales en franjas metalogenéticas fue el de Salas (1975a) elaborando un mapa metalogético de México a escala 1:3.5000.000, acompañado de un informe.

Trabajos posteriores, por ejemplo, Damon *et al.* (1981), describieron parte de los depósitos; Clark *et al.* (1982), publicaron un trabajo que trata la distribución de varios elementos en diferentes clases de depósitos para el norte de México, y recientemente Clark y Fitch (2005), continúan realizando trabajos cuyo objetivo es reconocer las provincias y épocas de todos los depósitos metálicos; Valencia-Moreno *et al.* (2006) publicaron un trabajo sobre los pórfidos de cobre, y mientras que los depósitos epitermales fueron reclasificados por Camprubí y Albinson (2006).

Como es de notar, hasta hoy en día, no existe estudio alguno que haya procurado tratar la edad de todos los depósitos metálicos importantes en México, aunque numerosas descripciones individuales de depósitos minerales proporcionen cada vez más datos geocronológicos, que permita definir con mejor precisión la distribución de los distintos tipos de depósitos minerales en el espacio y tiempo geológico.

En relación a las características tectónicas de la gran cantidad de los depósitos actualmente expuestos, según Camprubí, (2009) los yacimientos de México en su mayor parte se relacionan al margen convergente Pacífico y magmatismo resultante desde el Jurásico, o bien a procesos geoquímicos en cuencas sedimentarias como

parte de la megacuenca del Golfo de México, e igualmente, a eventos como la apertura del Golfo de California que ha generado otros tipos de yacimientos.

En el estado de Sonora, desde los años 90 se reconocieron y se clasificaron yacimientos vetiformes de oro, relacionados a zonas de cizalla (dominio dúctil-frágil), controlados estructuralmente (Pérez-Segura, 2008), paralelos a la Megacizalla Mojave-Sonora, que son conocidos actualmente como yacimientos de oro tipo orogénico (figura 23). Siendo esta zona de México donde mejor está definido este tipo de depósito aurífero.

Hacia la porción centro de México, un primer trabajo que reporta mineralización de oro en gneises de edad Precámbrica, es el de Eguiluz de Antuñano *et al.* (2004), para el área del Cañón del Novillo (Tamaulipas, México) donde los depósitos auríferos se ubican en fracturas paralelas a la foliación y diques básicos con sulfuros, y asumen pertenece a una fase de extensión post-grenvilliana, y que el oro pudiera haberse generado en una cuenca ante-arco de extensión.

Al sur de México, específicamente en el estado de Oaxaca existe una gran diversidad de yacimientos minerales. Desde antes de la Conquista hay evidencias de la explotación de yacimiento minerales y piedras preciosas. Estas manifestaciones de mineralización se presentan en gran parte, dentro de un contexto geológico-regional diverso y complejo, y que destacan por su producción a lo largo de su historia minera (SGM, 2010).

En el Complejo Oaxaqueño, existen evidencias de mineralización aurífera (Tabla 17), emplazadas en rocas gnéissicas y miloníticas de facies granulita, y en metagranito-metagranodiorita de edad Pérmico-Triásico, en una extensión aproximada de 100 km de longitud; algunas reportadas desde antes de la conquista y otras actualmente ubicadas por parte del personal de Servicio Geológico Mexicano (antes Consejo de Recurso Minerales) durante las campañas de trabajo de cartografía geológica y minera, durante los años 1999 y 2007 al 2009.

Áreas como San Miguel Peras, Santa María Peñoles y El Parián, por mencionar solo algunas, son conocidas por sus vetas de cuarzo aurífero con sulfuros desde la época de la conquista (1542); pero, que durante los últimos 100 años, solo en San Miguel Peras y El Parián se han realizado trabajos de explotación, dejando hoy día evidencia de pequeñas obras. Estos depósitos de tipo vetas, podrían ser parte de la clase de depósitos orogénicos (o mesotermiales) que se localizan paralelamente a lo

largo del margen entre los terrenos Oaxaqueño y Juárez. Sin embargo, se carece de información relacionada al origen y edad de la mineralización emplazada en las vetas auríferas de esta región, que confirmen esta aseveración.

Como es notorio, existe una clara ausencia de información en la zona en estudio. Es así, como nació la idea de retomar algunas de las evidencias de mineralización en rocas gnéissicas y miloníticas afectadas por metamorfismo, y en metagranito de edad Pérmico-Triásico; y así, posiblemente estas sean parte de una zona metalogenética que comparten una misma historia evolutiva en cuanto a los fluidos mineralizantes que les dieron origen (figuras 24 y 25).

VI.1.1. Importancia Económica.

México posee una gran variedad de depósitos minerales generados en diferentes épocas geológicas y ambientes geotectónicos, algunos de ellos considerados como de clase mundial (Camprubí y Trilla, 2006), los más importantes son del tipo epitermal, pórfidos de cobre de Cu y skarns, distribuidos en provincias metalogenéticas que se corresponden, a grandes rasgos, con las principales provincias y eventos geológicos (Camprubí, 2009).

Otras tipologías importantes en la economía del país, tal como los depósitos vulcanogénicos (*VMS*), y de las que se ha generado escasa literatura en México, como son los depósitos sedimentario-exhalativos de sulfuros masivos (*SEDEX*), depósitos de óxidos de hierro relacionados con vulcanismo (*IOCG*), depósitos de Cu y U en capas rojas, las pegmatitas graníticas, los depósitos de Sn en vetas asociadas a domos riolíticos, o depósitos debidos a oxidación supergénica o *gossan*. De la mayoría de estos depósitos no se dispone aún de información general compilada (Camprubí y Trilla, 2006).

Revisando esta gama de depósitos minerales en México, que guardan una estrecha relación entre sí, tanto en tiempo y espacio, es notable que ellos están mejor estudiados hacia la parte norte, centro y suroeste. Por lo que es importante destacar que hacia la porción sur, falta mucho por explorar, a pesar de que ya se tienen evidencias de áreas con mineralizaciones.

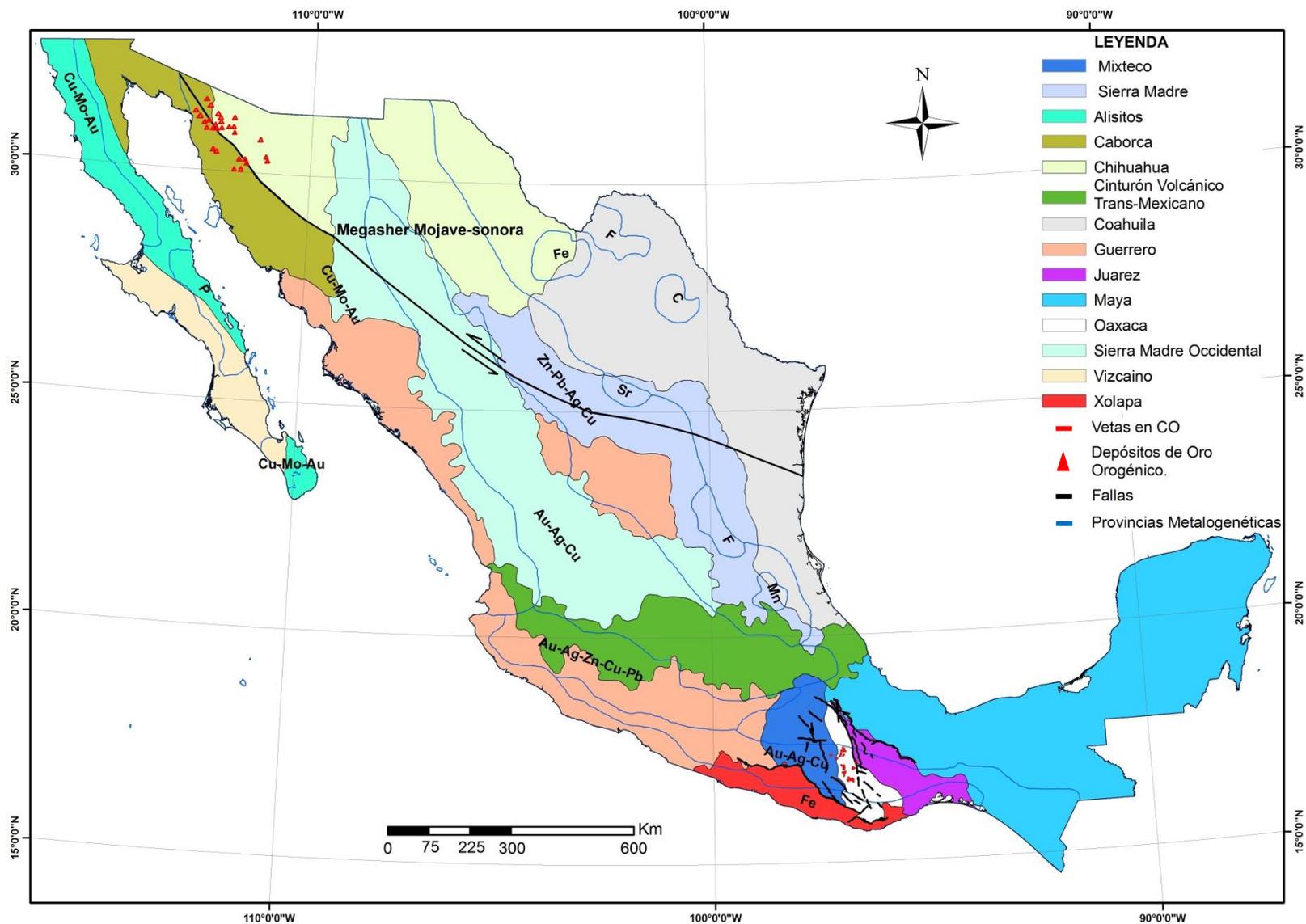


Figura 23. Mapa de distribución de terrenos tectonoestratigráficos (Tomado de Campa y Coney, 1982) y provincias metalogénicas de México (Salas, G. P., 1975); Megasher (Molina-Garza., et al 2005); Oro orogénico en Sonora (Pérez-Segura 2008). Complemento con evidencias de mineralización presentes en la porción sur de México.

Tabla 17.- Prospectos con evidencias de mineralización de oro en rocas del Complejo Oaxaqueño al sur de México.

Zona	Prospecto	Tipo	Leyes gr/t Au	Alteración	Roca de caja	Observaciones
1) El Parian	El Dorado	Veta Cuarzo	0.3 a 9	Silicificación	Paragneis	Longitud 188 m, 0.20 m. Rumbo N 82° E y 63° SE.
	Hierba Santa	Veta Cuarzo	0.1 a 0.2	Silicificación	Paragneis	Rumbo N 15° W y 30° SW manteo, longitud 100 m, espesor 1.5 m, prof. 100 m.
	Loma del Nopal	Veta Cuarzo	0.07 a 0.2	Silicificación	Paragneis	Socavón de 25 m y contrapozo de 5 m. Veta de rumbo N 85° E y 72° SE.
	El Tecolote	Veta Cuarzo	0.03	Silicificación	Paragneis y pegmatita	Socavón de 12 m, veta rumbo N 02° E y 82° NW manteo.
1) Buena Vista Jaltepec	El Tolo	Veta Cuarzo	0.2 a 0.9	Silicificación	Paragneis	Socavón de 150 m. Rumbo N 38° E y 58° SE.
	El Cortijo	Veta Cuarzo	0.003	Silicificación	Paragneis	Vetas de cuarzo rumbo N 58° E y 22° NW.
1) San Isidro Jaltepetongo	Providencia	Veta Cuarzo	10.6 a 13	Silicificación	Lutita	Vetas con longitud de 100 m, 14 a 16 gr/t Ag. Rumbo N 87° W y 51° NE.
	San Francisco	Veta Cuarzo	0.3 a 11	Silicificación	Lutita	Vetas de longitud de 8 m, 10 a 47 g/t Ag, 0.2 a 1.87 % Cu. Rbo N 76°W y 47° NE.
1) La Joya	Cruz de Piedra	Veta Cuarzo	1.3 a 16.3	Silicificación	Paragneis	Vetas con leyes de 3 a 21 g/t Ag, y 0.01 a 1.53% Pb.
	Santiago Tenango	Veta Cuarzo		Silicificación	Metagranito	0.2% de Cu
	Barrio El Capillo	Veta Cuarzo		Silicificación	Paragneis	Valores bajos en oro.
2) Santa María Peñoles	La Hormiga	Veta Cuarzo	0.054	Silicificación	Paragneis	Veta de rumbo N 30° E y 80° NW de manteo, 25 m de longitud, espesor 0.50 a 1.1 m.
	El Rosario I	Veta Cuarzo	0.017	Silicificación	Paragneis, Migmatita	Veta de rumbo N 12° E y 75° SE de manteo, longitud 100 m, espesor 1.2 m.
	El Rosario II	Veta Cuarzo	0.022 a 0.038	Silicificación	Paragneis	Veta de rumbo N 10° E y manteo 34° NW, espesor 0.9 m. 0.053 g/t Au en terrero
	El Consuelo	Veta Cuarzo	0.054	Silicificación	Migmatita, paragneis	Veta de rumbo N 05° W y 75° SW, espesor 0.90 m. 0.080-0.024 g/t Au en Terrero.
	Yucucho	Veta Cuarzo	0.8 a 5.6	Silicificación	Paragneis	Veta de rumbo N 68° W y 55° NE, espesor 23-30 cm. 10.3 a 17 g/t Au en terrero.
3) San José Finca	San José Finca	Veta Cuarzo	0.024 a 0.5	Silicificación, argilitización	Milonita	Veta con longitud de 110 m, espesor de 2.5 m, profundidad 30 m. 311 g/t Ag

Tabla 17.- Prospectos con evidencias de mineralización de oro en rocas del Complejo Oaxaqueño al sur de México.

Zona	Prospecto	Tipo	Leyes gr/t Au	Alteración	Roca de caja	Observaciones
3) Tiracoz	Tiracoz I	Veta Cuarzo	0.006 a 0.014		Paragneis	Veta falla, 43 a 196 g/t Ag, 0.15 a 0.34 % Pb y 0.13 % Zn.
	Tiracoz II	Veta Cuarzo	0.006 a 0.016		Paragneis	Veta falla.
4) San Miguel Peras	El Ocote	Terreno	22.4		Paragneis, metagranito	Terrero
	El Amanecer	Terreno	12.1		Paragneis, metagranito	Terrero que cubre a la pequeña obra.
	Carmen Chico	Terreno	0.6 a 21.7		Paragneis, metagranito	Socavón inaccesible.
	El Refugio	Veta Cuarzo	4.9		Paragneis, metagranito	1.8 g/t Au en Terrero. Longitud 15 m, espesor 0.10 m, rumbo N 20°W y 31° SW.
	El Rosario	Terreno	0.7 a 7.9		Paragneis, metagranito	Mina con tres socavones inaccesibles.
	San Miguel	Terreno	3.89			Valor promedio
	San Rafael 1	Terreno	2.9		Paragneis, metagranito	Obra inaccesible.
	Santa Bárbara	Veta Cuarzo	0.031 a 5.1		Paragneis, metagranito	Veta con longitud de 45 m, espesor 0.30 m, rumbo N 15° E y 05° SE manto. Tres socavones derrumbados.
	San Gabriel	Terreno	0.299 a 2.266		Paragneis, metagranito	Crucero inundado.
	Rancho Viejo 1	Terreno	2.666		Paragneis	Obra inaccesible.
	La Muralla	Terreno	0.56		Paragneis, metagranito	Pequeña obra (crucero) inundada.
	San Rafael 2	Veta Cuarzo	0.006 a 0.012		Paragneis, metagranito	Obra con desarrollo de 26 m, espesor 0.18 a 0.40 m, longitud de 26 m, espesor de 0.18 a 0.40 m, rumbo N 10°E y manto 72° SE.
	Las Animas	Veta Cuarzo	0.011 a 0.699		Paragneis, metagranito	Obra con cruceros, veta con longitud de 105 m, espesor de 0.1 a 1.2 m, profundidad de 50 m, rumbo N 35° W y manto 10-29° SW, espesor 0.1 a 1.2 m.
	Dolores	Terreno	0.029		Paragneis	Obra inactiva.
San Pedro	Terreno	0.66		Paragneis, metagranito	Socavón de 5 m.	

Datos tomados de los trabajos realizados por parte del personal de SGM durante los años 2007-2008. 1) Islas y Armenta, 2007; 2) Loaeza y Mendoza 2007; 3) Jiménez y Motolinea, 2007; 4) Martínez y Armenta, 2008.

Por lo que se puede resumir, que en rocas metamórficas del CO, se tienen manifestaciones, también pequeñas obras de escasos metros (minas), así como una serie de manifestaciones representadas por pequeñas y delgadas vetas de cuarzo (figura 15) con concentraciones de oro. El interés en la representación de estas evidencias o manifestaciones, es atraer nuevas exploraciones en estas zonas olvidadas.

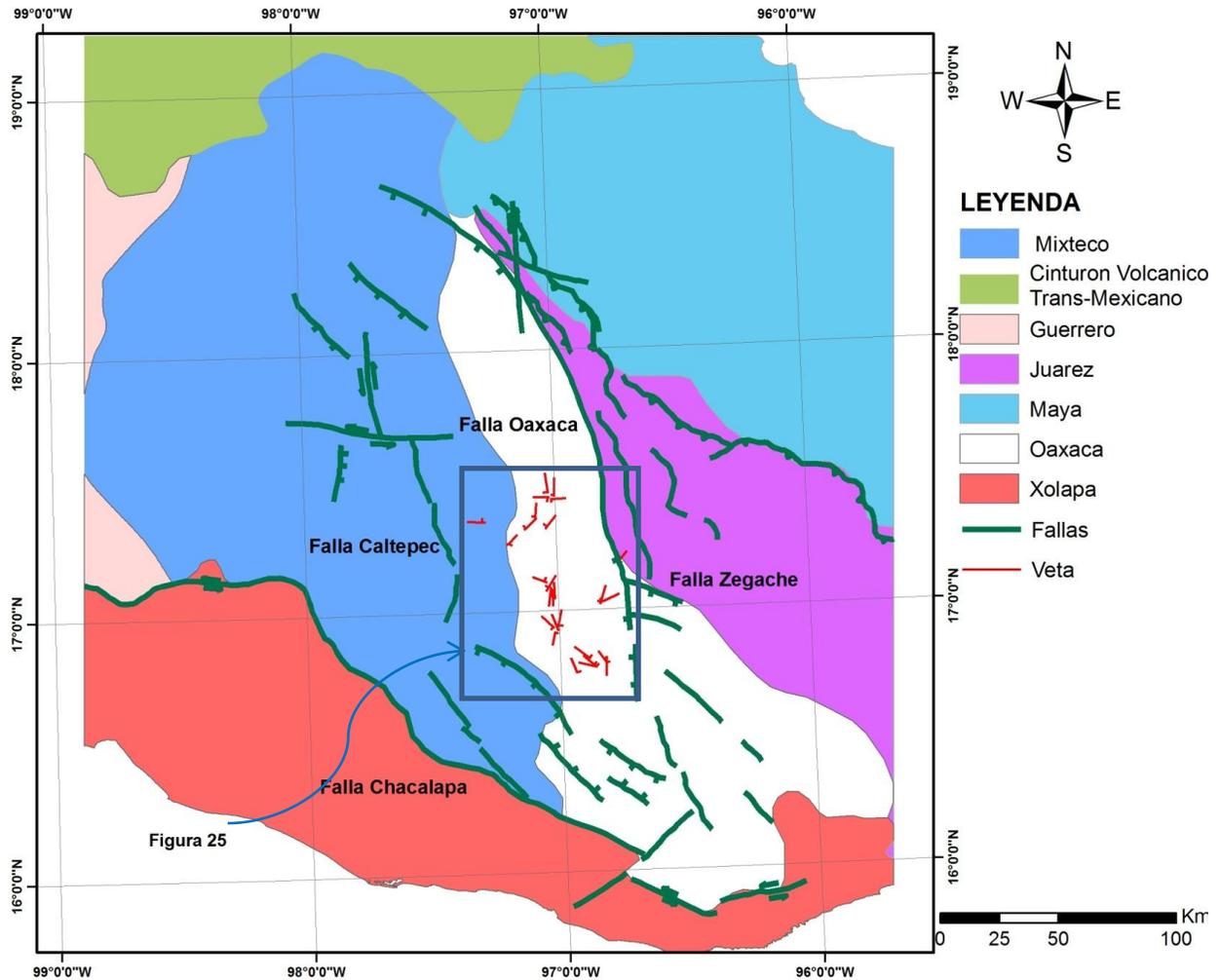


Figura 24. Mapa de distribución de terrenos tectonoestratigráficos (Tomado de Campa y Coney, 1983, modificado del SGM), y fallas de carácter regional en los límites del CO (tomado de Nieto-Samaniego, et al., 2006; Tolson, 2005; Elías-Herrera, et al, 2005).

VI.2. Metodología de Exploración.

VI.2.1. Introducción.

La explotación de los depósitos minerales de manera muy general, es una actividad de alto riesgo económico, ya que las inversiones a largo plazo se sustentan en precios del producto mineral. Por lo tanto, la exploración también tiene un elevado riesgo económico, derivado del hecho de que se generan gastos que se recuperan, en caso de que la exploración tenga éxito, y suponga una explotación minera positiva.

Sobre esto, se comprende que la exploración marca la base de la industria minera, ya que debe permitir la localización de los recursos mineros a explotar, al menor costo posible.

VI.2.2. Metodología.

Primeramente, para considerar el inicio de la etapa de exploración, de cualquier trabajo es la planificación de las actividades a realizar. Que podría subdividirse en tres etapas, 1) pre-exploración, 2) exploración, y 3) evaluación, ésta última, si alcanza los resultados previstos se realiza un estudio de viabilidad económica.

La *pre-exploración*, consiste en determinar una zona concreta, extensa, que presente posibilidades de un determinado tipo de depósito mineral. La *exploración*, una vez establecidas las posibilidades, se aplican diversas técnicas disponibles para llevar a cabo de forma completa el trabajo, considerando las posibilidades presupuestarias, con el objetivo de corroborar o descartar la hipótesis inicial de existencia de la mineralización. Y la *evaluación*, consiste en que, una vez que se ha detectado mineralización de interés, se procede a llevar a cabo su evaluación o valoración económica.

Las herramientas más usuales son: a) utilización de imágenes satelitales, donde se pueden identificar características, como alteraciones, presencia de determinados minerales, variaciones de temperatura y humedad; b) levantamiento cartográfico geológico; c) prospección geoquímica, que puede desarrollarse en muestras de sedimentos de arroyos, suelos o de aguas, incluso de plantas que puedan concentrar elementos químicos relacionados con una determinada mineralización; d) estudios

geofísicos, apoyados por los métodos *eléctrico* (conductividad o resistividad, de minerales sulfuros que son buenos conductores), *electromagnético*, polarización inducida, con corriente eléctrica de alto voltaje (sulfuros presentan >cargabilidad); *magnético* y *gravimétrico*.

Como es notorio, la geofísica dispone de toda una gama de herramientas distintas de gran utilidad, pero para seleccionar un método, es necesario conocer que hay que saber aplicar a cada caso concreto en función de parámetros, tales como su costo y la viabilidad técnica.

Otras de las metodologías de exploración son: **a)** realización de zanjas (calicatas), que permite obtener muestras representativas, sin olvidar que por su profundidad (1-3 m) siguen sin ser comparables a lo que pueda existir por debajo del nivel de alteración meteórica; **b)** sondeos mecánicos (percusión, rotación y rotopercusión).

Para el caso particular de los depósitos de oro mesotermal, según Goldfarb *et al.* (2005), los avances en la comprensión de los depósitos de oro en cinturones metamórficos ha sido mejorada considerablemente durante los pasados 25 años. Y considera lo siguiente para una mejor exploración:

- 1) Una geometría compleja a lo largo de las principales zonas de falla proporcionan áreas objetivo para los programas de exploración regional. Zonas de cizalla o fallas pueden ser suavemente más inclinadas o anómalas en descubierto, estructuras de flor, pequeño corrimiento dilatacional, campos de tensión heterogéneos, márgenes plutónicos irregulares, y sombras de presión en las zonas de terminación de elongados batolitos son los ejemplos de tales complejidades favorables (Groves *et al.*, 2000).
- 2) Las porciones localizadas en los plutones apenas cubiertos pueden ser importantes objetivos de los depósitos de oro relacionados a intrusiones de gran tonelaje (Hart *et al.*, 2002) más bien que depósitos de oro orogénico.
- 3) La alteración potásica, silicificación, sulfuración y carbonación son todas firmas bien probadas para la exploración de oro en veta en los cinturones metamórficos (p.ej., Boyle 1979; Eilu *et al.*, 1998).
- 4) El blanqueamiento de las rocas metasedimentarias o metavolcánicas, debido al rompimiento de minerales máficos, consistentemente indica la proximidad a zona mineral, y carbonatos manchados y sulfuros en porfidoblastos comúnmente son bien desarrollados en tales rocas blanqueadas (Bierlein *et al.*, 1998).

5) Los estudios de roca, sedimento fluvial y geoquímica de suelos tienden a indicar un grupo muy consistente de exploración de elementos. Los elementos traza que son enriquecidos consistentemente incluyen Ag, As, Au, B, Bi, Hg, Sb, Te, y W (p.ej., Kerrich 1983; Nesbitt 1991), aunque esta firma geoquímica pueda variar dependiendo la naturaleza de la roca huésped. Por ejemplo, As, Hg y Sb puede ser menos importante para los depósitos, tanto depósitos de oro orogénico y relacionados a intrusión, alojados por rocas ígneas félsicas.

6) Estudios litogeoquímicos son generalmente variables en cuanto a los elementos traza dando halos más amplios, pero Sb y As parecen ser más coherentemente eficaces (p.ej., Eilu y Mikucki 1998; Christie y Brathwaite 2003).

7) Estudios sobre el enriquecimientos en la especie volátil del fluido mineral (CO_2 , H_2O , N_2 , S) o anomalías de elemento mayores (aumento en K, disminución en Na) son los indicadores buenos de proximidad a la mena (p.ej., Boyle 1979; Bierlein *et al.*, 1998; Eilu *et al.*, 1998).

8) El uso de la geofísica se ha enfocado en la mayor parte sobre estructuras potencialmente favorables o tipos de roca, las líneas magnéticas pueden identificar fallas regionales y tendencias, donde la alteración a lo largo de zonas de fallas son desintegradas bajo magnetita regional o donde diques félsicos o vetas de cuarzo masiva rellenan las zonas de fallas principales (Paterson y Hallof 1991).

Para los depósitos de oro relacionados a intrusiones, estudios radiométricos para identificar más fraccionamientos altos, intrusiones ricas-K o los rasgos típicos "rosquilla-similar" en datos magnéticos, donde los halos de alteración ricos en pirrotita rodean al plutón intruyendo a las rocas metasedimentarias carbonosas, siendo probablemente evaluables (Hart *et al.*, 2002). Estudios de percepción remota, donde datos hiperespectrales de vuelo son usados para producir mapas de abundancia mineral (p.ej., Bierwith *et al.*, 2002), se han hecho más común en los últimos años. En áreas donde depósitos de oro son probables en rocas cercanas altamente reactivas, los estudios de polarización inducida (IP) pueden definir zonas de estilo de mineralización disseminado o reemplazo; la resistividad alta local también puede ser la firma geofísica de las zonas de intensa silicificación o vetilleo (Paterson y Hallof 1991), y

(9) La exploración, basada en el GIS, implica que las mediciones de campo colectadas deberán ser cuidadosas.

Por su parte Hodgson (1993), determina que la exploración implica una reducción progresiva en el tamaño del área para ser explorada, enfatizado que los criterios para la selección del área en exploración es siempre de rasgo geológico, que puedan ser identificados y mapeados por sus expresiones geofísicas o geoquímicas o por sus expresiones sobre fotografías aéreas e imágenes de radar o Landsat, etc. Los criterios pueden ser empíricamente agrupados en estructuras, tipos de roca, y alteración + mineralización. Y que los campos minados pueden ser empíricamente definidos como áreas donde las proporciones de depósitos grandes a pequeños es relativo alto a áreas fuera de los campos minados.

VII. DISCUSIÓN.

El área en estudio se ubica internamente en la porción central del Complejo Oaxaqueño (Terreno Oaxaqueño), bordeado por los terrenos *Mixteca* al oeste, *Juárez* al este y *Xolapa* al sur (Campa y Coney, 1983) (figuras 23, 24). Cuyo rasgo tectónico más controversial es el origen del terreno primeramente citado. Existen ideas para su reconstrucción, y una de ellas infiere que es un terreno exótico que originalmente se extendía desde el este de Laurentia o Amazonia, y fue transferido al sur de Laurentia en el Carbonífero-Pérmico durante la formación de Pangea (ver Keppie *et al.*, 2003). Y recientemente Keppie y Ortega-Gutiérrez, (2009) deducen que se formó de un arco/antearco juvenil bordeando un continente que sufrió colisión, cabalgamiento del arco Avalonia en 1000-980 Ma, y sepultamiento de 25-30 km, que fue seguido por un magmatismo en una zona de supra-subducción ca. 917 Ma. Representado por el granito Etlá considerado actualmente como sincrónico con la retrogresión (Ortega-Obregón, *et al.*, 2003).

Ortega-Gutiérrez *et al.* (2010) definen que regionalmente la historia del Complejo Oaxaqueño incluye al menos dos eventos de retrogresión, uno a temperatura alta relativamente y otro a temperatura más baja, asociado con una red de microvetillas discontinuas y completamente puede reemplazar todos los minerales máficos con la excepción del gránate. Hacia su porción norte se ha identificado al menos dos eventos tectonotermales. El Olmeca (~1.106 Ma) un evento migmatítico y la Orogenia Zapoteca de facies granulita (~990 Ma), (Keppie *et al.*, 2003; Solari *et al.*, 2003) seguidos por un enfriamiento a través de ~300-350°C cerca de ~856 Ma., y que pudo alcanzar cerca de ~710-760 Ma., (Keppie *et al.*, 2004). También se han identificado zonas de cizalla de dirección SE (479±4 Ma, ⁴⁰Ar-³⁹Ar, biotita), cizallamiento vertical de tendencia NNW (141±9 Ma, ⁴⁰Ar/³⁹Ar, biotita), paralelo y oblicuo a la foliación dominante, formados a lo largo de límites litológicos contrastantes que parecen haber reactivado previas zonas de cizalla de alto grado a facies de esquistos verdes; corrimiento de dirección E (247±3 Ma, ⁴⁰Ar/³⁹Ar, biotita), y pliegues abruptamente inclinados con tendencia NW a NNW del Triásico medio-Jurásico (Solari *et al.*, 2004).

La ocurrencia de las vetas-vetillas (5 a 90 cm) de cuarzo blanco lechoso y grisáceo cristalino son emplazadas paralelamente y cortantes a la foliación, así como, en pequeñas fallas locales identificadas de formación frágil, orientadas preferencialmente NW-SE. Las de espesor <10 cm generalmente se emplazan

paralelamente a la foliación, y las >10 cm cortan ocasionalmente la foliación y a diques pegmatíticos. Lo que en parte estas vetillas-microvetillas estarían en concordancia con los primeros pulsos de deformación asociadas a la foliación (evento Zapoteca)?. Y las vetas cortantes pertenecen a un evento relativamente más reciente, mismo que aún se desconoce su edad.

Macroscópicamente y microscópicamente la deformación observada en el área, la milonitización pervasiva muestra parcialmente un mecanismo de deformación prolongada progresiva sin mineralización observada. Donde dos generaciones de vetas de cuarzo han sido identificadas, con indicios de una milonita. Las primeras son vetas de cuarzo con forma boudinage quizás precipitadas durante la solución por presión, paralelas a la foliación e intercaladas dentro de roca ligeramente esquistosa, y que algunas han sido estiradas y plegadas (figuras 26 a, b). La segunda generación de vetas fue cuarzo fue producida durante una etapa tardía de edad no determinada, con espesores mayores al de las vetas de cuarzo de la primera generación, que consisten de cuarzo blanco lechoso y grisáceo típicamente, ocurriendo de formas cortantes a la foliación y concentradas dentro de las zonas de falla milonitizada.

La mayor parte de la mineralización está concentrada en vetas de cuarzo medianas-delgadas emplazadas en el gneis milonitizado, donde claramente está caracterizada por sulfuros de metales base, aunque en contenidos menores. En Santa Cruz la asociación mineral es pirita-calcopirita, y galena-esfalerita rellenando fracturas, intersticios, diseminados, covellita asociada a hematita, y el oro aparece como granos finos como inclusiones dentro de cristales fragmentados de pirita, o aislados en granos de cuarzo, (figura 27) y en Santa Gertrudis la asociación es galena-esfalerita, las primeras rellenando fracturas y la segunda como inclusiones diseminadas en la primera, pirita y pirrotita diseminada, ambas corroídas y hematizadas. Por lo que se infiere que son dos etapas de mineralización. Paralelamente a sus bordes, se desarrolla alteración de escalas centimétricas de sericita, y silicificación, enmascaradas por la argilitización y oxidación de origen meteórico.

En base a estas observaciones, se puede inferir que están presentes dos etapas de mineralización, una etapa de cuarzo-pirita formada de cuarzo grisáceo y pirita euhédral diseminada menor con bajo grado en oro, donde el oro ocurre como inclusiones microscópicas en pirita y cuarzo, donde la alteración es predominantemente silíceo; y la etapa cuarzo-sulfuro formada por cuarzo lechoso azucarado, granular y

vetilleo relleno de galena-esfalerita, pirita-calcopirita, siendo esta etapa de mineralización principal.

Las inclusiones fluidas, podría indicar la presencia de dos tipos de fluidos diferenciados por su salinidad y temperatura, para las áreas (Santa Gertrudis-Santa Cruz). O bien, podría deberse a que el sistema evoluciona desde un fluido de alta temperatura a baja salinidad, hacia un fluido de menor temperatura y alta salinidad. También el descenso paulatino de temperatura de algunas de muestras, quizás esté reflejando una mezcla entre un fluido de menor temperatura y un fluido caliente de salinidad moderada a alta. Por su parte Pirajno (2009) señala que las inclusiones ricas en líquido (L) y vapor (V) que coexisten son indicativas de cualquier ebullición o mezcla, mismas que también pueden indicar que el fluido fue muy caliente en el tiempo de entrapamiento.

Las inclusiones fluidas en el cuarzo de la etapa dos de cuarzo-sulfuro con menas de alto grado en rangos de 5 a 20 μm en diámetro ocurren en forma circular, óvalo, elongada, irregular y anulares raras, relaciones texturales, muestran modos de ocurrencia, tanto en microgrietas, racimos, y a lo largo de los límites de granos de cuarzo deformado. Datos microtermométricos indican que las inclusiones líquidas, dominadas por H_2O , son las más abundantes, y que pueden ser homogeneizadas y separadas en fases líquida-vapor, indicando una posible ebullición de solución hidrotermal durante los procesos de mineralización, mostrando fluidos con salinidades de bajas y altas, y temperaturas de homogenización variable entre 145 a 355°C.

A pesar de que solo se tienen escasos datos que muestran inclusiones fluidas acuosas carbónicas con baja salinidad, comparte características con fluidos acuosos carbónicos reportados en un gran número de depósitos de oro orogénico (Barker et al., 2000). Por lo que es confuso si este fluido está implicado en la formación de la mineralización de galena, esfalerita, pirita y pirrotita, ya que la mayoría de las vetas tienden a mostrar salinidades moderadas a altas. Pero esto podría concordar, con lo señalado por Moritz (s/fecha), refiriendo que las inclusiones de salinidad baja a media con fluidos de dos fases de H_2O con o sin CO_2 , y muy salinas- H_2O (35% peso equiv. NaCl), con una fase de sal sólida y minerales hijos en algunos casos (p.ej. halita), como las observadas en el área, son muy polémicas, pero han sido interpretadas en otras localidades del mundo como salmueras tardías sin relación a la deposición de mena, o también han sido consideradas como resultado de fases de separación de fluidos H_2O -

CO₂. Por lo que las altas salinidades de los fluidos no son sólo diagnósticas de fluidos magmáticos, sino que también pueden ser producidos durante metamorfismo retrógrado (Bennett y Bakker 1992).

Los valores de $\delta^{18}\text{O}$ obtenidos de las distintas muestras colectadas de las vetas-vetillas de cuarzo, tienden a mostrar una cierta tendencia al campo de las aguas metamórficas regionales, de acuerdo a Taylor (1974), ya que refiere que se tiene un amplio rango de $\delta^{18}\text{O}$ (+5 a 25‰), sin embargo, no se podría descartar un origen magmático. La uniformidad de los valores (14.2 a 15.4‰) implicaría una fuente de fluidos muy similar, así como en su temperatura, y normalmente quizás fue conducida a escala orogénica, y relacionada a una fuente distal singular, como ha sido bien documentada para los depósitos de oro orogénicos alojados en los Cratones Superior y Yilgarn (Robert *et al.*, 2005) y en la Cordillera Oriental Andina (Haeberlin, 2002), asumiendo que pudieran haber sido producidas por metamorfismo retrogrado (Bennett and Bakker, 1992, *en* Moritz (s/fecha).

En cuanto a los resultados obtenidos de $\delta^{34}\text{S}$ de azufre de las distintas especies minerales caen en un rango que varía entre los 1.8 a 9.0‰, (Santa Gertrudis=1.8 a 4.4‰, y Santa Cruz=6.3 a 9‰) consistentes con una fuente magmática, que pudo haber sido originada por cualquier cuerpo ígneo, que en esta zona pudo haber sido el mismo metagranito-metagranodiorita de edad Pérmico-Triásico o bien por cuerpos Terciarios no expuestos reportado por Campos-Enríquez *et al.*, (2010) en los valles centrales, donde se marca tentativamente el límite entre los terrenos Zapoteco y Juárez, o quizás también sean producto de los clastos ígneos alojados en protolitos de rocas sedimentarias, y que fueron volatizados durante los eventos metamórficos a los cuales fueron sometidas estas rocas.

El fraccionamiento homogéneo entre los pares minerales isotópicos, sugiere equilibrio entre los pares esfalerita-galena; sin embargo en los pares pirita-esfalerita indican cierto evento de no equilibrio. Sugiriendo una segunda etapa de mineralización emplazada entre las fracturas, mostrada por pirita-calcopirita y ocasionalmente galena, y la esfalerita en inclusiones en galena en vetas grisáceas. O también parece coincidir con las etapas tardías de microfracturación generando grietas en granos de cuarzo lechoso y pirita, y con relleno ensamblado de galena-esfalerita.

La comparación de los fluidos formadores de las distintas vetas de cuarzo del área con los descritos en Norteamérica, Perú, Sur de China y de México mismo (Ver

Tabla 18), permite observar que los valores de $\delta^{18}\text{O}$ para los fluidos formadores de mineral, combinados con la temperatura de formación de vetas, se superponen a datos isotópicos de otros depósitos tipo oro orogénico en localidades antes citadas. Así mismo, los valores del $\delta^{34}\text{S}$ obtenidos en este trabajo, tienden a mostrar una cierta similitud con los valores obtenidos en las regiones de Pataz, Perú y La Herradura, México, donde Haeblerlin (2000) reporto valores colectados en distintas especies minerales como pirita -0.1 a 3.3‰, calcopirita 2.5‰, galena -2.1 a 1.9‰ y esfalerita 0.4 a 3.7‰; y por su parte Quintanar-Ruiz (2008) obtuvo los siguientes: en pirita 4.7 a 6.7‰, esfalerita 4.8 a 5.6‰, y en galena 3.4 a 3.9‰.

Por lo tanto, en base a las observaciones de campo se infiere que en la región (ver Tabla 18 y 19) considerando el estilo, la geometría de mineralización, y los análisis de isótopos estables e inclusiones fluidas, tiende a indicar cierta similitud con los depósitos actualmente clasificados como los depósitos de tipo de oro orogénico. Considerando alguna de las características distintivas que presentan cada una de las manifestaciones minerales emplazadas en las rocas metamórficas que conforman al complejo Oaxaqueño, se infiere que estas sean parte de una “provincia” metalogénica de oro en rocas metamórficas (figura 25).

Interpretación sobre los fluidos.

Como se ha descrito, quizás la solución por presión es común y penetrante en la zona, y probablemente los fluidos portadores de sílice fueron generados *in situ* por solución de presión, donde estos en la zona de milonita fueron acompañados por microvetillas en disolución desarrollados intensivamente y penetrantemente (figuras 26 c, d). El desarrollo de estas microvetillas de disolución considerablemente podrían realzar la porosidad y permeabilidad de las rocas de la zona, y proporcionar conductos para la migración de las soluciones que forman la mena así como espacio para la precipitación de sílice. O Posiblemente esta generación y precipitación ocurrió durante los procesos progresivos de deformación de cizalla, donde las vetas de cuarzo están predominantemente paralelas a la foliación, posteriormente fueron cizalladas y boudinage junto a su ensanchamiento y aplastamiento durante la subsecuente deformación de cizalla tanto en bandas y deformación plástica (Figuras 26a, b).

Tabla 18. Características generales e isótopos de oxígeno y azufre e inclusiones fluidas en vetas de cuarzo y cuarzo-carbonato de los depósitos de oro orogénico al Oeste de la Cordillera de Norte América en el circum-Pacífico de Norte Sur de China y Sud América.

Provincia	Localización	Litología	Edad de Roca Caja	Ambiente Tectónico	Facies	Geometría de veta y Mineralogía	Alteración	$\delta^{18}O_{\text{‰}}$ (Cuarzo)	T°C	$\delta^{34}S_{\text{‰}}$	T°C**	Salinidad Peso % NaCl**	Ref.
1 Cinturón de Oro Junea	Junea	Metasedimento \pm metavolcánico	Cretácico	Terreno Taku acreción	Esquistos verdes			15.2 a 20.8	300		200 a 235	<5	Goldfarb et al., 1991
3 Distrito Klondike, Yukon	Shelba	Metasedimentos y roca ígneas	Paleozoico medio-Mesozoico temprano	Terreno Yukon-Tanana		Inclinadas considerablemente, 50 cm a 2 m de amplitud en zonas extensional frágil. Cuarzo, muscovita, clorita, calcita pirita con <galena.		14.6 a 15.1 *14.7 a 15.1	*323 \pm 18		*323 \pm 18	*3.3 \pm 1.5	Jia et al., 2003; *Rushton et al., 1993
2 Mother Lode, California	Carson y Coulterville	Metasedimentaria, volcánica, y ultramáfica.	Paleozoico - Mesozoico.	Sierra Nevada		Inclinadas considerablemente en complejo de fallas inversas Cuarzo, muscovita, calcita Mg, magnesita, pirita.		16.5 a 18.6					Jia et al., 2003
	Oro Rico y McAlpine							15.0 a 17.5	300		250 a 325	<2	
1, 5, 6 Bridge River, suroeste British Columbia (CB)	1 Pioner	Esquisto verde.	Paleozoico Tardío-Mesozoico.	Cadwallar, Bridge River		Vetas en echelon inclinadas considerablemente, de 0.1 a 10 m de amplitud, en zonas de cizalla dúctil-frágil. Cuarzo, muscovita Cr, ankerita, carbonatos, pirita con menor de otros sulfuros.		17.8 a 18.1					
	5, 6 Bralorne	Diorita.											
4 Cinturón Orogénico Tasman-Bendigo, Australia	Central y Norte de Mina Deborah	Metaturbiditas en cuarzo	Paleozoico Ordovícico/Cámbrico.					14.4 a 17.2	350 \pm 25	Py=-5.3 a +8.1			
Cinturón orogénico Jinshan	Jinshan	Turbidita-intrusiones máficas/ ultramáficas.	Mesoproterozoico -Neoproterozoico	Terreno Jiuling	Esquisto verde/esquistos azules	Vetas (lentes) de cuarzo paralelos a zonas de cizalla. Cuarzo, pirita, galena, esfalerita, calcopirita y arsenopirita	Silíceo, pirítico, sericitico, cloritico.	12.4 a 15.3			300	1 a 7	Li et al., 2010
7 Cordillera Oriental Andina, Perú	Cinturón de Au Valle Pataz-Marañon	Vulcanosedimentaria/batolito calcálico	Proterozoico/Paleozoico.	Antofalla-Arequipa	Esquistos verdes	Longitud de hasta 5 km, y ramificaciones. Cuarzo, pirita, arsenopirita, esfalerita, galena.	Seritización pervasiva, cloritización, carbonatación y piritización.	10.9 a 14.2	330		140 a 330	1 a 8	Haeberlin 2002
8 La Herradura, México	La Herradura	Gneis cuarzo-feldespático y granitoide.	Proterozoico.	Acreción Paleoproterozoico? ó Subducción Laramide.	Esquistos verde y anfíbolita	Enjambres tensional en echelon. Cuarzo, pirita, galena, esfalerita.	Cuarzo-sericitita-albita, ankerita-siderita, propilitica.	14.1 a 16.1	330	Py= 4.7 a 6.6 Esf=4.8 a 5.6 Ga=3.4 a 3.9	245 a 295	3.5 a 4.8	Quintanar-Ruiz 2008

Tabla 18. Características generales e isótopos de oxígeno y azufre e inclusiones fluidas en vetas de cuarzo y cuarzo-carbonato de los depósitos de oro orogénico al Oeste de la Cordillera de Norte América en el circum-Pacífico de Norte, Sur de China y Sud América.

Provincia	Localización	Litología	Edad de Roca Caja	Ambiente Tectónico	Facies	Geometría de veta y Mineralogía	Alteración	$\delta^{18}\text{O}\text{‰}$ (Cuarzo)	T°C	$\delta^{34}\text{S}\text{‰}$	T°C**	Salinidad ad Peso % NaCl**	Ref.
Oaxaca	Oaxaca	Ortogneis, paragneis	Mesoproterozoico	Terreno Oaxaca/acreción	Granulita con retrogresión a esquistos verdes	Vetas de 10 a 90 cm. Cuarzo, galena-esfalerita, pirita-pirrotita	Parcialmente silicificación, seritización y cloritización	14.1 a 15.4		Py= 2.1 a 7, Esf=2.3 a 8.2 Ga=1.8 a 3.3 Cal=6.6	145 a 355	8 a 32	Este trabajo
Isotopos Estables ^{18}O : ¹ Goldfarb et al., 1991; ² Jia et al., 2003; ³ Weir and Kerrich, 1987; ⁴ Jia et al., 2001; ⁵ Rushton et al., 1993; ⁶ Leitch et al., 1991; ⁷ Haeberlin et al., 2002; ⁸ Quintanar 2008.													
Inclusiones fluidas: ** Goldfarb <i>et al.</i> , 1988; Weir and Kerrich, 1987; Haeberlin, 2002; Quintanar-Ruiz, 2008.													

Tabla 19. Características de los depósitos de oro epigenéticos (tomadas de Goldfarb *et al.*, 1998; Goldfarb *et al.*, 2005).

Tipo Depósito	Ambiente Tectónico	Ejemplos	T°C Formación	Profundidad Emplazamiento (km)	Composición de los fluidos minerales	Relación Au/Ag	Tipos Alteración	Otros rasgos claves	Ref.
Orogénico	Margen continental; régimen compresional a transtensional; vetas típicamente en rocas metamórficas sobre el lado hacia el mar o arco continental.		200 a 700.	2 a 20.	3 a 10 equiv. NaCl, $\geq 5\%$ mol CO ₂ ; trazas de CH ₄ /N ₂ ;	1/10	Carbonatación, sericitización, sulfuración; como skarn ensamblado en depósitos de alta temperatura.	Alojados en terrenos metamórficos; ≤ 3 a 5% de sulfuros minerales; depósitos individuales de ≥ 1 a 2 km de extensión vertical; asociación espacial con zonas de fallas transcorticales y magmatismo granítico.	Groves <i>et al.</i> , 1998.
IRGD*	Ambientes corticales bajos a moderados careciendo de volcanismo extenso contemporáneo; Desarrollo tardío en el ciclo orogénico. Márgenes continentales pero en una posición hacia la tierra relativa a margen de arco continentales; Provincias magmáticas con mineralización de tungsteno y/o estaño.	Fort Knox, Mokrsko, Salave, Vasilkovskoe, Timbarra, Kidston, y Kori Kalla.	141 a 219°C; 270 a 330°C; 340 a 600°C.	2 a 8.	2.1 a 15.7% equiv NaCl, 2 a 8% equiv NaCl; Fluidos ricos-CO ₂ y ausentes; fluidos atrapados a 1.25 a 1.5 kbr. 20 a 50% equiv NaCl.		Cuarzo, feldespato-K, albita, sericita y carbonato.	Intrusiones félsicas de estado de oxidación intermedia; Oxidación primaria reducida (magmas de arco); Anomalía de Bi, W, As, Sn, Mo, Te, y Sb; Contenido de sulfuro bajo (<3%), oro comúnmente asociado bismuto y falta metales base; Estilos greisen, diseminado, veta plana, stock-work, brecha en roca ígnea huésped; Formación amplia de vetas de cuarzo laminares.	Goldfarb <i>et al.</i> , 2005
Epitermales	Arco oceánico, arco continental, o ante arco extensional de corteza continental, ambientes extensionales normal, pero comúnmente en regímenes compresionales.		100 a 300	Superficial a 2	<1 a 20% equiv NaCl; condensado temprano (alta sulfuración). ácido (alta sulfuración).	0.02/1	Adularia-sericita-cuarzo (baja sulfuración), cuarzo-alunita-caolinita (alta sulfuración).	Vetas y reemplazamientos son similares en edad como oro alojado o cerca de rocas volcánicas; zona mineral generalmente de 100 a 500 m en extensión vertical; mineral diseminado común en sistema de alta sulfuración.	Groves <i>et al.</i> , 1998.

*IRGD=Depósitos de oro relacionados a intrusión.

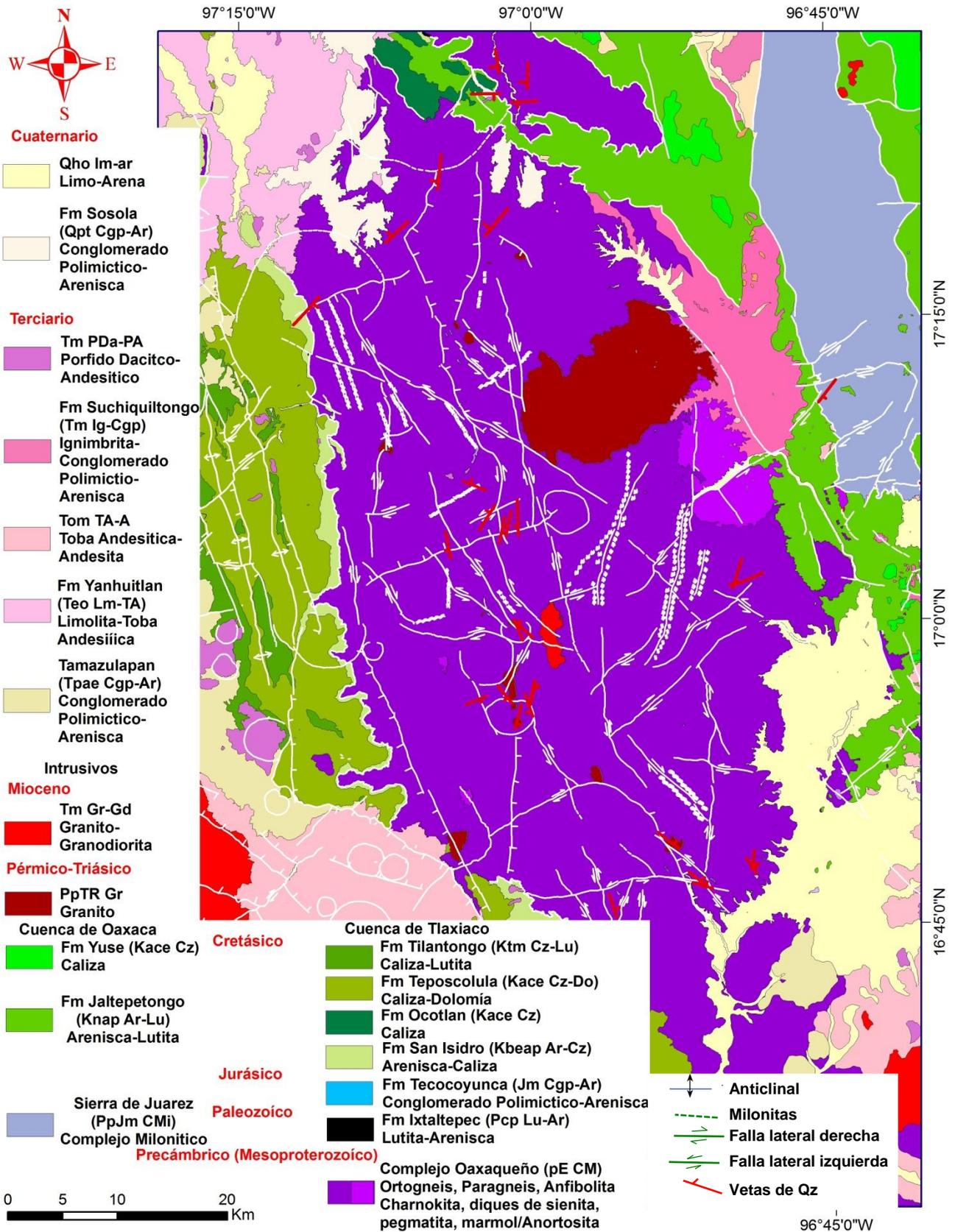


Figura 25. Evidencias de las estructuras de cuarzo mineralizadas emplazadas en rocas metamórficas de facie granulita del CO, asociadas a fallas estructurales. Tomadas de los trabajos del SGM (2007, 2008 y 2009).

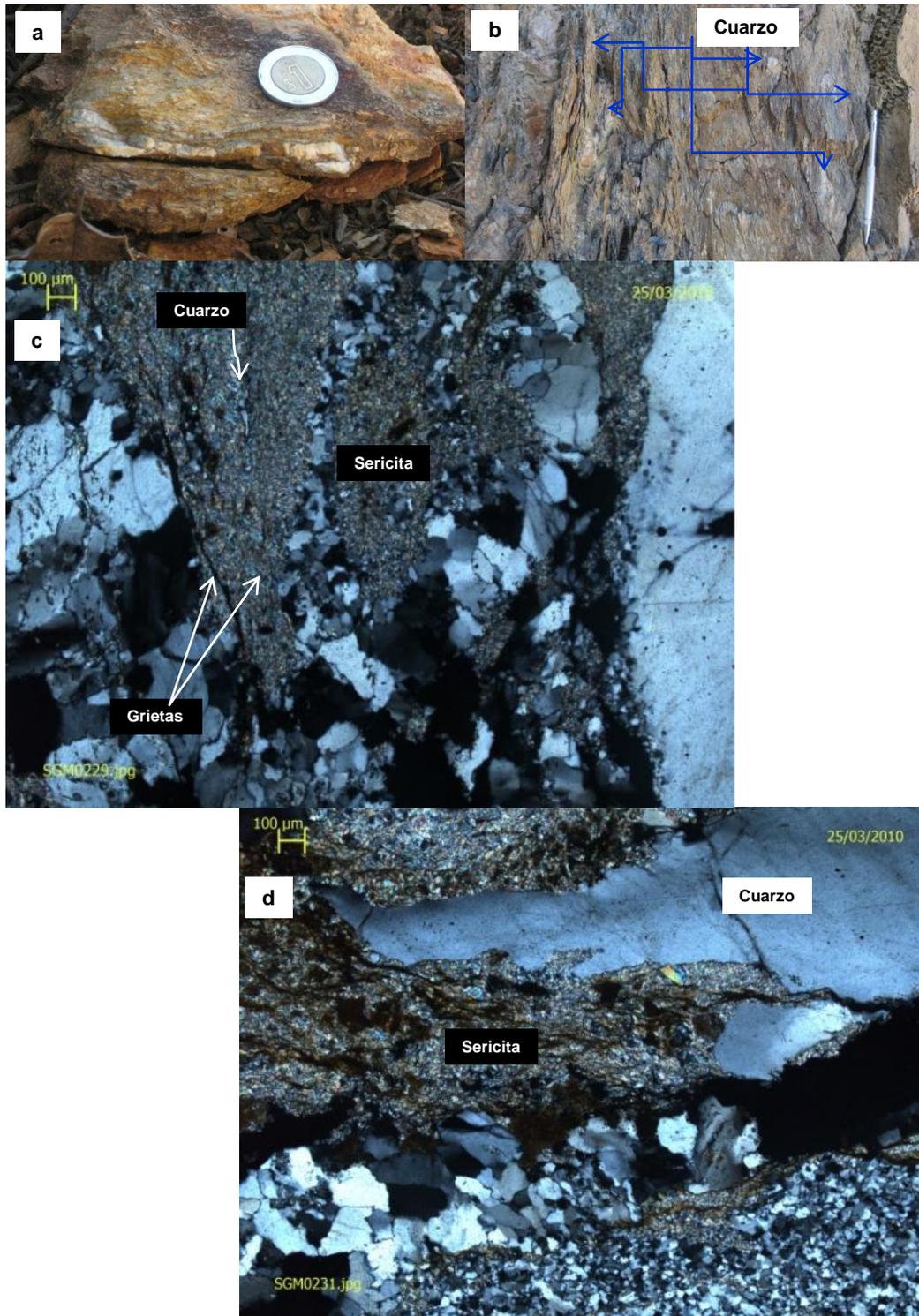


Figura 26. a, b) Vetas de cuarzo laminares paralelas a la foliación, con formas budinaje y plegadas; c) desarrollo de cuarzo en forma laminar paralelas en microfracturas, y microgrietas paralelas a la lineación mineral, y d) cuarzo con microgrietas, rotados paralelos a la foliación.

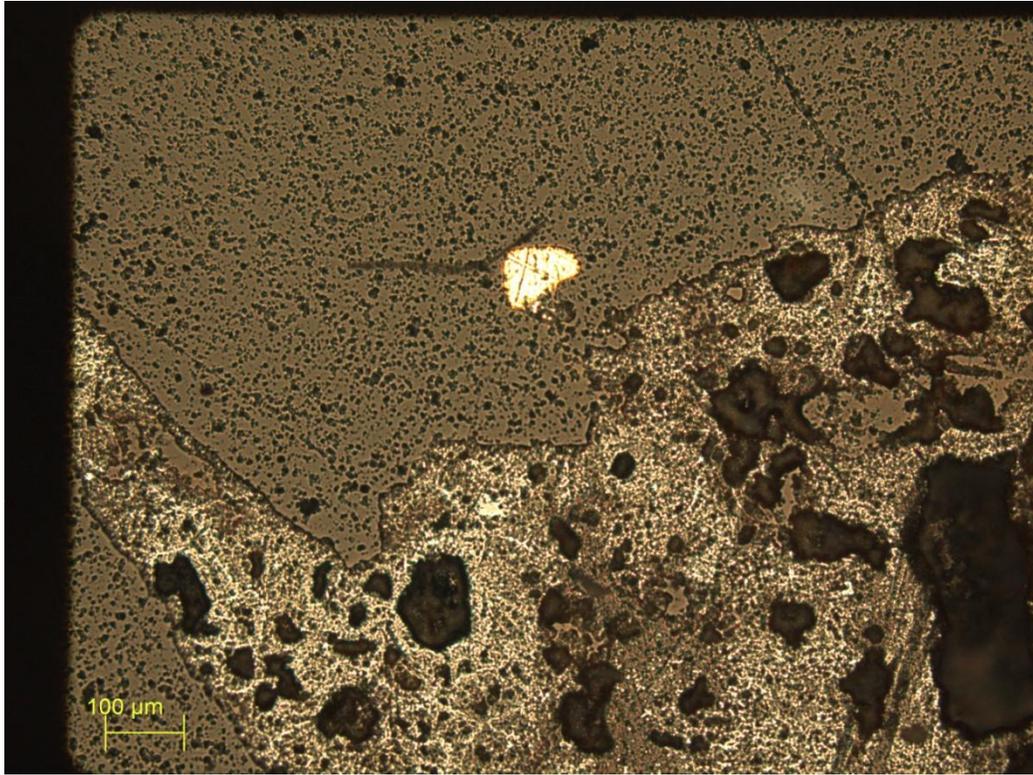


Figura 27. Micrografía con pirita con bordes oxidados y pequeños granos de oro.

CAPITULO VIII. CONCLUSIONES.

Las manifestaciones minerales se localizan en la parte sur México al sur de la ciudad de Oaxaca. Estas ocurren dentro de una tendencia preferencialmente noroeste-sureste en rocas metamórficas de facies granulita y con retrogresión a esquistos verdes y en granitos, de edad Precámbrica y Pérmico-Triásico (?) respectivamente.

Alojadas preferencialmente en ortogneises y paragneises de 1.2 Ga de edad. Paralelamente y cortantes a la foliación, así como también en pequeñas fallas frágiles; orientadas al noroeste.

La mayor parte de las manifestaciones minerales ocurren en vetas-vetillas de cuarzo con presencia de sulfuros alterados por meteorización a óxidos de hierro. Estas vetas son de ángulos variables entre 19° a 60°C.

Los estudios de inclusiones fluidas en vetas de cuarzo muestran que los fluidos minerales son pobres o nula concentración en CO₂, salinidad moderada a alta, y temperaturas de homogeneización entre 143-353°C.

Los resultados obtenidos de los isótopos de oxígeno de $\delta^{18}\text{O}=14.2$ a 15.4‰, que coinciden con valores de aguas metamórficas, sin descartar, así como también de origen magmático.

La uniformidad de los valores de $\delta^{34}\text{S}$ (Santa Gertrudis de 1.8 a 4.4‰, y Santa Cruz de 6.3 a 9.0‰) indican que la fuente de azufre era isotópicamente uniforme, probablemente derivado de una fuente magmática, o indirectamente de la disolución y/o desulfuración de los sulfuros minerales primarios.

En base al ambiente tectónico del CO, patrón estructural, geometría y estilo de mineralización química y el probable origen de los fluidos mineralizadores, se puede, tentativamente, concluir que estas manifestaciones de mineral corresponderían a un tipo de depósito de oro orogénico, sin descartar la posibilidad que se trate de depósitos de oro en vetas relacionadas a intrusiones según lo señalado por Sillitoe y Thompson, (1989).

En base a las características tanto geológicas como estructurales de las manifestaciones minerales alojadas en rocas metamórficas del CO se generó un mapa, que permite inferir la posible existencia de una provincia metalogenética en el sur de México, caracterizada por la presencia de vetas de cuarzo aurífero hospedadas en rocas metamórficas. Su importancia económica está aún por develarse.

BIBLIOGRAFÍA.

Alaniz-Álvarez S. A., Nieto-Samaniego A. F., and Ortega-Gutiérrez, F., 1994. Structural evolution of the Sierra de Juarez mylonitic complex, state of Oaxaca, Mexico. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*. V. 11, nº 2, p. 147-156.

Alaniz-Álvarez, S. A., Nieto-Samaniego, A. F., 1997. Representación gráfica de los dominios de ruptura y deslizamiento-Aplicación de la falla de Oaxaca, México. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas* 14 (1), p. 26-37.

Alaniz-Álvarez, S. A., Van der Heyden, P., Nieto-Samaniego, A. F., Ortega-Gutiérrez, F., 1996. Radiometric and kinematics evidence for Middle Jurassic strike-slip faulting in southern Mexico related to the opening of the Gulf of Mexico. *Geology* 24, p. 443-446.

Bakker, R. J., and Diamond W., 2000. Determination of the composition and molar volume of H₂O-CO₂ fluid inclusions by microthermometry. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, Vol. 64, Nº 10. p. 1753-1764.

Barker A. J., Bennett D. G., Boyce A. J., Fallick A. E., 2000. Retrogression by deep infiltration of meteoric fluids into thrust zones during late-orogenic rapid unroofing. *J. metamorphic Geol.*, Vo. 18, Nº 3, pp. 307-318.

Bennett D. G., and Barker A. J., 1992. High salinity fluid: The result of retrograde metamorphism in thrust zones. *Geochimica et cosmochimica acta*, Vol. 56, pp. 81-95.

Bierli, F. P., and Crowe, D. E., 2000. Phanerozoic orogenic lode gold deposits. In: Hagemann, S. G., and Brown, P. E., eds., *Gold in 2000: Society of Economic Geologists, Reviews in Economic Geology*, v. 13, p. 103-139.

Bodnar, R. J., 1992. The System H₂O-NaCl. Presented at the Pan American Conference on Research on Fluid Inclusions, Lake Arrowhead, California, May, p. 21-24.

Bodnar R. J., 2003a. Introduction to fluid inclusions. In Samson, A. Anderson and D. Marshall, eds. *Fluid Inclusions: Analysis and Interpretation*. Mineral. Assoc. Canada, Short Course 32. p. 1-8.

Bodnar, R. J., 2003b. Introduction to aqueous fluid systems. In I. Samson, A. Anderson, & D. Marshall, eds. *Fluid Inclusions: Analysis and Interpretation*. Mineral. Assoc. Canada, Short Course 32. p. 81-99.

Bodnar, R. J., and Vityk, M. O., 1994. Interpretation of microthermometric data for H₂O-NaCl fluid inclusion. In Fluid inclusions in Minerals, Method and Application, B. De Vivo and M. L. Frezzotti, eds., pub, by Virginia Tech, Blacksburg, VA. p. 117-130.

Borthwick, J. and Harmon, R. S., 1982. A note regarding CIFJ as an alternative to BrF₅ for oxygen isotope analysis. Geochimica et Cosmochimica Acta Vol. 46, p. 1665-1668.

Cabrera-Ramírez, J. C., 2006. Los minerales estratégicos de Oaxaca, en el contexto del mercado mundial. Tesis licenciatura. UNAM, Facultad de Economía. Capítulo 2 “La riqueza mineral estratégica de Oaxaca”.

Campa M. F., Coney, P. J., 1983. Tectonostratigraphic terranes and mineral resource distributions in Mexico, Canadian Journal Earth Science, N° 20, p.1040-1051.

Campos-Enríquez, J. O., Belmonte-Jiménez S. I., Keppie J. D., Ortega-Gutiérrez F., Arzate J. A., Martínez-Silva J., Martínez-Serrano R. G., 2010. Gravity and magnetic survey of the Oaxaca city region: Cenozoic horst-and-graben structure superimposed on the Oaxaca-Juarez terrane boundary, southern Mexico. Journal of South American Earth Sciences 29. p. 572-585.

Camprubí A., 2009. Provincias y épocas metalogénicas de México: Actualización de su conocimiento. En Geos, Vol. 29, No. 1. p. 1-2.

Camprubí C., 2010. Criterios para la exploración minera mediante microtermometría de inclusiones fluidas. Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana Volumen 62, núm. 1. p. 25-42.

Camprubí A., y Albinson T., 2006. Depósitos epitermales en México: actualización de su conocimiento y reclasificación empírica. Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana. Volumen Conmemorativo del Centenario. Revisión de algunas tipologías de depósitos minerales en México. Tomo LVIII, Núm. 1. p. 27-81.

Camprubí A., Tritlla J., 2006. Prefacio. Boletín de la Sociedad Geológica mexicana. Volumen Conmemorativo del Centenario. Revisión de algunas tipologías de depósitos Minerales de México. p. v-vi.

Clark K. F., Foster C. T., Damon P. E., 1982. Cenozoic mineral deposits and subduction-related magmatic arcs in Mexico. Geological Society of America Bulletin, v. 93, p. 533-544.

Clark K. F., and Fitch D. C., 2005. Distribution of mid-miocene to recent metalization in Mexico. AIMMGM XXVI Convención Internacional de Minería, Veracruz, Ver., México. p. 20-30.

Clark K. F., y Fitch D. C., 2009. Evolución de los depósitos metálicos en el tiempo y el espacio en México. In: Clark K. F., Salas-Piza, G., and Cubillas-Estrada R., (eds), Geología Económica de México, II Edición. Servicio Geológico Mexicano.

Clayton R. N., and Mayeda T. K., 1963. The use of bromine pentafluoride in the extraction of oxygen from oxides and silicates for isotopic analysis. Goehimica et Cosmochimican Acta, 1963, vol. 27, p. 43 to 52.

Damon P. E., Shafiqullah M., y Clark K. F., 1981. Evolución de los arcos margmáticos en México y su relación con la metalogénesis. Revista del Instituto de Geología. Vol. 5, Num. 2, p. 223-238.

Dávalos, A. O. G., 2006. Evolución Tectónica Cenozoica en la porción norte de la Falla de Oaxaca. Tesis de Maestría. Centro de Geociencias, Juriquilla, Qro. UNAM. p. 1-122.

Elías-Herrera M., Ortega-Gutiérrez, F., Sánchez-Zavala, J. L., Macías-Romo, C., Ortega-Rivera, A., Iriondo A., 2005. La falla de Caltepec: raíces expuestas de una frontera tectónica de larga vida entre dos terrenos continentales del sur de México. Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, Volumen Conmemorativo del Centenario Grandes Fronteras Tectónicas de México, Tomo LVII, núm. 1, p. 83-109.

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, Noviembre, 2004.

Fries C. Jr., Schmitter E., Damon P. E., Livingston, D. E., 1962. Rocas Precámbricas de edad grenvilliana de la parte central de Oaxaca en el sur de México. UNAM, Instituto de Geología, Boletín N° 64, parte 3. p. 45-53.

Fries C. Jr., Schlaepfer C. J., Rincón-Orta, C., 1966. Nuevos datos geocronológicos del Complejo Oaxaqueño. Boletín Sociedad Geológica Mexicana. V. 29. p. 59-66.

Goldfarb, R. J., Groves D. I., Gardoll, S., 2001. Orogenic gold and geologic time: a global synthesis. Ore Geology Reviews 18. p. 1-75.

Goldstein, R. H., 2003. Petrographic analysis of fluid inclusions. In I. Samson, A. Anderson, & D. Marshall, eds. Fluid Inclusions: Analysis and Interpretation. *Mineral. Assoc. Can., Short Course Ser.* 32. p. 9-53.

González A., Mota, S., Arceo y Cabrilla, F. A., Zárate, L. J., 1997. Informe de la Carta Geológica-Minera y Geoquímica Oaxaca, Escala 1:250,000. Informe Técnico. Consejo de Recursos Minerales. p. 4-77.

Groves D. I., Goldfarb R. J., Gebre-Mariam M., Hagemann S. G., 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* 13. p. 7-27.

Goldfarb, R. J., Baker, T., Dubé, B., Groves, D. I., Hart, C. J. R., and Gosselin, P., 2005. Distribution, character and genesis of gold deposits in metamorphic terranes. In: *Economic geology 100th Anniversary volume*. Society of Economic Geologists, Littleton, Colorado, USA, p. 407-450.

Haerberlin Y., 2002. Geological and Structural Setting, Age, and Geochemistry of the Orogenic Gold Deposits at the Pataz Province, Eastern Andean Cordillera, Peru. Tesis Doctorado. Université de Genève, Faculté des Sciences, Département de minéralogie. p. 1-195.

Hagemann, S. G., and Cassidy, K. F., 2000. Archean orogenic lode gold deposits. In Hagemann S.G., and Brown, P.E., eds., *Gold in 2000*, Society of Economic Geologists, *Reviews in Economic Geology*, v. 13, p. 9-68.

Hodgson, C. J., 1993. Mesothermal lode-gold deposits, in Kirkham, R. V., Sinclair, W. D., Thorpe, R. I. and Duke, J.M., eds., *Mineral Deposit Modeling: Geological Association of Canada, Special Paper* 40, p. 635-678.

Holland T. J. B., and Powell R., 1998. An internally consistent thermodynamic data set for phases of petrological interest. *J. Metamorphic Geol.*, 16, p, 309-343.

Inclusiones fluidas (s/f). Consultado en línea <http://www.cec.uchile.cl/~vmaksaev/INCLUSIONES%20FLUIDAS.pdf>.

Islas T. J. J., y Armenta de la C. S., 2007. Informe geológico-minero y geoquímico de la carta Asunción Nochixtlán, E14-D36, escala 1:50,000. Informe Técnico. Servicio Geológico Mexicano.

Jiménez H. A., y Motolinea G. O., 2007. Informe geológico-minero y geoquímico de la carta San Mateo Tepantepec, E14-D46, escala 1:50,000. Informe Técnico. Servicio Geológico Mexicano.

Jiménez H. A., y Mendoza T. A., 2008. Informe geológico-minero y geoquímico de la carta Villa de Zaachila, E14-D57, escala 1:50,000. Informe Técnico. Servicio Geológico Mexicano.

Loaeza G. J. P., y Mendoza T. A., 2007. Informe geológico-minero y geoquímico de la carta Oaxaca de Juárez, E14-D47, escala 1:50,000. Informe Técnico. Servicio Geológico Mexicano.

Li X., Wang Ch., Hua R., & Wei X., 2010. Fluid origin and structural enhancement during mineralization of the Jinshan orogenic gold deposit, South China. Miner Deposita. p. 583-597.

Keppie J. D., Dostal J., Ortega-Gutiérrez F., López R., 2001. A Grenvillian arc on the margin of Amazonia: evidence from the southern Oaxacan Complex, southern Mexico. Precambrian Research. p. 165-181.

Keppie J. D., Dostal J., Cameron K. L., Solari L.A., Ortega-Gutiérrez F., López R., 2003. Geochronology and geochemistry of Grenvillian igneous suites in the northern Oaxacan Complex, southern Mexico: tectonic implications. Precambrian Research. p. 365-389.

Keppie D. J., Ortega-Gutiérrez F., 2010. 1.3-0.9 Ga Oaxaquia (Mexico): Remnant of an arc/backarc on the northern margin of Amazonia. Journal of South American Earth Sciences 29. p. 21-27.

Kerrick D. M., 1974. Review of metamorphic mixed-volatile (H₂O-CO₂) equilibria. American Mineralogist, Volume 59, p. 729-762.

McCuaig T. C., and Kerrich R. 1998. P-T-t-deformation-fluid characteristics of lode gold deposits: evidence from alteration systematic. Ore Geology Reviews 12 (1998) 381-453.

Martínez A. H., y Armenta de la C. S., 2008. Informe geológico-minero y geoquímico de la carta San Miguel Peras, E14-D56, escala 1:50,000. Informe Técnico. Servicio Geológico Mexicano.

Mercado P. G., 1987. Estudio preliminar del Área San Miguel Peras, Distrito de Zaachila, Oaxaca. Reporte técnico, Consejo de Recursos Minerales.

Molina-Garza R. S., Iriando A., 2005. La Megacizalla Mojave-Sonora: la hipótesis, la controversia y el estado actual de conocimiento. Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, Volumen Conmemorativo del Centenario, Grandes Fronteras Tectónicas de México, Tomo LVII, núm. 1. p. 1-26.

Morán-Zenteno, D. J., Cerca, M., and Keppie, J. D., 2007. The Cenozoic tectonic and magmatic evolution of southwestern México: Advances and problems of interpretation, in Alaniz-Álvarez, S.A., and Nieto-Samaniego, A. F., eds., Geology of México: Celebrating the Centenary of the Geological Society of México: Geological Society of America Special Paper 422. p. 71-91.

Moritz R., 2000. What have we learnt about orogenic lode gold deposits over the past 20 years? (Internet).

Nieto-Samaniego, A. F., Alaniz-Álvarez, S. A., Silva-Romo, G., Eguiza-Castro, M. H., Mendoza-Rosales C. C., 2006. Latest cretaceous to miocene deformation events in the Eastern Sierra Madre del Sur, Mexico, inferred from the geometry and age of major structures. GSA Bulletin, v. 118, n°1/2, p. 1868-1882.

Ohmoto, H., and Lasaga, A., 1982. Kinetics of reactions between aqueous sulfates and sulfides in hydrothermal systems. Geochimica et Cosmochimica Acta, v. 46, p. 1727-1745.

Órnelas M. A., y Verdugo N. G., 2009. Caracterización geológica estructural y de mineralización en el área Karina, Municipio de Caborca, Sonora, México. Tesis de Licenciatura, Universidad de Sonora. Pp. 1-110.

Ortega-Gutiérrez F., 1977. Los mármoles intrusivos del Complejo Oaxaqueño. Revista Instituto de Geología. UNAM. Vol. 1, Num. 1. pp. 28-32.

Ortega-Gutiérrez F., 1981. La Evolución tectónica Premisisipica del sur de México. UNAM. Revista del Instituto de Geología, v. 5, n° 2, p. 140-157.

*Ortega-Gutiérrez F., Ruiz J., Centeno-García, E., 1985. Oaxaquia, a Proterozoic microcontinent accreted to North America during the late Paleozoic. *Geology*. v. 23, no. 12. pp. 1127-1130.*

*Ortega-Gutiérrez F., Ruiz J., Centeno-García, E., 1995. Oaxaquia, a proterozoic microcontinent accreted to North America during the late Paleozoic. *Geology*. V. 23, N° 12. p. 1127-1130.*

Ortega-Gutiérrez F., Elliot J., Elias M., 2010. Modes and tempos for retrogression of the Oaxacan Complex granulites: preliminary. INAGEQ Vol. 16, N° 1, pp. 306-310.

Ortega, J. V., y Lambarria, S. C., 1991. Informe geológico del prospecto hoja Oaxaca de compilación geológica. Informe técnico. PEMEX.

Ortega-Obregón, C., Luigi, S., Keppie, J., Ortega-Gutiérrez, F., 2001. El Granito Etna, posible evidencia de un arco magmático Proterozoico en Oaxaca. Resúmenes Geoquímica y Petrología (GEOQP-31), p. 249-250.

Ortega-Obregón, C., Keppie J. D., Solari L. A., Ortega-Gutierrez F., 2003. Geochronology and geochemistry of the -917 Ma, calc-alkaline Etna Granitoid Pluton (Oaxaca, Southern Mexico): Evidence of post-Grenvillian subduction along the Northern Margin of Amazonia. International Geology Review. Vol. 45, p. 596-610.

Pérez, S. E., 2006. Estudio metalogénico de los yacimientos de Ni-Co (Cu-Zn) de La Esperanza, Sonora Central: Caracterización de los depósitos y relaciones con el Magmatismo Laramidico. Tesis Doctorado. CGEO, Juriquilla, Qro. UNAM, p. 1-214.

Pérez-Segura, E., 2008. Geoquímica de los yacimientos de oro Orogénico en Sonora. Actas INAGEQ, Vol. 18, Num. 1, p.35-36.

Pirajno F., 2009. Hydrothermal Process and Mineral Systems. Capítulo I y 9. Edit. Springer

Quintanar-Ruiz, F. J., 2008. La Herradura ore deposits: an orogenic ore deposits in northwestern in Mexico. Tesis de Maestría. The University of Arizona. p. 97.

Rocha M. V. S., 1949. Distrito minero de San Miguel Peras, estado de Oaxaca. Informe técnico. Consejo de Recursos Naturales No Renovables. pp. 1-14.

Roedder, E., 1984. Fluid Inclusions. Min. Soc. Am. Rev. in Min. 12, p. 644.

Sánchez-Rojas L. E., Aranda-Osorio J. N., Castro-Rodríguez, M. G., Zárate-López, J., Zárate-Barradas, G. R., 1998. Informe geológico-minero y geoquímico carta Zaachila, Escala 1:250,000. Informe Técnico. Consejo de Recursos Minerales.

Ruano S.M., Both R.A., Golding S.D., 2002. A fluid inclusion and stable isotope study of the Moonta copper-gold deposits, South Australia: evidence for fluid immiscibility in a magmatic hydrothermal system. Chemical Geology 192, pp. 211-226.

Sedlock R.L., Ortega-Gutiérrez, F., Speed, R.C., 1993, Tectonostratigraphic terranes and tectonic evolution of Mexico. Geological Society of America, Special Paper, 278. p. 153.

Servicio Geológico Mexicano, 2010. Panorama minero del Estado de Oaxaca Julio 2010.

Consejo de Recursos Minerales, 1999. Carta Geológica Minera San Francisco Telixtlahuaca E14-D37, Escala 1: 50,000.

Servicio Geológico Mexicano, 2007. Carta Geológica Minera Asunción Nochixtlán E14-D36, Escala 1: 50,000.

Servicio Geológico Mexicano, 2007. Carta Geológica Minera San Mateo Tepantepec E14-D46, Escala 1: 50,000.

Servicio Geológico Mexicano, 2007. Carta Geológica Minera Oaxaca de Juárez E14-D47, Escala 1: 50,000.

Servicio Geológico Mexicano, 2008. Carta Geológica Minera San Miguel Peras E14-D56, Escala 1: 50,000.

Servicio Geológico Mexicano, 2008. Carta Geológica Villa de Zaachila E14-D57, Escala 1: 50,000.

Servicio Geológico Mexicano, 2009. Carta Geológica San Vicente Lachixio E14-D66, Escala 1: 50,000.

Servicio Geológico Mexicano, 2009. Carta Geológica Ejutla de Crespo E14-D67, Escala 1: 50,000.

Silver, L. T., Anderson, T. H., Ortega-Gutiérrez, F., 1994. The thousand year old orogeny of southern and eastern Mexico. In: Geological Society of America Annual Meeting Abstract with Programs, 26. GSA, A 48.

Sillitoe R. H., and Thompson J. F. H., 1998. Intrusion-Related Vein Gold Deposits: Types, Tectono-Magmatic Settings and Difficulties of Distinction from Orogenic Gold Deposits. *Resource Geology*, vol. 48, no. 2, 237–250.

Solari L. L. A., 2001. La porción norte del Complejo Oaxaqueño, estado de Oaxaca: estructuras, geocronología y tectónica. Tesis Doctorado. UNAM. Instituto de Geología. p. 1-192.

Solari, L., Dostal, J., Ortega-Gutiérrez, F., Keppie D., 2001. The 275 Ma arc-related La Carbonera stock in the northern Oaxacan Complex of the southern Mexico: U-Pb geochronology and geochemistry. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*. V. 18, num. 2. p. 149-161.

Solari, L. A., Keppie J. D., Ortega-Gutiérrez F., 2004. Phanerozoic Structures in the Grenvillian Northern Oaxacan Complex, Southern Mexico: Result of Thick-Skinned Tectonics. *International Geology Review*, Vol. 46, 2004, p. 1-15.

Sterner S. M., and Bodnar. R. J., 1984. Synthetic fluid inclusions in natural quartz I. Compositional types synthesized and applications to experimental geochemistry. Geochimica et Cosmochimica Acta. Vol. 48. p. 2659-2668.

Taylor, H. P., Jr., 1974. The application of oxygen and hydrogen isotope studies to problems of hydrothermal alteration and ore deposition. Economic Geology, V. 69, p. 843-883.

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, Num. 1, p. 111-122.

Valencia-Moreno M., Ochoa-Landín L., Noguez-Alcántara B., Ruiz J., Pérez-Segura E., 2006. Características metalogenéticas de los depósitos de tipo pórfido cuprífero en México y su situación en el contexto mundial. Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana. Volumen Conmemorativo del Centenario. Revisión de algunas tipologías de depósitos minerales en México. Tomo LVIII. N° 1, p. 1-26.

ANEXOS.

Tabla 20. Resultados petrográficos tomados de la Carta Villa de Zaachila, Escala 1:50.000, Clave E14-B57, y complemento con muestras tomadas durante este trabajo.

Número	Zona	X	Y	Textura	Características	Clasificación
VZ 120	14Q	730630	1860284	Granoblástica inequigranular	Minerales esenciales: <i>Feldespato</i> (30%) en cristales granulares, algunos con bandeamiento y desarrollo de perfitas, <i>Plagioclasa</i> (20%) en cristales granulares de tipo oligoclasa-andesina e incipientemente seritizados, <i>Cuarzo</i> (15%) en cristales granulares diseminados. Minerales secundarios: <i>Granate</i> (15%) de forma granoblástica con grandes porfidoblastos algunos de los cuales tienen pequeños cristales de flogopita en poikiloblastos, <i>Rutilo</i> (3%) de forma anhedral, con pequeños cristales escasamente diseminados sobre un mosaico de feldespato-cuarzo, <i>Piroxeno</i> (1%) en forma anhedral donde se observan escasos cristales de diópsido y augita asociados al granate; y los minerales secundarios están representados por <i>Minerales Opacos</i> (5%) de forma anhedral, cristales irregulares y laminares diseminados en toda la roca.	Granulita de piroxeno
VZ 126	14Q	717833	1855452	Granoblástica	Minerales esenciales: <i>Plagioclasa</i> (40%) en forma cristaloblástica tipo oligoclasa-albita, algunos fuertemente seritizados y con texturas poikiliticas, <i>Feldespato</i> (20%) de forma anhedral y cristales granulares tipo ortoclasa y anortoclasa con texturas perfiticas e incipientemente argilitización, <i>Cuarzo</i> (15%) en forma anhedral, cristales granulares, dentro de intersticios e intercrecimiento perfitico. Minerales accesorios: <i>augita</i> (15%) que tiene forma equigranular formando aglomerados de tipo augita y titano-augita, asociada a minerales opacos, <i>biotita</i> (10%) de forma micácea, cristales de habito hojoso diseminados en toda la roca, al parecer es una mica titanífera por el color que presenta, con alteración por oxidación; y como secundarios se observan los <i>minerales opacos</i> (5%) en forma anhedral, cristales diseminados y asociados a la augita.	Metacuarzomonzonita de Augita
VZ 127	14Q	718279	1859546	Granoblástica	Minerales esenciales: <i>Microclina</i> (55%) con formas subidioblástica, en cristales con maclado en enrejado e intercrecimientos mimerquíticos, <i>Cuarzo</i> (20%) presenta forma anhedral con cristales subredondeados que muestran extinción ondulante, <i>Granate</i> (15%) en forma de porfidoblastos del tipo piropo-almándino, alterado por cloritización, presentando grandes cristales fracturados con pequeñas inclusiones en cuarzo, <i>Biotita</i> (10%) de forma euahedral, que se exhibe en agregados de cristales tabulares castaño rojizo con relieve alto y presencia de líneas de cruceo con microtextura en mosaico mimerquítico. En facies de granulita con un posible protolito de roca ígnea ácida.	Ortogneis de biotita-granate

Tabla 20. Resultados petrográficos tomados de la Carta Villa de Zaachila, Escala 1:50.000, Clave E14-B46, y complemento con muestras tomadas durante este trabajo.

Número	Zona	X	Y	Textura	Características	Clasificación
VZ 2P	14Q	732616	1858119	Granoblástica	Minerales esenciales: <i>Cuarzo</i> (30%) en forma hipidiomorfa e idiomorfa, fenocristales y microcristales alargados con partes angulosas y subangulosas, <i>Plagioclasa</i> (20%) de forma hipidiomorfa y xenomorfa, con partes angulosas y subredondeadas, maclado tipo albita-polisintético, con zoneamiento, <i>Feldespato</i> con partes subangulosas y subredondeadas, maclado polisintético. Minerales accesorios: <i>Hornblenda</i> (15%) subangulosa a subredondeada, moderadamente oxidado, <i>Biotita</i> (5%) de forma hipidiomorfa, tabulares con partes subangulosas, y <i>Grafito</i> (15%) de forma hipidiomorfa y xenomorfa, rara vez alargados.	Ortogneis
VZ 4P	14Q	732605	1858485	Granoblástica	Minerales esenciales: <i>Cuarzo</i> (30%) como microlitos y fenocristales alargados o lenticulares paralelos con los tamaños máximos, formas idiomorfas a xenomorfas con partes angulosas, subangulosas y subredondeadas, muy fracturado, <i>Feldespato</i> (25%) forma hipidiomorfa y xenomorfa con partes subredondeadas y subangulosas, alterados por sericita, clorita y hematita, algunos con maclados tipo albita y polisintético, <i>Plagioclasa</i> (20%) de forma hipidiomorfa y xenomorfa, la mayoría alterada por sericita, clorita y ligeramente por hematita, pocas veces se observa el maclado tipo maclado albita, <i>Biotita</i> (10%) forma hipidiomorfa y ligeramente tabulares con partes subangulosas, muy alteradas por sericita y óxidos.	Ortogneis
VZ 7P	14Q	728306	1856486	Granoblástica	Minerales esenciales: <i>Cuarzo</i> (40%) como microlitos y fenocristales alargados con fracturas, partes angulosas y subangulosas, forman bandas que se intercalan con bandas de sericita, <i>Plagioclasa</i> (25%) con partes relictas y se alcanzan a distinguir algunos maclados tipo albita, intensa sericitización, moderada oxidación e incipiente cloritización, <i>Feldespato</i> (20%) forma hipidiomorfa y xenomorfa, muy alterados y pocas veces se observan relictos, intensa sericitización, moderada oxidación y baja cloritización, <i>Biotita</i> (10%) de formas tabulares, mayoría de los cristales son microlitos y observan muy alterados por una moderada sericitización y baja oxidación. Minerales accesorios: <i>Grafito</i> (5%) algunas formas tabulares, hipidiomorfa y xenomorfa con partes subredondeadas y subangulosas, disperso en la muestra.	Ortogneis

Tabla 20. Resultados petrográficos tomados de la Carta Villa de Zaachila, Escala 1:50.000, Clave E14-B46, y complemento con muestras tomadas durante este trabajo.

Número	Zona	X	Y	Textura	Características	Clasificación
VZ 10P	14Q	728651	1856725	Granoblástica	Minerales esenciales: <i>Plagioclasa</i> (25%) forma hipidiomorfa e idiomorfa con partes subredondeadas y subangulosas, algunos cristales zonados, maclado albita y fracturados, <i>Cuarzo</i> (20%) de formas alargadas y lenticulares, con partes angulosas y subangulosas, la mayoría de los cristales se ven fracturados y algunos microlitos, <i>Feldespato</i> (20%) xenomorfo con partes subangulosa y subredondeada, moderada sericitización y baja cloritización, <i>Anfíbol</i> (15%) xenomorfo con partes subredondeadas y subangulosas, cristales fracturados y algunos se observan alargados, moderada oxidación. Minerales accesorios: <i>Grafito</i> (10%) forma alargada hipidiomorfa y xenomorfa con partes angulosas, subangulosas y subredondeadas, diseminado en toda la roca, <i>Biotita</i> (5%) forma tabulare hipidiomorfa, con partes subangulosas y fracturadas, moderada oxidación y sericitización, <i>Clorita</i> (5%) rellenando microvetillas y esporádicamente aparecen algunos cristales de clorita.	Ortogneis
VZ 12P	14Q	725346	1860221	Porfidoblástica	Minerales esenciales: <i>Cuarzo</i> (35%) fenocristales con partes angulosas y subangulosas, en cúmulos hipidiomorfos y xenomorfos con partes subangulosas y subredondeadas; microlitos hipidiomorfo subangulosos y subredondeados, la mayoría fracturados, <i>Plagioclasa</i> (25%) forma hipidiomorfa a xenomorfa con partes subangulosas y subredondeadas, maclado polisintético tipo albita, intensa alteración de sericita y pocos cristales son los que se pueden observar completos, <i>Feldespato</i> (20%) hipidiomorfa y xenomorfa con partes subangulosas y subredondeadas, maclado tipo carlsbad y polisintético, muy alterados por sericita y ligera oxidación, al igual que los feldespatos son pocos los cristales que se pueden ver sanos, <i>Muscovita</i> (15%) forma tabular hipidiomorfa con partes angulosas y subangulosas, forman cúmulos. Minerales accesorios: <i>Grafito</i> (5%) esporádicamente aparecen algunos microlitos dispersos en la roca.	Granodiorita

Tabla 21. Resultados de análisis minerográfico en corte y pulido (Laboratorio del Servicio Geológico Mexicano).

	Muestra	Zona	X	Y	Características Particulares	Características generales
Santa Gertrudis	VZ 2	14Q	732616	1858119	<p>Hematita (80%) automorfa, con tamaños de 150 a 10 μm, variación de ± 5, en características granulares, relleno de fracturas, vetillas e intersticios.</p> <p>Goethita (20%) automorfa, con tamaños de 10 a 5 μm y variación de ± 2, presentándose en los bordes de hematita formando texturas coliformes.</p>	Se identificaron escasos cristales de pirita. Los porcentajes reportados son considerando a los minerales como el 100%, en la muestra están presentes en un 35%, con microtextura de relleno.
	VZ 4	14Q	732605	1858485	<p>Hematita (60%) xenomorfa, con tamaños de 150 a 5 μm, variación de ± 5, en pequeños cristales granulares relleno de fracturas e intersticios.</p> <p>Pirita (20%) automorfa, con tamaños de 300 a 110 μm, variación de ± 2, y cristales cúbicos, los cuáles se observan con fracturas rellenas de hematita, y corroídos.</p> <p>Galena (10%) automorfa, con tamaños de 250 a 50 μm, variación de ± 1, en cristales cubico, que se observan relleno de intersticios, escasamente disseminados y asociados a pirita.</p> <p>Calcopirita (5%) cristales pequeños granulares, con tamaños de 30 a -5 μm, variación de ± 1, relleno de pequeñas fracturas.</p> <p>Covelita (5%) automorfa, con tamaños de 150 a 10 μm, variación de ± 1, y en cristales reticulares, asociada a hematita, con microtextura de relleno de cavidades.</p>	Escasos gránulos de oro libre (Figura 27). Los porcentajes reportados son considerando a los minerales como el 100%, en la muestra están presentes en un 10%.
	VZ215	14Q	732623	1858124	<p>Hematita (10%) de forma granular en cristales automorfos relleno de vetillas,</p> <p>Limonita (5%) con forma granular, en pequeños cristales disseminados en cuarzo y asociada a hematita. Se determinó su paragénesis supérgena de cuarzo-hematita-limonita.</p>	

Tabla 21. Resultados de análisis minerográfico en corte y pulido (Laboratorio del Servicio Geológico Mexicano).

Muestra	Zona	X	Y	Características Particulares	Características generales
VZ 5	728274	1856537	Hematita (75%) automorfa, en secciones cubicas, granulares que rellenan intersticios, vetillas, y fracturas, con tamaños de 450 a 20 μm , y variación ± 5 .	Los porcentajes reportados son considerando como el 100%, pero, en la muestra están presentes en un 15%.	
			Goethita (20%) xenomorfa, con tamaños de 20 a 5 μm , variación de ± 2 , presente en los bordes de hematita y como relleno de pequeñas fracturas.		
			Ilmenita (5%), de tamaños de 5 a -5 μm , variación de ± 1 , como exsolución lamelar en hematita, con una microtextura de relleno.		
VZ 7	14Q	728306	1856486	Goethita (75%) automorfa, con tamaños de 20 a 5 μm , variación de ± 5 , como aglomerados granulares finos en intercrecimiento, que forman texturas coloformes con hematita.	Los porcentajes reportados son considerando a los minerales como el 100%, en la muestra están en un 10%.
				Hematita (25%) automorfa, con tamaños de 200 a 5 μm , variación de ± 3 , como cristales granulares irregulares, con bordes rodeados por goethita, relleno de fracturas, vetillas e intersticios en la roca, con una microtextura de rellenos de cavidades, por oxidación.	
VZ 9	728400	1856449	Hematita (80%) automorfa, con tamaños de 300 a 10 μm , variación de ± 5 , en secciones de habito cubica y granular relleno de fracturas e intersticios, vetillas.	En general se presentan como texturas de rellenos de cavidades. Además, escasos cristales muy pequeños distribuidos aleatoriamente, menores a 5 micras, parecen ser calcopirita, sin embargo esta es una suposición.	
			Goethita (20%) granular, con tamaños de 10 a 5 μm , rangos de variación de ± 1 , asociada a los bordes de hematita.		

Tabla 21. Resultados de análisis minerográfico en corte y pulido (Laboratorio del Servicio Geológico Mexicano).

Muestra	Zona	X	Y	Características Particulares	Características generales
VZ11	14Q	727888	1856901	Hematita (60%) xenomorfa, con tamaños de 350 a 10 μm , variación de ± 7 , y cristales granulares, relleno de fracturas e intersticios, asociada a la pirita en los bordes y en fracturas.	Los porcentajes reportados son considerando a los minerales como el 100%. En la muestra están en un 40%.
				Goethita (20%) automorfa, con tamaños de 10 a 3 μm , variación de ± 1 , en pequeños cristales granulares finos, diseminados e intercrecidos con cuarzo, en los bordes y en exsolución lamelar con hematita.	
				Pirita (15%) automorfa, con tamaños de 450 a 90 μm , variación de ± 2 , en cristales de forma cúbica, aglomerados intensamente fracturados, corroídos y escasamente diseminados, asociados a hematita en los bordes, en su superficie y relleno de fracturas.	
				Covelita (5%) xenomorfa, con tamaños de 200 a 20 μm , variación ± 1 , como cristales granulares con retícula, asociada a goethita por los bordes, escasamente, con microtextura de relleno de cavidades.	
VZ12	14Q	725346	1860221	Hematita (80%) xenomorfa, con tamaños de 10 a 5 μm , variación de ± 8 , en pequeños cristales granulares, relleno de fracturas, y en vetillas e intersticios.	Los porcentajes reportados son considerando a los minerales como el 100% y en la muestra están en un 18%.
				Goethita (20%) xenomórfica, con tamaños de 5 a -5 μm , variación de 2 ± 5 , granulares muy finos formando grumos, en intercrecimiento en cuarzo, asociada a hematita en vetillas y fracturas, con una microtextura de relleno de actividades, por oxidación.	
VZ194	14Q	728292	1856510	Galena (60%), isométrica, en agregados xenomórficos relleno de vetillas.	Con base en esta determinación se concluye que la paragénesis y sucesión está constituida por galena-pirrotita-hematita, que corresponde a una mena polimetálica de origen hidrotermal
				Esfalerita (15%) con formas de exsolución en pequeños cristales como inclusiones diseminados en galena	
				Hematita (15%), con forma anhedral, en cristales automorfos asociados a galena; l	
				Limonita (5%) anhedral en cristales relleno de vetillas, asociada a hematita;	
				Pirrotita (2%) anhedral en cristales automorfos escasos en la roca y asociados a cuarzo (Figura 11)	

