



**UNIVERSIDAD NACIONAL  
AUTÓNOMA DE MÉXICO**

---

---

CENTRO DE GEOCIENCIAS

POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA

**GEOLOGÍA Y GÉNESIS DE  
LA MINERALIZACIÓN  
ECONÓMICA EN EL DISTRITO  
MINERO DE LA PAZ, S.L.P.,  
MÉXICO**

**T E S I S**

QUE PARA OBTENER EL TÍTULO DE:  
DOCTOR EN CIENCIAS  
(Yacimientos minerales)

PRESENTA:

**Maestro Porfirio Julio Pinto Linares**

Director

**Dr. Gilles Levresse**



Querétaro

10-07-2008

## Dedicatoria

Este trabajo de investigación, producto de muchas horas de estudio, esfuerzo, sacrificio y una permanente dedicación, y con la gran satisfacción de haber alcanzado el objetivo deseado, CON TODO MI CARIÑO LO DEDICO:

A mi esposa y compañera de la mitad de mi vida, LUPITA quien con su amor, comprensión y paciencia inteligente, así como por su constante apoyo a este, mi proyecto más importante de mi vida, hoy puedo decirle que se lo dedico, con todo mi amor. A mis hijos: Malú, Yuly y José de Jesús, que son todo mi orgullo y que, junto con mi esposa Lupita hemos conformado una familia hermosa y feliz, más aún ahora que se ha visto incrementada con un nuevo hijo: Gerardo, al haberse casado con mi hija mayor, Malú. A mis queridos padres: Humberto y Laura, ya fallecidos, de quienes recibí una educación ejemplar, y supieron transmitirme con su ejemplo cotidiano, valores muy importantes en mi vida, como la honestidad, responsabilidad, lealtad, respeto a los demás, puntualidad, valores que me han proporcionado muchas grandes satisfacciones.

A mis hermanos: Olga, Josefina, Humberto (†), Bertha y Juan, con quienes formamos, gracias a las enseñanzas de nuestros padres, un verdadero grupo familiar muy unido, donde el amor, la ayuda mutua, trabajo en equipo, y siempre con grandes deseos de superación, hicieron de nosotros una familia feliz, lazos que hasta la fecha perduran, a pesar de las distancias y el tiempo transcurrido.

A TODOS UDS., CON TODO MI AMOR LES DEDICO ESTA TESIS.

## Agradecimientos

A Dios, Padre Creador y Protector de nuestras vidas, porque hoy, en el ocaso de mi vida y al hacer una retrospectiva de la misma, no me queda ninguna duda de que todos los grandes y pequeños acontecimientos de mi vida han sido propiciados por el infinito amor, bondad y misericordia que Dios tiene para conmigo, al igual que los tiene para con todos sus hijos, razón suficiente para poder expresarle de viva voz, el día de hoy, que se cumple quizá mi último gran deseo de mi vida, el obtener el título de Doctor en Geología: GRACIAS DIOS MIO POR TODO LO GRANDIOSO QUE ME HAS DADO E HICISTE DE MI, EL SER MAS FELIZ DE ESTE MUNDO. Mi paso como estudiante por el Centro de Geociencias de la UNAM-Campus Juriquilla, ha servido para conocer, entre muchas personas, a investigadores, profesores y personal administrativo, y entre ellos, al Dr. Gilles Levresse, miembro principal de

mi comité tutorial, quien por su juventud, ya que puedo ser su padre, su liderazgo, su preparación y capacidad científica, logró en mi, como estudiante, que desarrollara este, mi proyecto dentro del campo de la investigación científica, gracias a su infinita paciencia y mucha disposición para enseñar y conducir a sus estudiantes. Siempre encontré en él, al amigo antes que al asesor, siempre entusiasta, solidario, y generoso. Por todo lo dicho, no me queda más que expresarle mi eterno agradecimiento y que, debido a su gran apoyo y ayuda, estoy por alcanzar la tan ansiada meta: Mi grado de Doctor en Geología ¡¡¡ Muchas gracias Gilles!!! Agradezco infinitamente a tres personas muy importantes para mí, y que gracias a ellas, haya podido embarcarme en este proyecto importante y trascendente para obtener este título. Ellas son: Los Drs. José Jorge Aranda Gómez, quien fungía como Jefe del Departamento de Geociencias Aplicadas en el IPICYT, y José Luíz Morán López, quien fungía entonces como Director General del Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica. El primero, con esa amabilidad y espíritu de ayudar al prójimo, me orientó y me facilitó el camino para conseguir, en primer lugar mi proyecto de tesis, y luego facilitarme todos los trámites para mi ingreso a la Universidad Nacional Autónoma de México, Campus Juriquilla, Querétaro, y el Dr. Morán, como director general del IPICYT, con ese espíritu de ayuda y amistad que le caracteriza, aprobó mi proyecto y me dio todas las facilidades para que siguiera trabajando en el instituto y a la vez desarrollar mi proyecto de investigación en la UNAM. Finalmente, la tercera persona a quien no puedo dejar de mencionar, es al Lic. José Cerrillo Chowell, Director General de la Empresa minera Santa María de La Paz y Anexas, S.A. de C.V. quien sin ninguna objeción y de forma inmediata, aceptó no solamente que mi proyecto de investigación se haga en la mina de su propiedad, sino que también conté con su apoyo económico para realizarlo. Por lo expuesto, mi eterna gratitud a Uds. Drs. Aranda y Morán, así como a Ud. Lic. Cerrillo, por toda la ayuda recibida y que sin ella, nunca hubiera podido llegar a culminar mi proyecto. Al Dr. Jordi Tritlla, miembro de mi comité tutorial, quien con sus amplios conocimientos y grandes deseos de apoyar a sus estudiantes, supo guiarme en la consecución de resultados para mi proyecto, así como revisar y proporcionar sus valiosos comentarios y correcciones en las diferentes publicaciones que hemos presentado juntos y solo, durante el desarrollo de mi proyecto, tanto para revistas indexadas como para Congresos Científicos nacionales e internacionales ¡¡¡Jordi, por la amistad que me has brindado y por toda la ayuda recibida de tu parte, Muchas Gracias!!! A los miembros del comité de sinodales, conformado por los Drs. Jorge Aranda Gómez, Alexander Iriondo, Jordi Tritlla, Martín Valencia, Delfino C. Ruvalcaba Ruiz, Philip Goodell y mi asesor principal,

Gilles Levresse, por todas las sugerencias y correcciones realizadas, con el propósito de mejorar la presentación de la presente tesis. Agradezco especialmente al personal del Centro de Geociencias de Juriquilla, en las personas de sus directores que me tocó tenerlos durante el tiempo de mis estudios, los Drs. Roberto Molina Garza, cuando ingresé al CGEO y a Carlos Mendoza, en tiempos de mi salida, por todo el apoyo que me brindaron durante el tiempo que estuve en el posgrado; a la Sra. Marta Pereda, secretaria del posgrado, quien siempre con su buen carácter y amabilidad resolvía oportunamente mis problemas administrativos de inscripciones, fechas de pagos, de exámenes, programas del semestre y de papelería en general. Gracias a ella, siempre estuve tranquilo y seguro de haber cumplido con todos los requisitos del posgrado ¡¡¡Muchas gracias Marta!!! Al Ing. José Gregorio Solorio Murguía, por su apoyo en la separación de minerales para los fechamientos U/Pb que tuve que realizar, a Juan Tomás Vázquez Ramírez por ayudarme en la preparación de las secciones delgadas y pulidas para mis estudios de las inclusiones fluidas y la petrografía de las rocas y minerales. A la Maestra en I. Q. Alicia Del Real del Laboratorio de Microscopía CFATA, Juriquilla, quien muy amablemente me facilitó la realización del estudio de algunas muestras de minerales en el microscopio electrónico de barrido¡¡¡Muchas gracias Ing. Solorio, Juanito y Mtra. Alicia por toda la ayuda recibida de parte de Uds. A las Lic. Teresa Soledad Medina Malagón y Teresita de Jesús Pérez, en la Biblioteca de Geología, que gracias a su eficiente trabajo, como conocedoras profundas de las existencias de libros y revistas en la biblioteca, nunca tuve problemas en encontrar libros y artículos en las diferentes revistas que buscaba y, más aún, cuando por correo electrónico solicitaba algo, siempre lo obtenía a tiempo¡¡¡ Muchas gracias Sol y Tere por toda la ayuda recibida de parte de Uds.!!! A todas las autoridades del IPICYT por su apoyo en la ejecución del presente proyecto y haber permitido que llegue a concluirlo. Así mismo, a mis amigos y compañeros de trabajo David Torres Gaytán y Alejandro Morales Vázquez por su desinteresada ayuda en la ejecución de algunos gráficos para este proyecto. Mi profundo agradecimiento a mis colegas y amigos de la Empresa Minera Santa María de La Paz, Ings. Manuel González Ochoa y David Estrada Medrano, geólogos de las minas Cobriza y Dolores, respectivamente, perfectos conocedores de la geología de superficie y subterránea de sus minas y siempre con la atención y amabilidad que les caracteriza, me ayudaron en las múltiples visitas que tuve que realizar a dichos lugares con motivo de los estudios que estaba realizando para mi proyecto de tesis, proporcionándome ayudantes de campo, muestras de mano (minerales) de diferentes lugares y acompañándome a lugares difíciles por su peligro o por encontrarse en lugares ya abandonados ¡¡¡Manuel y David,



muchísimas gracias por toda la ayuda que me brindaron!!! a veces hasta quitándoles su tiempo precioso y medido que siempre lo tienen. También, quiero expresar mi agradecimiento al Dr. Rafael Barboza Gudiño, director del Instituto de Geología de la Universidad Autónoma de San Luís Potosí, quien siempre me atendió y facilitó bibliografía que necesitaba con toda voluntad cuando acudía con él. Así mismo, al Ing. Juan Manuel Torres Aguilera, maestro del Área de Ciencias de la Tierra de la misma universidad, por ayudarme en el estudio petrográfico de las muestras de rocas para el proyecto. Al Dr. Víctor Valencia, de la Universidad de Arizona, quien me ayudó con el estudio de fechamiento de las muestras de los intrusivos de mi proyecto. Agradezco a CONACYT por el apoyo recibido a través de la Beca que me otorgó para realizar mi proyecto de tesis doctoral. Muchas gracias por tan significativo apoyo.

## Resumen

El distrito minero de La Paz se localiza en la Mesa Central, a 190 km al norte de la ciudad de San Luis Potosí y a 8 km al WNW de Matehuala, en la Sierra del Fraile. La Mesa Central está delimitada por tres principales sistemas de fallas profundas: Hacia el norte, el sistema E-W de Parras. Por el este, el sistema N-S de fallas Taxco-San Miguel de Allende-La Paz y por el sur-poniente, el sistema NW-SE de San Luís-Tepehuantes. La Orogenia Larámide es la causante del plegamiento que formó el anticlinal recumbente hacia el oriente de la Sierra del Fraile y preparó el camino para la intrusión posterior del magma granodiorítico, el cual formó las aureolas de hornfels y skarn asociadas a la mineralización de Au-Cu. El sistema de fallas profundas N-S Taxco-San Miguel de Allende-La Paz corta a la Sierra del Fraile por su flanco oriental, localmente conocida como falla Dolores, falla normal de juego múltiple durante la historia metalogénica del distrito, Los depósitos minerales de La Paz se deben a la actividad magmática Terciaria en el NE de México, probablemente relacionada a un proceso de subducción de muy bajo ángulo de la placa Farallón por debajo de la placa continental norteamericana, originando una progresión o transgresión del arco magmático hacia el Este. Estructuralmente, la falla N-S Dolores divide al distrito en dos zonas: Pilares en el poniente (Dolores y Cobriza) y Fosas tectónicas (zona de vetas) en el oriente del distrito. En Cobriza, la mineralización se presenta diseminada y conformada por pirita, calcopirita, bornita, arsenopirita, pirrotita, algo de esfalerita y galena. En Dolores, el skarn se presenta más desarrollado y con zoneamiento bien definido, donde la mineralización está diseminada y conformada por pirita, calcopirita, bornita, arsenopirita, pirrotita, galena, esfalerita y tetrahedrita. La alteración retrógrada en la zona de pilares es muy notoria y la constituye un stockwork y vetillas de cuarzo, calcita, fluorita con minerales de plomo, zinc, y cobre que corta al intrusivo y skarn. El skarn mineralizado se presenta también en la zona de fosas, a lo largo de las vetas mineralizadas, presentando su mayor desarrollo en el área del Membrillo y San Agustín y se va adelgazando al igual que los diques hacia las áreas de la mina del Pilar, y casi desaparece en San Acacio. Los estudios de la petrografía permitieron caracterizar los diferentes eventos de mineralización, tanto del skarn como de las vetas y las condiciones de formación de la mineralización. Los fluidos hidrotermales involucrados presentan una variación de temperatura, desde el evento del skarn progrado (500°C) hasta la transición progrado/retrógrado (360°-270°C) y son comparables con las temperaturas determinadas en las vetas (360°-340°C) y no se observó diferencias significativas en la caracterización de las condiciones de pH, fS y fO para el evento hidrotermal de las vetas y el evento retrógrado de los skarns. La caracterización geoquímica de los intrusivos de La Paz demuestra una transición entre las rocas adakíticas y las calco-alcalinas, ricas en potasio. Asimismo, las pequeñas diferencias en composición de los intrusivos pueden deberse al nivel de la toma de muestras en relación al

cuerpo total del intrusivo, más que a la idea de pertenecer a cuerpos distintos de intrusivos. En la relación La/Yb vs. La, los intrusivos de La Paz, muestran una clara tendencia hacia la fusión parcial de la corteza inferior y no a una cristalización fraccionada. El fechamiento de los intrusivos de La Paz por el método U/Pb en cristales de circón se promedia en 37 Ma, edad semejante a la determinada por el método K-Ar por Tuta et al. 1988 en 36 Ma. El fechamiento del hidrotermalismo asociado a la mineralización de las vetas, no fue posible determinarlo por falta de minerales apropiados para realizarlo. El estudio isotópico del azufre indica claramente una fuente magmática para la mineralización tanto de los skarns como de las vetas. El estudio isotópico del carbono- oxígeno y del estroncio, nos demuestra el papel importante que juega la serie carbonatada de los sedimentos sobre el control químico de las soluciones mineralizantes, así como el estudio isotópico del azufre y del carbono sugiere un proceso de ebullición del fluido mineralizante durante el evento hidrotermal mineralizador en las vetas. Los resultados del estudio de inclusiones fluidas en el skarn de Dolores y Cobriza presentan un patrón de enfriamiento sin mezcla. Las mediciones en cuarzo de Cobriza presentan un rango de temperaturas más alto ( $>500^{\circ}\text{C}$ ) que en Dolores ( $450^{\circ}\text{C}$ ) y comparable a las temperaturas más altas de la mina del Pilar ( $>500^{\circ}\text{C}$ ). Dolores presenta un solo tipo de fluido de alta salinidad, y Cobriza presenta dos tipos de fluidos de alta y baja salinidad, pero de temperatura de homogeneización similar. Los resultados de la zona de vetas (Pilar y San Acacio) proponen una caracterización mesotermal ( $230\text{-}320^{\circ}\text{C}$ ). Asimismo, el estudio permite mostrar un evento de skarn, en la mina del Pilar, además del evento mesotermal.

## Abstract

La Paz mining district is located on the Mesa Central, approximately 190 km North of the San Luis Potosi city and 8 km WNW of the Matehuala town, in the Sierra del Fraile. The Mesa Central is delimited by three principal systems of deep faults: By the north, the Parras E-W transversal system, by the east, the Taxco-San Miguel de Allende-La Paz N-S system, and by the southwest, the NW-SE San Luis-Tepehuanes system. The Laramide orogeny was the cause of the folding which formed the recumbent anticlinal towards the east of the Sierra del Fraile and allowed the intrusion of the granodioritic magma which formed the hornfels and skarn halos associated to the Au-Cu mineralization. The N-S deep fault system Taxco-San Miguel de Allende-La Paz cuts the Sierra del Fraile by the eastern flank, locally it is known as Dolores fault, a normal fault with multiple movement during the metallogenic history of the district. The La Paz ore deposits are related to the Tertiary magmatic activity in NE Mexico, probably related to a low angle subduction process of the Farallon plate below the Northamerican continental plate, originating a migration or transgression of the magmatic arc towards the east. Structurally, the N-S Dolores fault divides the district in two zones: Horst in the west (Dolores and Cobriza) and basin (Vein system) to the east of the district. The mineralization at Cobriza is disseminated and presents pyrite, chalcopyrite, bornita, arsenopyrite, pyrrhotite, with some sphalerite, and galena. The skarn mineralization at Dolores is more developed and presents a very well defined zoning, with disseminated sulfides such as pyrite, chalcopyrite, bornita, arsenopyrite, pyrrhotite, galena, sphalerite, and tetrahedrita. The retrograde alteration at the Horst zone is very notorious and it is conformed by a stockwork structure and veinlets with quartz, calcite, fluorite, and some lead, zinc, copper which are cutting the skarn and intrusives. The mineralized skarn is also present at the basin zone, along the mineralized veins, with its major development at the El Membrillo and San Agustín areas and it gets thinner, same as the dikes towards the El Pilar mine, and almost it disappears at the San Agustín mine. The petrographic studies allowed the characterization of the different events of mineralization in the skarn and in the veins, same as the formation conditions of the mineralization. The involved hydrothermal fluids present a variation of temperature, since the prograde skarn event (500°C) to the prograde/retrograde transition (360°-270°C) and they are comparable with the determined temperatures at the veins (360°-340°C) and it was not possible to observe significant differences in the characterization of the conditions of pH, fS and fO for the hydrothermal event of the veins and the retrograde event of the skarns. The geochemical characterization of the La Paz intrusives show a transition between the adakitic rocks and the calc-alkaline, potassium rich rocks. The small differences in chemical composition of the intrusives may be due to the sample location with respect to the entire body rock, instead of the idea to belonging to different intrusives. The intrusives of La Paz, in the

La/Yb relation, show a clear tendency to the partial fusion of the lower crust and not to a fractional crystallization event. Dating the La Paz intrusives by the method U/Pb in zircon crystals averaged 37 Ma similar to the K/Ar method used by Tuta et al. (1988) averaged 36 Ma. The age of the vein mineralization was not possible to be determined because the lack of suitable minerals to perform geochemical studies. The sulfur isotopic study indicates clearly a magmatic source for the mineralization of the skarns and the veins. The carbon-oxygen and strontium isotopic study show the important paper that plays the carbonate series of sediments on the chemical control of the mineralized solutions; same as the sulfur and carbon isotopic study suggest an ebullition process of the mineralized fluid during the hydrothermal mineralizing event at the veins. The results of the fluid inclusion studies in the skarns of Dolores and Cobriza present a cooling pattern without mixture. The measures in Cobriza quartz present the highest temperature rank ( $>500^{\circ}\text{C}$ ), Dolores ( $450^{\circ}\text{C}$ ), and comparable to the highest temperatures at the El Pilar mine ( $>500^{\circ}\text{C}$ ). Dolores mine presents only one type of fluid with high salinity, and Cobriza presents two types of fluids of high and low salinity, but comparable homogenization temperatures. The results from the Vein zone (Pilar y San Acacio) present a characterization mesothermal temperatures ( $230\text{-}320^{\circ}\text{C}$ ). At the same time, this study allows to show a skarn event at the El Pilar mine, besides of the mesothermal event.

# Índice general

<b>1. Introducción general</b>	<b>23</b>
1.1. Historia del distrito minero de La Paz . . . . .	23
1.2. Objetivos del estudio. . . . .	26
<b>2. Marco geológico regional</b>	<b>28</b>
2.1. Geología regional . . . . .	28
2.1.1. La Sierra Madre Oriental (SMOr) . . . . .	28
2.1.2. La Mesa Central . . . . .	30
2.1.3. Orogenia Larámide . . . . .	32
2.1.4. Confluencia de las Sierras de Catorce, del Fraile y Sierra Madre Oriental	34
2.2. Yacimientos minerales localizados a lo largo de los sistemas estructurales que delimitan a la Mesa Central . . . . .	37
<b>3. El Distrito Minero de la Paz, San Luís Potosí</b>	<b>39</b>
3.1. Generalidades sobre los yacimientos de Au-Ag-Cu en skarn y Ag-Pb-Zn en vetas en el Distrito Minero de la Paz, S.L.P. . . . .	39
3.2. Estratigrafía . . . . .	41
3.2.1. Formación Cuesta del Cura . . . . .	41
3.2.2. Formación Tamabra . . . . .	41
3.2.3. Formación Agua Nueva . . . . .	42
3.2.4. Formación San Felipe . . . . .	42
3.2.5. Formación Méndez . . . . .	42
3.2.6. Depósitos aluviales Cenozoicos . . . . .	43
3.3. Rocas intrusivas y extrusivas del Terciario reconocidas en el distrito . . . . .	43
3.4. Rocas metamórficas y metasomáticas . . . . .	44
3.5. Geología Estructural . . . . .	46
3.6. Las Vetas hidrotermales . . . . .	47
3.7. Estudios de inclusiones fluidas en el distrito . . . . .	49

3.8. Parámetros PT que controlan la precipitación de los metales . . . . .	50
<b>4. Actualización de la geología local del distrito minero de La Paz</b>	<b>52</b>
4.1. Introducción . . . . .	52
4.2. Estratigrafía . . . . .	52
4.3. Las calizas: Litología y estructuras favorables . . . . .	55
4.4. Los intrusivos del distrito de La Paz . . . . .	61
4.4.1. Intrusivo en Cobriza . . . . .	61
4.4.2. Intrusivo en Dolores . . . . .	63
4.4.3. Intrusivo del Membrillo . . . . .	64
4.4.4. Dique granodiorítico de San Acacio . . . . .	67
4.5. Geología estructural . . . . .	67
4.6. Conclusiones . . . . .	69
<b>5. Skarn y las vetas hidrotermales</b>	<b>71</b>
5.1. Introducción . . . . .	71
5.2. Mina Cobriza . . . . .	71
5.3. Mina Dolores . . . . .	73
5.4. Alteración propilítica (retrógrada) . . . . .	79
5.5. Las Vetas hidrotermales . . . . .	79
5.6. Alteración post-mineral . . . . .	82
5.7. Conclusiones . . . . .	83
<b>6. Petrología, metalografía y paragénesis de los yacimientos tipo skarn y vetas hidrotermales del distrito de La Paz</b>	<b>84</b>
6.1. Introducción . . . . .	84
6.2. Las sucesiones paragenéticas de la zona de skarn . . . . .	84
6.2.1. El skarn en mina Cobriza . . . . .	84
6.2.2. El skarn en mina Dolores . . . . .	86
6.3. Las sucesiones paragenéticas de la zona de Vetas . . . . .	92
6.4. Caracterización de las condiciones fisicoquímicas de los eventos mineralizantes . . . . .	97
6.4.1. Geotermometría . . . . .	97
6.4.1.1. Geotermómetro catiónico de la clorita . . . . .	97
6.4.2. Estimación de la fugacidad del oxígeno . . . . .	99
6.4.3. Estimación de la fugacidad del azufre . . . . .	100
6.4.4. Estimación de las condiciones de pH . . . . .	102
6.5. Conclusiones . . . . .	103

<b>7. Caracterización geoquímica de los intrusivos del distrito La Paz</b>	<b>104</b>
7.1. Introducción . . . . .	104
7.2. Procedimiento analítico . . . . .	104
7.3. Resultados . . . . .	105
7.3.1. Elementos mayores . . . . .	105
7.3.2. Elementos trazas . . . . .	108
7.4. Comportamiento de los elementos mayores y trazas de los intrusivos. . . . .	111
7.5. Conclusiones . . . . .	114
<b>8. Fechamiento de los intrusivos (U-Pb) y del hidrotermalismo (Rb-Sr)</b>	<b>116</b>
8.1. Introducción . . . . .	116
8.2. Metodología . . . . .	116
8.2.1. Separación de cristales de circón . . . . .	116
8.2.2. Condiciones analíticas de los resultados isotópicos U/Pb sobre monocristales de circón . . . . .	118
8.2.3. Condiciones analíticas de los resultados isotópicos Sm/Nd y Rb/Sr de cristales de fluorita . . . . .	119
8.3. Resultados del fechamiento U-Pb sobre zircones por ELA-ICP-MS . . . . .	119
8.3.1. Mina de Dolores . . . . .	119
8.3.2. Mina Cobriza . . . . .	120
8.3.3. Área del Cerro del Membrillo . . . . .	121
8.3.4. Mina de San Acacio . . . . .	121
8.4. Resultados Samario/Neodimio y Rubidio/Estroncio . . . . .	122
8.5. Conclusiones . . . . .	125
<b>9. Estudios de isotopía estable C-O-S y radiogénica Rb/Sr de los minerales de ganga y sulfuros de los yacimientos minerales del distrito de La Paz</b>	<b>127</b>
9.1. Introducción . . . . .	127
9.2. Análisis de los isótopos de azufre de las zonas de skarn y de vetas . . . . .	127
9.2.1. Análisis de los isótopos de azufre de la zona de skarn de Cobriza y Dolores	128
9.2.2. Análisis de los isótopos de azufre de la zona de vetas hidrotermales . . . . .	128
9.2.3. Discusión . . . . .	128
9.3. Análisis de los isótopos de carbono y oxígeno en las zonas de skarn y de vetas hidrotermales . . . . .	130
9.3.1. Análisis de los isótopos de oxígeno de la zona de skarn de Cobriza y Dolores	131
9.3.2. Análisis de los isótopos de oxígeno de la zona de vetas hidrotermales . . . . .	131
9.3.3. Discusión . . . . .	132



9.4. Estudios de isotopía radiogénica $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ de las fluoritas de la zona de skarn (Dolores) y de vetas hidrotermales (San Agustín y San Acacio) . . . . .	132
9.4.1. Análisis de los isótopos de estroncio de la zona de vetas hidrotermales . . . . .	132
9.4.2. Discusión . . . . .	133
9.5. Conclusión . . . . .	133
<b>10. Estudio de inclusiones fluidas</b>	<b>135</b>
10.1. Introducción . . . . .	135
10.2. Metodología . . . . .	135
10.3. Petrografía de las inclusiones fluidas . . . . .	136
10.3.1. Petrografía de las inclusiones fluidas de la zona de Cobriza . . . . .	136
10.3.2. Petrografía de inclusiones fluidas de la zona de Dolores . . . . .	137
10.3.3. Petrografía de inclusiones fluidas de la zona de vetas hidrotermales (El Pilar y San Acacio) . . . . .	138
10.4. Resultados microtermométricos . . . . .	140
10.4.1. Resultados microtermométricos de la zona minera de Cobriza . . . . .	140
10.4.1.1. Resultados microtermométricos del skarn de la zona minera de Cobriza . . . . .	140
10.4.1.2. Resultados microtermométricos de la alteración propilítica de la zona minera de Cobriza . . . . .	141
10.4.2. Resultados microtermométricos de la zona minera de Dolores . . . . .	142
10.4.2.1. Resultados microtermométricos del skarn en la zona minera de Dolores . . . . .	142
10.4.2.2. Resultados microtermométricos de la alteración propilítica de la zona minera de Dolores . . . . .	142
10.4.3. Resultados microtermométricos de la zona de vetas hidrotermales . . . . .	143
10.4.3.1. Resultados microtermométricos de las vetas hidrotermales El Pilar. . . . .	143
10.4.3.2. Resultados microtermométricos de las vetas hidrotermales San Acacio. . . . .	145
10.5. Conclusiones sobre los estudios de inclusiones fluidas . . . . .	145
10.6. Estimaciones de las condiciones (P-T) de atrapamiento . . . . .	147
<b>11. Transporte y precipitación de los metales</b>	<b>150</b>
11.1. Estimación de temperaturas y presiones . . . . .	150
11.2. Química de los fluidos mineralizantes . . . . .	151
11.3. Procesos de transporte y precipitación de los metales . . . . .	151

<b>12. Conclusiones</b>	<b>154</b>
12.1. Conclusiones locales . . . . .	154
12.2. Conclusiones regionales . . . . .	157
12.3. Perspectivas de exploración . . . . .	157

# Índice de figuras

1.1. Plano de localización del distrito minero de La Paz en el Estado de San Luis Potosí. Se muestran las vías de acceso y poblados principales. . . . .	24
2.1. Plano fisiográfico de México (Ortega et al., 1992 modificado). . . . .	29
2.2. Plano que muestra la localización de las estructuras mayores que delimitan a la Mesa Central: al norte el “sistema de fallas” del Sector Transversal de Parras (conjunto de pliegues y cabalgaduras), al este el sistema de fallas Taxco-San Miguel de Allende-La Paz, y al Sur por la falla del Bajío y el graben de Aguascalientes, por el sur-poniente por el sistema de fallas San Luis-Tepehuanes (Nieto-Samaniego et al. 2005, modificada). . . . .	31
2.3. Orogenia Larámide Cretácico tardío-Eoceno medio. Explicación: rosa: basamento; azul: Jurásico superior; verde oscuro: Cretácico inferior; verde claro: Cretácico medio; Amarillo: Cretácico tardío; Naranja; Cretácico tardío/ Terciario. Modificado de Sedlock et al., 1993. . . . .	33
2.4. Modelo idealizado de la estructura de la corteza en la Mesa Central propuesto por Nieto-Samaniego et al., (2005), modificado. La línea verde corresponde al modelo obtenido por inversión de datos gravimétricos. La línea en negro grueso está basado en la hipsografía y espesores de la corteza publicados por diversos autores. . . . .	35
2.5. Paleogeografía de la porción centro-oriental de México en el Albiano-Cenomaniano, mostrando las cuencas y plataformas principales del Cretácico medio. La línea discontinua representa el límite nororiental aproximado de la mesa Central. Modificado de Enos, (1974) y Carrasco, (1977). . . . .	36

2.6.	Localización de los principales yacimientos minerales a lo largo de los tres sistemas de fallas que limitan a la Mesa Central. Sistema de fallas del Sector Transversal de Parras por el norte, sistema de fallas Taxco- San Miguel de Allende-La Paz por el este y Sistema de fallas San Luís-Tepehuanes por el suroeste. A) tipo skarn; B) tipo vetiforme. Modificada de Nieto- Samaniego et al., (2005). Estrella verde: más de 50 Ma; estrella azul: 40-50 Ma; estrella negra: menos de 40 Ma; puntos verdes: más de 40 Ma; puntos rojos: ca. 30 Ma. . . . .	38
3.1.	Panorámica de la Sierra del Fraile, vista desde el Este de la sierra. La mina Dolores en el Cerro del Frailecillo, en el extremo sur de la Sierra y la mina Cobriza, entre los cerros del Fraile y los Tres Tenamastles, cerca del extremo norte de la sierra.	40
3.2.	Secuencia paragenética de la zona de skarn y vetas en las diferentes minas del distrito. (Gunnesch et al., 1994). . . . .	47
4.1.	Nuevo plano geológico de superficie del distrito minero de La Paz. . . . .	53
4.2.	Nuevo plano geológico de subsuelo de la zona de vetas del distrito minero de La Paz. Clave: violeta: Fm. San Felipe; azul claro: Fm. Cuesta del Cura; rojo: intrusivo; verde: skarn; líneas amarillas: vetas; línea punteada negra: fallas y zona de brecha. El límite occidental del plano es la zona de “falla/brecha Dolores”. . .	53
4.3.	Nueva sección transversal (W-E mirando al Norte). Abarca de la mina Dolores en el extremo occidental a la mina San Acacio en la parte oriental del distrito. Se muestran la falla Dolores y las diferentes minas de occidente a oriente: El Carmen, San Agustín, El Pilar, San Ignacio y San Acacio. El intrusivo(en rojo) se observa de mayor potencia en la zona de las minas El Carmen, San Agustín y El Pilar. Misma explicación que la figura 4.1. . . . .	54
4.4.	Nueva sección idealizada longitudinal N-S (A-A’) del pilar mirando al Oeste. Abarca las minas de Cobriza y Dolores. Misma explicación que la figura 4.1. . .	54
4.5.	Columna estratigráfica compuesta del distrito minero de La Paz. . . . .	56
4.6.	Foto mirando al poniente muestra la Formación Tamabra en la parte inferior. Sobreyaciendo concordantemente, la Formación Agua Nueva sin vegetación. La Formación San Felipe, en su miembro inferior, se observa sobreyaciendo concordantemente y cubierta por vegetación, a la Formación Agua Nueva. En la parte más elevada y poniente, se observa a la Formación Méndez. . . . .	57
4.7.	Formació Tamabra con fragmentos calcáreos angulosos de tamaños variables (1 a 6 cm). . . . .	58

4.8. Otro aspecto de la Formación Tamabra. En esta capa se aprecian fragmentos angulosos y semiredondeados de caliza y fragmentos de fósiles de aguas someras como corales en una matriz compuesta por lo que fue lodo calcareo. . . . .	59
4.9. Contacto Cuesta del Cura-Formación Tamabra-Agua Nueva mostrando fuerte plegamiento (chevron) y fuerte fracturamiento favorable al paso y reemplazamiento por las soluciones mineralizadoras. . . . .	60
4.10. Muestra de mano del intrusivo de Cobriza (interior de mina). . . . .	62
4.11. Fotomicrografía del intrusivo granodiorítico de Cobriza (A. Luz plana polarizada y B. nicoles cruzados; X10). . . . .	63
4.12. Mina Dolores: frente SE del cerro el Frailecillo mostrando contacto intrusivo-caliza con skarn mineralizado rodeando al intrusivo. Foto mirando al NW. . . . .	64
4.13. Afloramiento del intrusivo de Dolores cercano al contacto con el skarn, presenta vetillas de cuarzo y calcita con algunos sulfuros producto del proceso retrógrado sufrido en la zona de skarn. . . . .	65
4.14. Fotomicrografía de una muestra tomada en el intrusivo granodiorítico de Dolores (A. Luz plana polarizada y B. nicoles cruzados; X10). . . . .	65
4.15. Muestra colectada en el intrusivo del Membrillo cerca al contacto con el skarn. Presenta vetillas de cuarzo y calcita con algunos sulfuros; el conjunto es altamente alterado. . . . .	66
4.16. Fotomicrografía del intrusivo granodiorítico del Membrillo que ilustra su grado de alteración avanzado (propilítica y potásica) (A. Luz plana polarizada y B. nicoles cruzados; X10). . . . .	66
4.17. Fotomicrografía del dique granodiorítico de la mina San Acacio (A. Luz plana polarizada y B. nicoles cruzados; X10). . . . .	68
4.18. Planos geológicos (A) superficie, (B) subsuelo; y diagramas de rosa (C) pilar tectónico, (D) fosa tectónica. Con los rumbos de vetas y contactos de skarn con la roca encajonante. Los datos estructurales se enlistan en la Tabla 4.1 del Anexo 1 . . . . .	70
5.1. Hornfels ligeramente oxidado (hematita) en el área de Cobriza, presentando estructura de stockwork (alteración retrógrada propilítica con vetillas de cuarzo, calcita, fluorita, sulfuros de piritita, y calcopirita. Todavía se puede observar la estratificación de la formación San Felipe. . . . .	72
5.2. Plano geológico de subsuelo, mina Cobriza, nivel principal. Muestra la zona de skarn delgada, siguiendo paralelamente a los contactos de la caliza y el dique de intrusivo. . . . .	73

5.3. Contacto por falla entre endoskarn (parte superior claro) y skarn (parte inferior rojizo). El endoskarn que se desarrolla no es de gran espesor (0.05 a 0.30 m) y su mineralogía está compuesta principalmente por hedenbergita (verde oscuro), biotita, diopsida y granate (grosularia), clorita, epidota. Vetillas delgadas (5-10 mm) de cuarzo y calcita, producto de la alteración retrógrada. . . . .	74
5.4. Mina Cobriza-Interior de Mina.- skarn bandeado con granate, hedenbergita, diopsida y disseminación de sulfuros (pirita, calcopirita). . . . .	75
5.5. Skarn mineralizado de la zona de Cobriza.- Se observa hedenbergita, wollastonita, diopsida, calcopirita, bornita, pirita, clorita, vetillas de cuarzo y calcita. . . . .	75
5.6. Plano geológico de labor subterránea en la mina Dolores donde se observa el <i>stock</i> de intrusivo y el skarn formado de mayor espesor que en la mina de Cobriza. En este nivel de trabajo la formación sedimentaria donde se desarrolla el skarn es Cuesta del Cura. . . . .	76
5.7. Área de trabajo de subsuelo (nivel principal).- Contacto endoskarn/exoskarn. Se observa la estructura porfirítica del intrusivo y la distribución de los granates, hedenbergita y diopsida en el exoskarn . . . . .	77
5.8. Área de Dolores-Interior de mina.- Skarn sobrepuesto a la estratificación sedimentaria todavía visible (Fm. Cuesta del Cura), granate (andradita), hedenbergita, diopsida, bandas de sílice de color blanco (anteriormente pedernal), disseminación de sulfuros (calcopirita, pirita). . . . .	78
5.9. Muestra de mano de exoskarn de la mina Dolores con mineralización de calcopirita, bornita, y calcocita. La muestra corresponde a la zona intermedia de zoneamiento, muy cerca al contacto con la zona distal, donde abunda la wollastonita. . . . .	79
5.10. Alteración retrógrada propilítica (stockwork con vetillas blancas) que cortan el contacto intrusivo (Cobriza ) /skarn (hornfels). . . . .	80
5.11. Mina del Pilar-Interior de Mina.- Veta mineralizada con sulfuros de galena argentífera, esfalerita. pirargirita, tetrahedrita, cuarzo, y calcita. Roca encajonante: caliza a la izquierda, intrusivo muy alterado a la derecha. . . . .	81
5.12. Zona de alteración supergénica donde se puede observar una fuerte oxidación (hematización) y en pequeñas cantidades malaquita (superficie Cobriza). . . . .	82
6.1. Nueva tabla paragenética de la zona minera de Cobriza. . . . .	87

6.2.	A) Microfotografía metalografía y SEM de la zona minera de Cobriza. Asociación pirita/calcopirita con precipitación secundaria de tetrahedrita en las fracturas. B) Fotomicrografía : asociación característica de Cobriza: bornita/calcopirita/esfalerita con exoluciones de calcopirita. Cpy: calcopirita; Py: pirita; Teh: tetrahedrita; Ca: calcita; Sp: esfalerita; Bn: bornita; . . . . .	88
6.3.	Nueva tabla paragenética de la zona minera de Dolores. . . . .	89
6.4.	Microfotografía- metalografía y SEM de la zona minera de Dolores. A. Asociación pirita/arsenopirita/esfalerita con inclusiones de bismutina en la esfalerita. B. Fotomicrografía : asociación calcopirita/bornita con precipitación tardía de tetrahedrita y covelita. Bi: bismutina; Sp: esfalerita; Py: pirita; Gnte: granate; Gn: galena; Cv: covelita; Bn: bornita; Teh: tetrahedrita; Ag:plata; Au: oro; Cpy: calcopirita. . . . .	90
6.5.	Nueva tabla paragenética de las vetas hidrotermales del Pilar y San Acacio. . . .	93
6.6.	Microfotografía - metalografía y SEM de la zona minera de El Pilar. A. asociación arsenopirita/esfalerita/pirita/calcopirita con precipitación secundaria de pirargirita y tetrahedrita; B. Microfotografía: calcopirita/pirita en los espacios intercrystalinos de granate (típico de la zona de skarn progrado). . . . .	94
6.7.	Microfotografía – metalografía y SEM de la zona minera de San Acacio. A. asociación mineral pirita/galena argentífera/esfalerita; B. Microfotografía: galena argentífera y esfalerita en fractura cementada por calcita. Aspa: arsenopirita; Sp: esfalerita; Gn: galena; Py; pirita; Ca: calcita. . . . .	95
6.8.	A) Diagrama de caracterización cristaloquímica de las cloritas según Bayliss (1975); B) Curva de densidades (histograma de densidad) de las temperaturas calculadas según la fórmula de Cathelineau y Nieva (1985). Los análisis están dados en el Anexo 1 Tabla 6.2 . . . . .	98
6.9.	Diagrama esquemático de estabilidad para el sistema As-Fe-S-O (línea negra gruesa) en función de la Temperatura (en grados Celcius) y de la fugacidad del azufre. Campo dorado: pirita; campo amarillo: pirrotita; campo violeta: lollingita; campo azul: evento skarn progrado; campo rojo: evento skarn retro y vetas. . . . .	99
6.10.	Tabla de distribución de los valores de $fO$ determinados para cada zona minera estudiada. . . . .	100

6.11. Diagrama esquemático de estabilidad para el sistema Fe-S-O (línea negra gruesa), para el sistema Cu-Fe-S-O (línea azul), y para el As (línea punteada-punto), para el sistema As-Fe (línea discontinua negra), para el sistema Pb-S-O (línea verde) y para el sistema As-S (línea de puntos rojos) en función de $\log a_{O_2}$ vs. $\log a_{S_2}$ calculado a 250°C y una presión de vapor = 40 bares (modificado de Barton y Skinner, 1979). . . . .	101
6.12. Diagrama esquemático de estabilidad para el sistema Fe-S-O (línea negra gruesa), para el sistema Cu-Fe-S-O (línea azul), para el sistema Pb-S-O (línea verde) para el sistema S-O (línea naranja) en función del $\log a_{O_2}$ vs. pH calculado a 250°C y una presión de vapor = 40 bares (modificado de Barton y Skinner, 1979). . . . .	102
7.1. Diagrama de Harker $SiO_2$ vs $K_2O$ de los diferentes intrusivos. Plutones de La Paz: violeta: San Acacio; amarillo: Cerro Muerto; rojo: Dolores; verde: Cobriza; azul: Membrillo; rosa: San Agustín; Círculos grandes abiertos indican los valores promedio de diferentes depósitos minerales señalados por Meinert (1995b). . . . .	106
7.2. Diagrama de Harper $SiO_2$ vs $MgO$ de los diferentes intrusivos. Los puntos de color violeta: San Acacio; amarillo: Cerro Muerto; rojo: Dolores; verde: Cobriza; azul: Membrillo; rosa: San Agustín; Los círculos abiertos indican los valores promedio de diferentes depósitos de mineral mencionados por Meinert (1995). El campo de fundidos experimentales de eclogita y metabasalto (1-4.0 GPa) viene de los siguientes informes: Rapp et al, (1991, 1999, 2002); Sen y Dunn (1994); Rapp y Watson (1995); Prouteau et al. (1999); Skjerlie y Patiño Douce (2002), y otras referencias de allí. El campo de los fundidos experimentales de metabasalto y eclogita hibridizados con peridotita es después de Rapp et al. (1999). El campo de las adakitas derivadas de la corteza oceánica subducida se ha construido usando datos de los siguientes informes: Defant y Drummond (1990); Kay et al. (1999); Drummond et al. (1996); Stern y Killian (1996); Sajona et al. (2000); Aguillón-Robles et al. (2001); Defant et al. (2002); Calmus et al. (2003); Martin et al. (2005), y de referencias de allí. Los datos de las rocas adakíticas derivadas de la corteza inferior engrosada, provienen de: Atherton y Petford (1993); Muir et al. (1995); Petford y Atherton (1996); Johnson et al. (1997); Xiong et al. (2003). . . . .	107
7.3. Diagrama de elementos de tierras raras de distribución y evolución de las tierras raras en los diferentes intrusivos estudiados. . . . .	109
7.4. Diagrama $(La/Yb)_N$ vs. $Yb_N$ de los intrusivos del distrito minero de La Paz. Los punto de color violeta: San Acacio; amarillo: Cerro Muerto; rojo: Dolores; verde: Cobriza; azul: Membrillo; rosa: San Agustín. . . . .	110



7.5.	Diagrama Rb/Sr vs Zr de los intrusivos del distrito minero de La Paz. Los puntos de color violeta: San Acacio; amarillo: Cerro Muerto; rojo: Dolores; verde: Cobriza; azul: Membrillo; rosa: San Agustín. Los círculos abiertos indican los valores promedio de diferentes depósitos de mineral mencionados por Meinert (1995). . . . .	112
7.6.	Diagrama La/Sm vs Sm/Yb para los intrusivos de La Paz y los campos señalados por Kay y Mpodozis (2001) para los yacimientos de pórfiro de cobre en El Teniente (Chile) y el cinturón rico en Au, en el Indio (Chile). Los puntos de color violeta: San Acacio; amarillo: Cerro Muerto; rojo: Dolores; verde: Cobriza; azul: Membrillo; rosa: San Agustín; Los círculos abiertos indican los valores promedio de diferentes depósitos de mineral mencionados por Meinert (1995). . . . .	113
7.7.	Diagrama mostrando la relación La/Yb vs La. Los puntos de color violeta: San Acacio; amarillo: Cerro Muerto; rojo: Dolores; verde: Cobriza; azul: Membrillo; rosa: San Agustín. . . . .	114
8.1.	Plano de localización de las muestras obtenidas para ser fechadas por la metodología de monocristales de circón, utilizando el método de U/Pb y la fluorita el método Rb/Sr. . . . .	117
8.2.	Resultados de las mediciones de fechamiento U/Pb de la zona de Dolores: histograma de distribución de las edades $^{206}\text{Pb} / ^{238}\text{U}$ . . . . .	120
8.3.	Resultados de las mediciones de fechamiento U/Pb de la zona de Cobriza: histograma de distribución de las edades $^{206}\text{Pb} / ^{238}\text{U}$ . . . . .	121
8.4.	Resultados de las mediciones de fechamiento U/Pb de la zona del Membrillo: histograma de distribución de las edades $^{206}\text{Pb} / ^{238}\text{U}$ . . . . .	122
8.5.	Resultados de las mediciones de fechamiento U/Pb de la zona de San Acacio: histograma de distribución de las edades $^{206}\text{Pb} / ^{238}\text{U}$ . . . . .	123
8.6.	Resultados de las mediciones de fechamiento U/Pb del distrito de La Paz, histograma de distribución de las edades $^{206}\text{Pb} / ^{238}\text{U}$ . . . . .	123
8.7.	Diagrama $^{206}\text{Pb} / ^{238}\text{U}$ versus $^{207}\text{Pb} / ^{235}\text{U}$ de las edades determinadas en cristales de circón de los diferentes intrusivos del distrito minero de La Paz. . . . .	124
9.1.	Histogramas de distribución de los valores de $\delta^{34}\text{S}$ de los sulfuros analizados en la zona de skarn, de vetas hidrotermales, y los datos encontrados en la literatura. . . . .	129
9.2.	Diagrama de distribución de los valores de $\delta^{18}\text{O}$ vs $\delta^{13}\text{C}$ de los carbonatos analizados en la zona de skarn, de vetas hidrotermales, y los datos encontrados en la literatura (Castro-Larragoitia, 1990). . . . .	131

9.3. Diagrama que presenta los rangos de variación de los resultados obtenidos sobre las fluoritas de las vetas hidrotermales del distrito de La Paz, las rocas volcánicas terciarias y los valores del estroncio del agua de mar durante el Cretácico. . . . .	134
10.1. Microfotografía de luz transmitida de las inclusiones fluidas estudiadas en las muestras de la mina de Cobriza. A. Inclusiones primarias bifásicas en cuarzo (atrapamiento heterogéneo); B. Inclusiones primarias multifásicas en cuarzo (atrapamiento heterogéneo). C. Inclusiones primarias bifásicas en wollastonita (progrado); D. Inclusiones secundarias bifásicas en calcita (retrógrado). . . . .	137
10.2. Microfotografía de luz transmitida de las inclusiones fluidas estudiadas en las muestras de la mina de Dolores. Foto Izquierda superior: Inclusiones primarias bifásicas en Granate; A. Inclusiones primarias bifásicas en cuarzo (atrapamiento heterogéneo). B. Inclusiones primarias multifásicas en cuarzo (atrapamiento heterogéneo); C. Inclusiones secundarias bifásicas en cuarzo (retrógrado). . . . .	139
10.3. Microfotografía bajo luz transmitida de las inclusiones fluidas estudiadas en las muestras de la mina de San Acacio. A) Inclusiones primarias bifásicas en cuarzo; B) Inclusiones primarias y pseudo-secundarias bifásicas en calcita. . . . .	140
10.4. Diagrama temperatura de homogeneización (en °C) versus salinidad (en %eq. NaCl) e histogramas de distribución de las inclusiones medidas en las muestras estudiadas de la mina Cobriza . . . . .	141
10.5. Diagrama temperatura de homogeneización (en °C) versus salinidad (en %eq. NaCl) e histogramas de distribución de las inclusiones medidas en las muestras estudiadas de la mina Dolores. . . . .	143
10.6. Diagrama temperatura de homogeneización (en °C) versus salinidad (en %eq. NaCl) e histogramas de distribución de las inclusiones medidas en las muestras estudiadas en la zona del Pilar (veta en un intrusivo granodiorítico). . . . .	144
10.7. Diagrama temperatura de homogeneización (en °C) versus salinidad (en %Eq. NaCl) e histogramas de distribución de las inclusiones medidas en las muestras estudiadas de la zona de la mina San Acacio (veta). . . . .	146
10.8. Diagrama presión versus temperatura de las condiciones de formación de los yacimientos de tipo skarn y vetas del distrito de La Paz. . . . .	149
12.1. Secciones transversales E-W de la zona minera de Dolores con indicaciones de las ubicaciones propuestas para desarrollos mineros a futuro (bajo forma de tajo abierto). . . . .	159

12.2. Localización de los principales yacimientos minerales a lo largo de los tres sistemas de fallas que limitan a la Mesa Central: Sistema de fallas del Sector Transversal de Parras por el Norte, Sistema de fallas Taxco- San Miguel de Allende-La Paz por el Este y Sistema de fallas San Luís-Teprehuanes por el Suroeste. Modificada de Nieto- Samaniego et al., (2005). Estrella verde: más de 50 Ma; estrella azul: 40-50 Ma; estrella negra: menos de 40 Ma; en línea roja, las zonas de interés para exploración. . . . . 160

# Capítulo 1

## Introducción general

### 1.1. Historia del distrito minero de La Paz

El distrito minero La Paz se encuentra en el altiplano potosino, a 190 km al norte de la ciudad de San Luis Potosí y a 8 km al WNW de Matehuala. Los yacimientos minerales están en la Sierra del Fraile, que es un rasgo orográfico pequeño a 5 km al NE de la Sierra de Catorce. El centro del distrito minero esta aproximadamente en las coordenadas, zona 14 Q, Latitud norte 23° 41' y Longitud oeste 100° 38' (ver Figura 1.1), a una altitud promedio de 2000 m.s.n.m. La Paz es uno de los distritos mineros más importantes del centro-norte del país por la explotación de minerales de Au-Cu-Ag-Pb-Zn. La explotación del distrito inicio desde finales del siglo XVI, cuando la expansión española dentro del territorio mexicano llego hasta estos recónditos lugares de la Mesa Central. La referencia más antigua que se tiene hasta ahora sobre la explotación de estos yacimientos, nos remite hasta 1665, cuando el Capitán Francisco de León, propietario de “Las Haciendas de Matehuala”, ya laboraba una mina “bajo el cerro de los Frailes”(Morán de la Rosa, 2003). Asi mismo, se dice que del total de licencias solicitadas para le explotación de yacimientos, a principios del siglo XVIII, ante la Alcaldía Mayor de Charcas, el 20 % correspondían a La Paz, que para esa época se le denominaba “El Real de los Frailes”.

Posteriormente, se realizaría el primer denuncia minero, el 24 de enero de 1770 por el Capitán Don Sebastián de Inchaurreandieta, quien solicitó ante el juez de minas y registros del Valle de San Francisco de Matehuala, el permiso para laborar una cata a la que le puso por nombre “Nuestra Señora de la Paz” ya que ese día se celebraba la festividad a María Santísima. Así se inicio la larga tradición y arraigo de dicho yacimiento en el norte de San Luis Potosí, que con el paso del tiempo juega un papel fundamental en el desarrollo de la región por su importancia en la economía.



Figura 1.1: Plano de localización del distrito minero de La Paz en el Estado de San Luis Potosí. Se muestran las vías de acceso y poblados principales.

Otros propietarios de la mina fueron don Antonio Fernández de la Zígoma y después de él siguieron sus descendientes. El 15 de enero de 1817 don Juan Miguel Mixares de Solórzano, presentó el segundo denuncia que se tiene registrado de la mina. Posteriormente los dueños de la hacienda de La Boca, en la cual se localizaba la mina de Santa María de La Paz, continuaron con su explotación, siendo don Francisco Miguel de Aguirre su dueño. A su muerte, le siguió su sobrino Matías Martín Aguirre, quien murió en 1859, sucediéndole doña Rosa Martín Aguirre.

La fundación de la Negociación Minera Santa María de la Paz fue el 16 de noviembre de 1864 con el denuncia de un nuevo fundo minero en la zona de la mina. A partir de esa fecha, esta empresa con el tiempo, fue absorbiendo todos los fundos que originalmente no le pertenecían, hasta convertirse en la única propietaria de todos los fundos del área. El nacimiento de esta empresa fue un acontecimiento importante, que tuvo repercusiones en la región por la derrama económica que se ha prolongado hasta nuestros días. El año de 1889 la empresa fue designada como representante de México en la Feria Mundial de Minería en París, Francia. Entre 1891 y 1929 la propietaria de la mina fue doña Carmen Barrenechea Vda. de Sánchez Lozano.

El año de 1892 se construyó un ramal de ferrocarril que salía del tramo San Luís Potosí-Monterrey-Laredo lo que vino a facilitar más el transporte del mineral de la mina a San Luís Potosí, a la frontera Mexico-USA, pero no duró mucho tiempo este beneficio, ya que para 1904 se tuvo que cancelar este ramal por su costo elevado y los precios bajos de los metales. Asimismo, los mineros de Real de Catorce, que para entonces era un centro minero de importancia en el país, por las numerosas minas ricas en plata, ante la insolvencia de sus minas, tuvieron que emigrar a La Paz en busca de trabajo y mejores perspectivas de vida.

Durante el conflicto revolucionario, y ante la escasez de dinero circulante confiable en el país, la Negociación tuvo que emitir su propio papel moneda, el cual tuvo más aceptación que el expedido por los jefes revolucionarios.

La empresa, en el plan de incrementar su producción, en el año de 1904 terminó la instalación de un malacate potente en el tiro del Pilar y se finalizó la construcción de los tiros de San Agustín, San Juan y San Ignacio. En el año de 1921 arrancó la instalación de la primera planta de concentración en el distrito y para el año de 1927 se inició la concentración de minerales, utilizando un molino Ardí de 100 ton de capacidad. Para estos momentos, la mayor demanda de electricidad determina el cambio de la planta antigua de energía eléctrica de vapor por una de mayor potencia, movida por petróleo. Para 1943, la capacidad de la planta de beneficio llegó a 500 ton/día.

El año de 1965, la empresa fue comprada por el Ing. José Cerrillo Pérez quien impulsó la exploración en las minas de Dolores y Cobriza, así como incrementó el tonelaje de producción de las minas El Pilar, San Acacio y San Agustín. A la muerte del Ing. José Cerrillo Pérez, en el año de 1974, su hijo el Lic. José Cerrillo Chowell tomó el mando de la empresa, el cual conserva

hasta el presente.

En septiembre de 1992, debido a los altos costos de producción y a los bajos precios de los metales, se tomó la decisión de cerrar las minas productoras de plata, plomo y zinc, en el distrito, es decir, San Agustín, El Pilar y San Acacio. En ese año la producción diaria de la empresa era de 2,000 ton/día y el total de personal que laboraba, en promedio era de 750, pero llegó en algún momento a tener 1,100 trabajadores. En sustitución de estas minas, se decidió entrar a la explotación mecanizada de las minas Dolores y Cobriza para lo cual se tuvo que cambiar totalmente los métodos de explotación tradicionales que se llevaba en la zona de vetas y en la antigua mina Dolores. En esta etapa se construyeron rampas y túneles de acceso de mayores dimensiones, para que pudieran transitar por ellos camiones y equipo diesel de mayores dimensiones y empezar con el desarrollo y explotación de los cuerpos mineralizados con oro, cobre y plata, se aumentó el tonelaje a 4,000 ton/día y se redujo el personal de 700 obreros a 250 obreros. El día de hoy, la producción de las dos minas es de 5,400 ton/día, el producto concentrado de cobre con contenidos altos en oro y plata llega a 75,000 tons. anuales y es vendido principalmente a fundiciones del extranjero.

Algo importante de señalar, es que esta empresa minera tiene el record nacional de producción continua, sin parar, durante 143 años; con altibajos en su producción mensual por diferentes causas, pero nunca paró la operación ni cerró sus puertas por completo.

## 1.2. Objetivos del estudio.

El distrito de La Paz se caracterizó, por más de 140 años de producción continua, en proporcionar minerales de plata, plomo y zinc provenientes de la zona de vetas. En los últimos 15 años, la producción cambió a un tonelaje mayor, pero con minerales de cobre, oro y plata provenientes de la zona del skarn en las minas de Cobriza y Dolores. A pesar de este largo y exitoso historial productivo, existen estudios de investigación escasos y parciales, tanto geológicos como metalogénicos del distrito.

Debido a esta situación, el presente proyecto de investigación tiene como objetivos realizar una revisión completa de la geología del distrito con la finalidad de actualizar el plano geológico de superficie existente, así como las secciones transversales y longitudinales de mayor importancia para hacerlas más confiables, así como determinar con mayor precisión los controles estructurales, físico-químicos y metalogénicos tanto de la zona mineralizada de Au-Cu en skarn, en la zona de pilares (Minas de Cobriza y Dolores), como en la zona de fosas tectónicas, área de las vetas de Ag-Pb-Zn. Para cumplir con estas metas, se realizaron estudios de cartografía en superficie, así como análisis petrográficos y geoquímicos de los intrusivos y de los minerales de skarn y de las vetas. También se determinó la cronología de los eventos mineralizadores por

fechamientos isotópicos de las rocas magmáticas y de minerales de ganga. Se caracterizó los fluidos mineralizadores y se establecieron sus relaciones con la roca encajonante mediante estudios de inclusiones fluidas y de isotopía de elementos estables. Con esta información se elaboró un modelo genético de la mineralización en el distrito. Se cree que esta información puede ser la base para establecer nuevos objetivos de exploración, dentro y fuera del distrito.



# Capítulo 2

## Marco geológico regional

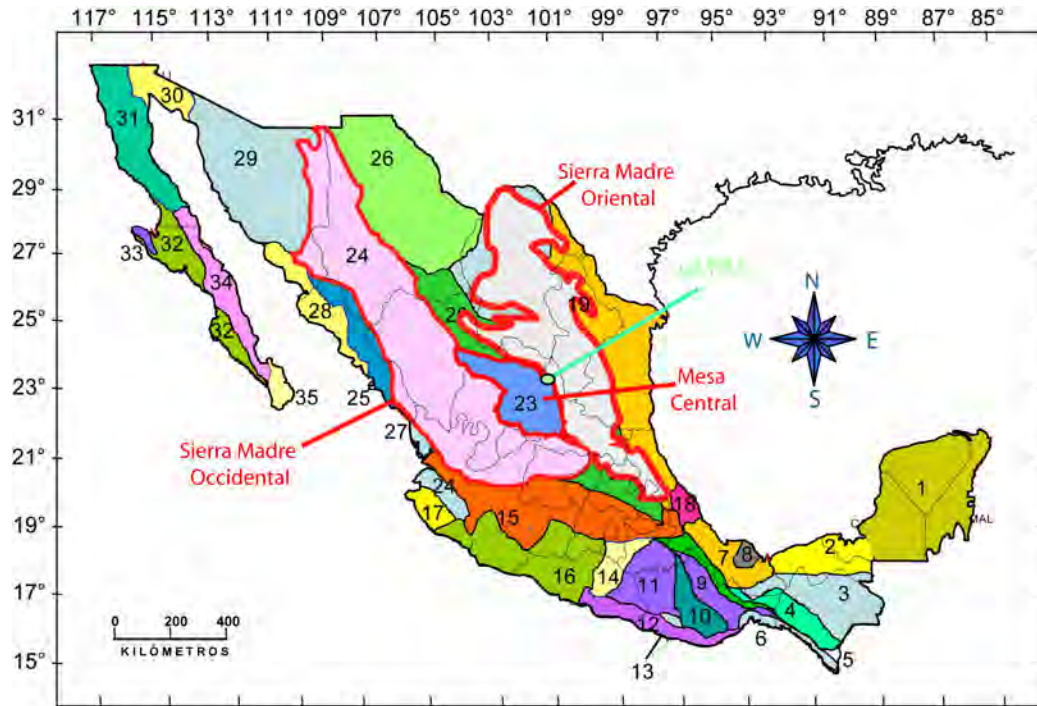
### 2.1. Geología regional

El distrito de La Paz está ubicado en la zona de transición entre dos provincias fisiográficas mayores, la Sierra Madre Oriental y la Mesa Central (Figura 2.2).

#### 2.1.1. La Sierra Madre Oriental (SMOr)

La Sierra Madre Oriental (SMOr) es un cinturón de pliegues y cabalgaduras que se extiende por más de 1350 km desde el Río Bravo hasta el Eje Neovolcánico. Su orientación general es paralela al Golfo de México. Atraviesa los estados de Coahuila, Nuevo León, Tamaulipas, San Luís Potosí, Hidalgo y Tlaxcala. Esta sierra se originó por el plegamiento de las rocas sedimentarias de origen marino, que culminó durante el Eoceno tardío en lo que se conoce en Mexico como la orogenia Larámide. Este evento tectónico levantó, comprimió y transportó hacia el noreste a las rocas pre-existentes. La columna estratigráfica alcanza los 3,000 metros de espesor y está compuesta por tres grandes unidades : El pre-Salinar, el Salinar y el post-Salinar. Durante el desarrollo de la SMOr, la unidad intermedia (Salinar) jugó un papel muy importante, ya que fungió como horizonte de deslizamiento para las unidades sobreyacentes. Se ha inferido que durante la orogenia Larámide (Cretácico tardío-Terciario temprano), las fuerzas de compresión actuaron en una dirección aproximada E-W (Meiburg et al., 1987).

La base del pre-Salinar es un basamento metamórfico, y una cubierta volcánica y sedimentaria formada antes de la acumulación del yeso del Jurásico superior. Según Eguiluz-de Antuñano et al., (2000). El basamento metamórfico de la SMOr son de gneises de edad Precámbrica, esquistos de edad preoxfordiana, y sedimentos del Paleozoico. Este complejo basal soporta a la



ORTEGA et al, 1992

- |                                    |  |
|------------------------------------|--|
| 1. Plataforma de Yucatán           | 18. Macizo igneo de Palma Sola             |
| 2. Cuenca deltáica de Tabasco      | 19. Miogeoclinal del Golfo de México       |
| 3. Cinturón Chiapaneco de Pliegues | 20. Cinturón Mexicano de pliegues y fallas |
| 4. Batolito de Chiapas             | 21. Plataforma de Coahuila                 |
| 5. Macizo igneo del Soconusco      | 22. Zacatecana                             |
| 6. Cuenca de Tehuantepec           | 23. Plataforma de Valles -San Luis Potosí  |
| 7. Cuenca deltáica de Veracruz     | 24. Faja ignimbrítica Mexicana             |
| 8. Macizo volcánico de los Tuxtlas | 25. Cinturón Orogénico Sinaloense          |
| 9. Cuicateca                       | 26. Chihuahuense                           |
| 10. Zapoteca                       | 27. Cuenca de Nayarit                      |
| 11. Mixteca                        | 28. Cuenca deltáica de Sonora -Sinaloa     |
| 12. Chatina                        | 29. Sonorense                              |
| 13. Juchateca                      | 30. Delta del Colorado                     |
| 14. Plataforma de Morelos          | 31. Batolito de Juárez-San Pedro Mártir    |
| 15. Faja volcánica Transmexicana   | 32. Cuenca de Vizcain-Purísima             |
| 16. Complejo orogénico de Col Gro. | 33. Cinturón orogénico Cedros -Vizcaino    |
| 17. Batolito de Jalisco            | 34. Faja volcánica de La Giganta           |
|                                    | 35. Complejo plutónico de La Paz           |

Figura 2.1: Plano fisiográfico de México (Ortega et al., 1992 modificado).

columna mesozoica. El complejo basal de la SMOr está fuertemente deformado y fue transportado por orogénias anteriores. En la base de la columna sedimentaria preoxfordiana se encuentran capas rojas con material volcánico que cubren al complejo basal.

La base del Salinar se encuentra formado por yeso del Oxfordiano, que sufrió por la presión de la cubierta del Jurásico superior y del Cretácico inferior, una fuerte desintegración, deformación plástica y a su vez una transportación. Existen dos niveles evaporíticos y en uno de ellos predominan la halita y anhidrita, localizadas en el antepaís, que se acumuló en bloques hundidos. En el otro se encuentran yeso y anhidrita, que se presentan en bloques relativamente más altos. Estos bloques controlaron la sedimentación y distribución de las evaporitas. Durante la deformación, los niveles de evaporitas funcionaron con mecánica diferente, si se compara con otros tipos de rocas.

La secuencia post-Salinar está formada por sedimentos marinos del Jurásico superior al Maastrichtiano, los cuales sufren un grado de deformación alto (pliegues y cabalgamientos).

### **2.1.2. La Mesa Central**

La Mesa Central (MC) es una región relativamente plana, elevada y semidesértica. La región norte de esta meseta es la más extensa y presenta un grado de erosión avanzado, en que afloran rocas más antiguas. En la región del sur están expuestas rocas más jóvenes. La región del norte presenta grandes cuencas continentales rellenas parcialmente por sedimentos aluviales y lacustres. La región del sur es montañosa y cubierta por rocas volcánicas del Cenozoico. El límite norte de la MC es el sector transversal de Parras (Figura2.2). Hacia su límite occidental cambia transicionalmente a la Sierra Madre Occidental (SMOc) y hacia el sur termina en la depresión conocida como el Bajío donde se pueden ver algunos sedimentos volcánicos marinos con paquetes potentes de basaltos con estructura de almohadillas, así como secuencias sedimentarias de lutita, arenisca y caliza de edades triásicas (Nieto-Samaniego et al., 2005). El borde oriental de la MC es delineado por el sistema de fallas Taxco-San Miguel de Allende-La Paz, así rebautizada en el presente estudio (Fig.2.2). Esta estructura está compuesta por un conjunto de fallas paralelas y normales con dirección N-S, donde los bloques a ambos lados de los planos de falla se alternan en su caída relativa, a manera de movimientos en tijera. Este sistema se extiende desde San Miguel de Allende y Querétaro hasta más al norte de la Sierra de Catorce, determinando también, el graben de Matehuala. Además, este sistema de fallas coincide aproximadamente con el límite paleogeográfico entre la Plataforma Valles-San Luis Potosí, localizada hacia el este y la Cuenca Mesozoica del Centro de México, localizada hacia el oeste (Figura2.6). La actividad de este sistema de fallas ha sido detectada en dos tiempos distintos, en el Oligoceno como en el Mioceno-Reciente (Alaniz-Alvarez y Nieto-Samaniego, 2005). El borde meridional de parte de la Mesa Central es el sistema de fallas San Luis-Tepehuanes. Estas estructuras corresponden a

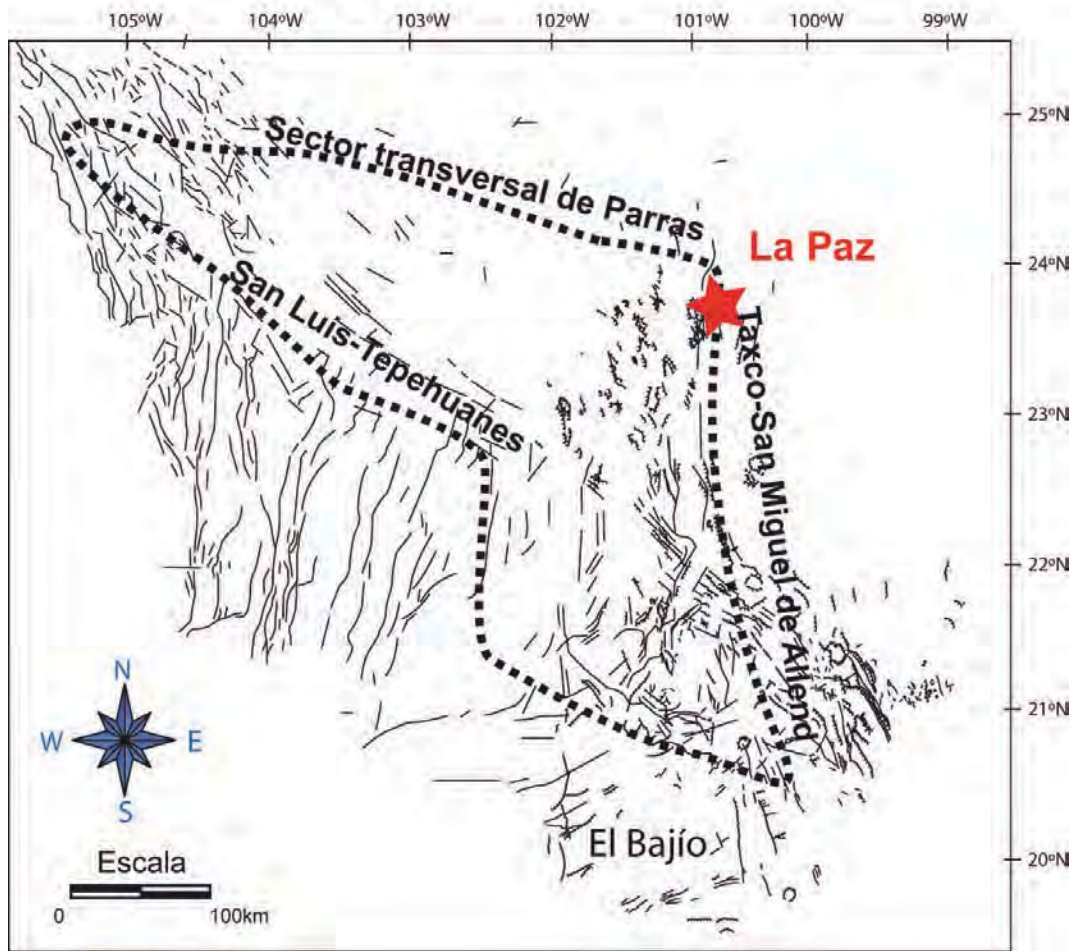


Figura 2.2: Plano que muestra la localización de las estructuras mayores que delimitan a la Mesa Central: al norte el “sistema de fallas” del Sector Transversal de Parras (conjunto de pliegues y cabalgaduras), al este el sistema de fallas Taxco-San Miguel de Allende-La Paz, y al Sur por la falla del Bajío y el graben de Aguascalientes, por el sur-poniente por el sistema de fallas San Luis-Tepehuanes (Nieto-Samaniego et al. 2005, modificada).

un sistema de fallas con dirección NW-SE y se extiende desde San Luis de la Paz, Gto. hasta Tepehuanes, Dgo. (Figura2.2), y delimita burdamente el límite de los afloramientos de rocas volcánicas cenozoicas pertenecientes a la SMOc, con los afloramientos de las secuencias volcano-sedimentarias mesozoicas, y con el límite norte de los grábenes de la SMOc. Este sistema estuvo activo principalmente entre el Eoceno y el Oligoceno tardío (Nieto-Samaniego et al., 2005).

Las rocas más antiguas expuestas en la MC son sedimentos marinos del Triásico, que están parcialmente cubiertos por rocas continentales del Jurásico inferior y medio. Desde el Oxfordiano hasta el Cretácico tardío, prevalecieron condiciones marinas, por lo que tres unidades litológicas

diferentes fueron depositadas; hacia el margen oriental está una secuencia de plataforma calcárea denominada Plataforma Valles-San Luis Potosí, la cual está formada por un arrecife coralino y facies de talud y se encuentra conformando, principalmente una parte de la SMO. Hacia la parte central de la MC afloran unas rocas de cuenca marina, las cuales conforman una secuencia potente de lutita y arenisca calcáreas que culminan hacia la parte superior con una arenisca que contienen clastos de rocas volcánicas de edad terciaria. Toda esta unidad se acumuló en lo que se conoce como la Cuenca Mesozoica del Centro de México (Figura 2.5).

Sobre los conjuntos litológicos mesozoicos deformados, y en algunos casos metamorfozados en grados bajos, aparece una gran discordancia angular y erosional que se extiende en toda la MC. Dicha discordancia abarca un lapso que va del Cretácico tardío al Paleoceno en su parte occidental, y del Maastrichtiano al Paleoceno en su parte oriental, sin que sus límites temporales estén definidos con precisión. Esta discordancia representa el hiatus sedimentario ocurrido durante la fase orogénica laramídica (Nieto-Samaniego et al., 2005). Sobreyaciendo discordantemente a estas unidades, en algunos sitios se observan rocas cenozoicas de origen continental. Hacia la base de esta secuencia se encuentran conglomerados y rocas volcánicas de composición andesítica y riolítica que evolucionan hasta la parte superior de la misma en unas riolitas de composición química peculiar, ricas en fluor. En la MC, la actividad volcánica más intensa sucedió durante el Oligoceno. En algunas partes estas rocas forman domos riolíticos (Orozco-Esquivel et al., 2002). En algunos lugares de la parte superior de esta secuencia se observan algunos basaltos alcalinos de edades miocénicas a cuaternarias (Martínez-Macías, 2004).

### 2.1.3. Orogenia Larámide

La orogenia Larámide sucedió a partir del Cretácico tardío y durante el Terciario temprano (70-50 Ma), y culminó durante el Eoceno medio. Ha sido atribuido a la variación en el ángulo de convergencia, de oblicuo a frontal, entre las placas Farallón y Norteamérica (Morán-Zenteno, 1996). También se ha sugerido que este evento fue producto de un cambio en la velocidad de subducción, de 6 a 7 cm/año (Aguayo y Trápaga, 1996), lo que provocó un cambio de inclinación de la Placa Farallón a menos de 10°, provocando que la actividad magmática y el cinturón de deformación asociado, migraran hacia el este (Sedlock et al., 1993) (Figura 2.4).

La deformación asociada a la orogenia Larámide formó pliegues y cabalgaduras en la corteza superior con dirección general de transporte hacia el este-noreste, así como desplazamientos transcurrentes en fallas asociadas. Una hipótesis (Sedlock et al., 1993) explica que la deformación es producto del acoplamiento mecánico y tracción entre la placa de Farallón que era subducida



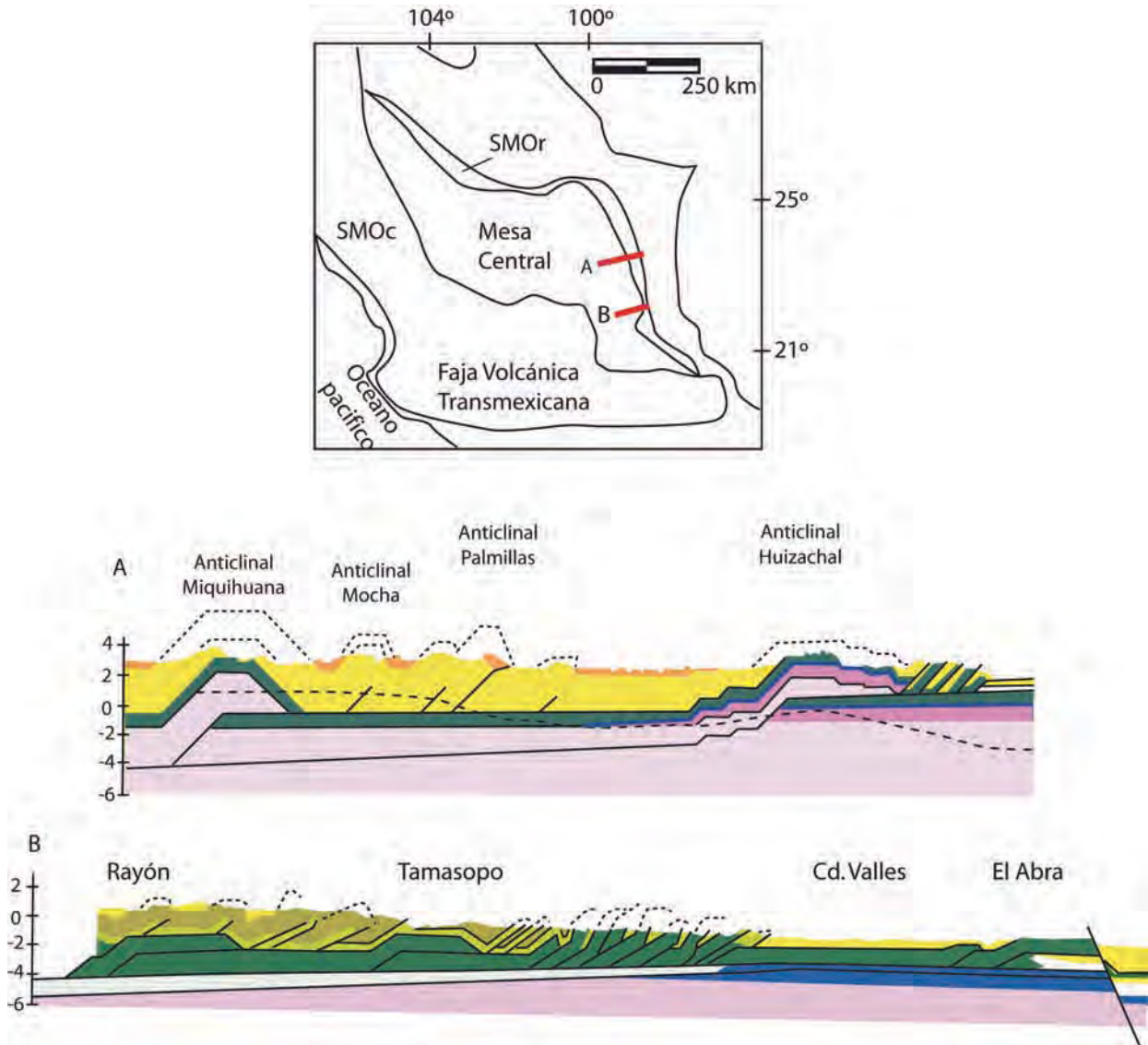


Figura 2.3: Orogenia Larámide Cretácico tardío-Eoceno medio. Explicación: rosa: basamento; azul: Jurásico superior; verde oscuro: Cretácico inferior; verde claro: Cretácico medio; Amarillo: Cretácico tardío; Naranja; Cretácico tardío/ Terciario. Modificado de Sedlock et al., 1993.

de forma casi horizontal y la placa de Norteamérica durante un período de convergencia rápida. Otra de las hipótesis explica que las deformaciones fueron causadas por la acreción de bloques corticales (terrenos) al continente. Esta idea sugiere que la deformación estaría concentrada en el límite entre los terrenos involucrados, pues estos juegan un papel fundamental durante las fases iniciales de la deformación. En el norte de México, las complejidades estructurales están asociadas a la reactivación de estructuras pre-existentes en el basamento, en una fase tardía de la deformación (Chávez-Cabello et al., 2004). La deformación extensional pos-laramídica sucedió en tres eventos durante el Eoceno, Oligoceno y Mioceno-Reciente (Alaniz-Alvarez y Nieto Samaniego, 2005). Estos eventos liberaron extensión en dos direcciones horizontales y adelgazamiento vertical. En el Eoceno se ha documentado un evento de extensión posterior a los 49 Ma y anterior a los 37 Ma. El evento más importante fue en el Oligoceno con una extensión estimada del orden de 20 % hacia el ENE-WSW. Otro evento de extensión activo desde el Mioceno se concentró en el límite norte de la MC (Alaniz-Alvarez y Nieto-Samaniego, 2005). El espesor de la corteza de la MC es estimado en ca. 32 km (Figura. 2.4) y contrasta con los espesores de la SMO<sub>r</sub> y SMO<sub>c</sub> que son de ca. 37 y 40 km, respectivamente (Nieto-Samaniego et al., 1999). Este adelgazamiento de la corteza en la MC hace presuponer la presencia “actual” de una zona de fusión parcial. Esto es inferido de la presencia de basanitas cuaternarias portadoras de xenolitos del manto y de la base de la corteza (Aranda-Gómez et al., 1993)(Figura. 2.4).

#### **2.1.4. Confluencia de las Sierras de Catorce, del Fraile y Sierra Madre Oriental**

La Sierra de Catorce (SdC) y la Sierra del Fraile en donde se ubica el distrito minero de La Paz, se localizan en el borde oriental de la MC, en la transición a la SMO<sub>r</sub>. La SdC es una estructura prominente que sobresale al relieve que la rodea a manera de un pilar tectónico y posee, a su vez, una estructura interna fuertemente plegada en donde están expuestas en su núcleo las unidades estratigráficas del Triásico superior (Barboza-Gudiño et al., 2004). Su columna estratigráfica es comparable con aquellas expuestas en otras áreas de la MC y de la SMO<sub>r</sub>, las cuales pueden subdividirse en: (1) una secuencia siliciclástica marina hacia la base; (2) una secuencia intermedia de rocas volcánicas con algunos sedimentos clásticos del Jurásico inferior a medio; (3) una secuencia de rocas clásticas continentales (capas rojas) de espesor muy variable, del Jurásico medio a superior; y (4) una secuencia calcárea marina de finales del Jurásico superior al Cretácico tardío (Barboza-Gudiño et al., 2004). Con relación a la paleogeografía del Mesozoico tardío, el área de estudio (Sierra del Fraile) se ubica en el límite entre la Plataforma Valles-San Luis Potosí y la Cuenca Mesozoica del Centro de México (Figura 2.5). Este

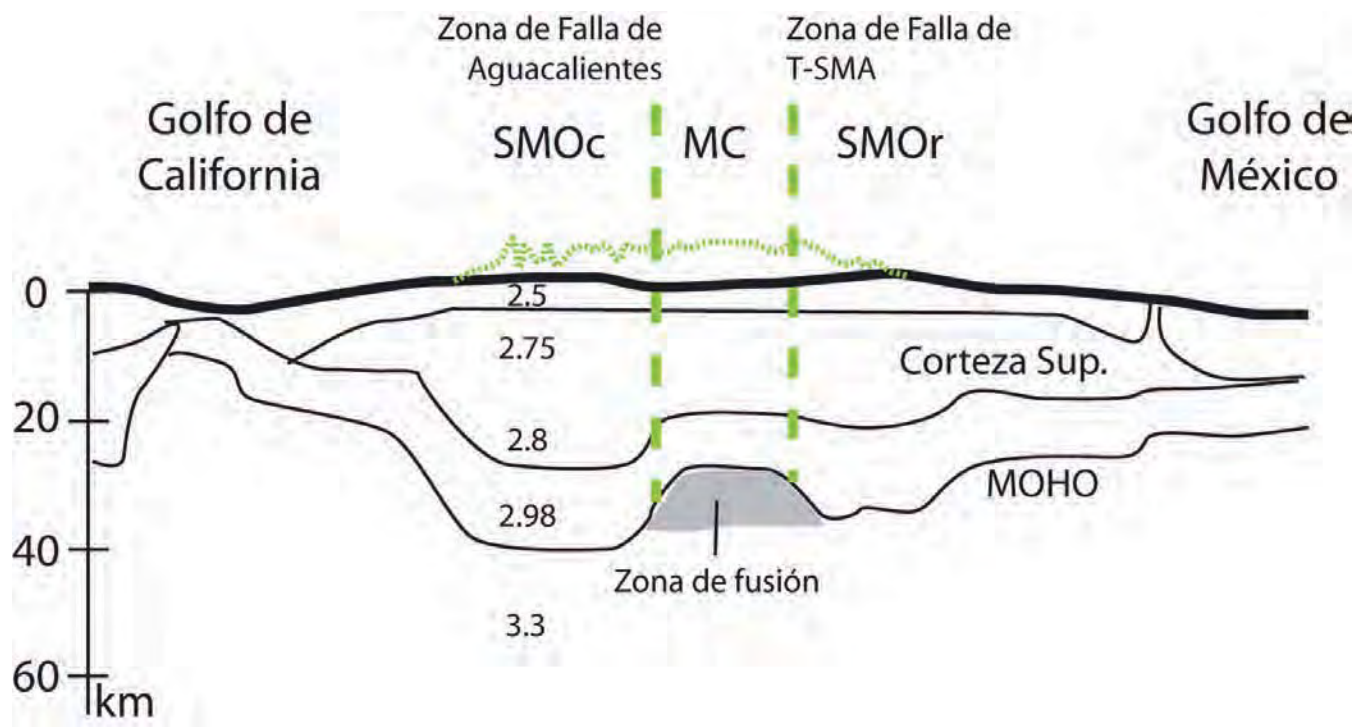


Figura 2.4: Modelo idealizado de la estructura de la corteza en la Mesa Central propuesto por Nieto-Samaniego et al., (2005), modificado. La línea verde corresponde al modelo obtenido por inversión de datos gravimétricos. La línea en negro grueso está basado en la hipsografía y espesores de la corteza publicados por diversos autores.



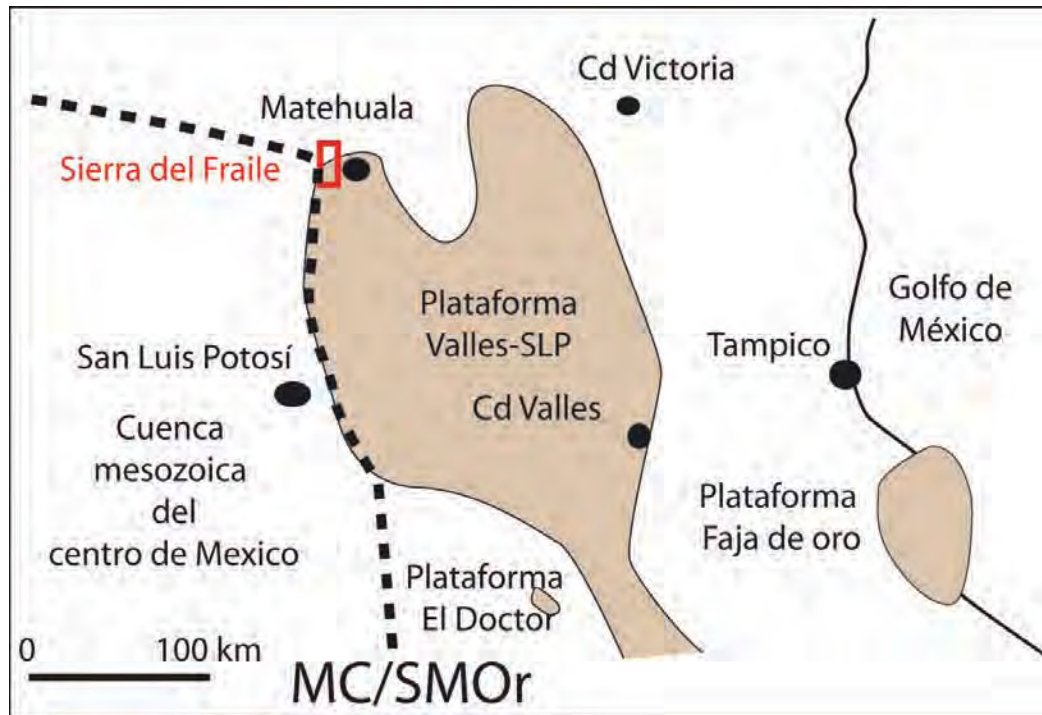


Figura 2.5: Paleogeografía de la porción centro-oriental de México en el Albiano-Cenomaniano, mostrando las cuencas y plataformas principales del Cretácico medio. La línea discontinua representa el límite nororiental aproximado de la mesa Central. Modificado de Enos, (1974) y Carrasco, (1977).

hecho determina que en algunos sitios la secuencia sedimentaria del Cretácico medio-superior presente características de un ambiente de talud, que es comparable con aquel de la Formación Tamabra en el margen oriental de la Plataforma carbonatada Valles-San Luis Potosí. En esta transición plataforma-cuenca hay secuencias autóctonas de “*mudstone*” y “*wackestone*” con fauna pelágica, características de ambientes de aguas profundas que se intercalan con sedimentos gravitacionales y de suspensión alóctonos compuestos por “*packstones*” y “*grainstone*” hasta “*rudstone*” con contenido alto de bioclastos y litoclastos provenientes de ambientes de aguas someras (López-Doncel, 2003). Las rocas del Cretácico inferior y medio, se caracterizan por presentar facies calcáreas tanto de aguas profundas, como de aguas someras (Formación Cuesta del Cura y “Formación Tamabra”), mientras que en las del Cretácico tardío domina la facies de clásticos finos, que inicia con las calizas arcillosas y lutitas de la Formación San Felipe. En esta unidad estratigráfica, también se observa que el contenido de caliza disminuye en forma gradual hasta llegar casi a su ausencia total. La Formación Méndez, que sobreyace a San Felipe, está compuesta por lutita y marga.

## 2.2. Yacimientos minerales localizados a lo largo de los sistemas estructurales que delimitan a la Mesa Central

Los límites tectónicos de la Mesa Central se caracterizan por tener una concentración anómala de yacimientos minerales, que también son de tipo variados (e.g. vetiforma, skarn, ...). Estos depósitos yacen sobre las trazas de los sistemas de falla San Luis Potosi-Tepehuanes, Taxco-San Miguel de Allende-La Paz y Torreón-Parras. Visto de esta manera, la Mesa central comparte con la SMOr una parte de estos yacimientos minerales (Figura 2.6).

Sobre el sistema de falla San Luis Potosi-Tepehuanes, que es el límite sur-occidental de la Mesa Central, se ubican los distritos mineros: A: de tipo skarn: 1) Sombrerete; San Martín y Sabinas [Cu-Ag-Zn-Pb (Au), 46.2 Ma K-Ar en biotita, Damon et al., (1983)], 2) Cerro de San Pedro [Au-Cu-Ag-Pb-Zn, 64 Ma K-Ar roca total, Minera San Javier, 1978], B: de tipo veta: 1) Topia [Ag-Zn-Pb-Cu-Au, 43.5 Ma para adularia hidrotermal, Loucks et al., (1988)], 2) Saín Alto [en Nieto-Samaniego et al., (2005)], 3) Sombrerete [Ag-Pb-Zn, 30 Ma K-Ar, Albinson, (1988)], 4) La Colorada [Ag-Pb-Zn, K-Ar ortoclasa, 30-35 Ma, Albinson, (1988)], 5) Fresnillo [Ag-Pb-Zn, 31 Ma K-Ar feldespatos, Lang et al., (1988)], 6) Real de Angeles [Ag-Pb-Zn, 40 Ma, Nieto-Samaniego et al., (2005)], 7) Pinos [Au-Ag-Pb-Zn, , K-Ar 30 Ma, Aranda-Gómez et al., (2007)].

Sobre el sistema de falla Taxco-San Miguel de Allende-La Paz, que es el límite oriental de la Mesa Central, se ubican los distritos mineros siguientes: A: de tipo skarn: 1) Providencia-Concepción del Oro, [Au-Ag-Cu-Pb-Zn, 38. Ma, en Nieto-Samaniego et al., (2005)], 2) Sierra del Fraile [Au-Ag-Cu-Pb-Zn, 36 Ma, K/Ar, Biotita, Tuta et al., (1988)], 3) La Maroma [Cu-Ag-Pb-Zn], 4) Charcas, [Zn-Pb-Ag, 43.3 Ma ortoclasa K-Ar, Mújica y Albarrán, (1983)], 5) Milagro de Guadalupe, 5) Guadalcázar, [Au-Ag-Cu-Pb-Zn, 31 Ma K-Ar biotita, Mújica y Albarrán, (1983)], 7) San Pedro [Ag-Pb-Zn-Cu-Au, 64 Ma ?, K-Ar roca total, Minera San Javier), 8) La Negra [Ag-Pb-Zn-Cu] y Zimapán [Ag-Pb-Zn], B: de tipo veta: 1) Sierra de Catorce [Ag-Pb-Zn, 53 Ma, Albinson, (1988)], 2) Guadalcázar, [Ag-Pb-Zn-(Au-Cu)], 30 Ma, Nieto-Samaniego et al., (2005)], 3) San Martín, [Au-Ag, 27.5 Ma en Camprubi et al., (2003)], 4) Zimapán, [Ag-Pb-Zn-(Au-Cu)], 5) Pozos [Ag-Pb-Zn], 6) Xichu [Ag-Pb-Zn, en Nieto-Samaniego et al., (2005)] (Figura. 2.6).

Sobre el sistema de falla Torreón-Parras, que es el límite norte de la Mesa Central, se ubican los distritos mineros siguientes: A: de tipo skarn: 1) Velardeña, [Cu-Pb-Zn, 33 Ma, K-Ar], 2) Mapimí [Ag-Cu-Pb-Zn, 36.1 Ma], B: de tipo veta: 1) Coneto de Comonfort, [Ag-Pb-Zn], 2) Papantón [Ag-Pb-Zn] (Figura 2.6).

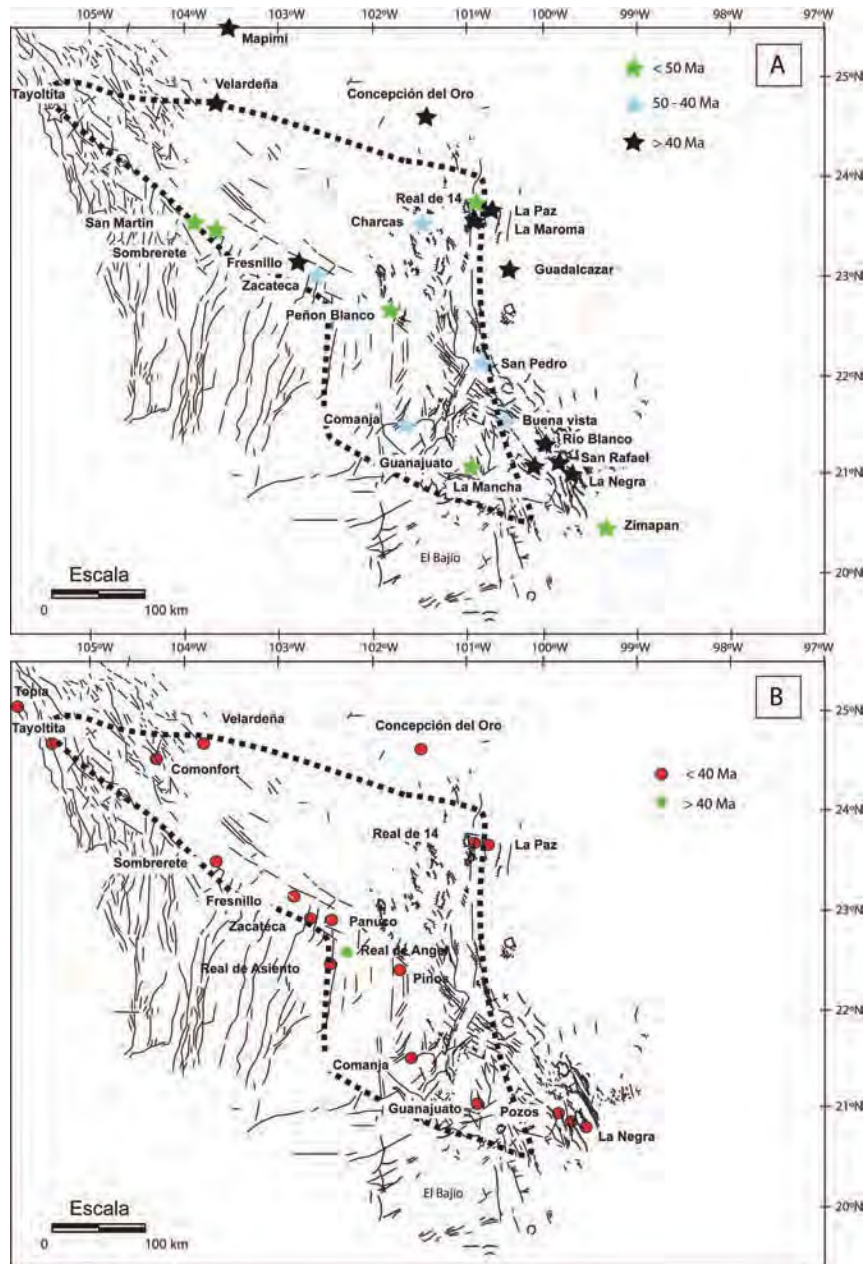


Figura 2.6: Localización de los principales yacimientos minerales a lo largo de los tres sistemas de fallas que limitan a la Mesa Central. Sistema de fallas del Sector Transversal de Parras por el norte, sistema de fallas Taxco- San Miguel de Allende-La Paz por el este y Sistema de fallas San Luís-Tepehuanes por el suroeste. A) tipo skarn; B) tipo vetiforme. Modificada de Nieto-Samaniego et al., (2005). Estrella verde: más de 50 Ma; estrella azul: 40-50 Ma; estrella negra: menos de 40 Ma; puntos verdes: más de 40 Ma; puntos rojos: ca. 30 Ma.

## Capítulo 3

# El Distrito Minero de la Paz, San Luís Potosí

### 3.1. Generalidades sobre los yacimientos de Au-Ag-Cu en skarn y Ag-Pb-Zn en vetas en el Distrito Minero de la Paz, S.L.P.

El distrito minero de La Paz se encuentra en el límite oriental de la MC. Las minas se ubican cerca de la Sierra del fraile, que aquí se considera como el extremo nororiental de la Sierra de Catorce.

La orogenia Larámide afectó a toda la secuencia sedimentaria expuesta en la MC, desarrollando un sistema de sinclinales-anticlinales, que en algunos casos son recumbentes hacia el este, y que tienen ejes axiales N-S (Campa y Coney, 1984).

La Sierra del Fraile es un anticlinorio recumbente hacia el este y es un rasgo orográfico prominente que sobresale al relieve que la rodea, formado por los valles de Matehuala hacia el este y del Jato-Los Limones hacia el oeste (Figura 3.1).

En la sierra del Fraile están expuestos *stocks* y diques de granodiorita, los cuales desarrollaron aureolas metamórficas y metasomáticas en toda la serie sedimentaria, así mismo son los causantes de la mineralización en skarn de Au-Cu-Ag.

El distrito de La Paz yace sobre lo que se ha propuesto como la traza del sistema de falla Taxco-San Miguel Allende-La Paz, que a su vez representa el límite oriental del dominio de la Mesa Central (Nieto-Samaniego et al., 2005).



Figura 3.1: Panorámica de la Sierra del Fraile, vista desde el Este de la sierra. La mina Dolores en el Cerro del Frailecillo, en el extremo sur de la Sierra y la mina Cobriza, entre los cerros del Fraile y los Tres Tenamastles, cerca del extremo norte de la sierra.

Localmente, como expresión superficial de este sistema de fallas de basamento, se encuentra la falla conocida como Dolores que es una falla normal post-mineral que pertenece a un sistema de fallas que se extienden paralelamente hacia el valle de Matehuala, determinando un escalonamiento en bloques. El bloque del techo de la falla Dolores se encuentra hacia el oriente y su desplazamiento vertical fue estimado entre 500 y 1000 m (Spurr et al., 1912). Otro sistema de fallas ENE-WSW controla la ubicación de vetas mineralizadas de Ag-Pb-Zn-Cu, principalmente, desarrolladas en el bloque de techo del graben Matehuala y de una manera más discreta en el bloque de piso en la sierra El Fraile, en donde se encuentra la Mina Dolores.

Burbridge (1962) estimó que en la zona de los tiros de El Pilar y San Acacio (de oeste a este) el espesor del material de relleno del valle varía entre 60 y 70 m, respectivamente. Vaupell (1933) mencionó que en la zona de Kildún (más al este) el relleno clástico llega hasta los 200 m de potencia. De este aumento progresivo en el espesor del material de relleno clástico se puede inferir un escalonamiento descendente de los bloques en esta dirección.

En el tiro El Pilar el contacto óxido-sulfuro está a 400 m de la superficie y en San Acacio (más al este) este contacto está entre los 510-550 m (Burbridge, 1962), y en la zona de Kildún (todavía más al este), la oxidación de las vetas baja hasta unos 600 m de profundidad (Vaupell, 1933).

Los depósitos minerales de La Paz, al igual que otros de la Mesa Central (e.g. Real de Catorce, Charcas, Concepción del oro), se deben a la actividad magmática Terciaria en el NE de México, probablemente relacionada a un cambio de mayor a menor ángulo del plano de

subducción de la placa tectónica en la zona de subducción del Pacífico (Clark et al. 1982). Este fenómeno causó un desplazamiento del frente magmático hacia el este. La zona de intrusivos de La Paz se encuentra a 600 km de la paleotrinchera en la margen del Pacífico y corresponde con la zona calco-alcalina señalada por Clark et al., (1982). Asimismo, la edad de las rocas ( $35.7 \pm 1.0$  Ma, K-Ar, biotita, Tuta et al., 1988) coincide con la edad de este arco.

## 3.2. Estratigrafía

### 3.2.1. Formación Cuesta del Cura

Es la unidad litoestratigráfica (*mudstone-wackstone*) más antigua expuesta en el distrito de La Paz. En el distrito tiene un espesor mínimo de 200 m de intercalaciones de capas delgadas de caliza (10 a 25 cm) de color gris oscuro a negro con estratificación ondulada y bandas delgadas (1 a 5 cm) y lentes de pedernal negro. Presenta también, intercalaciones de capas de lutita calcárea en tonos violáceos y grises con espesores variables entre 5 y 25 cm.

Aflora en áreas muy restringidas en el núcleo de un anticlinario regional en la sierra del Fraile, formando pliegues en echelón recumbentes hacia el este, tanto en el área de las minas Dolores, como Cobriza, sobre todo en el flanco oriental de la sierra. La base de esta formación no está expuesta en el área, y en su parte superior, la sobreyace en forma concordante la formación Tamabra. Su edad abarca todo el Albiano y principios del Cenomaniano (García, 1967; Machado, 1970).

La Formación Cuesta del Cura tiene la misma edad que la Formación El Abra de la Plataforma Valles-San Luis Potosí, así como con la Formación Tamabra de la zona de talud en ambos flancos, occidental y oriental de dicha plataforma (López-Doncel, 2003).

### 3.2.2. Formación Tamabra

Esta unidad litoestratigráfica está fue reconocida por Martínez- Herrera (1993) quien la llamo de manera informal “unidad bioclastica”. Es una secuencia entre la Formación Cuesta del Cura y la Formación Agua Nueva que la cubre. Presenta un espesor variable entre 3-5 m. Está constituida por un cuerpo masivo de caliza bioclástica, color gris claro a oscuro, con aspecto conglomerático y con pedernal color negro, que a veces forma capas concéntricas alrededor de los clastos calcáreos o se presenta como nódulos. Es probable que se trate de interdigitaciones de los depósitos de talud contemporáneos con los sedimentos más superiores de la Formación Cuesta del Cura e inferiores de Agua Nueva.



### **3.2.3. Formación Agua Nueva**

La Formación Agua Nueva es una secuencia de capas delgadas de caliza con laminaciones internas, color gris oscuro a negras, con intercalaciones de lentes y bandas de pedernal negro. Hacia la base, se encuentran unas capas delgadas de bentonita verde. Esta formación tiene un espesor aproximado de 120 m (Cajero, 1975; Martínez-Herrera, 1993). Su edad bioestratigráfica corresponde al Cenomaniano-Turoniano (Barboza-Gudiño et al., 2004). En el distrito, esta formación subyace concordantemente a la Formación San Felipe. La Formación Agua Nueva es correlacionada con las formaciones Soyatal y Tamasopo inferior de la Plataforma Valles-San Luis Potosí (Martínez-Macías, 2004).

### **3.2.4. Formación San Felipe**

Yace concordantemente sobre la Formación Agua Nueva y tiene un espesor mayor de 200 m en el distrito. Es una secuencia de estrato de calcarenita y calcilitita, color gris a violáceo, en capas medianas interestratificadas con lutita calcárea, variando a limonita calcárea y bentonita color gris a violáceo en estratos gruesos, con estructura laminar. Una de sus principales características es la presencia de vetillas de calcita numerosas que rellenan varios sistemas de fracturas (Cajero, 1975). Este depósito corresponde a material erosionado de la Plataforma Valles-San Luis Potosí, aportando el material de sedimentación hacia las zonas aledañas en un ambiente batial. La característica más notable de esta formación es el aumento considerable de arcillas hacia la cima de la unidad y la ausencia de pedernal. Se le asigna una edad generalizada Coniaciano-Campaniano (Martínez-Macías, 2004). Esta formación es correlacionada con la parte superior de la Formación Endidura, con gran parte de la Formación Caracol de la Cuenca Mesozoica del Centro de México y con las formaciones Soyatal y Tamasopo de la Plataforma Valles-San Luis Potosí (Martínez-Macías, 2004).

### **3.2.5. Formación Méndez**

La Formación Méndez descansa concordantemente sobre la Formación San Felipe. Está constituida por una serie de capa de lutita y marga gris, laminar, criptocristalina con fractura concoidea, inter-estratificadas con caliza color gris oscuro en estratos gruesos. Su espesor no ha sido posible medirlo, debido a que su cima esta erosionada, pero se le ha estimado un espesor mayor a los 300 m (Cajero, 1975; Pinto-Linares, 1988; Martínez-Herrera, 1993). Martínez-Macías, (2004) la correlaciono con la Formación Cárdenas de la Plataforma Valles-San Luis Potosí y con la parte superior de la Formación Caracol de la cuenca Mesozoica del Centro de México, por lo tanto su edad es del Campaniano-Maestrichtiano.

### 3.2.6. Depósitos aluviales Cenozoicos

Martínez-Macías, (2004) determinó la composición y textura de los depósitos aluviales en el área de La Paz. Dichos sedimentos tienen texturas muy variables de acuerdo a la topografía local. Los depósitos de planicies horizontales se caracterizan por presentar una clasificación mala, los materiales que los constituyen varían de tamaño desde guijarros hasta arcillas. La composición litológica es muy heterogénea, con predominio de fragmentos de caliza y no presentan un arreglo en su textura, ni en la estratificación. Por otra parte, los depósitos en planicies inclinadas se asocian a conos de deyección (abanicos aluviales). Normalmente ocupan las desembocaduras de los arroyos principales en la parte oriental de la Sierra del Fraile, donde sobresalen por el cambio topográfico de planicies con inclinaciones hasta de 10° a planicies horizontales. Están constituidas por clastos erosionados de las unidades litoestratigráficas de origen marino y en menor proporción, por fragmentos derivados de rocas intrusivas post-albiano. Su clasificación granulométrica es mala, pero con una tendencia gradacional de los fragmentos mayores hacia el ápice del cono y menores hacia la parte distal de los mismos. El clima árido que caracteriza a la región, ha contribuido en gran medida al origen de los conos de deyección, por la acción de lluvias torrenciales, que son escasas, pero están presentes durante la estación de lluvias.

### 3.3. Rocas intrusivas y extrusivas del Terciario reconocidas en el distrito

En el distrito de La Paz se identificaron tres intrusivos: Cobriza, Dolores y el Membrillo. Entre estos cuerpos intrusivos se presentan algunas diferencias significativas tanto en sus relaciones de contacto con la roca encajonante, como en su tamaño, composición, mineralogía y color (Gunnesch et al., 1994).

De acuerdo a la petrografía, las rocas son granodioritas y tonalitas en los cuerpos de mayor tamaño y cuarzomonzonitas en los diques (Gunnesch, et al., 1994). La mayoría de los “stocks” y diques de granodiorita son porfiríticos, y el tamaño de los fenocristales y de los granos en la matriz son variables. Con base a estas observaciones Gunnesch et al., (1994) concluyen que el ambiente de consolidación magmática fue subvolcánico. Los fenocristales son esencialmente plagioclasas (oligoclasa-andesina, 35-40%), feldespato potásico (ortoclasa-microclina, 25-30%), cuarzo (20-25%) y minerales máficos (biotita, y/o hornblenda, 8-10%), el tamaño de los fenocristales en promedio es de 1 cm y son rodeados por una matriz microcristalina formada por cuarzo y feldespatos. En general, las rocas intrusivas presentan una alteración hidrotermal intensa. Las rocas alteradas presentan sericita y minerales arcillosos reemplazando a los feldespatos; la hornblenda y la biotita se alteran a clorita (Martínez-Herrera, 1993).



Las rocas extrusivas en el área son basáltos (*sensus lato*) y están asociadas a la actividad magmática alcalina de intra placa ocurrida en la MC, como en Los Encinos, Ventura-Espíritu Santo, San Luis Potosí y Real de Catorce (Aranda-Gómez et al., 1989). En el distrito, estas rocas se presentan en forma de diques o de derrames de lava. En donde afloran diques siguen una dirección NW-SE y buzan hacia el SW, su espesor promedio es de 0.50 m. En la Sierra del Fraile, existen dos derrames o coladas basálticas pequeñas en extensión superficial, una en la parte SW y otra en el extremo N de la Sierra del Fraile. Las rocas son color gris oscuro y negro mate, vesiculares y amigdaloidales, vítreas debido al enfriamiento rápido y en algunos sitios con aspecto escoriaceo. No hay fechamientos de estas rocas, pero la mayoría de autores las colocan en edad Mioceno-Plio-Pleistoceno (Martínez-Macías, 2004).

### 3.4. Rocas metamórficas y metasomáticas

En los cerros El Fraile y Tres Tenamastles (Figura 3.1) existe un área extensa de hornfels. En ese sitio no hay intrusivos expuestos, por lo que se infiere la presencia de varios diques a poca profundidad.

Para estos casos donde no afloran los intrusivos y por lo tanto no se observan los contactos ígneos, se introdujo el término piro-metasomatismo, para recalcar la elevada temperatura necesaria para formar el hornfels (Martínez-Herrera, 1993). La extensión lateral del mármol en el contacto skarn-caliza, es relativamente pequeña, debido a que el mármol ha sufrido un metasomatismo intenso y casi fue remplazado por exoskarn (Gunnesch et al., 1994). La alteración potásica, aunque escasa, está presente en los márgenes del stock de granodiorita porfirítica (Gunnesch et al., 1994). Los fenocristales de hornblenda magmática están alterados a biotita y clorita localmente, cantidades pequeñas de biotita secundaria están presentes en la matriz microcristalina. Sin embargo, los efectos de esta alteración son borrados por una facies de alteración de piroxenos más comunes. El estudio petrográfico muestra que el piroxeno rico en Mg se ha formado a expensas del anfíbol ígneo y de fenocristales de biotita y que el titanio es fijado en cuentas o esferas de esfeno (titanita) dentro del piroxeno o rodeándolo. Con el incremento en el grado de alteración, los cristales de piroxeno pueden formar “parches” irregulares y “racimos”, hasta el 20 % en volumen de la roca ígnea (Gunnesch et al., 1994). Típicamente, la plagioclasa parece estar perfectamente estable en contacto con el piroxeno. Por lo tanto, el ensamble plagioclasa-piroxeno es el rasgo más característico del endoskarn de La Paz, indicando relativamente condiciones de reducción en la cristalización (Gunnesch et al., 1994). La zona de endoskarn varía en espesor desde 0.20 m. hasta un metro (Gunnesch et al., 1994).

Según Gunnesch et al., (1994) se puede clasificar el exoskarn de La Paz en tres zonas diferentes. 1) Skarn finamente granudo, que es una roca casi monomineral compuesta por hedenbergita.

Las muestras de mano son color verde oscuro. El cuarzo, la esfena o titanita y los sulfuros de mineral están siempre presentes y ellos generalmente rellenan los espacios intersticiales, se encuentra en el contacto con el endoskarn. 2) Zona intermedia cual forma la zona más extensa del exoskarn en la region de la mina de Dolores, y se extiende desde unos pocos metros hasta cerca de 100 m. Esta roca es de grano grueso, color café-rojizo oscuro, y contiene muchos cristales grandes de granate. En secciones delgadas, el granate es idioblastico en forma de dodecahedro con nicols cruzados es evidente con anisotropía óptica y zonación concéntrica. Su composición es andradítica, variando desde  $Ad_{73}$  en el núcleo a casi andradita pura en el halo exterior. Localmente, el piroxeno de composición diopsídico puede estar presente en granos incluidos en la andradita. Los espacios intersticiales entre los porfiroblastos de granate están ocupados por sulfuros de mena, cuarzo, calcita, y en menor cantidad por feldespato potásico. Los ensambles de minerales progrado están generalmente afectados por alteración retrógrada intensa que forma silicatos hidratados, principalmente de la serie tremolita-actinolita. El amfibol es acompañado con fluorita abundante, calcita, y minerales de mena. Localmente, la andradita es reemplazada por epidota y en menor cantidad por clorita. 3) Esta zona se localiza cercana al contacto con la caliza y se distingue de las otras dos zonas por su color rojo-amarillo pálido a blanco. Consiste de granada finamente granuda y piroxeno con pequeñas cantidades de calcita y cuarzo granular. El granate es óptimamente isotrópico; su composición es completamente homogénea y más rico en aluminio que el granate del exoskarn. En algunos lugares, tiene una zona de wollastonita de 10 a 50 cm de ancho. La facies de wollastonita está restringida al límite entre el skarn de piroxeno y el mármol. La idocrasa (vesuvianita) también se encuentra localmente. La epidota y la calcita pueden estar presentes como alteración retrograda de los silicatos anhidros cristalizados que se presentan diseminados y/o como vetillas.

El skarn cercano al intrusivo, tiene mineralización económica de Cu-Au diseminada e intersticial a la hedenbergita (Gunnesch et al., 1994). Dentro del skarn intermedio, hay leyes altas de cobre que claramente están asociadas con los ensambles de alteración retrógrada, los cuales particularmente incluyen fluorita (Gunnesch, K.A., 1994). Algunas veces, la granada dodecahedra está quebrada y los fragmentos están flotando en una masa compacta de sulfuros. Esto sugiere que el brechamiento pudo ser anterior a la fase de mineralización de cobre (Gunnesch et al., 1994). El skarn cercano al contacto con la caliza es totalmente estéril (Gunnesch et al., 1994).

Basado en los estudios paragenéticos, Gunnesch et al., (1994) propuso dividir la formación de la mineralización asociada al skarn en tres etapas (Figura 3.2). 1) Etapa temprana que comenzó con la depositación de piritita y continuó con arsenopiritita y calcopiritita. La arsenopiritita es en parte contemporánea con la piritita. El oro parece que está contenido principalmente en la arsenopiritita. Pequeñas cantidades pueden también estar presentes en telururos, ya que la

krenerita ( $\text{AuTe}_2$ ) fue identificada recientemente (Castro- Larragoitia,1990). Bismuto nativo y en menor cantidad pirrotita se encuentran generalmente presentes. La asociación de oro con bismuto nativo es típica para muchos skarns de cobre con sub-producto de oro. El bismuto está íntimamente asociado con la arsenopirita y casi siempre estos dos minerales forman texturas de intercrecimiento complejas, las cuales pueden ser texturas de exsolución. La mineralización de la etapa I está principalmente confinada al skarn cercano al endoskarn, en donde está finamente diseminado dentro de la roca. 2) La etapa principal de la depositación de mineral económico pueden ser divididas dos secuencias paragenéticas. La Etapa IIa comprende sulfuros de cobre-hierro, con bornita y calcopirita, los cuales están asociados espacialmente con fluorita. La tenantita frecuentemente está presente, reemplazando tanto a la bornita, como a la calcopirita. Aunque la mayor parte de la plata producida en Dolores viene de las zonas de sulfosales, la tenantita podría contener cantidades considerables de este metal. La etapa IIb es principalmente esfalerita con menor galena y pirita. Texturas de exsolución de calcopirita en esfalerita comúnmente están presentes. Como minerales principales de ganga se encuentran la calcita, y en menor cantidad, el cuarzo. La mineralización de la etapa IIb está presente en varios cuerpos individuales. El cobre de la etapa IIa se encuentra en chimeneas, las cuales comúnmente siguen zonas fracturadas dentro del skarn intermedio. La mineralización plomo-zinc de la etapa IIb se encuentra principalmente en vetas que cortan tanto al skarn intermedio, como a la caliza. 3) Es el último evento de la depositación de mineral económico hipógeno, incluyendo una presencia predominante de plata. La asociación de minerales económicos consiste de galena y sulfosales (tenantita, tetrahedrita) con cantidades menores de argentita, pirargirita, boulangierita y pirita. Esta etapa III fue acompañada de calcita como el principal mineral de ganga. Esta mineralización está presente exclusivamente en vetas, en la parte más oriental del distrito (mina San Acacio).

### 3.5. Geología Estructural

En el área de estudio aflora parte de un anticlinorio recumbente hacia el este, con el eje axial con rumbo norte-sur y hundiéndose hacia el sur, lo que sugiere esfuerzos de compresión de oeste a este. Este anticlinorio presenta pliegues tipo chevrón, muy apretados y alargados, en su mayoría se inclinan hacia el este, pero hay excepciones para unos pliegues que buzanan hacia el oeste (Martínez-Herrera,1993).

En el área existen dos sistemas de fallas bien definidos, uno con dirección N-S y el otro orientado E-W (Martínez-Herrera, 1993). La falla N-S principal es conocida como Falla Dolores y se extiende a lo largo del flanco este de la sierra del Fraile, con buzamiento mayor a  $60^\circ\text{E}$ . La

Paragenesis	Temprana 1	Principal		Tardia 3
		2a	2b	
	Dolores	Dolores	Dolores	San Acacio
Pirita	_____	_____	_____	_____
Arsenopirita	_____	_____	_____	_____
Calcopirita	_____	_____	_____	_____
Bi-Au	_____	_____	_____	_____
Pirrotita	_____	_____	_____	_____
Bornita	_____	_____	_____	_____
Esfalerita	_____	_____	_____	_____
Galena	_____	_____	_____	_____
Tennantita	_____	_____	_____	_____
Tetraedrita	_____	_____	_____	_____
Pirargirita	_____	_____	_____	_____
Argentita	_____	_____	_____	_____
Boulangerita	_____	_____	_____	_____
Cuarzo	_____	_____	_____	_____
Fluorita	_____	_____	_____	_____
Calcita	_____	_____	_____	_____

Figura 3.2: Secuencia paragenética de la zona de skarn y vetas en las diferentes minas del distrito. (Gunnesch et al., 1994).

falla Dolores pone en contacto tectónico a las formaciones Méndez y Cuesta del Cura. Debido a esta relación se considera que el desplazamiento vertical de la falla principal es mayor a los 500 m (Spurr. et al, 1912). Esta falla es normal y tiene un juego posterior a los eventos mineralizantes, y divide al distrito en dos zonas, al oeste de la falla las paragenesis minerales son de temperatura alta y al este de temperatura baja (Martínez-Herrera, 1993).

### 3.6. Las Vetas hidrotermales

En el tiro de El Pilar, el contacto óxido-sulfuro está a los 400 m de la superficie y en San Acacio (más al este) este contacto está entre los 510-550 m y en la zona de Kildún (todavía más al este), la oxidación de las vetas baja hasta unos 600 m de profundidad. Como puede deducirse, la profundidad de la oxidación aumenta progresivamente hacia el este, debido al escalonamiento descendente en bloques, determinado por las fallas normales paralelas con rumbo N-S.

Las obras mineras en la zona de veta de La Paz se encuentran principalmente emplazadas en las Formaciones Cuesta del Cura, la Formación Tamabra , y Agua Nueva del Cretácico tardío.

Vaupell (1933) hace la siguiente descripción: “Debajo del material cuaternario que cubre a las vetas, se encuentran lutita oscura y caliza arcillosa (¿Formación San Felipe?) e intruyendo a

estas, se encuentran diques de cuarzomonzonita porfirítica que en forma numerosa se hallan en la zona de las minas, y cerca o adyacente, a dichos diques, la roca encajonante está silicificada y en algunas partes granatizadas”. La mineralización en forma de vetas se encuentra en los contactos de la cuarzomonzonita con intercalaciones de capas de lutita-caliza. Los rumbos predominantes de las vetas en esta área son E-W y SW-NE y todas buzán hacia el sur entre 60° y 70°. Fallas y fracturas N-S se encuentran presentes en el área.

Castro-Larragoitia (1990) señaló que la mineralización en la zona de vetas es principalmente pirita, galena, esfalerita y cantidades menores de arsenopirita. Las fases portadoras de plata son la tetrahedrita y pirargirita, las cuales en la mayoría de los casos, se encuentran como inclusiones o intercrecimientos en galena y esfalerita. También se encuentran boulangierita, marcasita, pirrotita, calcopirita, estanita y bismutinita, y como minerales de ganga calcita, fluorita y cuarzo.

El zoneamiento lateral observado a lo largo del rumbo de las vetas va de cobre en la parte próxima al intrusivo, a zinc-plomo y plomo-plata, en la parte central y finalmente a plata-antimonio en la lejanía, proporcionando un ejemplo bueno para un zoneamiento de metal “ideal” a escala distrital.

En el distrito de La Paz, los estudios realizados de cocientes de metales (Martínez-Herrera, 1993; Vargas-Vega, 1985) sobre vetas en el área del Pilar son interpretadas como evidencias de cambios sistemáticos en las composiciones de los fluidos formadores de minerales y de sus direcciones preferenciales de circulación. Las soluciones con minerales económicos siguieron un camino que va de las partes profundas en el Oeste hacia los niveles más superficiales en el Este, con un componente considerable de migración (Vargas-Vega, 1985).

Varios autores, tales como Vargas-Vega, 1985, Castro-Larragoitia, 1990, Gunnesch, et al. 1994, Martínez-Herrera, 1993, señalan que las vetas presentan un zoneamiento mineralógico, donde minerales de Cu-Ag-Pb-Zn-Au (calcopirita, bornita, galena argentífera, esfalerita, electrum, tetrahedrita, pirita, pirrotita, cuarzo y calcita) se encuentran tanto en el área occidental, dentro de la aureola de skarn (área de pilares) como en el área de la mina de San Agustín (área de fosas tectónicas occidentales). En la parte central hay minerales de Ag-Pb-Zn-Cu (galena argentífera, esfalerita, tetrahedrita, calcopirita, pirita, marcasita, cuarzo y calcita), y finalmente más hacia el oriente, la mineralización pasa a minerales de Ag-Pb-Zn (galena argentífera, pirargirita, proustita, argentita, esfalerita, pirita y marcasita). La etapa final de la paragénesis de la mineralización está representada por un ensamble supergénico que consiste en limonita, azurita, malaquita, cerusita y anglesita .

### 3.7. Estudios de inclusiones fluidas en el distrito

Gunnesch et al., (1994) y Torres del Angel (1993) realizaron estudios parciales de inclusiones fluidas en cuarzo, en las muestras de las áreas de Dolores y de las vetas. Ambos autores encontraron cuatro tipos de inclusiones: Tipo 1, constituyen el 90 % de las inclusiones estudiadas, presentan dos fases líquido+vapor (L+V) y la burbuja de vapor generalmente ocupa el 30 a 40 % del volumen de la inclusión, estas inclusiones homogeneizan por calentamiento a líquido. Tipo 2, se encuentran en menor cantidad que las primeras, presentan dos fases (V+L), con la fase vapor generalmente representando el 60 a 80 % del volumen total, homogeneizan por calentamiento a vapor. Tipo 3, se encuentran en menor proporción que los dos tipos anteriores, las inclusiones presentan tres fases, ( $L_1 + L_2 + V$ ), agua líquida +  $CO_2$  líquido + Vapor. Este sistema pertenece al sistema  $H_2O-NaCl-CO_2$ . A temperatura ambiente, la fase vapor ocupa menos del 20 % del volumen total de la inclusión. Tipo 4, se encuentran en cantidades algo mayores a las del tipo 3, pero en menor proporción a la de los dos primeros; contienen sólido+líquido+vapor (S+L+V). La fase vapor ocupa desde el 30 al 60 % del volumen total de la inclusión, generalmente el sólido es cristales de halita. No todas las muestras de cuarzo contienen los cuatro tipos de inclusiones.

La mayoría de las inclusiones mostraron evidencias petrográficas de ebullición, por lo que las temperaturas de homogeneización se consideraron como representativas de la temperatura de formación de las inclusiones fluidas y no se tuvo que utilizar correcciones por presión. Los resultados de las pruebas de calentamiento y congelación mostraron ciertas diferencias entre las inclusiones del área de Dolores y del área oriental de las vetas. Las temperaturas de homogeneización de las inclusiones en cuarzo varían entre 230° y 480°C, con un promedio de 340°C. Las temperaturas de homogeneización de las áreas del Pilar y San Acacio generalmente son más bajas y varían entre 280° y 320°C y 240° y 270°C, respectivamente. Las salinidades de las inclusiones fluidas fueron inferidas usando las ecuaciones del punto de congelamiento y el diagrama de fases para el sistema  $NaCl-H_2O$ . Los resultados obtenidos en cuarzo del área de Dolores varían entre 4-45 % en peso equivalente de NaCl. Este rango amplio de valores para las temperaturas de homogeneización y de las salinidades puede ser producido por el atrapamiento en un ambiente dinámico de ebullición, donde proporciones variables de líquido y vapor pueden ser atrapados. Sin embargo, también es posible que la introducción en varias pulsaciones de los fluidos de salmuera, junto con la ebullición, fueran responsables de la variación amplia en las temperaturas y salinidades. A escala del distrito, el cambio de salinidades de una manera similar a las temperaturas de homogeneización es de oeste a este, con la disminución en el rango de las salinidades. Los valores más altos están en las muestras de Dolores a valores promedio de 12.6 % en peso equivalente de NaCl en el Pilar y alrededor de 5 % en peso equivalente de NaCl en San Acacio. La mezcla de los fluidos mineralizantes con agua meteórica puede ser una de las

razones para esta relación de las salinidades.

Con base en las características de las inclusiones fluidas y la estratigrafía y la estructura, se puede inferir las condiciones de la presión durante la formación del yacimiento económico. Las inclusiones fluidas están en minerales de ganga que se formaron como "relleno de cavidades", los estimados de presión se pueden considerar hidrostáticas. En Dolores, usando las curvas de ebullición de Haas(1971), junto con las evidencias de ebullición en cristales de cuarzo, donde la  $T_h = 330^\circ\text{C}$ , una salinidad de 25 % peso equivalente de NaCl, la presión bajo estas condiciones sería alrededor de 100 bars a una densidad de 0.950 g/cc. Estos datos corresponden a una profundidad aproximada de 1,000 m por debajo del paleo-nivel freático. Como también se detectó la presencia de  $\text{CO}_2$  disuelto en algunas inclusiones, deben corregirse radicalmente tanto la profundidad inferida como la presión hidrostática relativa con relación al sistema simple de  $\text{H}_2\text{O-NaCl}$ .

### 3.8. Parámetros PT que controlan la precipitación de los metales

En la zona de Dolores/Cobrizo no se encontró magnetita ni hematita asociadas a la hedenbergita, por lo cual Torres del Angel, (1993) argumentó que la temperatura de depositación de los primeros minerales metálicos asociados con los silicatos de skarn, se podría establecer alrededor de  $500^\circ\text{C}$ .

Castro-Larragoitia, (1990) y Gunnesch et al., (1994) sugirieron que la pirita y arsenopirita son los sulfuros más tempranos coexistentes con el skarn. Por lo cual, se puede inferir una temperatura de precipitación de  $491^\circ\text{C} \pm 12^\circ\text{C}$  a una presión confinante de ca. 2 kbars. La composición del piroxeno coexistiendo con la calcopirita es cercana a hedenbergita<sub>60</sub> diopsida<sub>40</sub>. Por lo tanto el rango de la temperatura de depositación es cercano a  $400^\circ\text{C}$  o ligeramente más alto, lo que parece razonable para la introducción de la calcopirita, que es el mineral económico más temprano en el distrito minero. Un punto controversial es la presencia de la mineralización de Au-Bi dentro del skarn cercano al contacto con el skarn hedenbergítico donde el oro y bismuto nativo están íntimamente asociados con la arsenopirita. La relación de estabilidad de estos minerales indica que el rango de temperatura de depositación para la mineralización de Au+Bi es significativamente más bajo que aquel para la precipitación de la arsenopirita. Es posible que el oro y bismuto puedan ser exsoluciones en la arsenopirita que se formaron cuando el fluido hidrotermal enfrió a temperaturas cercanas o debajo de  $300^\circ\text{C}$  (Gunnesch et al., 1994; Castro-Larragoitia, 1990). Después del primer evento de mineralización, la depositación de las menas fue controlada por la disminución de la temperatura, el pH y las fugacidades de oxígeno y

azufre. A medida que disminuyó la temperatura, tanto la fugacidad de azufre como la de oxígeno decrecieron, el régimen dentro del cual ocurrieron estos cambios fue relativamente restringido, ya que en toda la región de La Paz no ocurre la hematita ni la magnetita (Gunnesch et al., 1994).



# Capítulo 4

## Actualización de la geología local del distrito minero de La Paz

### 4.1. Introducción

Debido a la falta de una descripción de la geología local y para poder determinar las características petrológicas, sedimentarias, estructurales y mineralógicas del distrito e inferir la historia geológica del distrito se realizaron levantamientos geológicos tanto en superficie como en subsuelo (Figs. 4.1.2, 3 y 4). Esta fase de la investigación se encaminó a documentar las relaciones geológicas más importantes en el distrito minero de La Paz. Este trabajo complementa a investigaciones previas.

### 4.2. Estratigrafía

El distrito minero de La Paz está conformado por sedimentos del Cretácico medio y superior, que van desde el Albiano-Cenomaniano al Maastrichtiano. Localmente las formaciones que conforman el paquete sedimentario son concordantes entre ellas y se suceden de la más antigua a la más joven de la siguiente manera: Formación Cuesta del Cura, Formación Tamabra, Formación Agua Nueva, Formación San Felipe, Formación Méndez y Cubierta aluvial conglomerática. El espesor total del paquete sedimentario en el distrito es de aproximadamente 900 m (columna estratigráfica; Figuras. 4.5 y 4.6).

El magma granodiorítico se emplazó a manera de cuerpos irregulares y diques y entró en contacto con todas las unidades litoestratigráficas. El skarn y la concentración de la mineralización,

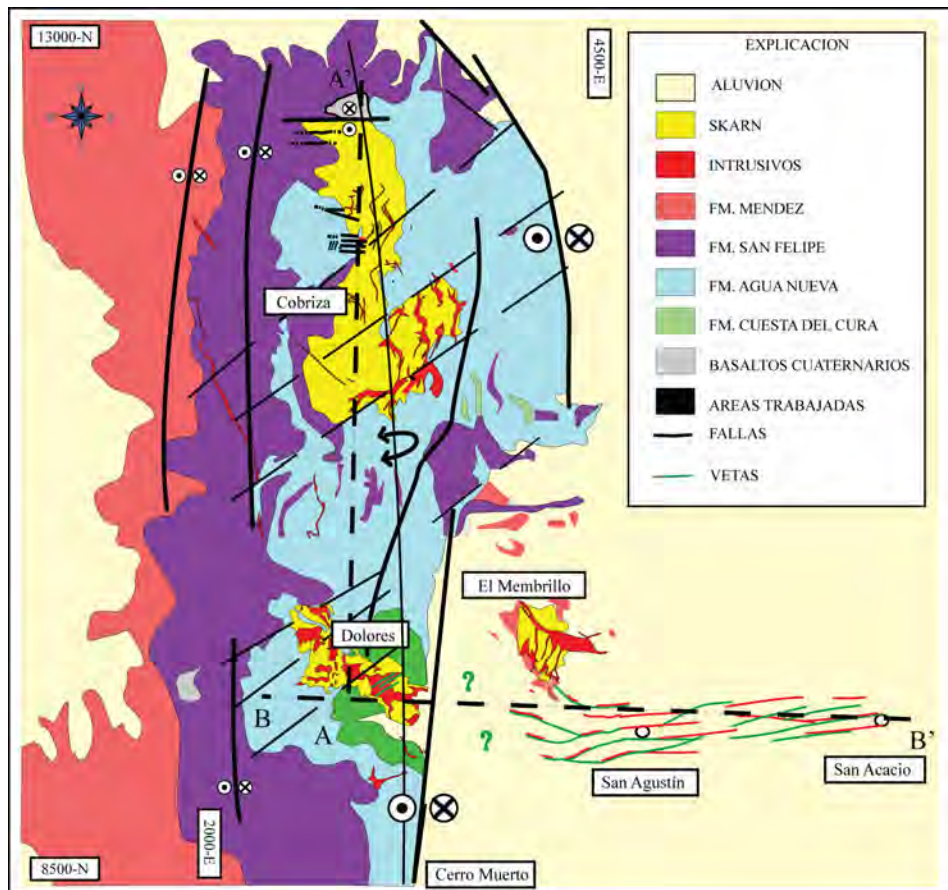


Figura 4.1: Nuevo plano geológico de superficie del distrito minero de La Paz.

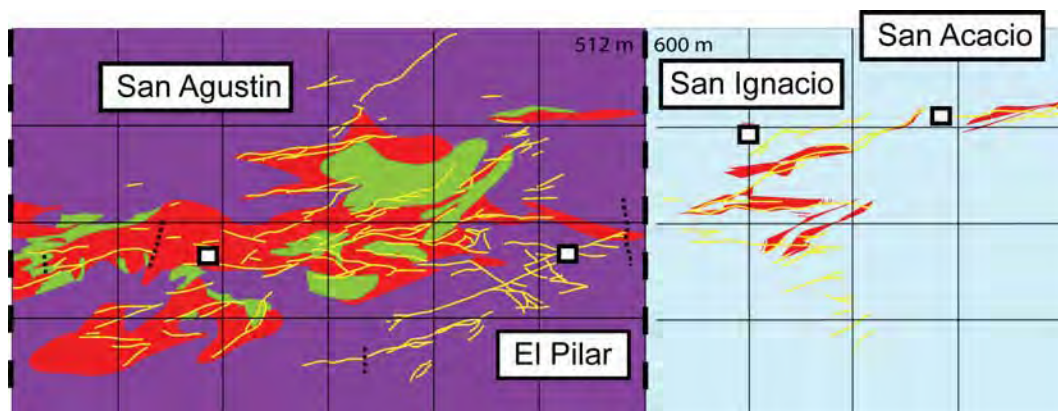


Figura 4.2: Nuevo plano geológico de subsuelo de la zona de vetas del distrito minero de La Paz. Clave: violeta: Fm. San Felipe; azul claro: Fm. Cuesta del Cura; rojo: intrusivo; verde: skarn; líneas amarillas: vetas; línea punteada negra: fallas y zona de brecha. El límite occidental del plano es la zona de “falla/brecha Dolores”.

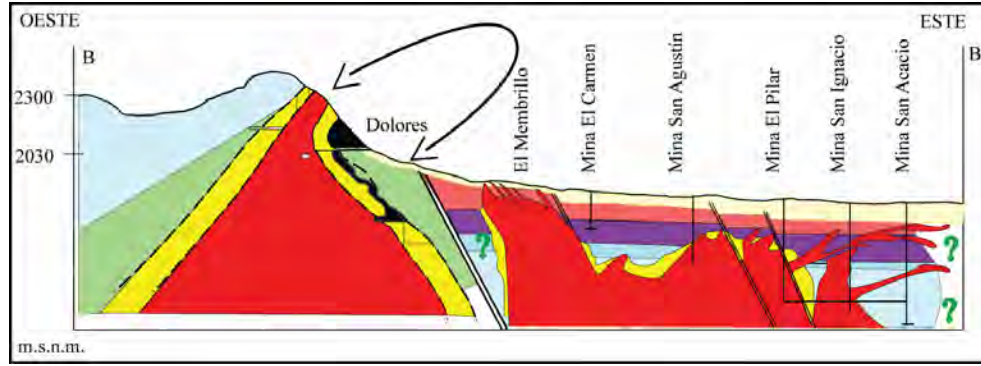


Figura 4.3: Nueva sección transversal (W-E mirando al Norte). Abarca de la mina Dolores en el extremo occidental a la mina San Acacio en la parte oriental del distrito. Se muestran la falla Dolores y las diferentes minas de occidente a oriente: El Carmen, San Agustín, El Pilar, San Ignacio y San Acacio. El intrusivo (en rojo) se observa de mayor potencia en la zona de las minas El Carmen, San Agustín y El Pilar. Misma explicación que la figura 4.1.

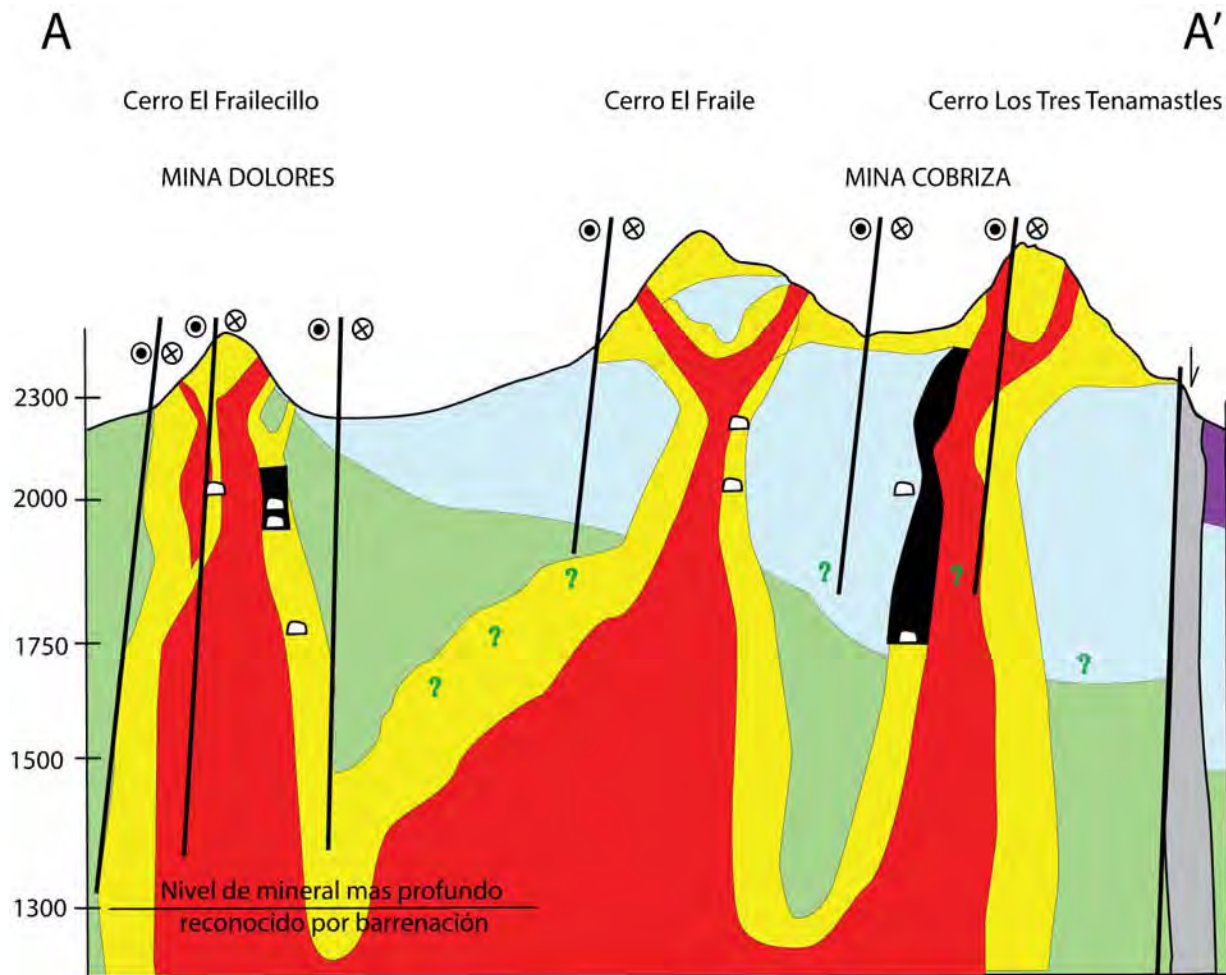


Figura 4.4: Nueva sección idealizada longitudinal N-S (A-A') del pilar mirando al Oeste. Abarca las minas de Cobriza y Dolores. Misma explicación que la figura 4.1.

sucedió en las unidades calcáreas más antiguas (Cuesta del Cura, Formación Tamabra, Formación Agua Nueva) mientras que en las más jóvenes, donde hay componente terígeno significativo (San Felipe y Méndez) se formó preferentemente el hornfels, quien tiende a ser estéril desde el punto de vista económico. Posteriormente en el Mioceno tardío y/o en el Plio-Cuaternario, se produjo la introducción de diques de basalto, además de atravesar a las rocas sedimentarias, también cortan a los diques de granodiorita.

### 4.3. Las calizas: Litología y estructuras favorables

Las formaciones Cuesta del Cura, Tamabra y Agua Nueva, están formadas por caliza intercalada con calcilita ambas con estratificación delgada (0.05 a 0.15 m) tienen litologías (*wackstone*, *packstone* y *grainstone*) que las hacen favorables para el remplazo por calcosilicatos característicos del skarn y para mineralización de mena. Las calizas bioclásticas acumuladas en un ambiente de talud entre la Plataforma Valles-San Luís Potosí y la cuenca mesozoica del centro de México (Figs. 4.7 y 4.8).

Las formaciones San Felipe y Méndez son capas de lutita, calcarenita y margas en distintas proporciones con estratos más gruesos (0.20 a 0.40 m) que las unidades más antiguas. Se cree que debido a la mayor abundancia del material arcilloso no sólo no fueron favorables al reemplazamiento sino que en cierta forma actuaron como sello o tapón al paso de las soluciones mineralizantes. Estas dos formaciones son las que se encuentran aflorando con mayor extensión en la parte occidental y norte de la Sierra del Fraile, dejando una pequeña zona para el afloramiento de las formaciones de Cuesta del Cura y Agua Nueva en el flanco oriental de la Sierra del Fraile (Figura 4.1).

Ambos grupos de formaciones (San Felipe-Méndez y Cuesta del Cura-Agua Nueva) experimentaron una deformación intensa durante la orogenia Larámide, lo que causó la formación de un gran número de mesoestructuras, principalmente pliegues *chevron*, que son acompañados de un fracturamiento intenso en la parte interna de los pliegues que favorecieron el paso de las soluciones mineralizantes que vinieron casi inmediatamente después (Figura 4.9).

El acceso a las formaciones sedimentarias de los fluidos mineralizadores depende de la facilidad de los mismos para transitar, ya sea por cavidades interconectadas asociadas a su porosidad primaria o secundaria, o por fracturas que abrieron la permeabilidad. Una tercera opción está relacionada a la capacidad que tiene los fluidos para disolver partes de la roca y reprecipitar este material.

El material calcáreo de las formaciones Cuesta del Cura, la Formación Tamabra y Agua Nueva, presentan una mayor porosidad debido al material coralino caído en su mayor parte de zonas más elevadas, y por lo tanto, es muy favorable para ser reemplazado por soluciones

## COLUMNA ESTRATIGRAFICA - DISTRITO LA PAZ, S.L.P.

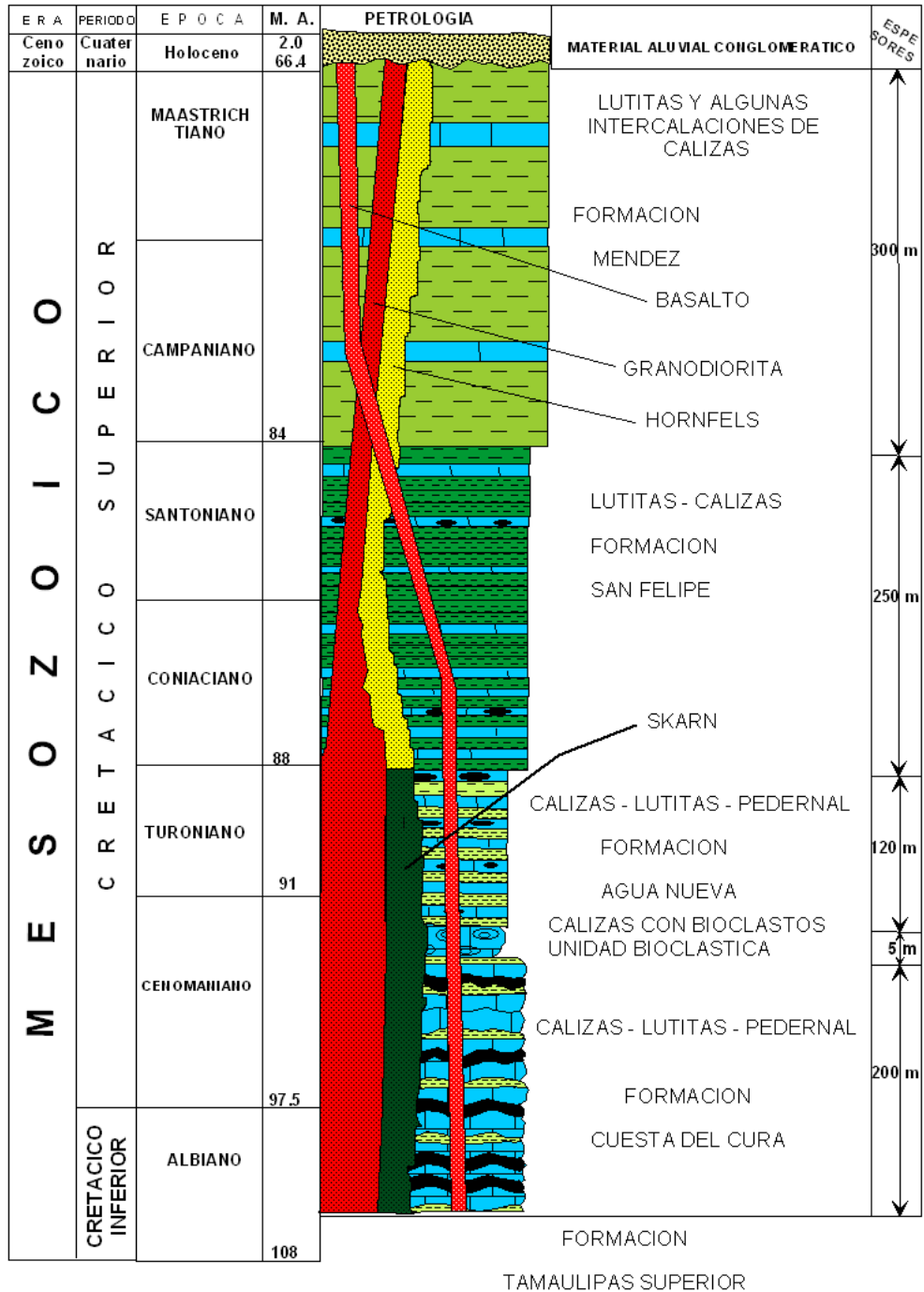


Figura 4.5: Columna estratigráfica compuesta del distrito minero de La Paz.



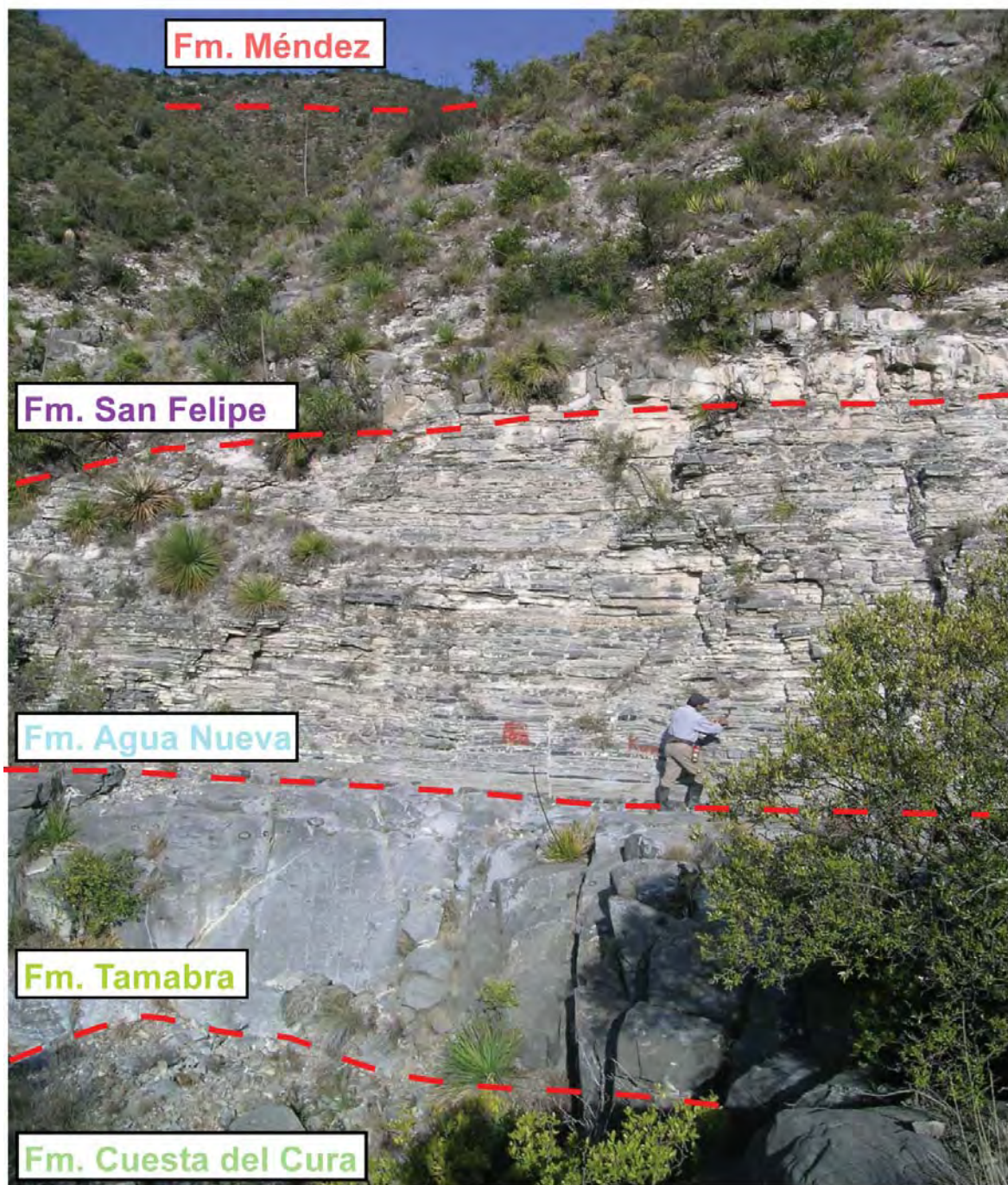


Figura 4.6: Foto mirando al poniente muestra la Formación Tamabra en la parte inferior. Sobre-  
yaciendo concordantemente, la Formación Agua Nueva sin vegetación. La Formación San Felipe,  
en su miembro inferior, se observa sobreyaciendo concordantemente y cubierta por vegetación,  
a la Formación Agua Nueva. En la parte más elevada y poniente, se observa a la Formación  
Méndez.



Figura 4.7: Formació Tamabra con fragmentos calcáreos angulosos de tamaños variables (1 a 6 cm).





Figura 4.8: Otro aspecto de la Formación Tamabra. En esta capa se aprecian fragmentos angulosos y semiredondeados de caliza y fragmentos de fósiles de aguas someras como corales en una matriz compuesta por lo que fue lodo calcareo.



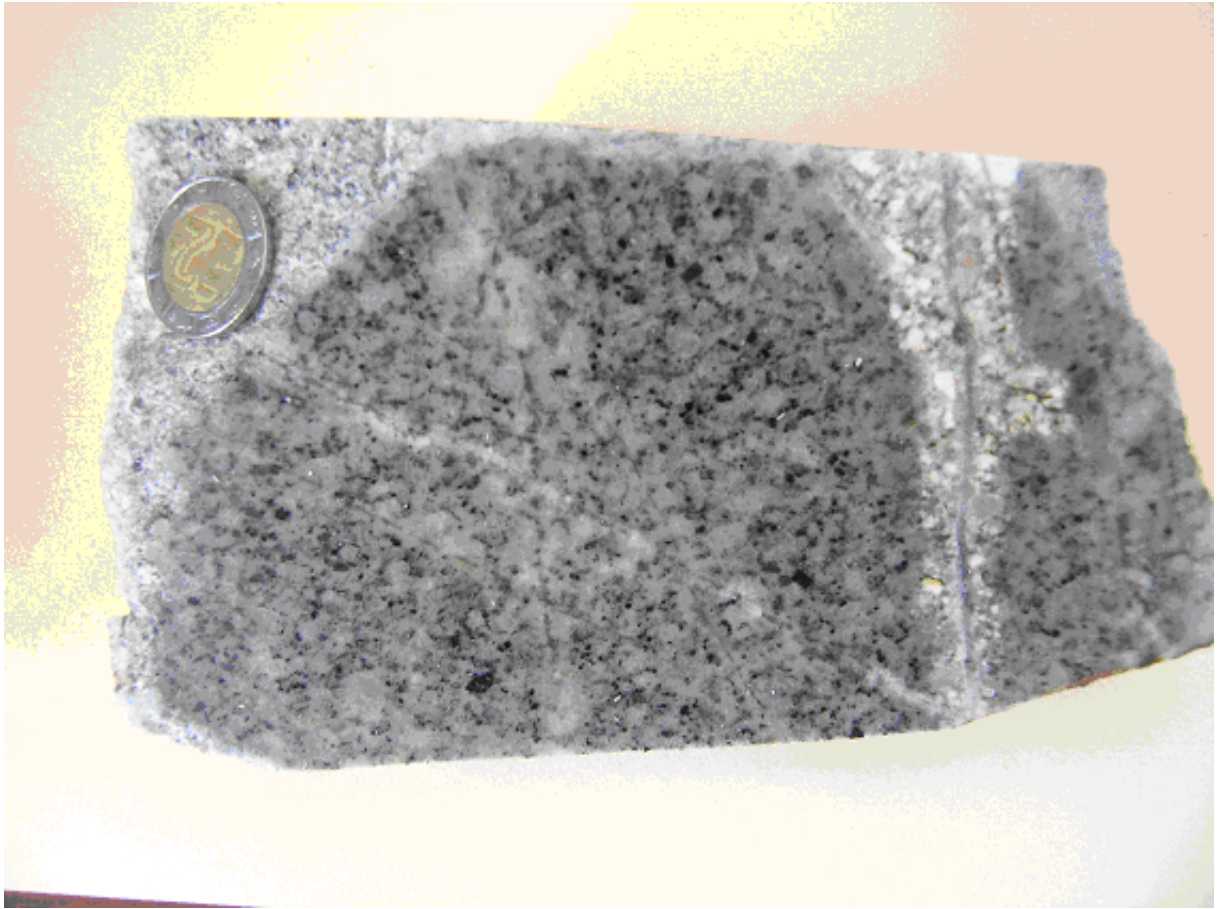


Figura 4.9: Contacto Cuesta del Cura-Formación Tamabra-Agua Nueva mostrando fuerte plegamiento (chevron) y fuerte fracturamiento favorable al paso y reemplazamiento por las soluciones mineralizadoras.

calientes.

Sin embargo, las formaciones San Felipe y Méndez (más jóvenes) por estar conformadas en su mayor parte por lutita interestratificada con escasas capas delgadas de caliza arcillosa, no fueron muy favorables para ser mineralizadas debido a su escasa permeabilidad, reactividad baja. En este trabajo se interpreta que su función fue, más bien, de tapón. Esta es la razón por la que en la zona de Cobriza (norte) se desarrolló en mayor proporción el hornfels, no así el skarn.

En las obras de la zona minera de Cobriza se observa que los cuerpos intrusivos son principalmente diques y diques estratos relativamente delgados (2-15 cm) emplazados en rocas de las formaciones San Felipe y Agua Nueva. Esto señala la posibilidad de que a mayor profundidad de los niveles actuales de explotación hayan otros cuerpos mineralizados asociados al skarn.

## 4.4. Los intrusivos del distrito de La Paz

Se estudiaron 4 áreas diferentes (ver Figs. 4.1.2,3 y 4) donde afloran intrusivos, tanto en la zona de pilares tectónicos asociadas al skarn (Cobriza y Dolores), como en la zona de las fosas tectónicas asociadas a las vetas hidrotermales (San Acacio).

### 4.4.1. Intrusivo en Cobriza

El intrusivo granodiorítico en el área de Cobriza (norte de la Sierra del Fraile) se presenta principalmente en forma de diques y dique-estratos (sills) direcciones NW-NE y E-W, con espesores variables entre 0.50 y 15 m. Los diques son casi verticales (Figs. 4.1.2, 3 y 4).

Macroscópicamente, la roca es color gris claro a blanco amarillento en fractura fresca; presenta una textura porfirítica, con fenocristales de cuarzo, plagioclasa, feldespatos potásico, y minerales máficos (biotita) embebidos en una matriz de grano medio a fino, formada principalmente por los mismos minerales de fenocristales (Figura 4.10).

Microscópicamente (ver Figura. 4.11), el cuarzo es xenomorfo a hipidiomorfo, sin alteración y fracturado. La plagioclasa es hipidiomorfa en su mayor parte, presentando zoneamiento variando de oligoclasa a andesina y con maclas combinadas de albita-carlsbad; también presentan alteración ligera a sericita y arcillas. El feldespato potásico, es ortoclasa alterada ligeramente a sericita-arcilla. Entre los minerales máficos se encuentra la biotita, alterada y reemplazada por calcita y epidota (escasa clorita), y óxidos de hierro. Se observan microvetillas rellenas de cuarzo, calcita y minerales metálicos escasos. La composición modal estimada es: plagioclasa de 40%, ortoclasa 20-25%, cuarzo 20%, biotita/hornblenda entre (10-15%). El circón, apatito, y titanita son accesorios y forman menos de 1%. Los sulfuros, pirita, calcopirita forman menos del

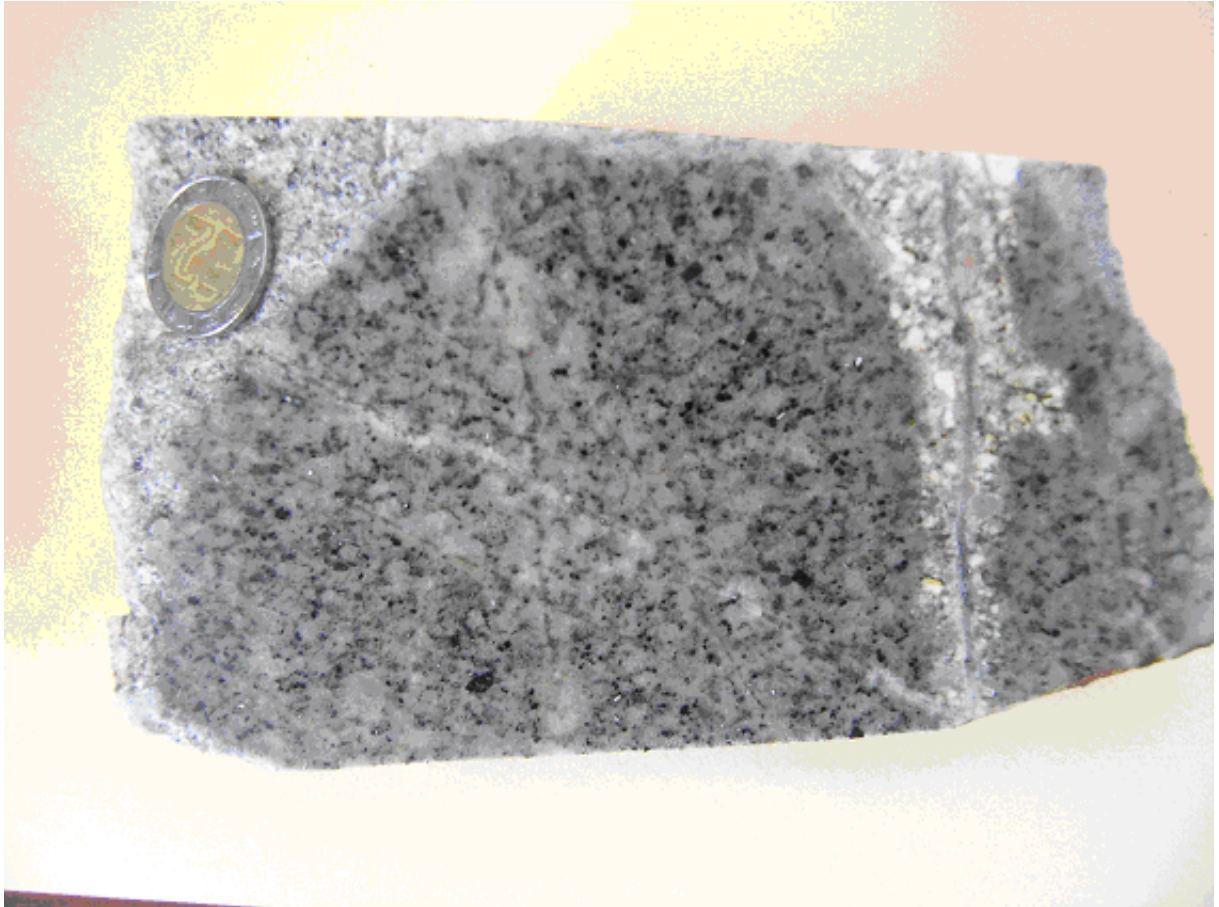


Figura 4.10: Muestra de mano del intrusivo de Cobriza (interior de mina).

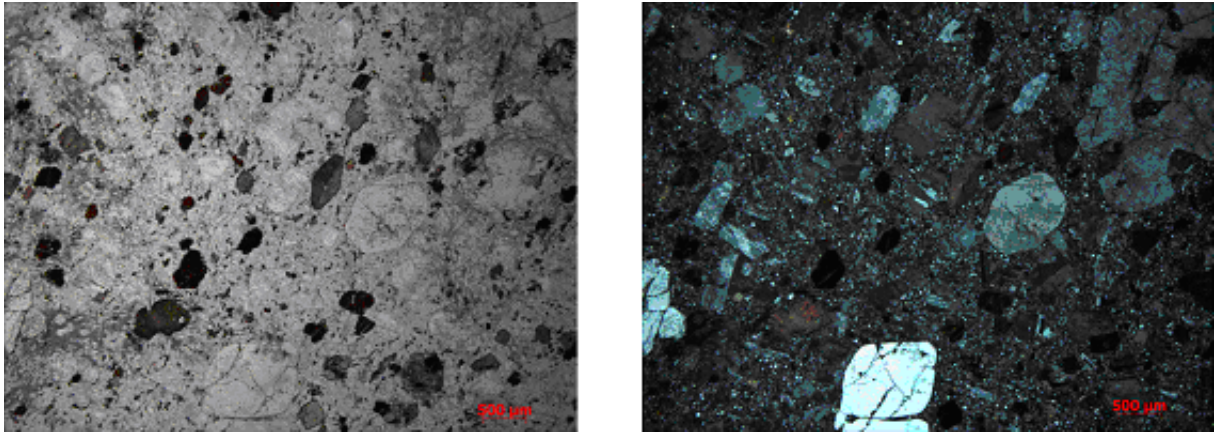


Figura 4.11: Fotomicrografía del intrusivo granodiorítico de Cobriza (A. Luz plana polarizada y B. nicoles cruzados; X10).

1% junto a la calcita, epidota y clorita (2%). Son considerados como productos de alteración hidrotermal.

#### 4.4.2. Intrusivo en Dolores

El afloramiento del *stock* granodiorítico del área de Dolores (sur de la Sierra del Fraile, Figura 4.1) tiene una forma elíptica con su eje mayor NW-SE de 1300 m de largo y su eje menor NE-SW de 300 m , (Figuras. 4.1.2,3 y 4).

Macroscópicamente, la roca es gris ligeramente oscura en fractura fresca, y tiene una textura porfirítica, holocristalina. Los fenocristales son de cuarzo, plagioclasas y feldespatos potásico y biotita. Como minerales de alteración contiene algo de calcita, arcillas, sericita y clorita. La matriz es de grano medio a fino,(Figura. 4.13).

En láminas delgadas se observa que el cuarzo se encuentra como fenocristales y es abundante en la matriz. Los fenocristales son cristales hipidiomorfos a alotriomorfos y con inclusiones fluidas. Los fenocristales de plagioclasa estan zonificados (oligoclasa-andesina), y maclados (albita-carlsbad). La plagioclasa tiene alteración debil a arcillas y escasa sericita. El feldespato potásico forma fenocristales y se encuentran también en la matriz. Los fenocristales son hipidiomorfos con alteración hidrotermal ligera. La biotita se presenta en fenocristales hipidiomorfos con alteración ligera hacia carbonatos y clorita; en la matriz la biotita es muy escasa. La composición modal estimad en el microscopio es plagioclasa (35-40%), ortoclasa (30-35%), cuarzo (20-25%), biotita y hornblenda (8-10%) y circón, apatito y titanita, (2-3%).

Los intrusivos de Dolores, así como la caliza cercana al skarn y el mismo skarn, se encuentran cortados por vetas delgadas (0.4-0.8 m) mineralizadas con Ag-Pb-Zn. Las vetas hidrotermales tienen rumbos variables, pero dominan NE-SW y E-W.





Figura 4.12: Mina Dolores: frente SE del cerro el Frailecillo mostrando contacto intrusivo-caliza con skarn mineralizado rodeando al intrusivo. Foto mirando al NW.

#### 4.4.3. Intrusivo del Membrillo

Los cuerpos intrusivos en la zona del Membrillo (Figura 4.1) son principalmente diques con espesores diferentes, variando entre 0.5 m hasta 4.0 m. Generalmente tienen un rumbo NW, pero también presentan rumbos E-W y NE. Los diques son casi verticales y están bastante intemperizados. La roca encajonante fundamentalmente es lutita alterada a hornfels. Se cree que el bloque de techo de la falla Dolores en forma de diques, es porque corresponden a las terminaciones superiores de *los stocks* de espesores mayores que se encuentran a profundidades mayores.

Macroscópicamente, la roca es color gris amarillento, con textura porfirítica con fenocristales de cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico, biotita. Los silicatos están alterados a arcillas, sericita y clorita (Figura 4.15).

El cuarzo forma fenocristales y se presenta en la matriz en mayor proporción. La plagioclasa tiene zoneamiento normal de andesina-oligoclasa. La biotita está alterada en los bordes y a lo largo de los planos de clivaje, a clorita, calcita, y epidota. El feldespato potásico está alterado a sericita y clorita. En la roca hay microvetillas de cuarzo, calcita, y fluorita (Figura 4.16). La composición modal estimada es plagioclasa 50 %, feldespato potásico 10 %, cuarzo 30 %, biotita y hornblenda 8 % y circón, apatito y titanita 2 %.



Figura 4.13: Afloramiento del intrusivo de Dolores cercano al contacto con el skarn, presenta vetillas de cuarzo y calcita con algunos sulfuros producto del proceso retrógrado sufrido en la zona de skarn.

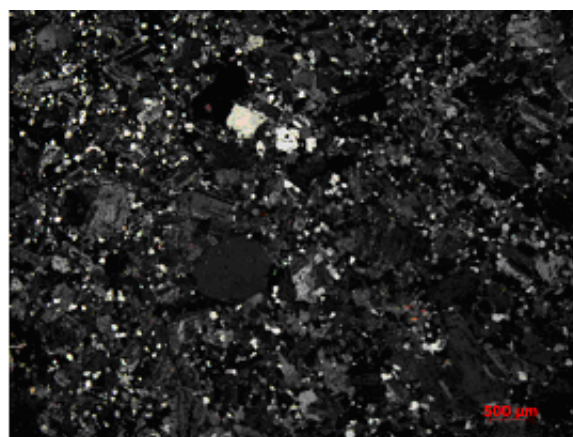
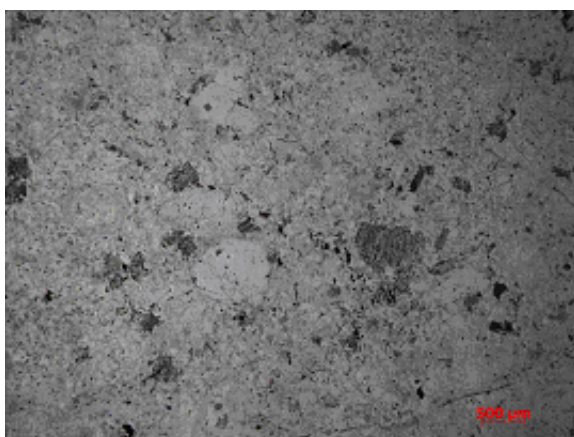


Figura 4.14: Fotomicrografía de una muestra tomada en el intrusivo granodiorítico de Dolores (A. Luz plana polarizada y B. nicoles cruzados; X10).



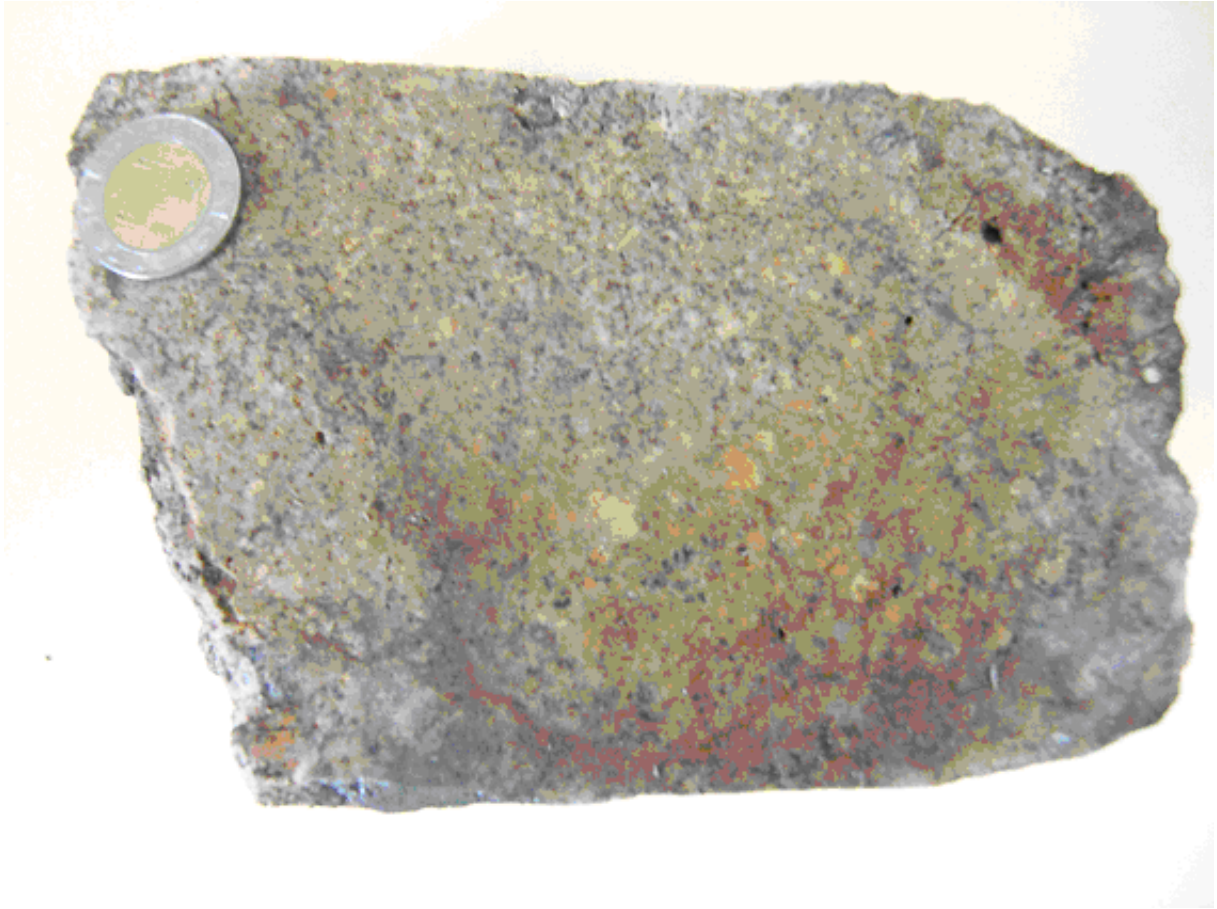


Figura 4.15: Muestra colectada en el intrusivo del Membrillo cerca al contacto con el skarn. Presenta vetillas de cuarzo y calcita con algunos sulfuros; el conjunto es altamente alterado.

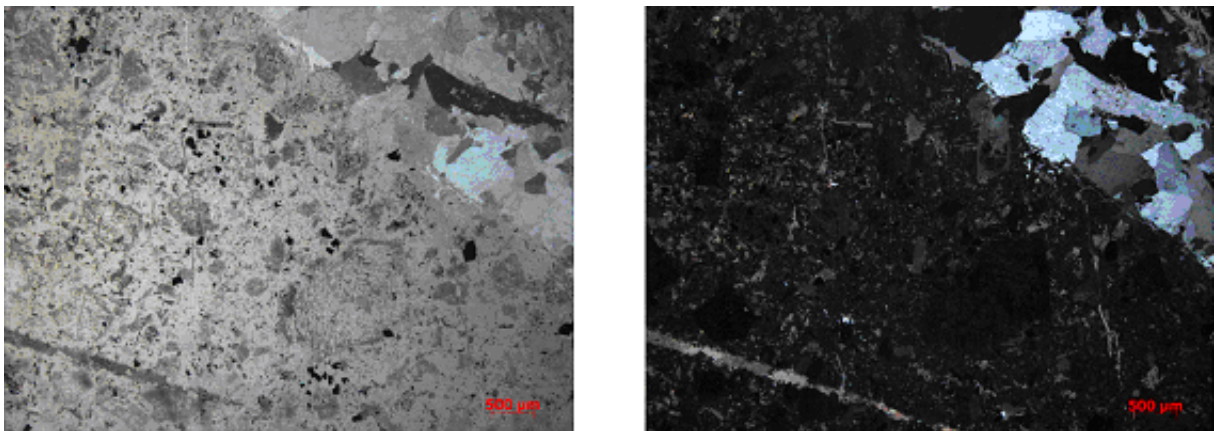


Figura 4.16: Fotomicrografía del intrusivo granodiorítico del Membrillo que ilustra su grado de alteración avanzado (propilítica y potásica) (A. Luz plana polarizada y B. nicols cruzados; X10).

#### 4.4.4. Dique granodiorítico de San Acacio

Los diques granodioríticos en la zona al oriente de la falla Dolores no son otra cosa que los ápices de *stocks* que se encuentran a mayor profundidad. Este es similar a lo que se observa en Cobriza (Figura 4.1), en donde los diques tienen espesores mayores a los 60 m en la mina de San Agustín. Estos *stocks* ocultos formaron skarn de espesores mayores en esta área. Tanto los diques como sus aureolas de skarn van adelgazándose a medida que se alejan de la falla Dolores hacia el este (Figuras. 4.2 y 4.3). En el área de la mina del Pilar los diques tienen espesores entre 4-8 m y sus aureolas de skarn respectivas son mucho más delgadas que en Cobriza. Para el área de la mina de San Acacio, el espesor de los diques llega a variar entre los 0.5 m hasta 1.0 m y las aureolas de skarn no existen. Esta situación puede deberse al sistema de fallas normales paralelas a la falla Dolores y que determinaron el hundimiento escalonado de los *stocks* y el adelgazamiento de los diques en esa dirección (Figs 4.2 y 4.3).

Las vetas mineralizadas están asociadas a los diques y pueden encontrarse al alto o al bajo de los mismos y, en algunas ocasiones, la mineralización se encuentra a ambos lados del dique. En otros sitios los diques son cortados por la mineralización (Figura 4.2).

La roca intrusiva de San Acacio presenta, en fractura fresca, un color gris claro amarillento, textura brechada y sulfuros escasos, con fenocristales de cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico y biotita. La roca muestra alteración hidrotermal muy marcada (sericita, clorita, arcillas) así como oxidación ligera de los sulfuros.

Microscópicamente, la muestra presenta una fuerte alteración silícica/potásica, la cual se encuentra mimetizada por clorita-calcita-epidota. Los fenocristales más abundantes son de plagioclasa euhedral, los cuales se encuentran parcialmente epidotizados, pero aún muestran zonation entre andesina y oligoclasa. Los cristales de cuarzo se muestran redondeados con inclusiones frescas de biotita. La hornblenda y la biotita están completamente alterados a clorita. Los minerales opacos como la piritita son relativamente abundantes. La matriz es microgranular tiene la misma mineralogía que los fenocristales. Los minerales accesorios son circón, apatito y titanita. Asimismo, se observan microvetillas de cuarzo, calcita, fluorita, clorita, epidota y sericita (Figura 4.17). La composición modal estimada a partir de los estudios al microscopio, plagioclasa 50 %, cuarzo 30 %, feldespato potásico 10 %, biotita-hornblenda 10 %.

### 4.5. Geología estructural

Ya se mencionó la existencia de dos sistemas de fallas bien definidos en el distrito de La Paz. El primero tiene dirección N-S, y la estructura principal es la falla Dolores. El otro sistema es E-W, es paralelo a un enjambre de diques y a las vetas mineralizadas del valle de Matehuala (Figs. 4.1.2,3 y 4). La falla Dolores divide el distrito en dos dominios estructurales : el pilares



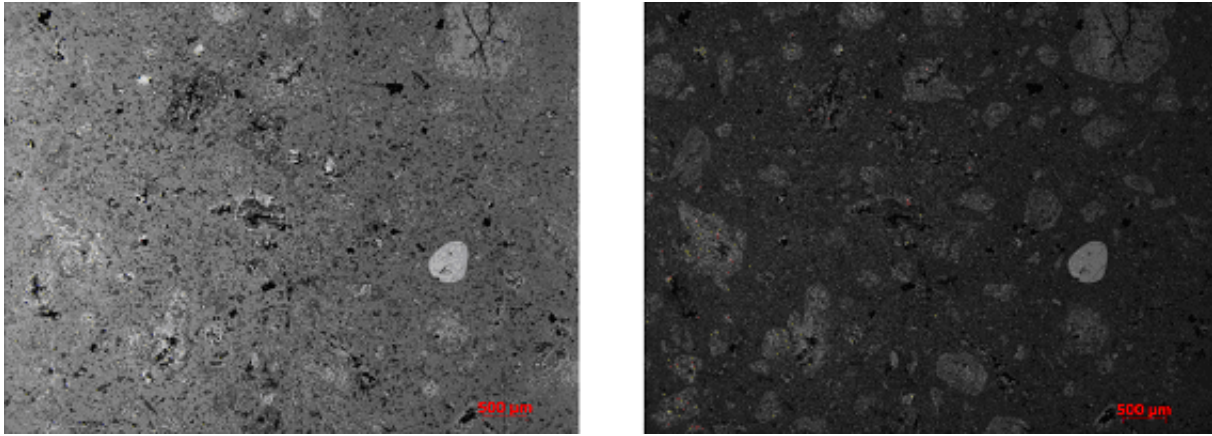


Figura 4.17: Fotomicrografía del dique granodiorítico de la mina San Acacio (A. Luz plana polarizada y B. nicoles cruzados; X10).

tectónico de la sierra del Fraile y la fosa del valle de Matehuala. En el pilar tectónico domina la mineralización de skarn y en la fosa domina las vetas hidrotermales. Cabe señalar que en la fosa también hay skarn, solo que este es volumétricamente menos importante que en el pilar tectónico.

Tanto en la zona del pilar como en la zona de la fosa se realizó un estudio estructural sistemático, midiendo el rumbo de las fracturas y contactos en superficie y en subsuelo (labores mineras).

En la zona del pilar (Dolores) se observa que las direcciones de los contactos intrusivo-skarn-caliza son muy variables, aunque estadísticamente predomina la dirección N-S. Así también se observan direcciones NW-SE y NE-SW. El rumbo general de las vetas mineralizadas (Ag-Pb-Zn) que cortan al skarn y a los intrusivos es principalmente NE-SW pero también hay E-W (Figura 4.18).

En la zona de las fosas tectónicas, al este de la falla Dolores, las fallas locales tienen principalmente rumbos ENE-WSW y NE-SW y N-S muy escasas pero con desplazamientos normales importantes, las cuales determinaron el hundimiento en escalones de los bloques hacia el este. El rumbo de las estructuras mineralizadas fundamentalmente es NE-SW, pero también existen con rumbo E-W siendo sus inclinaciones muy grandes hacia el sur o verticales. Las direcciones de los contactos dique-roca encajonante y por lo tanto skarn-dique son paralelas a los diques, es decir, NE-SW. Finalmente por el área de la mina de San Acacio, los diques son escasos y delgados y las vetas son también delgadas (0.8 m). En ambos lados de la falla Dolores se observan fallas y fracturas de rumbo NE-SW que se acomodan estructuralmente al proceso de extensión N-S. Cronológicamente, aunque ambos sistemas de fallas (N-S y W-E) presentan movimientos múltiples. El orden inferido de los principales eventos del Terciario medio a tardío en el distrito es: 1- emplazamiento de los intrusivos y formación del skarn mineralizado, que fue controlado

por estructuras preexistentes N-S como (eje del pliegue) y E-W (fallas controlando la inyección de los diques); 2- emplazamiento de la mineralización en vetas que cortan a los intrusivos a lo largo de las fallas E-W y NE-SW; 3- continuación del proceso de extensión/transtension E-W a lo largo de las fallas N-S y NE-SW determinando un sistema de bloques hundidos en escalones hacia el este, con movimientos verticales variables (Figura 4.18).

Se cree que la falla normal pos-mineral Dolores (N-S) es la expresión superficial del sistema regional de fallas profundas conocido como sistema Taxco-San Miguel de Allende-La Paz, que en el área de la Sierra del Fraile se ramifica. Por el lado oriental, no sólo corta a la Sierra del Fraile en su flanco oriental, sino también separa las áreas relacionadas con el contacto entre la Plataforma Valles-San Luis Potosí y la Cuenca Mesozoica del Centro de México (ilustrada por la presencia de la Formación Tamabra ), sino también por su flanco occidental, dejando a la Sierra del Fraile como un pilar de más de 2.5 km de espesor, flanqueado por extensos valles a ambos lados de la Sierra (Figuras 4.1.2,3 y 4)

## 4.6. Conclusiones

Los diferentes estilos que presentan los intrusivos en la Sierra del Fraile, se deben principalmente a la elevación del afloramiento con relación al cuerpo principal del *stock*. Por ejemplo, en la zona de Cobriza el intrusivo forma diques y dique-estratos abundantes debido a que se encuentran cerca del ápice del *stock* en donde este empieza a ramificarse como los “dedos de la mano”.

Petrográficamente, todos los intrusivos tienen la misma mineralogía, pero difieren en el tamaño de los cristales de los minerales, siendo más pequeños en los diques. También hay cambios en el grado de alteración de los mismos, ya que por lo general, a mayor espesor del cuerpo intrusivo, menor alteración. En la zona de vetas, los diques son más delgados, pero muy alterados debido posiblemente a eventos posteriores.

En la sección longitudinal la Sierra del Fraile (A-A') presenta tres cimas bien definidas denominadas de sur a norte: Cerro El Frailecillo, Cerro del Fraile y Cerro los Tres Tenamastles. Los tres tienen afloramientos del intrusivo, de los cuales, el de mayor espesor y a una elevación menor está el del cerro del Frailecillo donde se ubica la mina de Dolores.

En los otros dos cerros los afloramientos de diques tienen espesores variables entre 2-20 m. También se puede ver que el nivel actual de trabajo de extracción en las minas de Dolores y Cobriza es casi el mismo, variando entre los 1,750 y 2,000 m.s.n.m. Sin embargo, el espesor del intrusivo en Dolores es mucho mayor que en Cobriza donde todavía los espesores del intrusivo corresponden a los de diques de espesores que varían entre 10-15 m.

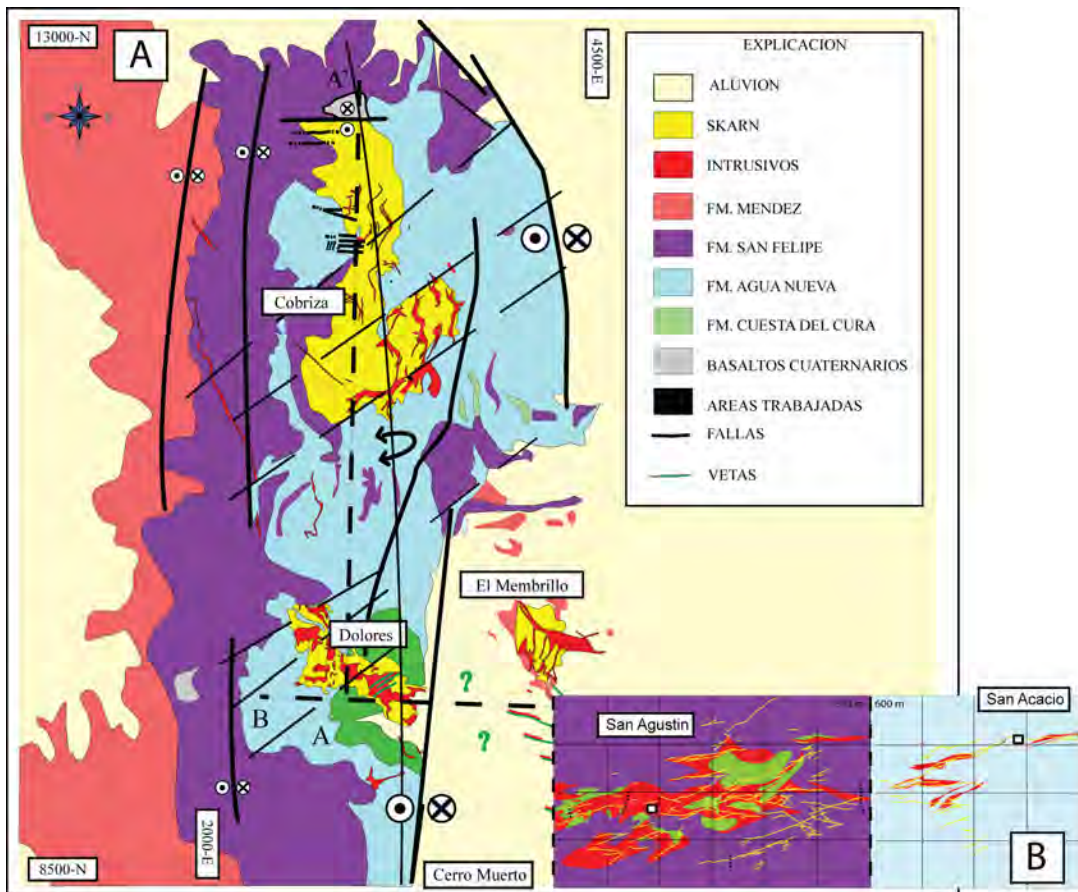


Figura 4.18: Planos geológicos (A) superficie, (B) subsuelo; y diagramas de rosa (C) pilar tectónico, (D) fosa tectónica. Con los rumbos de vetas y contactos de skarn con la roca encajonante. Los datos estructurales se enlistan en la Tabla 4.1 del Anexo 1

# Capítulo 5

## Skarn y las vetas hidrotermales

### 5.1. Introducción

El distrito minero de La Paz presenta dos tipos de yacimientos; un tipo skarn de Cu-Au y otro tipo de vetas hidrotermales de Ag-Pb-Zn. Ambos yacimientos se desarrollan a lo largo de la misma columna sedimentaria mesozoica. El área de skarn conforma los relieves de la Sierra del Fraile. Hacia el este de la falla N-S de Dolores la zona de skarn está representada en superficie por el intrusivo del Membrillo y en profundidad bajo la forma de diques a lo largo de las fracturas E-W al este de la mina de Dolores.

Las vetas hidrotermales se limitan a la parte sur del distrito, a la altura de la mina de Dolores. Son estructuras E-W que cortan tanto la columna sedimentaria mesozoica como los mismos intrusivos granodioríticos y la aureola de metasomatismo asociada (Figs. 4.1.2,3 y 4).

### 5.2. Mina Cobriza

En el área de Cobriza (parte norte de la Sierra del Fraile; Figura 4.1), el afloramiento de mayores dimensiones es la Formación San Felipe y le sigue la Formación Méndez. Ambas formaciones están conformadas en mayor proporción por lutitas y calcarenitas y por esa razón se desarrolló de manera más amplia la aureola metamórfica de hornfels que de skarn. Los intrusivos afloran en el área como diques y dique-estratos, con espesores de 2 m hasta 20 m engrosándose hacia la profundidad (500 m debajo de la superficie el ancho de los diques alcanza los 50 m). El emplazamiento de los diques parece estar controlado tanto por las fallas N-S y por la dirección (N-S) del eje de plegamiento y de la estratificación sedimentaria. Los desarrollos subterráneos actuales en su mayor parte se encuentran dentro de las formaciones estratigráficas de San Felipe (contacto inferior) y Agua Nueva.

El hornfels presenta colores verde, gris y blanco, en algunas zonas se observa su bandeamiento





Figura 5.1: Hornfels ligeramente oxidado (hematita) en el área de Cobriza, presentando estructura de stockwork (alteración retrógrada propilítica con vetillas de cuarzo, calcita, fluorita, sulfuros de pirita, y calcopirita. Todavía se puede observar la estratificación de la formación San Felipe.

típico de las lutitas y calcarenitas de donde se originaron. La mayor parte del hornfels consiste de cuarzo recristalizado, moscovita, feldespato potásico, y en menor cantidad plagioclasa. Estas rocas macroscópicamente parecen ser rocas metamórficas sin modificación, excepto por unos hornfels con piroxenos contaminados ligeramente por el metasomatismo. En determinadas áreas de superficie presentan una estructura en stockwork muy bien desarrollada con vetillas de cuarzo, calcita, fluorita, clorita, epidota, sulfuros tales como pirita y calcopirita. Por estar en superficie, presenta una ligera oxidación asociada al intemperismo (Figura 5.1)

Debajo de la zona de hornfels se desarrolla una zona de skarn que se presenta en el contacto intrusivo/caliza con desarrollos laterales mayores, en las intercalaciones calcáreas de la formación Agua Nueva, en espesores no mayores a 20 m y en delgadas vetillas (0.10 m) a lo largo de los planos de estratificación entre las calizas y lutitas de la

misma formación (Figura 5.2). Prácticamente, el endo-skarn no se presenta desarrollado, pero si está presente, sólo de escasos centímetros de espesor (Figura 5.3). El zoneamiento del skarn no está muy bien desarrollado debido a varios factores, tales como el espesor de los diques (30 m), que limita a factores como la temperatura y la cantidad de fluidos, y la presencia de intercalación de lutitas en la Formación Agua Nueva y el plegamiento de la misma, que

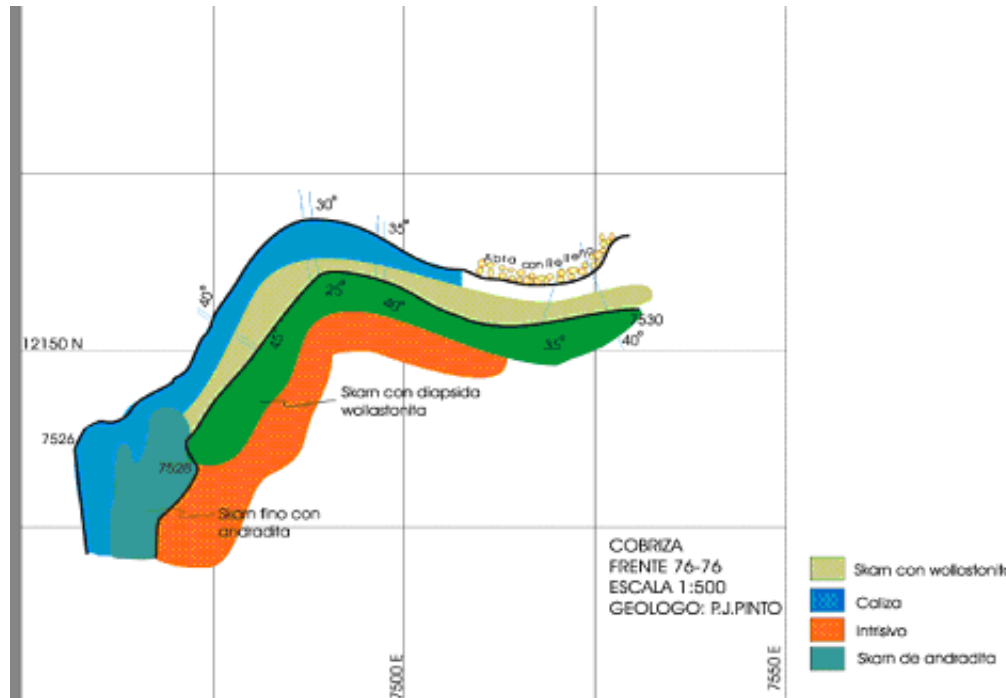


Figura 5.2: Plano geológico de subsuelo, mina Cobriza, nivel principal. Muestra la zona de skarn delgada, siguiendo paralelamente a los contactos de la caliza y el dique de intrusivo.

actúan como barreras tanto térmicas como de flujo. El skarn se presenta bandeado respetando la estructura de la formación sedimentaria previa (Figura 5.4), con una textura semigranuda (1 cm a 5 mm) a grano fino (1 mm a 4 mm), consistente principalmente de granate (café claro), que se presenta generalmente en forma de lentes o bandeado. Le sigue en cantidad la hedenbergita (verde oscuro) que en algunos lugares corta a la diopsida y en menores cantidades de diopsida (descolorida), wollastonita (blanco), idocrasa o vesuvianita (verde oscuro lustroso) (Figura 5.2). No se observa mármol en ninguna de las labores subterráneas, pero si hay caliza negra recristalizada (Figura 5.3).

La mineralización en la zona de Cobriza está limitada a la zona de skarn y algo en el intrusivo. La mineralización se presenta bajo forma de un diseminado de pirita, arsenopirita, pirrotita en el área proximal al intrusivo. En el área intermedia (Figura 5.5), se observa calcopirita, arsenopirita, pirita, poca bornita y finalmente en la parte más distal (caliza recristalizada) se observa abundante wollastonita, y muy poca pirita diseminada.

### 5.3. Mina Dolores

La mina Dolores se encuentra en el extremo sur de la Sierra del Fraile y las formaciones estratigráficas que afloran en la zona son Cuesta del Cura, Formación Tamabra, Agua Nueva,

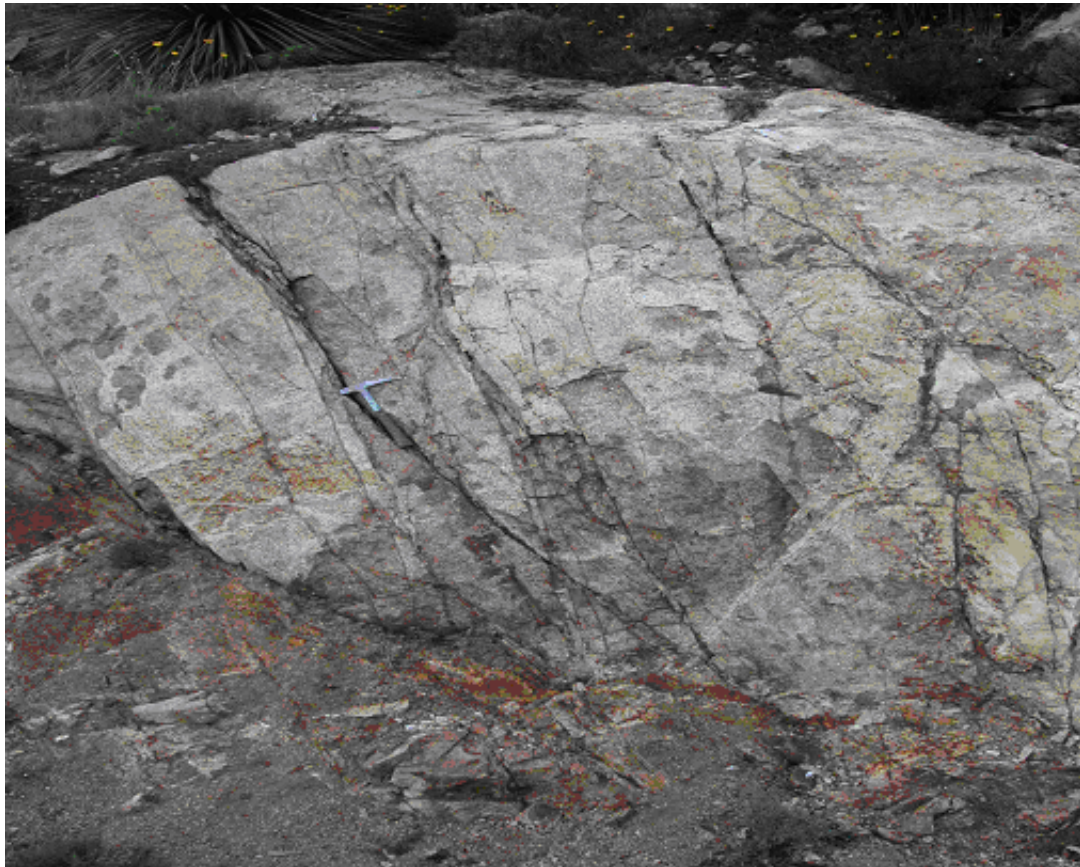


Figura 5.3: Contacto por falla entre endoskarn (parte superior claro) y skarn (parte inferior rojizo). El endoskarn que se desarrolla no es de gran espesor (0.05 a 0.30 m) y su mineralogía está compuesta principalmente por hedenbergita (verde oscuro), biotita, diopsida y granate (grosularia), clorita, epidota. Vetillas delgadas (5-10 mm) de cuarzo y calcita, producto de la alteración retrógrada.



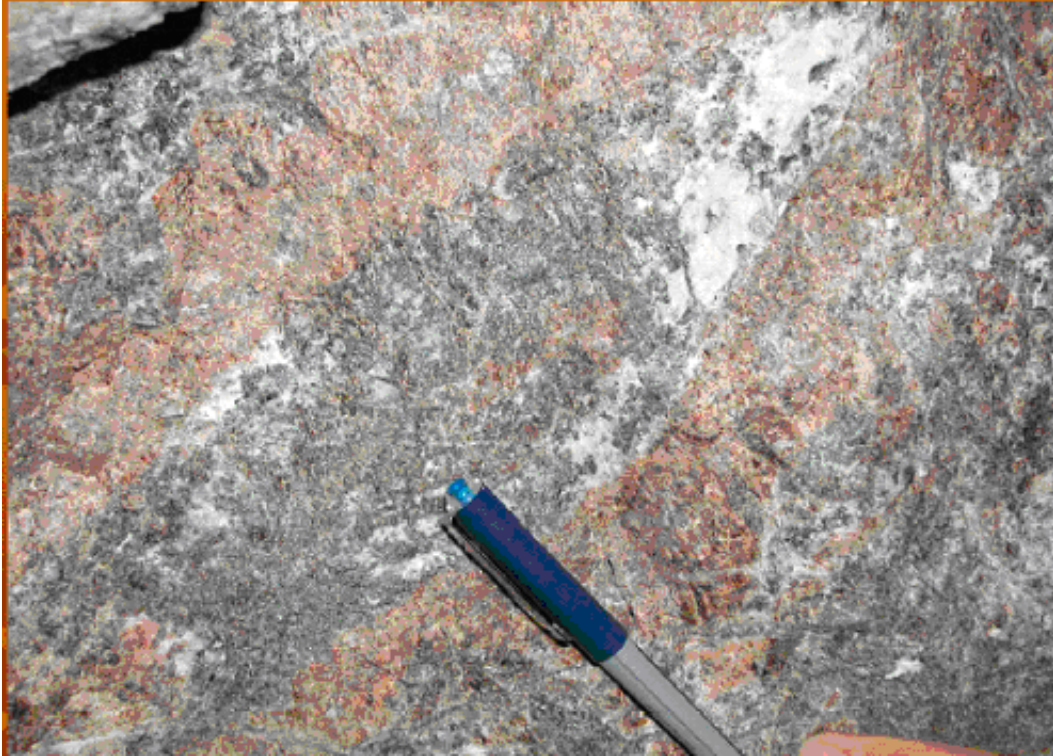


Figura 5.4: Mina Cobriza-Interior de Mina.- skarn bandeado con granate, hedenbergita, diopsida y diseminación de sulfuros (pirita, calcopirita).

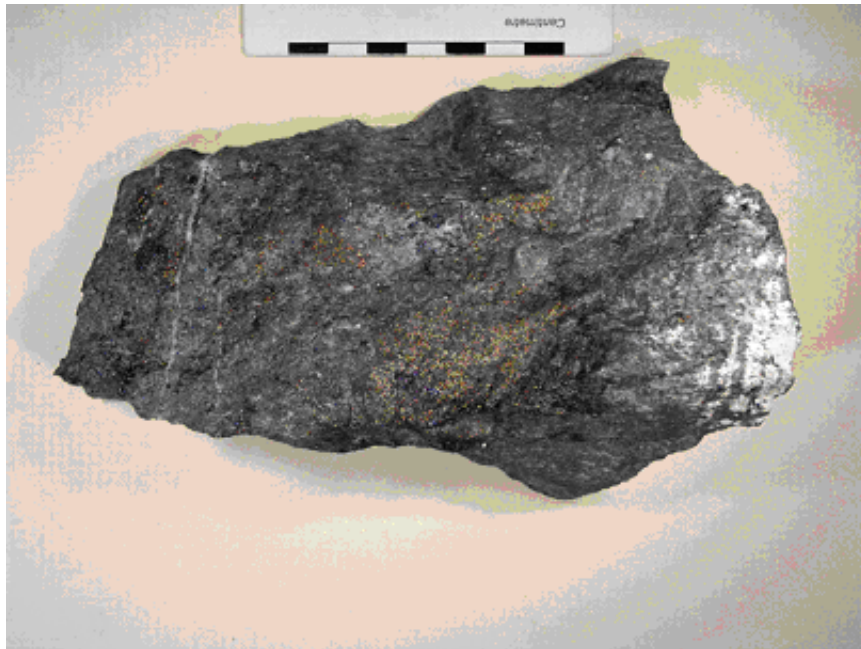


Figura 5.5: Skarn mineralizado de la zona de Cobriza.- Se observa hedenbergita, wollastonita, diopsida, calcopirita, bornita, pirita, clorita, vetillas de cuarzo y calcita.



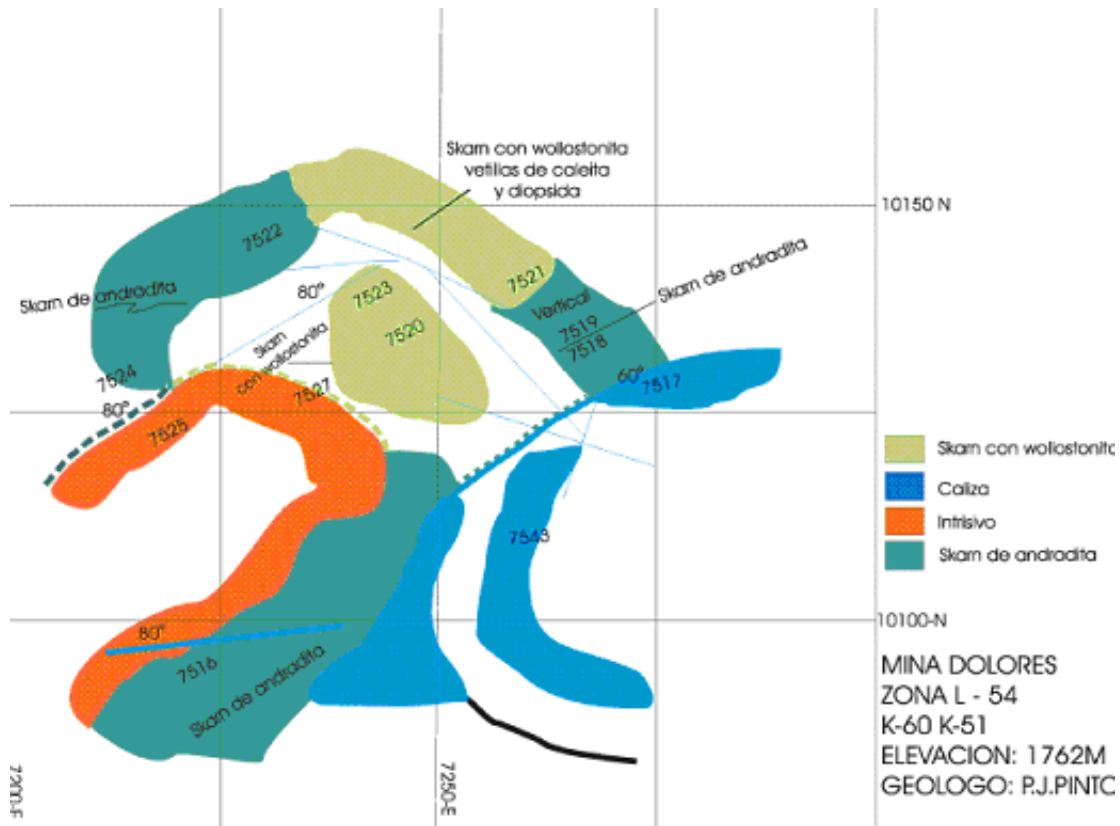


Figura 5.6: Plano geológico de labor subterránea en la mina Dolores donde se observa el *stock* de intrusivo y el skarn formado de mayor espesor que en la mina de Cobriza. En este nivel de trabajo la formación sedimentaria donde se desarrolla el skarn es Cuesta del Cura.

San Felipe, y muy hacia el extremo occidental, la formación Méndez.

En esta área aflora el intrusivo granodiorítico en forma de un cuello (*stock*) de forma de una elipse (con eje mayor de dirección NW), el cual corta a las formaciones Cuesta del Cura, Formación Tamabra y Agua Nueva. Al contacto del intrusivo y las formaciones calcáreas se desarrolla una aureola de skarn amplia y un área de hornfels de tamaño reducido. El desarrollo del hornfels de color verde, gris y blanco, es correlacionado con pequeños horizontes de lutitas y calcarenitas que se encuentran interestratificadas con las calizas de las formaciones Agua Nueva y San Felipe. La mayor parte del hornfels consiste de cuarzo recristalizado, moscovita, feldespato potásico, y en menor cantidad plagioclasa. Los desarrollos subterráneos actuales en su mayor parte se encuentran dentro de las formaciones estratigráficas de Cuesta del Cura y Agua Nueva.

La zona de skarn que se presenta en el contacto intrusivo/caliza es de mayor extensión lateral en la Formación Cuesta del Cura y la Formación Tamabra (ca. 150 m) que en las intercalaciones calcáreas de la formación Agua Nueva (ca. 20 m) (Figura5.6).

El endoskarn presenta un espesor promedio de 10 cm a un metro (Figura5.7). El zonamiento del skarn está bien desarrollado y su espesor varía entre 5 m y 100 m. El desarrollo del

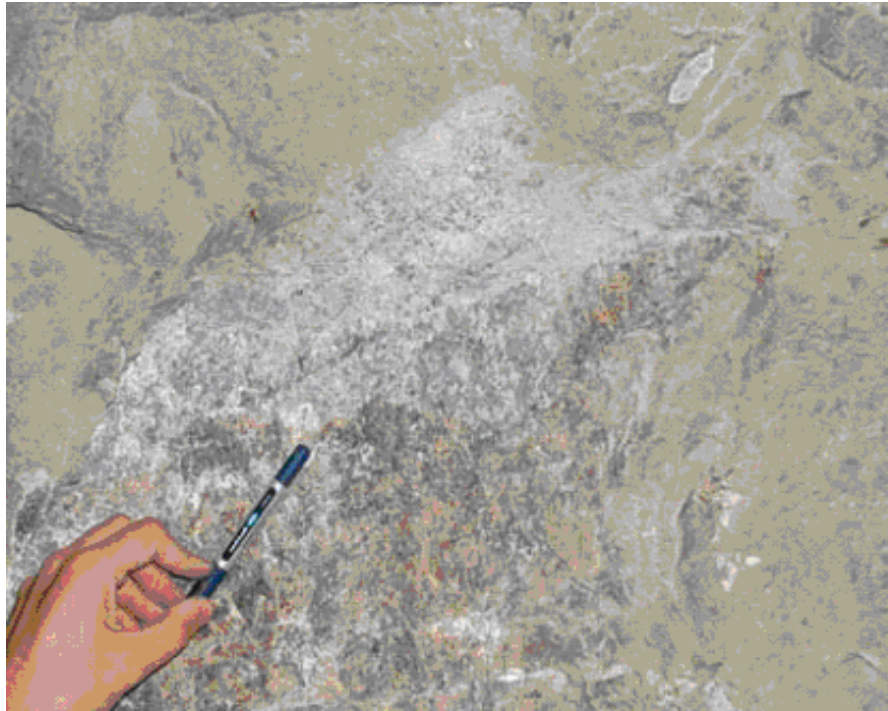


Figura 5.7: Área de trabajo de subsuelo (nivel principal).- Contacto endoskarn/exoskarn. Se observa la estructura porfirítica del intrusivo y la distribución de los granates, hedenbergita y diopsida en el exoskarn

skarn es controlado por la formación sedimentaria previa (Figura5.8). Su zoneamiento está muy bien definido; en contacto con el intrusivo se observa hedenbergita y andradita, hacia el centro diopsida, andradita y hedenbergita, luego hacia la caliza, grosularia, wollastonita e idocrasa (vesuvianita). La aureola de mármol se presenta distribuida muy localmente. En cambio, la caliza recristalizada de color gris oscuro es la que predomina a lo largo del contacto skarn-caliza y varía de espesor entre 10 y 50 m. La distribución del skarn alrededor del intrusivo no parece estar controlado por una dirección de estructura/contacto preferenciales.

La mineralización en la zona de Dolores está limitada a la zona de skarn y algo en el intrusivo. La mineralización se presenta bajo forma de un diseminado de pirita, arsenopirita, pirrotita en el área próxima al intrusivo; en el área intermedia, se observa bornita, calcopirita, arsenopirita, poca pirita; y finalmente en la parte más distal (caliza recristalizada) se observa abundante wollastonita, y muy poca pirita diseminada (Figura5.9).

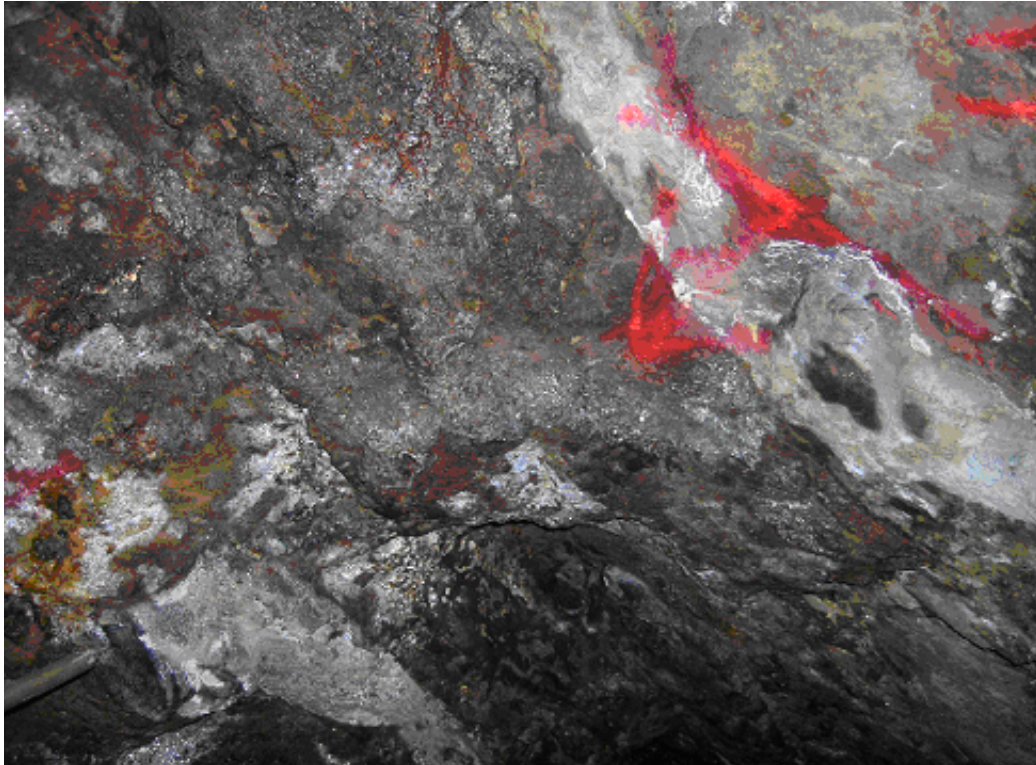


Figura 5.8: Área de Dolores-Interior de mina.- Skarn sobrepuesto a la estratificación sedimentaria todavía visible (Fm. Cuesta del Cura), granate (andradita), hedenbergita, diopsida, bandas de sílice de color blanco (anteriormente pedernal), disseminación de sulfuros (calcopirita, pirita).

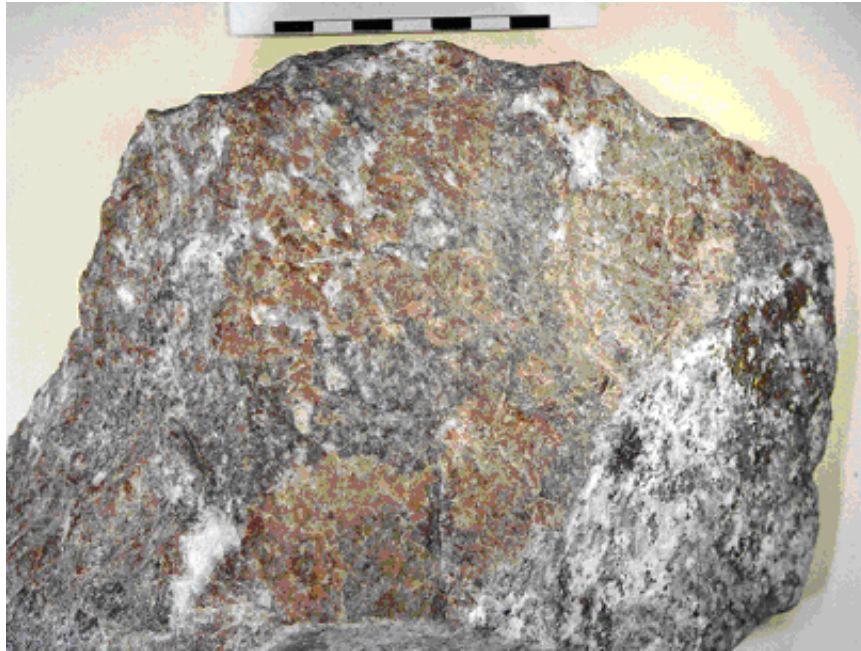


Figura 5.9: Muestra de mano de exoskarn de la mina Dolores con mineralización de calcopirita, bornita, y calcocita. La muestra corresponde a la zona intermedia de zoneamiento, muy cerca al contacto con la zona distal, donde abunda la wollastonita.

#### 5.4. Alteración propilítica (retrógrada)

La alteración propilítica es comparable tanto en el área de Cobriza como en la de Dolores. No obstante, la mina de Dolores presenta un stockwork más estrecho, que muchas veces se puede confundir con microvetillas relacionadas con las estructuras de vetas. La alteración retrógrada se presenta en estructuras de stockwork con vetillas delgadas de cuarzo, calcita, clorita, actinolita, tremolita, epidota, sericita y algo de fluorita (Figura 5.10). Los sulfuros asociados son la calcopirita, galena, esfalerita, pirita, arsenopirita, y en pequeñas cantidades calcocita, covelita, cobre nativo, oro nativo y electrum. Estas vetillas se encuentran cortando tanto al skarn (proximal y distal) como al intrusivo.

#### 5.5. Las Vetas hidrotermales

Las vetas hidrotermales se desarrollan desde la mina de Dolores (oeste) hacia el tiro de San Acacio (este). Actualmente, y por razones de seguridad (inundación de la mina), ningún área de la zona de vetas es accesible. No obstante, se pudieron realizar algunas visitas limitadas a la zona de vetas, en Dolores y en el Pilar (nivel 512; Figura 5.11), para coleccionar algunas muestras. Asimismo, se dispuso del amplio almacén antiguo de muestras de núcleos de perforación por





Figura 5.10: Alteración retrógrada propilítica (stockwork con vetillas blancas) que cortan el contacto intrusivo (Cobriza ) /skarn (hornsfels).

barrenación, el cual se encuentra muy bien conservado, con los barrenos bien localizados, por la compañía minera Santa Maria de la Paz.

Las formaciones sedimentarias encontradas durante las visitas al interior de mina, en los barrenos y en las descripciones de los informes de la Compañía, comparadas a las descripciones geológicas realizadas en superficie, corresponden a las formaciones San Felipe, Agua Nueva, Formación Tamabra y Cuesta del Cura.

Las vetas hidrotermales en el valle tienen un rumbo generalizado E-W y un buzamiento hacia el sur mayor a  $70^\circ$ . Presentan espesores variables entre 0.10 m y 6.00 m, pero en promedio tienen un ancho de 0.80 m. En la mina de Dolores, las vetas presentan una modificación en su rumbo hacia el NE.

Las vetas se encuentran cortando tanto al intrusivo como al skarn en la zona de Dolores (occidente), y a lo largo de los diques que se extienden por varios kilómetros hacia el oriente, en la zona de fosas tectónicas.

Del lado poniente (mina de Dolores), al oriente (tiro de Kildún) se presenta un zoneamiento “lateral” de la mineralogía de las vetas. En la parte occidental la mineralización de las vetas está conformada por minerales de ganga: cuarzo, calcita y fluorita tardía de color verdosa y sulfuros como esfalerita, galena argentífera, tetrahedrita, pirargirita, boulangerita, calcopirita y

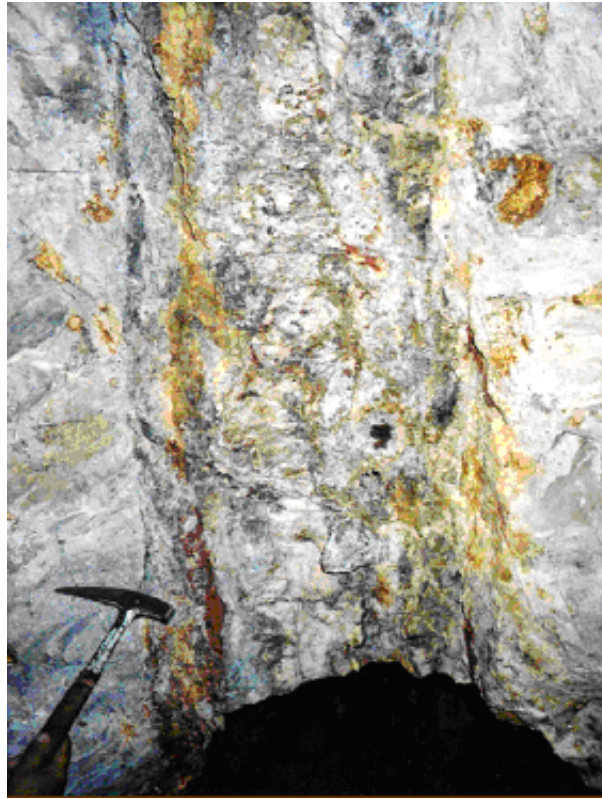


Figura 5.11: Mina del Pilar-Interior de Mina.- Veta mineralizada con sulfuros de galena argentífera, esfalerita, pirargirita, tetrahedrita, cuarzo, y calcita. Roca encajonante: caliza a la izquierda, intrusivo muy alterado a la derecha.

trazas de oro nativo. Hacia el centro de la zona de fosas (mina El Pilar), la mineralogía de las vetas está caracterizada por tetrahedrita, pirargirita, galena argentífera, esfalerita, y trazas de calcopirita con minerales de ganga: cuarzo, calcita, y fluorita de color transparente. Más hacia el este (mina de San Acacio), la mineralogía se reduce a galena argentífera, pirargirita y esfalerita, y minerales de ganga de calcita y fluorita de color morada.

El espesor y número de los diques en el área de San Agustín, sección próxima a la falla Dolores, es mucho mayor que en el resto de las minas, hacia el este de la falla Dolores. La presencia de dichos diques, y de sus espesores, han determinado que el desarrollo del skarn en esa zona sea bastante considerado en espesor ( $>100$  m) muy importante y va disminuyendo hacia la mina de El Pilar, para circunscribirse únicamente a los contactos de los diques en las minas de San Acacio y Kildún, que se encuentran en el extremo oriental del área mineralizada. El skarn de las áreas de San Agustín y el Pilar está conformado principalmente por granates, hedenbergita, diopsida, y wollastonita.

Los estudios de cocientes metálicos realizados anteriormente en la zona de las vetas, definitivamente tienen errores graves en cuanto no se tomaron en cuenta la presencia del escalonamiento

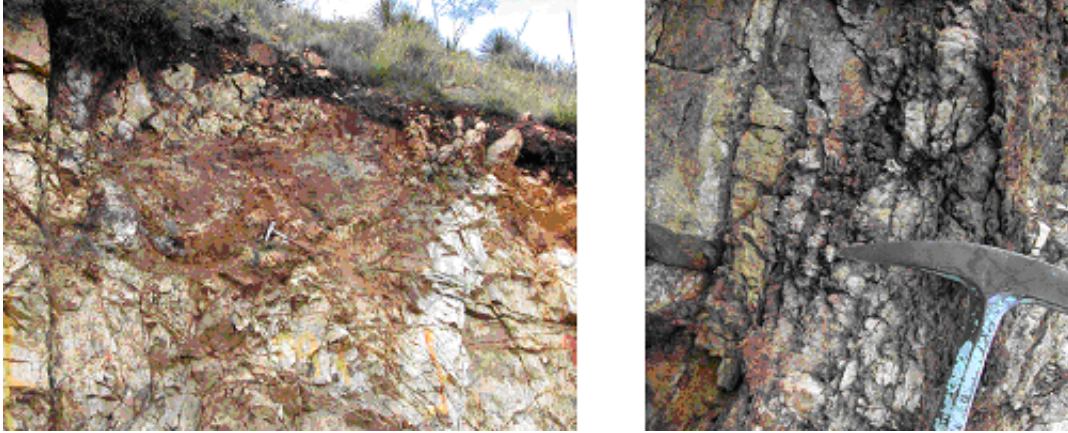


Figura 5.12: Zona de alteración supergénica donde se puede observar una fuerte oxidación (hematización) y en pequeñas cantidades malaquita (superficie Cobriza).

en bloques determinados por fallas de rumbo N-S paralelas a la falla Dolores. Este escalonamiento es progresivo hacia el este, y si el zoneamiento original fue vertical, determina que los minerales de baja temperatura del bloque caído se encuentren al mismo nivel que los minerales de temperatura media del bloque anterior que relativamente no se movió, y por consecuencia se observa que los minerales de baja temperatura se encuentran al costado de los de temperatura media dando una idea de zoneamiento horizontal.

## 5.6. Alteración post-mineral

Existe una alteración supergénica ocasionada por la percolación de aguas de lluvia a través de las fracturas, fallas y contactos del intrusivo con las rocas sedimentarias y planos de estratificación.

En la zona de skarns (Cobriza y Dolores) la oxidación es mínima y muy irregular en cuanto a profundización, dependiendo del mayor o menor fracturamiento que presente la zona. Los minerales que más abundan son los óxidos de hierro (hematita y/o limonita) con malaquita, azurita, cobre nativo, oro nativo, cerusita, anglesita.

En la zona de las vetas, la oxidación se presenta en un horizonte de potencia de ca. 50-80 metros de bajo del relleno aluvial, de forma escalonada aumentando la profundidad hacia el este del valle de Matehuala donde llega a los 600 m por debajo de la superficie, en la mina de Kildún. Los minerales que más abundan son los óxidos de hierro (hematita y/o limonita) con oro nativo, plata nativa, cerusita, anglesita y en la zona del Pilar algo de malaquita y azurita.

## 5.7. Conclusiones

El desarrollo de las áreas de skarn en las minas de Dolores y Cobriza, está principalmente controlado por el contacto intrusivo/caliza y por la formación sedimentaria donde se ubica. No se observa un control estructural preferencial. Igualmente, en las zonas de exoskarn se puede observar todavía la estratificación de la formación sedimentaria reemplazada. Localmente eso da lugar a un skarn bandeado (alternancia granate/hedenbergita). El skarn no se desarrolla con la misma facilidad en la formación San Felipe (mina de Cobriza) que en la formación Cuesta del Cura (mina de Dolores). Esta última formación calcárea, “mas pura” y de mayor porosidad, es más receptible a la formación del skarn y de la mineralización.

La mineralización de cobre-oro en la zona del skarn se presenta diseminada dentro del endo y exoskarn, así como los minerales de ganga: pirita, pirrotita, y arsenopirita.

La presencia de alteración propilítica está bien definida tanto en los intrusivos como en las zonas de skarn. Su intensidad es más fuerte en la mina de Dolores que en Cobriza (posible razón de su mayor riqueza en Oro?).

Macroscópicamente no se logra distinguir una alteración potásica clara.

La mineralización de las vetas, definitivamente es inmediatamente posterior a la mineralización del skarn, ya que, tanto el skarn como el intrusivo se encuentran cortados por las vetas. El zoneamiento horizontal que se observa en las vetas, donde los minerales de más alta temperatura de formación se encuentran en la parte occidental (zona de pilares tectónicos) y los de menor temperatura en la parte oriental (zona de fosas tectónicas), quizá no sea del todo muy cierta, ya que muy bien puede sólo existir un zoneamiento vertical (de abajo hacia arriba) y que, debido a los movimientos relativos verticales de los bloques en escalones de la zona de fosas, hace que los minerales de baja temperatura del bloque de la derecha, por hundimiento se relacione con los minerales de temperatura intermedia del bloque izquierdo que relativamente no se movió, lo que aparentemente, se vería como un zoneamiento horizontal



# Capítulo 6

## Petrología, metalografía y paragénesis de los yacimientos tipo skarn y vetas hidrotermales del distrito de La Paz

### 6.1. Introducción

La mineralogía presente en los diferentes skarns y la paragénesis de los mismos, depende de la composición de la roca original y de las condiciones fisicoquímicas que existieron durante el proceso de formación (P, T,  $XCO_2$ , fO, fS). Los cambios en estos parámetros provocan cambios en las paragénesis o mejor dicho; la identificación de las diferentes paragénesis permite deducir las condiciones de formación de la roca metasomática. Los cambios están representados en los diferentes diagramas utilizados, tales como T/ $XCO_2$ , fO/fS, fO/T, fS/T, fO/pH, entre otros; por comodidad, con frecuencia estos diagramas se representan bajo condiciones isotérmicas o isobáricas. Los conjuntos mineralógicos (asociaciones paragenéticas) se pueden representar en diagramas de composición bajo diferentes condiciones de estabilidad.

### 6.2. Las sucesiones paragenéticas de la zona de skarn

#### 6.2.1. El skarn en mina Cobriza

En sección delgada el endoskarn y en la mina Cobriza presenta, además de los cristales propios del intrusivo; plagioclasas, feldespatos potásicos, cuarzo, biotita, hornblenda y muchos opacos (sulfuros) que, en luz reflejada se puede distinguir arsenopirita en mayor proporción y pirita, asociadas y relleno de espacios entre los cristales de la roca y en vetillas, son cristales subhedrales y euhedrales y agregados hipidiomorfos. La pirita presenta micro inclusiones de cal-

copirita, esfalerita y arsenopirita. En las vetillas se observa esfalerita, calcopirita y hematita. La paragénesis del endoskarn, en términos generales, es como sigue: pirita y arsenopirita diseminadas, en primer lugar, luego calcopirita en agregados xenomorfos, en microinclusiones de pirita, y en vetillas cortando a la pirita, luego la esfalerita y hematita presentes en las vetillas. Además de la esfalerita en las vetillas, se puede observar tetrahedrita, freibergita, con reemplazamiento de oro introducido. También se observa epidota y clorita asociadas íntimamente a los minerales metálicos de introducción, todos estos minerales están relacionados a la alteración retrógrada. Los óxidos de hierro en algunos casos están presentes y son producto de la alteración meteórica de la pirita y calcopirita (Figura 6.1).

En las muestras de skarn de Cobriza bajo el microscopio, se puede observar al granate y la diopsida mayormente intercrecidos y en algunos casos, el granate exhibe una textura poikilítica con inclusiones de diopsida, raramente también se observa vetillas de granate (0.5 mm) que cortan o son cortadas por la hedenbergita y ambas, cortan a la diopsida (Anexo 1, Tabla 6.1). También, en algunas secciones delgadas, se ha observado la presencia de idocrasa (vesuvianita) la cual se presenta bandeada y atravesada por vetillas de granate y hedenbergita. El skarn de Cobriza presenta una textura cristaloblástica y granoblástica de grano mediano a fino, con microestructuras fibrosoriales. Los minerales que se observan son cuarzo, granates y diopsida, que mayormente se presentan intercrecidos. Presenta minerales de alteración retrógrada como cuarzo secundario, calcita, actinolita y opacos. En los intersticios entre el granate y la diopsida se observa cuarzo, calcita y opacos. Los opacos también reemplazan a la diopsida (Figura 6.2). El skarn presenta la siguiente distribución de los minerales: granate 50-70 % del total, en cristales de tamaño entre 0.05 a 1.00 mm y sus cristales son anhedrales a euhedrales, la diopsida, 10-15 % del total, el tamaño de sus cristales varía entre 0.05 a 0.25 mm, siendo sus cristales anhedrales a euhedrales, la hedenbergita, 5 a 10 % del total, el tamaño de los cristales entre 0.05 y 0.30 mm, siendo sus cristales anhedrales a euhedrales; wollastonita, 2 a 5 % del total, el tamaño de sus cristales varía entre 0.05 y 0.30 mm, siendo sus cristales anhedrales a euhedrales; calcita 5-10 % del total, el tamaño de sus cristales varía entre 0.01 y 2.00 mm, siendo sus cristales anhedrales y euhedrales; cuarzo, 5-8 % del total, el tamaño de los cristales varía entre 0.01 y 2.00 mm, siendo sus cristales anhedrales y euhedrales; actinolita, entre trazas a 1 % del total, el tamaño de sus cristales varía entre 0.05 a 0.1 mm, siendo sus cristales subhedrales a euhedrales; los opacos, sólo trazas, el tamaño de sus cristales varía entre 0.01 y 0.25 mm, siendo sus cristales anhedrales a subhedrales. Los estudios de SEM no permitieron identificar galenas argentíferas (ver Anexo 2).

En sección delgada (m-359) se observa una textura de relleno de espacios, reemplazamiento y exsoluciones. Contiene minerales de calcopirita, bornita, pirita y tetrahedrita microincluida en la calcopirita. La bornita reemplaza a la calcopirita, principalmente en los bordes de los

cristales de calcopirita o corta a la calcopirita y como microinclusiones en la calcopirita. La piritita se ve disseminada entre los minerales de ganga y asociada a la calcopirita y bornita juntas, pero no se observó asociada individualmente a ninguna de las dos. La tetrahedrita es muy escasa y se encuentra microincluida en la calcopirita y en contactos definidos con la bornita (Figura 6.2). Además se observa vetillas de cuarzo y calcita de introducción secundaria, asociadas a la tremolita-actinolita las que se encuentran en agregados fibrosoradiales, además epidota asociada con la tremolita-actinolita, con algo de calcopirita en vetillas (Figura 6.2).

### 6.2.2. El skarn en mina Dolores

El endoskarn en el área de Dolores, si bien es cierto que se encuentra mejor desarrollado que en el área de Cobriza, nunca pasa en espesor de más de 1 m.

En las muestras de skarn de Dolores bajo el microscopio, se puede observar al granate y la diopsida mayormente intercrecidos y en algunos casos, el granate exhibe una textura poikilitica con inclusiones de diopsida. Raramente, también se observa vetillas de granate (0.5 mm) que cortan o son cortadas por la hedenbergita y ambas, cortan a la diopsida. También, en algunas secciones delgadas, se ha observado la presencia de idocrasa (vesuvianita) la cual se presenta bandeada y atravesada por vetillas de granate y hedenbergita. El skarn de Dolores presenta una textura cristaloblástica y granoblástica de grano mediano a fino. Los minerales que se observan son cuarzo, granates y diopsida, que mayormente se presentan intercrecidos. Presenta minerales de alteración retrógrada como cuarzo secundario, calcita, actinolita y opacos. En los intersticios entre el granate y la diopsida se observa cuarzo, calcita y opacos. Los opacos también reemplazan a la diopsida (Figura 6.4). Los estudios de SEM no permitieron identificar galenas argentíferas (ver Anexo 2).

En sección delgada (m-321-b; y m-338) se puede observar piritita, arsenopiritita, esfalerita, y calcopirita. La arsenopiritita está en mayor cantidad y son agregados de cristales hipidiomorfos a idiomorfos (alargados), presenta microinclusiones de esfalerita, la cual se encuentra tanto en el contacto con el intrusivo como disseminada. La esfalerita se presenta en agregados xenomorfos, con abundantes microinclusiones de calcopirita y arsenopiritita. La calcopirita se observa disseminada y en microvetillas dentro de la esfalerita. La piritita se observa disseminada en el intrusivo como cristales hipidiomorfos a idiomorfos (Figura 6.4).

En sección delgada (m-340) de una muestra de Dolores, se puede observar una textura de relleno de espacios, reemplazamiento en islas y texturas secundarias. Los principales sulfuros que se observan son piritita, calcopirita, bornita, calcocita, covelita y minerales de plata (sulfosales) y oro. La calcopirita abunda y se encuentra en cristales individuales anhedrales, relleno de espacios irregulares; se presenta en agregados alotriomorfos y presenta reemplazamientos de bornita, calcocita-covelita, una sulfosal de plata (pirargirita?, Figura 6.4) que a su vez está reemplazada

Minerales	Evento	Metasomatismo	Progrado	Retrogrado	Supergenicos
andradita		-----○-----			
grosularita		-----○-----			
hedenbergita		-----○-----			
diopsida		-----○-----			
wollastonita		-----○-----			
idocrasa		-----○-----			
cuarzo			-----○-----	-----○-----	
calcita				-----○-----	
pirita			-----○-----		
arsenopirita			-----○-----		
calcopirita			-----○-----		
bornita					
calcocita-covelita				-----○-----	
Cu nativo					
molibdenita					
Au nativo					
esfalerita					
galena					
Bi nativo		-----○-----			
pirrotita					
tetraedrita					
aguilarita					
telururo de Au				-----○-----	
tenantita					
pirargirita					
Boulangerita					
lollingita					
marcasita					
actinolita-tremolita				-----○-----	
epidota				-----○-----	
clorita					
fluorita blanca				-----○-----	
sericita					
anglesita					-----
malaquita					-----
azurita					-----
arcillas					-----
oxidos de Fe					-----

Figura 6.1: Nueva tabla paragenética de la zona minera de Cobriza.

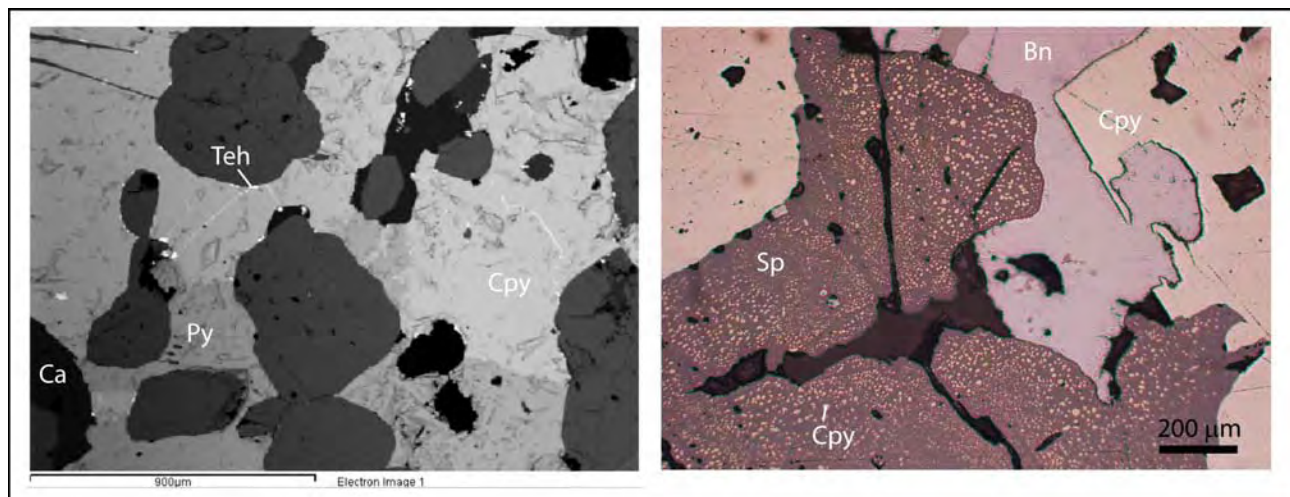


Figura 6.2: A) Microfotografía metalografía y SEM de la zona minera de Cobriza. Asociación pirita/calcopirita con precipitación secundaria de tetrahedrita en las fracturas. B) Fotomicrografía : asociación característica de Cobriza: bornita/calcopirita/esfalerita con exoluciones de calcopirita. Cpy: calcopirita; Py: pirita; Teh: tetrahedrita; Ca: calcita; Sp: esfalerita; Bn: bornita;

por oro. La bornita se presenta en agregados alotriomorfos y se presenta en exoluciones que se desarrollan dentro de la calcopirita con microinclusiones de minerales de plata. La calcocita-covelita se encuentra reemplazando a la calcopirita. El oro y la plata vienen asociados entre sí.

### Los minerales del evento de skarn (Dolores y Cobriza)

#### Pirita

Abunda en mayor proporción en Dolores y Cobriza en forma diseminada dentro del skarn y en vetillas delgadas, presentando pequeños cristales euhedrales, y como glóbulos con fracturas concéntricas debido probablemente a la pérdida de agua cuando se depositó en un ambiente coloidal.

#### Arsenopirita

Es abundante en ambos yacimientos, de skarn e hidrotermales, y es junto con la pirita de los primeros minerales que se depositaron. Son pequeños cristales euhedrales y agregados cristalinos, idiomorfos, isométricos y columnares que se presenta en forma de racimos radiales en una matriz de calcita, se encuentra asociada a los minerales de oro. El tamaño del grano varía entre 10 μm y 5 mm, se encuentra entrecrecida con la pirita. Es frecuentemente reemplazada por esfalerita, galena, y en espacios abiertos presenta estructura de peine. Se encuentra asociada a oro nativo.

Dolores

Minerales	Evento	Metasomatismo	Progrado	Retrogrado	Supergénicos
andradita		○			
grosularita		○			
hedenbergita		○			
diopsida		○			
wollastonita		○			
idocrasa		○			
cuarzo			○	○	
calcita				○	
pirita			○		
arsenopirita			○		
calcopirita			○		
bornita			○		
calcocita-covelita				○	
Cu nativo					
molibdenita					
Au nativo					
esfalerita				○	
galena					
Bi nativo			○		
pirrotita					
tetraedrita					
aguilarita					
teluro de Au				○	
tenantita					
pirargirita				○	
boulangerita					
lollingita					
marcasita					
actinolita-tremolita				○	
epidota				○	
clorita					
fluorita blanca				○	
sericita					
anglesita					
malaquita					
azurita					
arcillas					
óxidos de Fe					

Figura 6.3: Nueva tabla paragenética de la zona minera de Dolores.

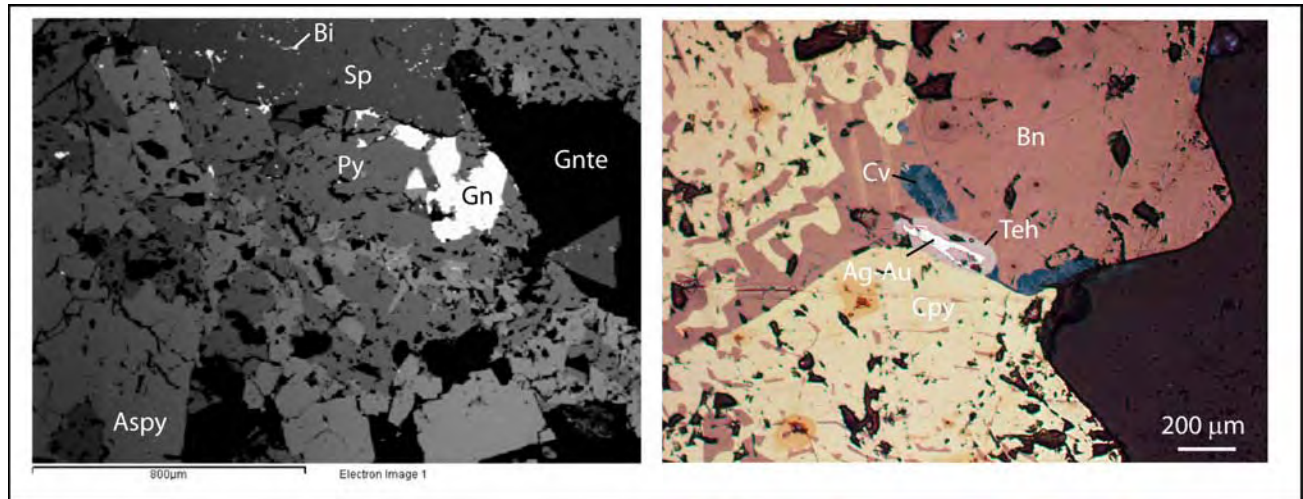


Figura 6.4: Microfotografía- metalografía y SEM de la zona minera de Dolores. A. Asociación pirita/arsenopirita/esfalerita con inclusiones de bismutina en la esfalerita. B. Fotomicrografía : asociación calcopirita/bornita con precipitación tardía de tetrahedrita y covelita. Bi: bismutina; Sp: esfalerita; Py: pirita; Gnte: granate; Gn: galena; Cv: covelita; Bn: bornita; Teh: tetrahedrita; Ag:plata; Au: oro; Cpy: calcopirita.

### Esfalerita

Se presenta como granos ipidiomorfos a xenomorfos y en agregados que pueden alcanzar hasta algunos mm de diámetro. La esfalerita reemplaza frecuentemente a la pirita, arsenopirita y a la galena. Presenta una gama de inclusiones de pirita, arsenopirita y galena. El más importante como inclusión es la calcopirita, también se encuentra la pirrotita. La tetrahedrita y estannita se presentan bordeando a la esfalerita y se supone que llegaron al final de la precipitación de la esfalerita. La esfalerita es de color oscuro, y reflexión interna roja, debido a la presencia de Fe (marmatita) y de cadmio. Estannita Este mineral se presenta en pequeños granos redondeados alrededor de la esfalerita y de la arsenopirita. Probablemente se depositó simultáneamente con la tetrahedrita, pero en cantidades mucho menores.

### Galena

Viene después de la esfalerita, y casi simultáneamente con la tetrahedrita, presenta textura de crucero, granos ipidiomórficos y agregados cuyos tamaños varían entre 50 μm y 2 cm. Puede tener dos generaciones, la primera viene inmediatamente después de la primera generación de pirita y arsenopirita.

### Tetrahedrita



Se encuentra en Dolores asociada íntimamente con la galena y esfalerita. Junto con la estannita se presentan al margen de la esfalerita en forma de granos y de película, y posiblemente se depositó al finalizar la precipitación de la esfalerita. Se presenta como inclusiones en la esfalerita debido al reemplazamiento de las inclusiones de calcopirita, como de la esfalerita.

#### Calcopirita

Este mineral abunda en el skarn, donde se presenta diseminado. Tamaño entre 1  $\mu\text{m}$  y 100  $\mu\text{m}$ . Su depositación comenzó poco después que la primera pirita. Los últimos indicios de este mineral en Cobriza se presentan como inclusiones en la esfalerita. Se presenta como agregados, parcialmente reemplazados por covelita. La pirrotita se presenta como inclusiones dentro de la calcopirita, sugiere el mismo proceso de exolución entre la calcopirita y la pirrotita. También se presenta en los bordes de la esfalerita

#### Bornita

Se presenta en mayor cantidad en Dolores que en Cobriza y se presenta en agregados alotriomorfos que crecen dentro de la calcopirita en forma irregular, y sustituyendo a la calcopirita. A su vez, presentan microinclusiones de minerales de plata. También se presenta rellenando espacios entre los translúcidos y en vetillas. En sus orillas presenta alteraciones de calcocita-covelita y a veces se ven como microinclusiones dentro de la bornita.

#### Oro y oro libre?

Siempre se encuentra en cantidades mínimas y en tamaños muy pequeños de 1- 5  $\mu\text{m}$ . Generalmente viene asociado a plata (electrum) y se presenta en agregados alotriomorfos. La plata también se presenta microincluida en la calcopirita y en la bornita.

#### Covelita

Se presenta en Dolores y Cobriza reemplazando a la calcopirita, encontrándose como agregados capilares a la calcopirita.

#### Pirrotita

Abunda en Dolores y muy poco en Cobriza Se presenta muy subordinada en inclusiones en la calcopirita y esfalerita. Los intercrecimientos de pirita y marcasita se consideran como productos de alteración de la pirrotita. Comúnmente se observa reemplazando a la pirita y se le encuentra como agregados con bordes irregulares.

## Marcasita

Se encuentra muy esporádicamente cerca de las zonas de oxidación y se supone que se depositó por soluciones supergénicas, y por lo tanto, es muy posterior a los sulfuros. Reemplaza a la pirrotita en agregados alargados y en hilillos alargados.

## Anglesita y Cerusita

Son minerales secundarios que se encuentran en la zona de transición a los óxidos, y se formaron a partir de la galena por acción de soluciones superficiales de baja temperatura. La anglesita se presenta como agregados dendríticos, reemplazando a la galena. La cerusita se encuentra como material granular suelto, y como alteración de la anglesita.

### **6.3. Las sucesiones paragenéticas de la zona de Vetas**

En las muestras recolectadas en las minas de El Pilar en el nivel 512 y San Acacio, la mineralización económica se presenta bajo forma de fracturas rellenas de agregados de sulfuros, sostenidos por una ganga de cuarzo, calcita y en las cavidades remanentes, algo de fluorita.

Bajo el microscopio petrográfico, la mineralización observada en la zona de El Pilar presenta una textura de relleno de espacios y exsoluciones. Los principales minerales que se observan son pirita, esfalerita, galena, calcopirita y arsenopirita, marcasita, óxidos de hierro. La pirita es la más abundante y se presenta en cristales subhedrales y euhedrales relleno de espacios. La esfalerita se encuentra en agregados xenomorfos y presenta microinclusiones de calcopirita. La galena se encuentra relleno de espacios irregulares asociados a la pirita, calcopirita y esfalerita, presentando microinclusiones de argentita y sulfosales de plata. La calcopirita es escasa y se encuentra principalmente microincluida en la esfalerita. La arsenopirita se presenta en cristales anhedrales asociados a la pirita. La marcasita es muy escasa y se encuentra en agregados xenomorfos relleno de espacios entre los minerales de ganga (Figs. 6.5 y 6.6). Los óxidos de hierro son consecuencia de la oxidación meteórica de los sulfuros con hierro.

Bajo el microscopio petrográfico, la mineralización observada en la zona de San Acacio es muy parecida a la mineralización descrita en la mina de El Pilar; con la particularidad de la completa ausencia de mineral de cobre y un incremento de los minerales de plata, en particular pirargirita y galena argentífera.

Bajo microscopía electrónica (SEM) se observa claramente la precipitación en primer lugar de la arsenopirita, fracturada y cementada por esfalerita y galena. La galena parece la más tardía ya que se desarrolla al detrimento de la esfalerita. Los resultados de SEM-EDS de los sulfuros analizados no presentan trazas de plata nativa o sulfosales de plata (Figura 6-6).

### Mineralización en Vetas El Pilar

Minerales	Evento	Principal	Supergénicos
cuarzo		-----○-----	
calcita		-----○-----	
carbonatos		-----○-----	
fluorita verde		-----○-----	
pirita		-----○-----	
arsenopirita		-----○-----	
calcopirita		-----○-----	
tetrahedrita		-----○-----	
esfalerita		-----○-----	
galena argentífera		-----○-----	
pirargirita		-----○-----	
marcasita		-----○-----	
óxidos de Fe			-----
cerusita			-----
malaquita			-----

### Mineralización en Vetas SAN ACACIO

Minerales	Evento	Principal	Supergénicos
cuarzo		-----○-----	
calcita		-----○-----	
carbonatos		-----○-----	
fluorita violeta		-----○-----	
pirita		-----○-----	
arsenopirita		-----○-----	
tetrahedrita		-----○-----	
esfalerita		-----○-----	
pirargirita		-----○-----	
galena argentífera		-----○-----	
marcasita		-----○-----	
óxidos de Fe			-----
cerusita			-----
anglesita			-----

Figura 6.5: Nueva tabla paragenética de las vetas hidrotermales del Pilar y San Acacio.

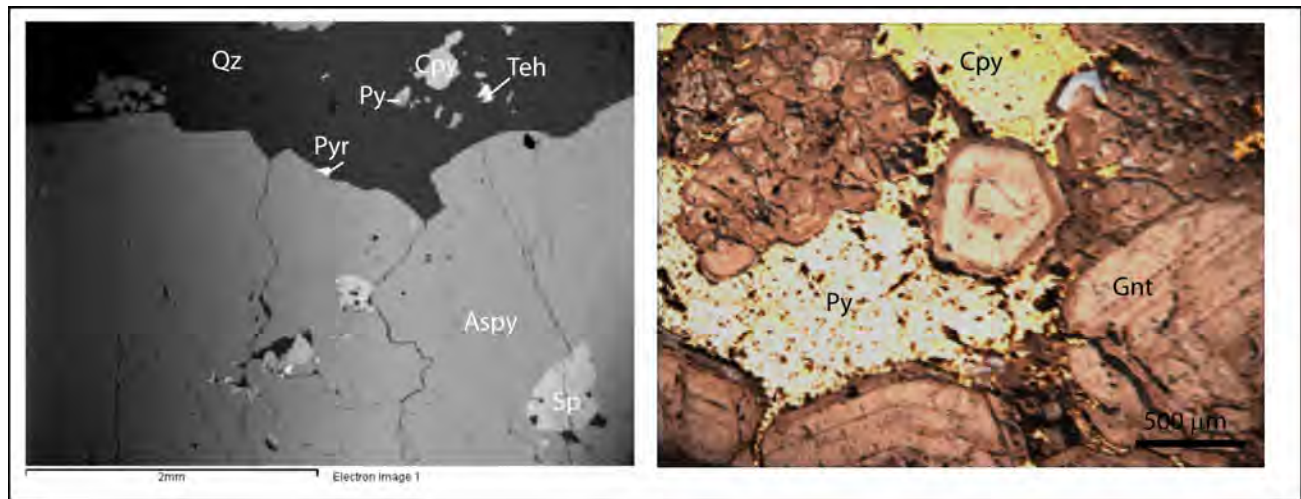


Figura 6.6: Microfotografía - metalografía y SEM de la zona minera de El Pilar. A. asociación arsenopirita/esfalerita/pirita/calcopirita con precipitación secundaria de pirargirita y tetrahedrita; B. Microfotografía: calcopirita/pirita en los espacios intercristalinos de granate (típico de la zona de skarn progrado).

Se observa en la figura 6.5 la variación lateral, desde la mina de El Pilar hacia la mina de San Acacio, de la mineralogía asociada a la mineralización. Del oeste al este se observa la desaparición de los sulfuros de cobre (calcopirita y malaquita) y el incremento de los minerales de plata (como tetrahedrita, pirargirita y galena argentífera).

Los minerales del evento de vetas hidrotermales de las minas de El Pilar y San Acacio

**Pirita** La pirita es el mineral más abundante junto con la arsenopirita. ambas son las primeras fases en depositarse. Se presenta desde pequeños granos idiomórficos hasta agregados de granos xenomorfos de varios mm de diámetro. Se encuentra entrecrecida con la arsenopirita. Se observa que la galena y esfalerita son reemplazadas por la pirita. También se encuentra entrecrecida con marcasita. Se presenta diseminada en toda la mineralización y en masas botroidales y en forma nodular, como se depositó a lo largo de todo el periodo de mineralización, reemplaza a casi todos los sulfuros. Son cristales euhedrales pequeños en las proximidades de las vetas, la pirita botroidal en las zonas donde se depositó como coloide a partir de soluciones más frías.

**Esfalerita**

Se presenta como granos ipidiomorfos a xenomorfos y en agregados que pueden alcanzar hasta algunos mm de diámetro. La esfalerita reemplaza frecuentemente a la pirita, arsenopirita y a la galena. Presenta una gama de inclusiones de pirita, arsenopirita y galena. El más importante

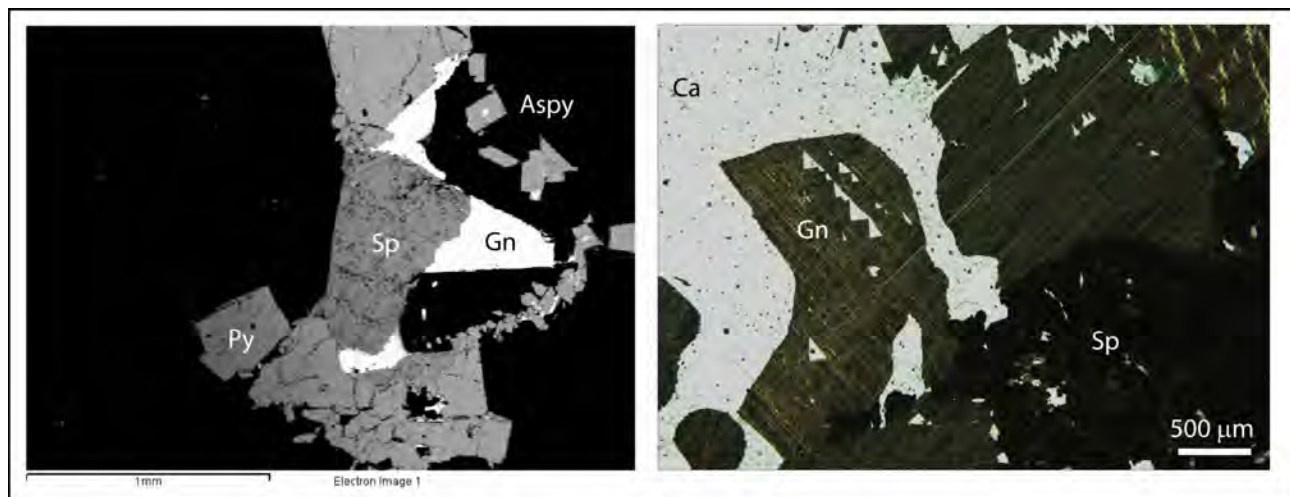


Figura 6.7: Microfotografía – metalografía y SEM de la zona minera de San Acacio. A. asociación mineral pirita/galena argentífera/esfalerita; B. Microfotografía: galena argentífera y esfalerita en fractura cementada por calcita. Aspa: arsenopirita; Sp: esfalerita; Gn: galena; Py; pirita; Ca: calcita.

como inclusión es la calcopirita, también se encuentra la pirrotita. La tetrahedrita y estannita se presentan bordeando a la esfalerita y se supone que llegaron al final de la precipitación de la esfalerita. La esfalerita es de color oscuro, y reflexión interna roja, debido a la presencia de hierro (marmatita) y de cadmio.

#### Galena

Viene después de la esfalerita, y casi simultáneamente con la tetrahedrita, se encuentra asociada con la boulangierita y presenta textura de crucero, granos ipidiomórficos y agregados cuyos tamaños varían entre 50  $\mu\text{m}$  y 2 cm. Puede tener dos generaciones, la primera viene inmediatamente después de la primera generación de pirita y arsenopirita, y la segunda viene junto con la tetrahedrita y pirargirita. Presenta plata en su composición.

#### Tetrahedrita

Se encuentra asociada íntimamente con la galena y esfalerita. Junto con la estannita se presentan al margen de la esfalerita en forma de granos y de película, y posiblemente se depositó al finalizar la precipitación de la esfalerita. Se presenta como inclusiones en la esfalerita debido al reemplazamiento de las inclusiones de calcopirita, como de esfalerita.

#### Calcopirita

Es muy escasa en las minas del Pilar y San Acacio donde se encuentra en inclusiones en la esfalerita, tanto en el centro como en los bordes, debido a que la calcopirita tuvo un período más largo de depositación que la esfalerita. Tamaño entre 1µm y 100 µm. Su depositación comenzó poco después de la primera fase de formación de pirita.

#### Pirrotita

Se encuentra en muy pequeñas cantidades. Se presenta muy subordinada en inclusiones, en la calcopirita y esfalerita. Los intercrecimientos de pirita y marcasita se consideran como productos de alteración de la pirrotita.

#### Boulangierita

Se encuentra asociada a la galena y se supone que fueron depositados al mismo tiempo. Se encuentra reemplazando a la galena y está rodeada de fluorita y calcita, se supone que se depositó en la segunda etapa de la galena a la que se encuentra asociada. Se presenta como cristales largos y muy pequeños de color semejante a la galena de la cual se distingue en luz polarizada.

#### Pirargirita

Es la única fase de plata que se identifica en la mina de San Acacio, la pirargirita fue depositada también con la segunda etapa de la galena. Se presentan como hilillos delgados que reemplazan a la galena.

#### Argentita

Se encuentra únicamente en la mina de San Acacio, ocurre en forma dendrítica y laminar, rellenando y reemplazando a sulfuros anteriores.

#### Marcasita

Se encuentra muy esporádicamente cerca de las zonas de oxidación y se supone que se depositó por soluciones supergénicas, y por lo tanto, es muy posterior a los sulfuros. Reemplaza a la pirrotita en agregados alargados y en hilillos alargados.

#### Anglesita y Cerusita

Son minerales secundarios que se encuentran en la zona de transición a los óxidos y se formaron a partir de la galena por acción de soluciones de baja temperatura asociadas a procesos supergénicos. La anglesita se presenta como agregados dendríticos, reemplazando a la galena. La cerusita se encuentra como material granular suelto, y como alteración de la anglesita.



## 6.4. Caracterización de las condiciones fisicoquímicas de los eventos mineralizantes

### 6.4.1. Geotermometría

#### 6.4.1.1. Geotermómetro catiónico de la clorita

Las observaciones petrográficas precedentes permitieron evidenciar la presencia de clorita asociada al evento retrógrado del skarn.

En el diagrama Si vs. Fe/(Fe+Mn+Mg) de Bayliss (1975), las cloritas analizadas se distribuyen en dos familias que caen en los dominios de las Fe-Clinocloro y Mg-Chamosita (Figura 6.8 A). Ambas familias provienen de la zona minera de Dolores. La primera familia presenta valores de Si y de Fe/(Fe+Mn+Mg) entre 5.67 y 5.96, y entre 0.38 y 0.50, respectivamente. La segunda familia presenta valores de Si y de Fe/(Fe+Mn+Mg) entre 5.79 y 5.88 y entre 0.68 y 0.71, respectivamente.

El rango de temperatura determinado, sobre nuestros análisis a partir del geotermómetro de Cathelineau y Nieva (1985), es de  $269 \pm 15^{\circ}\text{C}$  hasta  $313 \pm 15^{\circ}\text{C}$ , con una distribución de tipo bimodal con dos máximos a  $275^{\circ}\text{C}$  y  $285^{\circ}\text{C}$  (ver Figura 6.8 B).

En conclusión, las cloritas asociadas al evento retrógrado en la zona minera de Dolores presentan temperaturas de cristalización incluidas en un rango de  $270^{\circ}\text{C}$  hasta  $313^{\circ}\text{C}$ .

**6.4.1.2. Geotermómetro catiónico de arsenopirita** Las observaciones petrográficas precedentes permitieron evidenciar la asociación de arsenopirita/pirita o arsenopirita/pirrotita tanto en la zona de skarn como en la zona de vetas hidrotermales. La composición de las arsenopiritas se determinó mediante SEM-EDS, lo que no nos permitió tener gran precisión sobre los resultados. No obstante, los resultados obtenidos están de acuerdo con la asociación paragenética observada. La composición de las arsenopiritas en asociación con la pirrotita (Dolores, skarn progrado) presentan una variación en el porcentaje de As de 33.3 hasta 33.9 %. La composición de las arsenopiritas en asociación con la pirita (El Pilar; San Acacio) presentan una variación del porcentaje de As de 29.2 hasta 30.1 %.

En el diagrama de la Figura 6.9 de Sharp et al., (1985) las arsenopiritas analizadas indican dos campos de fugacidad de azufre y temperatura. El primer campo (de color azul oscuro) está limitado a la asociación arsenopirita/pirrotita (Dolores), la cual indica una temperatura de formación de ca.  $400^{\circ}\text{C}$  hasta ca.  $520^{\circ}\text{C}$  para un rango de variación de fugacidad de azufre de ca. -9.5 hasta -4.3. El segundo campo (de color rojo) está compuesto por los análisis realizados sobre la asociación arsenopirita/pirita (El Pilar, San Acacio), el cual indica una temperatura de formación de ca.  $340$  hasta ca.  $360^{\circ}\text{C}$  para un rango de variación de fugacidad de azufre de ca.

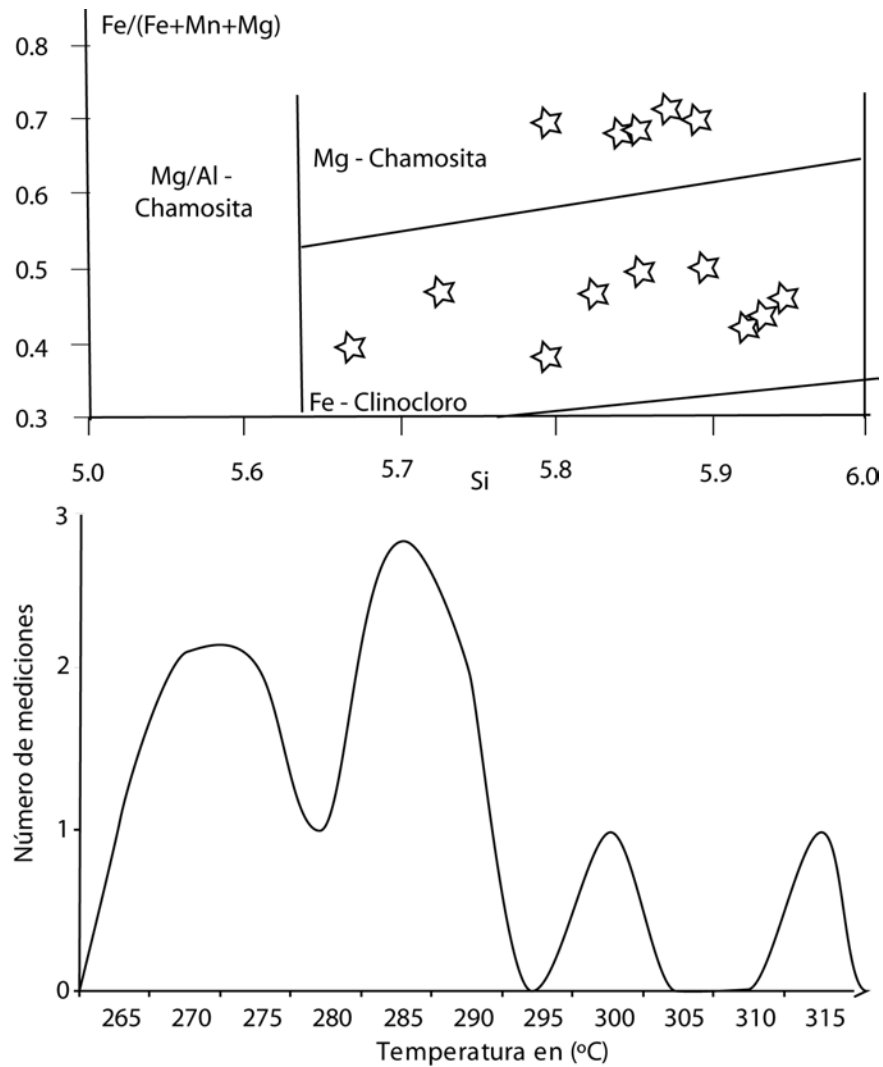


Figura 6.8: A) Diagrama de caracterización cristaloquímica de las cloritas según Bayliss (1975); B) Curva de densidades (histograma de densidad) de las temperaturas calculadas según la fórmula de Cathelineau y Nieva (1985). Los análisis están dados en el Anexo 1 Tabla 6.2

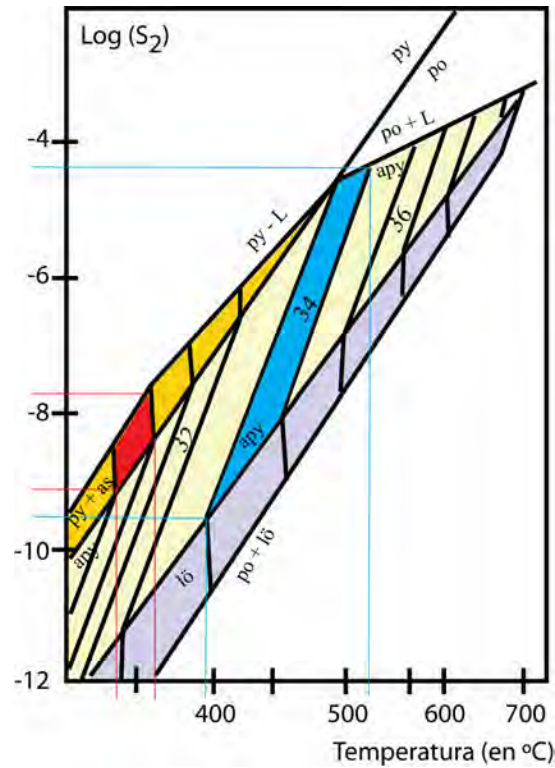


Figura 6.9: Diagrama esquemático de estabilidad para el sistema As-Fe-S-O (línea negra gruesa) en función de la Temperatura (en grados Celcius) y de la fugacidad del azufre. Campo dorado: pirita; campo amarillo: pirrotita; campo violeta: lollingita; campo azul: evento skarn progrado; campo rojo: evento skarn retro y vetas.

-7.8 hasta -9.1.

### 6.4.2. Estimación de la fugacidad del oxígeno

Para determinar la fugacidad del oxígeno en ambas zonas mineras (skarn y vetas) utilizamos la calibración realizada por D'Amore y Panichi (1980) con análisis de las asociaciones gaseosas de los sistemas geotérmicos típicos (Lardello, Geysers, Cerro Prieto, Travale y Mount Amiata).

$$\text{Log } fO = 8.20 - 23643/T^{\circ}\text{K}$$

Los errores sobre las temperaturas y el valor del logaritmo son del orden de  $\pm 10^{\circ}\text{C}$  y de  $\pm 0.2$ , respectivamente. Usando la gama de temperaturas determinadas sobre la cristalinidad de las cloritas y sobre las inclusiones fluidas (ver Capítulo 10), la variación de  $fO$  de los gases en equilibrio con el sistema mineralizador de cada mina, está representada en la Figura 6.10. Los valores determinados para el skarn, se presentan como una simple estimación, ya que la calibración está determinada únicamente para un sistema abierto a 1 atm.

Figura 6.10: Tabla de distribución de los valores de  $fO$  determinados para cada zona minera estudiada.

Se observa en la Figura 6.10 que la fugacidad del oxígeno disminuye cuando la temperatura disminuye. La fugacidad del oxígeno determinada en la zona de vetas es más baja que la fugacidad determinada durante el evento retrógrado de la zona minera tipo skarn.

### 6.4.3. Estimación de la fugacidad del azufre

Si se toma en cuenta las consideraciones termodinámicas de precipitación de sulfuros, el análisis de asociaciones referidos a diagramas paramétricos permite la interpretación relativa de condiciones de formación en un fluido hidrotermal. Por ejemplo, en reacciones de sulfuración-oxidación se puede observar el comportamiento de los sulfuros y óxidos de Fe en función de la actividad del azufre y oxígeno. Los estudios petrográficos previos permitieron determinar la sucesión paragenética de los minerales. Dichas asociaciones, así como las condiciones mínimas y máximas de fugacidad del oxígeno determinadas anteriormente, nos permiten, mediante el diagrama de estabilidad determinado por Barton y Skinner (1979) proponer una trayectoria de las evoluciones de fugacidad del oxígeno y azufre en los sistemas mineralizados estudiados (Figura 6-11). En el caso del skarn, los puntos C1-2-3-4 y D1-2-3-4 representan respectivamente las evoluciones determinadas para Cobriza y Dolores. Los puntos 1-2 representan el inicio y el final del evento progrado. Los puntos 3-4 representan las condiciones determinadas al inicio y el final del evento progrado. La evolución general es muy comparable para las dos minas. El evento progrado está caracterizado por un incremento de la fugacidad del azufre y con una fugacidad del oxígeno relativamente estable. El evento retrógrado está caracterizado por una disminución de la fugacidad del oxígeno y con una fugacidad de azufre “estable”. La transición entre los dos eventos ilustra la apertura del sistema o sea la transición de un sistema metasomático a un sistema hidrotermal fracturado. La diferencia en la mineralogía de los primeros sulfuros observada en la mina de Dolores en relación con la mina de Cobriza, nos indica que ambas minas experimentan su propia evolución.

En el caso del skarn, los puntos V1-2 representan el inicio y el final de la evolución determinada por el evento hidrotermal. Está caracterizada por un leve incremento de la fugacidad del azufre y una disminución del oxígeno.

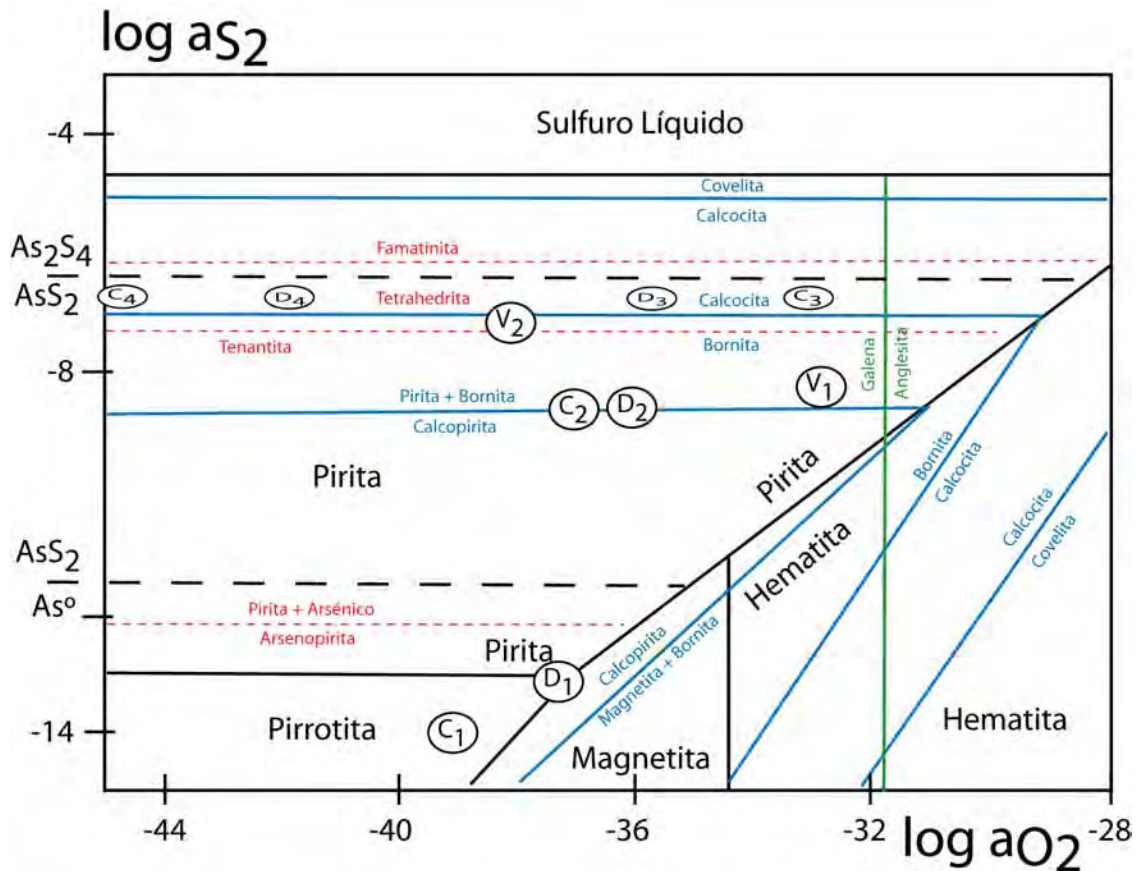


Figura 6.11: Diagrama esquemático de estabilidad para el sistema Fe-S-O (línea negra gruesa), para el sistema Cu-Fe-S-O (línea azul), para el sistema As (línea punteada-punto), para el sistema As-Fe (línea discontinua negra), para el sistema Pb-S-O (línea verde) y para el sistema As-S (línea de puntos rojos) en función de  $\log a_{O_2}$  vs.  $\log a_{S_2}$  calculado a 250°C y una presión de vapor = 40 bares (modificado de Barton y Skinner, 1979).

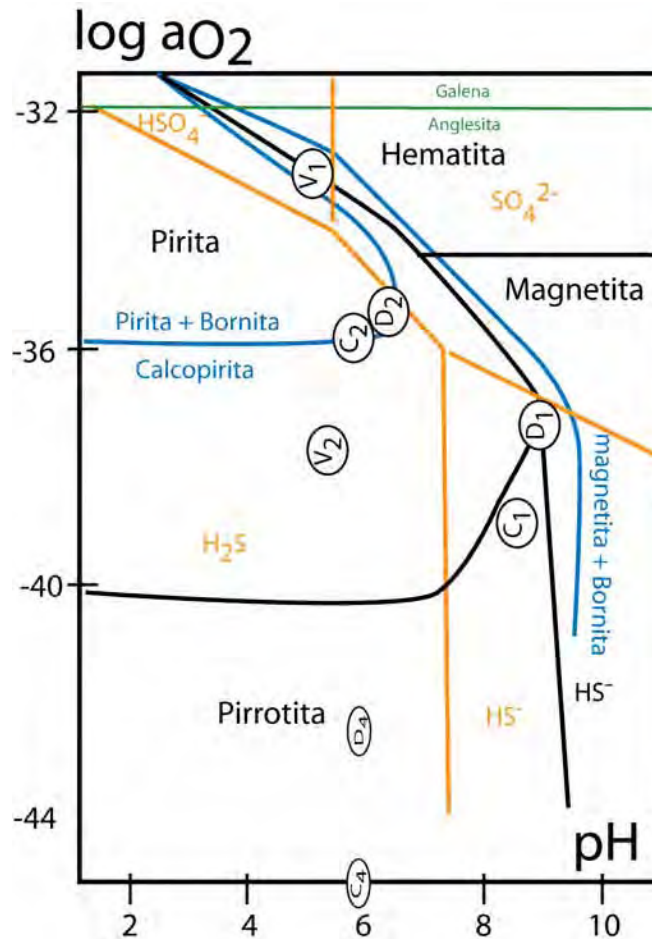


Figura 6.12: Diagrama esquemático de estabilidad para el sistema Fe-S-O (línea negra gruesa), para el sistema Cu-Fe-S-O (línea azul), para el sistema Pb-S-O (línea verde) para el sistema S-O (línea naranja) en función del  $\log a_{O_2}$  vs. pH calculado a 250°C y una presión de vapor = 40 bares (modificado de Barton y Skinner, 1979).

#### 6.4.4. Estimación de las condiciones de pH

Las condiciones de pH son también, en algún grado, determinables en función de asociaciones de minerales, como por ejemplo en los diagramas de Eh o  $a_{O_2}$  versus pH (calculado a 250°C; Figura 6.12). Debe recordarse que esto es función en gran medida de la estabilidad de las especies de azufre, teniendo campos de dominio delimitados por condiciones de  $a_{O_2}$  y pH. Por otra parte, las condiciones de pH son dependientes de la temperatura, luego, los límites cambiarán de acuerdo a las variaciones de la temperatura. Una relación entre pH y Eh se observa en el límite oxido-reductor. A mayor pH más bajo es el límite y viceversa.

En el caso de los yacimientos de tipo skarn y vetas estudiados, se puede observar en la Figura 6.12 (relacionando pH vs. fugacidad del oxígeno) que según las asociaciones paragenéticas observadas y la fugacidad del oxígeno determinada previamente, el pH de las soluciones



mineralizantes presentan una evolución de los valores de pH, en el caso de los skarn de ca. 9 hasta ca. 6, y en el caso de las vetas hidrotermales de ca. 5 hasta ca. 6. Estas estimaciones de la evolución del pH son coherentes con las observaciones de campo y los estudios petrográficos, que no identificaron alteraciones ácidas (tipo argílicas).

## 6.5. Conclusiones

Los estudios de petrografía nos permitieron caracterizar en detalle los diferentes eventos de mineralización del skarn (progrado y retrógrado), así como de las vetas, su mineralogía particular y sus condiciones de formación ( $fS$ ,  $fO$ , pH y temperaturas).

Se evidenció una evolución mineralógica similar para los skarns de Dolores y Cobriza. No obstante, las condiciones de formación iniciales y finales son distintas, y están ilustradas por una mayor abundancia de pirrotita en Dolores que en Cobriza, y una fugacidad de oxígeno más baja en Cobriza que en Dolores. Esta última observación, se correlaciona con el hecho de que el sistema hidrotermal de vetas está cortando al skarn presente en la mina Dolores.

Igualmente, se observa hacia el Este de la zona de vetas una variación con la desaparición de los minerales de cobre (calcopirita) y el incremento de minerales de plata (pirargirita y plata nativa). Dicha variación se relaciona también con la disminución de los volúmenes de los diques y del metasomatismo (skarn) que inducen a su alrededor (ver Capítulo 5).

En todos los casos, los fluidos hidrotermales involucrados presentan una variación de temperatura, desde el evento del skarn progrado de más de 500°C (determinado por el geotermómetro del As) hacia la transición progrado/retrógrado de 360°C hasta 270°C (determinado por los geotermómetros de As y clorita). Las temperaturas determinadas sobre las asociaciones As-Fe-S del evento retrógrado son comparables con las determinadas sobre las vetas 360-340°C. De hecho, es importante señalar que a parte de la mineralogía (incremento significativo de la plata), no se observó diferencias significativas en la caracterización de las condiciones de pH,  $fS$  y  $fO$  estimadas para el evento hidrotermal asociado a las vetas y el evento hidrotermal asociado a la retrogresión de los minerales tipo skarn.

# Capítulo 7

## Caracterización geoquímica de los intrusivos del distrito La Paz

### 7.1. Introducción

Para determinar el tipo de magmatismo formador de los intrusivos, así como las condiciones de su génesis, se realizó un estudio geoquímico de elementos mayores y trazas de los intrusivos asociados a las minas de Dolores, Cobriza, San Acacio, y el afloramiento del Membrillo (ver Figuras. 4.1.2,3 y 4).

### 7.2. Procedimiento analítico

Las muestras de rocas fueron analizadas por elementos mayores y por trazas en el SARM de la CRPG-CNRS (Nancy, Francia). Todas las muestras fueron trituradas y pulverizadas en un mortero de ágata, luego cada muestra fue cuarteada en dos porciones equivalentes. Para los análisis de los elementos mayores y trazas, se tomó el polvo de la muestra (300 mg) y se descompuso por fusión con metaborato de litio y en seguida se diluyó con una solución de HCl.

Los análisis de los elementos mayores se realizaron en el espectrómetro de emisión de plasma atómico acoplado inductivamente Jobin-Yvon JY70 (ICP-AES). La precisión analítica se estimó en  $\pm 0.2\%$  para  $\text{SiO}_2$ , y  $\pm 1\%$  para los otros elementos mayores. Las desviaciones relativas de los análisis estándar a los valores de referencia están típicamente muy por debajo de  $1\%$ .

Los análisis de los elementos traza se realizaron en un espectrómetro de masas de plasma inductivamente acoplado Perkin Elmer ELAN 5000 (ICP-MS). El procedimiento analítico fue validado por la preparación de muestras repetidas independientes en blanco y en los análisis de estándares de referencia internacionales. Las desviaciones relativas de los análisis estándar a

los valores de referencia están típicamente debajo 1%. Los análisis de los elementos mayores y trazas están reportados en la Tabla 7.1 (ver Anexo I).

## 7.3. Resultados

### 7.3.1. Elementos mayores

Los resultados están presentados separadamente para los intrusivos Dolores, Cobriza, Membrillo, y San Acacio (ver Anexo I, Tabla 7.1);. Las muestras de los intrusivos de la zona del Au-Cu skarn de La Paz tienen una pérdida variable en ignición (PEI; 0.52 a 5.13%; ver Anexo I, Tabla 7.2.) reflejando contenidos variables de H<sub>2</sub>O, posiblemente debido a diferentes grados de alteración. En términos generales, los elementos de tierras raras (ETR), se encuentran esencialmente inmóviles durante la intensa alteración hidrotermal (Hawkesworth et al., 1997). Los contenidos de elementos mayores de los intrusivos de La Paz (exceptuando los Na<sub>2</sub>O y K<sub>2</sub>O) no muestran una correlación obvia con el incremento de PEI, indicando que sus contenidos probablemente no fueron modificados por la alteración hidrotermal.

Por similitud, los resultados son presentados por zonas (fosas versus pilares). Los *stocks* tienen un promedio de SiO<sub>2</sub> = 67.26% (zona de pilares) y 61.91% (zona de fosas), Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> = 15.38 (zona de pilares) y 15.99% (zona de fosas), un cociente de K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O = 1.45 (zona de pilares) y 2.65 (zona de fosas) y un cociente molar de Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/(CaO+Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O) ~1.33 (zona de pilares) y 1.26 (zona de fosas). La ecuación Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>+MgO+MnO+TiO<sub>2</sub> = 4.66% (zona de pilares) y 5.98% (zona de fosas). Los valores de los intrusivos de ambas zonas son ligeramente menores si se comparan con el valor normal de las rocas calco-alcálicas de los arcos volcánicos (ca. 6%). Tienen números de magnesio molar moderados (Mg# = 100xMgO/(MgO+Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>) que varían entre 19 a 53.

Los diagramas de variación de los elementos mayores muestran una correlación entre SiO<sub>2</sub> vs K<sub>2</sub>O y MgO (Figs. 7.1 y 7.2). Los valores reportados para diferentes tipos de skarn (Fe, Au, Cu, Zn-Pb, W, Sn y Mo) también se han graficado (Meinert, 1995b). La tendencia, en términos de los elementos mayores para las rocas plutónicas asociadas a diferentes tipos de skarn es hacia la composición calco-alcálica, donde la mayoría de las muestras de las granodioritas de La Paz están concentradas en el campo del skarn rico en cobre y rico en Fe-Au, correspondientes a las rocas calco-alcálicas con alto contenido de potasio. Las muestras de los pilares se encuentran ceñidamente concentradas dentro de los campos de skarn ricos en Cu y Zn, mientras que las muestras de los granitoides de las fosas y del dique de San Acacio caen dispersas, pero cercanas a los campos de skarn ricos en Cu. Esta dispersión puede estar reflejando una influencia hidrotermal en la composición química original de los intrusivos.

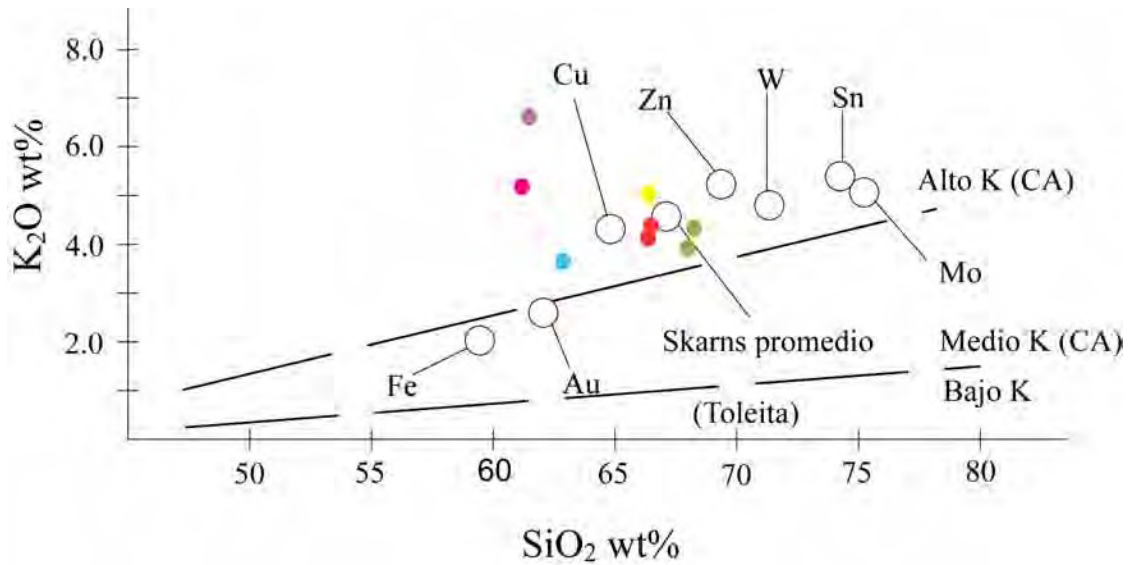


Figura 7.1: Diagrama de Harker SiO<sub>2</sub> vs K<sub>2</sub>O de los diferentes intrusivos. Plutones de La Paz: violeta: San Acacio; amarillo: Cerro Muerto; rojo: Dolores; verde: Cobriza; azul: Membrillo; rosa: San Agustín; Círculos grandes abiertos indican los valores promedio de diferentes depósitos minerales señalados por Meinert (1995b).

Generalmente, se cree que la reacción entre el fundido de la losa pura y la peridotita que rodea a la cuña de manto de sub-arco resulta en un número alto de Mg y en contenidos de MgO, típicos de las adakitas, sin embargo si se observa el diagrama de variación de los valores para MgO vs SiO<sub>2</sub> (Figura 7.2) de los plutones de La Paz, relacionados con los valores reportados por Meinert (1995b) para diferentes depósitos minerales, así como con los diferentes campos de fundidos experimentales de eclogita y metabasalto; de los fundidos experimentales de metabasalto y eclogita hibridizados con peridotita; de adakitas derivadas de la corteza oceánica subducida; de las adakitas derivadas de la corteza inferior engrosada; y de las adakitas derivadas de la corteza inferior delaminada; se tiene que las muestras de La Paz se mimetizan entre los campos de “las rocas adakíticas derivadas de la corteza inferior gruesa” y los “fundidos experimentales de metabasaltos y eclogitas y en los límites de los campos de las adakitas derivadas de la corteza oceánica subducida, y de las adakitas derivadas de la corteza inferior delaminada con el campo de las adakitas derivadas de la corteza inferior gruesa.

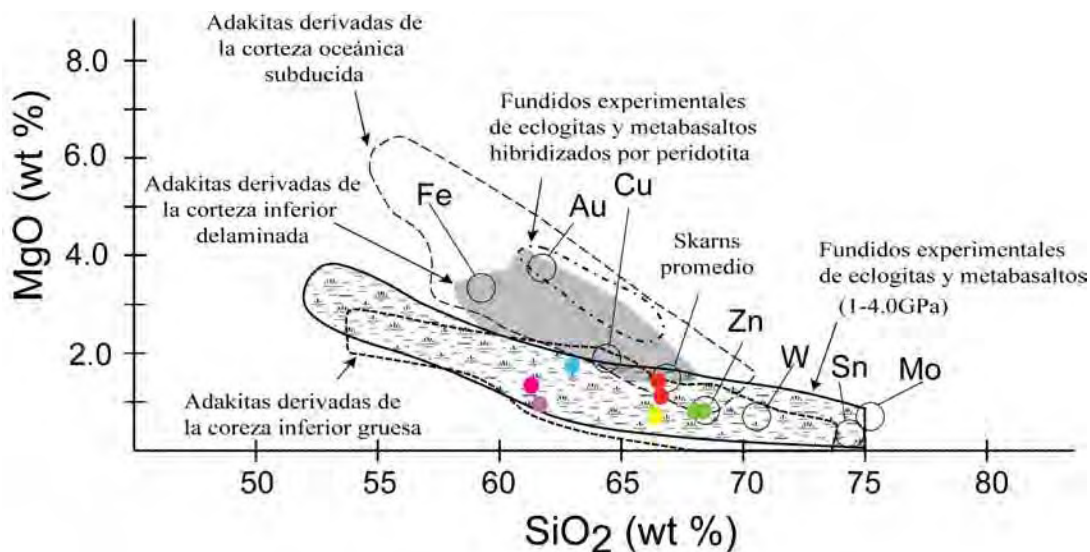


Figura 7.2: Diagrama de Harper  $\text{SiO}_2$  vs  $\text{MgO}$  de los diferentes intrusivos. Los puntos de color violeta: San Acacio; amarillo: Cerro Muerto; rojo: Dolores; verde: Cobriza; azul: Membrillo; rosa: San Agustín; Los círculos abiertos indican los valores promedio de diferentes depósitos de mineral mencionados por Meinert (1995). El campo de fundidos experimentales de eclogita y metabasalto (1-4.0 GPa) viene de los siguientes informes: Rapp et al, (1991, 1999, 2002); Sen y Dunn (1994); Rapp y Watson (1995); Prouteau et al. (1999); Skjerlie y Patiño Douce (2002), y otras referencias de allí. El campo de los fundidos experimentales de metabasalto y eclogita hibridizados con peridotita es después de Rapp et al. (1999). El campo de las adakitas derivadas de la corteza oceánica subducida se ha construido usando datos de los siguientes informes: Defant y Drummond (1990); Kay et al. (1999); Drummond et al. (1996); Stern y Killian (1996); Sajona et al. (2000); Aguillón-Robles et al. (2001); Defant et al. (2002); Calmus et al. (2003); Martin et al. (2005), y de referencias de allí. Los datos de las rocas adakíticas derivadas de la corteza inferior engrosada, provienen de: Atherton y Petford (1993); Muir et al. (1995); Petford y Atherton (1996); Johnson et al. (1997); Xiong et al. (2003).

### 7.3.2. Elementos trazas

Con relación a los elementos de tierras raras (REE) de los intrusivos de La Paz, los resultados de los ensayos de las muestras presentan una evolución muy comparable entre si (Figura7.3). Tienen la tendencia a ser ricos en elementos ligeros (TRL) y disminuidas en elementos pesados (TRP). Las muestras del Membrillo presentan un leve enriquecimiento de TRP en comparación a los demás intrusivos. Los patrones de tierras raras exhiben una pendiente negativa muy empinada con una inflexión en Ho, y se observan anomalías bajas en Eu [ $Eu/Eu^* = 0.77$  (zona de pilares) y  $0.82$  (zona de fosas)]. Los patrones de tierras raras están moderadamente fraccionados [ $11.64 < (La/Yb)_N < 15.2$ ], con contenidos relativamente bajos de  $Yb_N$  ( $\leq 0$ ; Figura7.2) y un alto contenido de tierras raras ( $\sum REE$  arriba a 1800 ppm). Las muestras de los *stocks* de la zona de las fosas tectónicas claramente se sobreponen al campo de la composición de arco de islas. Las muestras de los *stocks* de la zona de pilares caen dentro o cerca al límite del campo de las adakitas, con una relación  $(La/Yb)_N$  baja a moderada. En el distrito de La Paz, las composiciones del Y se dispersan desde 12.3 hasta 14 ppm, con un promedio de Y de 13 ppm, mientras que el Yb de dispersa entre 1.2 a 1.4, con un promedio de Yb de 1.3 ppm,; en comparación con las adakitas bien delimitadas, presentan composiciones de  $Yb < 1.8$  ppm y  $Y < 18$  ppm, y lavas típicas calco-alcalinas tienen composiciones de  $Yb > 2.5$  ppm y  $Y > 25$  ppm.

La figura 7.4 muestra la relación  $(La/Yb)_N$  vs.  $Yb_N$ , donde se observa que los *stocks* de las fosas claramente se sobreponen al campo de composición de “arco de islas”, mientras que las muestras de los *stocks* de los pilares, caen dentro del campo de “adakitas derivadas de la corteza oceánica subducida” y se extienden hacia el campo de las “rocas adakíticas derivadas de la corteza inferior delaminadas”, con relaciones bajas a moderadas de  $(La/Yb)_N$ . En las muestras de La Paz, los contenidos de Y varían de 12.3 a 14 ppm, con una composición promedio de 13 ppm, mientras que el Yb varía de 1.2 a 1.4, con un contenido promedio de 1.3 ppm. Por el contrario, las adakitas bien delimitadas presentan composiciones de  $Y < 18$  ppm y  $Yb < 1.8$  ppm, y las lavas típicamente calco-alcalinas presentan composiciones de  $Yb > 2.5$  ppm y  $Y > 25$  ppm. Consecuentemente, se puede concluir que los intrusivos de La Paz probablemente representan una transición entre estos dos campos composicionales.

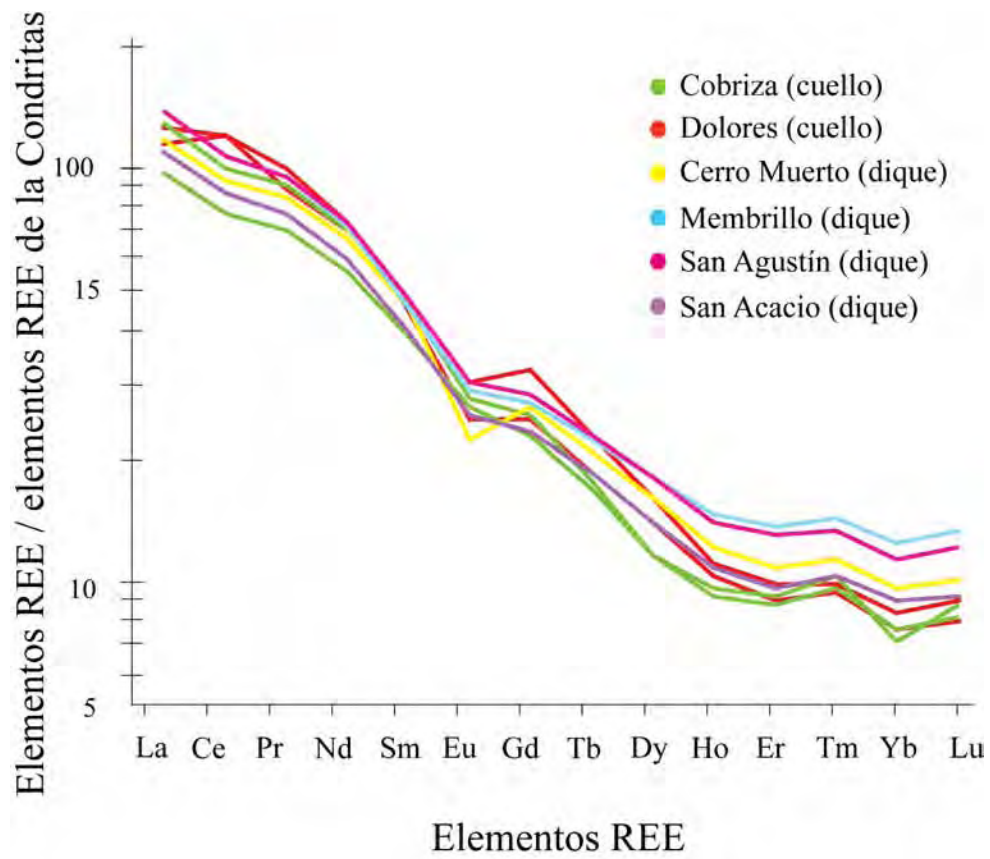


Figura 7.3: Diagrama de elementos de tierras raras de distribución y evolución de las tierras raras en los diferentes intrusivos estudiados.



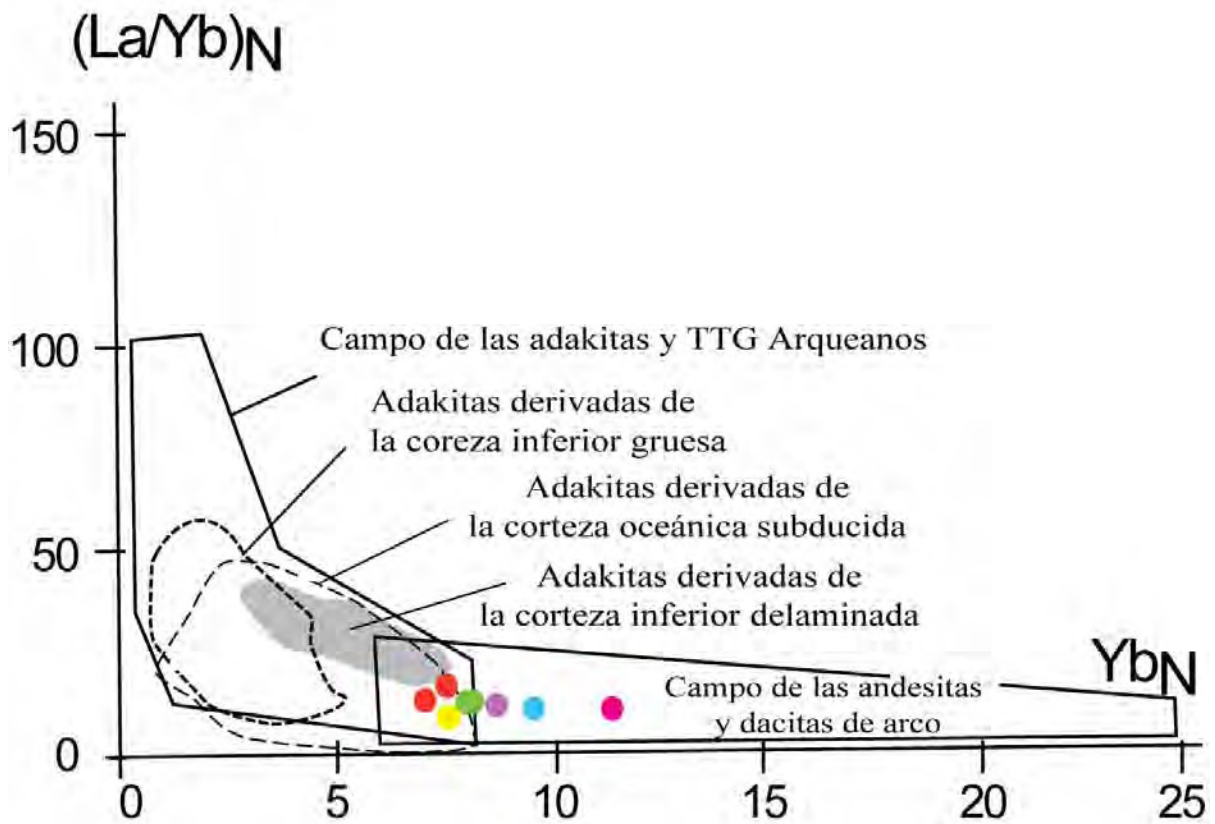


Figura 7.4: Diagrama  $(La/Yb)_N$  vs.  $Yb_N$  de los intrusivos del distrito minero de La Paz. Los punto de color violeta: San Acacio; amarillo: Cerro Muerto; rojo: Dolores; verde: Cobriza; azul: Membrillo; rosa: San Agustín.

## 7.4. Comportamiento de los elementos mayores y trazas de los intrusivos.

Los intrusivos en el distrito minero de La Paz presentan composiciones ligeramente diferentes en cuanto a elementos mayores y trazas (ver Tabla 7.2; Anexo I). Como las muestras fueron tomadas de diferentes trabajos mineros que se encuentran tanto en los pilares como en las fosas tectónicas, las diferencias geoquímicas menores se pueden explicar como que representan diferentes niveles de formación, dentro del mismo intrusivo. Todos los tipos de rocas muestran ser metaluminosos ( $61\% < \text{SiO}_2 < 68\%$ ), afinidades calco-alcalinas ( $4\% < \text{K}_2\text{O} < 7\%$ ). La relación  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$  varía entre 1.4 a 3.2, Ellas mayormente pertenecen a series magmáticas calco-alcalinas con alto K (Le Maitre et al., 1989), o a series alcali-cálcicas metaluminosas (Frost et al., 2001).

La figura 7.2 presenta una tabla de comparación entre los datos geoquímicos de los intrusivos de La Paz y otros cuerpos de intrusivos foráneos relacionados a mineralización de Au y Cu (Meinert, 1995), así como a rocas adakíticas con alta  $\text{SiO}_2$  (Martin y Moyen, 2003; Martin et al., 2005). Los análisis de los elementos mayores y trazas mencionados por Meinert (1995) indican que las rocas plutónicas asociadas con anomalías de Cu presentan una tendencia similar a la que muestran los magmas tipo I. En la Paz, con la excepción del contenido bajo de  $\text{Na}_2\text{O}$ , los intrusivos occidentales (Dolores y Cobriza) despliegan ciertas afinidades geoquímicas con aquellos elementos mayores y trazas de intrusivos con altos contenidos de  $\text{Si}_2\text{O}$ , siguiendo el criterio definido por Defant y Drummond (1990), Drummond y Defant (1990), Drummond et al., 1996 y Martin (1999).

La figura 7.5 muestra la relación entre  $\text{Rb}/\text{Sr}$  vs.  $\text{Zr}$ , relación entre elementos móviles vs. inmóviles. Donde la relación  $\text{Rb}/\text{Sr}$  es muy sensitiva a la diferenciación magmática y usualmente los magmas de skarn ricos en Sn-, Mo-, y W- son altamente diferenciados con respecto a los magmas relacionados a skarn ricos en Fe-, Au-, y Cu-. En nuestro caso, los análisis de La Paz muestran la misma tendencia general desplegada por los depósitos de skarn ricos en Cu. Nuestras muestras presentan altas concentraciones de  $\text{Zr}$ , variando entre 176 y 211 ppm, con un grado de diferenciación magmática bajo. Notablemente, el dique de San Acacio se presenta más diferenciado y presenta una tendencia similar a los depósitos de Zn. En el distrito de La Paz, los valores altos de Sr (467 a 653 ppm), en contraste con los bajos valores de Sr encontrados en el dique de San Acacio (248 ppm), son comparables con los valores obtenidos por los depósitos gigantes de cobre porfirítico de los Andes (Reich et al., 2003).

En la figura 7.6 relaciona  $\text{La}/\text{Sm}$  vs.  $\text{Sm}/\text{Yb}$  para los granitoides de La Paz, así como los

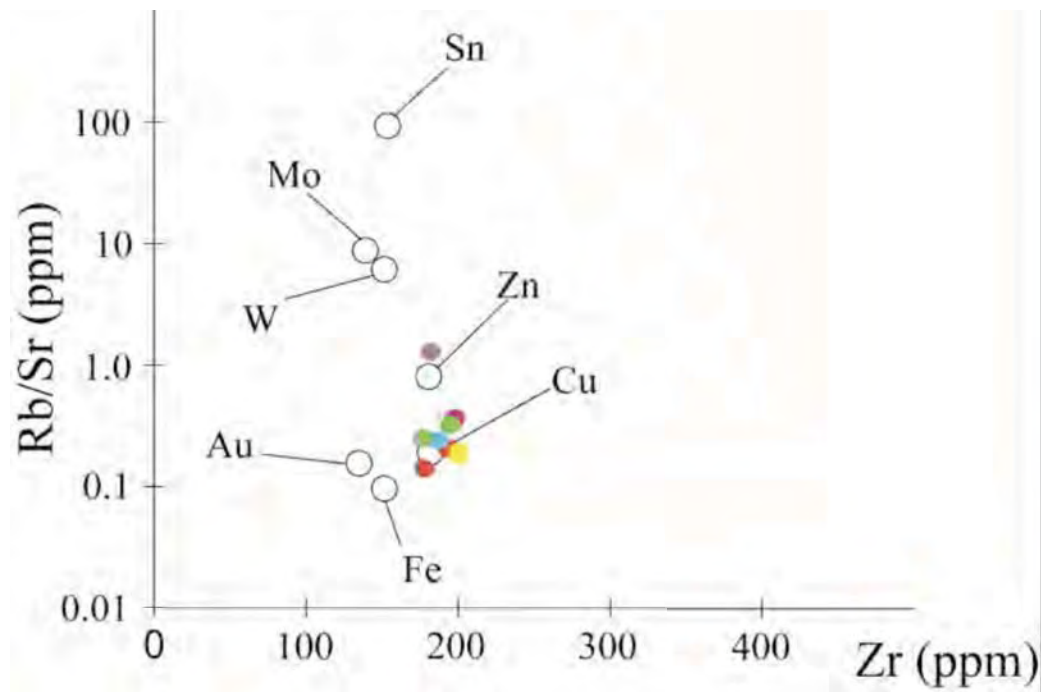


Figura 7.5: Diagrama Rb/Sr vs Zr de los intrusivos del distrito minero de La Paz. Los puntos de color violeta: San Acacio; amarillo: Cerro Muerto; rojo: Dolores; verde: Cobriza; azul: Membrillo; rosa: San Agustín. Los círculos abiertos indican los valores promedio de diferentes depósitos de mineral mencionados por Meinert (1995).

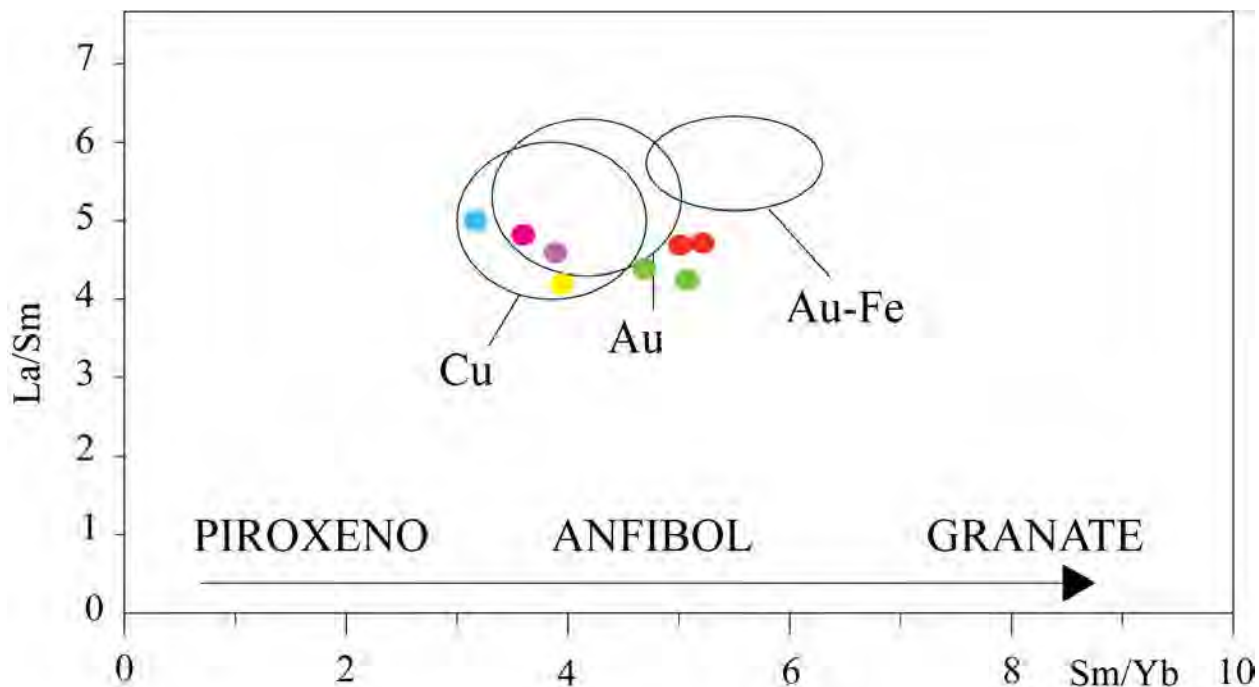


Figura 7.6: Diagrama La/Sm vs Sm/Yb para los intrusivos de La Paz y los campos señalados por Kay y Mpodozis (2001) para los yacimientos de pórfiro de cobre en El Teniente (Chile) y el cinturón rico en Au, en el Indio (Chile). Los puntos de color violeta: San Acacio; amarillo: Cerro Muerto; rojo: Dolores; verde: Cobriza; azul: Membrillo; rosa: San Agustín; Los círculos abiertos indican los valores promedio de diferentes depósitos de mineral mencionados por Meinert (1995).

campos composicionales presentados por Kay y Mpodozis (2001) para los depósitos de cobre porfirítico del Teniente (Chile), y el cinturón rico en Au de El Indio (Chile). Los intrusivos relacionados con la mineralización de Au-Cu de La Paz presentan composiciones corticales para La/Sm y Sm/Yb comparables a aquellos de la región Andina (profundidades de 30 a 45 km). Profundidades concordantes con el perfil sísmico del área actual (Nieto-Samaniego, et al., 2005). Estas conclusiones están de acuerdo con la ocurrencia del metamorfismo de facies granulita del Oligoceno, en la base de la corteza (Hayob et al., 1989; Rudnick y Cameron, 1991) documentada en xenolitos de granulita incluida en los volcánicos Cuaternarios.

Las relaciones Sm/Yb se usan para calcular el espesor cortical relativo (Hildreth y Moor bath, 1988; Kay y Kay, 1991; Kay et al., 1999). El incremento de la relación Sm/Yb refleja los cambios dependientes de la presión que ocurren en la transición del clinopiroxeno a anfíbol y luego a granate en el residuo refractario que está en equilibrio con un magma en evolución (Kay y Kay, 1991). Así que, el clinopiroxeno es dominante en profundidades menores a 35 km, el anfíbol es estable entre ~30 y 45 km, mientras que el granate se encuentra a profundidades mayores a 45-50 km.

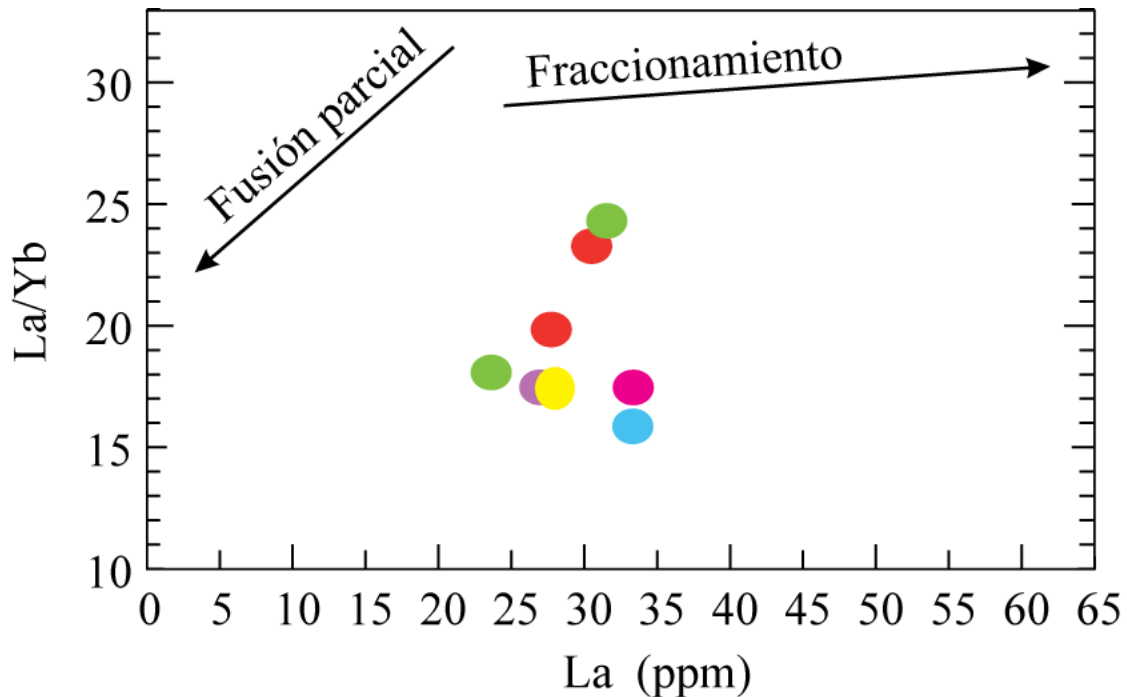


Figura 7.7: Diagrama mostrando la relación La/Yb vs La. Los puntos de color violeta: San Acacio; amarillo: Cerro Muerto; rojo: Dolores; verde: Cobriza; azul: Membrillo; rosa: San Agustín.

La figura 7.7 muestra la relación La/Yb vs. La, donde las muestras de los intrusivos de La Paz son consistentes con la tendencia de la fusión parcial, indicando que su variación composicional es controlada principalmente por este proceso en vez de que sea controlado por una cristalización fraccional. Sin embargo, la presencia de granos de circón heredados y la variación grande del número de Mg= $[100 \times \text{Mg}^{2+} / (\text{Mg}^{2+} + \text{Fe}_{\text{total}})]$  de 17 a 23, indica que estos magmas podrían ser generados a partir de rocas metabasálticas (Castillo et al., 1999).

Los análisis de los elementos mayores y trazas muestran una evolución de las composiciones de los intrusivos masivos desde una diferenciación magmática baja en las partes más profundas de los mismos (zona de pilares tectónicos) hacia una mayor diferenciación, en las partes más superficiales (dique de San Acacio). La continuación de la evolución magmática sugiere más bien una diferenciación vertical que un resultado de varios pulsos magmáticos.

## 7.5. Conclusiones

Los intrusivos del distrito La Paz presentan una composición de transición entre las rocas tipo adakitas y las calco-alcalinas, pero ricas en potasio. Asimismo, los resultados se mimetizan

entre los campos de las rocas adakíticas derivadas de la corteza inferior gruesa y los fundidos experimentales de metabasaltos y eclogitas y se encuentran en los límites de los campos de las adakitas derivadas de la corteza oceánica subducida y de las adakitas derivadas de la corteza inferior delaminada.

Los resultados de los ensayos, con relación a las Tierras Raras, muestran un enriquecimiento de los elementos ligeros con relación a los pesados, razón por la cual presentan una tendencia o pendiente bastante fuerte y negativa, si se va de los elementos ligeros a los pesados, mostrando una ligera inflexión anómala entre el Eu y el Tb. Asimismo, las pequeñas diferencias en la composición de los intrusivos, tanto los de la zona de pilares como los de las fosas tectónicas, puede deberse al nivel de la toma de la muestra dentro del cuerpo total del intrusivo, más que a la idea de pertenecer a cuerpos de intrusivos de diferentes pulsaciones del magma. También, se puede mencionar que entre los intrusivos de las zonas de pilares tectónicos existe una buena correlación, en función a la relación de los elementos traza Rb vs Yb+Ta, ya que sus valores caen dentro del campo del arco volcánico, no así los intrusivos de la zona de fosas tectónicas, cuyos valores caen dentro del campo sin-colisión, exactamente en el límite con el campo de arco volcánico.

En la relación La/Yb vs. La, los intrusivos de La Paz, muestran una clara tendencia hacia la fusión parcial de la corteza inferior y no a una cristalización fraccional. Finalmente, si consideramos las relaciones de los elementos traza  $(La/Yb)_N$  vs  $Yb_N$ , así como Sr/Y vs Y, los valores de los ensayos de los intrusivos de la Paz, de la zona de pilares caen entre los límites de los campos de las adakitas y de arco de islas, mientras que, los resultados de los intrusivos de las fosas tectónicas caen dentro de la superposición de dichos campos y dentro del campo de arco de islas, lo que nos indica que los intrusivos de La Paz, ni son típicamente adakitas, menos pertenecen a arco de islas, se puede concluir que son, una transición entre ambos campos.

# Capítulo 8

## Fechaamiento de los intrusivos (U-Pb) y del hidrotermalismo (Rb-Sr)

### 8.1. Introducción

En el área de estudio existe un solo fechaamiento disponible, el cual fue realizado por Tuta et al., 1988 por medio de la técnica de K-Ar sobre cristales de biotita, dando 36 Ma. Este método puede ser discutible, según sea el grado de alteración de la biotita utilizada (algunas veces no es visible) o puede representar la edad del hidrotermalismo posterior al emplazamiento del magmatismo.

Para determinar con seguridad la edad del magmatismo se decidió utilizar la metodología U/Pb sobre mono cristales de circón.

También se intentó determinar la edad del hidrotermalismo de la zona de vetas. Como se puede ver en la tabla de paragénesis (ver Capítulo 6 Figs. 6.1-3-5) el único mineral encontrado que puede ser fechado, es la fluorita por la técnica (Rb/Sr). La ausencia de minerales fechables con metodología “más tradicional” fue un problema mayor en esta parte del estudio.

### 8.2. Metodología

#### 8.2.1. Separación de cristales de circón

Se extrajeron muestras de las partes no alteradas de los *stocks* de granodiorita-cuarzo-monzonita (ca. 50 kg. c/u) de Cobriza, Dolores y el Membrillo, así como de un dique de la zona de vetas de San Acacio (Figura8-1) y se separaron a los circones, los cuales presentaron una cristalización bipiramidal con ausencia de inclusiones o nucleaciones.



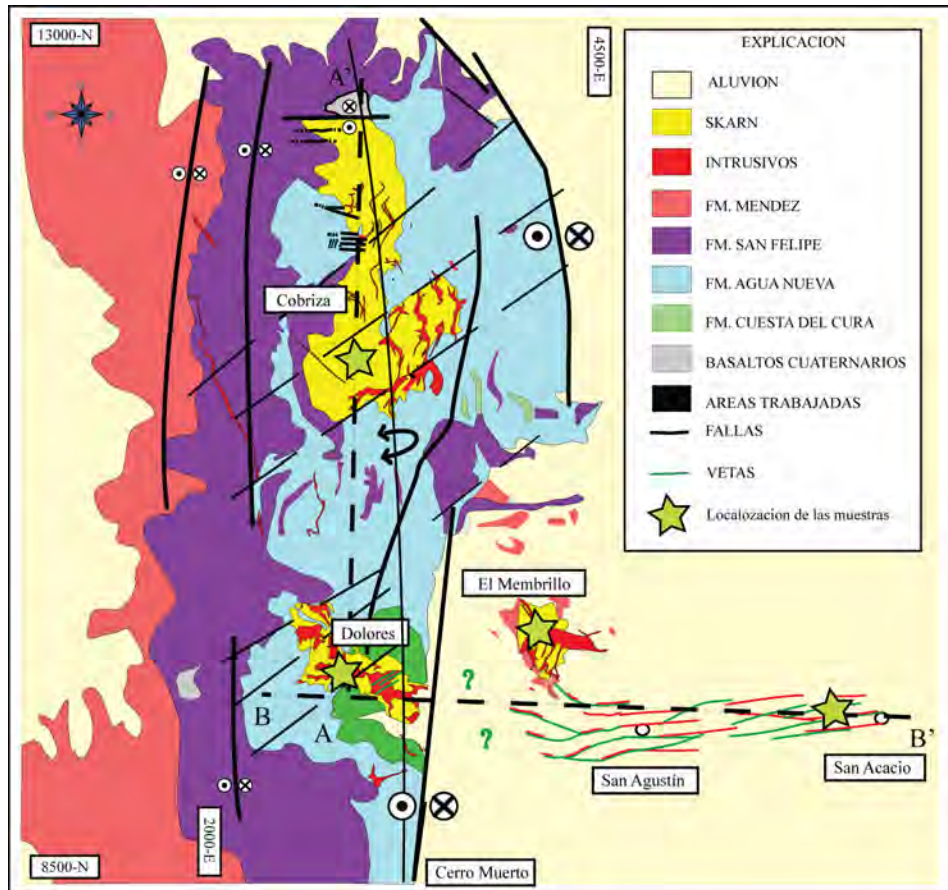


Figura 8.1: Plano de localización de las muestras obtenidas para ser fechadas por la metodología de monocristales de circón, utilizando el método de U/Pb y la fluorita el método Rb/Sr.

Las muestras se pulverizaron y tamizaron (mallas de 200 a 50 $\mu\text{m}$ ). Los fragmentos de mineral se obtuvieron por una preconcentración por densidades, mediante el uso de líquidos pesados (bromoforno y yoduro de metileno). Los cristales no magnéticos fueron separados con un imán isodinámico Cook. Los fragmentos finales de circón se escogieron a mano, utilizando un microscopio binocular, luego fueron montados en una resina epóxica junto con un estándar (SL-1,). A continuación se pulieron por una de las caras del cristal.

### 8.2.2. Condiciones analíticas de los resultados isotópicos U/Pb sobre monocristales de circón

Los análisis se efectuaron en el Departamento de Geociencias de la Universidad de Arizona por el Dr. Víctor A. Valencia. El equipo que se utilizó fue un espectrómetro multicolector LA-ICPMS equipado con nueve colectores Faraday, un detector axial Daly y cuatro canales contadores de iones (Dickinson y Gehrels, 2003). Este espectrómetro está además equipado con rayos Láser Excimer ArF, con un emisor de longitud de onda de 193 nm. Se analizaron unos puntos micrométricos de 50-35 $\mu\text{m}$  con una energía de salida de  $\sim 32$  mJ y un rango de repetición de 10 Hz. Cada análisis consistió en una medida de fondo (integraciones de 20 segundos sobre picos sin excitación de rayos Láser) y con integraciones de 21 segundos sobre picos con excitación de rayos Láser. Cualquier contribución de  $^{204}\text{Hg}$  a la masa de  $^{204}\text{Pb}$  es removida por substracción de los valores de fondo. La profundidad de cada hoyo de ablación fue de  $\sim 20$  micrones y el tiempo total de medida fue de  $\sim 90$  s por análisis. Los colectores fueron configurados para medidas simultáneas del isótopo  $^{204}\text{Pb}$  en un canal de conteo iónico y los isótopos  $^{206}\text{Pb}$ ,  $^{207}\text{Pb}$ ,  $^{208}\text{Pb}$ ,  $^{232}\text{Th}$ ,  $^{235}\text{U}$  y  $^{238}\text{U}$  se realizaron en los detectores Faraday. Todos los análisis fueron conducidos en modalidad estática. El fraccionamiento entre elementos fue monitoreado mediante el uso de un estándar, el SL-1, un cristal de circón natural, concordante de Sri Lanka con una edad conocida (ID-TIMS de  $564 \pm 4$  Ma (2 $\sigma$ ), G.E., Gehrels, datos no publicados). Las edades reportadas por los granos de circón están basadas enteramente en las relaciones  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ , ya que los errores de las relaciones  $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$  y  $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$  son significativamente muy grandes. Esto es debido principalmente a la baja intensidad (comunmente  $<0.5$  meV) de la señal del  $^{207}\text{Pb}$  de estos cristales jóvenes con bajo uranio. Las edades y relaciones  $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$  y  $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$  por sus elevados errores, no se han reportado. Las relaciones  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  se corrigieron por Pb común usando las mediciones  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ , una composición de Pb común de Stacey and Kramers (1975), y una incertidumbre de 1.0 sobre la relación común  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ . El promedio ponderado de  $\sim 20$  análisis individuales se calculó de acuerdo a Ludwig (2003) para cada muestra. El error medido se suma cuadráticamente a los errores sistemáticos, lo que incluye contribuciones a la corrección de calibración, a la constante de decaimiento, a la edad de la calibración del estándar

y de la composición del Pb común. Las relaciones isotópicas y las edades están reportadas en el Anexo 1, Tabla 8.1 (A-B-C-D). Las edades individuales en la tabla están reportadas a un nivel 1 sigma y las edades medias ponderadas para las muestras están a 2 sigma. Los errores sistemáticos para estas muestras se encuentran entre 1 y 2%. Se analizaron en promedio 20 cristales de circón para cada muestra.

### **8.2.3. Condiciones analíticas de los resultados isotópicos Sm/Nd y Rb/Sr de cristales de fluorita**

Estos análisis fueron realizados en la CAI (Universidad Complutense, Madrid, España). Las muestras de fluorita fueron lixiviadas con 12 ml de 6N HCl y luego “spike” con un trazador mezclado  $^{149}\text{Sm}$ - $^{145}\text{Nd}$  y recalentado a  $120^{\circ}\text{C}$  durante una semana para conseguir el equilibrio isotópico. Las soluciones de las muestras se secaron y convirtieron a cloruros para conseguir la disolución completa y el re-equilibrio. A continuación, las muestras se pasaron a través de una resina de intercambio de cationes grandes AG-50W-X12, 200-40 para separar el Estroncio y REE (Tierras Raras). El Samario fue separado del Neodimio usando una resina de intercambio de cationes AG-50W-X12, 200-40 (Richard et al., 1976). Tanto el Samario y el Neodimio fueron cargados con ácido  $\text{H}_3\text{PO}_4$  diluido en los filamentos de tantalio, en el modo del filamento simple o triple, respectivamente corrido en un multicolector automático VG sector 54 de un espectrómetro de masas. Los datos del Neodimio se obtuvieron por el estándar La Jolla y JNdi-1 y el Sr por el estándar NBS 987.

## **8.3. Resultados del fechamiento U-Pb sobre zircones por ELA-ICP-MS**

### **8.3.1. Mina de Dolores**

Se analizaron 24 granos de circones. Los resultados se presentan en las Figuras 8.2,6 y 7 y Tabla 8-1A (ver Anexo I). Para la mayoría de los cristales no se logró determinar las edades para las relaciones  $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$  debido a la leve señal obtenida del  $^{207}\text{Pb}$  consecuencia del bajo uranio en los cristales de circón de edad reciente. Las edades  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  determinadas para cada cristal de circón del intrusivo de Dolores van desde  $36.0 \pm 0.6$  a  $1,356.9 \pm 96$  Ma. Observando los resultados obtenidos, la edad media ponderada de 20 análisis de los circones de la granodiorita de Dolores, según Ludwig (2003) es de  $36.8 \pm 0.5$  Ma, (n= 20; MSWD de 1.4). Otras dos edades concordantes revelan la existencia de dos eventos magmáticos más antiguos, localizados en el Paleoceno ( $57 \pm 5$  Ma, n=1) y Batoniano ( $171 \pm 6$  Ma, n=1). Dos edades discordantes indican

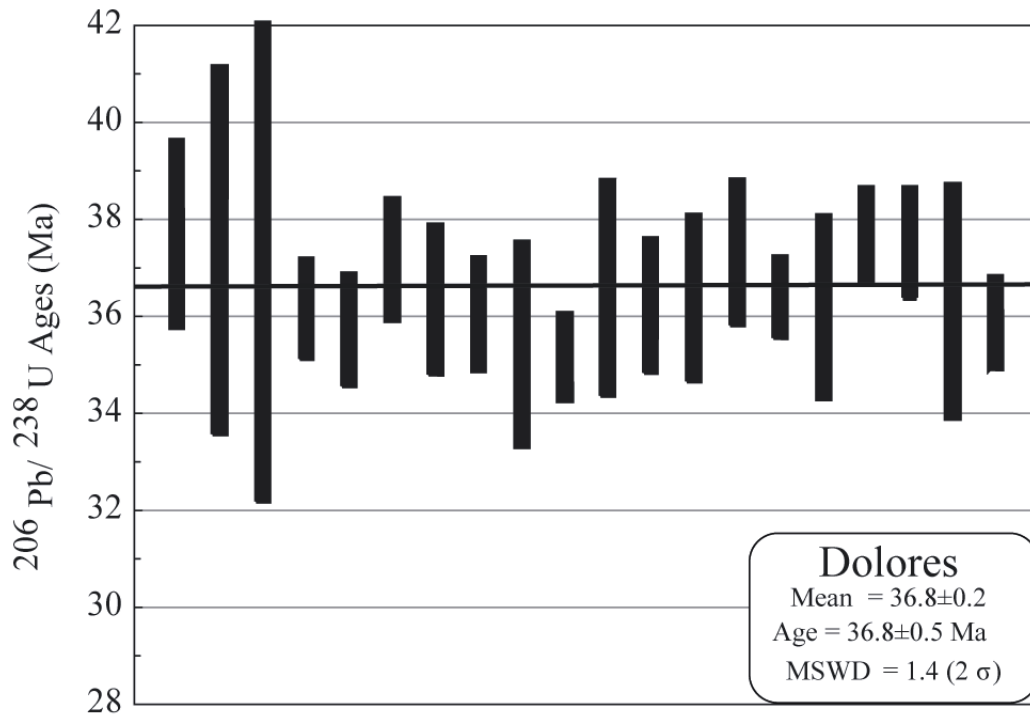


Figura 8.2: Resultados de las mediciones de fechamiento U/Pb de la zona de Dolores: histograma de distribución de las edades  $^{206}\text{Pb} / ^{238}\text{U}$ .

la existencia de componentes de edades Mesoproterozoicas ( $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$  : ca. 1000 años, para la intersección superior; n=2) y edades Paleoproterozoicas ( $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$  :  $1890 \pm 57$  Ma, n=1) (Figura8.7).

### 8.3.2. Mina Cobriza

Se analizaron 20 granos de circones. Los resultados se presentan en las Figuras 8.3,6 y 7 y Tabla 8-1B (ver Anexo I). Las edades determinadas para el intrusivo de Cobriza van desde  $35.3 \pm 2.1$  Ma hasta  $72.7 \pm 2.3$  Ma. La edad media ponderada de 19 análisis de los circones de la granodiorita de Cobriza, según Ludwig (2003) es de  $36.1 \pm 0.4$  Ma , (n=19; MSWD de 0.8). Una edad concordante sugirió la existencia de un evento magmático más antiguo, localizado en la edad Maastrichtiana ( $73 \pm 3$  Ma, n=1) (Figura8.7).

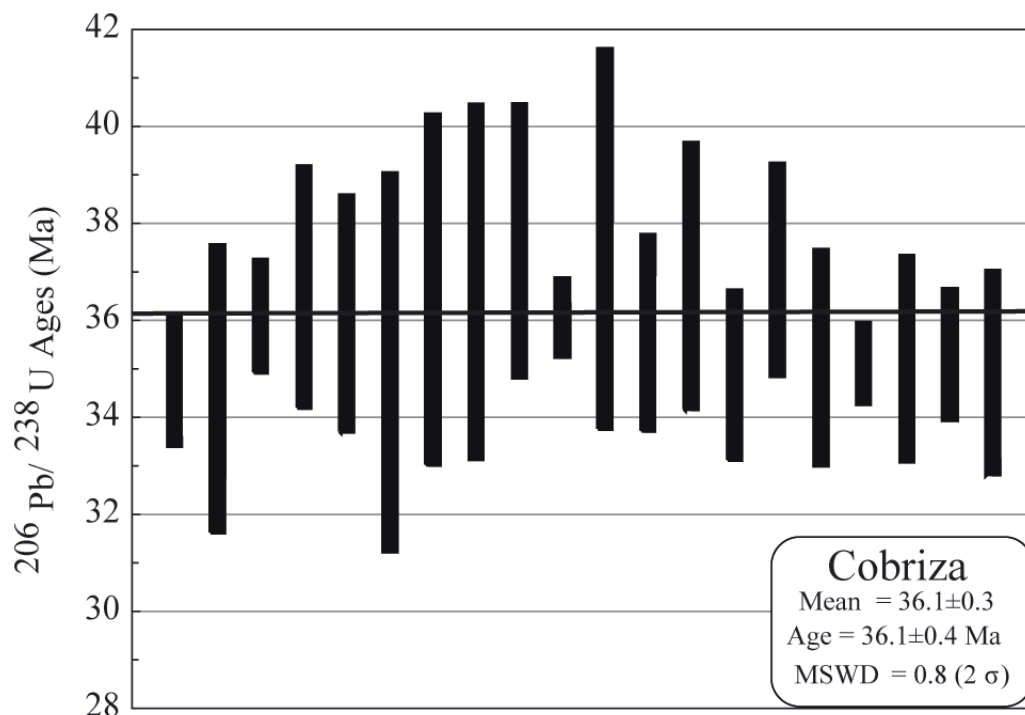


Figura 8.3: Resultados de las mediciones de fechamiento U/Pb de la zona de Cobriza: histograma de distribución de las edades  $^{206}\text{Pb} / ^{238}\text{U}$ .

### 8.3.3. Área del Cerro del Membrillo

Se analizaron 25 granos de circones. Los resultados se presentan en las Figuras 8.4, 6 y 7 y Tabla 8-1C (ver Anexo I). Las edades determinadas para cada cristal de circón de un apófisis del Cerro del Membrillo van desde  $35.2 \pm 3.0$  Ma hasta  $731.6 \pm 25.5$  Ma. La edad media ponderada de 22 análisis de los zircones de la granodiorita del Membrillo, según Ludwig (2003) es de  $36.9 \pm 0.4$  Ma ( $n=22$ ; MSWD de 1.3). Otras tres edades discordantes sugieren la existencia de tres eventos magmáticos localizados principalmente en el Jurásico ( $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$  : ca. 200 Ma,  $n=1$ ), Neoproterozoico ( $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$  : ca. 700 Ma,  $n=1$ ), y Mesoproterozoico ( $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$  : ca. 1000 Ma, intersección superior,  $n=1$ ).

### 8.3.4. Mina de San Acacio

Se analizaron 22 granos de circones. Los resultados se presentan en las Figuras 8.5, 6 y 7 y Tabla 8-1C (ver Anexo I). Para los cristales prismáticos de circón que muestran una zonación magmática regular de un dique cuarzo-monzonítico de San Acacio, proporcionaron edades dispersas de  $^{206}\text{Pb} / ^{238}\text{U}$  que van desde  $33.0 \pm 3.2$  Ma hasta  $384 \pm 14$  Ma. La edad media pon-

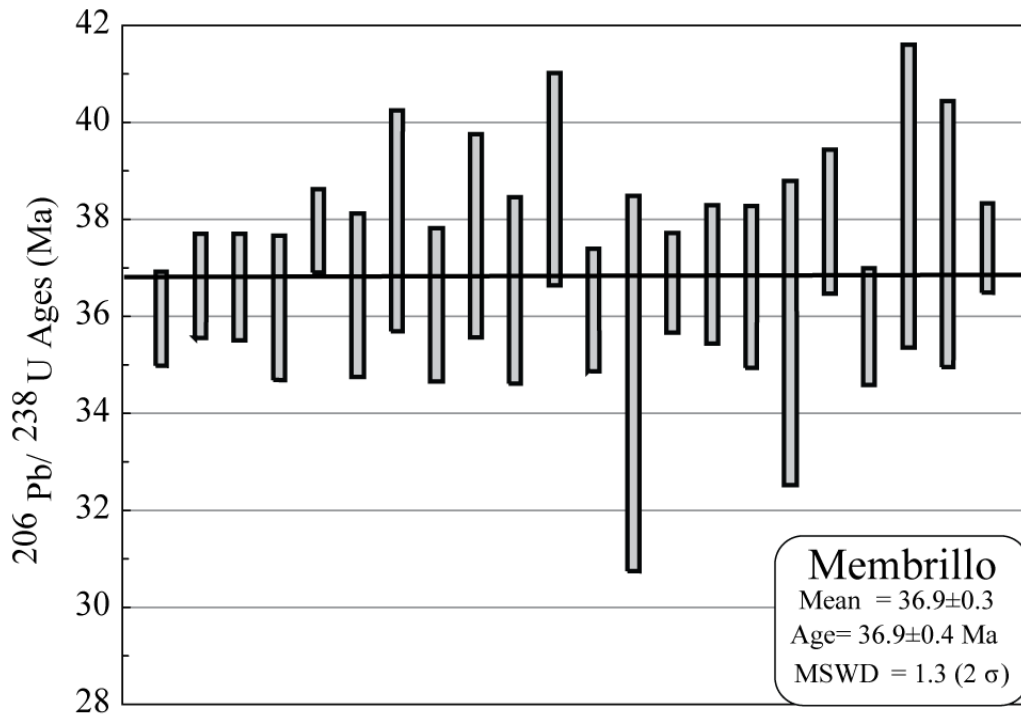


Figura 8.4: Resultados de las mediciones de fechamiento U/Pb de la zona del Membrillo: histograma de distribución de las edades  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ .

derada de 20 análisis de los circones del dique de cuarzo-monzonita de San Acacio calculado de acuerdo a Ludwig (2003) es de  $35.0 \pm 0.5$  Ma, ( $n=20$ ; MSWD de 1.5). Otras dos edades, indican la existencia de dos eventos magmáticos más antiguos, localizados en el Pérmico ( $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$  : ca 285 Ma,  $n=1$ ), y edad Cámbrica ( $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$  : ca. 537 Ma,  $n=1$ ).

#### 8.4. Resultados Samario/Neodimio y Rubidio/Estroncio

Se analizaron 4 muestras de fluorita de la zona de vetas. Una fluorita blanca translúcida de una veta de la zona de Dolores, otra fluorita de color verdosa translúcida de la zona de Dolores cercana a la falla Dolores, otra de color violáceo translúcido de la zona de San Agustín, y otra de color violeta oscuro de la zona de San Acacio.

Debido a la débil intensidad de las señales obtenidas sobre los isótopos de samario, neodimio y rubidio no se pudo presentar datos válidos (arriba del ruido de fondo).

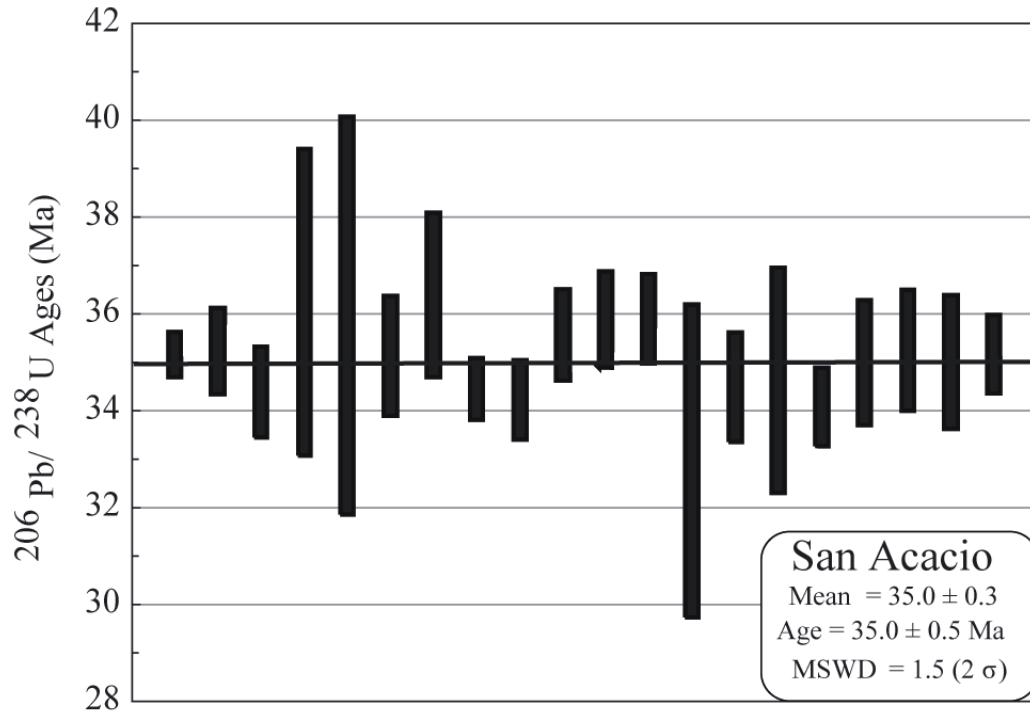


Figura 8.5: Resultados de las mediciones de fechamiento U/Pb de la zona de San Acacio: histograma de distribución de las edades  $^{206}\text{Pb} / ^{238}\text{U}$  .

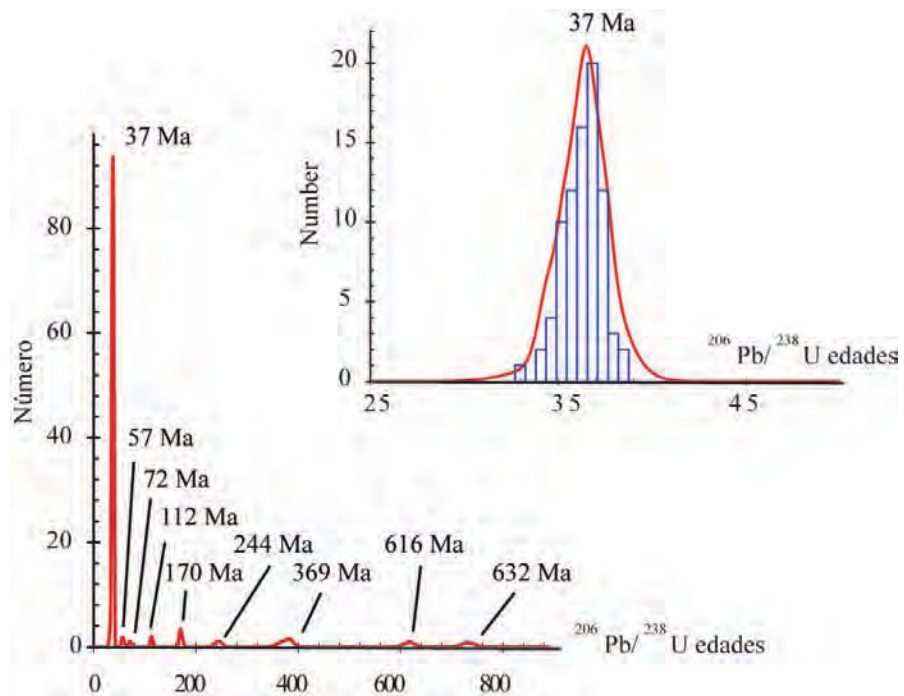


Figura 8.6: Resultados de las mediciones de fechamiento U/Pb del distrito de La Paz, histograma de distribución de las edades  $^{206}\text{Pb} / ^{238}\text{U}$  .



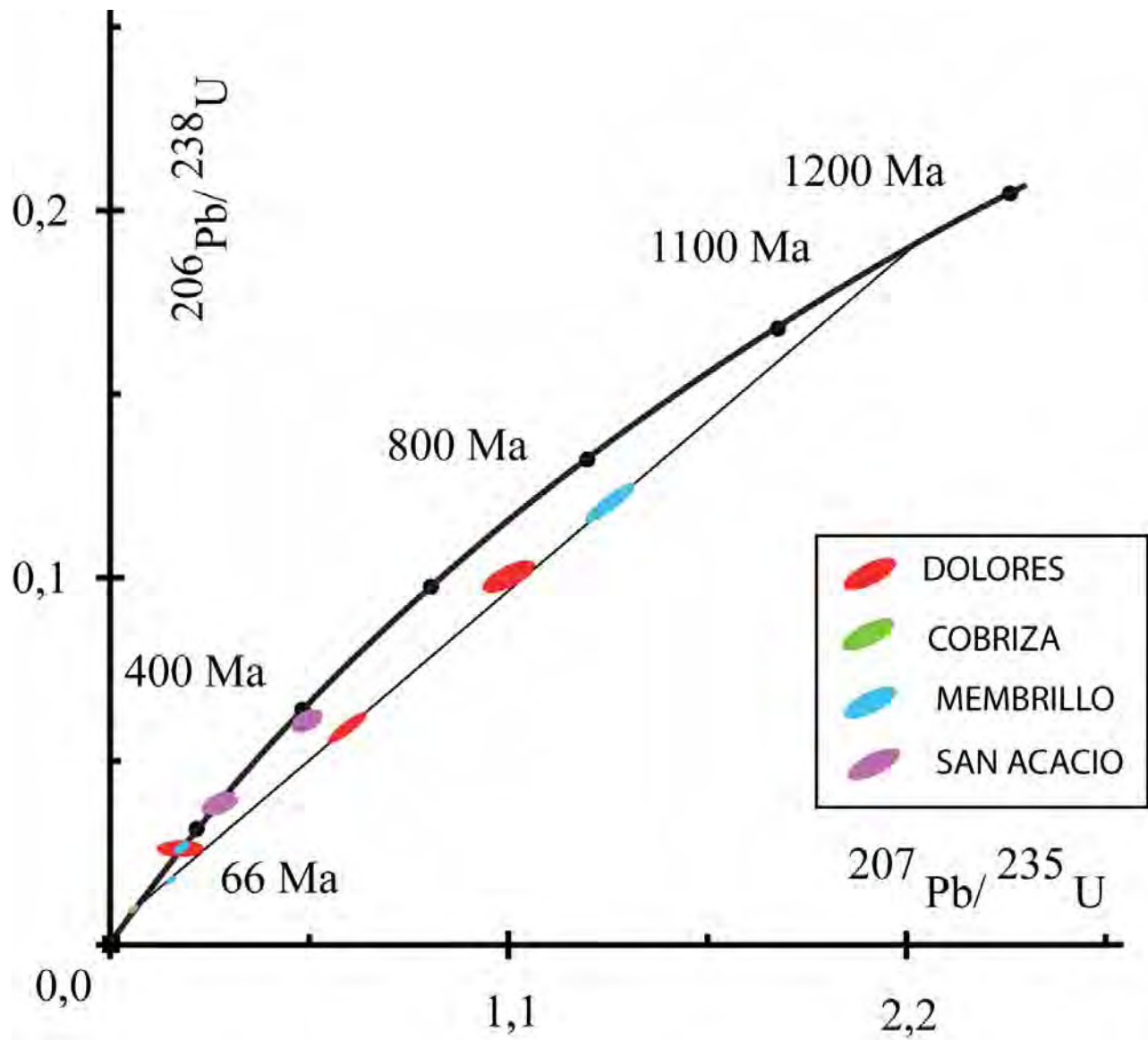


Figura 8.7: Diagrama  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  versus  $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$  de las edades determinadas en cristales de circón de los diferentes intrusivos del distrito minero de La Paz.

## 8.5. Conclusiones

Se analizaron 4 muestras de los *stocks* graníticos de La Paz. Las edades U/Pb de cristalización determinados a partir de circones de los intrusivos presentan una variación de 1 Ma. El rango de variaciones es cubierto por el error analítico, por lo cual, la edad promedio del macizo intrusivo está considerada en ca.  $37 \pm 2$  Ma, o Eoceno tardío. Los magmas granodioríticos ascendieron a través de las fracturas y fallas, producto del período de extensión que sobrevino posterior al evento de esfuerzos compresivos laramídicos. Este proceso de emplazamiento es sugerido para explicar las edades del dique en particular, al margen del rango de error de la edad promedio.

Estas edades U/Pb sobre mono cristales de circón concuerdan con el fechamiento obtenido por Tuta et al., (1988) de 36 Ma empleando el método de K-Ar en cristales de biotitas del intrusivo de Dolores. El cierre isotópico de los circones es alrededor de  $750 \pm 50^{\circ}\text{C}$ . El cierre isotópico K/Ar de la biotita es alrededor de  $420 \pm 50^{\circ}\text{C}$ . Por lo cual, el enfriamiento de los intrusivos se realizó a “gran” velocidad ( $300\text{-}350^{\circ}\text{C}$  en 1 Ma). Los *stocks* y los diques presentan casi las mismas edades, ca 36.6 Ma lo que indica claramente que son consecuencia de un solo evento de emplazamiento. La distribución de las edades de los diferentes intrusivos ponen de relieve la duración del evento de emplazamiento del magma, del *stock* de Cobriza de  $36.1 \pm 0.4$  Ma (zona occidental) al dique de San Acacio de  $35.0 \pm 0.5$  Ma (zona oriental).

Algunas de las edades concordantes antiguas encontradas en este estudio (Dolores: 57 Ma), ya han sido reportadas en el área de de la Sierra de Catorce por Mújica y Albarrán (1983) que reportaron una edad del Eoceno ( $53 \pm 4$  Ma, K-Ar en plagioclasa; Mina de Real de Catorce) para el emplazamiento del intrusivo. Barboza-Gudiño et al., (2004) reportó una edad Batoniana ( $172 \pm 5$  Ma, U-Pb, dilución isotópica de circón) para la intrusión de una riolita. Los análisis discordantes presentan una buena correlación con la intersección inferior cercana a ca. 60 Ma y la intersección superior cercana a ca. 1100 Ma. Los cristales con evidencia de núcleo no se analizaron. Nosotros interpretamos a este grupo de edades discordantes como cristales heredados de circón alterados en el Mesoproterozoico e incorporados en la cámara magmática de la granodiorita o durante su ascensión a través de las turbiditas clásticas del Triásico. Una edad isocrónica Sm/Nd de  $1248 \pm 69$  Ma, determinada por xenolitos de la corteza inferior encontrados en la secuencia volcánica del Oligoceno (ca. 30 Ma) en la Mesa Central, es interpretada como la edad de intrusión del precursor magmático (Orozco et al., 2002). Los cálculos de las edades de residencia cortical del Nd (TDM) de la secuencia volcánica proporcionan estimaciones de edad Precámbrica (980 a 1000 Ma; Orozco, comunicación personal).

El fechamiento del hidrotermalismo asociado a la formación de las vetas, como ya se mencionó anteriormente no fue posible determinarla, por falta de minerales apropiados para realizarlo. Sin embargo, por correlación geológica local, se puede asumir que la edad del hidrotermalismo

asociado a la formación de las vetas en el distrito de La Paz es más joven que 35 Ma. Asimismo, por correlación geológica regional, teniendo en cuenta las características mineralógicas y estructurales de la zona de vetas, se puede comparar al yacimiento tipo vetas de Ag-Pb-Zn de Fresnillo (31 Ma K-Ar; Lang et al., 1988). Ambos distritos comparten la presencia de un skarn anterior a la formación de las vetas, la similitud de la mineralización (epitermal Ag-Pb), y el rumbo principal de las estructuras mineralizadas (ver Figura 2.7).

Los eventos mineralizadores (skarn y vetas) son los eventos más jóvenes determinados en la región fisiográfica de la Mesa Central. No son comparables en términos de edades con los eventos conocidos cercanos en el distrito de Real de Catorce (ca. 53 Ma). El evento de skarn comparte aparentemente la misma historia, estructura mayor (Taxco-SMA-La Paz) y edad ca. 37 Ma con los intrusivos de La Maroma, Milagro de Guadalupe, y Guadalcázar (130 km al Sur; 31 Ma; K-Ar Biotita Mújica y Albarrán 1983). El evento de vetas, es el último evento mineralizador conocido en la Mesa Central de edad estimada por comparación con Fresnillo a ca. 31 Ma Charcas (75 km. SW) de edad calculada en 43 Ma (ortoclasa, método K-Ar, Mújica y Albarrán, 1983).

La edad de cristalización de los circones por el método U/Pb se determinó en 37 Ma. Comparando con la edad K-Ar de 36 Ma. (Tuta et al., 1983), se puede determinar por diferencia de temperaturas del cierre isotópico, que el enfriamiento fue rápido, de  $\sim 300-350^{\circ}\text{C}$  en un millón de años. Cronológicamente los eventos de La Paz están desconectados de los eventos mineralizadores conocidos más cercanos, como de Real de Catorce (53 Ma), pero parecen estar relacionados a los intrusivos que se encuentran a lo largo de la falla Taxco-SMA-La Paz. La edad del hidrotermalismo de la zona de vetas no se pudo determinar, pero se propone por correlación una edad tentativa de 30-35 Ma. El desarrollo del skarn y de las vetas son los últimos eventos conocidos en la Mesa Central, pero parecen pertenecer respectivamente a dos eventos consecutivos de carácter regional.

## Capítulo 9

# Estudios de isotopía estable C-O-S y radiogénica Rb/Sr de los minerales de ganga y sulfuros de los yacimientos minerales del distrito de La Paz

### 9.1. Introducción

Los análisis de los isótopos estables de los sulfuros y de los minerales de ganga de los yacimientos del distrito de La Paz tienen como finalidad: 1- caracterizar las posibles fuentes del azufre en los diferentes sistemas mineralizantes, 2- determinar los posibles procesos isotópicos (interacción agua/roca) que ocurren durante la precipitación de los minerales; 3- usar las características del fraccionamiento isotópico para determinar las variaciones de las condiciones físico-químicas de los sistemas hidrotermales (temperatura,  $fO_2$ , pH).

Las muestras analizadas que se tomaron fueron de las áreas de Cobriza y Dolores (superficie e interior de mina), y de las minas del Pilar y San Acacio (núcleos del interior de mina) de diferentes lugares y niveles.

### 9.2. Análisis de los isótopos de azufre de las zonas de skarn y de vetas

Los análisis fueron realizados sobre fracciones puras de minerales separados en el laboratorio de espectrometría de masas de los Servicios Científico-Técnicos de la Universidad de Barcelona, España.

### **9.2.1. Análisis de los isótopos de azufre de la zona de skarn de Cobriza y Dolores**

Se analizaron un total de 5 muestras. El número limitado de muestras está relacionado con la presentación “capeada” de los sulfuros sobre los cristales de cuarzo y granate, y la dificultad de separar fracciones puras de minerales. Los valores de  $\delta^{34}\text{S}$  obtenidos sobre los sulfuros analizados (pirrotita, calcopirita y molibdenita) presentan un rango de variación de 3.1 hasta 4.3‰. El rango de valor de  $\delta^{34}\text{S}$  por tipo de sulfuro es comparable entre la pirita, calcopirita y molibdenita. No se observan variaciones asociadas a la zona de muestreo (Dolores versus Cobriza) o al lugar del sulfuro, en la sucesión paragenética (Figura 9.1, ver Anexo 1, Tabla 9.1). El rango de variación del valor de  $\delta^{34}\text{S}$  es una de las características de los yacimientos tipo skarn (Meinert et al., 1992).

### **9.2.2. Análisis de los isótopos de azufre de la zona de vetas hidrotermales**

Se analizaron un total de 13 muestras. Los valores del  $\delta^{34}\text{S}$  obtenidos sobre los sulfuros analizados (pirita, arsenopirita, galena y esfalerita) presentan un rango de variación entre 1.6 y 6.5‰. El rango de valor del  $\delta^{34}\text{S}$  por tipo de sulfuro es comparable entre la pirita, arsenopirita, galena y esfalerita. No obstante, las esfaleritas presentan un promedio un poco más elevado que el determinado sobre las piritas y arsenopiritas. No se observan variaciones asociadas a la zona de muestreo (desde Dolores hasta San Agustín) o al lugar del sulfuro en la sucesión paragenética.

### **9.2.3. Discusión**

Los datos obtenidos en este estudio están representados de forma resumida en la figura 9.1 junto con los datos encontrados en la literatura sobre la mineralización del distrito de La Paz (Castro-Larragoitia, 1990). En esta figura, se observa una buena homogeneidad de los valores obtenidos, tanto en la zona de skarn como de vetas hidrotermales.

Los datos obtenidos en la zona de vetas presentan un rango de variación más amplio (de ca. 5‰) que la variación observada en la zona de skarn (1‰). Tal distribución restringida, es una de las particularidades geoquímicas de los skarn de Cu en general (ver referencias en Meinert, 1995). El parámetro de temperatura y los fraccionamientos isotópicos que inducen variaciones en el sistema isotópico del azufre, corresponden a la primera hipótesis que conviene examinar para explicar tal distribución (Ohmoto y Rye, 1979). Una prueba de la determinación de temperatura isotópica usando el par esfalerita-galena proporcionó resultados coherentes en la zona de vetas hidrotermales (430-480°C). Lo cual sugiere que el estado de equilibrio isotópico es logrado durante el evento hidrotermal asociado a la mineralización de las vetas hidrotermales.

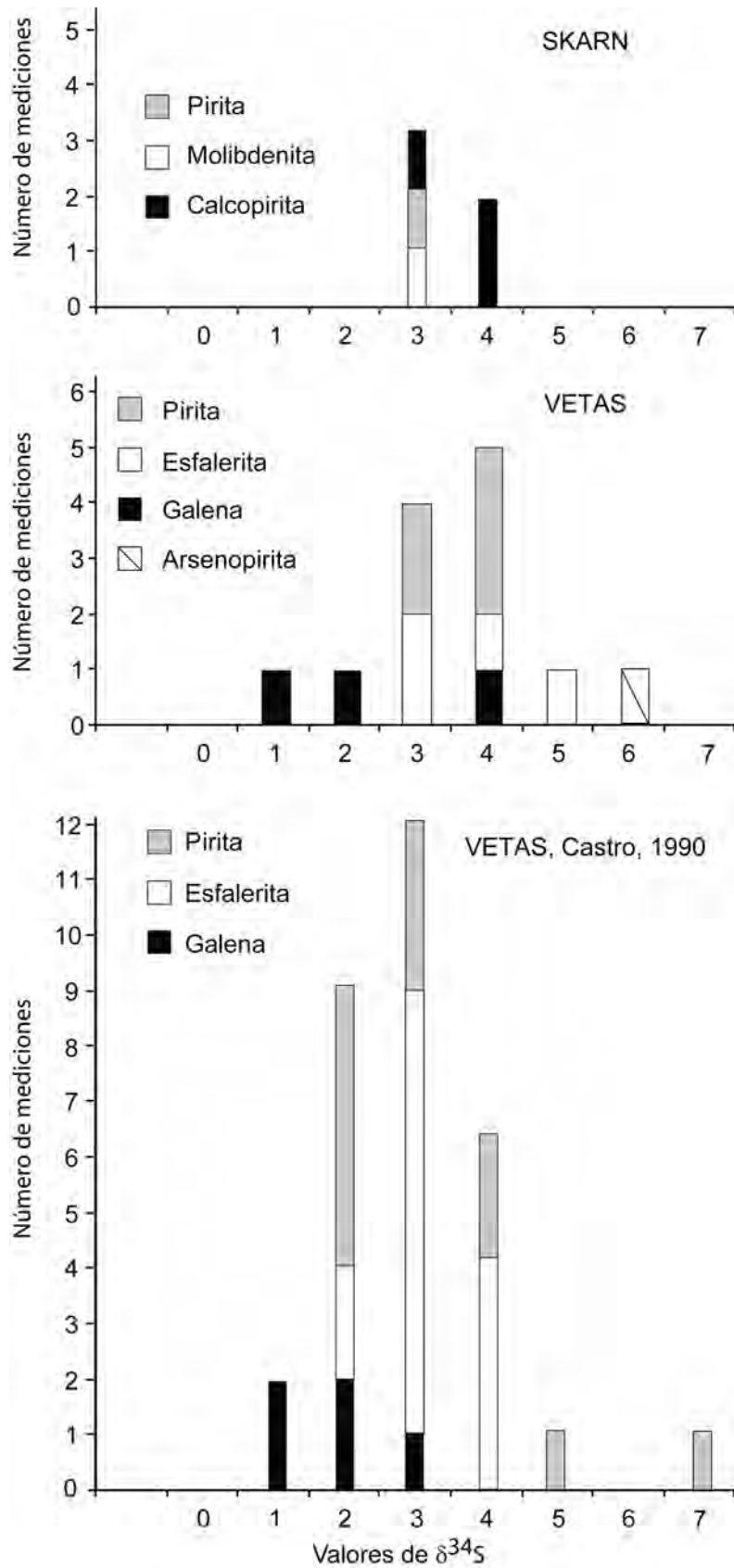


Figura 9.1: Histogramas de distribución de los valores de  $\delta^{34}\text{S}$  de los sulfuros analizados en la zona de skarn, de vetas hidrotermales, y los datos encontrados en la literatura.

Las variaciones limitadas de los valores de  $\delta^{34}\text{S}$  observadas sobre un mismo sulfuro en la zona de skarn como en la zona de vetas (máxima de 1‰) sugiere que no ocurre fraccionamiento isotópico relacionado con una posible desgasificación (ebullición; Mandeville et al., 1998). Una última posibilidad a investigar, como lo propone (Megaw et al., 1988) es la posible participación de un reservorio isotópico sedimentario representado por los niveles de anhidrita jurásica, reconocidos en la Sierra de Catorce. No se conoce el valor isotópico del azufre de dichos niveles de anhidrita, por lo cual sugerimos usar los valores conocidos de los sulfatos marinos de edades comparables (ca. 15‰; Claypool et al., 1980).

Si calculamos el valor isotópico del azufre  $\delta^{34}\text{S}$  del  $\text{H}_2\text{S}$  en equilibrio con un sulfato ( $\text{SrSO}_4$ ;  $\text{CaSO}_4$ ,  $\text{SO}_4^-$ ) a temperatura de 250° y 450°C (temperaturas dadas por el estudio de inclusiones fluidas) el valor de  $\delta^{34}\text{S}$  será de ca. -10‰ y ca. 0‰, respectivamente. Si calculamos el valor isotópico del azufre  $\delta^{34}\text{S}$  del  $\text{H}_2\text{S}$  en equilibrio con los sulfuros precipitados en la zona de skarn (calcopirita para una temperatura de equilibrio isotópico de 450°C) y en la zona de vetas (pirita para una temperatura de equilibrio isotópico de 250 y 450°C; temperaturas dadas por el estudio de inclusiones fluidas) el valor de  $\delta^{34}\text{S}$  será en el skarn de ca. +4‰ y en la zona de veta de +2.5 hasta +4‰.

Los resultados de valores isotópicos de  $\delta^{34}\text{S}$  de  $\text{H}_2\text{S}$  obtenidos a partir de las ecuaciones de equilibrio isotópico sulfato/ $\text{H}_2\text{S}$  y  $\text{H}_2\text{S}$  /calcopirita presentan una diferencia de 4‰. Para una temperatura de 250°C los resultados de valores isotópicos de  $\delta^{34}\text{S}$  de  $\text{H}_2\text{S}$  obtenidos a partir de las ecuaciones de equilibrio isotópico sulfato/ $\text{H}_2\text{S}$  y  $\text{H}_2\text{S}$  /pirita de  $\delta^{34}\text{S}$  de  $\text{H}_2\text{S}$  obtenidos, presentan una diferencia de 12 a 15‰. Por lo cual, si no es posible destacar los niveles de anhidritas como un reservorio isotópico importante del azufre, su participación debe ser contemplada como muy limitada. Todos los valores medidos en las dos zonas (skarn y vetas) varían de 1.6 hasta 6.5‰ y presentan un mismo promedio de ca. 3‰ indicando un reservorio isotópico de tipo magmático como fuente principal del azufre para la mineralización estudiada en el distrito de La Paz.

### **9.3. Análisis de los isótopos de carbono y oxígeno en las zonas de skarn y de vetas hidrotermales**

Los análisis fueron realizados sobre fracciones puras de minerales separados en el laboratorio de espectrometría de masas de los Servicios Científico-Técnicos de la Universidad de Barcelona, España.



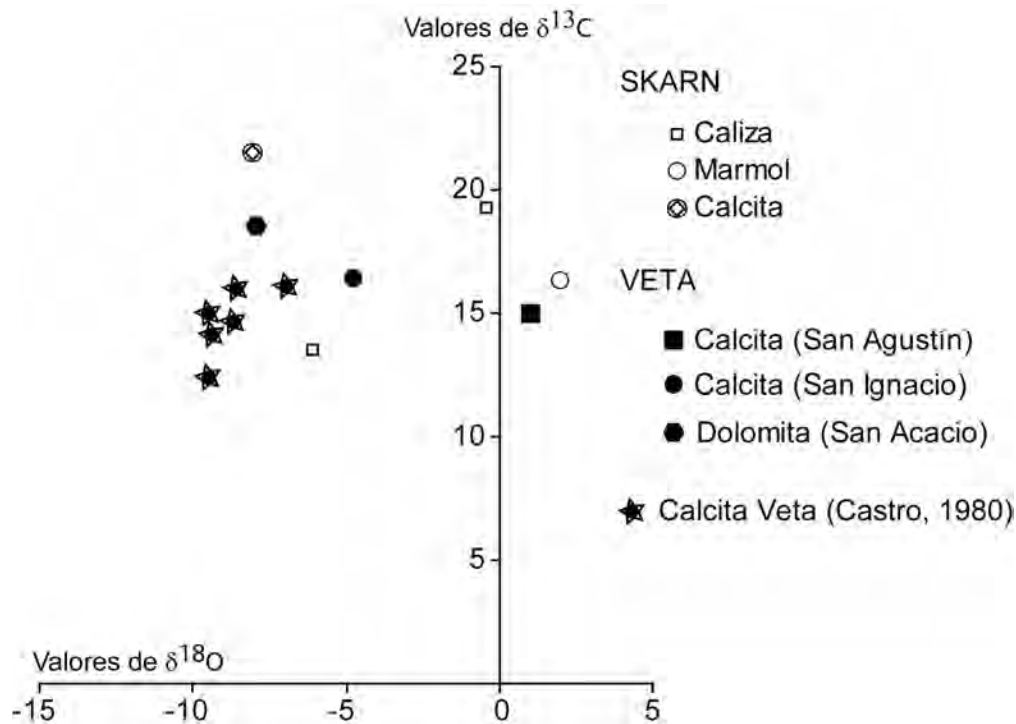


Figura 9.2: Diagrama de distribución de los valores de  $\delta^{18}\text{O}$  vs  $\delta^{13}\text{C}$  de los carbonatos analizados en la zona de skarn, de vetas hidrotermales, y los datos encontrados en la literatura (Castro-Larragoitia, 1990).

### 9.3.1. Análisis de los isótopos de oxígeno de la zona de skarn de Co-briza y Dolores

Debido a la casi ausencia de desarrollo de una aureola de mármol y de cemento calcítico en las fracturas retrógradas, se analizó solamente un total de 4 muestras. Los valores de  $\delta^{13}\text{C}$  y  $\delta^{18}\text{O}$  obtenidos sobre los carbonatos analizados (caliza recristalizada Cuesta del Cura y Agua Nueva, mármol y calcita) presentan un rango de variación de -13.5 a 21.4‰  $\delta^{13}\text{C}$  y de +2.0 a -6.0‰  $\delta^{18}\text{O}$  (Figura9.2, ver Anexo 1, Tabla 9.2).

### 9.3.2. Análisis de los isótopos de oxígeno de la zona de vetas hidro-termales

Se analizaron un total de 3 muestras. Los valores de  $\delta^{13}\text{C}$  y  $\delta^{18}\text{O}$  obtenidos sobre los carbonatos analizados (calcita de cemento de las vetas) presentan un rango de variación entre 15.1 y 18.6‰  $\delta^{13}\text{C}$  y de -7.0 a +1.0‰  $\delta^{18}\text{O}$ .

### 9.3.3. Discusión

En la figura 9.2, se observa que la variación de los valores de  $\delta^{13}\text{C}$  determinados sobre las formaciones sedimentarias fuera del distrito minero, es comparable al rango general de los valores obtenidos sobre las calcitas de la zona de vetas y la muestra de mármol. Los valores de  $\delta^{18}\text{O}$  determinados sobre las calcitas presentan una variación hacia valores más negativos (skarn y veta) ilustrando el efecto de fraccionamiento isotópico ligado a la variación de temperatura sobre el valor inicial (estimado comparable al valor de  $\delta^{18}\text{O}$  determinados sobre las formaciones sedimentarias).

Asociando a los valores de la literatura, el camino de valores obtenidos sobre las calcitas de la zona minera de vetas hidrotermales presenta una disminución conjunta de los valores de  $\delta^{13}\text{C}$  y  $\delta^{18}\text{O}$ . Un proceso a tomar en cuenta, es el proceso de decarbonización del fluido mineralizador debido a ebullición; fenómeno observado en la mina (calcita en rosa) y en la petrografía de las inclusiones fluidas. El fraccionamiento isotópico por una temperatura entre ca. 250 a 300°C (ver Capítulo de inclusiones fluidas) sugiere una variación de -1.33 a -2.00‰, lo cual pudiera explicar el rango de variación observada.

## 9.4. Estudios de isotopía radiogénica $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ de las fluoritas de la zona de skarn (Dolores) y de vetas hidrotermales (San Agustín y San Acacio)

A un comienzo, se planificaron los análisis para determinar la edad del evento hidrotermal mineralizante de las vetas, pero los bajos niveles de Rubidio en las muestras (debajo de los niveles de detección analítica) no permitieron realizar dicho fechamiento. Por lo cual, se presenta únicamente los resultados obtenidos de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  como identificadores de la fuente de la solución mineralizante. Los análisis fueron realizados sobre fracciones puras de minerales separados en el laboratorio de espectrometría de masas de los Servicios Científico-Técnicos de la Universidad de Barcelona, España.

### 9.4.1. Análisis de los isótopos de estroncio de la zona de vetas hidrotermales

Los análisis fueron realizados sobre 4 fluoritas de ganga de la vetas, a lo largo de la zona de vetas, desde la mina de Dolores hasta la mina de San Acacio. Los resultados de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  obtenidos presentan un rango de variación de valores entre 0.707445 y 0.707740 (ver Figura 9-3; y ver Anexo 1, Tabla 9.3).

### 9.4.2. Discusión

En la Figura 9.3 se presenta por comparación, el rango de valores de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  conocidos para el volcanismo Terciario (Oligoceno; Ferrari et al., 2005) y del agua de mar durante el Cretácico (McArthur et al., 2001, como valores de referencias para la columna sedimentaria Cretácica).

Se observa que los valores determinados de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  presentan un rango de variación muy reducidos de 0.0003. No se observa una correlación que asociara valores de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  con el distanciamiento de la muestra a los intrusivos granodioríticos. Lo que sugiere que todas las fluoritas recolectadas a lo largo del sistema de vetas precipitaron a partir de un fluido que presenta características isotópicas similares para el estroncio.

La comparación los resultados obtenidos sobre las fluoritas con los valores disponibles de los posibles reservorios isotópicos involucrados (volcanismo/magmatismo y columna sedimentaria cretácica), ilustra un control importante de esta última, sobre la química de la solución hidrotermal mineralizante.

## 9.5. Conclusión

El estudio de isotopía del azufre indica claramente una fuente magmática del fluido mineralizante tanto de los skarns como de las vetas. El estudio de isotopía del carbono-oxígeno y de estroncio, ilustra el papel importante de la serie carbonatada sobre el control químico de la solución mineralizante. De igual manera, el estudio de isotopía del azufre y del carbono sugiere un proceso de ebullición del fluido mineralizante durante el evento hidrotermal asociado a la mineralización de vetas.

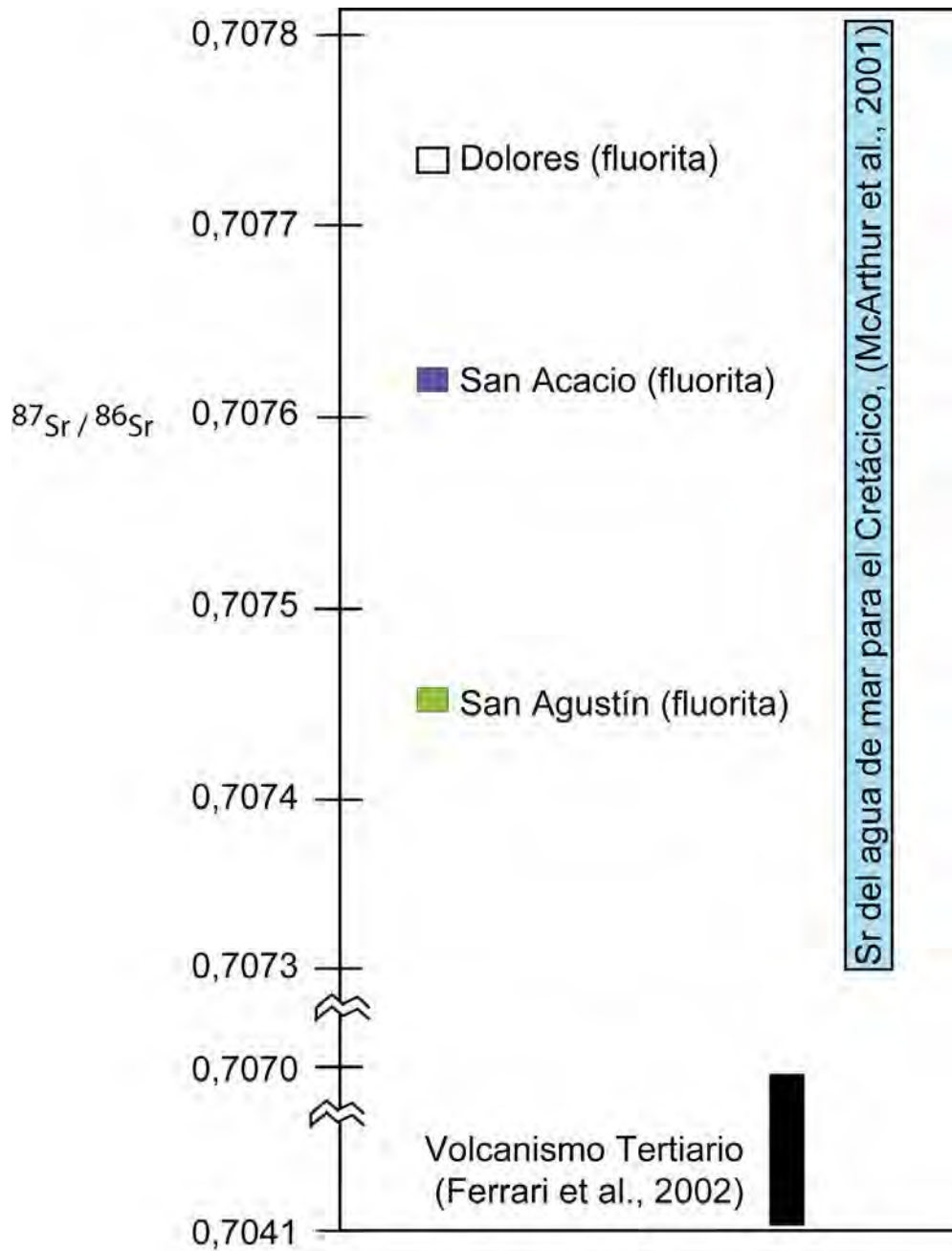


Figura 9.3: Diagrama que presenta los rangos de variación de los resultados obtenidos sobre las fluoritas de las vetas hidrotermales del distrito de La Paz, las rocas volcánicas terciarias y los valores del estroncio del agua de mar durante el Cretácico.

# Capítulo 10

## Estudio de inclusiones fluidas

### 10.1. Introducción

El objetivo principal de este estudio fue determinar los procesos geológicos y la composición de los fluidos que han quedado registrados a partir del atrapamiento de las inclusiones fluidas. Esto nos permite determinar los cambios fisicoquímicos que ocurrieron en el medio, espacio y tiempo al momento de su formación, esencialmente variaciones en la composición química, la temperatura y la presión que han sufrido los fluidos genéticamente asociados a los diferentes minerales que conforman los depósitos estudiados.

Las muestras para este estudio se tomaron en las áreas de Cobriza y Dolores (interior de mina), y en las minas del Pilar y San Acacio (núcleos del interior de mina) de diferentes lugares y niveles.

### 10.2. Metodología

El estudio microtermométrico se llevó a cabo utilizando una platina de calentamiento-enfriamiento Linkam modelo THMSG-600 programable, del Laboratorio de Fluidos Corticales del Centro de Geociencias de la Universidad Nacional Autónoma de México-Campus Juriquilla. Esta platina está calibrada con estándares sintéticos con punto de fusión conocidos a  $-56^{\circ}\text{C}$ ,  $0.0^{\circ}\text{C}$  y  $+373^{\circ}\text{C}$ . Los errores de medición se sitúan entre  $\pm 0.2^{\circ}\text{C}$  para las mediciones a baja temperatura y  $\pm 2^{\circ}\text{C}$  para las de alta temperatura.

Los estudios microtermométricos a baja temperatura tienen por finalidad determinar las temperaturas a la que se producen cambios de fase en el interior de las inclusiones fluidas. A tal efecto, la muestra se congela mediante nitrógeno líquido hasta una temperatura de  $-190^{\circ}\text{C}$ , y se calienta progresivamente y de forma controlada para determinar las temperaturas de fusión de las diversas fases sólida que se formaron durante el congelamiento de esta inclusión. . ).

La temperatura del último cristal de hielo nos proporciona una estimación cuantitativa de la salinidad y es expresada en % en peso equivalente de NaCl (wt % eq NaCl). A continuación la inclusión se calienta de forma controlada anotando la temperatura de solubilización de los cristales hijo (halita, carnalita), si los hubiere, y hasta la total homogeneización de la inclusión (desaparición de la burbuja en la mayoría de los casos). Los cálculos de la salinidad y presión se realizaron mediante el programa MacFlincon (Brown y Hagemann, 1994; 1995).

Se seleccionaron 32 secciones delgadas doblemente pulidas, de aproximadamente 100  $\mu\text{m}$  de espesor, para realizar los estudios microtermométricos. De estas muestras, 17 corresponden a Cobriza, 9 a Dolores, 5 a la Veta El Pilar y 1 a la Veta San Acacio (1). Como primer paso, se realizó un estudio petrográfico de cada una de las muestras, reconociendo la ubicación de los minerales que presentan inclusiones fluidas en la paragénesis general, las diferentes clases de inclusiones presentes en la muestra (primarias, pseudosecundarias y secundarias) y su posible cronología entre sí; por ende la disposición de las mismas y las texturas presentes.

### 10.3. Petrografía de las inclusiones fluidas

La clasificación utilizada del tipo de inclusiones observadas y medidas en este trabajo está basada en la propuesta por Shepherd et al. (1985). Las abreviaciones usadas son, a continuación; Laq: agua líquida; V: vapor de agua; CO<sub>2</sub>: CO<sub>2</sub> gas; S: sólidos (NaCl, KCl).

#### 10.3.1. Petrografía de las inclusiones fluidas de la zona de Cobriza

En la zona de Cobriza se obtuvieron muestras del intrusivo, del skarn y de la etapa de alteración propilítica que cubre al intrusivo y su zona de metasomatismo.

En el skarn se lograron observar inclusiones fluidas en los cristales de granate y cristales de cuarzo coprecipitados con los grenates, en cristales de wollastonita y de calcita. En los granates y la wollastonita, las inclusiones primarias son de muy pequeño tamaño (5-10  $\mu\text{m}$ ) y, generalmente, bifásicas (Laq+V (CO<sub>2</sub> ?); ver Figura. 10.1). Debido a su diminuto tamaño fue imposible estudiarlas. En los cristales de cuarzo, las inclusiones primarias presentan tamaño muy variable (10-300  $\mu\text{m}$ ) así como en su forma (elípticas, circulares, cristal negativo o irregulares) y en su tipo (Laq, Laq+V; Laq+V+S (NaCl y/o KCl); Laq+V+CO<sub>2</sub>; Laq+V+CO<sub>2</sub>+S). Se observa una variación en la relación L/V dentro de un mismo conjunto de inclusiones (atrapamiento heterogéneo) lo que se interpreta generalmente como una indicación de zonas de ebullición (Shepherd et al., 1985). Por lo general, las inclusiones presentan homogeneización en fase líquida, pero pocas presentaron homogeneización en fase vapor.

En la zona de alteración propilítica, se estudiaron inclusiones, incluidas en vetillas de cuarzo

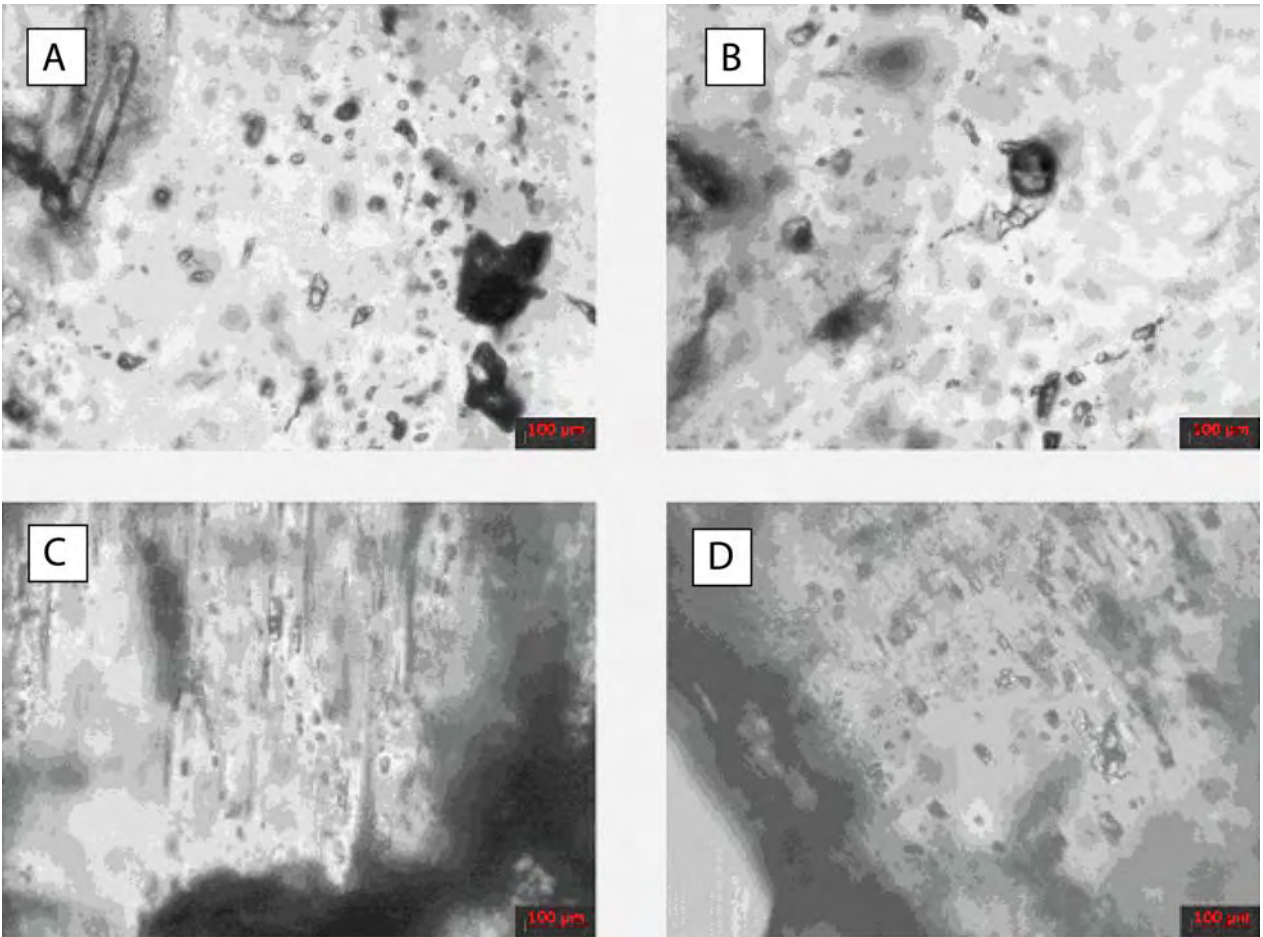


Figura 10.1: Microfotografía de luz transmitida de las inclusiones fluidas estudiadas en las muestras de la mina de Cobriza. A. Inclusiones primarias bifásicas en cuarzo (atrapamiento heterogéneo); B. Inclusiones primarias multifásicas en cuarzo (atrapamiento heterogéneo). C. Inclusiones primarias bifásicas en wollastonita (progrado); D. Inclusiones secundarias bifásicas en calcita (retrógrado).

y calcita, de tamaño intermedio (50-150  $\mu\text{m}$ ) y de tipo bifásico ( $\text{Laq} + \text{V}$ ; ver Figura. 10.1), el volumen de la burbuja de vapor es menor al 40% al volumen total de la inclusión. Su forma en general es elíptica de cristal negativo (particularmente en la calcita), o circular. Las inclusiones estudiadas en los cristales de cuarzo son esencialmente primarias; en cambio en la calcita se estudiaron inclusiones fluidas primarias y pseudo-secundarias situadas a favor de los planos de exfoliación. Todas las inclusiones analizadas presentan homogeneización en fase líquida.

### 10.3.2. Petrografía de inclusiones fluidas de la zona de Dolores

En la zona de Dolores se obtuvieron muestras del intrusivo, del skarn y de la etapa de alteración propilítica que cubre al intrusivo y su zona de metasomatismo.



En el skarn se logró observar inclusiones en los cristales de granate y cuarzos coprecipitados y en calcita. En los granates, las inclusiones primarias se presentan de tamaño muy pequeño (5-10  $\mu\text{m}$ ) y son generalmente de tipo bifásica (Laq+V (CO<sub>2</sub>?); ver Figura 10.2). Debido a sus diminutos tamaños no se lograron medir las inclusiones. En los cuarzos, las inclusiones primarias presentan variaciones en el tamaño (10-300  $\mu\text{m}$ ), en su forma (elípticas, circulares, cristal inverso o irregulares), en su tipo (Laq, Laq+V; Laq+V+S (NaCl y/o KCl); Laq+V+CO<sub>2</sub>; Laq+V+CO<sub>2</sub>+S). Se observa una variación en la relación L/V dentro de un mismo conjunto de inclusiones (atrapamiento heterogéneo) lo que se interpreta generalmente como una indicación de zonas de ebullición (Shepherd et al., 1985). Por lo general, las inclusiones presentan homogeneización en fase líquida, pero pocas presentaron homogeneización en fase vapor.

En la alteración propilítica, se estudiaron inclusiones en vetillas de cuarzo y calcita de tamaño intermedio (50-150  $\mu\text{m}$ ), todas son de tipo bifásico (Laq+V; ver Figura 10.2), el tamaño de la burbuja de vapor es menor al 40 % del tamaño de la inclusión, su forma en general es elíptica, de cristal inverso (particularmente en la calcita), o circulares. Las inclusiones analizadas en el cuarzo son primarias únicamente. En la calcita se analizaron inclusiones primarias y pseudo secundarias en los planos de exfoliación.

### 10.3.3. Petrografía de inclusiones fluidas de la zona de vetas hidrotermales (El Pilar y San Acacio)

En la zona del Pilar se observaron inclusiones en cristales de cuarzo y de calcita.

La mineralización de las vetas hidrotermales (Ag-Pb-Zn) está conformada por una ganga de calcita que atraviesa al dique tipo granodiorítico y a una reducida zona de skarn a su alrededor.

En el cuarzo se logró observar inclusiones primarias, de tamaño pequeño (10-50  $\mu\text{m}$ ) y son de tipo bifásicas (Liq+V (CO<sub>2</sub>?)). Las inclusiones presentan variaciones de tamaño y forma (elíptica, circular y prismática). Se observa una variación en la relación L/V dentro de un mismo conjunto de inclusiones (atrapamiento heterogéneo) lo que se interpreta generalmente como una indicación de ebullición (Shepherd et al., 1985).

En vetillas de calcita de tamaño intermedio (50-150  $\mu\text{m}$ ), todas son primarias o pseudo secundarias (en planos de exfoliación de la calcita), de tipo bifásico (Laq+V; ver Figura 10.3), el tamaño de la burbuja de vapor es menor al 40 % del tamaño de la inclusión. Su forma en general, es cuadrangular (cristal inverso), pero también hay circulares.

En la veta de San Acacio se analizaron inclusiones en cemento de cuarzo y calcita, ambas asociadas a la mineralización de Ag-Pb-Zn. En el cuarzo y en la calcita las inclusiones primarias presentan variaciones de tamaño (50-250  $\mu\text{m}$ ), presentan formas (elípticas, circulares y de cristal inverso; particularmente en la calcita). Todas las inclusiones observadas son primarias o pseudo-

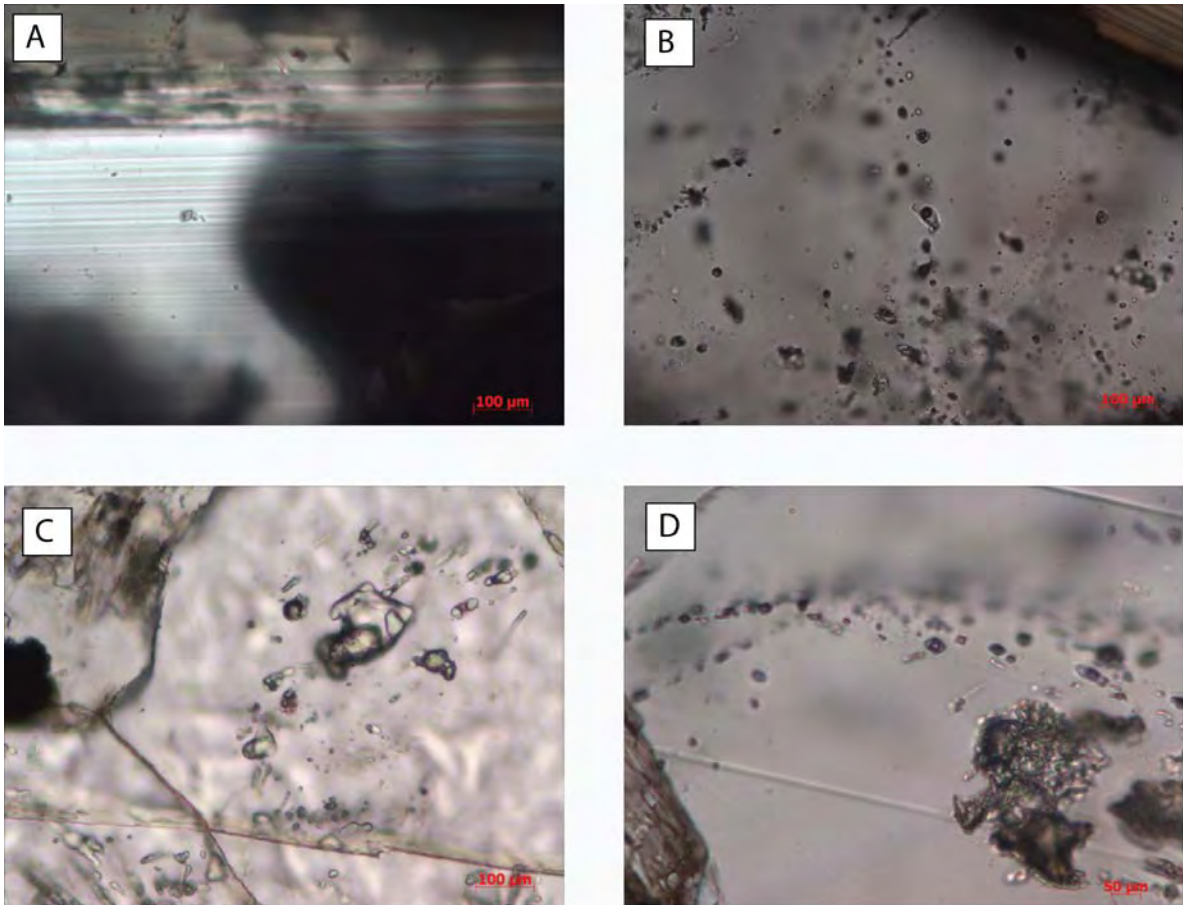


Figura 10.2: Microfotografía de luz transmitida de las inclusiones fluidas estudiadas en las muestras de la mina de Dolores. Foto Izquierda superior: Inclusiones primarias bifásicas en Granate; A. Inclusiones primarias bifásicas en cuarzo (atrapamiento heterogéneo). B. Inclusiones primarias multifásicas en cuarzo (atrapamiento heterogéneo); C. Inclusiones secundarias bifásicas en cuarzo (retrógrado).

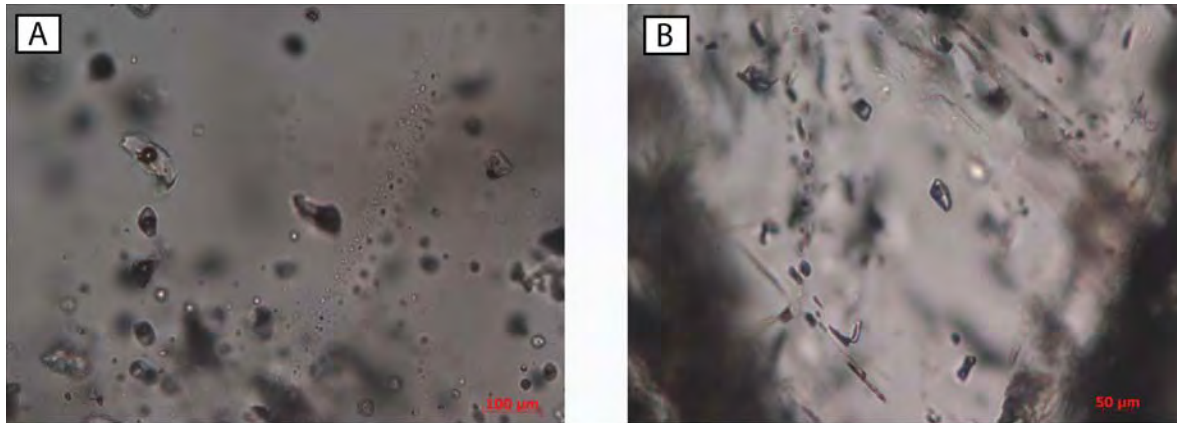


Figura 10.3: Microfotografía bajo luz transmitida de las inclusiones fluidas estudiadas en las muestras de la mina de San Acacio. A) Inclusiones primarias bifásicas en cuarzo; B) Inclusiones primarias y pseudo-secundarias bifásicas en calcita.

secundarias (planos de exfoliación de la calcita), de tipo bifásico con un porcentaje de vapor inferior a 40 % (y relativamente homogéneo). Todas las homogeneizaciones observadas se realizan en fase líquida.

## 10.4. Resultados microtermométricos

### 10.4.1. Resultados microtermométricos de la zona minera de Cobriza

#### 10.4.1.1. Resultados microtermométricos del skarn de la zona minera de Cobriza

Las muestras estudiadas provienen del nivel principal (2200 m). Las inclusiones fluidas que fueron observadas en los cristales de cuarzo ( $n=63$ ) del “skarn” varían de monofásica (Laq), monofásica ( $\text{CO}_2$ ), bifásica Laq-V+ $(\text{CO}_2)$ , a trifásicas Laq-V+ $(\text{CO}_2)$ -sólidos (NaCl, KCl). Las inclusiones observadas son de tamaño muy variable (desde  $<50$  hasta 500 micras). Todas las inclusiones que se estudiaron son primarias. Debido a sus reducidos tamaños no se lograron analizar las inclusiones fluidas en granate.

Las inclusiones en cuarzo son bifásicas y trifásicas, presentan un rango de de temperatura de homogeneización que va desde  $389.2^\circ\text{C}$  hasta  $>500^\circ\text{C}$ , con una distribución de tipo campana de Gauss y un máximo situado a temperaturas superiores a  $>500^\circ\text{C}$ . La salinidad calculada es muy variada de 5.0 a 13.4 %Eq. NaCl con una distribución bimodal con dos máximos a 7.0 y 12.9 %Eq. NaCl (o sea Tf desde  $-3.1^\circ\text{C}$  hasta  $-9.5^\circ\text{C}$  con una distribución bimodal con dos máximos a  $-4.5^\circ\text{C}$  y  $-9^\circ\text{C}$ ).

En el diagrama Th versus Tf (Figura 10.4, Tabla 10.1 ver Anexo 1) las inclusiones se reparten en dos familias de salinidades distintas. La evolución general de los datos ilustra una disminución

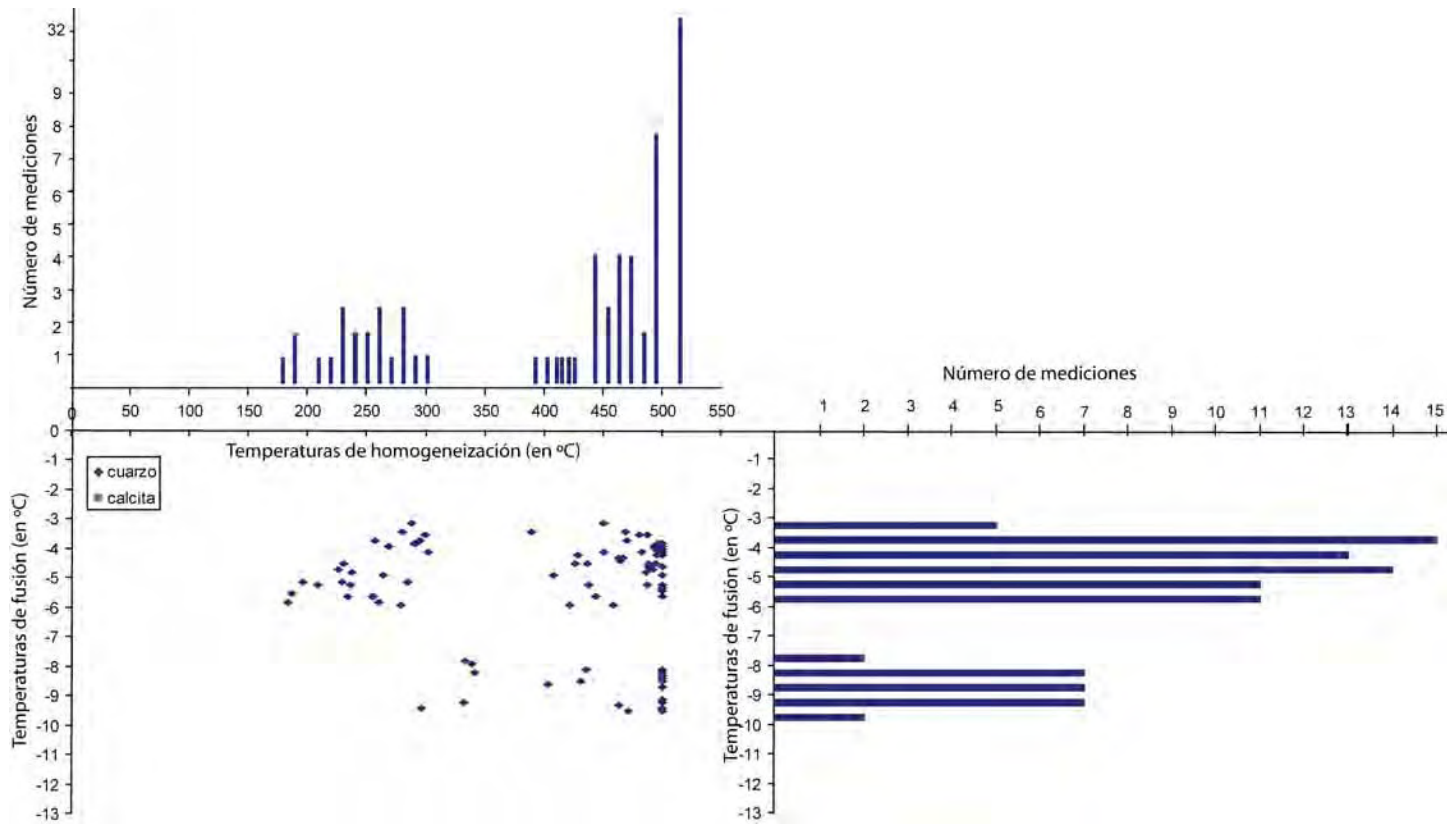


Figura 10.4: Diagrama temperatura de homogeneización (en °C) versus salinidad (en %eq. NaCl) e histogramas de distribución de las inclusiones medidas en las muestras estudiadas de la mina Cobriza

de Th sin variación de la de salinidad ni mezcla de los dos fluidos.

#### 10.4.1.2. Resultados microtermométricos de la alteración propilítica de la zona minera de Cobriza

Las muestras estudiadas provienen del nivel principal (2200 m) . Las inclusiones que fueron observadas en los cristales de cuarzo (n=31) son bifásicas, del tipo Laq-V, y de tamaño muy variable (desde <50 hasta 500 micras). Todas las inclusiones que se estudiaron son primarias.

Las inclusiones en cuarzo son bifásicas, presentan un rango de variación de temperatura de homogeneización desde 182.5°C hasta 340.2°C, con una distribución de tipo campana de Gauss con un máximo a 250°C. La salinidad calculada es muy variada de 5.0 a 13.3%Eq. NaCl con una distribución bimodal con dos máximos situados a 7.0 y 12.9%Eq. NaCl (o sea Tf desde -3.1 hasta -9.4°C con una distribución bimodal con dos máximos a -4.5 y -9°C)

En el diagrama Th versus en %eq. NaCl (Figura10.4, Tabla 10.1 ver Anexo 1) las inclusiones se reparten en dos familias de salinidades distintas. La evolución general de los datos ilustra una disminución de Th con un leve incremento en la salinidad.

## 10.4.2. Resultados microtermométricos de la zona minera de Dolores

### 10.4.2.1. Resultados microtermométricos del skarn en la zona minera de Dolores

Las inclusiones fluidas fueron observadas en granate, cuarzo y en calcita. Las inclusiones observadas y medidas en cuarzo (n=53) y calcita (n=5) varían de monofásica Laq, monofásica CO<sub>2</sub>, bifásica Laq-V+(CO<sub>2</sub>), trifásicas Laq-V+(CO<sub>2</sub>)-sólidos (NaCl, KCl). La mayoría de las inclusiones observadas son bifásicas, de tamaño muy variable (desde <50 hasta 500 micras) y presentan formas generalmente ovoides, alargadas, cristales negativos o irregulares. Todas las inclusiones medidas son primarias. Debido a su reducido tamaño no fue posible analizar las inclusiones fluidas en los granates.

En el cuarzo, las inclusiones bifásicas y trifásicas presentan un rango de variación de la temperatura de homogeneización desde 386.5<sup>o</sup>C hasta 450.2<sup>o</sup>C, con una distribución de tipo campana de Gauss con un máximo situado a 400<sup>o</sup>C. La salinidad calculada es alta y muy homogénea de 11.9 a 16.5 %eq. NaCl (o sea Tf desde -8.2 hasta -12.4<sup>o</sup>C).

En la calcita, las inclusiones son de tipo bifásico y presentan temperaturas de homogeneización más altas, entre 312.6<sup>o</sup>C y 386.2<sup>o</sup>C, con una distribución estadística de tipo campana de Gauss con un máximo situado a 350<sup>o</sup>C. La salinidad calculada es relativamente alta y muy homogénea, entre 13.1 y 13.9 %eq. NaCl (o sea Tf de -9.2 hasta -9.9<sup>o</sup>C) (ver figura 10.5, Tabla 10.2 ver Anexo 1).

En el diagrama Th versus %eq. NaCl las inclusiones presentan una evolución de tipo enfriamiento con una leve disminución de la salinidad hacia las inclusiones en calcita.

### 10.4.2.2. Resultados microtermométricos de la alteración propilítica de la zona minera de Dolores

Las inclusiones fueron estudiadas incluidas en cristales decuarzo y calcita. Estas inclusiones en cuarzo (n=12) y calcita (n=11) varían de monofásica Laq a bifásica Laq-V; son bifásicas, de tamaño muy variable (desde <50 hasta 500 micras), y presentan formas generalmente ovoides, alargadas, cristal negativo, o irregulares. Todas las inclusiones medidas son primarias.

En el cuarzo, las inclusiones bifásicas presentan un rango de variación de temperatura de homogeneización desde 196.3<sup>o</sup>C hasta 267.6<sup>o</sup>C, con una distribución de tipo uni campana de Gauss con un máximo a 200<sup>o</sup>C. La salinidad calculada es alta y muy homogénea que va de 11.8 a 15.7 %eq. NaCl (o sea Tf desde -8.1 hasta -11.6<sup>o</sup>C).

En la calcita, las inclusiones son de tipo bifásico y presentan una distribución de la temperaturas de homogeneización más alta, desde 196.8<sup>o</sup>C hasta 264.4<sup>o</sup>C, con una distribución estadística de tipo campana de Gauss con un máximo a 230<sup>o</sup>C. La salinidad calculada es relativamente alta y muy homogénea que va desde 13.3 hasta 17.4 %eq. NaCl (o sea Tf de -9.4 hasta

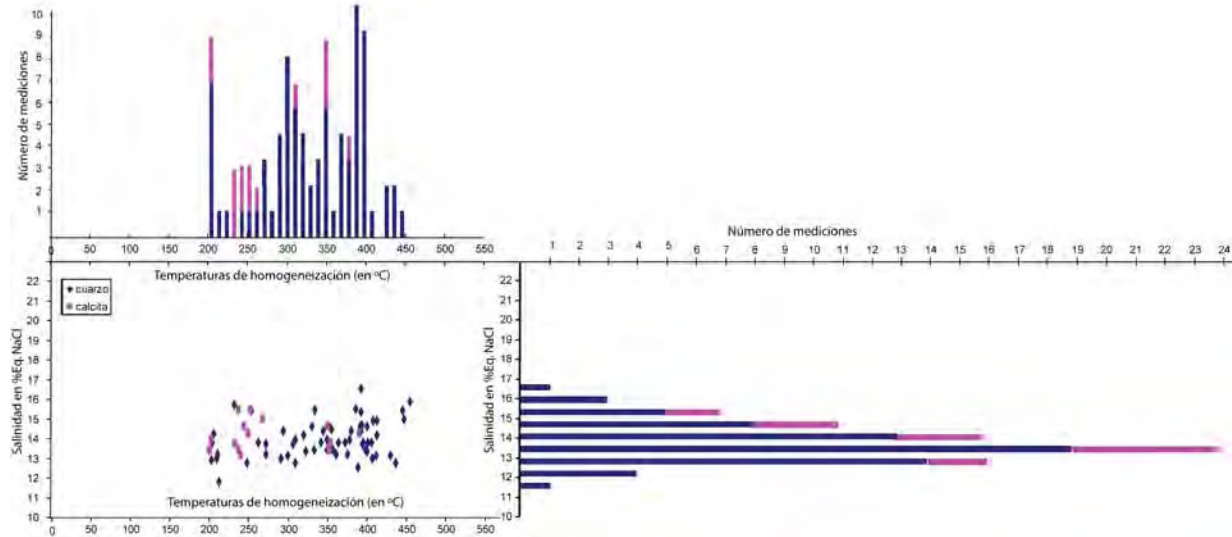


Figura 10.5: Diagrama temperatura de homogeneización (en  $^{\circ}\text{C}$ ) versus salinidad (en %eq. NaCl) e histogramas de distribución de las inclusiones medidas en las muestras estudiadas de la mina Dolores.

-11.3 $^{\circ}\text{C}$ ) (ver Figura 10.5, Tabla 10.2 ver Anexo 1).

En el diagrama Th versus %eq. NaCl las inclusiones se reparten en una sola familia. La evolución general de los datos ilustra una disminución de Th con un incremento de la salinidad. Este evento es enfatizado por la transición cuarzo/calcita ilustrando el efecto de ebullición del fluido y/o de la interacción agua/roca.

### 10.4.3. Resultados microtermométricos de la zona de vetas hidrotermales

#### 10.4.3.1. Resultados microtermométricos de las vetas hidrotermales El Pilar.

Las inclusiones fluidas fueron estudiadas en cuarzo y calcita de ganga en una estructura sobrepuesta a un dique granodiorítico del nivel 512 m. Las inclusiones observadas y medidas en el cuarzo ( $n=15$ ) y la calcita ( $n=40$ ) varían de monofásica Laq, bifásica Laq-V ( $\text{CO}_2$ ), trifásicas Laq-V-S-sólidos (halita, K). La mayoría de las inclusiones observadas son bifásicas, de tamaño muy variable (50 a 200 micras); presentan formas generalmente ovoides, alargadas, cristal negativo, o irregulares. Todas las inclusiones medidas son primarias.

En el cuarzo, las inclusiones bifásicas y trifásicas presentan una temperatura de homogeneización arriba de 500 $^{\circ}\text{C}$ . las inclusiones no se lograron homogeneizar. La salinidad calculada es homogénea que va de 8.2 a 10.2%eq. NaCl (o sea Tf desde -5.3 a -6.8  $^{\circ}\text{C}$ ).



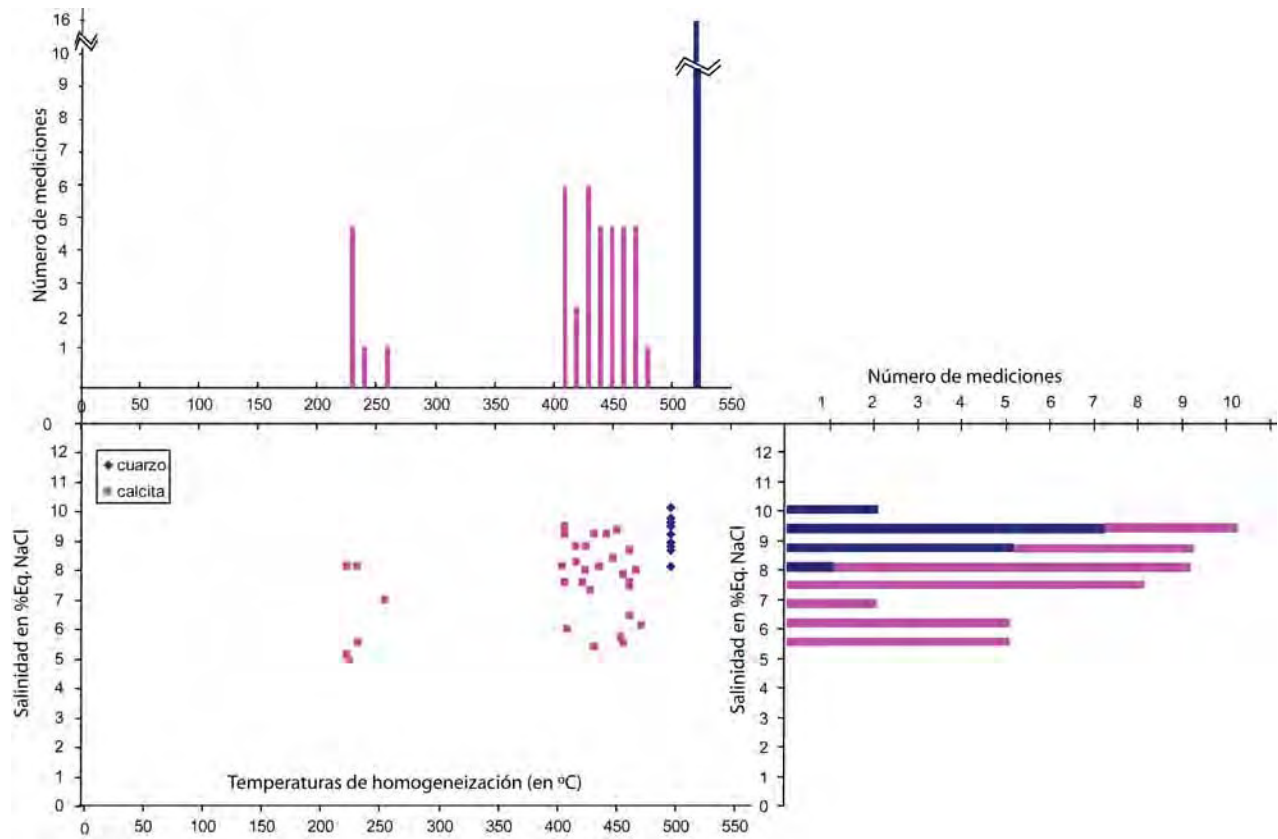


Figura 10.6: Diagrama temperatura de homogeneización (en °C) versus salinidad (en %eq. NaCl) e histogramas de distribución de las inclusiones medidas en las muestras estudiadas en la zona del Pilar (veta en un intrusivo granodiorítico).



En el diagrama Th versus %eq. NaCl las inclusiones se reparten en dos familias de salinidad comparable, pero de Th distinta. una familia alrededor de 230°C y la otra alrededor de 450°C. Se observa que las inclusiones fluidas en el cuarzo presentan las Th más elevadas.

La evolución general de los datos ilustra la posibilidad de dos pulsos de fluidos distintos. Las inclusiones de más alta Th presentan una evolución de enfriamiento con disminución de salinidad (transición de la precipitación de cuarzo a calcita) que podría ser interpretada como proceso de mezcla.

Las inclusiones de más baja Th están bien agrupadas y no presentan evolución ninguna.

#### **10.4.3.2. Resultados microtermométricos de las vetas hidrotermales San Acacio.**

Las inclusiones fueron observadas en calcita y en cuarzo de la ganga de una estructura mineralizada (nivel 1570 m). Las inclusiones observadas son monofásicas Laq y bifásicas Laq-V. Las inclusiones estudiadas, en el cuarzo (n=15) y la calcita (n=20), son bifásicas Laq-V. Todas las inclusiones estudiadas son bifásicas, de tamaño muy variable (50 a 200 micras). Las inclusiones presentan formas generalmente ovoides, alargadas, cristal negativo, o irregulares. Todas las inclusiones medidas son primarias.

En el cuarzo, las inclusiones bifásicas presentan un rango de variación de temperatura de homogeneización de 237.2 hasta 322.2°C, con una distribución de tipo campana de Gauss con un máximo de 280°C. La salinidad calculada presenta una leve variación de 3.8 a 7.9 %Eq. NaCl (o sea Tf desde -2.3 a -5.1 °C).

En la calcita, las inclusiones de tipo bifásicas presentan una distribución de la temperatura de homogeneización que va desde 227.1°C hasta 296.6°C, con una distribución estadística de tipo campana de Gauss con un máximo de 245°C. La salinidad calculada es más alta y homogénea que va de 4.5 hasta 10.0 %Eq. NaCl (o sea Tf de -2.8 hasta -6,7°C) (ver Fig. 10.7, Tabla 10.4 ver Anexo 1).

En el diagrama Th versus Tf las inclusiones se agrupan en una sola familia de datos. La evolución general ilustra una disminución de las temperaturas de homogeneización con un incremento de la salinidad. Este evento es enfatizado por la transición cuarzo/calcita sugiriendo una posible ebullición una ebullición del fluido hidrotermal y/o de la interacción agua/roca.

## **10.5. Conclusiones sobre los estudios de inclusiones fluidas**

Los resultados obtenidos del estudio de inclusiones fluidas en la zona de skarn de las minas de Dolores y Cobriza, presentan un patrón comparable de enfriamiento sin mezcla. No obstante, es remarcable que, el rango de temperaturas obtenidas en Dolores es más estrecho (200 a 450°C) que en Cobriza (200 a más de 500°C). Los datos obtenidos a partir del cuarzo intercrecido con

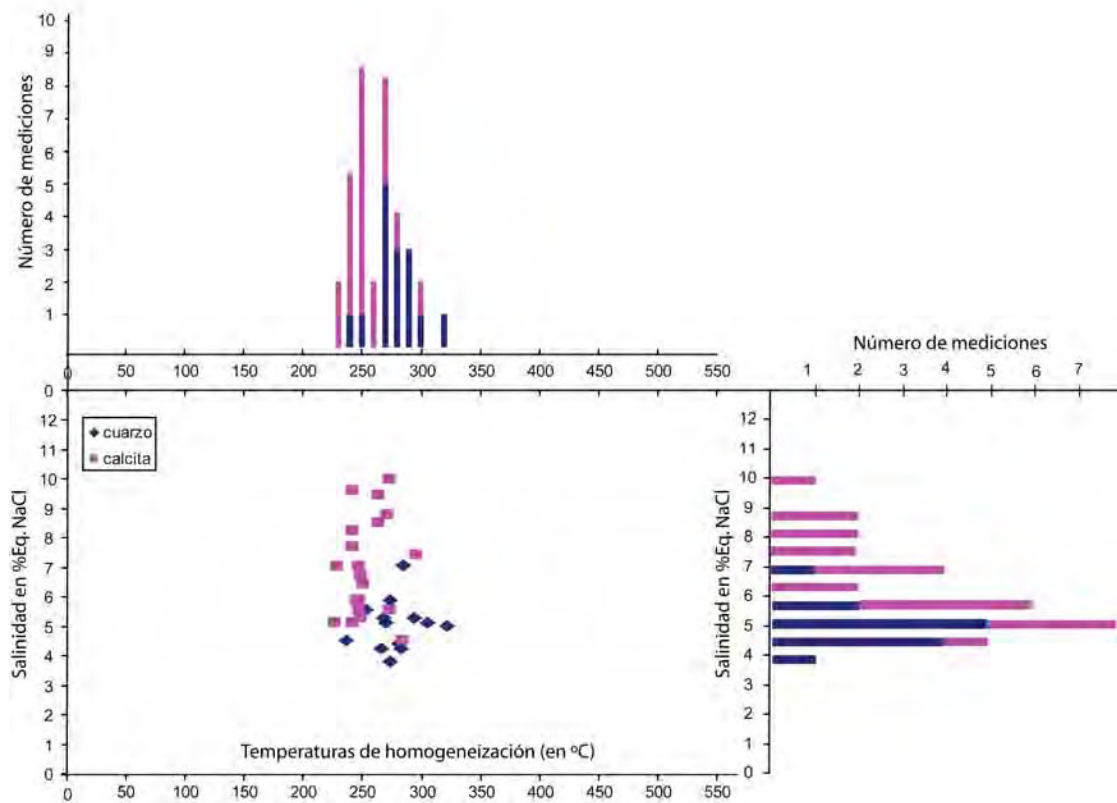


Figura 10.7: Diagrama temperatura de homogeneización (en °C) versus salinidad (en %Eq. NaCl) e histogramas de distribución de las inclusiones medidas en las muestras estudiadas de la zona de la mina San Acacio (veta).

granate indican un rango de temperaturas más alto en Cobriza (más de 500°C) que en Dolores (ca. 450°C), y comparable a las temperaturas más altas medidas en la mina de El Pilar (mas de 500°C). De la misma manera, Dolores presenta un sólo tipo de fluido de alta salinidad. Cobriza presenta dos tipos de fluidos de “alta” y “baja” salinidad, de temperatura de homogeneización comparable. Una hipótesis a explorar para explicar esta diferencia, es la realización del muestreo en niveles diferentes del sistema hidrotermal (mayor temperatura o profundidad en Cobriza que en Dolores).

Los resultados obtenidos en la zona de vetas (mina El Pilar y San Acacio) permiten proponer una caracterización epitermal (230-320°C) del sistema de vetas hidrotermatles. También, la confrontación de los resultados obtenidos en las dos minas y el muestreo cuidadoso realizado, permite diferenciar claramente la existencia de un evento de skarn en la mina de El Pilar, y de un evento epitermal común. En este último evento, no se observa variación de temperaturas de homogeneización o de salinidad relacionadas con el distanciamiento hacia el Este. Las temperaturas de homogeneización relativamente altas sugieren la cercanía de la zona de muestreo con la base del tronco epitermal. Los datos obtenidos en la zona de vetas pueden ser interpretadas de dos formas o como el resultado de un proceso de ebullición o como un proceso de mezcla entre un fluido “magmático” y una salmuera de cuenca.

El estudio de inclusiones fluidas presenta evidencias de ebullición en la zona de skarn (Cobriza). Las características de los fluidos estudiados en las minas de Dolores y Cobriza confirman el estudio mineralógico y la hipótesis del muestreo de dos niveles distintos de la columna magmático-hidrotermal. De la misma manera, se confirma la extensión de un skarn mineralizado hacia el bloque caído de la falla Dolores y a lo largo de los diques encontrados en la mina El Pilar.

## 10.6. Estimaciones de las condiciones (P-T) de atrapamiento

Las condiciones de presión pueden ser estimadas por la reconstrucción de isocoras sobre la base de datos de salinidad y temperaturas de homogeneización de las inclusiones fluidas, desde el momento que podemos determinar de manera independiente las condiciones de temperaturas de atrapamiento. En este caso, las condiciones de temperaturas de atrapamiento son determinadas mediante el geotermómetro catiónico de la arsenopirita, de la clorita, y de los isótopos de azufre. Para la construcción de las isocoras se usó la ecuación de estado de Zhang et al., (1999), sin tomar en cuenta el contenido de CH<sub>4</sub> en el fluido. Para la determinación del primer sistema, la densidad de CO<sub>2</sub> es estimada en 0.75 gcm<sup>-3</sup> (en ausencia de temperatura de homogeneización en fase CO<sub>2</sub>

gas). La fracción molar de CO<sub>2</sub> fue determinada gráficamente según los gráficos P-X. Los cálculos son realizados con el software MacFlincore de Brown and Hagemann (1995). En el diagrama P-T (Figura 10.8) se utiliza la superposición de los rangos de temperaturas de 400°C hasta 520°C (determinados con el geotermómetro catiónico de As), y de 400°C hasta 480°C (determinados con el geotermómetro isotópico del azufre) para las poblaciones de inclusiones fluidas asociadas al evento progrado del skarn; y los rangos de temperaturas de 270°C hasta 310°C (determinados con el geotermómetro catiónico de clorita) para las poblaciones de inclusiones fluidas asociadas al evento retrógrado del skarn; y los rangos de temperaturas de 340°C hasta 360°C (determinados con el geotermómetro catiónico de As) para las poblaciones de inclusiones fluidas asociadas al evento hidrotermal de vetas.

Las isocoras calculadas para las inclusiones atrapadas en el cuarzo intercrecido con granate (D1-2 y C1-2; ver Capítulo 6; El Pilar), con las simplificaciones mencionadas anteriormente, presentan un rango de presión de ca. 0.5 hasta ca. 1.6 kbar (Figura 10.8), ilustrando un emplazamiento muy superficial de los intrusivos. Condiciones someras comparables (0,35 to 0.4 kbar) fueron determinadas por Myers (1994), y Theodore & Blake (1978) en el yacimiento de Fortitude Nevada, (USA) y Brooks (1994) en el yacimiento de McCoy, Nevada, (USA). Si asumimos que el emplazamiento se realiza en condiciones hidrostática, debido al control estructural y al tipo de fluidos involucrados, obtenemos un profundidad entre ca. 1.5 km y ca. 0.5 km.

Los fluidos atrapados durante la evolución retrógrada de la mineralización en el skarn presentan un rango de presiones entre ca. 0.3 y ca. 1.7 kbar (Figura 10.8). El evento retrógrado está caracterizado por un intenso vetilleo y fracturación, por lo cual las presiones determinadas son para ser consideradas en un ambiente hidrostático. En tal ambiente, las profundidades determinadas serán de 1.6 km hasta 0.3 km.

Las inclusiones medidas en las calcitas de San Acacio presentan un rango de presiones muy estrecho de ca. 2 kbar (Figura 10.8) o en condiciones hidrostáticas ca. 2 km de profundidad.

En el caso del yacimiento de skarn (Cobriza, Dolores y El Pilar) las isocoras combinadas con geotermómetros independientes indican un emplazamiento somero de los intrusivos y una evolución general de “superficialización” continua durante la transición progrado/retrógrado (de 1.6 a 0.3 km, respectivamente), unido a una disminución de la temperatura.

Las presiones determinadas en cada etapa del skarn son muy parecidas. La variación de profundidad es debida únicamente al cambio de gradiente de litostático a hidrostático.

En el caso de los yacimientos de vetas (San Acacio), las condiciones de temperatura y salinidad, como las condiciones determinadas de presión y temperatura del atrapamiento, son más intensas que las determinadas en la etapa del skarn retrógrado, sugiriendo un pulso hidrotermal distinto para los dos eventos.

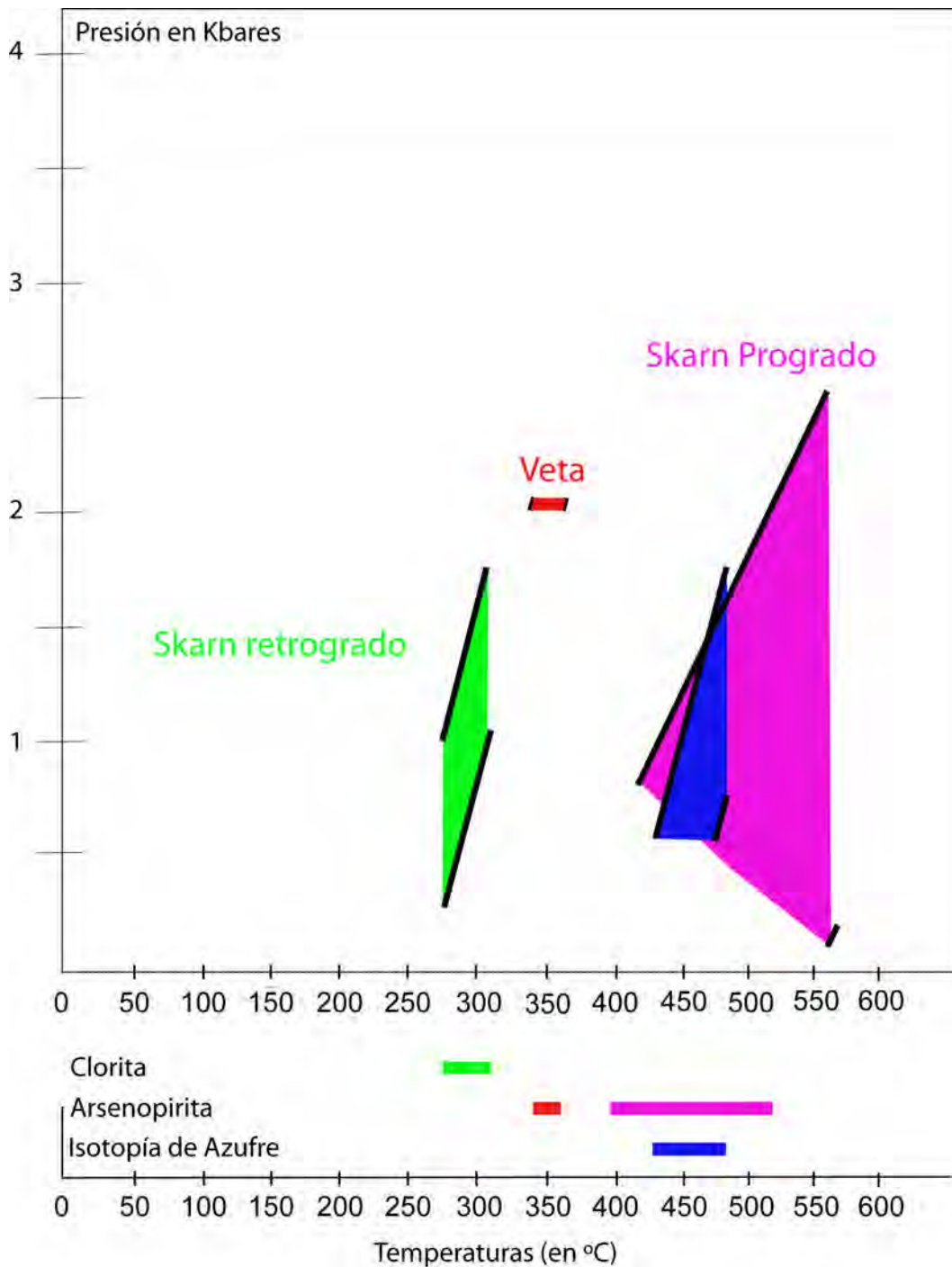


Figura 10.8: Diagrama presión versus temperatura de las condiciones de formación de los yacimientos de tipo skarn y vetas del distrito de La Paz.

# Capítulo 11

## Transporte y precipitación de los metales

La modelación de la formación de los yacimientos tipo skarn y vetas del distrito de La Paz, fue realizada sobre la base de estudios de campo, observaciones petrográficas, estudios de isotopía de oxígeno, carbono y azufre, geotermómetro catiónico de arsénico, geotermómetro catiónico de clorita, temperatura, composición y estimaciones de presión con construcción de isocoras, a partir de inclusiones fluidas.

La determinación de las condiciones fisicoquímicas favorables, no son suficientes para explicar la acumulación de metales. Como lo sugiere Hagemann y Cassidy (2000), solamente un conjunto de varios procesos físico-químicos asociados a trampas estructurales adecuadas, permiten la acumulación de metales tanto de Cu en el skarn como de plata en la vetas.

En el distrito minero de La Paz, dicha interpretación es ilustrada por el fuerte control estratigráfico y estructural de los diferentes eventos mineralizantes.

### 11.1. Estimación de temperaturas y presiones

Las temperaturas de los sucesivos eventos mineralizadores son estimadas mediante los geotermómetros de arsénico, clorita,  $\delta^{34}\text{S}$  e inclusiones fluidas. El inicio del evento progrado caracterizado por el equilibrio pirrotita-arsenopirita está bien delimitado por diferentes técnicas de temperaturas entre  $>550^\circ\text{C}$  hasta  $400^\circ\text{C}$  y por profundidades entre ca. 2.5 km hasta ca. 5.5 km. Los fluidos atrapados durante la evolución retrógrada de la mineralización del skarn presentan un rango de presiones entre ca. 0.3 hasta ca. 1.7 kbar para un rango de temperaturas de  $260^\circ\text{C}$  hasta  $320^\circ\text{C}$ . El evento retrógrado está caracterizado por un intenso vetilleo y fracturamiento, por lo tanto las presiones determinadas son para un ambiente hidrostático. En tal ambiente, las profundidades determinadas estarán entre 1.6 km hasta 0.3 km.

Las inclusiones medidas en las calcitas de San Acacio presentan un rango de presiones muy estrecho, de ca. 2 kbar o en condiciones hidrostáticas ca. 2 km de profundidad. En el caso de los

yacimientos de skarn (Cobriza, Dolores y El Pilar) las isocoras combinadas con geotermómetros independientes, indican un emplazamiento somero de los intrusivos y una evolución general de “superficialización debido al pasaje de un gradiente litostático a hidrostático” continuo, durante la transición progrado/retrógrado (de 5.5 a 2.5 km y 1.6 a 0.3 km, respectivamente), unido a una disminución de la temperatura.

En el caso del yacimiento de vetas (San Acacio), las condiciones determinadas de temperatura y salinidad, como las condiciones de presión y temperatura de atrapamiento son más intensas (2 km, 350°C) que las determinadas en la etapa del skarn retrógrado, sugieren un pulso hidrotermal distinto para los dos eventos.

La evolución, desde el evento de skarn retrógrado hasta el evento hidrotermal de vetas, se ilustra por un incremento de temperatura y de presión, ilustrado por una parte. Con la llegada de un nuevo pulso de fluidos mineralizantes más calientes ricos en plata, y por otro lado, un hundimiento rápido (y sedimentación) de la serie sedimentaria, debido a la intensa extensión cortical del Oligoceno.

## 11.2. Química de los fluidos mineralizantes

Los resultados obtenidos sobre los estudios de inclusiones fluidas, indican que los fluidos involucrados en la formación del skarn son principalmente salmueras magmáticas (H<sub>2</sub>O, Na, K, CO<sub>2</sub>, otros) que experimentaron un proceso de ebullición. Los fluidos involucrados en la formación de las vetas son de origen magmático, o corresponden a una mezcla de aguas magmáticas con salmueras de cuenca.

El pH de las soluciones puede ser estimada por evidencias de campo y petrográficas (presencia de un aureola de alteración argílica y otros), y por estimación de la fugacidad de oxígeno y azufre. Bajo las condiciones determinadas en el Capítulo 6, se estimó que durante el proceso del skarn, el pH presenta una evolución variable desde 8 a 6, y durante el proceso de formación de las vetas de ca. 5.5. En ambos casos, la presencia de abundantes sulfuros, con la ausencia de sulfatos y de óxidos primarios, indican un ambiente hidrotermal relativamente reducido y rico en azufre (ver diagrama de estabilidad Capítulo 6).

## 11.3. Procesos de transporte y precipitación de los metales

El transporte de metales es muy dependiente de la solubilidad acuosa. Será la partición de una fase hidrotermal, la que se encargará de secuestrar y extraer metales desde un magma. Por lo tanto, debe tener alta capacidad de solubilidad de metales a altas temperaturas de cristalización, y luego durante su trayecto hacia una roca huésped (Seward y Barnes, 1997; Hayashi y Ohmoto,



1991; Mikucki y Ridley, 1993; Benning y Seward, 1996; Mikucki, 1998). Los fluidos hidrotermales son soluciones multicomponentes electrolíticos en los cuales los solutos principales son cloruros alcalinos. Los metales están presentes a nivel traza en estas soluciones, predominantemente en forma de iones complejos. La depositación resulta de la disociación de complejos metálicos y su consecuente precipitación en respuesta a cambios en el ambiente hidrotermal. En fluidos hidrotermales, el electrolito dominante es típicamente el cloruro de sodio, a veces con algo de cloruro de potasio y de calcio (Seward y Barnes, 1997).

Los fluidos de origen magmático presentan salinidades altas, ya sea por dilución o por partición a fase vapor y condensación, pero las salinidades pueden ser mucho más bajas. Si bien la oxidación y pH son determinados por condiciones interdependientes, los fluidos iniciales suelen tener bajo potencial de oxidación y un pH cercano a neutro (Seward y Barnes, 1997).

Los enlaces más importantes en fluidos hidrotermales son el  $\text{Cl}^-$ ,  $\text{HS}^-$ ,  $\text{NH}_3$ ,  $\text{OH}^-$  y  $\text{CH}_3\text{COO}^-$  (otros están listados en Seward y Barnes, 1997). En el caso de  $\text{Cl}^-$ , si bien existen otros complejos que son más estables, como por ejemplo  $\text{As}_3\text{S}_6^-$ , el  $\text{Cl}^-$  es el anión más abundante y por lo tanto, el mayor formador de complejos.

Las altas temperaturas que ocurren durante el evento progrado de un skarn, tienen un efecto sobre los electrolitos tales como  $\text{NaCl}$  y  $\text{HCl}$ . Por ejemplo,  $\text{HCl}$  se vuelve un ácido débil bajo condiciones de equilibrio vapor-agua. A  $300^\circ\text{C}$ , el  $\text{NaCl}$  y  $\text{HCl}$  están asociados en pares en una proporción del 50%. A  $20^\circ\text{C}$ , el  $\text{NaCl}$  tiende a disociarse en  $\text{Na}^+$  y  $\text{Cl}^-$  diez veces más que a  $370^\circ\text{C}$ .

Se debe destacar la importancia de varios ácidos débiles, en particular, ácido carbónico y ácido sulfídrico. En fluidos hidrotermales, el equilibrio homogéneo y heterogéneo que determinan el pH, están dominados en gran medida por las reacciones de equilibrio y de hidrólisis de los carbonatos. Además,  $\text{CO}_2$  y  $\text{H}_2\text{S}$  son componentes altamente volátiles, cuya química acuosa es muy sensible a separaciones de fase o ebullición. La separación de  $\text{CO}_2$  y  $\text{H}_2\text{S}$  a la fase vapor, les permite migrar a superficie en forma independiente. En zonas superficiales oxidantes pueden ser responsables de una alteración argílica avanzada. Además, enlaces reducidos de sulfuros como  $\text{HS}^-$  y posiblemente polisulfuros del tipo  $\text{S}_x^{2-}$ , juegan un rol fundamental en el transporte hidrotermal de elementos como  $\text{Au}$ ,  $\text{Ag}$ ,  $\text{Hg}$ ,  $\text{Cu}$ ,  $\text{As}$  y  $\text{Sb}$ . A alta temperatura, sólo  $(\text{SH})^-$  es de importancia.

La especiación de la plata en los fluidos hidrotermales depende de la temperatura, la presión, el estado redox, el pH y la actividad de los enlaces. Seward (1976) demuestra que, importantes cantidades de plata pueden ser transportadas bajo forma de cloruros. Gammons y Barnes (1989) ilustran la importancia del enlace  $(\text{Ag}(\text{SH})^-)$  en los fluidos hidrotermales (a pH neutro, oxidación leve y temperatura por debajo de  $300^\circ\text{C}$ ). Las principales razones de la precipitación de los minerales de plata son la disminución de la concentración del azufre y/o oxígeno en la solución,

y/o la variación del pH. El enfriamiento es un mecanismo de menor importancia, en particular en caso de alteración potásica.

Si se hace una síntesis de las informaciones recolectadas en los Capítulos 6 y 10, sobre la asociación de minerales y de las inclusiones fluidas, podemos proponer una primera caracterización del sistema hidrotermal y de las formas de transporte y precipitación de los metales.

En el caso del skarn, los fluidos involucrados son de alta temperatura, de salinidad media a alta, y tienen un pH neutral (6-8), con baja fugacidad de azufre y oxígeno. En alguna parte (Cobrizo) sabemos que los fluidos experimentan procesos de ebullición. El sistema evoluciona hacia una temperatura más baja sin cambio de salinidad y de pH, y con una disminución de la fugacidad del azufre y oxígeno.

Durante el evento progrado, debido a las altas temperaturas, el transporte de los metales es controlado por  $(SH)^-$ . La precipitación de los metales es debida, tanto al enfriamiento de los fluidos como a la reacción fluido-carbonatos de la serie sedimentaria. El incremento de los complejos  $Ca^{++}$  en los fluidos, desequilibran los complejos metálicos que tienen menos afinidad con los enlaces.

En el caso de las vetas, los fluidos involucrados son de temperatura media, de salinidad media a alta, tienen un pH neutral (5-6), con baja fugacidad de azufre y oxígeno, nos permite proponer que de los enlaces, el más importante es de tipo  $(SH)^-$  para el transporte de la plata. La precipitación de la plata se realiza por un incremento de la salinidad y del pH (disminución de la solubilidad) como se observa en la mina de San Acacio.

# Capítulo 12

## Conclusiones

### 12.1. Conclusiones locales

La Sierra del Fraile, donde se encuentra el distrito de La Paz, es producto de la orogenia Larámide y es una estructura anticlinal, recumbente hacia el Este que se encuentra atravesada por intrusivos granodioríticos que determinaron la formación de las aureolas de skarn y hornfels alrededor de los mismos. El sistema de fallas N-S conocido como sistema Taxco-San Miguel de Allende-La Paz atraviesa el distrito de La Paz y determina la presencia de pilares y fosas tectónicas, donde la Sierra del Fraile actúa como un pilar, con fallas a ambos lados de la sierra, localmente, la falla del flanco oriental de la sierra se le conoce como falla Dolores, y definitivamente es una falla normal, pos-mineral, que posiblemente forma parte de un sistema de fallas locales paralelas, que en forma escalonada se extienden hacia el este, determinando el valle de Matehuala.

La estratigrafía del distrito está conformada por sedimentos del Cretácico medio-superior que va del Albiano-Cenomaniano al Maestrichtiano y son intercalaciones de calizas y lutitas, predominando las calizas en la base y las lutitas en la parte superior del paquete. Por la orogenia Larámide estos sedimentos fueron plegados e intrusionados por “*stocks*” y diques granodioríticos durante el Eoceno-Oligoceno y posteriormente por diques de basalto durante el Mioceno-Plioceno. Las formaciones Cuesta del Cura, Formación Tamabra y Agua Nueva fueron las más favorables al reemplazamiento por soluciones calientes mineralizadoras, debido a su mayor porosidad primaria y secundaria, así como a su mayor receptividad y reactividad (disolución/precipitación).

Debido a que en un mismo nivel de elevación, los intrusivos de Dolores presentan mayores espesores (*stocks*) con relación a los de Cobriza (diques), se interpreta que los presentes niveles de explotación en Cobriza se encuentran estructuralmente hablando, a un nivel más alto que en Dolores, y que profundizando estos, incrementarán sus espesores y por consecuencia también

las aureolas del skarn mineralizado.

Los sistemas de fallas E-W y NE-SW se desarrollaron como consecuencia de un proceso de extensión que sufren las rocas plegadas y posteriormente vienen los intrusivos a rellenar y reemplazar las rocas a lo largo de los espacios abiertos, en forma de *stocks* en la zona de pilares (Dolores y Cobriza) y de diques en la zona de fosas (San Acacio y Kildún). Las áreas de skarn no sólo se circunscriben a la zona de pilares (Cobriza y Dolores), sino que también se presentan en la zona de fosas (San Agustín y el Pilar) y las vetas hidrotermales de Ag-Pb-Zn se encuentran cortando no sólo al skarn de estas minas, sino también se presentan en la zona de Dolores cortando el skarn (progrado y retrogrado), con lo que se demuestra que son posteriores al skarn y a su mineralización diseminada. La falla normal, pos-mineral de Dolores pertenece al sistema de fallas profundas regionales denominadas Taxco-San Miguel Allende-La Paz, y no está sola, sino que existe un sistema paralelo hacia el este de la falla Dolores, el cual se presenta en forma escalonada determinando el valle de Matehuala.

La alteración retrógrada del proceso metasomático es muy notoria en superficie como en las labores subterráneas de las minas de Cobriza y Dolores. El hornfels de superficie presenta en ciertas partes una estructura de stockwork, donde las fracturas se encuentran rellenas de cuarzo, calcita, fluorita, clorita, epidota, pirita y calcopirita, y en subsuelo, el skarn y el intrusivo del contacto presentan vetillas de cuarzo, calcita, pirita, clorita.

La mineralización diseminada y en microvetillas en el skarn presenta cierto zoneamiento con pirita, arsenopirita, pirrotita y oro en el área próxima al intrusivo, en la parte central presenta calcopirita, bornita, arsenopirita, pirita y en la parte más distal presenta wollastonita y poca pirita. Las vetas también presentan un zoneamiento lateral que va del extremo occidental (Dolores) con una mineralización de esfalerita, galena argentífera, tetrahedrita, pirargirita, oro nativo, calcopirita, cuarzo calcita y fluorita translúcida, en la parte central, minas de San Agustín y el Pilar, la mineralización es más esfalerita, galena argentífera, trazas de calcopirita, cuarzo y calcita y hacia la mina de San Acacio, más al este, la mineralogía se reduce a galena argentífera, poca esfalerita, pirargirita, cuarzo, calcita y fluorita morada.

Los intrusivos del distrito de La Paz presentan una composición de transición entre las rocas tipo adakititas y las calco-alcalinas ricas en potasio. En cuanto a las tierras raras, muestran un enriquecimiento en elementos ligeros en relación a los elementos pesados. Con relación a las pequeñas diferencias en composición de los mismos, puede deberse al nivel de la toma de muestra dentro del cuerpo total del intrusivo y no a la presencia de cuerpos de intrusivos pertenecientes a diferentes pulsaciones del magma.

En la relación de los elementos traza Rb vs. Yb+Ta, los intrusivos de la zona de pilares se encuentran dentro del campo del arco volcánico y los intrusivos de la zona de fosas, se encuentran dentro del campo de sin-colisión, pero en el límite con el campo del arco volcánico, lo que indica

que los intrusivos del distrito de La Paz están en una posición de transición entre estos dos campos.

Relacionando los intrusivos mediante los elementos traza  $(La/Yb)_N$  vs  $Yb_N$ , así como con la relación  $Sr/Y$  vs  $Y$  se puede concluir que los intrusivos de La Paz, ni son típicamente adakitas, ni menos pertenecen a una composición de arco volcánico de islas, son una transición entre estos campos.

Las edades de cristalización de los intrusivos de La Paz, por el método U/Pb en circones, se promedia en  $37 \pm 2$  Ma. correspondiente al Eoceno tardío. Esta edad concuerda con el fechamiento realizado por Tuta et al., (1988), empleando el método K-Ar en cristales de biotita. La diferencia de 1 Ma. encontrada entre las edades de los diferentes intrusivos de La Paz, puede deberse a un error analítico o a un enfriamiento rápido, que se comprobaría comparando las diferencias de temperatura de los cierres isotópicos de los circones y de la biotita, este enfriamiento rápido indicaría la presencia de un solo evento de emplazamiento de los intrusivos. Aunque el fechamiento del hidrotermalismo asociado a las vetas no fue posible determinarlo, por correlación geológica, se puede asumir que son más jóvenes que 35 Ma., la edad de los intrusivos cortados por esta mineralización de las vetas hidrotermales. Asimismo, por correlación geológica regional, considerando las características mineralógicas y estructurales de la zona de vetas de La Paz, se puede comparar al yacimiento de Ag-Pb-Zn de Fresnillo (31 Ma. K-Ar; Lang et al., 1988). Ambos distritos comparten la presencia del skarn de misma edad y mineralización anterior a la formación de las vetas, una similitud en la mineralización epitermal de Ag-Pb-Zn, así como el rumbo principal de las estructuras mineralizadas.

Los estudios isotópicos ilustran el predominio de una fuente magmática del azufre, tanto para la mineralización del skarn como para las vetas hidrotermales. Los isótopos de estroncio y de oxígeno ilustran la importancia del control geoquímico de la serie sedimentaria sobre los fluidos mineralizadores.

Los resultados de los análisis realizados de las inclusiones fluidas indican la presencia de fluidos mineralizantes de tipo salmuera magmática que presentan en Cobriza un proceso de ebullición. En la zona de vetas, los fluidos involucrados pueden ser el resultado de ebullición o de una mezcla de fluidos de origen magmático con salmuera de cuenca. En ambos casos, los fluidos no son ácidos y presentan una fugacidad disminuida de oxígeno.

La reconstrucción de las condiciones de presión durante la formación de los yacimientos indican un emplazamiento somero del skarn con una transición de un régimen lito- a hidrostático durante la transición progrado-retrógrado. La mineralización de vetas hidrotermales presenta un incremento de presión y de temperatura (en condiciones hidrostáticas) en comparación con el evento del skarn retrógrado.

## 12.2. Conclusiones regionales

El distrito minero de La Paz se encuentra localizado en el extremo nororiental de la Mesa Central, zona de contacto con la Sierra Madre Oriental y a su vez, concuerda con el límite entre la Plataforma de Valles-San Luís Potosí y la Cuenca Mesozoica del Centro de México y por dicho límite pasa la falla Taxco-San Miguel de Allende-La Paz. La Mesa Central está delimitada por tres estructuras corticales mayores, todas ellas relacionadas con yacimientos minerales de diferentes tipos y de gran interés económico.

Las estructuras mencionadas son: la estructura N-S “Taxco-San Miguel de Allende-La Paz”; la estructura transversal “E-W de Parras”; y la estructura NW-SE “San Luís-Tepehuanes”. La estructura N-S Taxco-San Miguel de Allende-La Paz presenta una alineación de yacimientos tipo skarn (Cu, Au, Pb, Zn) donde las edades de emplazamiento de los intrusivos varían entre los 39 y 31 Ma, y siendo la dirección principal de emplazamiento N-S y están relacionadas con la iniciación del período de extensión pos-orogénica Larámide. Los yacimientos epitermales (Ag, Pb, Zn, Hg) presentan una variedad de edades de los yacimientos, entre 30 a 23 Ma y se encuentran distribuidos en fallas en forma de lazo sigmoidal a lo largo de las estructuras N-S y NW-SE y pueden estar superpuestas a los skarns (ejemplo: Fresnillo, La Paz y La Negra). Se interpreta como una prolongación de la etapa de extensión y sugiere que actuaron como vías de circulación preferencial de magmas/fluidos mineralizadores posteriores. El magmatismo asociado a los skarns es del tipo calco-alcálido con una cierta tendencia adakítica. El volcanismo asociado a los yacimientos epitermales presenta localmente una anomalía en fluor, ya que las rocas volcánicas riolíticas presentan cristales de topacio en su composición.

Durante el Oligoceno, la delaminación y la fusión parcial, en un bajo porcentaje (>20%) de la corteza inferior de edad Proterozoica permite explicar la generación de una gran cantidad de fluidos que solubilizan y transportan los metales por los conductos tectónicos preferenciales; con las firmas particulares del plutonismo en los skarns y del volcanismo en las vetas. Tanto la fusión parcial de la corteza inferior como la abertura de las estructuras corticales aparecen cronológicamente ligadas a una modificación de la velocidad, ángulo y dirección de la placa oceánica subducida, lo que permite por consecuencia, la modificación de la geometría de la losa del manto más caliente en contacto con la base de la corteza, permitiendo la deshidratación de la misma, y la modificación de las fuerzas de tensión en la corteza superior.

## 12.3. Perspectivas de exploración

Los estudios geoquímicos y de geocronología de los diferentes intrusivos y diques indican que pertenecen a un mismo pulso magmático, por lo cual las áreas de Cerro Muerto (al Sur de

Dolores), del Membrillo y de de San Agustín/El Pilar se interpretan como que pertenecen a una misma zona mineralizada con las mismas expectativas de mineralización que las encontradas en Dolores y Cobriza.

Igualmente, el levantamiento de campo, como de superficie y en las antiguas obras mineras (vetas) se demostró el desarrollo de una aureola de skarn a ambos lados de los intrusivos (cuellos y diques) ya que el skarn siempre rodea al intrusivo en toda dirección. Por lo cual se recomienda desarrollar un plan de exploración en ambas partes de los intrusivos de Cobriza, Dolores, Cerro muerto, Membrillo y San Agustín/El Pilar.

Debido a que en la presente área de trabajo se determinó que las formaciones Cuesta del Cura y Formación Tamabra como las más favorables al reemplazamiento mineral, se recomienda (en particular en el caso de la mina de Cobriza, Cerro Muerto, Membrillo y San Agustín/El Pilar) desarrollar obras mineras de exploración a niveles más profundos para alcanzar dichas formaciones.

En la zona minera de Dolores el skarn se presenta con mayores dimensiones y encajonado en las formaciones sedimentarias más receptivas (Cuesta del Cura y Formación Tamabra ), se pueden realizar trabajos a tajo abierto y gran volumen, en las áreas de skarn aflorantes. Una propuesta de tajo es presentada en la figura 12.1. De igual manera, el skarn observado en las zonas del Membrillo/San Agustín/El Pilar sería muy recomendable muestrearla por minerales de baja ley (Au-Cu-Ag) y de trabajarlas por tajo abierto para poder recuperar grandes cantidades de mineral.

La caracterización de los controles metalogénicos de los yacimientos de tipo skarn y vetas estudiados en el distrito de La Paz, son un nuevo aporte al conocimiento de la historia metalogénica de la Mesa Central. Su comparación con los conocimientos históricos de otros distritos conocidos en la Mesa Central permite proponer nuevas hipótesis metalogénicas, en coherencia con la historia geodinámica y así identificar nuevas áreas de interés en la exploración regional.

Los tres sistemas de fallas profundas que limitan a la Mesa Central: Sistema N-S Taxco-San Miguel Allende-La Paz; Sistema E-W Transversal de Parras y el Sistema NW-SE de San Luis-Tepahuanes controlan de manera directa el emplazamiento, tanto del plutonismo/volcanismo, como de la circulación de fluidos hidrotermales mineralizantes (Figura 12.2) durante el Eoceno-Oligoceno. Por lo cual, son objetivos importantes de exploración de yacimientos tipo skarn, pórfiros y vetas.

Las principales características estructurales y litológicas que se deben tener presente en la exploración de nuevos yacimientos a lo largo de estos sistemas principales y con más enfoque a las áreas de intersección de dichas estructuras mayores son: 1) que se encuentre dentro de los



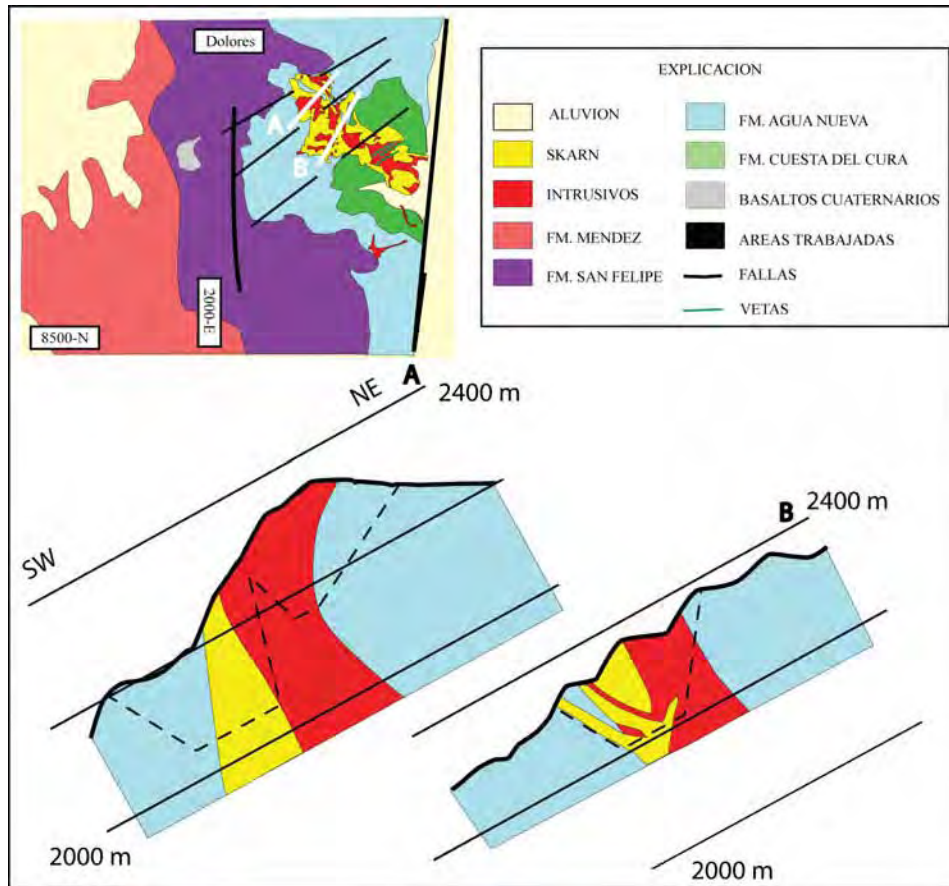


Figura 12.1: Secciones transversales E-W de la zona minera de Dolores con indicaciones de las ubicaciones propuestas para desarrollos mineros a futuro (bajo forma de tajo abierto).

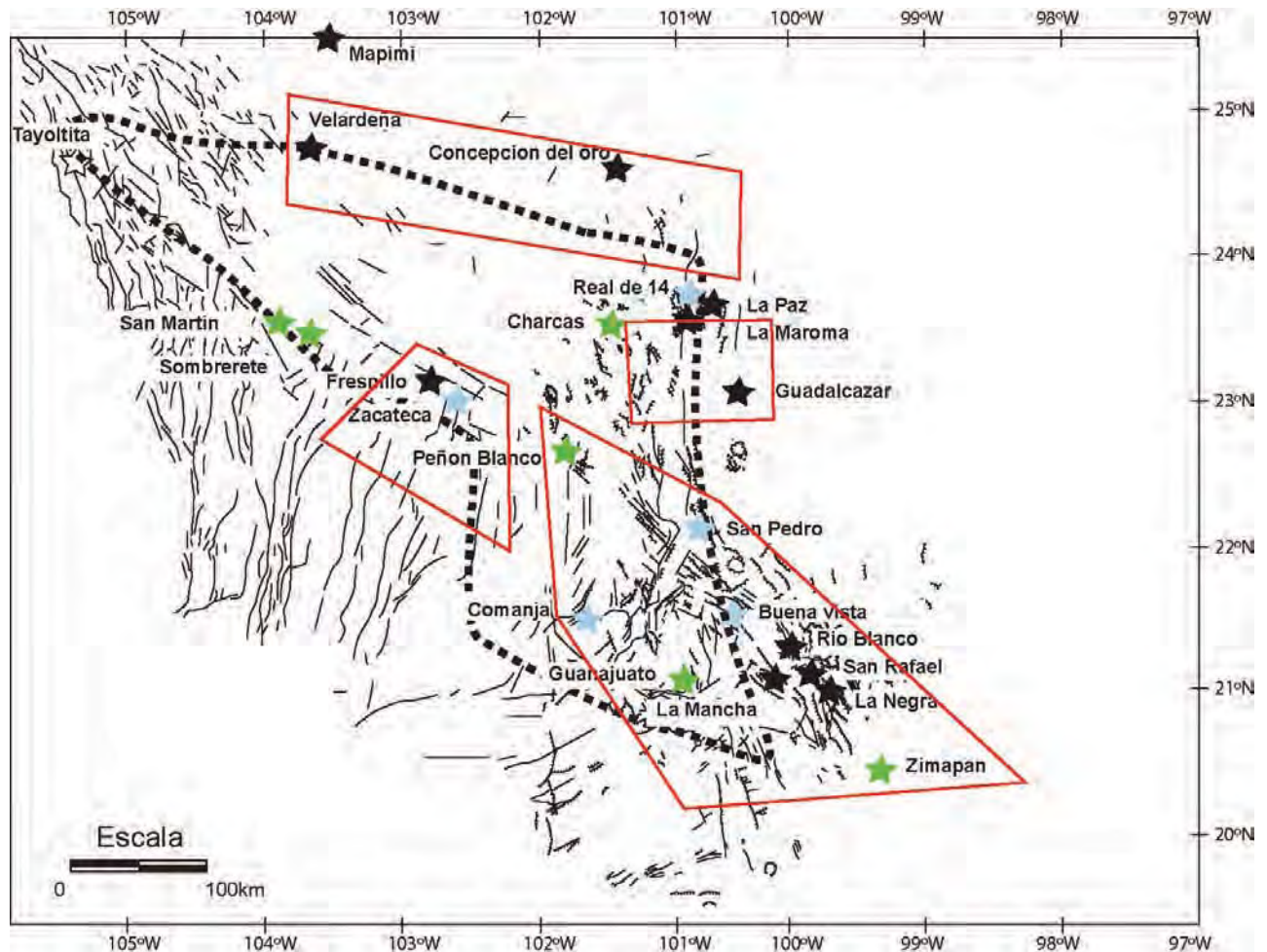


Figura 12.2: Localización de los principales yacimientos minerales a lo largo de los tres sistemas de fallas que limitan a la Mesa Central: Sistema de fallas del Sector Transversal de Parras por el Norte, Sistema de fallas Taxco- San Miguel de Allende-La Paz por el Este y Sistema de fallas San Luís-Tepehuanes por el Suroeste. Modificada de Nieto- Samaniego et al., (2005). Estrella verde: más de 50 Ma; estrella azul: 40-50 Ma; estrella negra: menos de 40 Ma; en línea roja, las zonas de interés para exploración.

20 km de ancho del sistema de fallas referido. 2) intrusivos terciarios que atraviesen paquetes sedimentarios calcáreos, 3) rocas intrusivas y volcánicas pre-Terciarias que hayan sufrido los efectos compresionales y de extensión producidos por la orogenia Larámide. 4) que la cubierta volcánica pos-Oligoceno, si existe, no sea demasiado potente.

## Referencias

- Aguayo, J.E., Trápaga, R., 1996, Geodinámica de México y minerales del mar. La Ciencia para Todos, Fondo de Cultura Económica. México. 105p.
- Aguillón-Robles, A., Calmus, T., Benoit, M., Bellon, H., Maury, R.C., Cotten, J., Bourgois, J., y Michaud, J., 2001, Late Miocene adakites and Nb-enriched basalts from Vizcaino Peninsula, Mexico: indicators of East Pacific Rise subduction below southern Baja California?: *Geology*, 29, (6), 531-534.
- Alaniz-Alvarez, S.A., y Nieto-Samaniego, A.F., 2005, El sistema de fallas Taxco-San Miguel de Allende y la faja volcánica transmexicana, dos fronteras tectónicas del centro de Mexico activas durante el Cenozoico: *Boletín Sociedad Geológica Mexicana*. V. Conmemoración del Centenario. *Grandes Fronteras Tectónicas de México*. LVII, No.1, 65-82.
- Albinson, T., 1988, Geologic Reconstruction of Paleosurfaces in the Sombrerete, Colorado, and Fresnillo Districts, Zacatecas State, Mexico: *Economic Geology*, 83, 1647-1667.
- Aranda-Gómez, J.J., y Nieto-Samaniego, A.F., 1989, Consideraciones acerca de la evolución tectónica durante el Cenozoico de la Sierra de Guanajuato y la parte meridional de la Mesa Central: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, *Revista*, 8(1), 33-46.
- Aranda-Gómez, J.J., Luhr, J.F., y Pier, J., 1993, Geología de los volcanes cuaternarios portadores de xenolitos provenientes del manto y de la base de la corteza del Estado de San Luis Potosí. Universidad Nacional Autónoma de México. Instituto Geología, *Boletín* 106, 1-22.
- Aranda-Gómez, J.J., Molina-Garza, R., McDowell, F.W., Vassallo-Morales, L.F., Ortega-Rivera, M.A., Solorio-Munguia, J.G., y Aguillón-Robles, A., 2007, The relationships between volcanism and extensión in the Mesa Central: the case of Pinos, Zacatecas, Mexico: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 24, 2, 216-233.
- Atherton, M.P., y Petford, N., 1993, Generation of sodium-rich magmas from newly under-plated basaltic crust: *Nature*, 362, 144-146.
- Barboza-Gudiño, J.R., Hoppe, M., Gómez-Anguiano, M., Martínez-Macías, P.R., 2004, Aportaciones para la interpretación estratigráfica y estructural de la porción noroccidental de la Sierra de Catorce, San Luis Potosí, Mexico: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 21, 3, 299-320.
- Barton, P.B., y Skinner, B.J., 1979, Sulfide Mineral Stabilities, en: *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits*, Segunda Edición, Hubert L. Barnes (ed), Wiley Interscience Publication, 278-403.
- Bayliss, P., 1975, Nomenclature of the trioctahedral chlorites: *Canadian Mineralogist*, 13, 178-180.
- Benning, L.G., y Seward, T.M., 1996, Hydrosulphide complexing of Au (I) in hydrothermal solutions from 150-400°C and 500-1500 bar: *Geochim. Cosmochim. Acta*, 60, 1849-1871.
- Brown, P.E., y Hagemann, S.G., 1994, Fluid inclusions in minerals: methods and applica-

tions. MacFlinCor method. A computer program for fluid inclusion data reduction and manipulation. En De Vivo y Frezzotti (eds).

Brown, P.E., y Hagemann, S.G., 1995, The program MacFlinCor and its application to fluids in Archean lode-gold deposits. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. Elsevier Brooks, J.W., 1994, Petrology and geochemistry of the McCoy gold skarn, Lander County, Nevada: Ph.D. thesis, Washington State University, Pullman, Washington, 607 p. Farallon slab: *Nature*, 18, 405, 337-340.

Burbridgem, C.E., Jr., 1962, Report on the Geology of San Agustín-Pilar-San Ignacio-San Acacio Mines, La Paz, S.L.P. Informe Interno, 15 p. Cajero, L.H., 1975, Estudio geológico del distrito minero de La Paz. San Luis Potosí. Tesis de grado. Universidad Autónoma de San Luis Potosí, 95 p.

Calmus, T., Aguillón Robles, A., Maury, R.C., Bellon, H., Benoit, M., Cotton, J., Bourgois, J., y Michaud, F., 2003, Spatial and temporal evolution of basalts and magnesian andesites («bajaites») from Baja California, Mexico: the role of slab melts: *Lithos*, 66, 1-2, 77-105.

Campa, M.F., y Coney, P.J., 1983, Tectono-stratigraphic terranes and mineral resource distributions in Mexico: *Canadian Journal of Earth Sciences*, 20., 1040-1075.

Camprubí, A., Ferrari, L., Cosca, M.A., Cardellach, E., y Canals, A., 2003, Ages of epithermal deposits in Mexico: Regional significance and links with the evolution of Tertiary volcanism: *Economic Geology*, 98, 1029-1037.

Carrasco, B., 1977, Albian sedimentation of submarine autochthonous and allochthonous carbonates, east edge of the Valles-San Luis Potosi Platform, Mexico: Tulsa, Society of Economic, paleontologists and mineralogists. Special Publication, 25, 263-272

Castillo, P.R., Janney, P.E., y Solidum, R.U., 1999, Petrology and geochemistry of Camiguin island, southern Philippines: insights to the source of adakites and other lavas in a complex arc setting: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 134, 33-51.

Castro-Larragoitia, G.J., 1990, Investigaciones Petrográficas y Geoquímicas en el Yacimiento de Ag-Pb-Zn-Cu de Santa María de La Paz, Matehuala. México: Tesis de maestría, Instituto de Petrografía y Geoquímica de la Universidad de Karlsruhe, R.F.A. p. 195.

Cathelineau, M., y Nieva, D., 1985, A chlorite solid solution geothermometer. The Los Azufres geothermal system (mexico): *Contributions Mineralogy Petrology*, 91, 235-244.

Cerca-Martínez, M., Ferrari L., Chávez-Cabello, G., y Calmus, T., 2004, La Deformación Larámide en México: Una Evolución Geológica no Resuelta. *GEOS*, 24, p. 2,

Clark, A.H., 1993, Are outsize porphyry copper deposits either anatomically or environmentally distinctive?, in Whiting, B.H., Hodgson, C.J., Mason, R. (eds.), *Giant ore deposits: Society of Economic Geologists, Special Publication 2*, 213-283.

Claypool, G.E., Holser, W.T., Kaplan, I.R., Sakai, H., y Zak, I., 1980, the age curves of

sulfur and oxygen isotopes in marine sulfate and their mutual interpretation: *Chemical Geology*, 28, 199-260.

D'Amore y Panichi, 1980, Evaluation of deep temperature of hydrothermal system by a new gas geothermometer: *Geochim Cosmochim. Acta*, 44, 549-556.

Damon, P. E., Shafiqullah, M., Roldán-Quintana, J., y Cocheme, J. J., 1983, El Batolito Larámide (90-40 Ma.) de Sonora. Mem. XV. Conv. Nal. AIMMGM, México, p. 63-95.

Defant, M. J., y Drummond, M.S., 1990, Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere: *Nature*, 347, 662-665. Defant M. J., Xu J. F., Kepezhinskas, P., Wang, Q., Zhang, Q. y Xiao, L. 2002, Adakites: some variations on a theme: *Acta Petrologica Sinica*, 18, 129-142.

Dickinson, W.R., y Gehrels, G.E., 2003, U-Pb ages of detrital zircons from Permian and Jurassic eolian sandstones of the Colorado Plateau, USA: paleogeographic implications: *Sedimentology and Geology*, 163, 29-66.

Drummond, M.S., y Defant, M.J., 1990, A model for trondhjemite-tonalite-dacite genesis and crustal growth via slab melting: *Journal Geophysics Research*, 95, 21503-21521.

Drummond, M.S., Defant, M.J., y Kepezhinkas, P.K., 1996, The petrogenesis of slab derived trondhjemite-tonalite-dacite/adakite magmas: *Transaction Geological Society of Edinburg, Earth Science* 87, 205-216.

Eguiluz-de Antuñano, S., Aranda-García, M., y Marret, R., 2000, Tectónica de la Sierra Madre Oriental, México: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, Número especial. V. LIII, No.1.

Enos, P., 1974, Reefs, platforms and basins of middle Cretaceous in Northeast Mexico: *American Association of Petroleum Geologists*, 58, 5, 800-809.

Ferrari, L., Valencia-Moreno, M., Bryan, S., 2002, Magmatismo y tectónica en la Sierra Madre Occidental y su relación con la evolución de la margen occidental de Norteamérica: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 57(3), 343-378.

Frost, B.R., Barnes, C.G., Collins, W.J., Arculus, R.J., Ellis, D.J., Frost, C.D., 2001, A geochemical classification for granitic rocks: *Journal of Petrology*, 42, 2033-2048.

Gammons, C.H., y Barnes, H.L., 1989, The solubility of Ag<sub>2</sub>S in near -neutral aqueous sulfide solutions at 25 to 300°C: *Geochimica Cosmochimica Acta* 53, 279-290.

García, G.C., 1967, Geología y Paragénesis del distrito minero de Matehuala, San Luís Potosí, México: *Sociedad Geológica Mexicana*, 30, 29-62.

Gunnesch, K.A., Torres del Angel, C., Cuba Castro, C., y Saenz, J., 1994, The Cu-Au Skarn and Ag-Pb-Zn Vein Deposits of La Paz, Northeastern Mexico: Mineralogic, Paragenetic and fluid inclusión Characteristics: *Economic Geology*, 98, 1640-1650.

Hagemann, S.G., y Cassidy, K.F., 2000, Archean orogenic lode gold deposits, en Hagemann,

S.G., Brown, P.E., Eds, Gold, 2000, Reviews en Economic Geology, 13, 9-68.

Hayob, J.L., Essene, E.J., Ruiz, J., Ortega-Gutiérrez, F., y Aranda-Gómez, J.J., 1989, Young high-temperature granulites from the base of the crust in central Mexico: *Nature*, 342, 265-268.

Hayashi, K., y Ohmoto, H., 1991, Solubility of gold in NaCl- and H<sub>2</sub>S-bearing aqueous solutions at 250-350°C: *Geochim Cosmochim. Acta*, 55, 2111-2126.

Hawkesworth, J.C., Turner, S.P., McDermot, F., Peate, D.W., y Van Galsteren, P., 1997, U-Th isotopes in arc magmas: implications for elements transfer from the subducted crust: *Science*, 273, 551-555.

Hildreth, W., y Moorbath, S., 1988, Crustal contributions to arc magmatism in the Andes of Central Chile: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 98, 455-489.

Johnson, K., Barnes, C.G., y Miller, C.A., 1997, Petrology, geochemistry, and genesis of high-Al tonalite and trondhjemites of the Cornucopia stock, Blue Mountains, Northeastern Oregon: *Journal of Petrology*, 38, 1585-1611.

Kay, R.W., y Kay, S.M., 1991, Creation and destruction of lower continental crust: *Geologische Rundschau*, 80, 259-278. Kay, R.W., y Mahlburg-Kay, S., 1993, Delamination and delamination magmatism: *Tectonophysics*, 219(1-3), 177-189.

Kay, S.M., Mpodozis, C., y Coira, B., 1999, Magmatism, tectonism, and mineral eposits of the Central Andes (22<sup>o</sup>-33<sup>o</sup> S), en Skinner, B., ed., *Geology and Ore deposits of the Central Andes: Society of Economic Geology, Special Publication*, 27-59.

Kay, S.M., y Mpodozis, C., 2001, Central Andean ore deposits linked to evolving shallow subduction system and thickening crust: *GSA Today*, 11, 4-9.

Lang, B., Steinitz, G., Sawkins, F.J., y Simmons, S.F., 1988, K-Ar age studies in the Fresnillo silver district, Zacatecas, Mexico: *Economic Geology*, 83, 1642-1646.

Le Maitre, R.W., Bateman, P., Dudek, A., Keller, J., Lameyre, J., LeBas, M.J., Sabine, P.A., Schmid, R., Sorensen, H., Streckeisen, A., Wooley, A.R., Zanettin, B., 1989, *Classification of Igneous Rocks and Glossary of Terms*: Blackwell, Oxford. 196 p.

López-Doncel, R., 2003, La Formación Tamabra del Cretácico medio en la porción central del margen occidental de la Plataforma Valles-San Luis Potosí, centro-noreste de México: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 20, 1, 1-19.

Loucks, R., Lemish, J., Damon, P.E., 1988, Polymetallic Epithermal Fissure Vein Mineralization, Topia, Dga. Mexico: Part I: District Geology, Geochronology, Hydrothermal Alteration, and Vein Mineralogy. *Economic Geology*, 83. 1499-1528.

Ludwing, K.J., 2003, Isoplot 3.00: Berkeley Geochronology Center, Special Publication 4, 70.

Machado, M.L., 1970, Estudio Geológico del distrito minero La Paz: Tesis de Grado Escuela Superior de Ingeniería y Arquitectura de México, 78 p.

Mandeville, C.W., Sasaki, A., Saito, G., Faure, K., King, R. y Hauri, E., 1998. Open system degassing of sulfur from Krakatau 1883 magma. *Earth and Planetary Science Letters*, 160, 709-722.

Martin, H., 1999, The adakitic magmas: modern analogues of Archean granitoides: *Lithos*, 46, 3, 411-429.

Martin, H., y Moyen, J.F., 2003, Secular changes in TTG composition: comparison with modern adakites: EGS-AGU-EUG meeting, Nice, April, VGP7-IFR20-001.

Martin, H., Smithies, R.H., Rapp, R., Moyen, J.F., y Champion, D., 2005, An overview of adakite, tonalite-trondhjemite-granodiorite (TTG) and some implications for crustal evolution: *Lithos*, 79, 1-24.

Martínez-Herrera, N., 1993, Cartografía Geológica, estudio petrográfico y mineralógico de los yacimientos polimetálicos (Cu-Pb-Zn-Ag) del distrito La Paz, S.L.P. México. Tesis de Grado, Universidad Autónoma de Nuevo León. 85 p.

Martínez-Macías, P.R., 2004, Litoestratigrafía de la Sierra de Catorce, San Luís Potosí: Tesis Maestro en Ciencias. Universidad Nacional Autónoma de México. 170 p.

McArthur, J.M., Howart, R.J., y Bailey, T.R., 2001, Strontium-isotope stratigraphy, Lowest version 3: Best-fit to the marine Sr-isotope curve for 0 to 509 Ma. And accompanying look-up table for deriving numerical age: *Journal of Geology*, 109, 155-170.

Megaw, P.K.M., 1998. Carbonate-hosted Pb-Zn-Ag-Cu-Au replacement deposits: un exploration perspective, in D.R. Lentz Editor, Mineralized intrusions-related skarns systems: Quebec, short course, 26, Mineralogical Association of Canada, 337-357.

Megaw, P.K.M., Ruiz, J., y Titley, S.R., 1988, High-temperature, carbonatehosted Ag-Pb-Zn(Cu) deposits of northern Mexico: *Economic Geology*, 83(8), 1856-1885.

Meiburg, P., Chapa-Guerrero, J.R., y Grottehusmann, I., 1987, El basamento precretácico de Aramberry-estructura clave para comprender el decóllement de la cubierta jurásica/cretácica de la Sierra Madre Oriental, México: *Actas Facultad Ciencias de la Tierra, U.A.N.L., Linares*. 2, 15-22.

Meinert, L.D., 1995a, Compositional variation of igneous rocks associated with skarn deposits-chemical evidence for a genetic correction between petrogenesis and mineralization, en Thompson, J.F.H., Ed.; *Magmas, fluids and ore deposits: Mineralogical Association of Canada, Short Course*, 23, 401-418.

Meiner, L.D., 1995b, Igneous petrogenesis and skarn deposits: *Geological Association of Canada. Special paper* 40, 569-583.

Meinert, L.d., Lentz, D.R., Newberry, R.J., 2000. Special Issue skarn deposits: *Economic Geology*, 95, 6, 1183-1365.

Mikucki, E.J., y Ridley, J.R., 1993, The hidrotermal fluid of Archaean of Rodinia and the



Cambrian formation of Gondwana: *Geology*, 21, 889-892.

Morán de la Rosa, C., 2003, *Historia de La Paz*, S.L.P. Publicación interna de la Empresa.

Morán-Zenteno, D. 1996, *Geology of the Southeastern Region of Mexico*, en: *Geology of the Mexican Republic*, cap. 4. AAPG *Studies in Geology*. 39, 75-82.

Múgica, M.R., Albarrán, J., 1983, *Estudio petrogenético de las rocas ígneas y metamórficas del Altiplano Mexicano*: Instituto Mexicano del Petróleo. Proyecto C-1156. Informe Privado.

Muir, R.J., Weaver, S.D., Bradshaw, J. D., Eby, G.N. y Evans, J.A. 1995, *Geochemistry of the Cretaceous Separation Point Batholith, New Zealand: granitoid magmas formed by melting of mafic lithosphere*: *Journal of the Geological Society of London*, 152, 689–701.

Myers, G.L., 1994, *Geology of the Copper Canyon-Fortitude skarn system, Battle Mountain, Nevada*: Ph.D. Thesis, Washington State University, Pullman, 356p.

Nieto-Samaniego, A.F., Ferrari, L., Alaniz-Alvarez, S.A., Labarthe-Hernandez, G., Rosas-Elguera, J., 1999, *Variation of Cenozoic extension and volcanism across the southern Sierra Madre Occidental volcanic province, Mexico*: *Geological Society of American Bulletin*, 111, 347-363.

Nieto-Samaniego, A.F., Alaniz-Alvarez, S.A., Camprubi i Cano, A., 2005, *La Mesa Central de México: Estratigrafía, estructura y evolución tectónica Cenozoica*: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, LVII, 3, 285-318.

Ohmoto, H., y Rye, R.O., 1979, *Isotope of sulfur and carbon*, en Barnes, H.L., Ed., *Geochemistry of Hydrothermal Deposits*, John Wiley & Sons, p. 509-567.

Orozco-Esquivel, M.T., Nieto-Samaniego, A.F., y Alaniz-Alvarez, S.A., 2002, *Origin of rhyolitic lavas in the Mesa Central, Mexico, by crustal melting related to extension*: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 118, 37-56.

Petford, N., y Atherton, M., 1996, *Na-rich partial melts from newly underplated basaltic crust: the Cordillera Blanca batholith, Peru*: *Journal of Petrology*, 37, 1491-1521.

Pinto-Linares, P.J. 1988, *Geología de la Sierra del Fraile*. Informe Interno de la Empresa Santa María de La Paz y Anexas, S.A. de C.V. 35 p.

Prouteau, G., Scaillet, B., Pichavant, M., y Maury, R.C., 1999, *Fluid-present melting of oceanic crust in subduction zones*: *Geology*, 27, 1111-1114.

Rapp, R.P., Watson, E.B. y Miller, C.F, 1991, *Partial melting of amphibolite/eclogite and the origin of Archean trondhjemites and tonalities*: *Precambrian Research*, 51, 1–25.

Rapp, R., y Watson, E., 1995, *Dehydration melting of metabasalt at 8–32 kbar: Implications for continental growth and crust-mantle recycling*: *Journal of Petrology*, 36(4), 891-931.

Rapp, R.P., Shimizu, N., Norman, M.D. y Applegate, G.S, 1999, *Reaction between slab-derived melts and peridotite in the mantle wedge: experimental constraints at 38 GPa*: *Chemical Geology*, 160, 335–356.

Rapp, R.P., Xiao, L. y Shimizu, N., 2002, Experimental constraints on the origin of potassium-rich adakite in east China: *Acta Petrologica Sinica*, 18, 293–311.

Reich, M., Parada, M.A., Palacios, C., Dietrich, A., Schultz, F., y Lehmann, B., 2003, Adakite-like signature of Late Miocene intrusions at the Los Pelambres giant porphyry copper deposit in the Andes of central Chile: metallogenic implications: *Mineralium Deposita*, 38, 7, 876-885.

Richards, P., Shimizu, N., y Allegre, C.J., 1976,  $^{143}\text{Nd}/^{146}\text{Nd}$ , a Natural Treasure: An Application to Oceanic Basalts: *Earth Planet Science Letter*, 31, 269-278.

Rudnick, R.L., y Cameron, L.C., 1991, Age diversity of the deep crust in northern Mexico: *Geology*, 19(12), 1197-1200.

Sajona F. G. y Maury R. C., 1998, Association of adakites with gold and copper mineralization in the Philippines. *Comptes Rendus De L'Academie Des Sciences Serie Ii Fascicule a-Sciences De La Terre et Des Planetes*, 326(1): 27-34.

Sajona, F.G., Maury, R.C., Prouteau, G., Cotton, J., Schiano, P., Bellon, H., y Fontain, L., 2000, Slab melt as metasomatic agent in island arc magma mantle sources, Negros and Batan (Philippines). *Island Arcs* 9-4, 472-486.

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

Sen, C., y Dunn, T., 1994, Dehydration melting of a basaltic composition amphibolite at 1.5 and 2.0 Gpa: implications for the origin of adakites: *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 117, 394-409.

Shepherd, T.J., Rankin, A.H., y Alderton, D.H.M., 1985. *A Practical Guide to Fluid Inclusion Studies*. Blackie and Son. Glasgow, 239p.

Seward, T.M., y Barnes, H.L., 1997, Metal Transport by Hydrothermal Ore Fluids, en: *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits*, Tercera Edición, Hubert, L., Barnes (ed.) John Wiley and Sons Inc. Publication, 435-486.

Sharp, D., Essene, J., y Kelly, C., 1985, A re-examination of the arsenopyrite geothermometer: pressure considerations and applications to natural assemblages: *Canadian Mineralogy*, 23; 517-534

Skjerlie, K.P. y Patiño Douce, A.E., 2002, The fluid-absent partial melting of a zoisite-bearing quartz eclogite from 1.0 to 3.2 GPa: implications for melting in thickened continental crust and for subduction-zone processes: *Journal of Petrology*, 43, 291–314.

Spurr, J.E., Garrey, G.H., y Fenner, C.N., 1912, Study of a contact metamorphic ore deposit. The Dolores Mine, at Matehuala, S.L.P., México: *Economic Geology*, 7, 444-484.

Stacey, J.S., y Kramers, J.D., 1975, Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model: *Earth and Planetary Science Letters*, 26, 359-362.

Stern, C.R., y Killian, R., 1996, Role of the subducted slab, mantle wedge and continental crust in the generation of adakitas from the Austral Volcanic Zone: *Contribution Mineralogical Petrology*, 123, 263-281.

Theodore, T.G., y Blake, D.W., 1978, Geology and geochemistry of the West orebody and associated skarns, Copper Canyon porphyry copper deposits, Lander County, Nevada (with a section on electron microprobe analyses of andradite and diopsida by N.G. Banks): United States Geological Survey, Profesional Paper, 798-C, 85p.

Torres del Angel, C., 1993, Estudio microtermométrico de las inclusiones fluidas en el Distrito de La Paz, México. Tesis de Grado, Universidad Autónoma de Nuevo León. 150p.

Tuta, Z.H., Sutter, J.F., Kesler, S.E., y Ruiz, J., 1988, Geochronology of Mercury, Tin, and Fluorin Mineralization in Northern Mexico: *Economic Geology*, 83, 1931-1942.

Vargas-Vega, O., 1985, Cocientes metálicos: Un Nuevo sistema de exploración en Veta Desconocida, Tesis de Grado, Universidad de Guanajuato. 85p.

Vaupell, C.W, 1933, Geology Kildun Mine, Matehuala, S.L.P. Informe Interno de la Empresa Sta. María de La Paz y Anexas. S.A. de C.V. 12p.

Xiong, X.L., Li, X.H., Xu, J.F., Li, W.X., Zhao Z.H., y Wang, Q., 2003, Extremely high-Na adakite-like magmas derived from alkali-rich basaltic underplate: the Late Cretaceous Zhantang andesites in the Huichang Basin, SE China. *Geochemical Journal*, 37, 233–252.

Zhang L.C., Xiao, W.J., Qin, K.Z., y Zhang, Q., 2005, The adakite connection of the Tuwu-Yandong copper porphyry belt, eastern Tianshan, NW China: trace element and Sr-Nd-Pb isotope geochemistry: *Mineralium Deposita*, 41(2), 188-200.

# ANEXO 1

## **Análisis geoquímicos:**

Tabla 4.1: Análisis estructural del distrito minero de La Paz.

Tabla 6.1: Difractograma de rayos X de la grosularia.

Tabla 6.2: Análisis de microsonda electrónica de las cloritas hidrotermales. Mediante microsonda electrónica Cameca SX100, de la Universidad de Nancy I.

Tabla 7.1: Análisis de elementos mayores y trazas.

Tabla 7.2: Comparación de la geoquímica de los intrusivos de La Paz con los intrusivos de carácter adakitico y asociado a yacimientos de skarn.

Tabla 8.1: Determinación de edades U/Pb de mono cristales de circones mediante LA-ICPMS de los intrusivos de las minas de (A) Dolores, (B) Cobriza, (C) Membrillo, y (D) San Acacio.

Tabla 9.1: Isótopos de azufre de los sulfuros del distrito minero de La Paz.

Tabla 9.2: Isótopos de Oxígeno y Carbono de las calcitas hidrotermales, y rocas encajonantes del distrito minero de La Paz.

Tabla 9.3: Relaciones isotópicas Rb/Sr de las fluoritas recolectadas en el skarn y en las zonas de vetas hidrotermales.

Tabla 10.1: Medición de temperaturas de homogeneización y de fusión de las inclusiones fluidas encontradas en las muestras estudiadas de la mina de Cobriza.

Tabla 10.2: Medición de temperaturas de homogeneización y de fusión de las inclusiones fluidas encontradas en las muestras estudiadas de la mina de Dolores.

Tabla 10.3: Medición de temperaturas de homogeneización y de fusión de las inclusiones fluidas encontradas en las muestras estudiadas de la mina de El Pilar.

Tabla 10.4: Medición de temperaturas de homogeneización y de fusión de las inclusiones fluidas encontradas en las muestras estudiadas de la mina de San Acacio.

Vetas NIVEL 512						
FRACTURAS		DIQUES		CONTACTOS SKARN / CALIZA		
N 20 E	77 NW	N 55 E	90		N 10 E	
N 52 E	85 NW	N 75 E	30 SE		N 75 E	
N 11 E		N 55 E			N 45 E	
N-S		N 65 E			N 65 E	
N 32 E		N 75 E			N 60 W	
N-S		N 60 E			N 25 E	70 NW
N-S		N 65 E			N 80 W	
N 10 E		N 80 E			N 50 E	
N 50 E	84 SE	N 75 E			N 75 E	80 NW
N 55 E		N 45 E			N 50 E	35 NW
N-S		N 45 E			N 20 E	50 NW
N 5 E		N 40 E				
N 60 W	60 NE	N 50 E	60 SE			
N 35 E		N 55 E	80 SE			
N 55 E	60 SE	N 80 E	55 SE			
N 60 W	55 NE	N 85 E	80 SE			
N 75 W	45 SW	N 65 E	80 NW			
N 80 W	85 SW	N 65 E	30 SE			
N 80 E	85 SE	N 65 E				
N 85 W	70 SW	N 50 E	70 SE			
N 70 E		E-W	71 S			
N 80 W		E-W	75 S			
N-S	70 W	E-W	80 S			
E-W	68 S	N 70 E	75 SE			
N 60 E	75 SE	N 80 W	80 NE			
N 80 E	72 SE	N 70 E	80 SE			
N 70 E	84 SE	N 65 E				
N 75 W	77 SW	N 40 E	80 SE			
N 55 W						
N 75 E	80 SE					

Vetas NIVEL 600						
FRACTURAS		DIQUES		CONTACTOS SKARN / CALIZA		
N 40 W	30 SW	N 65 E	80 SE		N 70 E	58 SE
N 40 W	25 SW	N 75 E	75 SE		N 70 E	45 SE
N 30 W	35 SW	W-E	80 S		N 60 E	60 SE
N 30 E	20 NW	W-E	70 S		N-S	55 W
N 10 W	50 SW	N 70 E	80 S		N 70 E	45 SE
N 60 E	80 SE	N 80 E			N 85 W	85 NE
N-S	90	N 60 E	70 SE		N 20 W	25 SW
N 15 E	40 NW	N 85 E	65 SE		N-S	85 E
N 55 W	90	N 55 W	55 SW		N 80 E	45 NW
N 10 W	40 NE	N 55 E	70 SE		N 45 W	65 NE
N-S	90	N 45 W	40 SW		N 60 E	85 SE
N 25 W	85 SW	N 25 W	55 SW		N 55 E	50 SE
N 20 W	65 SW	N 70 E	60 SE		N 60 E	40 SE
N 65 W	70 SW	N 75 E	70 SE		N 40 E	VERTICAL
N 40 E	60 NW	N 65 E	75 SE		W-E	VERTICAL
N 70 E	90	N 70 E	76 SE		N 50 E	
N 80 W	80 SW	N 80 E	75 SE		N 60 E	80 SE
N 35 W	75 SW	W-E	65 S		N 85 W	65 W
N 70 W	45 SW	N 80 W	75 SW		N 40 W	60SW
W-E	80 S	W-E	80 S		N 50 W	70 SW

N 75 W	85 SW	N 75 E	80 SE		N 60 E	
N 70 W	70 SW	N 55 E	80 SE		N 70 E	45 NW
N 45 E	75 NW	N 40 E	60 SE		N 65 W	70 NE
N 25 E	80 NW	W-E	70 S		N 70 E	
N 35 W	65 NE	N 85 W	70 SW		N 80 E	
E-W	80 S	N 65 W	80 SW		W-E	70 N
N 70 E	80 SE	N 80 E	75 SE		N 35 E	60 NW
N 25 W	70 NE	N 65 E	80 SE		N 35 E	83 NW
N 30 W	70 SW	N 60 E	70 SE		N 60 E	90
N 10 E	30 NW	N 85 W	75 SW		N 85 W	80 SW
N 35 W	40 SW	N 55 E	50 SW		W-E	85 S
N 70 W	55 SW	N 55 W				
N 45 W		N 50 E	80 SE			
N 45 W	35 NE	N 65 E	80 SE			
N 35 E	45 NW	N 55 E	80 SE			
N 40 E	55 SE	W-E	65 S			
N 85 E	60 NW	W-E	70 S			
W-E	40 S	N 55 E	45 SE			
N 25 W	70 NE	N 55 E	57 SE			
N 15 W	60 SW	W-E	65 S			
N 35 W	40 SW	N 70 E	80 SE			
N 20 E	40 NW	N 60 E	70 SE			
N 25 E	55 NW	N 85 W	85 SW			
N 30 W	75 SW	W-E	80 S			
N-S	55 W	N 75 E	60 SE			
N 80 E	55 SE	N 60 E	?			
E-W	80 S	N 60 E	75 SE			
N 85 E	80 N					
N 35 E	40 SE					
N 45 E	30 NW					
N 30 W	50 NE					
N 35 E	35 SE					
N 65 E	70 SE					
N 60 E	75 NW					
N 75 E	50 SE					
N 80 W	70 SW					
N 65 W	85 NE					
N 85 W	65 SW					
N 75 E	70 SE					
N 80 E	65 SE					
N 80 E	80 SE					
N 25 E	75 SE					
N 60 E	80 SE					
N 85 W	60 SW					
N 85 W	75 SW					
W-E	75 S					
N 80 W	60 SW					
N 65 E	75 NW					
N 85 W	80 NE					
N 85 E	80 SE					
N 85 W	75 SW					

MINA DOLORES nivel 2100 m						
FRACTURAS		DIQUES		CONTACTOS SKARN / CALIZA		
		N 60 E	55 NW		N 30 E	

		N 50 E	60 SE		N 35 E	
		N 65 E	60 SE		N 45 W	
					N-S	
					N 65 W	
					W-E	
					N 60 E	
					N 70 W	
					N-S	
					N 20 E	
					N 30 W	
					N-S	
					N 50 W	
					N 40 W	

Tabla 4-1



CHLORITES-PINTO

A	B	C	D	E	F	G	H	I	J	K	L	M	N	O
1														
2	N°Ech	Cobriza	Cobriza	Cobriza	Cobriza	Cobriza	Cobriza	Cobriza	Cobriza	Cobriza	Cobriza	Cobriza	Cobriza	Cobriza
3	N°Anal,	237	238	245	238	245	262	263	265	266	268	269	255	256
4	SiO2	25.5292	24.9321	25.2832	24.9234	25.2832	26.799	26.7125	26.4641	27.4878	27.6609	27.5855	26.6991	27.7741
5	Al2O3	16.6574	16.8396	16.6528	16.7872	16.8628	18.8122	17.9863	19.3872	17.2881	18.2761	17.6214	18.8249	18.1442
6	TiO2	0.0281	0.0002	0.0355	0.0002	0.0396	0.0131	0.0341	0.0315	0.4979	0.2975	4.1641	0.1009	0.0734
7	FeO	33.8463	33.7297	33.4472	33.7297	33.1644	19.5954	24.1791	20.5765	22.1442	23.2635	22.7601	24.5916	21.9052
8	MnO	0.4972	0.5074	0.2982	0.5074	0.2982	0.1881	0.2454	0.1644	0.321	0.0865	0.0834	0.132	0.1299
9	MgO	7.9485	7.9982	8.3696	7.1113	8.3696	17.4652	15.1991	14.3723	16.1113	15.0257	12.5877	15.3635	16.8117
10	CaO	0.0888	0.0598	0.1378	0.0339	0.1378	0.0002	0.0059	0.0343	0.6742	0.02	0.0747	0.0677	0.0633
11	Cr2O3													
12	NiO	0.0187	0.0001	0.0001	0.0001	0.0001	0.0453	0.0001	0.0001	0.0885	0.0273	0.0001	0.0854	0.0001
13	Na2O	0.0896	0.2036	0.1304	0.0025	0.1304	0.0003	0.116	0.0025	0.0256	0.0501	0.0522	0.0003	0.0845
14	K2O	0.0847	0.0709	0.0001	0.0709	0.0335	0.0001	0.0008	0.0542	0.0754	0.1166	0.7008	0.0001	0.0001
15	TOTAL													
16	Vérification	84.7885	84.3416	84.3549	83.1666	84.3196	82.9189	84.4793	84.1284	84.2353	84.9029	85.63	85.8655	84.9865
17	T°C	278	293	284	281	286	293	289	284	313	269	277	304	273
18	FORMULE STRUCTURALE (28 Oxygènes)													
19	Si	5.88938504	5.79331619	5.84904534	5.87192613	5.84121647	5.79476713	5.82169322	5.85324883	5.67009105	5.94691254	5.89474386	5.72640291	5.91961798
20	AlIV	2.11061496	2.20668381	2.15095466	2.12807387	2.15887833	2.20523287	2.17830678	2.14675117	2.32990895	2.05308746	2.10525614	2.27359709	2.08038202
21	Z	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8
22	AlVI	2.41835704	2.40500317	2.38950573	2.53327103	2.43278032	2.58897283	2.44163276	2.41803432	2.56571072	2.57784501	2.33271185	2.48498576	2.4773752
23	Cr	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
24	Fe	6.5298552	6.55451345	6.47101375	6.64577116	6.40771244	3.54348942	4.40691345	4.6678213	3.68692256	4.18273074	4.06740907	4.41094532	3.90445585
25	Ni	0.0034704	1.8693E-05	1.8611E-05	1.8953E-05	1.8586E-05	0.00787991	1.7532E-05	1.7726E-05	1.7236E-05	0.00472165	1.7191E-05	0.01473495	1.7146E-05
26	Mg	2.73309458	2.77011227	2.86598712	2.49723283	2.88212427	5.62895402	4.93729859	4.72015998	5.54404655	4.81500449	4.0928751	4.91147778	5.34074762
27	Mn	0.09715233	0.09986382	0.05843189	0.10125422	0.05835368	0.0344505	0.04530005	0.03068209	0.05825421	0.01580959	0.01509522	0.02397997	0.0234505
28	Ti	0.00487487	3.4948E-05	0.00617598	3.5435E-05	0.00688004	0.00213016	0.00558874	0.0052195	0.00571986	0.08079449	0.04809906	0.66915941	0.01176452
29	Y	11.7868044	11.8295463	11.8111331	11.775836	11.7878693	11.8058768	11.8367511	11.8419349	11.8606711	11.6179024	11.6584842	11.0936803	11.862398
30	Ca	0.02194861	0.01488781	0.03415572	0.00855725	0.03411	4.6335E-05	0.00137768	0.00809747	0.00778205	0.15587098	0.01710275	0.01555734	0.01445502
31	Na	0.04007659	0.09172679	0.05848986	0.00114199	0.05841157	0.00012577	0.04901656	0.01068031	0.00103854	0.01071039	0.02088397	0.00012475	0.03491899
32	K	0.02492552	0.02101564	2.9511E-05	0.02130824	0.00987289	2.7583E-05	0.00022241	0.0075328	0.01481359	0.02075461	0.19103204	2.736E-05	2.7188E-05
33	X	0.08695072	0.12763024	0.09267509	0.03100748	0.10239446	0.00019969	0.05061665	0.02631057	0.02363417	0.18733598	0.05746899	0.2297622	0.01570945
34	XYZ	19.8737651	19.9571766	19.9038082	19.8085911	19.8902638	19.8060765	19.8873678	19.8682455	19.8843053	19.7159532	19.3234425	19.8781075	19.8072119
35	XFe	0.69762649	0.69547676	0.68727736	0.718908	0.6854495	0.38487349	0.46934424	0.49559275	0.39690321	0.43465395	0.50265864	0.47194041	0.42125382
36														
37	Tabla 6-2													



	Skarn mundiales			Adakita Mundiales		La Paz Au-Cu Skarn	
	Au Skarns media	Cu Skarns media	otros Skarns media	Adakita HSA (n=267) media	SD	Horst media	Graben media
SiO <sub>2</sub>	61.4	64.90	66.80	64.8	2.5	67.26	62.09
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.2	16.00	15.10	16.64	0.9	15.38	16.36
TiO <sub>2</sub>	0.6	0.50	0.50	0.56	0.1	0.60	0.86
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> *	2.6	2.50	1.90	4.75	1.0	3.18	3.78
FeO*	3.7	2.40	2.50	-	-	-	-
MnO	0.1	0.10	0.10	0.08	0.02	0.02	0.03
CaO	5.8	3.80	3.80	4.63	0.8	4.39	5.99
MgO	3.2	1.80	1.60	2.18	0.7	0.86	1.51
K <sub>2</sub> O	2.5	3.60	3.70	1.97	0.5	4.24	4.51
Na <sub>2</sub> O	3.1	4.00	3.50	4.19	0.4	2.92	2.92
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.2	0.30	0.20	0.2	0.2	0.24	0.26
Elementos trazas (ppm)							
Ni	18	16.00	19.00	20.00	10.00	<L.D.	<L.D.
Cr	51	18.00	49.00	41.00	26.00	3.41	5.45
V	99	85.00	88.00	95.00	31.00	36.63	65.47
Ba	891	1466.00	701.00	721.00	286.00	673.10	828.20
Rb	69	103.00	230.00	52.00	21.00	122.58	172.35
Sr	601	807.00	425.00	565.00	150.00	521.58	628.00
Zr	116	183.00	131.00	108.00	41.00	189.93	200.95
Y	17	17.00	39.00	10.00	3.00	13.04	22.96
Nb	9	9.00	18.00	6.00	2.00	10.61	10.29
La	28	45.00	29.00	19.20	8.00	28.23	33.37
Ce	55	78.00	68.00	37.70	16.00	83.70	68.14
Nd	9	11.00	17.00	18.20	7.00	10.16	34.71
Sm	-	-	-	3.40	1.30	6.48	6.81
Eu	-	-	-	0.90	0.30	1.56	1.64
Gd	-	-	-	2.80	0.80	5.19	5.48
Dy	-	-	-	1.90	0.50	4.06	4.36
Er	-	-	-	0.96	0.30	1.95	2.14
Yb	-	-	-	0.88	0.20	1.85	2.02
Lu	-	-	-	0.17	0.04	0.29	0.31
K <sub>2</sub> O/Na <sub>2</sub> O	0.90	1.06	0.47	1.25	1.45	1.45	1.54
Sr/Y	35.35	47.47	10.90	56.50	50.00	40.00	27.35
(La/Yb)N	-	-	-	14.44	-	15.27	11.64

Table 7-2

Membrillo

Sample	U (ppm)	Th(ppm)	U/Th	<sup>206</sup> Pb/ <sup>204</sup> Pbc	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U ratio	±(%)	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U ratio	±(%)	errcorr	<sup>206</sup> Pb/ <sup>207</sup> Pb ratio	±(%)	APPARENT AGES					
												<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	±(Ma)	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U	±(Ma)	<sup>206</sup> Pb/ <sup>207</sup> Pb	±(Ma)
1	443	142	3.1	802			0.00564	2.11				36.3	0.8				
2	702	231	3.0	813			0.00572	2.31				36.8	0.8				
3	791	149	5.3	869			0.00572	2.35				36.8	0.9				
4	276	139	2.0	404			0.00567	3.23				36.4	1.2				
5	712	105	6.8	1379			0.00586	1.80				37.7	0.7				
6	547	93	5.9	428			0.00570	3.52				36.6	1.3				
7	159	94	1.7	279			0.00589	4.75				37.8	1.8				
8	456	76	6.0	862			0.00567	3.41				36.5	1.2				
9	392	84	4.7	1113			0.00585	4.41				37.6	1.7				
10	309	50	6.1	1238			0.00571	4.13				36.7	1.5				
11	337	294	1.1	883			0.00599	4.48				38.5	1.7				
12	489	115	4.1	995			0.00566	2.75				36.4	1.0				
13	621	196	3.2	229			0.00548	8.67				35.2	3.0				
14	728	229	3.2	2016			0.00573	2.20				36.8	0.8				
15	212	85	2.5	267			0.00575	3.04				37.0	1.1				
16	1185	2008	0.6	1947			0.00572	3.58				36.8	1.3				
17	171	104	1.6	296			0.00560	6.87				36.0	2.5				
18	572	183	3.1	2219			0.00589	3.09				37.8	1.2				
19	466	303	1.5	1359			0.00562	2.63				36.1	0.9				
20	362	90	4.0	1074			0.00595	6.44				39.2	2.5				
21	97	28	3.4	621			0.00585	5.76				37.6	2.2				
22	738	312	2.4	2482			0.00582	1.94				37.4	0.7				
23	694	425	1.6	21575	1.25566	4.08	0.12018	3.68	0.90	13.196	1.77	731.6	25.5	826.0	23.1	1089	35
24	451	132	3.4	2690	0.15286	8.23	0.01767	4.02	0.49	15.942	7.18	112.9	4.5	144.4	11.1	699	153
25	219	153	1.4	320	0.18531	24.18	0.02674	2.95	0.12	19.893	24.00	170.1	5.0	172.6	38.4	207	564

Dolores

Sample	U (ppm)	Th(ppm)	U/Th	<sup>206</sup> Pb/ <sup>204</sup> Pbc	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U ratio	±(%)	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U ratio	±(%)	errcorr	<sup>206</sup> Pb/ <sup>207</sup> Pb ratio	±(%)	APPARENT AGES					
												<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	±(Ma)	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U	±(Ma)	<sup>206</sup> Pb/ <sup>207</sup> Pb	±(Ma)
1	546	174	3.1	263			0.00585	3.32				37.6	1.2				
2	246	75	3.3	123			0.00582	6.55				37.4	2.4				
3	95	69	1.4	128			0.00581	8.88				37.4	3.3				
4	362	104	7.2	360			0.00589	1.82				36.6	0.7				
5	758	99	7.7	485			0.00565	2.06				36.3	0.7				
6	1234	187	6.6	1014			0.00580	2.19				37.3	0.8				
7	707	119	6.0	375			0.00571	2.72				36.7	1.0				
8	728	109	6.7	381			0.00568	2.08				36.5	0.8				
9	664	110	6.0	349			0.00562	3.78				36.1	1.4				
10	899	931	1.0	710			0.00559	1.63				36.0	0.6				
11	249	45	6.5	240			0.00574	3.89				36.9	1.4				
12	493	81	6.1	493			0.00570	2.44				36.7	0.9				
13	511	148	3.5	287			0.00572	3.02				36.8	1.1				
14	650	105	6.2	694			0.00581	2.60				37.4	1.0				
15	1692	1509	1.1	640			0.00572	1.48				36.8	0.5				
16	940	298	3.2	976			0.00570	3.33				36.6	1.2				
17	1091	193	5.7	746			0.00585	1.72				37.6	0.6				
18	760	170	4.5	635			0.00582	1.92				37.4	0.7				
19	750	151	5.0	323			0.00571	4.25				36.7	1.6				
20	468	279	1.7	482			0.00567	1.69				36.4	0.6				
21	193	57	3.4	1040	1.00385	5.27	0.10032	3.49	0.66	13.779	3.94	616.3	20.5	705.8	26.8	1002	80
22	280	65	4.3	498	0.17645	10.73	0.02690	3.23	0.30	21.016	10.23	171.1	5.5	165.0	16.3	79	244
23	99	51	1.9	1732	3.73520	8.11	0.23427	7.87	0.97	8.648	1.95	1356.9	96.3	1578.9	65.0	1890	35
24	878	118	7.4	6696	0.59534	6.58	0.05887	5.95	0.90	13.634	2.82	368.8	21.3	474.3	25.0	1023	57
25	616	129	4.8	810	0.04546	24.24	0.00885	9.18	0.38	26.837	22.44	56.8	5.2	45.1	10.7	NA	NA

Cobriz

Sample	U (ppm)	Th(ppm)	U/Th	<sup>206</sup> Pb/ <sup>204</sup> Pbc	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U ratio	±(%)	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U ratio	±(%)	errcorr	<sup>206</sup> Pb/ <sup>207</sup> Pb ratio	±(%)	APPARENT AGES					
												<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	±(Ma)	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U	±(Ma)	<sup>206</sup> Pb/ <sup>207</sup> Pb	±(Ma)
1	433	85	5.1	537			0.00551	2.71				35.4	1.0				
2	245	125	2.0	455			0.00549	6.02				35.3	2.1				
3	596	606	1.0	2293			0.00565	2.29				36.3	0.8				
4	266	36	7.3	1099			0.00572	4.85				36.8	1.8				
5	244	38	6.4	429			0.00566	4.79				36.4	1.7				
6	220	21	10.7	307			0.00555	7.84				35.7	2.8				
7	146	48	3.0	358			0.00572	7.06				36.7	2.6				
8	238	71	3.4	289			0.00573	7.10				36.9	2.6				
9	407	88	4.6	818			0.00583	5.38				37.5	2.0				
10	396	83	4.8	739			0.00565	1.60				36.3	0.6				
11	574	161	3.6	2683			0.00583	7.49				37.5	2.8				
12	393	95	4.2	1390			0.00562	4.01				36.1	1.4				
13	334	99	3.4	1353			0.00575	5.33				36.9	2.0				
14	411	68	6.0	765			0.00552	3.54				35.5	1.3				
15	603	213	2.8	1489			0.00576	4.25				37.0	1.6				
16	366	79	4.6	668			0.00556	4.46				35.7	1.6				
17	665	191	3.5	1202			0.00555	1.66				35.7	0.6				
18	368	105	3.5	1401			0.00556	4.24				35.7	1.5				
19	423	114	3.7	1476			0.00557	2.70				35.8	1.0				
20	1322	192	6.9	3989			0.00552	4.23				35.5	1.5				
21	263	49	5.4	1574			0.01134	3.17				72.7	2.3				

SAN ACACIO

Sample	U (ppm)	Th(ppm)	U/Th	<sup>206</sup> Pb/ <sup>204</sup> Pbc	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U ratio	±(%)	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U ratio	±(%)	errcorr	<sup>206</sup> Pb/ <sup>207</sup> Pb ratio	±(%)	APPARENT AGES					
												<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	±(Ma)	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U	±(Ma)	<sup>206</sup> Pb/ <sup>207</sup> Pb	±(Ma)
1	1092	216	5.1	1253			0.00547	1.34				35.2	0.5				
2	503	85	5.9	386			0.00548	2.52				35.2	0.9				
3	423	72	5.8	211			0.00535	2.72				34.4	0.9				
4	298	72	4.1	134			0.00564	8.77				36.2	3.2				
5	70	28	2.5	88			0.00560	11.48				36.0	4.1				
6	520	148	3.5	300			0.00547	3.52				35.1	1.2				
7	269	37	7.2	171			0.00566	4.69				36.4	1.7				
8	950	169	5.6	740			0.00536	1.85				34.5	0.6				
9	888	170	5.2	941			0.00532	2.39				34.2	0.8				
10	769	253	3.0	338			0.00553	2.85				35.6	0.9				
11	504	52	9.7	363			0.00558	2.77				35.9	1.0				
12	583	9	63.5	551			0.00559	2.58				35.9	0.9				
13	884	348	2.5	156			0.00513	9.81				33.0	3.2				
14	640	116	5.5	294			0.00536	3.29				34.5	1.1				
15	639	146	4.4	162			0.00539	6.73				34.6	2.3				
16	1636	174	6.0	897			0.00530	2.38				34.1	0.6				
17	490	240															

Mina	Mineral	Resultados en $\delta^{34}\text{S}$ en per mil
Zona de skarn		
Cobriza	Calcopirita	4.3
Cobriza	Calcopirita	4.2
Cobriza	Pirrotina	3.1
Cobriza	Molibdenita	3.1
Dolores	Calcopirita	3.7
Zona de Veta		
Dolores	Pirita	3.7
Dolores	Pirita	3.5
Dolores	Esfalerita	3.9
Dolores	Galena	1.6
Dolores	Esfalerita	3.9
El Pilar	Pirita	4.8
El Pilar	Esfalerita	4.3
El Pilar	Galena	2.5
San Acacio	Pirita	4.2
San Acacio	Arsenopirita	6.5
San. Agustin	Pirita	4.5
San. Agustin	Galena	4.1
San. Agustin	Esfalerita	5.6

Tabla 9-1

Mina o formacion sedimentaria	Mineral	Resultados en $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ en per mil	Resultados en $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ en per mil
Cuesta del Cura	Caliza	-0.42	19.20
Agua Nueva	Caliza	-6.04	13.51
Dolores	Marmol	2.03	16.33
Dolores	Calcita	-8.02	21.44
San Agustin	Calcita	1.05	15.11
San Ignacio	Calcita	-4.77	16.41
San Acacio	Dolomita	-7.82	18.58

Tabla 9-2

Muestra	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	1sd	n
Fluorita (Skarn-Dolores)	bnd	0,707740	6	9
Fluorita (Veta- San Acacio)	bnd	0.707622	5	7
Fluorita (Veta- San Agustin)	bnd	0.707445	5	4
Fluorita (San Agustin)	bnd	0.707445	6	18

Tabla 9-3

Mina	Evento	No. Muestra	Mineral	No. De Inclusion	Th	Tf(hielo)	Th	Tf(hielo)	NaCl
Cobrizo-Sup	Skarn	329	Cuarzo	1	250.2	-4.9	250.2	-4.9	7.6
			Cuarzo	2	286.9	-4.7	286.9	-4.7	7.3
			Cuarzo	3	281.6	-4.6	281.6	-4.6	7.2
			Cuarzo	4	261.6	-4.4	261.6	-4.4	6.9
			Cuarzo	5	268.9	-4.3	268.9	-4.3	6.8
			Cuarzo	6	248.2	-4.8	248.2	-4.8	7.5
			Cuarzo	7	250.1	-5.3	250.1	-5.3	8.2
			Cuarzo	8	250.1	-5.4	250.1	-5.4	8.3
			Cuarzo	9	268.5	-5.8	268.5	-5.8	8.8
			Cuarzo	10	270.1	-5.5	270.1	-5.5	8.4
			Cuarzo	11	276.4	-5.7	276.4	-5.7	8.7
			Cuarzo	12	282.3	-5.9	282.3	-5.9	9.0
			Cuarzo	13	283.1	-5.8	283.1	-5.8	8.8
Cobrizo-Sup.	Skarn	332	Cuarzo	1	362.4	-3.9	362.4	-3.9	6.2
			Cuarzo	2	>500	-4.2	500	-4.2	6.6
			Cuarzo	3	>500	-4.5	500	-4.5	7.0
			Cuarzo	4	392.4	-3.6	392.4	-3.6	5.7
			Cuarzo	5	368.9	-3.8	368.9	-3.8	6.0
			Cuarzo	6	> 500	-4.3	500	-4.3	6.8
			Cuarzo	7	> 500	-4.9	500	-4.9	7.6
			Cuarzo	8	410	-3.8	410	-3.8	6.0
			Cuarzo	9	395.7	-3.5	395.7	-3.5	5.6
			Cuarzo	10	388.2	-3.7	388.2	-3.7	5.9
			Cuarzo	11	369.5	3.4	369.5	-3.4	5.4
			Cuarzo	12	374.5	3.2	374.5	-3.2	5.1
			Cuarzo	13	394.5	3.7	394.5	-3.7	5.9
			Cuarzo	14	408.2	3.9	408.2	-3.9	6.2
Cobrizo-Sup.	Skarn	333	Cuarzo	1	227.4	-3.8	227.4	-3.8	6.0
			Cuarzo	2	315.6	-4.3	315.6	-4.3	6.8
			Cuarzo	3	323.3	-4.3	323.3	-4.3	6.8
			Cuarzo	4	325.4	-4.4	325.4	-4.4	6.9
			Cuarzo	5	325.9	-4.1	325.9	-4.1	6.5
			Cuarzo	6	327.1	-4	327.1	-4	6.3
			Cuarzo	7	222.2	-3.5	222.2	-3.5	5.6
			Cuarzo	8	22.9	-3.5	22.9	-3.5	5.6
			Cuarzo	9	236.4	-4.1	236.4	-4.1	6.5
			Cuarzo	10	264.5	-4.1	264.5	-4.1	6.5
			Cuarzo	11	285.4	-4	285.4	-4	6.3
			Cuarzo	12	251.9	-4.1	251.9	-4.1	6.5
			Cuarzo	13	345.2	-4.8	345.2	-4.8	7.5
			Cuarzo	14	352.1	-6.8	352.1	-6.8	10.2
			Cuarzo	15	358.2	-6.2	358.2	-6.2	9.4
Cobrizo-Sup	Endoskarn	334	Cuarzo	1	304.1	-8.2	304.1	-8.2	11.9
			Cuarzo	2	308.3	-7.5	308.3	-7.5	11.0
			Cuarzo	3	310.6	-7.1	310.6	-7.1	10.5
			Cuarzo	4	318.8	-8.7	318.8	-8.7	12.5
			Cuarzo	5	305.2	-8.2	305.2	-8.2	11.9
			Cuarzo	6	308.5	-8	308.5	-8	11.7
			Cuarzo	7	303.8	-7.4	303.8	-7.4	10.9
			Cuarzo	8	356.5	-7.8	356.5	-7.8	11.4
			Cuarzo	9	352.8	-7.3	352.8	-7.3	10.8
			Cuarzo	10	361.3	-8.1	361.3	-8.1	11.8
Cobrizo-Sup.	retro	336	Cuarzo	1	160	-12.4	160	-12.4	16.5
			Cuarzo	2	202.6	-8.9	202.6	-8.9	12.7
			Cuarzo	3	170.5	-7.5	170.5	-7.5	11.0
			Cuarzo	4	149.1	-5.7	149.1	-5.7	8.7
			Cuarzo	5	175.7	-6.3	175.7	-6.3	9.5
			Cuarzo	6	237.8	-6	237.8	-6	9.1
			Cuarzo	7	234.7	-5.4	234.7	-5.4	8.3
			Cuarzo	8	210.4	-5.8	210.4	-5.8	8.8
			Cuarzo	9	219.3	-5.9	219.3	-5.9	9.0
			Cuarzo	10	201.9	-6.2	201.9	-6.2	9.4
Cobrizo-Sup.	Skarn	342	Cuarzo	1	196.7	-9.8	196.7	-9.8	13.8
			Cuarzo	2	196.2	-10.1	196.2	-10.1	14.1
			Cuarzo	3	210.3	-8.9	210.3	-8.9	12.7
			Cuarzo	4	205.3	-8.6	205.3	-8.6	12.4
			Cuarzo	5	215.2	-9.1	215.2	-9.1	13.0



			Calcita	6	233.7	-11.2	233.7	-11.2	15.3
			Calcita	7	179.8	-10.8	179.8	-10.8	14.9
			Calcita	8	235.2	-10.1	235.2	-10.1	14.1
			Calcita	9	208.9	-9.7	208.9	-9.7	13.7
			Calcita	10	205.7	-10.2	205.7	-10.2	14.2
Cobrizo-Sup	Skarn	343	Cuarzo	1	268.7	-5.2	268.7	-5.2	8.0
			Cuarzo	2	387.2	-6.6	387.2	-6.6	9.9
			Cuarzo	3	435.5	-8.2	435.5	-8.2	11.9
			Cuarzo	4	166.9	-9.8	166.9	-9.8	13.8
			Cuarzo	5	392.7	-5.4	392.7	-5.4	8.3
			Cuarzo	6	389.2	-4.9	389.2	-4.9	7.6
			Cuarzo	7	> 500	-4.6	500	-4.6	7.2
			Cuarzo	8	328.2	-5.8	328.2	-5.8	8.8
			Cuarzo	9	315.7	-6.2	315.7	-6.2	9.4
			Cuarzo	10	298.2	-6	298.2	-6	9.1
Cob-Int-L2335	Endoskarn	344	Cuarzo	1	437.6	-5.2	437.6	-5.2	8.0
			Cuarzo	2	407.6	-4.9	407.6	-4.9	7.6
			Cuarzo	3	428.5	-4.2	428.5	-4.2	6.6
			Cuarzo	4	421.2	-5.9	421.2	-5.9	9.0
			Cuarzo	5	443.4	-5.6	443.4	-5.6	8.6
			Cuarzo	6	458.2	-5.9	458.2	-5.9	9.0
Cob-Int.L2280	Endoskarn	345	Cuarzo	1	331.3	-9.2	331.3	-9.2	13.1
			Cuarzo	2	430.3	-8.5	430.3	-8.5	12.3
			Cuarzo	3	340.2	-8.2	340.2	-8.2	11.9
			Cuarzo	4	337.9	-7.9	337.9	-7.9	11.5
			Cuarzo	5	332.3	-7.8	332.3	-7.8	11.4
			Cuarzo	6	462.6	-9.3	462.6	-9.3	13.2
			Cuarzo	7	470.5	-9.5	470.5	-9.5	13.4
			Cuarzo	8	> 500	-9.2	500	-9.2	13.1
			Cuarzo	9	> 500	-8.7	500	-8.7	12.5
			Cuarzo	10	> 500	-8.5	500	-8.5	12.3
Cob-Int.L2335	Skarn	346	Cuarzo	1	488.6	-4.5	488.6	-4.5	7.0
			Cuarzo	2	450.1	-4.1	450.1	-4.1	6.5
			Cuarzo	3	487.2	-5.2	487.2	-5.2	8.0
			Cuarzo	4	462.6	-4.3	462.6	-4.3	6.8
			Cuarzo	5	> 500	-4.9	500	-4.9	7.6
			Cuarzo	6	> 500	-5.6	500	-5.6	8.6
			Cuarzo	7	> 500	-5.2	500	-5.2	8.0
Cob-Int-L2335	Skarn	347	Cuarzo	1	290.4	-3.8	290.4	-3.8	6.0
			Cuarzo	2	298.6	-3.5	298.6	-3.5	5.6
			Cuarzo	3	267.5	-3.9	267.5	-3.9	6.2
			Cuarzo	4	255.6	-3.7	255.6	-3.7	5.9
			Cuarzo	5	293.7	-3.7	293.7	-3.7	5.9
			Cuarzo	6	287.6	-3.1	287.6	-3.1	5.0
			Cuarzo	7	298.3	-3.5	298.3	-3.5	5.6
			Cuarzo	8	301.4	-4.1	301.4	-4.1	6.5
			Cuarzo	9	289.4	-3.8	289.4	-3.8	6.0
			Cuarzo	10	279.8	-3.4	279.8	-3.4	5.4
Cob-Int-2335	Skarn	348	Cuarzo	1	235.5	-5.2	235.5	-5.2	8.0
			Cuarzo	2	182.5	-5.8	182.5	-5.8	8.8
			Cuarzo	3	228.7	-5.1	228.7	-5.1	7.9
			Cuarzo	4	236.4	-4.8	236.4	-4.8	7.5
			Cuarzo	5	229.7	-4.5	229.7	-4.5	7.0
			Cuarzo	6	233.6	-5.6	233.6	-5.6	8.6
			Cuarzo	7	194.5	-5.1	194.5	-5.1	7.9
			Cuarzo	8	185.3	-5.5	185.3	-5.5	8.4
			Cuarzo	9	224.9	-4.7	224.9	-4.7	7.3
			Cuarzo	10	208.2	-5.2	208.2	-5.2	8.0
Cob-Int.L359	Skarn	359	Cuarzo	1	425.6	-4.5	425.6	-4.5	7.0
			Cuarzo	2	491.2	-4.7	491.2	-4.7	7.3
			Cuarzo	3	494.2	-4.5	494.2	-4.5	7.0
			Cuarzo	4	> 500	-5.2	500	-5.2	8.0
			Cuarzo	5	> 500	-5.4	500	-5.4	8.3
			Cuarzo	6	485.9	-4.8	485.9	-4.8	7.5
			Cuarzo	7	488.4	-4.6	488.4	-4.6	7.2
			Cuarzo	8	463.8	-4.4	463.8	-4.4	6.9
			Cuarzo	9	436.2	-4.5	436.2	-4.5	7.0

			Cuarzo	10	> 500	-5.3	500	-5.3	8.2
Cob-Int.2280	Skarn	360	Cuarzo	1	> 500	-8.4	500	-8.4	12.2
			Cuarzo	2	402.5	-8.6	402.5	-8.6	12.4
			Cuarzo	3	> 500	-8.2	500	-8.2	11.9
			Cuarzo	4	> 500	-8.1	500	-8.1	11.8
			Cuarzo	5	> 500	-8.7	500	-8.7	12.5
			Cuarzo	6	295	-9.4	295	-9.4	13.3
			Cuarzo	7	> 500	-8.3	500	-8.3	12.0
			Cuarzo	8	> 500	-8.2	500	-8.2	11.9
			Cuarzo	9	> 500	-8.5	500	-8.5	12.3
			Cuarzo	10	435.4	-8.1	435.4	-8.1	11.8
Cob-Int-2280	Skarn	361	Cuarzo	1	480.5	-3.5	480.5	-3.5	5.6
			Cuarzo	2	389.2	-3.4	389.2	-3.4	5.4
			Cuarzo	3	468.1	-3.4	468.1	-3.4	5.4
			Cuarzo	4	450.2	-3.1	450.2	-3.1	5.0
			Cuarzo	5	482.3	-4.1	482.3	-4.1	6.5
			Cuarzo	6	469.7	-3.7	469.7	-3.7	5.9
			Cuarzo	7	> 500	-3.9	500	-3.9	6.2
			Cuarzo	8	465.9	-4.3	465.9	-4.3	6.8
			Cuarzo	9	> 500	-4.1	500	-4.1	6.5
			Cuarzo	10	496.2	-3.8	496.2	-3.8	6.0
Cob-Int-7801	Skarn	363	Cuarzo	1	> 500	-4.2	500	-4.2	6.6
			Cuarzo	2	> 500	-3.8	500	-3.8	6.0
			Cuarzo	3	> 500	-4	500	-4	6.3
			Cuarzo	4	> 500	-4.1	500	-4.1	6.5
			Cuarzo	5	> 500	-3.8	500	-3.8	6.0
			Cuarzo	6	492.5	-3.9	492.5	-3.9	6.2
			Cuarzo	7	486.5	-3.5	486.5	-3.5	5.6
			Cuarzo	8	495.2	-4.2	495.2	-4.2	6.6
			Cuarzo	9	493.8	-4	493.8	-4	6.3
			Cuarzo	10	> 500	-4.6	500	-4.6	7.2
Cob-Int-7801	Skarn	364	Cuarzo	1	> 500	-8.7	500	-8.7	12.5
			Cuarzo	2	> 500	-9.1	500	-9.1	13.0
			Cuarzo	3	> 500	-9.5	500	-9.5	13.4
			Cuarzo	4	> 500	-9.4	500	-9.4	13.3
			Cuarzo	5	> 500	-9.1	500	-9.1	13.0
			Cuarzo	6	253.6	-5.6	253.6	-5.6	8.6
			Cuarzo	7	255.2	-5.6	255.2	-5.6	8.6
			Cuarzo	8	278.2	-5.9	278.2	-5.9	9.0
			Cuarzo	9	283.8	-5.1	283.8	-5.1	7.9
			Cuarzo	10	263.4	-4.9	263.4	-4.9	7.6
			Cuarzo	11	259.7	-5.8	259.7	-5.8	8.8

Tabla 10.1

Mina	Evento	No. Muestra	Mineral	No. De Inclusion	Th	Tf(hielo)	Th	Tf(hielo)	NaCl
Dol-Int-L31	Endoskarn	337	Cuarzo	1	318.5	-4.8	318.5	-4.8	7.5
			Cuarzo	2	270.3	-4.1	270.3	-4.1	6.5
			Cuarzo	3	306.7	-5.3	306.7	-5.3	8.2
			Cuarzo	4	295.9	-5	295.9	-5	7.7
			Cuarzo	5	292.7	-4.7	292.7	-4.7	7.3
			Cuarzo	6	283.5	-4.3	283.5	-4.3	6.8
			Cuarzo	7	288.3	-4.1	288.3	-4.1	6.5
			Cuarzo	8	302.8	-5.2	302.8	-5.2	8.0
			Cuarzo	9	310.4	-4.8	310.4	-4.8	7.5
			Cuarzo	10	315.2	-4.2	315.2	-4.2	6.6
Dol-Int-L31	Skarn	338	Cuarzo	1	325.7	-10.5	325.7	-10.5	14.6
			Cuarzo	2	388.7	-12.4	388.7	-12.4	16.5
			Cuarzo	3	348.2	-10.5	348.2	-10.5	14.6
			Cuarzo	4	352.9	-9.5	352.9	-9.5	13.4
			Cuarzo	5	356.8	-9.3	356.8	-9.3	13.2
			Cuarzo	6	249.4	-11.3	249.4	-11.3	15.4
			Cuarzo	7	227.8	-11.6	227.8	-11.6	15.7
			Cuarzo	8	408.1	-10.8	408.1	-10.8	14.9
			Cuarzo	9	391.1	-9.8	391.1	-9.8	13.8
			Cuarzo	10	375.8	-10.3	375.8	-10.3	14.3
Dol-Int-L31	Skarn	339	Cuarzo	1	318.9	-9.4	318.9	-9.4	13.3
			Cuarzo	2	388.2	-10.3	388.2	-10.3	14.3
			Cuarzo	3	381.2	-11.4	381.2	-11.4	15.5
			Cuarzo	4	388.4	-11.2	388.4	-11.2	15.3
			Cuarzo	5	389.2	-10.6	389.2	-10.6	14.7
			Cuarzo	6	373.8	-9.9	373.8	-9.9	13.9
			Cuarzo	7	403.7	-10.8	403.7	-10.8	14.9
			Cuarzo	8	359.6	-9.8	359.6	-9.8	13.8
			Cuarzo	9	375.8	-10.3	375.8	-10.3	14.3
			Cuarzo	10	286.5	-9.1	286.5	-9.1	13.0
			Cuarzo	11	206.3	-9.3	206.3	-9.3	13.2
Dol-Int-L31	Skarn	340	Cuarzo	1	198.7	-9	198.7	-9	12.9
			Cuarzo	2	196.2	-9.5	196.2	-9.5	13.4
			Cuarzo	3	205.7	-9.1	205.7	-9.1	13.0
			Cuarzo	4	201.8	-10.2	201.8	-10.2	14.2
			Cuarzo	5	199.8	-9.8	199.8	-9.8	13.8
			Calcita	6	233.7	-10.2	233.7	-10.2	14.2
				7	236.2	-11.3	236.2	-11.3	15.4
				8	196.8	-10.9	196.8	-10.9	15.0
				9	228.4	-11.3	228.4	-11.3	15.4
				10	198.6	-10.5	198.6	-10.5	14.6
Dol-Int-k60	Skarn	354	Cuarzo	1	208.5	-8.1	208.5	-8.1	11.8
			Cuarzo	2	243.5	-8.9	243.5	-8.9	12.7
			Cuarzo	3	267.6	-9.7	267.6	-9.7	13.7
			Cuarzo	4	295.4	-9.2	295.4	-9.2	13.1
			Cuarzo	5	289.5	-10.3	289.5	-10.3	14.3
			Cuarzo	6	450.2	-11.7	450.2	-11.7	15.8
			Cuarzo	7	442.5	-10.9	442.5	-10.9	15.0
			Cuarzo	8	258.3	-9.8	258.3	-9.8	13.8
			Cuarzo	9	267.5	-9.3	267.5	-9.3	13.2
			Cuarzo	10	305.2	-9.9	305.2	-9.9	13.9
Dol-Int-k60	Skarn	355	Cuarzo	1	298.4	-8.9	298.4	-8.9	12.7
			Cuarzo	2	305.6	-9.3	305.6	-9.3	13.2
			Cuarzo	3	371.6	-9.7	371.6	-9.7	13.7
			Cuarzo	4	390.4	-9.4	390.4	-9.4	13.3
			Cuarzo	5	395.6	-8.7	395.6	-8.7	12.5
			Cuarzo	6	384.3	9.1	384.3	-9.1	13.0
			Cuarzo	7	402.3	-10.5	402.3	-10.5	14.6
			Cuarzo	8	387.4	-9.8	387.4	-9.8	13.8
			Cuarzo	9	396.8	-9.5	396.8	-9.5	13.4
			Cuarzo	10	393.8	-9.2	393.8	-9.2	13.1
Dol-Int-N25	Skarn	357	Cuarzo	1	407.9	-11.3	407.9	-11.3	15.4
			Cuarzo	2	393.4	-10.4	393.4	-10.4	14.4
			Cuarzo	3	440.6	-11.3	440.6	-11.3	15.4
			Cuarzo	4	351.2	-10.3	351.2	-10.3	14.3
			Cuarzo	5	330.1	-9.8	330.1	-9.8	13.8

			Cuarzo	6	340.6	-9.5	340.6	-9.5	13.4
			Cuarzo	7	337.2	-9.7	337.2	-9.7	13.7
			Cuarzo	8	345.4	-10.1	345.4	-10.1	14.1
			Cuarzo	9	302.5	-9.8	302.5	-9.8	13.8
			Cuarzo	10	315.3	-10.1	315.3	-10.1	14.1
Dol-Int.L1	Skarn	358	Cuarzo	1	368.3	-9.9	368.3	-9.9	13.9
			Cuarzo	2	315.8	-9.5	315.8	-9.5	13.4
			Cuarzo	3	313.9	-9.2	313.9	-9.2	13.1
			Cuarzo	4	345.5	-9.8	345.5	-9.8	13.8
			Cuarzo	5	329.4	-8.9	329.4	-8.9	12.7
			Calcita	6	245.8	-10.2	245.8	-10.2	14.2
			Calcita	7	233.6	-10.5	233.6	-10.5	14.6
			Calcita	8	264.4	-9.8	264.4	-9.8	13.8
			Calcita	9	248.7	-9.4	248.7	-9.4	13.3
			Calcita	10	240.3	-10.2	240.3	-10.2	14.2
Dol-Int-L1	Skarn	365	Calcita	1	345.9	-9.5	345.9	-9.5	13.4
			Calcita	2	350.1	-9.2	350.1	-9.2	13.1
			Calcita	3	348.4	-9.5	348.4	-9.5	13.4
			Calcita	4	386.2	-9.7	386.2	-9.7	13.7
			Calcita	5	312.6	-9.9	312.6	-9.9	13.9
			Cuarzo	6	425.6	-10.1	425.6	-10.1	14.1
			Cuarzo	7	401.7	-10.5	401.7	-10.5	14.6
			Cuarzo	8	432.7	-10.3	432.7	-10.3	14.3
			Cuarzo	9	408.5	-9.9	408.5	-9.9	13.9
			Cuarzo	10	395.9	-10	395.9	-10	14.0

Tabla 10.2

Mina	Evento	No. Muestra	Mineral	No. De Inclusion	Th	Tf(hielo)	Th	Tf(hielo)	NaCl
Pilar-512	Veta	323	Calcita	1	420.1	-5.4	420.1	-5.4	8.3
			Calcita	2	410.1	-5.8	410.1	-5.8	8.8
			Calcita	3	451.8	-4.9	451.8	-4.9	7.6
			Calcita	4	408.5	-5.5	408.5	-5.5	8.4
			Calcita	5	432.5	-5.3	432.5	-5.3	8.2
			Calcita	6	445.8	-4.7	445.8	-4.7	7.3
			Calcita	7	439.8	-6.1	439.8	-6.1	9.2
			Calcita	8	460.4	-5.3	460.4	-5.3	8.2
			Calcita	9	465.3	-5.1	465.3	-5.1	7.9
			Calcita	10	455.8	-4.9	455.8	-4.9	7.6
Pilar-512	Veta	324	Calcita	1	428.1	-5.6	428.1	-5.6	8.6
			Calcita	2	410.5	-5.2	410.5	-5.2	8.0
			Calcita	3	454.8	-6.1	454.8	-6.1	9.2
			Calcita	4	460.1	-6.2	460.1	-6.2	9.4
			Calcita	5	225.8	-3.5	225.8	-3.5	5.6
			Calcita	6	228.5	-3.2	228.5	-3.2	5.1
			Calcita	7	235.3	-3.1	235.3	-3.1	5.0
			Calcita	8	234.2	-3.5	234.2	-3.5	5.6
			Calcita	9	465.4	-5.3	465.4	-5.3	8.2
			Calcita	10	438.6	-5.7	438.6	-5.7	8.7
Pilar-512	Veta	325	Cuarzo	1	> 500	-5.8	500	-5.8	8.8
			Cuarzo	2	> 500	-5.3	500	-5.3	8.2
			Cuarzo	3	> 500	-5.9	500	-5.9	9.0
			Cuarzo	4	> 500	-6.1	500	-6.1	9.2
			Cuarzo	5	> 500	-6.3	500	-6.3	9.5
			Calcita	6	420.1	-5.2	420.1	-5.2	8.0
			Calcita	7	410.1	-5.3	410.1	-5.3	8.2
			Calcita	8	451.8	-4.8	451.8	-4.8	7.5
			Calcita	9	435.8	-4.5	435.8	-4.5	7.0
			Calcita	10	428.5	-4.9	428.5	-4.9	7.6
Pilar-512	Veta	326	Calcita	1	471.2	-4.5	471.2	-4.5	7.0
			Calcita	2	225.4	-3.2	225.4	-3.2	5.1
			Calcita	3	465.6	-4.3	465.6	-4.3	6.8
			Calcita	4	258.5	-3.2	258.5	-3.2	5.1
			Calcita	5	425.2	-4.9	425.2	-4.9	7.6
			Cuarzo	6	> 500	-6.3	500	-6.3	9.5
			Cuarzo	7	> 500	-6.8	500	-6.8	10.2
			Cuarzo	8	> 500	-6.1	500	-6.1	9.2
			Cuarzo	9	> 500	-5.8	500	-5.8	8.8
			Cuarzo	10	> 500	-6.4	500	-6.4	9.6
Pilar-512	Veta	327	Cuarzo	1	> 500	-6.4	500	-6.4	9.6
			Cuarzo	2	> 500	-5.8	500	-5.8	8.8
			Cuarzo	3	> 500	-5.7	500	-5.7	8.7
			Cuarzo	4	> 500	-6.1	500	-6.1	9.2
			Cuarzo	5	> 500	-6.5	500	-6.5	9.8
			Calcita	6	412.7	-3.8	412.7	-3.8	6.0
			Calcita	7	435.6	-3.4	435.6	-3.4	5.4
			Calcita	8	457.9	-3.6	457.9	-3.6	5.7
			Calcita	9	465.2	-4.1	465.2	-4.1	6.5
			Calcita	10	475.3	-3.9	475.3	-3.9	6.2

Tabla 10.3

Mina	Evento	No. Muestra	Mineral	No. De Inclusion	Th	Tf(hielo)	Th	Tf(hielo)	NaCl
San Acacio	veta		calcita		252.4	-4.1	252.4	-4.1	6.5
			calcita		284.7	-2.8	284.7	-2.8	4.5
			calcita		247.3	-3.7	247.3	-3.7	5.9
			calcita		227.1	-3.2	227.1	-3.2	5.1
			calcita		250.4	-4.3	250.4	-4.3	6.8
			calcita		228.9	-4.5	228.9	-4.5	7.0
			calcita		242.3	-5	242.3	-5	7.7
			calcita		241.7	-5.4	241.7	-5.4	8.3
			calcita		241.5	-6.4	241.5	-6.4	9.6
			calcita		247.9	-4.5	247.9	-4.5	7.0
			calcita		249.2	-3.3	249.2	-3.3	5.3
			calcita		246.1	-3.7	246.1	-3.7	5.9
			calcita		247.3	-3.5	247.3	-3.5	5.6
			calcita		241.8	-3.2	241.8	-3.2	5.1
			calcita		273.2	-3.5	273.2	-3.5	5.6
			calcita		274.6	-6.7	274.6	-6.7	10.0
			calcita		264.5	-5.6	264.5	-5.6	8.6
			calcita		272.6	-5.8	272.6	-5.8	8.8
			calcita		264.5	-6.3	264.5	-6.3	9.5
			calcita		296.6	-4.8	296.6	-4.8	7.5
			cuarzo		285.7	-8.9	285.7	-8.9	12.7
			cuarzo		285.5	-9.1	285.5	-9.1	13.0
			cuarzo		305	-3.2	305	-3.2	5.1
			cuarzo		322.2	-3.1	322.2	-3.1	5.0
			cuarzo		294.9	-3.3	294.9	-3.3	5.3
			cuarzo		253.4	-3.5	253.4	-3.5	5.6
			cuarzo		237.2	-2.8	237.2	-2.8	4.5
			cuarzo		280.6	-2.7	280.6	-2.7	4.4
			cuarzo		274.6	-3.7	274.6	-3.7	5.9
			cuarzo		282.7	-2.6	282.7	-2.6	4.2
			cuarzo		284.8	-5	284.8	-5	7.7
			cuarzo		269.7	-3.2	269.7	-3.2	5.1
			cuarzo		274.6	-2.3	274.6	-2.3	3.8
			cuarzo		268.4	-3.3	268.4	-3.3	5.3
			cuarzo		266.6	-2.6	266.6	-2.6	4.2

Tabla 10.4

# **ANEXO 2**

## **Estudios de SEM**

# La Paz

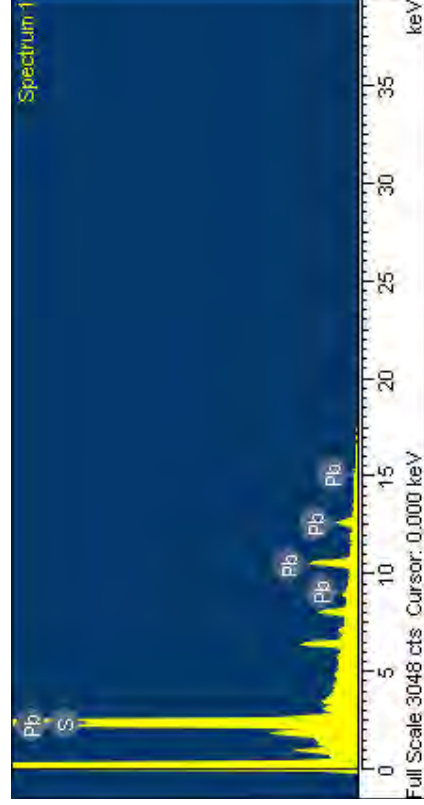
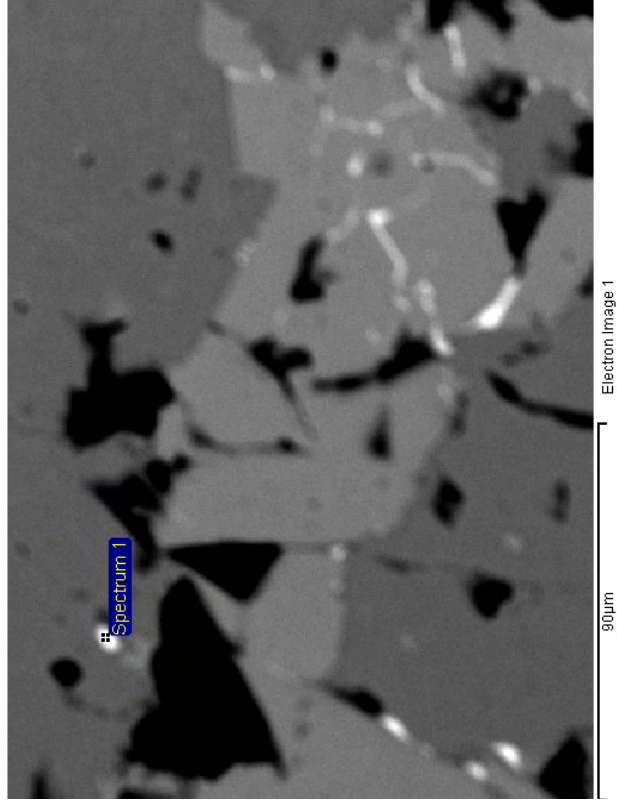
Sample: LP-14  
 Type: Default  
 ID: LP-14

Spectrum processing :  
 Peaks possibly omitted : 0.268, 0.528, 0.712, 0.938, 3.452, 6.402, 7.060, 8.041 keV

Processing option : All elements analyzed (Normalised)  
 Number of iterations = 2

Standard :  
 S FeS2 1-Jun-1999 12:00 AM  
 Pb PbF2 1-Jun-1999 12:00 AM

Element	Weight%	Atomic%
S K	19.04	60.31
Pb M	80.96	39.69
Totals	100.00	





# La Paz

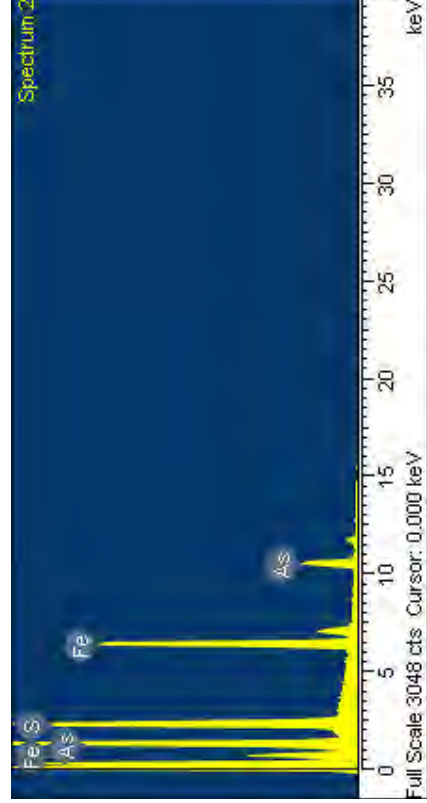
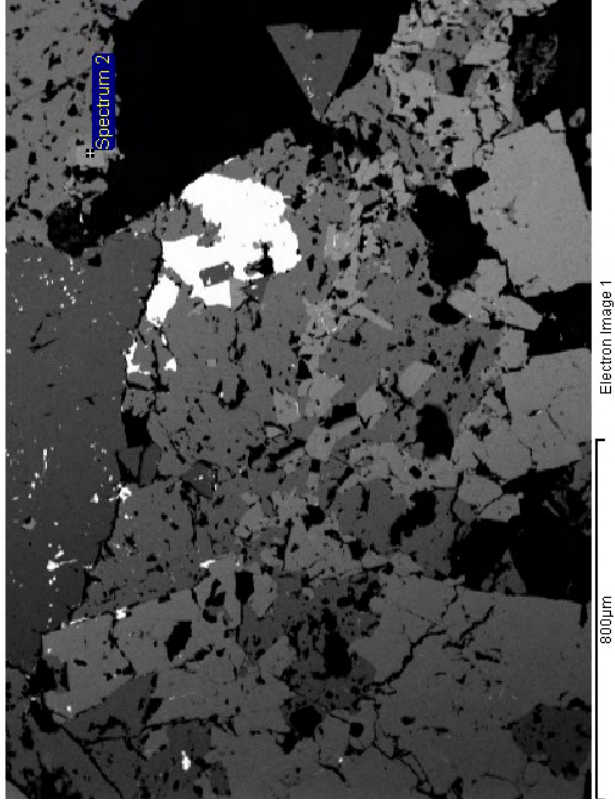
Sample: LP-14  
 Type: Default  
 ID: LP-14

Spectrum processing :  
 Peak possibly omitted : 0.268 keV

Processing option : All elements analyzed (Normalised)  
 Number of iterations = 4

Standard :  
 S FeS2 1-Jun-1999 12:00 AM  
 Fe Fe 1-Jun-1999 12:00 AM  
 As InAs 1-Jun-1999 12:00 AM

Element	Weight%	Atomic%
S K	23.15	37.93
Fe K	34.17	32.14
As L	42.68	29.93
Totals	100.00	



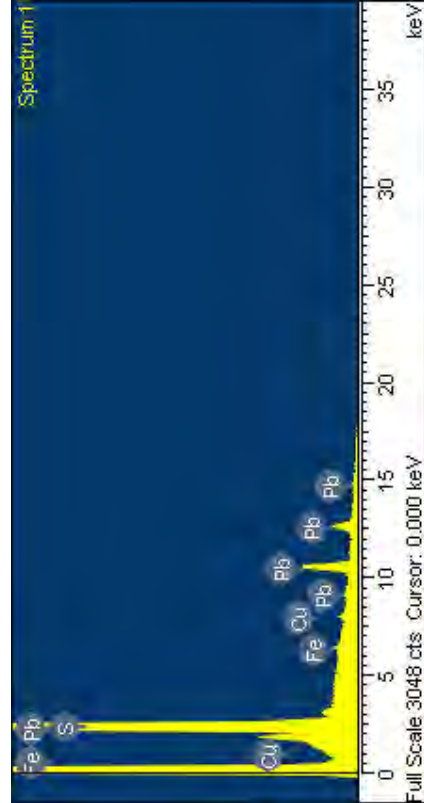
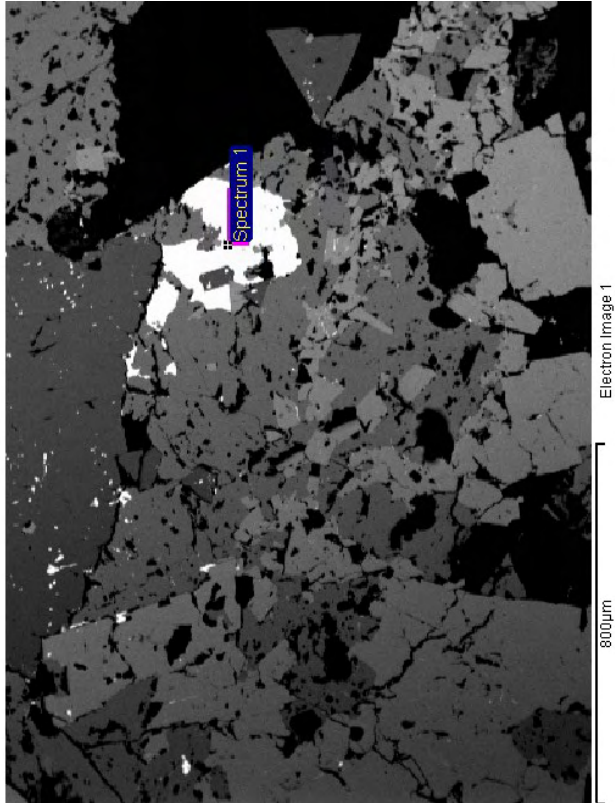
# La Paz

Sample: LP-14  
 Type: Default  
 ID: LP-14

Spectrum processing :  
 Peak possibly omitted : 0.267 keV  
 Processing option : All elements analyzed (Normalised)  
 Number of iterations = 3

Standard :  
 S FeS2 1-Jun-1999 12:00 AM  
 Fe Fe 1-Jun-1999 12:00 AM  
 Cu Cu 1-Jun-1999 12:00 AM  
 Pb PbF2 1-Jun-1999 12:00 AM

Element	Weight%	Atomic%
S K	14.73	51.35
Fe K	0.77	1.54
Cu K	1.24	2.18
Pb M	83.26	44.93
Totals	100.00	



# La Paz

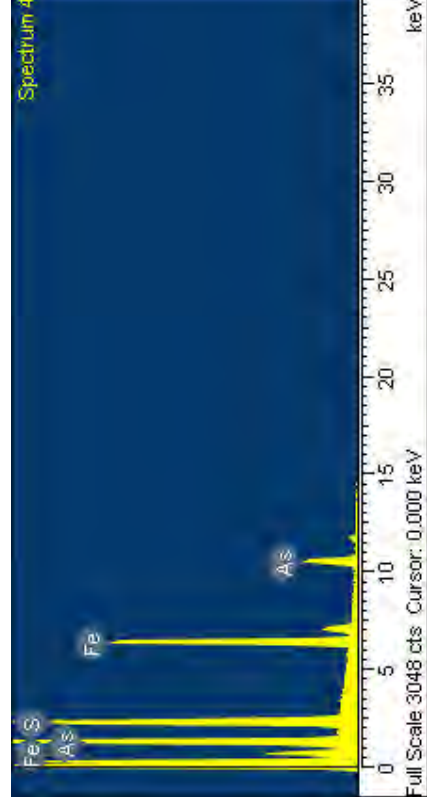
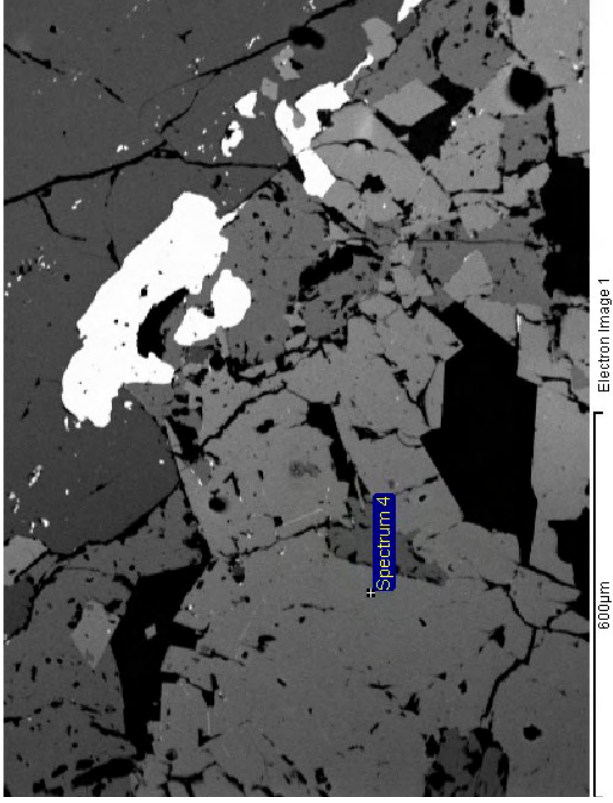
Sample: LP-14  
 Type: Default  
 ID: LP-14

Spectrum processing :  
 Peak possibly omitted : 0.267 keV

Processing option : All elements analyzed (Normalised)  
 Number of iterations = 4

Standard :  
 S FeS2 1-Jun-1999 12:00 AM  
 Fe Fe 1-Jun-1999 12:00 AM  
 As InAs 1-Jun-1999 12:00 AM

Element	Weight%	Atomic%
S K	23.22	37.99
Fe K	34.52	32.42
As L	42.26	29.58
Totals	100.00	



# La Paz

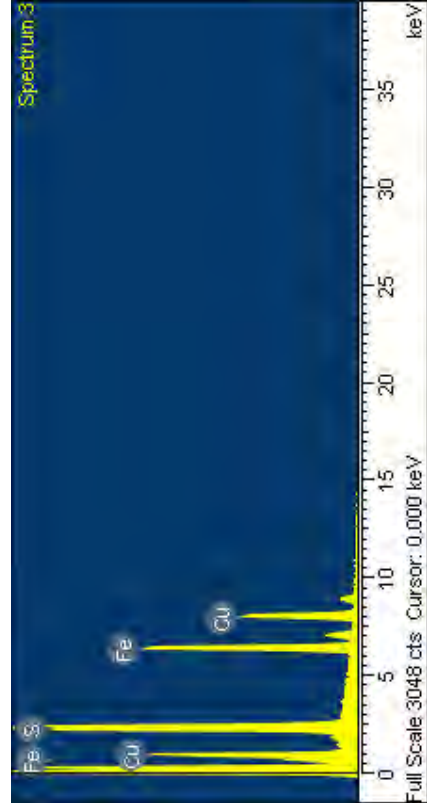
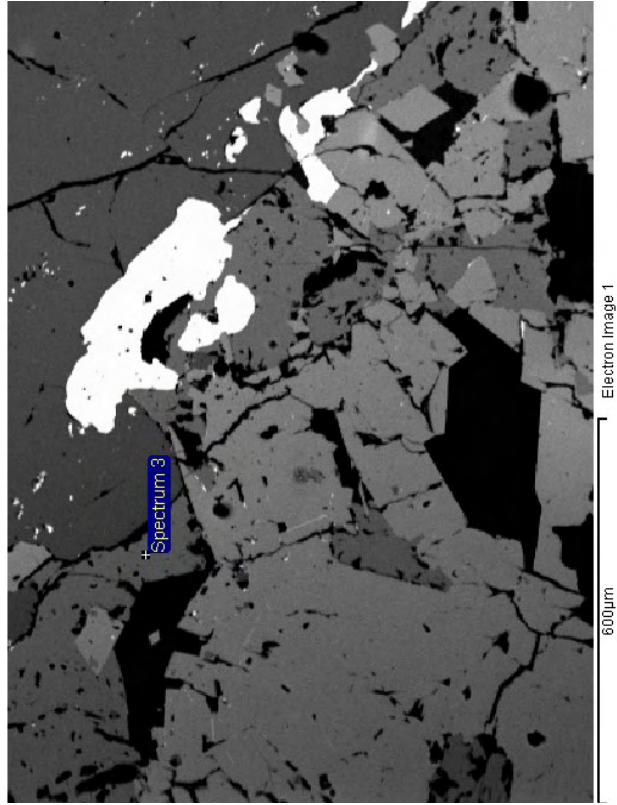
Sample: LP-14  
 Type: Default  
 ID: LP-14

Spectrum processing :  
 Peak possibly omitted : 0.267 keV  
 Processing option : All elements analyzed (Normalised)  
 Number of iterations = 3

Standard :

S	FeS2	1-Jun-1999 12:00 AM
Fe	Fe	1-Jun-1999 12:00 AM
Cu	Cu	1-Jun-1999 12:00 AM

Element	Weight%	Atomic%
S K	37.01	52.19
Fe K	30.47	24.67
Cu K	32.52	23.14
Totals	100.00	



# La Paz

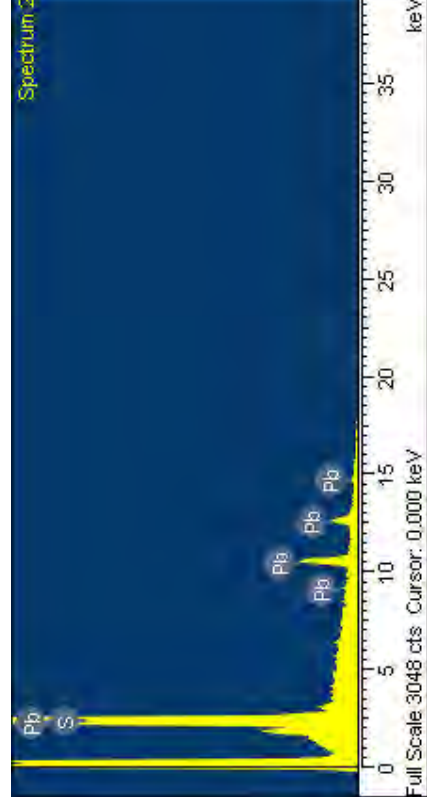
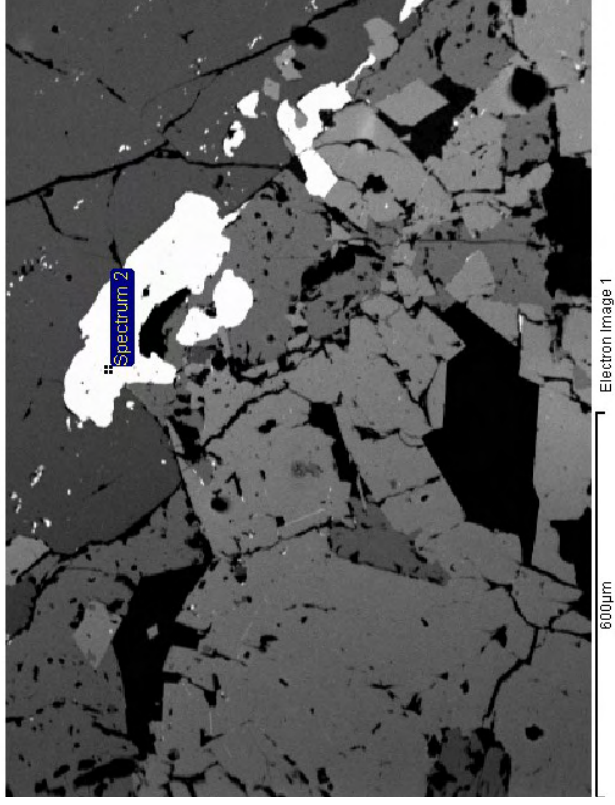
Sample: LP-14  
 Type: Default  
 ID: LP-14

Spectrum processing :  
 Peaks possibly omitted : 0.268, 0.524, 6.420, 8.460 keV

Processing option : All elements analyzed (Normalised)  
 Number of iterations = 2

Standard :  
 S FeS2 1-Jun-1999 12:00 AM  
 Pb PbF2 1-Jun-1999 12:00 AM

Element	Weight%	Atomic%
S K	15.02	53.32
Pb M	84.98	46.68
Totals	100.00	





# La Paz

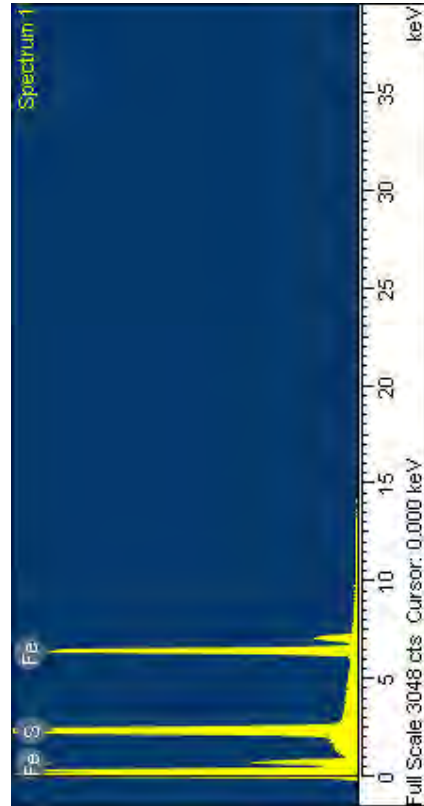
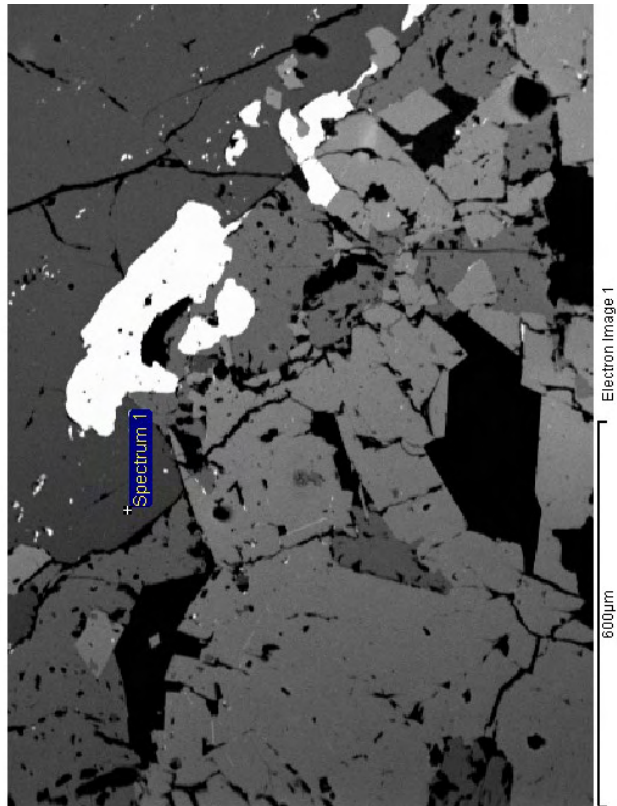
Sample: LP-14  
Type: Default  
ID: LP-14

Spectrum processing :  
Peak possibly omitted : 0.268 keV

Processing option : All elements analyzed (Normalised)  
Number of iterations = 2

Standard :  
S FeS2 1-Jun-1999 12:00 AM  
Fe Fe 1-Jun-1999 12:00 AM

Element	Weight%	Atomic%
S K	54.27	67.39
Fe K	45.73	32.61
Totals	100.00	



# La Paz

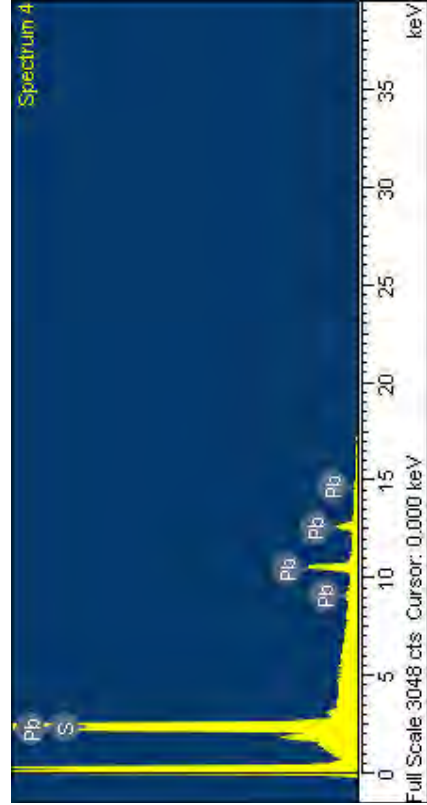
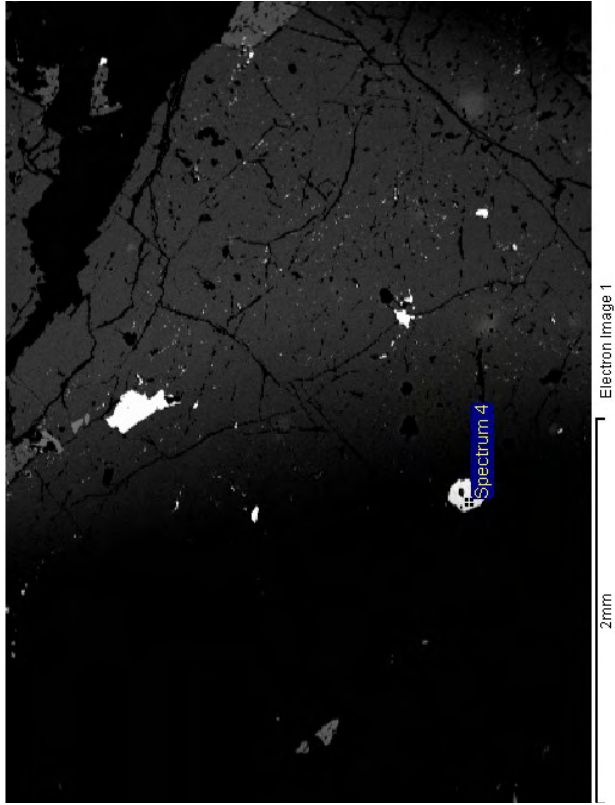
Sample: LP-14  
Type: Default  
ID: LP-14

Spectrum processing :  
Peaks possibly omitted : 0.268, 0.525 keV

Processing option : All elements analyzed (Normalised)  
Number of iterations = 2

Standard :  
S FeS2 1-Jun-1999 12:00 AM  
Pb PbF2 1-Jun-1999 12:00 AM

Element	Weight%	Atomic%
S K	15.40	54.05
Pb M	84.60	45.95
Totals	100.00	



# La Paz

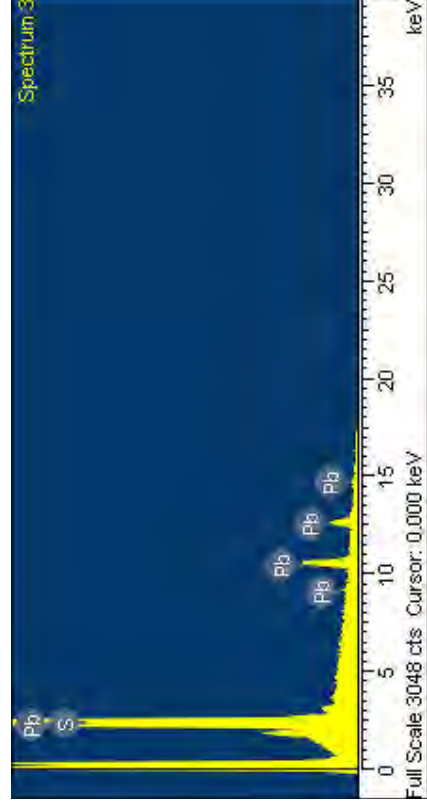
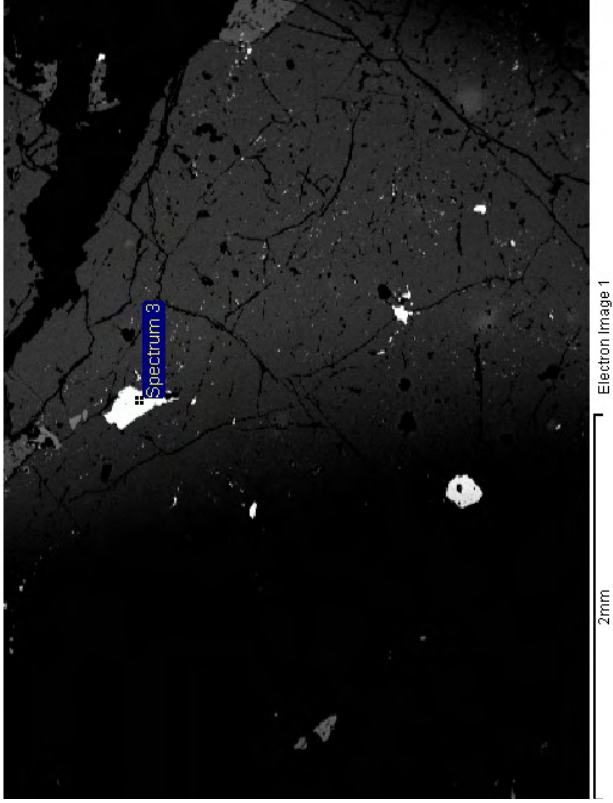
Sample: LP-14  
 Type: Default  
 ID: LP-14

Spectrum processing :  
 Peaks possibly omitted : 0.267, 0.520 keV

Processing option : All elements analyzed (Normalised)  
 Number of iterations = 2

Standard :  
 S FeS2 1-Jun-1999 12:00 AM  
 Pb PbF2 1-Jun-1999 12:00 AM

Element	Weight%	Atomic%
S K	14.70	52.69
Pb M	85.30	47.31
Totals	100.00	





# La Paz

Sample: LP-14  
 Type: Default  
 ID: LP-14

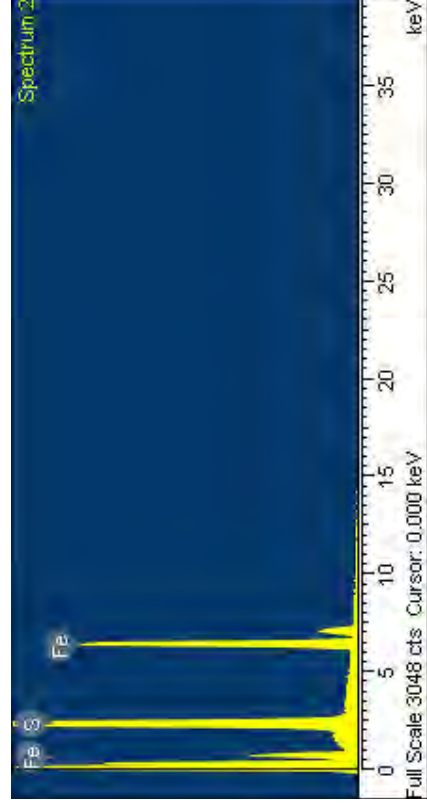
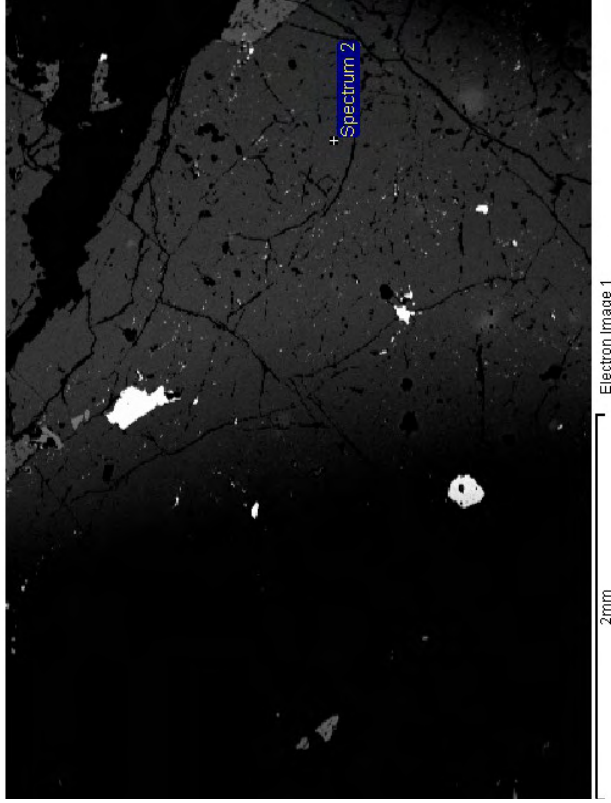
Spectrum processing :  
 Peak possibly omitted : 0.267 keV

Processing option : All elements analyzed (Normalised)  
 Number of iterations = 2

Standard :

S FeS2 1-Jun-1999 12:00 AM  
 Fe Fe 1-Jun-1999 12:00 AM

Element	Weight%	Atomic%
S K	54.43	67.54
Fe K	45.57	32.46
Totals	100.00	



# La Paz

Sample: LP-14  
 Type: Default  
 ID: LP-14

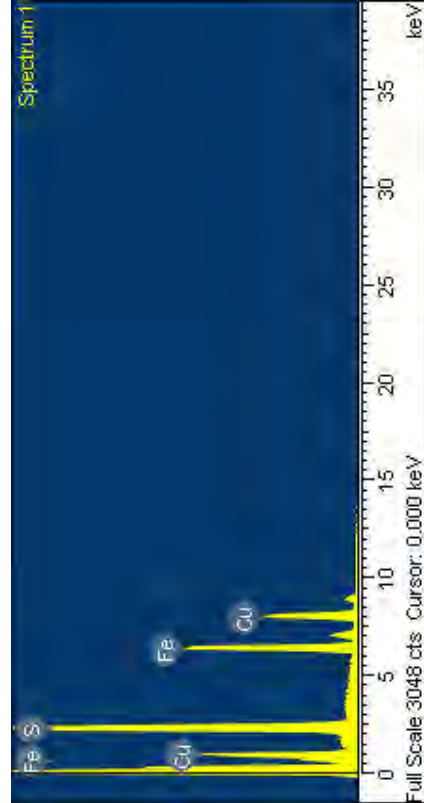
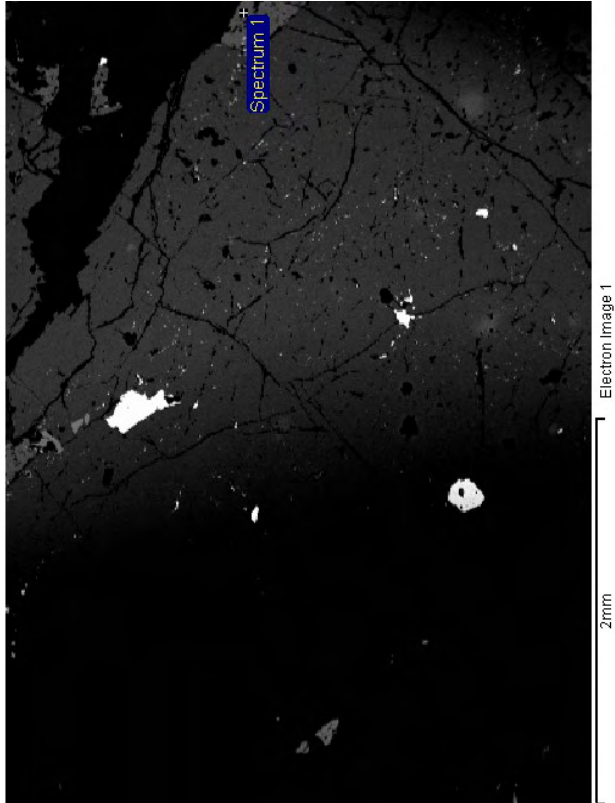
Spectrum processing :  
 Peak possibly omitted : 0.267 keV

Processing option : All elements analyzed (Normalised)  
 Number of iterations = 3

Standard :

S FeS2 1-Jun-1999 12:00 AM  
 Fe Fe 1-Jun-1999 12:00 AM  
 Cu Cu 1-Jun-1999 12:00 AM

Element	Weight%	Atomic%
S K	36.05	51.17
Fe K	30.59	24.93
Cu K	33.36	23.89
Totals	100.00	



# La Paz

Sample: LP-14  
 Type: Default  
 ID: LP-14

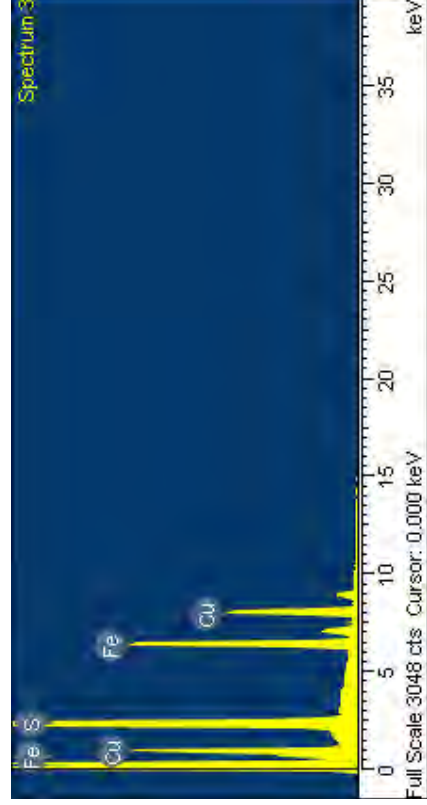
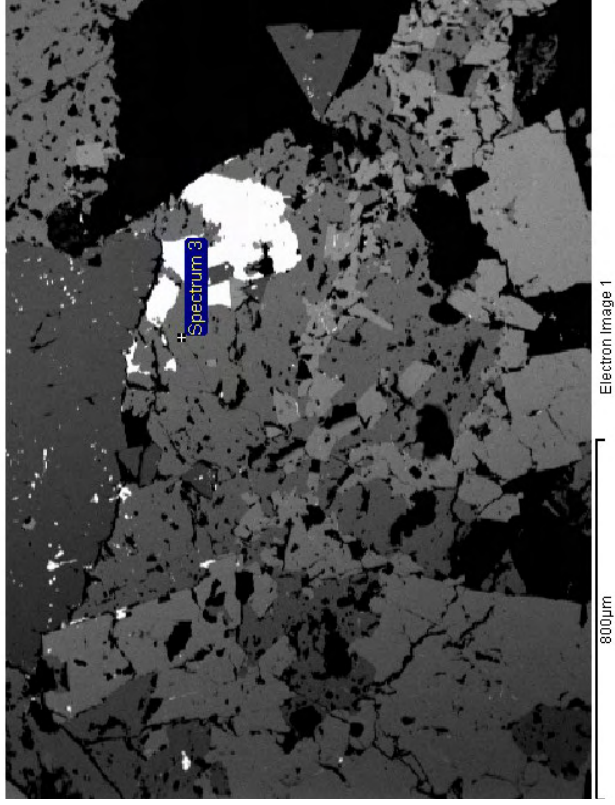
Spectrum processing :  
 Peak possibly omitted : 0.267 keV

Processing option : All elements analyzed (Normalised)  
 Number of iterations = 3

Standard :

S FeS2 1-Jun-1999 12:00 AM  
 Fe Fe 1-Jun-1999 12:00 AM  
 Cu Cu 1-Jun-1999 12:00 AM

Element	Weight%	Atomic%
S K	36.71	51.89
Fe K	30.16	24.48
Cu K	33.13	23.64
Totals	100.00	



# La Paz

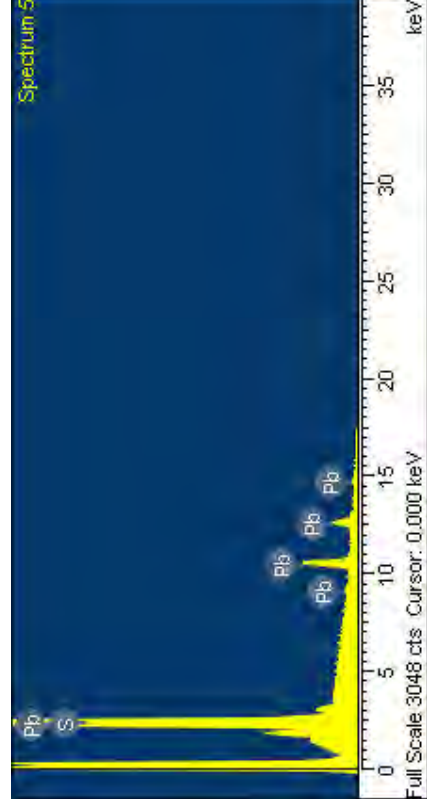
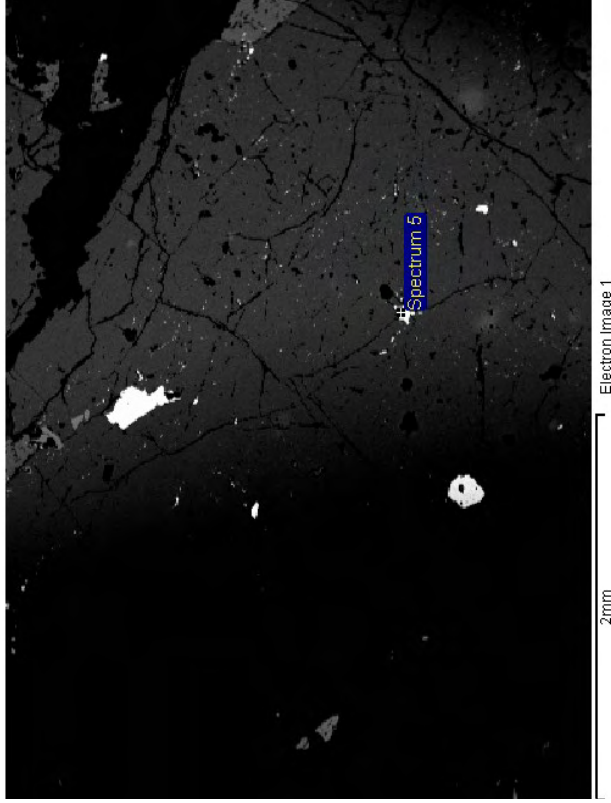
Sample: LP-14  
 Type: Default  
 ID: LP-14

Spectrum processing :  
 Peaks possibly omitted : 0.268, 0.529 keV

Processing option : All elements analyzed (Normalised)  
 Number of iterations = 2

Standard :  
 S FeS2 1-Jun-1999 12:00 AM  
 Pb PbF2 1-Jun-1999 12:00 AM

Element	Weight%	Atomic%
S K	14.25	51.79
Pb M	85.75	48.21
Totals	100.00	



# La Paz

Sample: 43  
 Type: Default  
 ID: 43

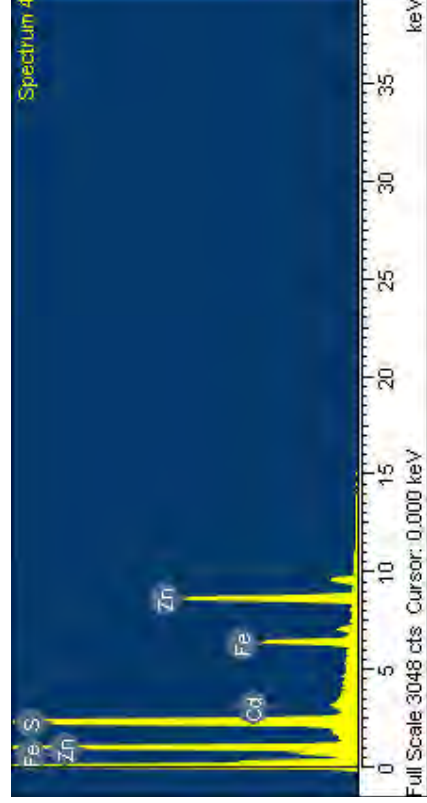
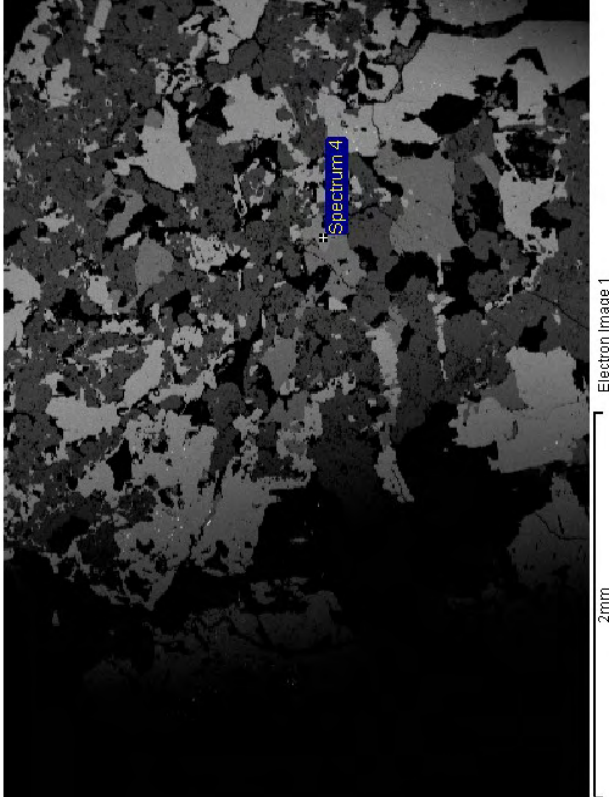
Spectrum processing :  
 No peaks omitted

Processing option : All elements analyzed (Normalised)  
 Number of iterations = 3

Standard :

- S FeS2 1-Jun-1999 12:00 AM
- Fe Fe 1-Jun-1999 12:00 AM
- Zn Zn 1-Jun-1999 12:00 AM
- Cd Cd 1-Jun-1999 12:00 AM

Element	Weight%	Atomic%
S K	34.49	51.23
Fe K	11.27	9.62
Zn K	53.04	38.64
Cd L	1.20	0.51
Totals	100.00	



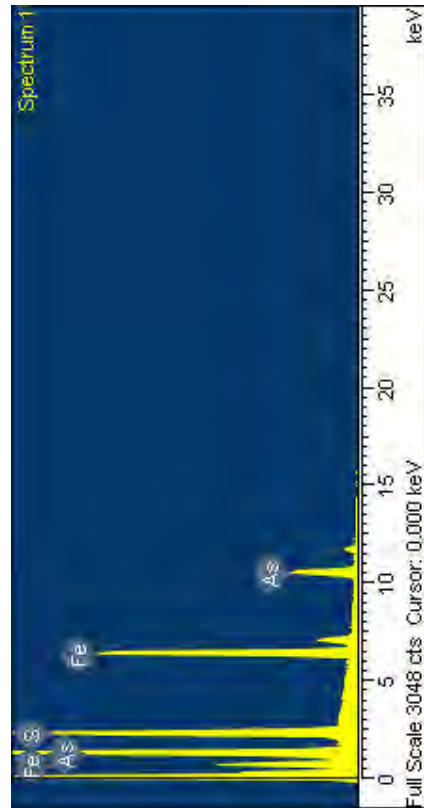
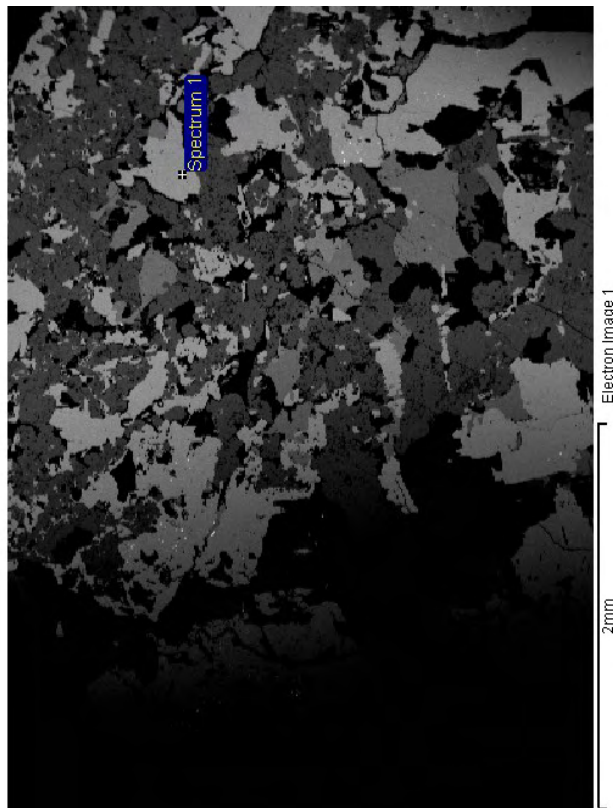
# La Paz

Sample: 43  
 Type: Default  
 ID: 43

Spectrum processing :  
 Peak possibly omitted : 0.267 keV  
 Processing option : All elements analyzed (Normalised)  
 Number of iterations = 4

Standard :  
 S FeS2 1-Jun-1999 12:00 AM  
 Fe Fe 1-Jun-1999 12:00 AM  
 As InAs 1-Jun-1999 12:00 AM

Element	Weight%	Atomic%
S K	19.64	33.33
Fe K	33.51	32.65
As L	46.85	34.02
Totals	100.00	





# La Paz

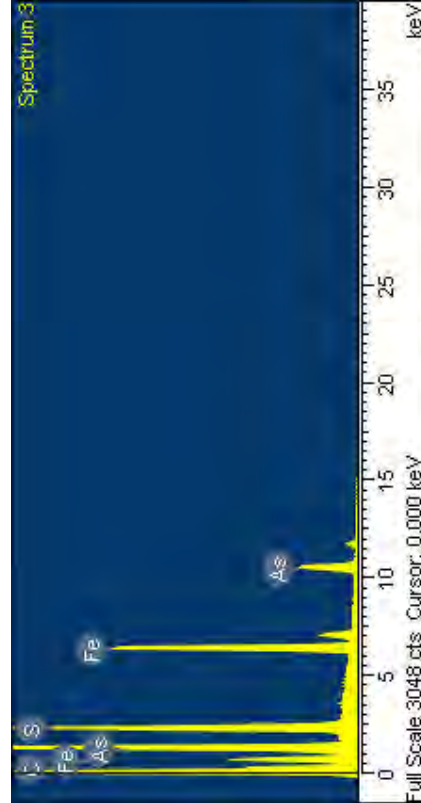
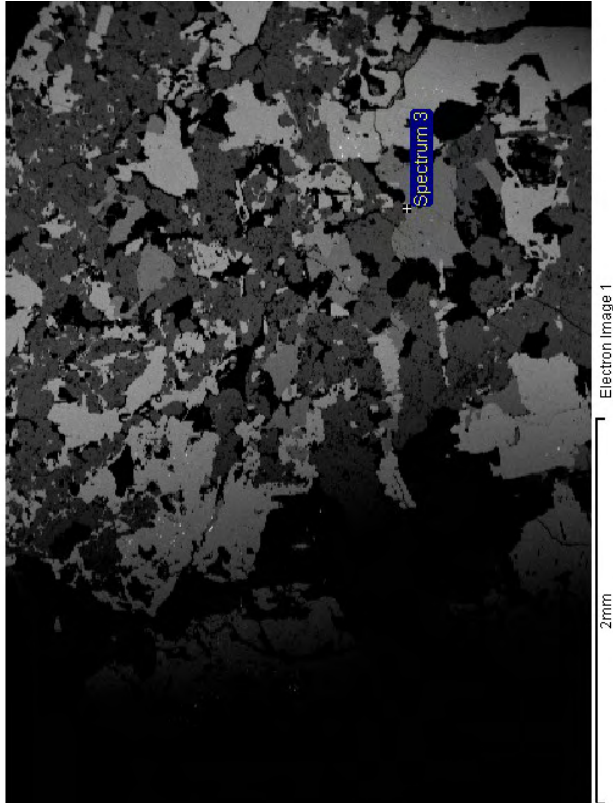
Sample: 43  
 Type: Default  
 ID: 43

Spectrum processing :  
 No peaks omitted

Processing option : All elements analyzed (Normalised)  
 Number of iterations = 5

Standard :  
 C CaCO3 1-Jun-1999 12:00 AM  
 S FeS2 1-Jun-1999 12:00 AM  
 Fe Fe 1-Jun-1999 12:00 AM  
 As InAs 1-Jun-1999 12:00 AM

Element	Weight%	Atomic%
C K	38.97	74.41
S K	11.10	7.94
Fe K	22.69	9.32
As L	27.23	8.34
Totals	100.00	



# La Paz

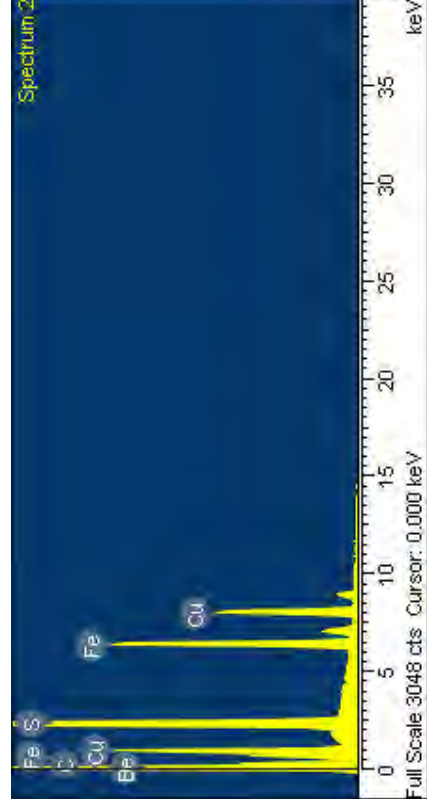
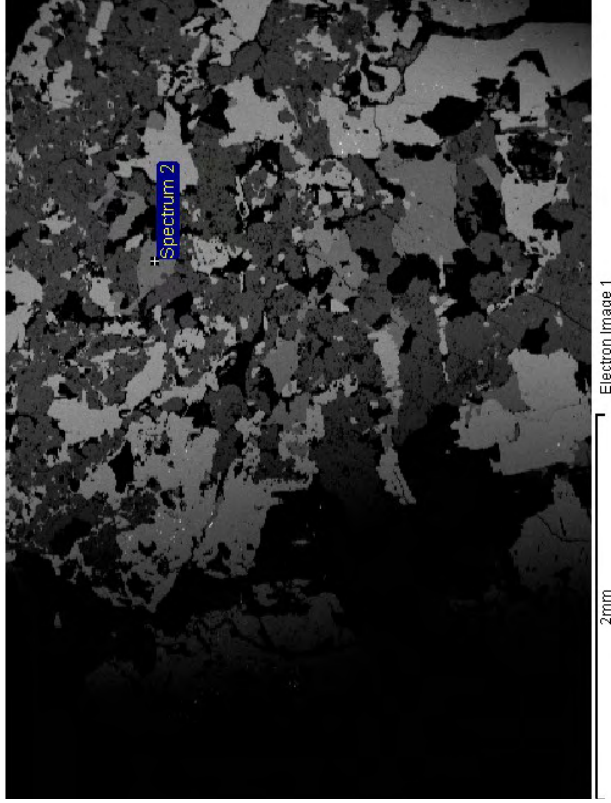
Sample: 43  
 Type: Default  
 ID: 43

Spectrum processing :  
 No peaks omitted

Processing option : All elements analyzed (Normalised)  
 Number of iterations = 5

Standard :  
 C CaCO3 1-Jun-1999 12:00 AM  
 S FeS2 1-Jun-1999 12:00 AM  
 Fe Fe 1-Jun-1999 12:00 AM  
 Cu Cu 1-Jun-1999 12:00 AM

Element	Weight%	Atomic%
C K	38.69	70.90
S K	20.38	13.99
Fe K	19.37	7.63
Cu K	21.57	7.47
Totals	100.00	





# La Paz

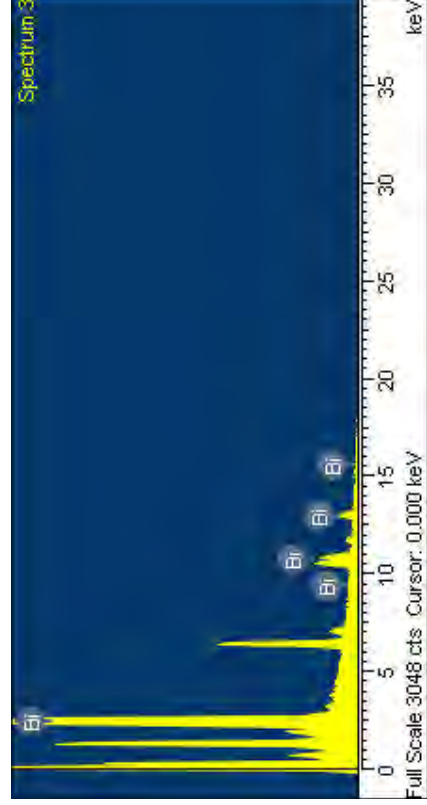
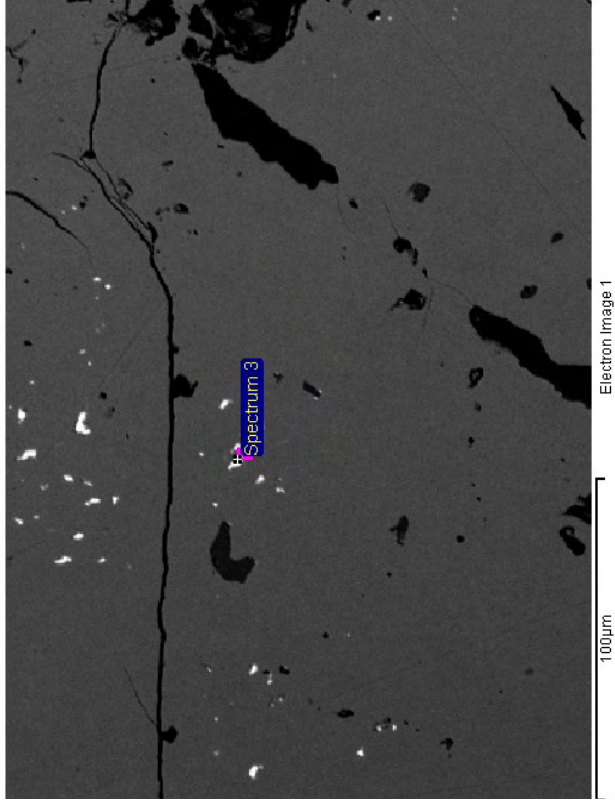
Sample: 43  
Type: Default  
ID: 43

Spectrum processing :  
Peaks possibly omitted : 0.267, 0.518, 0.702, 1.296, 6.401, 7.055 keV

Processing option : All elements analyzed (Normalised)  
Number of iterations = 1

Standard :  
Bi Bi 1-Jun-1999 12:00 AM

Element	Weight%	Atomic%
Bi M	100.00	100.00
Totals	100.00	



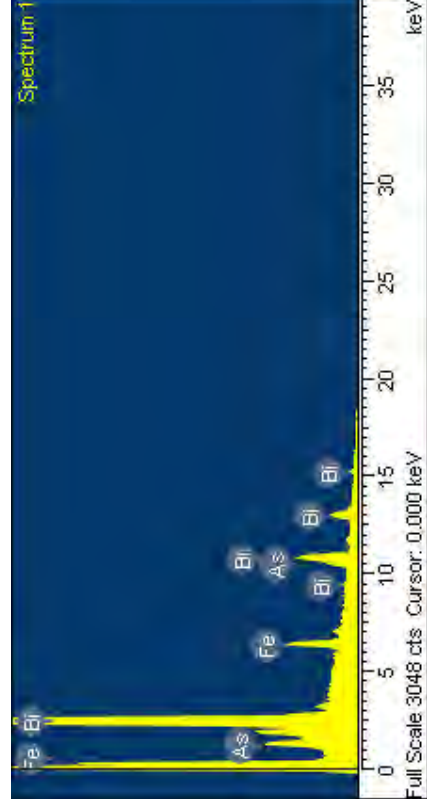
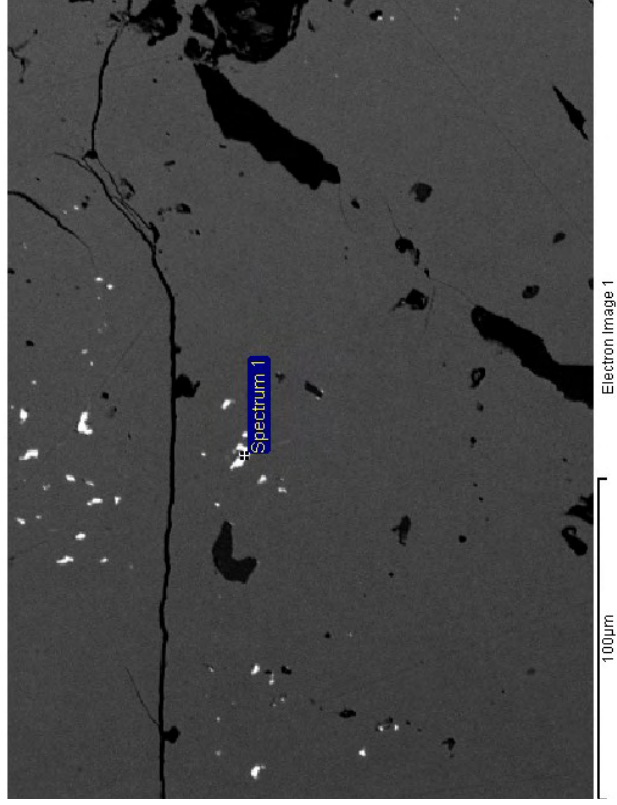
# La Paz

Sample: 43  
 Type: Default  
 ID: 43

Spectrum processing :  
 Peak possibly omitted : 0.267 keV  
 Processing option : All elements analyzed (Normalised)  
 Number of iterations = 3

Standard :  
 Fe Fe 1-Jun-1999 12:00 AM  
 As InAs 1-Jun-1999 12:00 AM  
 Bi Bi 1-Jun-1999 12:00 AM

Element	Weight%	Atomic%
Fe K	5.62	17.26
As L	3.61	8.26
Bi M	90.77	74.48
Totals	100.00	



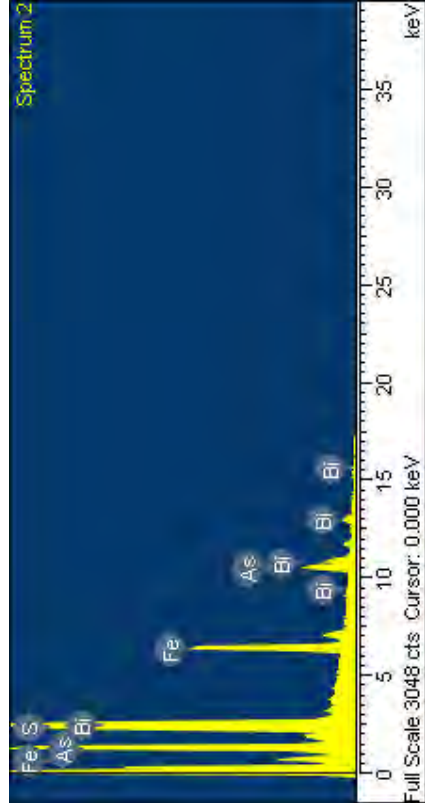
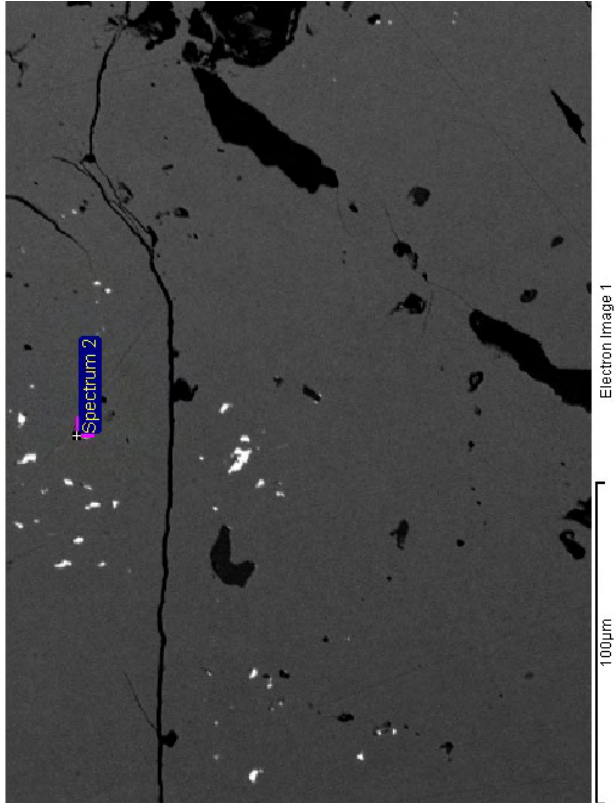
# La Paz

Sample: 43  
 Type: Default  
 ID: 43

Spectrum processing :  
 Peak possibly omitted : 0.266 keV  
 Processing option : All elements analyzed (Normalised)  
 Number of iterations = 4

Standard :  
 S FeS2 1-Jun-1999 12:00 AM  
 Fe Fe 1-Jun-1999 12:00 AM  
 As InAs 1-Jun-1999 12:00 AM  
 Bi Bi 1-Jun-1999 12:00 AM

Element	Weight%	Atomic%
S K	9.49	24.88
Fe K	18.84	28.37
As L	24.85	27.89
Bi M	46.83	18.85
Totals	100.00	



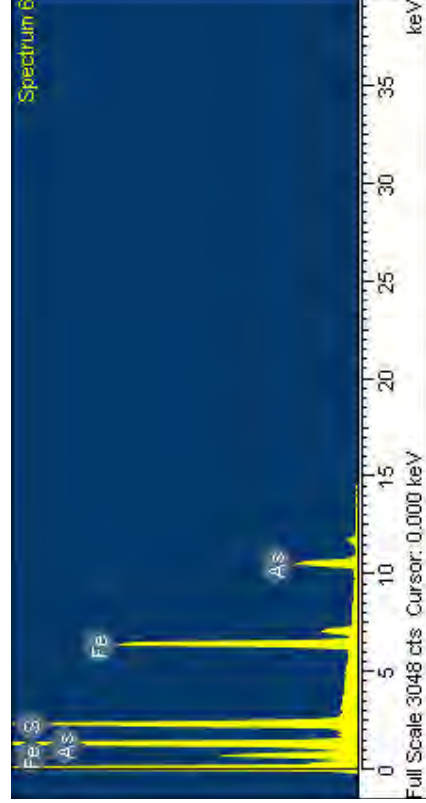
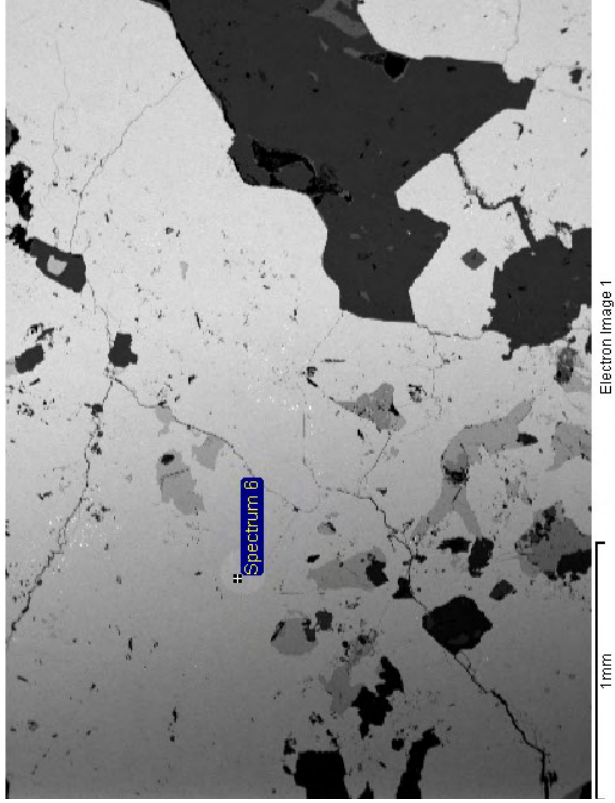
# La Paz

Sample: 43  
Type: Default  
ID: 43

Spectrum processing :  
Peak possibly omitted : 0.267 keV  
Processing option : All elements analyzed (Normalised)  
Number of iterations = 4

Standard :  
S FeS2 1-Jun-1999 12:00 AM  
Fe Fe 1-Jun-1999 12:00 AM  
As InAs 1-Jun-1999 12:00 AM

Element	Weight%	Atomic%
S K	19.14	32.59
Fe K	34.11	33.35
As L	46.75	34.07
Totals	100.00	



# La Paz

Sample: 43  
 Type: Default  
 ID: 43

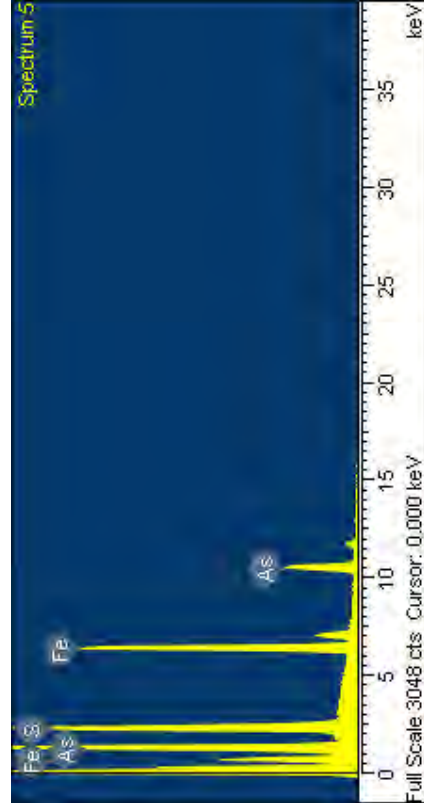
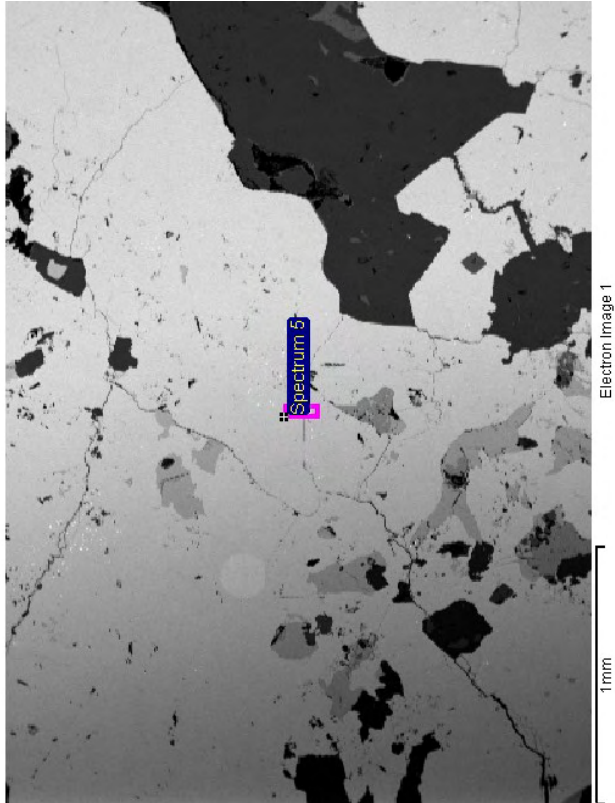
Spectrum processing :  
 Peaks possibly omitted : 0.267, 16.540 keV

Processing option : All elements analyzed (Normalised)  
 Number of iterations = 4

Standard :

S FeS2 1-Jun-1999 12:00 AM  
 Fe Fe 1-Jun-1999 12:00 AM  
 As InAs 1-Jun-1999 12:00 AM

Element	Weight%	Atomic%
S K	19.45	33.04
Fe K	33.85	33.01
As L	46.70	33.95
Totals	100.00	





# La Paz

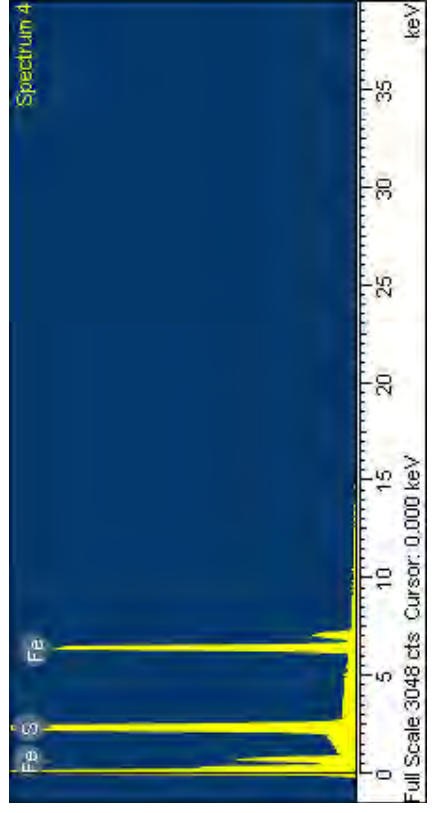
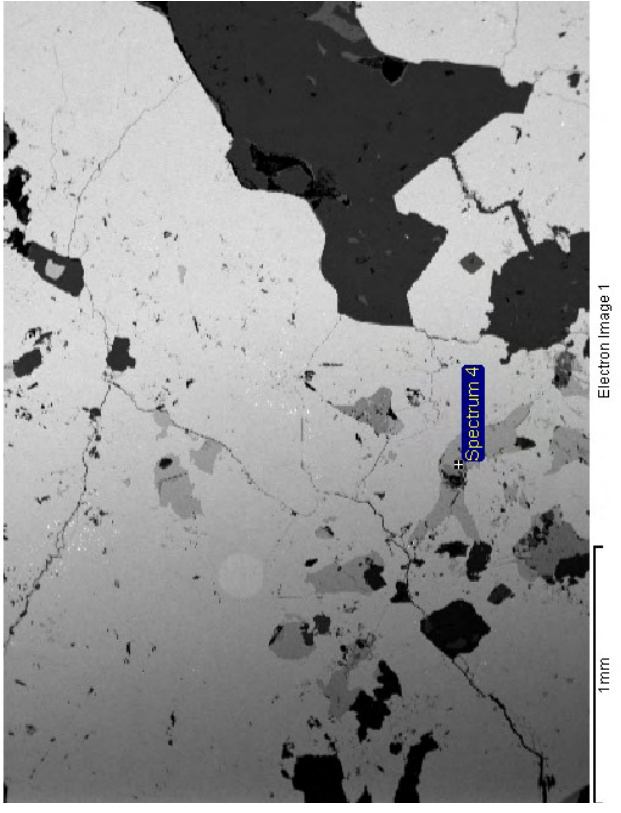
Sample: 43  
 Type: Default  
 ID: 43

Spectrum processing :  
 Peaks possibly omitted : 0.268, 1.060 keV

Processing option : All elements analyzed (Normalised)  
 Number of iterations = 2

Standard :  
 S FeS2 1-Jun-1999 12:00 AM  
 Fe Fe 1-Jun-1999 12:00 AM

Element	Weight%	Atomic%
S K	54.65	67.73
Fe K	45.35	32.27
Totals	100.00	



# La Paz

Sample: 43  
 Type: Default  
 ID: 43

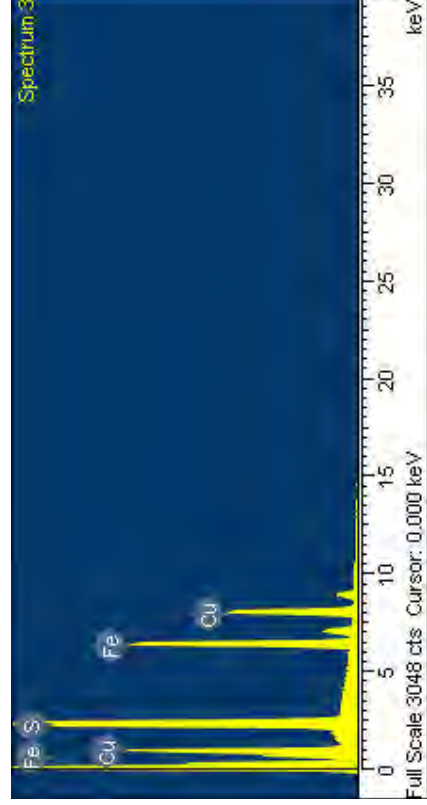
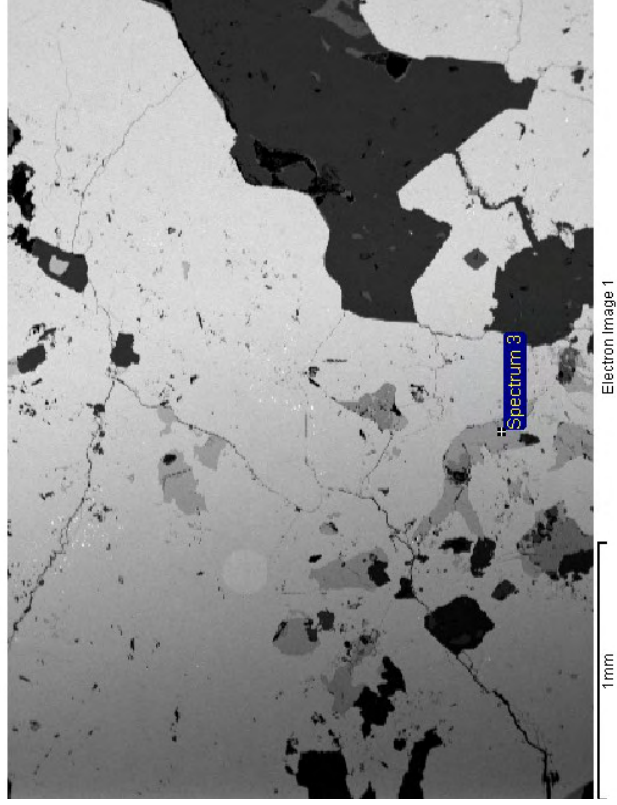
Spectrum processing :  
 Peak possibly omitted : 0.268 keV

Processing option : All elements analyzed (Normalised)  
 Number of iterations = 3

Standard :

S FeS2 1-Jun-1999 12:00 AM  
 Fe Fe 1-Jun-1999 12:00 AM  
 Cu Cu 1-Jun-1999 12:00 AM

Element	Weight%	Atomic%
S K	36.09	51.24
Fe K	30.25	24.66
Cu K	33.65	24.11
Totals	100.00	



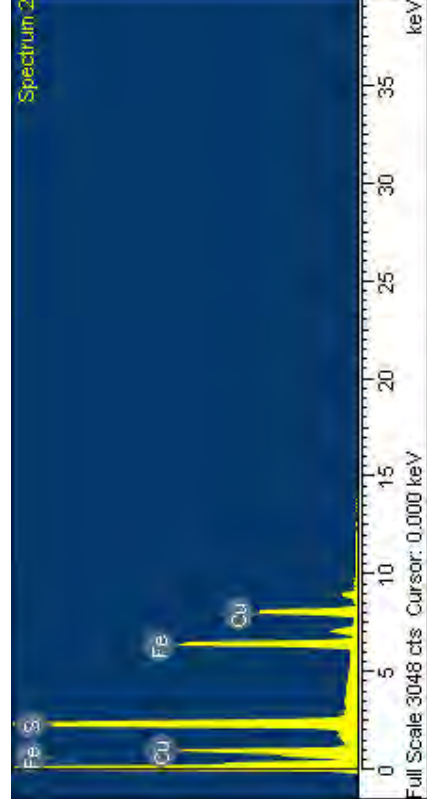
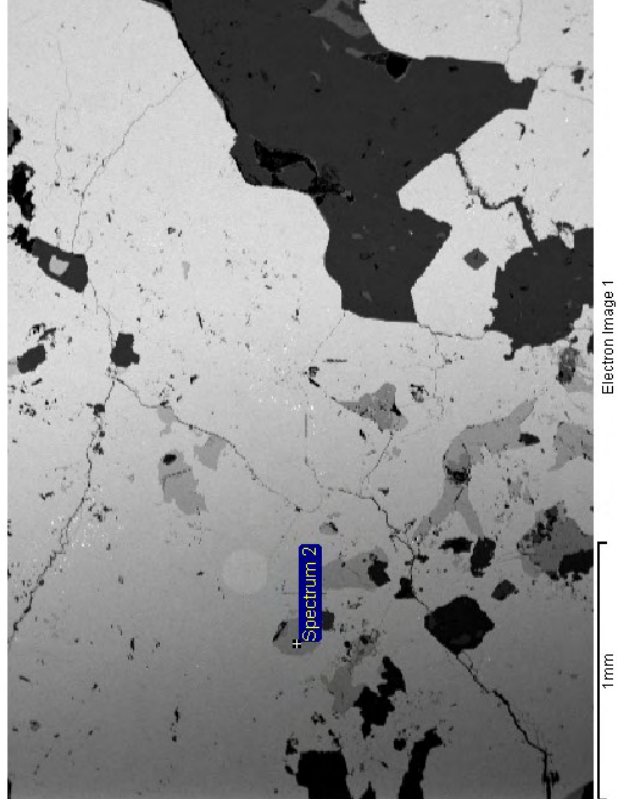
# La Paz

Sample: 43  
 Type: Default  
 ID: 43

Spectrum processing :  
 Peaks possibly omitted : 0.268, 1.780 keV  
 Processing option : All elements analyzed (Normalised)  
 Number of iterations = 3

Standard :  
 S FeS2 1-Jun-1999 12:00 AM  
 Fe Fe 1-Jun-1999 12:00 AM  
 Cu Cu 1-Jun-1999 12:00 AM

Element	Weight%	Atomic%
S K	36.13	51.29
Fe K	30.08	24.51
Cu K	33.79	24.20
Totals	100.00	





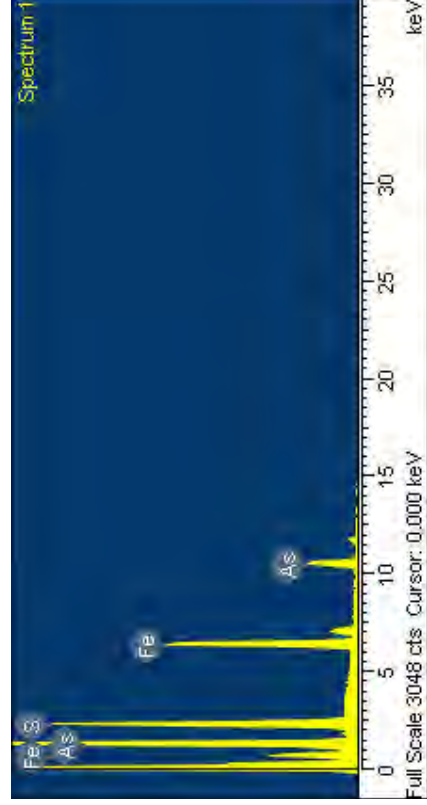
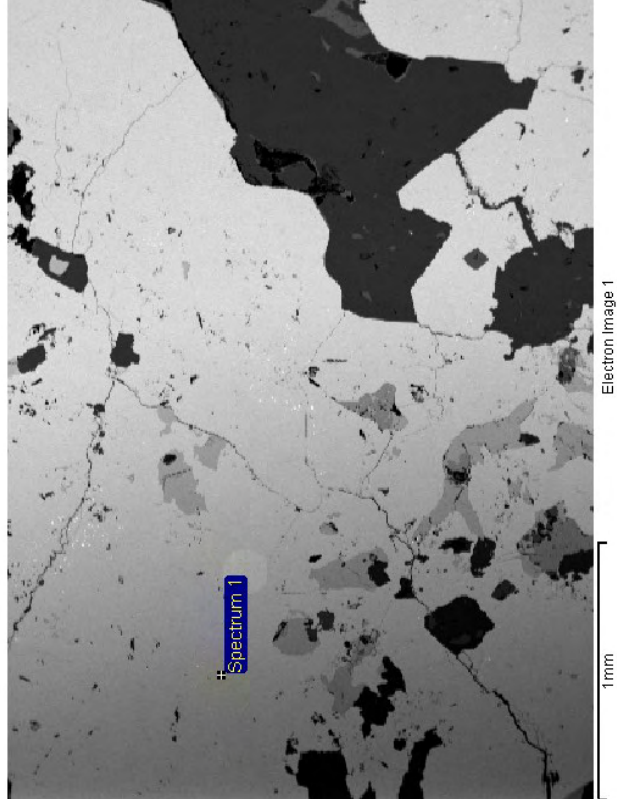
# La Paz

Sample: 43  
 Type: Default  
 ID: 43

Spectrum processing :  
 Peak possibly omitted : 0.267 keV  
 Processing option : All elements analyzed (Normalised)  
 Number of iterations = 4

Standard :  
 S FeS2 1-Jun-1999 12:00 AM  
 Fe Fe 1-Jun-1999 12:00 AM  
 As InAs 1-Jun-1999 12:00 AM

Element	Weight%	Atomic%
S K	19.91	33.65
Fe K	34.05	33.04
As L	46.04	33.30
Totals	100.00	



# La Paz

Sample: 15-32  
 Type: Default  
 ID: 15-32

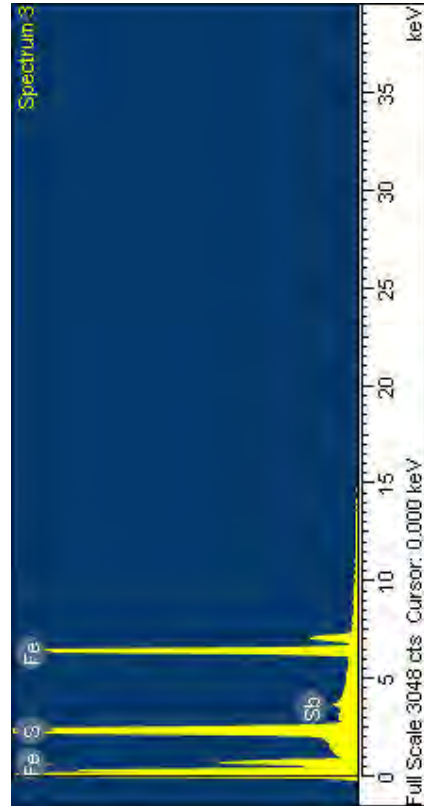
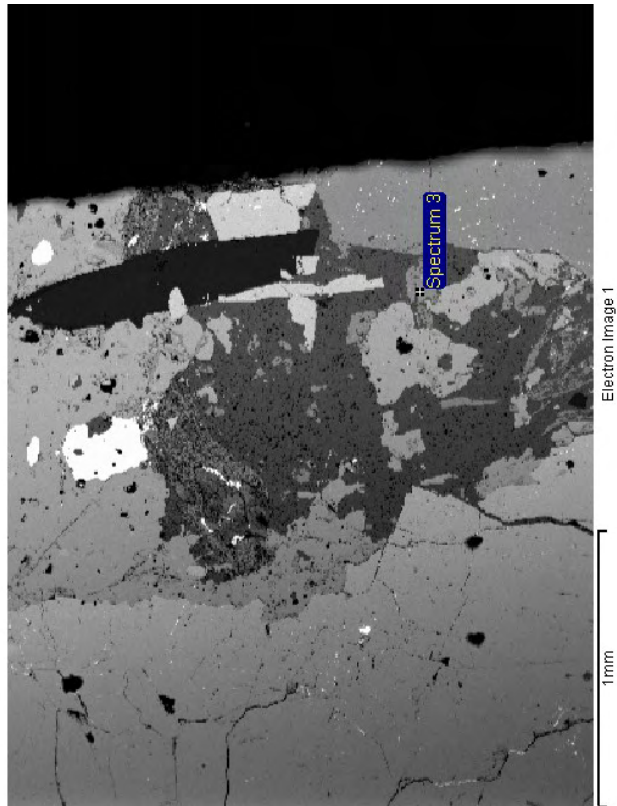
Spectrum processing :  
 No peaks omitted

Processing option : All elements analyzed (Normalised)  
 Number of iterations = 2

Standard :

S FeS2 1-Jun-1999 12:00 AM  
 Fe Fe 1-Jun-1999 12:00 AM  
 Sb Sb 1-Jun-1999 12:00 AM

Element	Weight%	Atomic%
S K	54.42	67.92
Fe K	44.09	31.59
Sb L	1.48	0.49
Totals	100.00	



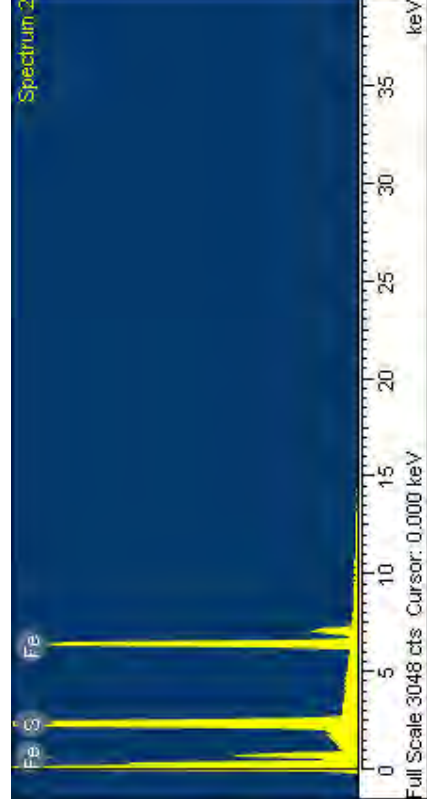
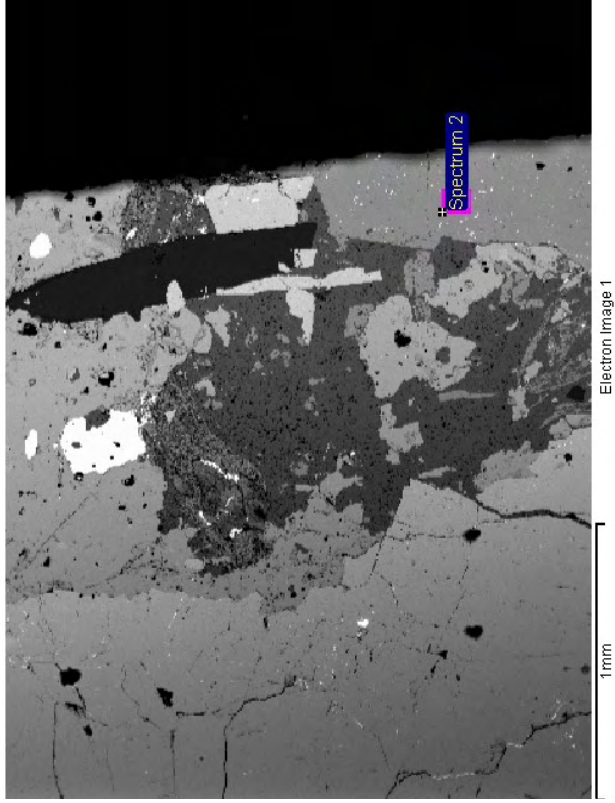
# La Paz

Sample: 15-32  
Type: Default  
ID: 15-32

Spectrum processing :  
Peak possibly omitted : 0.269 keV  
Processing option : All elements analyzed (Normalised)  
Number of iterations = 2

Standard :  
S FeS2 1-Jun-1999 12:00 AM  
Fe Fe 1-Jun-1999 12:00 AM

Element	Weight%	Atomic%
S K	54.38	67.49
Fe K	45.62	32.51
Totals	100.00	



# La Paz

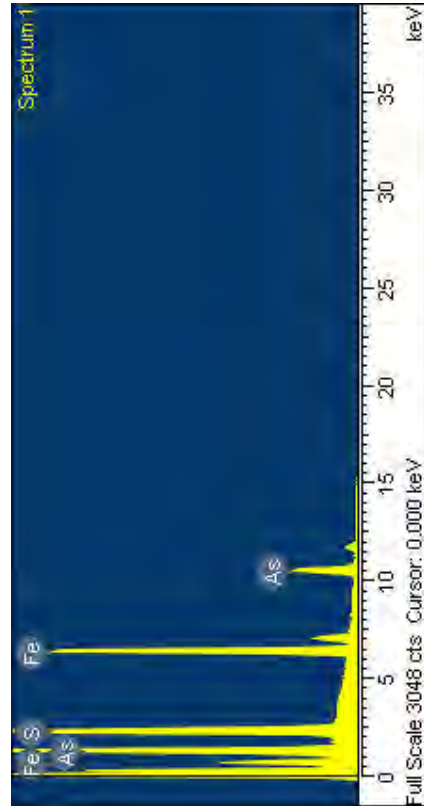
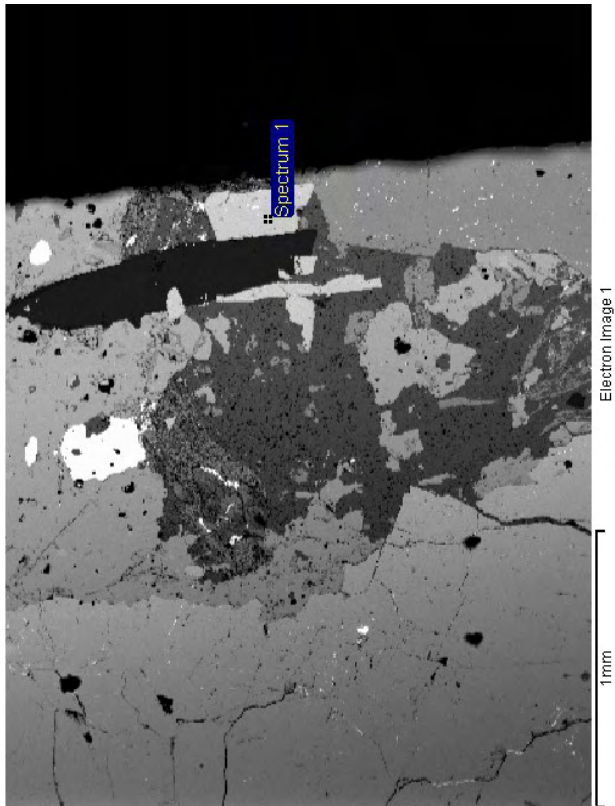
Sample: 15-32  
 Type: Default  
 ID: 15-32

Spectrum processing :  
 Peak possibly omitted : 0.268 keV

Processing option : All elements analyzed (Normalised)  
 Number of iterations = 4

Standard :  
 S FeS2 1-Jun-1999 12:00 AM  
 Fe Fe 1-Jun-1999 12:00 AM  
 As InAs 1-Jun-1999 12:00 AM

Element	Weight%	Atomic%
S K	23.32	38.13
Fe K	34.41	32.30
As L	42.27	29.58
Totals	100.00	



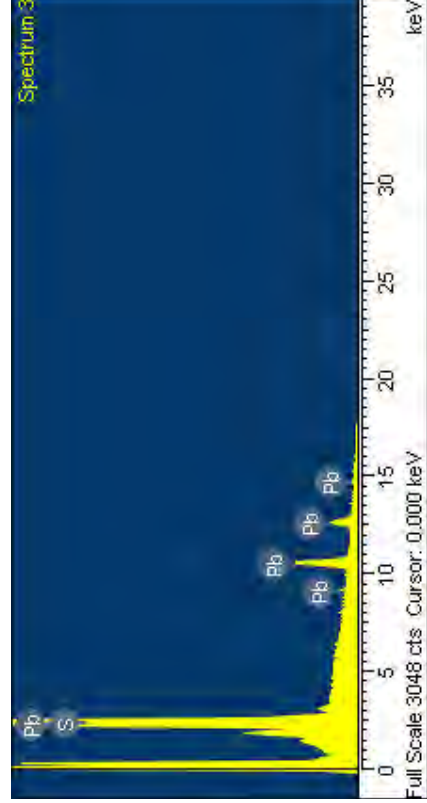
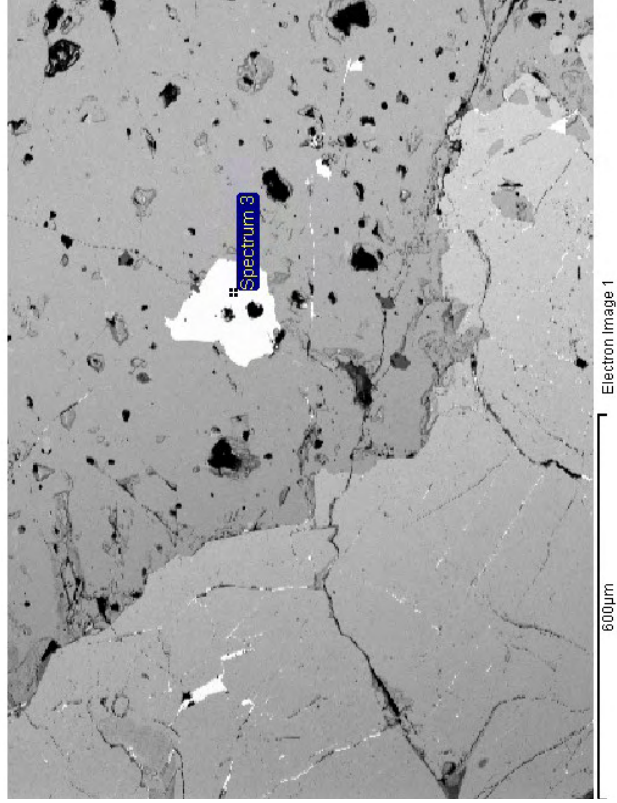
# La Paz

Sample: 15-32  
Type: Default  
ID: 15-32

Spectrum processing :  
Peaks possibly omitted : 0.268, 0.526, 8.002 keV  
Processing option : All elements analyzed (Normalised)  
Number of iterations = 2

Standard :  
S FeS2 1-Jun-1999 12:00 AM  
Pb PbF2 1-Jun-1999 12:00 AM

Element	Weight%	Atomic%
S K	15.51	54.25
Pb M	84.49	45.75
Totals	100.00	





# La Paz

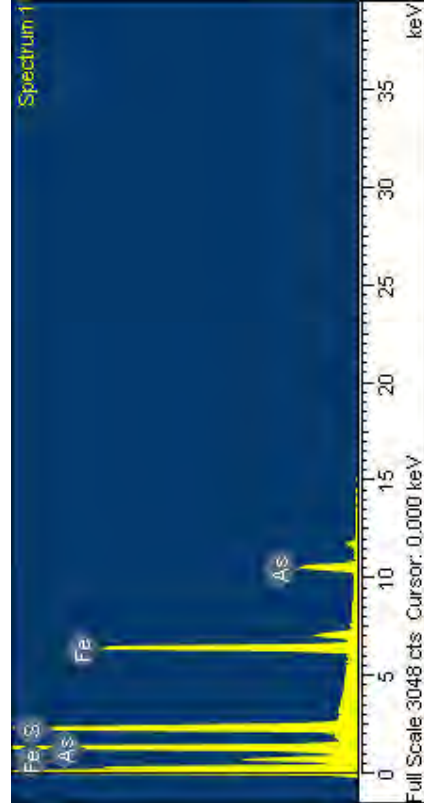
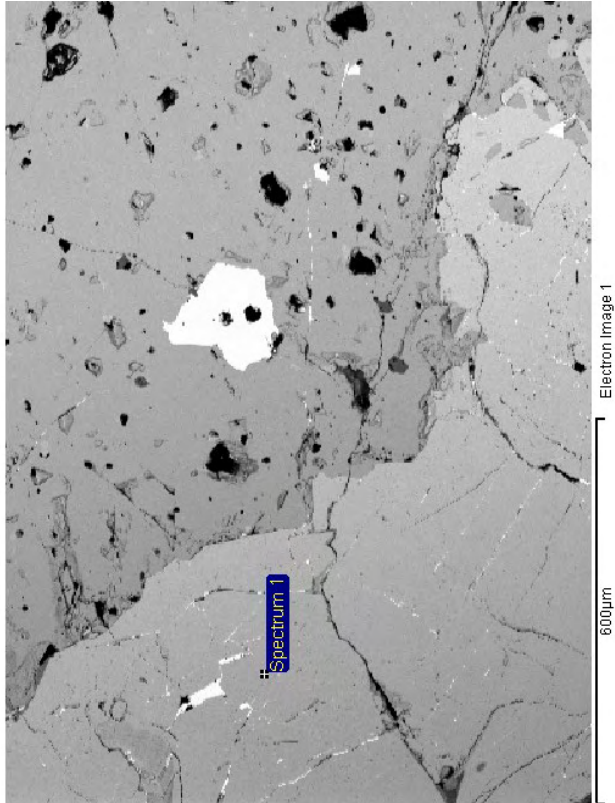
Sample: 15-32  
 Type: Default  
 ID: 15-32

Spectrum processing :  
 Peak possibly omitted : 0.267 keV

Processing option : All elements analyzed (Normalised)  
 Number of iterations = 4

Standard :  
 S FeS2 1-Jun-1999 12:00 AM  
 Fe Fe 1-Jun-1999 12:00 AM  
 As InAs 1-Jun-1999 12:00 AM

Element	Weight%	Atomic%
S K	23.32	38.10
Fe K	34.65	32.51
As L	42.03	29.39
Totals	100.00	



# La Paz

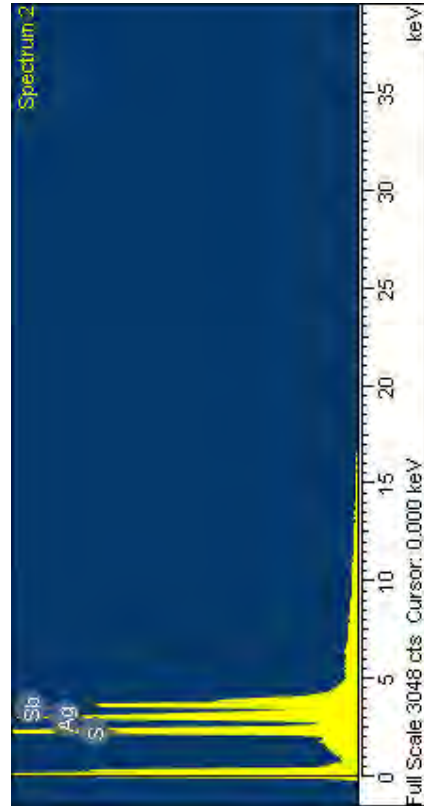
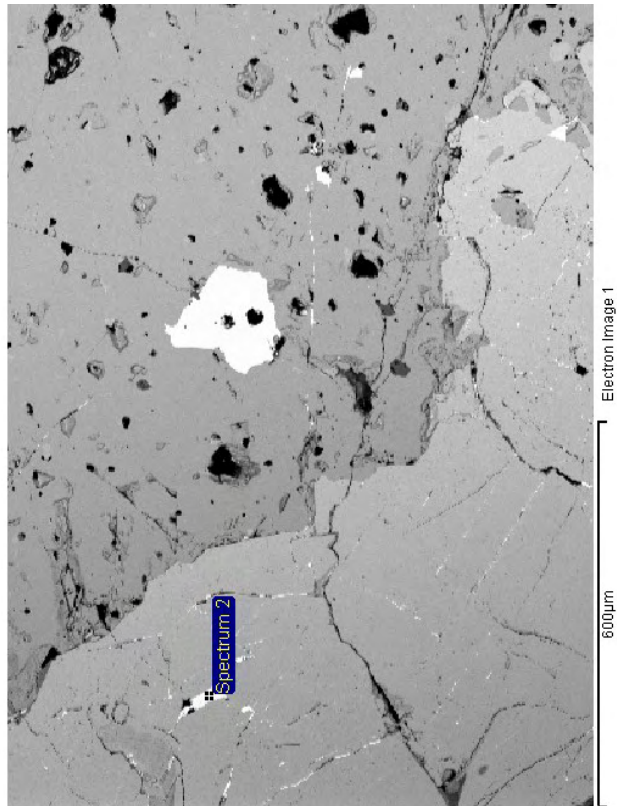
Sample: 15-32  
 Type: Default  
 ID: 15-32

Spectrum processing :  
 Peak possibly omitted : 10.492 keV  
 Processing option : All elements analyzed (Normalised)  
 Number of iterations = 3

Standard :

S FeS2 1-Jun-1999 12:00 AM  
 Ag Ag 1-Jun-1999 12:00 AM  
 Sb Sb 1-Jun-1999 12:00 AM

Element	Weight%	Atomic%
S K	21.92	50.21
Ag L	34.42	23.44
Sb L	43.66	26.34
Totals	100.00	



# La Paz

Sample: LP-14  
 Type: Default  
 ID: LP-14

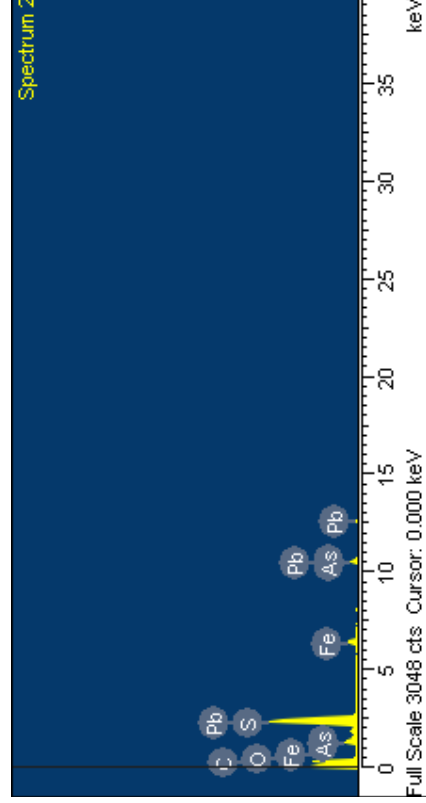
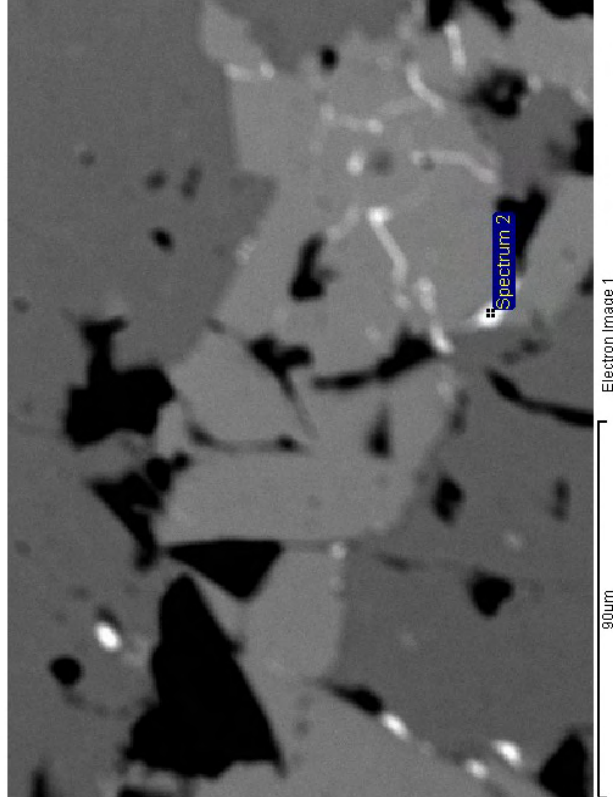
Spectrum processing :  
 No peaks omitted

Processing option : All elements analyzed (Normalised)  
 Number of iterations = 4

Standard :

- C CaCO3 1-Jun-1999 12:00 AM
- O SiO2 1-Jun-1999 12:00 AM
- S FeS2 1-Jun-1999 12:00 AM
- Fe Fe 1-Jun-1999 12:00 AM
- As InAs 1-Jun-1999 12:00 AM
- Pb PbF2 1-Jun-1999 12:00 AM

Element	Weight%	Atomic%
C K	52.90	85.94
O K	4.20	5.12
S K	6.12	3.72
Fe K	5.06	1.77
As L	2.78	0.72
Pb M	28.95	2.73
Totals	100.00	





# C5

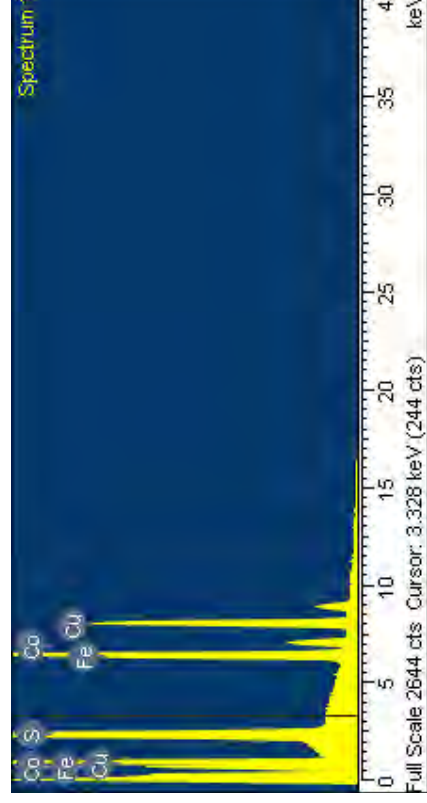
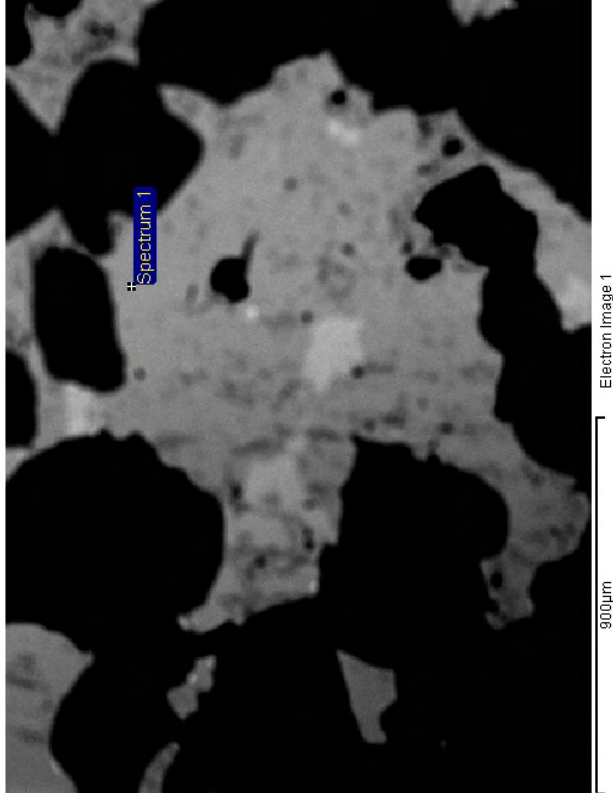
Spectrum processing :  
 Peak possibly omitted : 0.269 keV

Processing option : All elements analyzed (Normalised)  
 Number of iterations = 3

Standard :

S FeS2 1-Jun-1999 12:00 AM  
 Fe Fe 1-Jun-1999 12:00 AM  
 Co Co 1-Jun-1999 12:00 AM  
 Cu Cu 1-Jun-1999 12:00 AM

Element	Weight%	Atomic%
S K	35.90	51.03
Fe K	30.06	24.53
Co K	0.21	0.16
Cu K	33.84	24.27
Totals	100.00	



Comment:

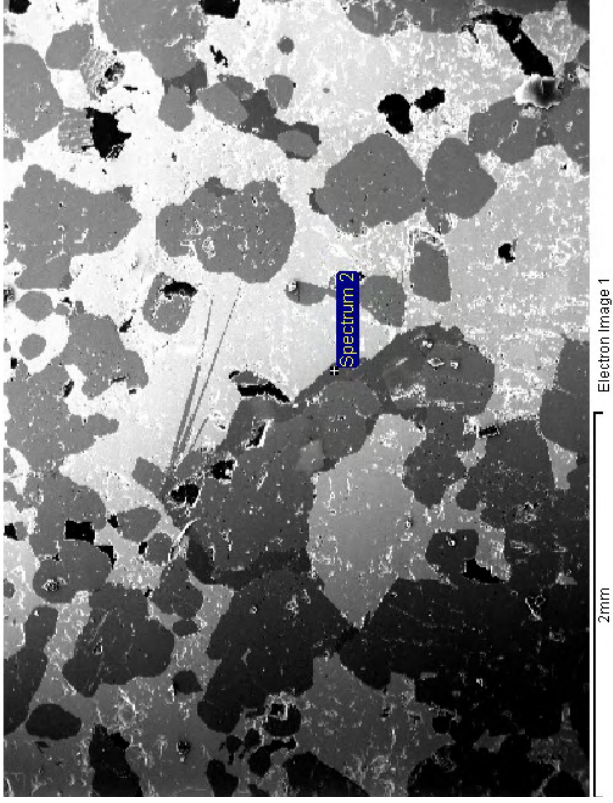
# C5

Spectrum processing :  
 Peak possibly omitted : 10.040 keV

Processing option : All elements analyzed (Normalised)  
 Number of iterations = 4

Standard :  
 C CaCO3 1-Jun-1999 12:00 AM  
 O SiO2 1-Jun-1999 12:00 AM  
 Ca Wollastonite 1-Jun-1999 12:00 AM

Element	Weight%	Atomic%
C K	22.57	34.88
O K	41.96	48.69
Ca K	35.47	16.43
Totals	100.00	



Comment:

# C5

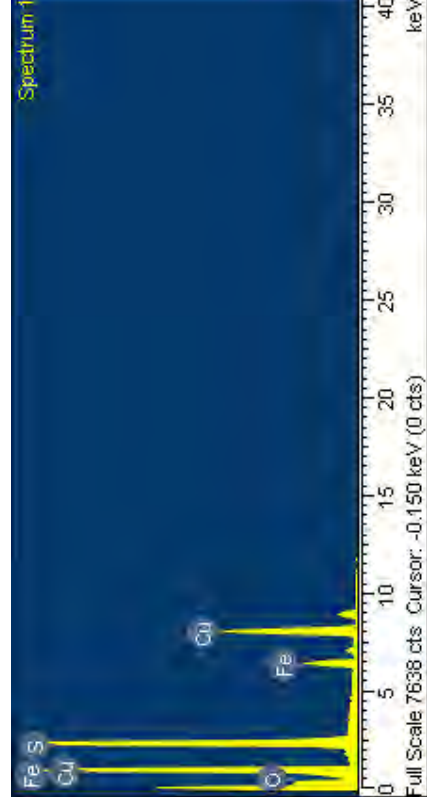
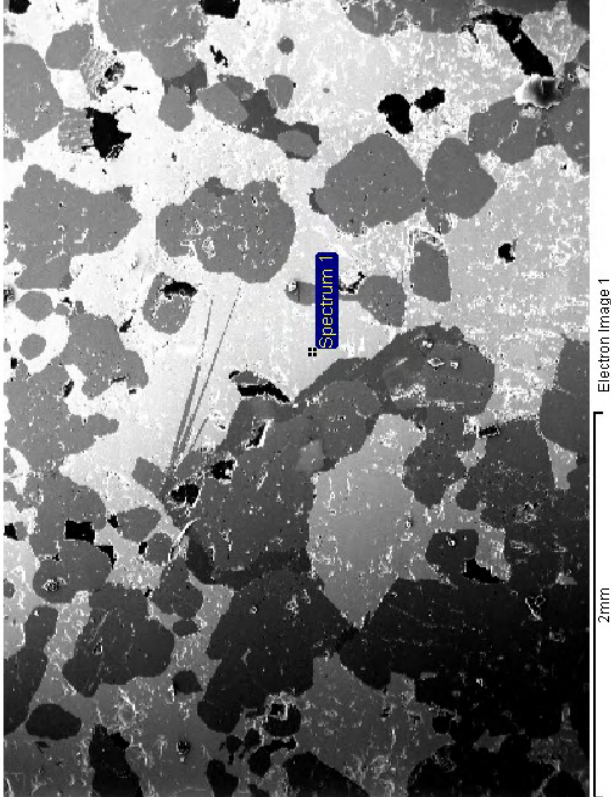
Spectrum processing :  
No peaks omitted

Processing option : All elements analyzed (Normalised)  
Number of iterations = 3

Standard :

O SiO2 1-Jun-1999 12:00 AM  
S FeS2 1-Jun-1999 12:00 AM  
Fe Fe 1-Jun-1999 12:00 AM  
Cu Cu 1-Jun-1999 12:00 AM

Element	Weight%	Atomic%
O K	3.85	11.04
S K	25.80	36.98
Fe K	10.96	9.02
Cu K	59.39	42.96
Totals	100.00	



Comment:

# C5

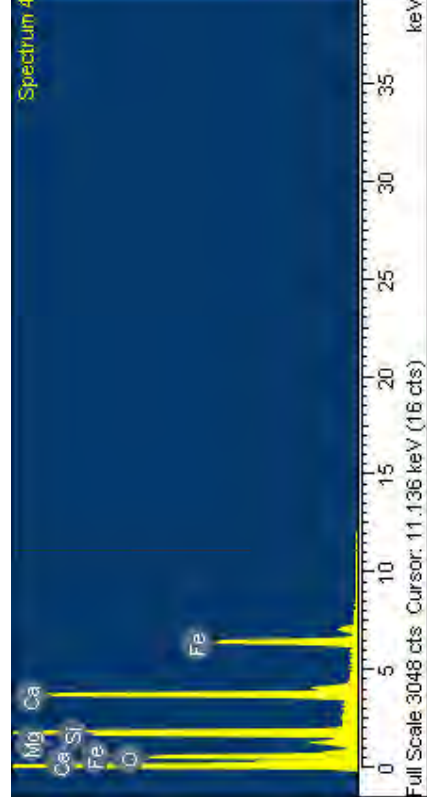
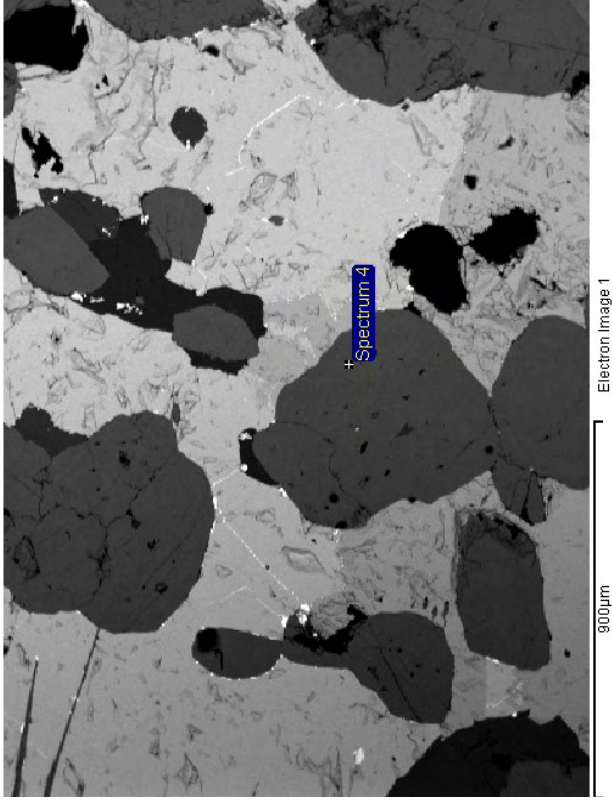
Spectrum processing :  
No peaks omitted

Processing option : All elements analyzed (Normalised)  
Number of iterations = 4

Standard :

O SiO2 1-Jun-1999 12:00 AM  
Mg MgO 1-Jun-1999 12:00 AM  
Si SiO2 1-Jun-1999 12:00 AM  
Ca Wollastonite 1-Jun-1999 12:00 AM  
Fe Fe 1-Jun-1999 12:00 AM

Element	Weight%	Atomic%
O K	39.25	59.53
Mg K	1.50	1.49
Si K	24.33	21.02
Ca K	16.29	9.86
Fe K	18.64	8.10
Totals	100.00	



Comment:

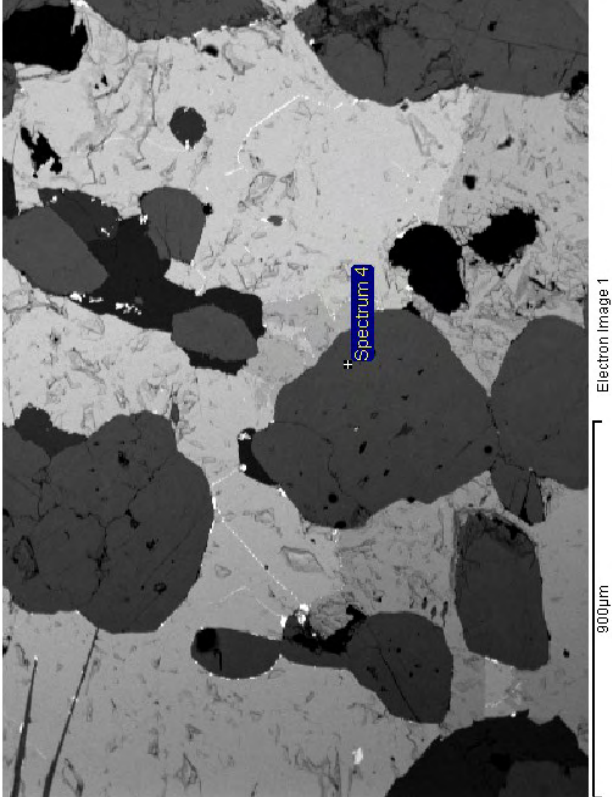
# C5

Spectrum processing :  
No peaks omitted

Processing option : All elements analyzed (Normalised)  
Number of iterations = 4

Standard :  
O SiO2 1-Jun-1999 12:00 AM  
Mg MgO 1-Jun-1999 12:00 AM  
Si SiO2 1-Jun-1999 12:00 AM  
Ca Wollastonite 1-Jun-1999 12:00 AM  
Fe Fe 1-Jun-1999 12:00 AM

Element	Weight%	Atomic%
O K	39.25	59.53
Mg K	1.50	1.49
Si K	24.33	21.02
Ca K	16.29	9.86
Fe K	18.64	8.10
Totals	100.00	



Comment:



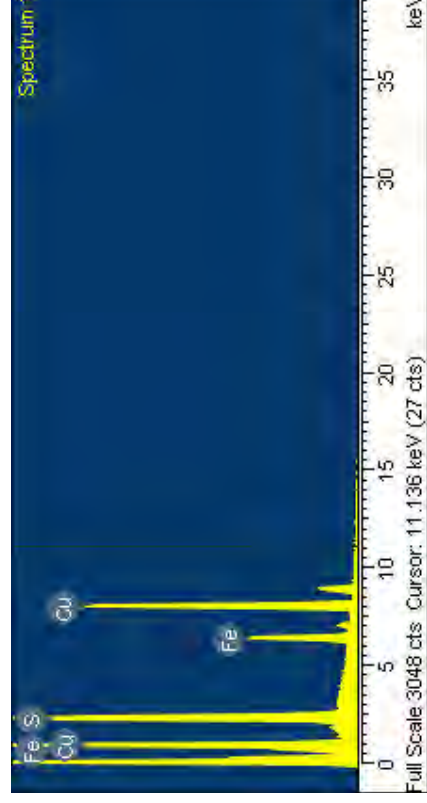
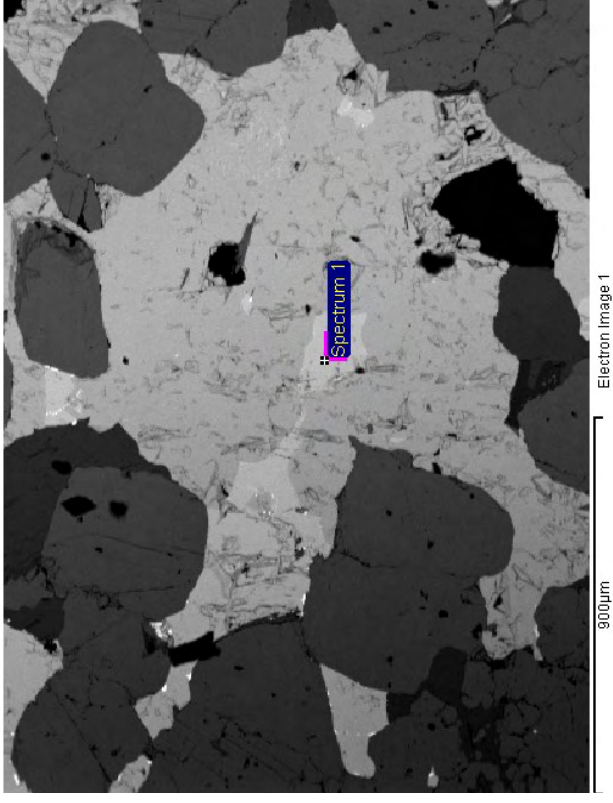
# C5

Spectrum processing :  
 Peak possibly omitted : 0.268 keV

Processing option : All elements analyzed (Normalised)  
 Number of iterations = 3

Standard :  
 S FeS2 1-Jun-1999 12:00 AM  
 Fe Fe 1-Jun-1999 12:00 AM  
 Cu Cu 1-Jun-1999 12:00 AM

Element	Weight%	Atomic%
S K	27.04	41.83
Fe K	11.37	10.09
Cu K	61.59	48.07
Totals	100.00	



Comment:

# C5

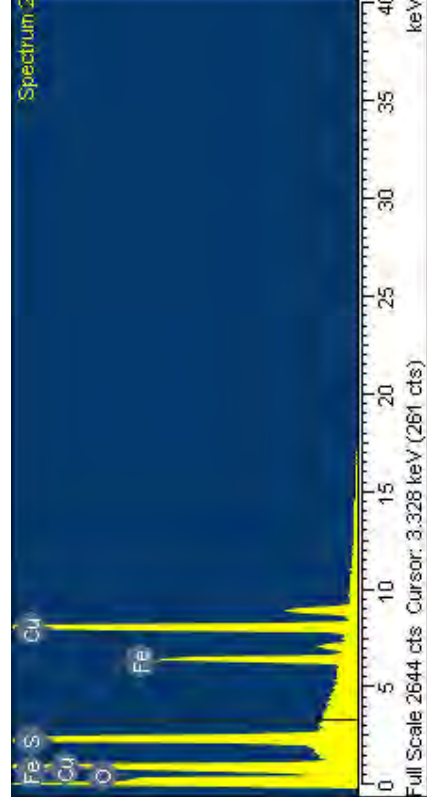
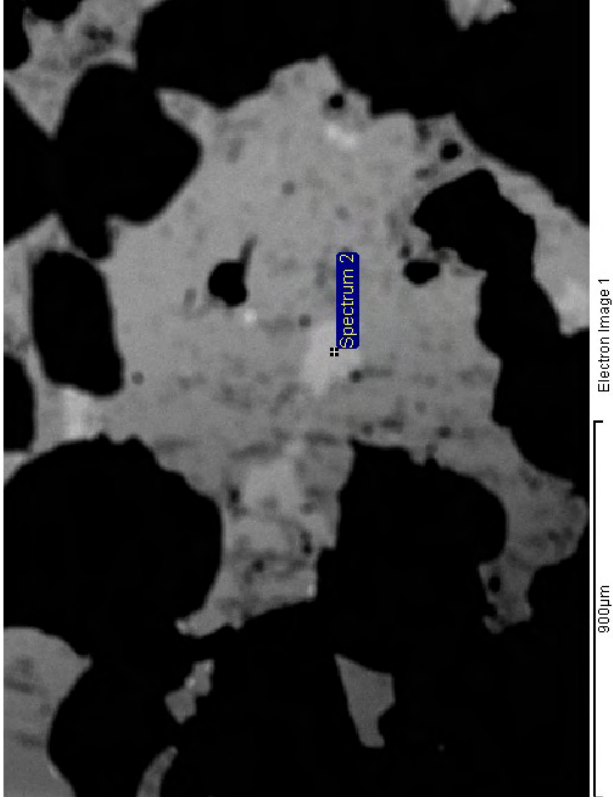
Spectrum processing :  
No peaks omitted

Processing option : All elements analyzed (Normalised)  
Number of iterations = 3

Standard :

O SiO2 1-Jun-1999 12:00 AM  
S FeS2 1-Jun-1999 12:00 AM  
Fe Fe 1-Jun-1999 12:00 AM  
Cu Cu 1-Jun-1999 12:00 AM

Element	Weight%	Atomic%
O K	3.90	11.15
S K	26.22	37.41
Fe K	11.28	9.24
Cu K	58.60	42.20
Totals	100.00	



Comment:

# La Paz

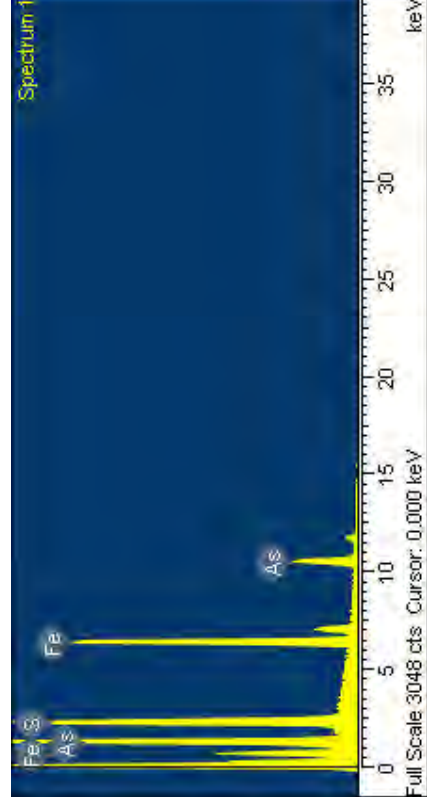
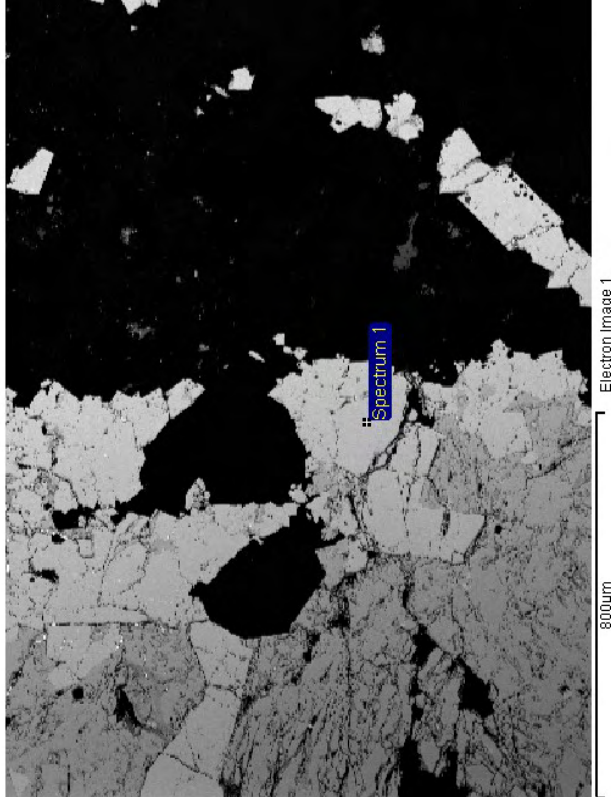
Sample: V-4  
 Type: Default  
 ID: V-4

Spectrum processing :  
 Peak possibly omitted : 0.268 keV

Processing option : All elements analyzed (Normalised)  
 Number of iterations = 4

Standard :  
 S FeS2 1-Jun-1999 12:00 AM  
 Fe Fe 1-Jun-1999 12:00 AM  
 As InAs 1-Jun-1999 12:00 AM

Element	Weight%	Atomic%
S K	22.64	37.19
Fe K	35.12	33.12
As L	42.24	29.69
Totals	100.00	





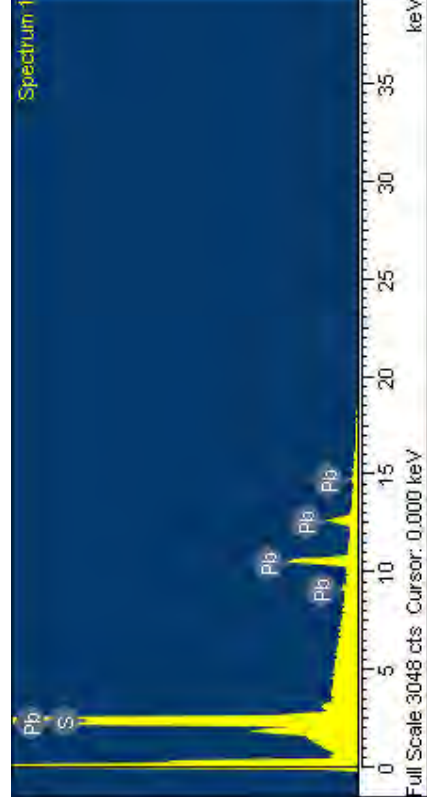
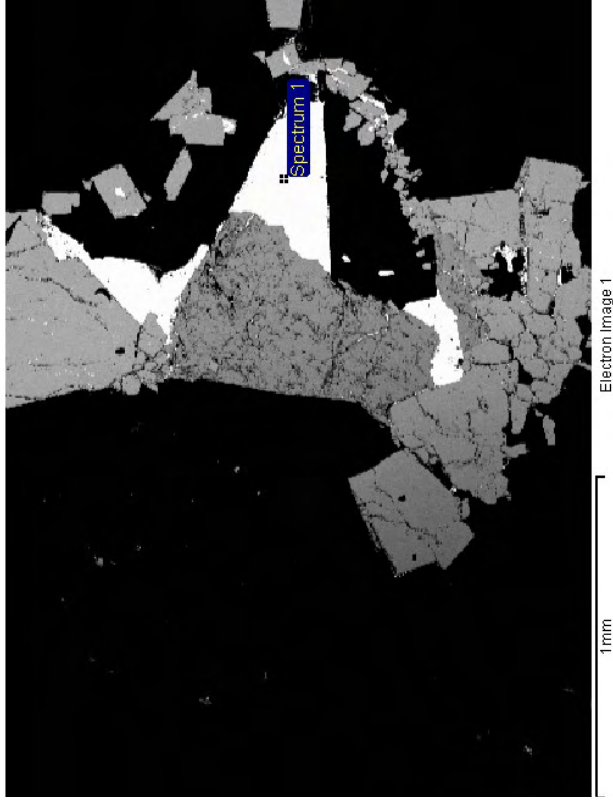
# La Paz

Sample: V-4  
 Type: Default  
 ID: V-4

Spectrum processing :  
 Peaks possibly omitted : 0.267, 0.528 keV  
 Processing option : All elements analyzed (Normalised)  
 Number of iterations = 2

Standard :  
 S FeS2 1-Jun-1999 12:00 AM  
 Pb PbF2 1-Jun-1999 12:00 AM

Element	Weight%	Atomic%
S K	15.06	53.40
Pb M	84.94	46.60
Totals	100.00	



# La Paz

Sample: V-4  
 Type: Default  
 ID: V-4

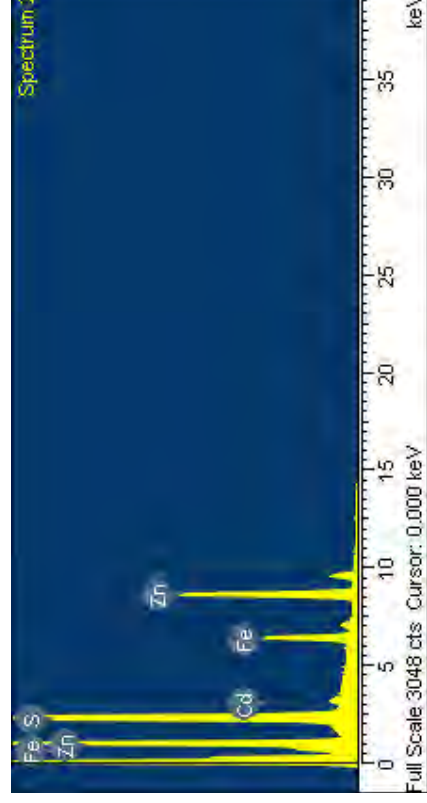
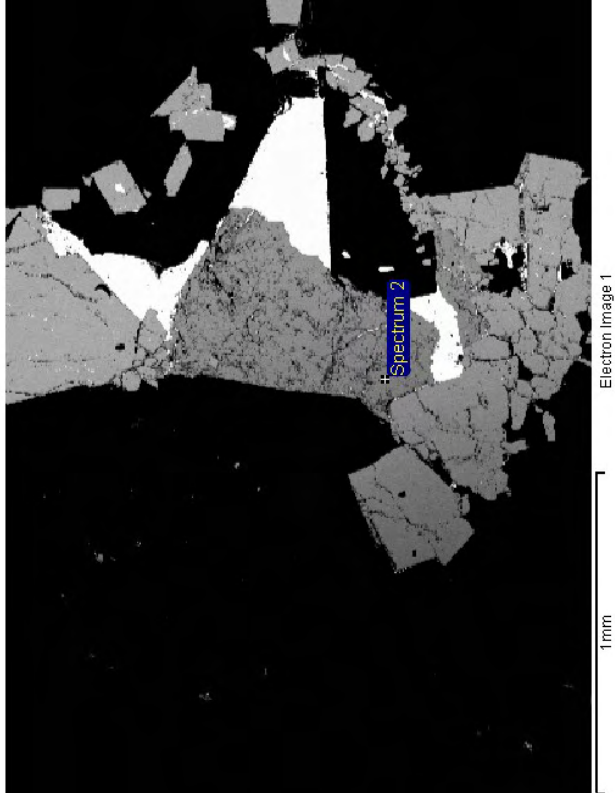
Spectrum processing :  
 No peaks omitted

Processing option : All elements analyzed (Normalised)  
 Number of iterations = 3

Standard :

- S FeS2 1-Jun-1999 12:00 AM
- Fe Fe 1-Jun-1999 12:00 AM
- Zn Zn 1-Jun-1999 12:00 AM
- Cd Cd 1-Jun-1999 12:00 AM

Element	Weight%	Atomic%
S K	35.23	52.12
Fe K	10.47	8.89
Zn K	52.92	38.40
Cd L	1.38	0.58
Totals	100.00	



# La Paz

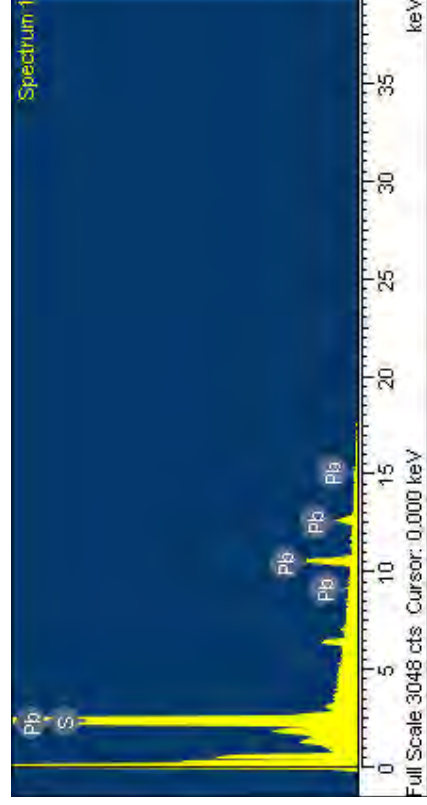
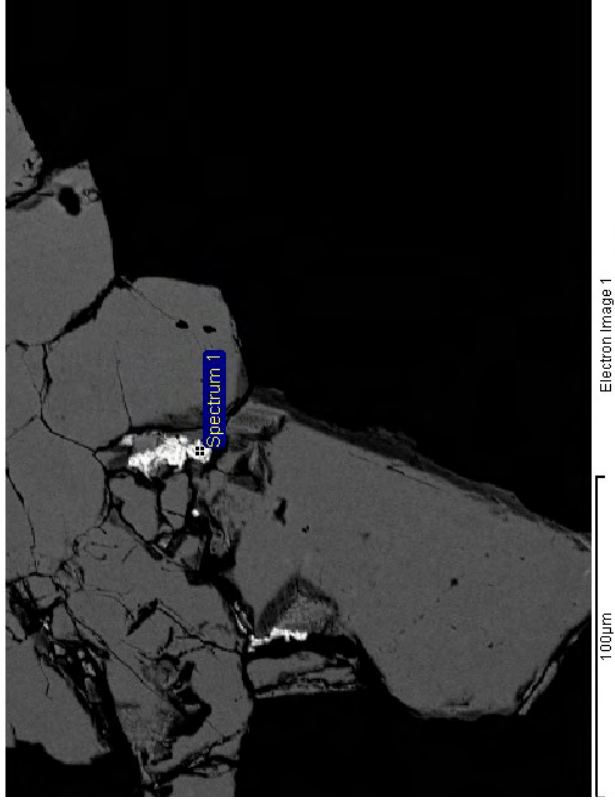
Sample: V-4  
 Type: Default  
 ID: V-4

Spectrum processing :  
 Peaks possibly omitted : 0.267, 0.517, 1.288, 6.401, 7.018, 17.100 keV

Processing option : All elements analyzed (Normalised)  
 Number of iterations = 2

Standard :  
 S FeS2 1-Jun-1999 12:00 AM  
 Pb PbF2 1-Jun-1999 12:00 AM

Element	Weight%	Atomic%
S K	15.65	54.51
Pb M	84.35	45.49
Totals	100.00	



# La Paz

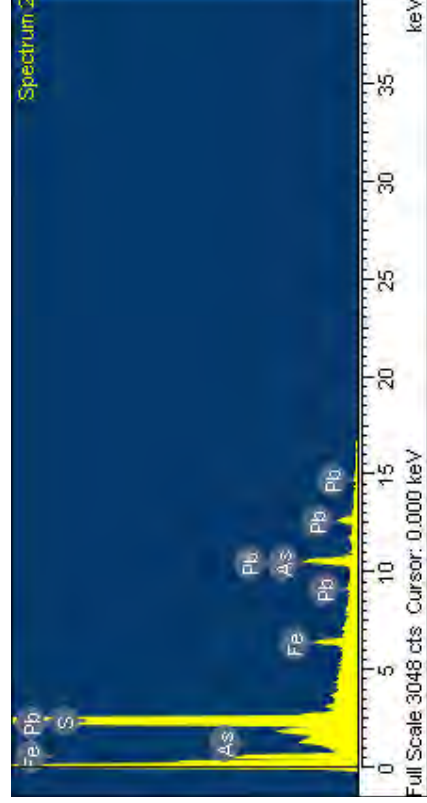
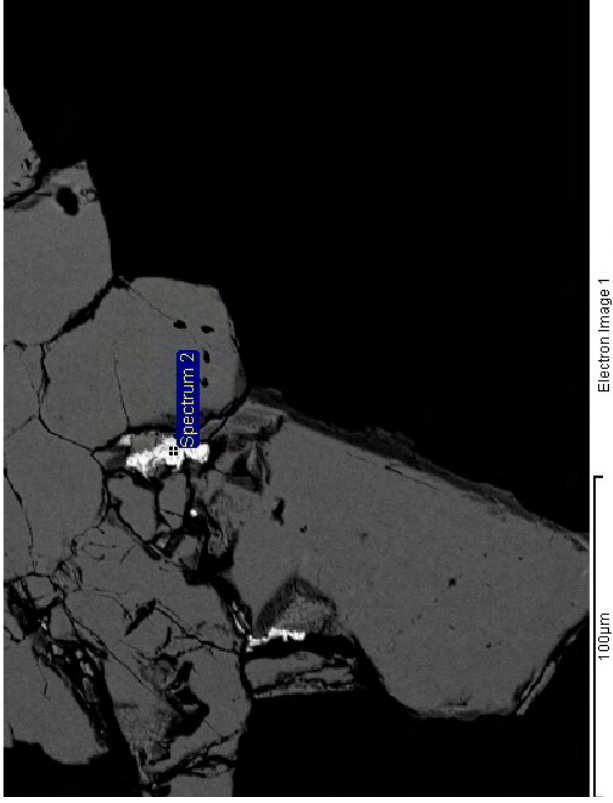
Sample: V-4  
 Type: Default  
 ID: V-4

Spectrum processing :  
 Peak possibly omitted : 0.267 keV

Processing option : All elements analyzed (Normalised)  
 Number of iterations = 3

Standard :  
 S FeS2 1-Jun-1999 12:00 AM  
 Fe Fe 1-Jun-1999 12:00 AM  
 As InAs 1-Jun-1999 12:00 AM  
 Pb PbF2 1-Jun-1999 12:00 AM

Element	Weight%	Atomic%
S K	15.83	50.41
Fe K	4.75	8.68
As L	2.02	2.76
Pb M	77.40	38.15
Totals	100.00	



# La Paz

Sample: V-4  
 Type: Default  
 ID: V-4

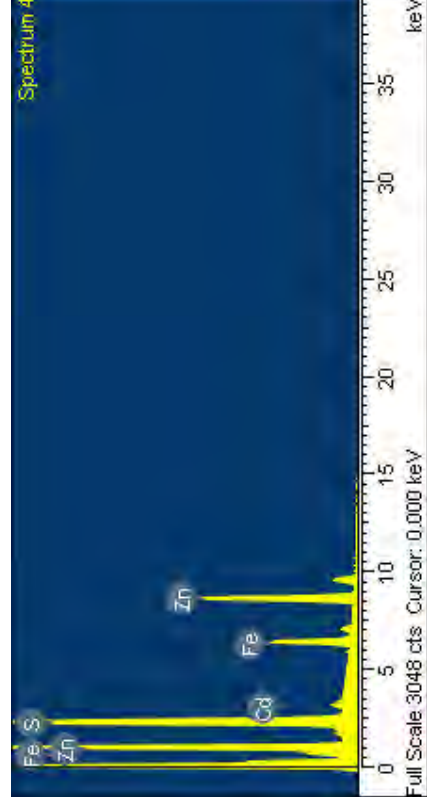
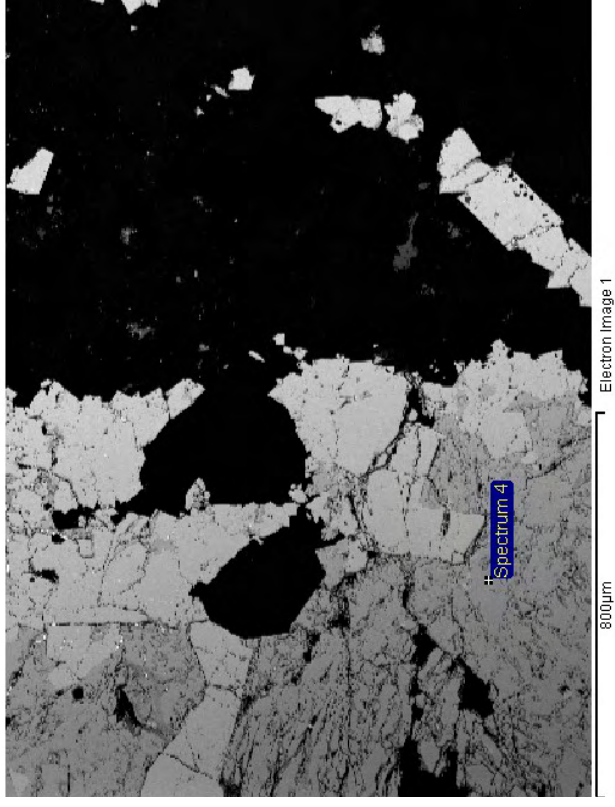
Spectrum processing :  
 No peaks omitted

Processing option : All elements analyzed (Normalised)  
 Number of iterations = 3

Standard :

- S FeS2 1-Jun-1999 12:00 AM
- Fe Fe 1-Jun-1999 12:00 AM
- Zn Zn 1-Jun-1999 12:00 AM
- Cd Cd 1-Jun-1999 12:00 AM

Element	Weight%	Atomic%
S K	33.81	50.53
Fe K	11.12	9.54
Zn K	53.63	39.31
Cd L	1.43	0.61
Totals	100.00	



# La Paz

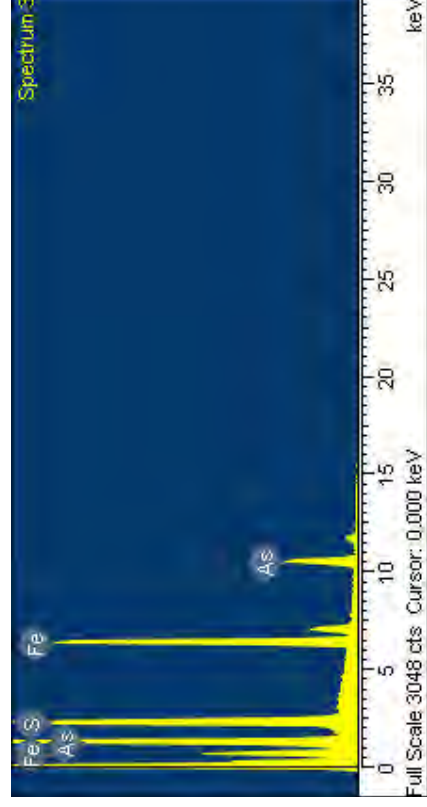
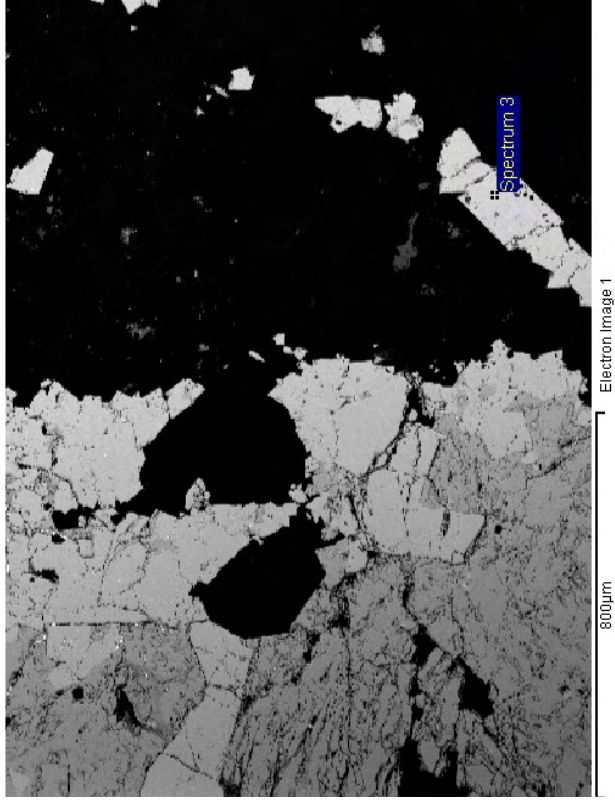
Sample: V-4  
 Type: Default  
 ID: V-4

Spectrum processing :  
 Peak possibly omitted : 0.268 keV

Processing option : All elements analyzed (Normalised)  
 Number of iterations = 4

Standard :  
 S FeS2 1-Jun-1999 12:00 AM  
 Fe Fe 1-Jun-1999 12:00 AM  
 As InAs 1-Jun-1999 12:00 AM

Element	Weight%	Atomic%
S K	22.31	36.77
Fe K	35.07	33.18
As L	42.62	30.06
Totals	100.00	





# La Paz

Sample: V-4  
 Type: Default  
 ID: V-4

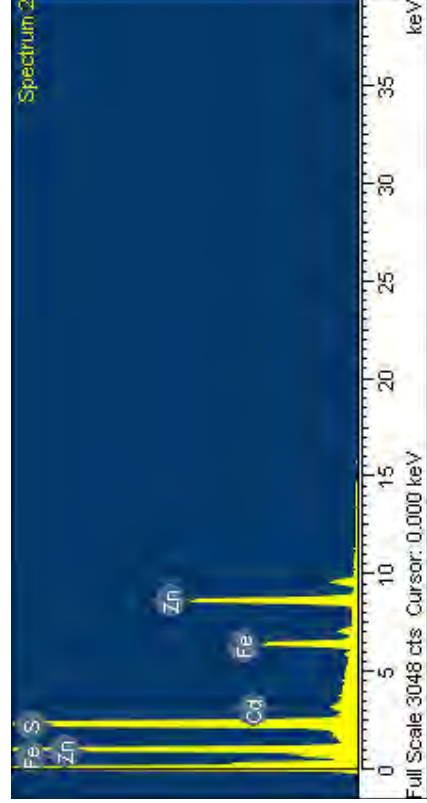
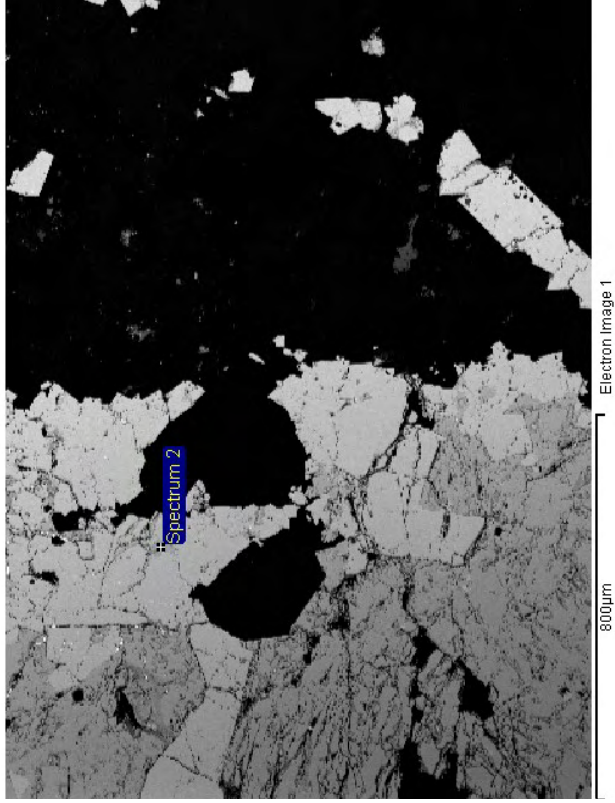
Spectrum processing :  
 No peaks omitted

Processing option : All elements analyzed (Normalised)  
 Number of iterations = 3

Standard :

S FeS2 1-Jun-1999 12:00 AM  
 Fe Fe 1-Jun-1999 12:00 AM  
 Zn Zn 1-Jun-1999 12:00 AM  
 Cd Cd 1-Jun-1999 12:00 AM

Element	Weight%	Atomic%
S K	34.02	50.73
Fe K	11.65	9.98
Zn K	52.92	38.70
Cd L	1.41	0.60
Totals	100.00	



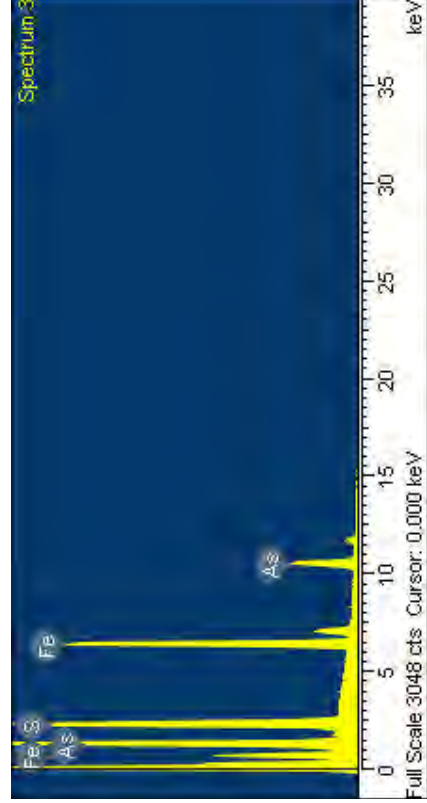
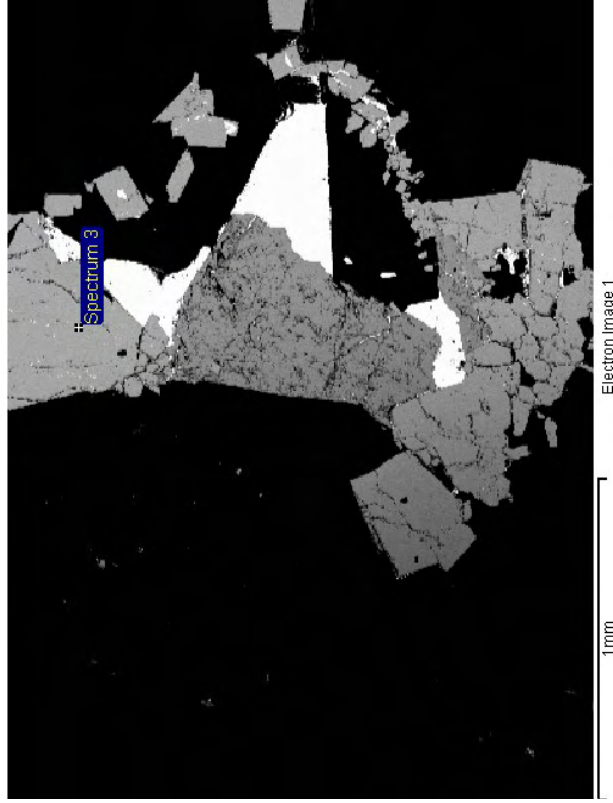
# La Paz

Sample: V-4  
 Type: Default  
 ID: V-4

Spectrum processing :  
 Peak possibly omitted : 0.267 keV  
 Processing option : All elements analyzed (Normalised)  
 Number of iterations = 4

Standard :  
 S FeS2 1-Jun-1999 12:00 AM  
 Fe Fe 1-Jun-1999 12:00 AM  
 As InAs 1-Jun-1999 12:00 AM

Element	Weight%	Atomic%
S K	22.92	37.53
Fe K	35.34	33.22
As L	41.74	29.25
Totals	100.00	





# La Paz

Sample: 327  
 Type: Default  
 ID: 327

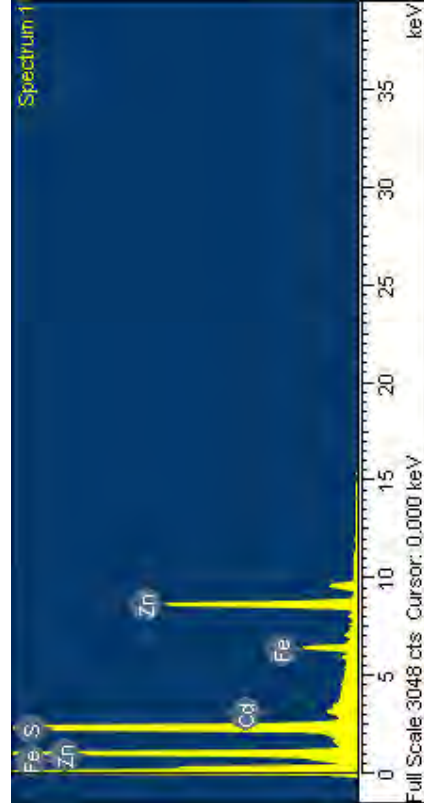
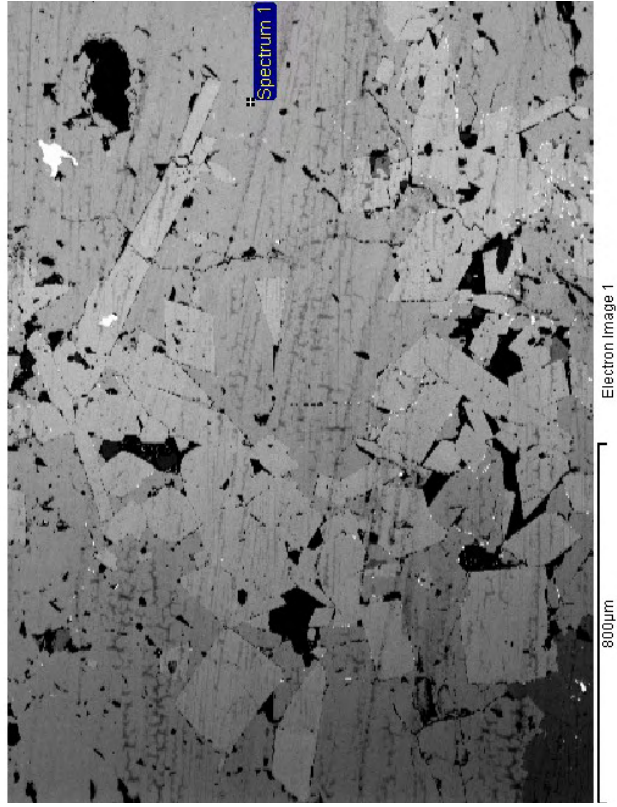
Spectrum processing :  
 No peaks omitted

Processing option : All elements analyzed (Normalised)  
 Number of iterations = 3

Standard :

- S FeS2 1-Jun-1999 12:00 AM
- Fe Fe 1-Jun-1999 12:00 AM
- Zn Zn 1-Jun-1999 12:00 AM
- Cd Cd 1-Jun-1999 12:00 AM

Element	Weight%	Atomic%
S K	35.35	52.56
Fe K	5.72	4.88
Zn K	57.55	41.97
Cd L	1.39	0.59
Totals	100.00	



# La Paz

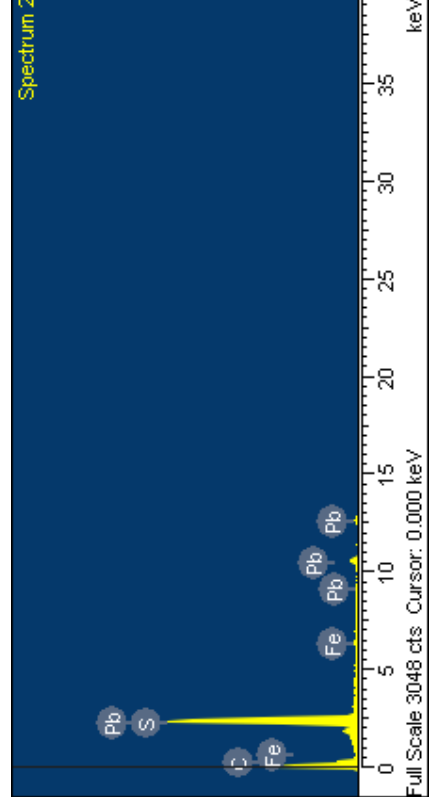
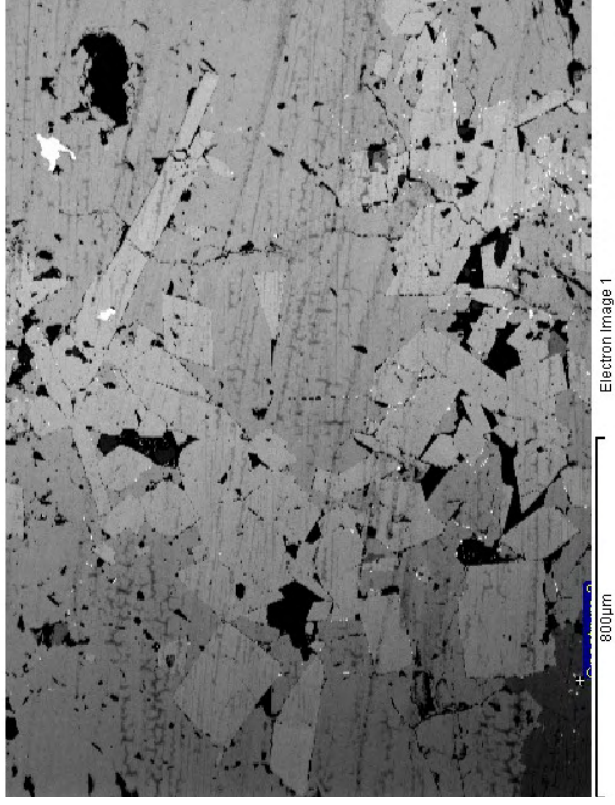
Sample: 327  
 Type: Default  
 ID: 327

Spectrum processing :  
 No peaks omitted

Processing option : All elements analyzed (Normalised)  
 Number of iterations = 4

Standard :  
 C CaCO3 1-Jun-1999 12:00 AM  
 S FeS2 1-Jun-1999 12:00 AM  
 Fe Fe 1-Jun-1999 12:00 AM  
 Pb PbF2 1-Jun-1999 12:00 AM

Element	Weight%	Atomic%
C K	30.97	80.11
S K	10.96	10.62
Fe K	1.37	0.76
Pb M	56.70	8.50
Totals	100.00	



# La Paz

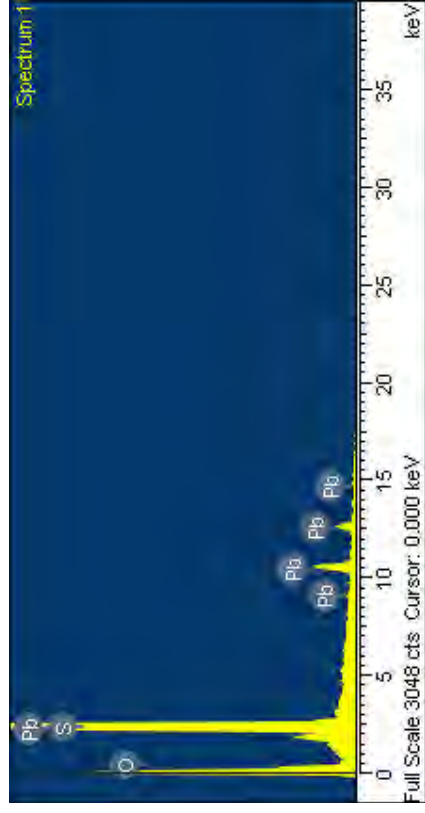
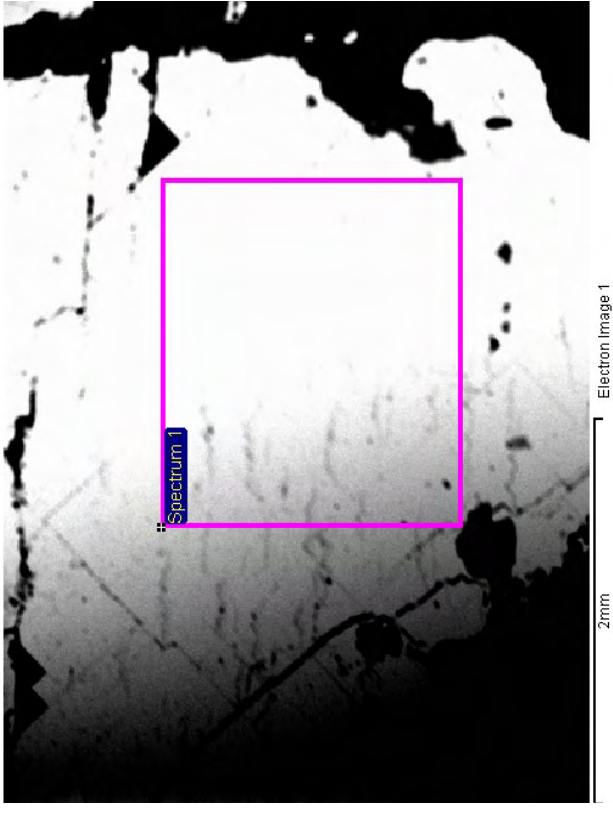
Sample: 326  
 Type: Default  
 ID: 326

Spectrum processing :  
 No peaks omitted

Processing option : All elements analyzed (Normalised)  
 Number of iterations = 3

Standard :  
 O SiO2 1-Jun-1999 12:00 AM  
 S FeS2 1-Jun-1999 12:00 AM  
 Pb PbF2 1-Jun-1999 12:00 AM

Element	Weight%	Atomic%
O K	4.34	24.97
S K	13.38	38.45
Pb M	82.28	36.58
Totals	100.00	



# La Paz

Sample: 325  
 Type: Default  
 ID: 325

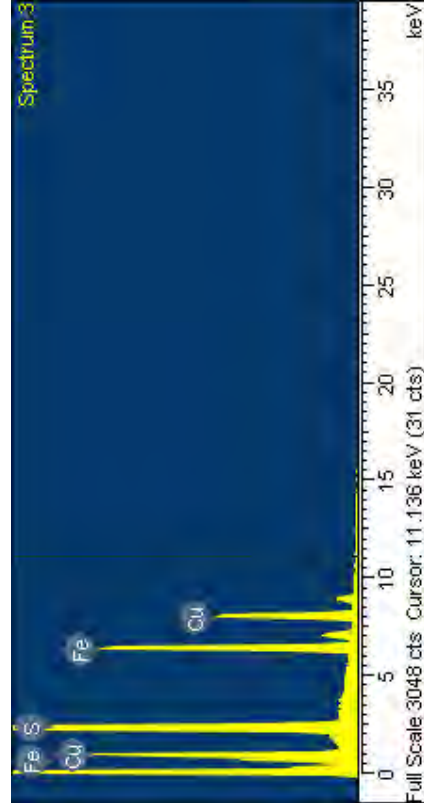
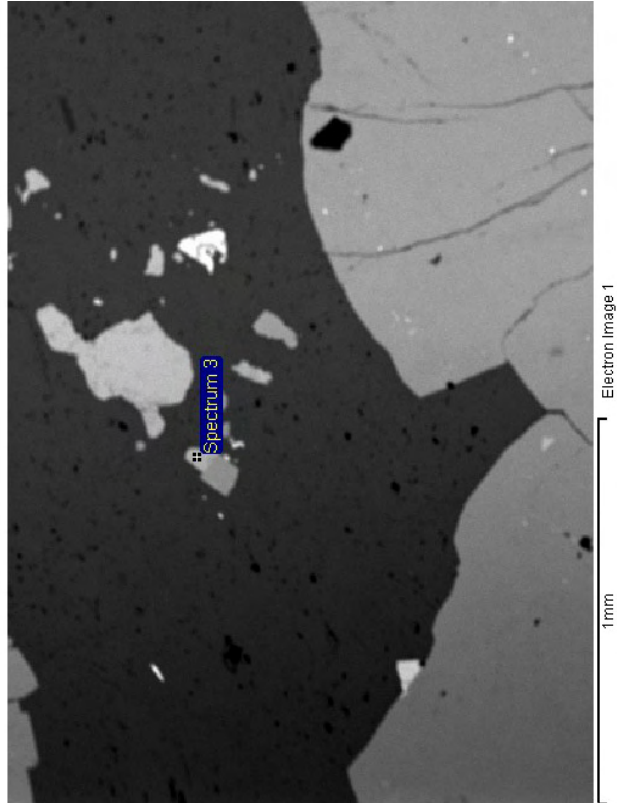
Spectrum processing :  
 Peak possibly omitted : 0.269 keV

Processing option : All elements analyzed (Normalised)  
 Number of iterations = 3

Standard :

S FeS2 1-Jun-1999 12:00 AM  
 Fe Fe 1-Jun-1999 12:00 AM  
 Cu Cu 1-Jun-1999 12:00 AM

Element	Weight%	Atomic%
S K	36.01	51.13
Fe K	30.72	25.04
Cu K	33.27	23.83
Totals	100.00	



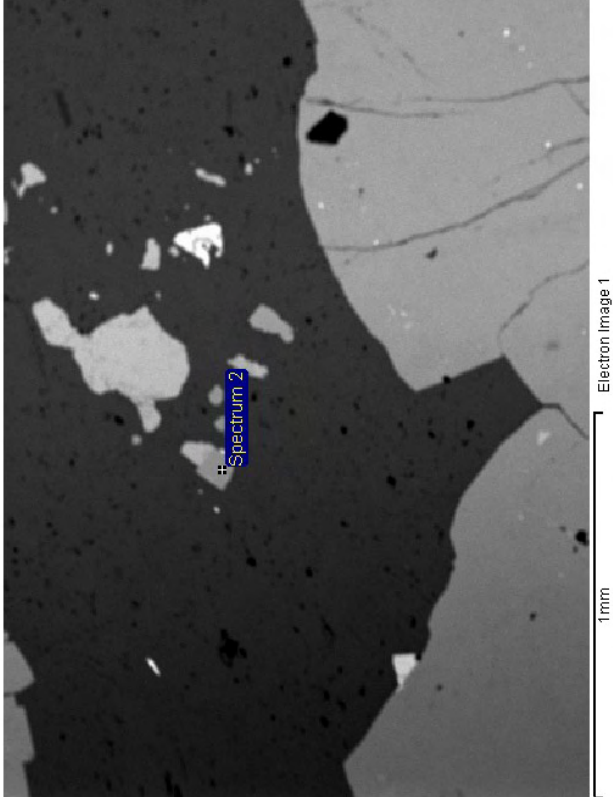
# La Paz

Sample: 325  
 Type: Default  
 ID: 325

Spectrum processing :  
 Peak possibly omitted : 0.269 keV  
 Processing option : All elements analyzed (Normalised)  
 Number of iterations = 2

Standard :  
 S FeS2 1-Jun-1999 12:00 AM  
 Fe Fe 1-Jun-1999 12:00 AM

Element	Weight%	Atomic%
S K	54.14	67.28
Fe K	45.86	32.72
Totals	100.00	



# La Paz

Sample: 325  
 Type: Default  
 ID: 325

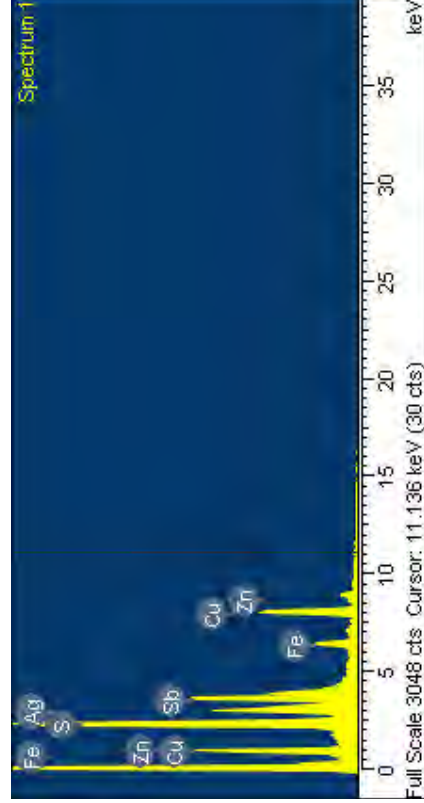
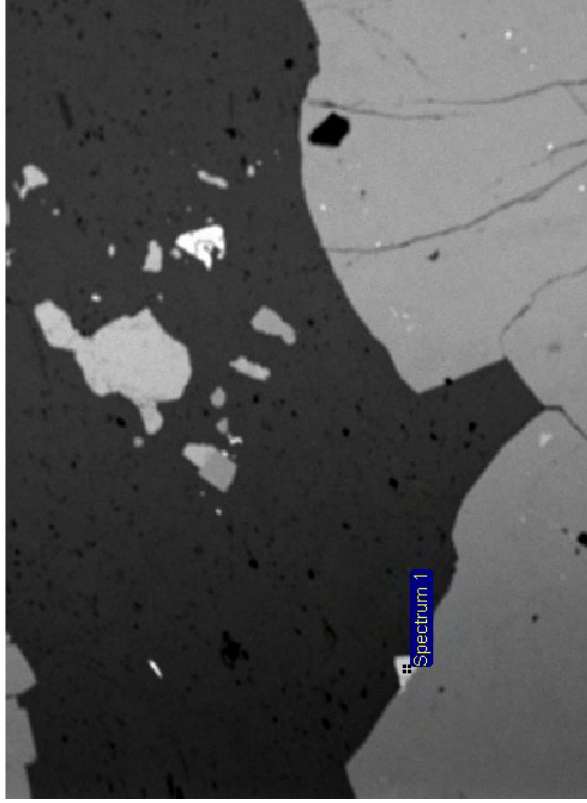
Spectrum processing :  
 No peaks omitted

Processing option : All elements analyzed (Normalised)  
 Number of iterations = 3

Standard :

S FeS2 1-Jun-1999 12:00 AM  
 Fe Fe 1-Jun-1999 12:00 AM  
 Cu Cu 1-Jun-1999 12:00 AM  
 Zn Zn 1-Jun-1999 12:00 AM  
 Ag Ag 1-Jun-1999 12:00 AM  
 Sb Sb 1-Jun-1999 12:00 AM

Element	Weight%	Atomic%
S K	23.51	45.08
Fe K	5.21	5.74
Cu K	24.85	24.05
Zn K	1.47	1.38
Ag L	16.10	9.18
Sb L	28.86	14.57
Totals	100.00	





# La Paz

Sample: 325  
 Type: Default  
 ID: 325

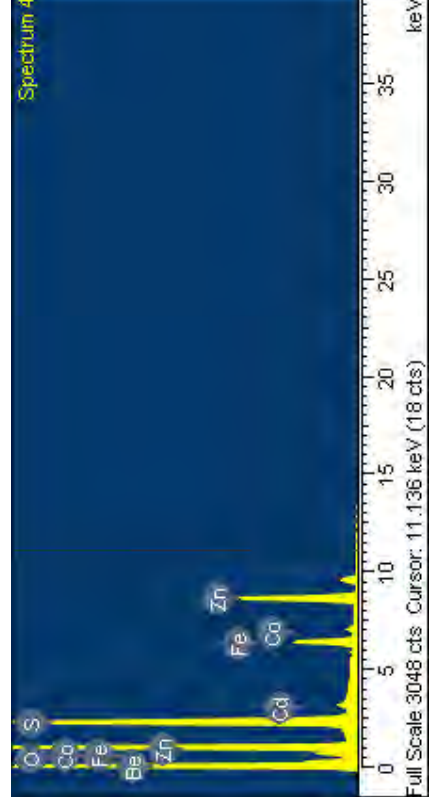
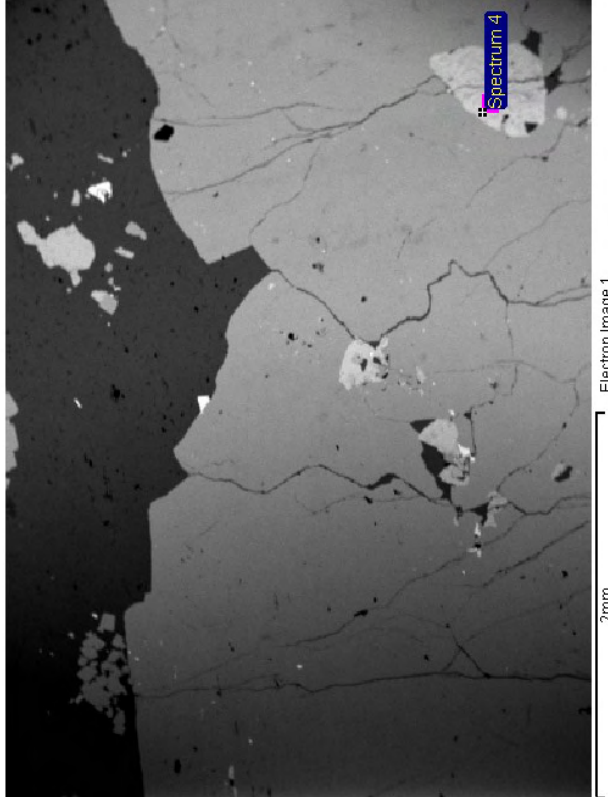
Spectrum processing :  
 No peaks omitted

Processing option : All elements analyzed (Normalised)  
 Number of iterations = 3

Standard :

- O SiO2 1-Jun-1999 12:00 AM
- S FeS2 1-Jun-1999 12:00 AM
- Fe Fe 1-Jun-1999 12:00 AM
- Co Co 1-Jun-1999 12:00 AM
- Zn Zn 1-Jun-1999 12:00 AM
- Cd Cd 1-Jun-1999 12:00 AM

Element	Weight%	Atomic%
O K	4.27	11.85
S K	31.83	44.05
Fe K	10.39	8.26
Co K	0.07	0.05
Zn K	51.76	35.13
Cd L	1.68	0.66
Totals	100.00	



# La Paz

Sample: 325  
 Type: Default  
 ID: 325

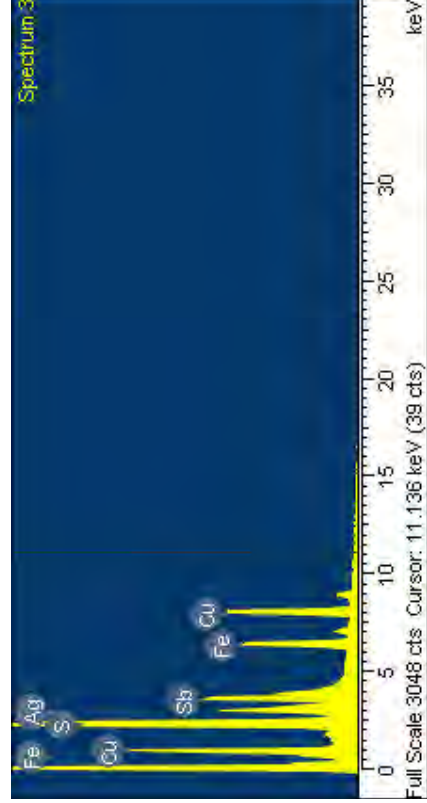
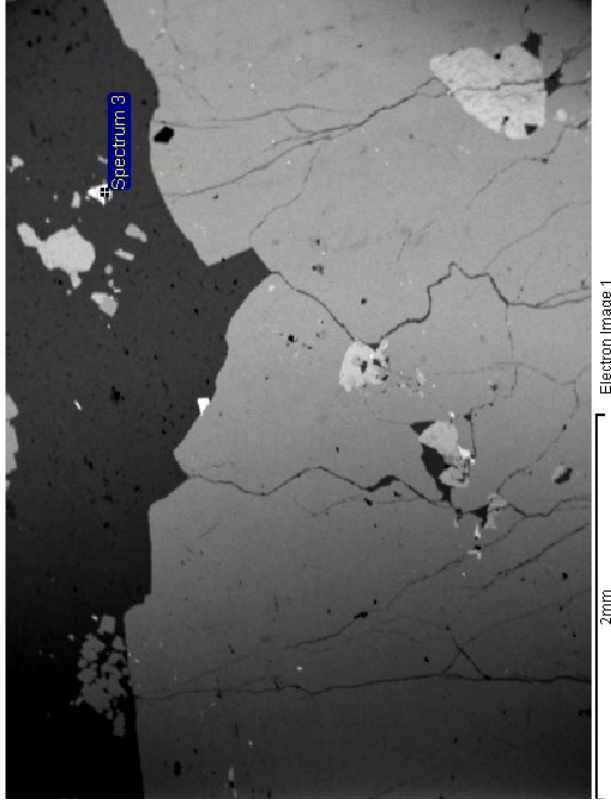
Spectrum processing :  
 No peaks omitted

Processing option : All elements analyzed (Normalised)  
 Number of iterations = 3

Standard :

S FeS2 1-Jun-1999 12:00 AM  
 Fe Fe 1-Jun-1999 12:00 AM  
 Cu Cu 1-Jun-1999 12:00 AM  
 Ag Ag 1-Jun-1999 12:00 AM  
 Sb Sb 1-Jun-1999 12:00 AM

Element	Weight%	Atomic%
S K	27.34	47.33
Fe K	13.21	13.13
Cu K	28.14	24.59
Ag L	11.63	5.98
Sb L	19.69	8.98
Totals	100.00	





# La Paz

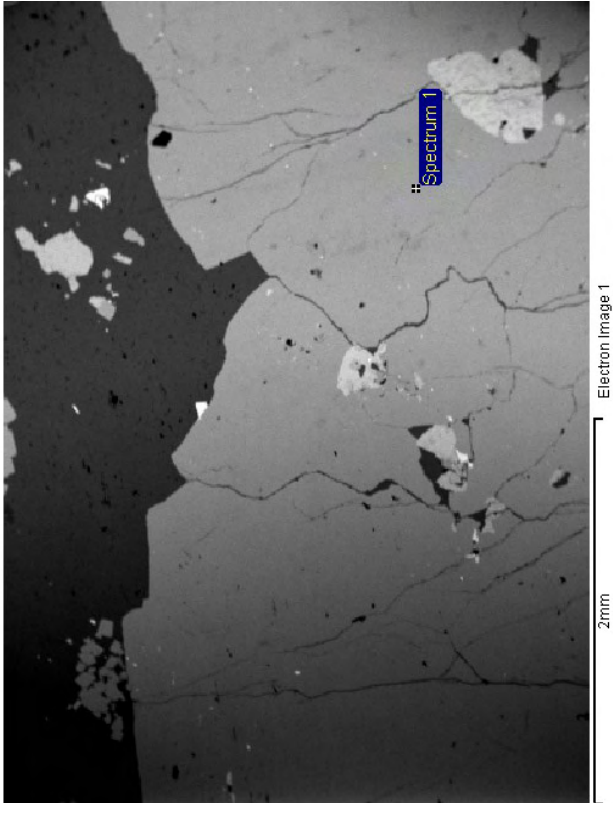
Sample: 325  
 Type: Default  
 ID: 325

Spectrum processing :  
 Peak possibly omitted : 0.270 keV

Processing option : All elements analyzed (Normalised)  
 Number of iterations = 2

Standard :  
 S FeS2 1-Jun-1999 12:00 AM  
 Fe Fe 1-Jun-1999 12:00 AM  
 As InAs 1-Jun-1999 12:00 AM

Element	Weight%	Atomic%
S K	53.82	67.07
Fe K	45.58	32.61
As L	0.60	0.32
Totals	100.00	



# La Paz

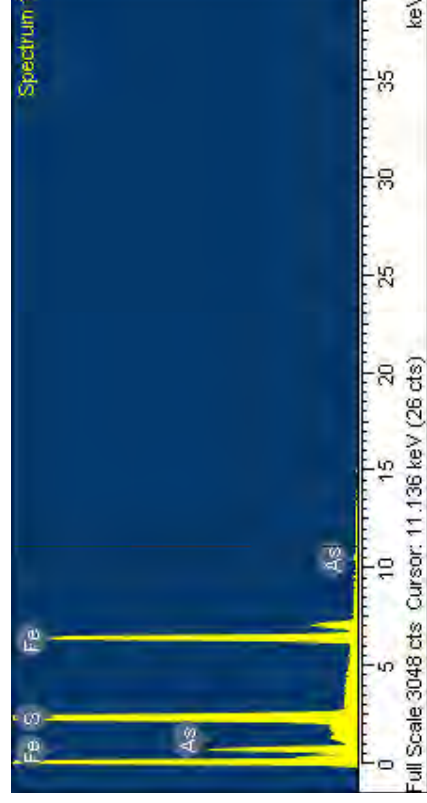
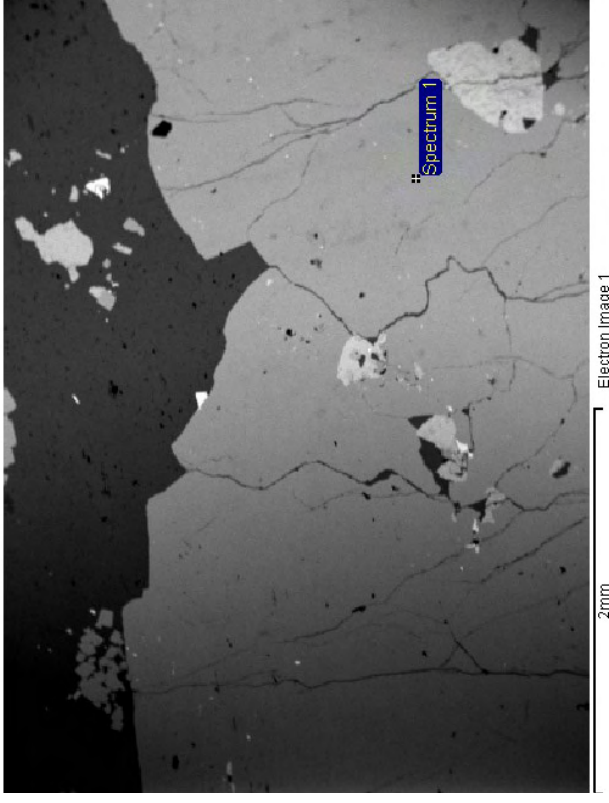
Sample: 325  
 Type: Default  
 ID: 325

Spectrum processing :  
 Peak possibly omitted : 0.270 keV

Processing option : All elements analyzed (Normalised)  
 Number of iterations = 2

Standard :  
 S FeS2 1-Jun-1999 12:00 AM  
 Fe Fe 1-Jun-1999 12:00 AM  
 As InAs 1-Jun-1999 12:00 AM

Element	Weight%	Atomic%
S K	53.82	67.07
Fe K	45.58	32.61
As L	0.60	0.32
Totals	100.00	



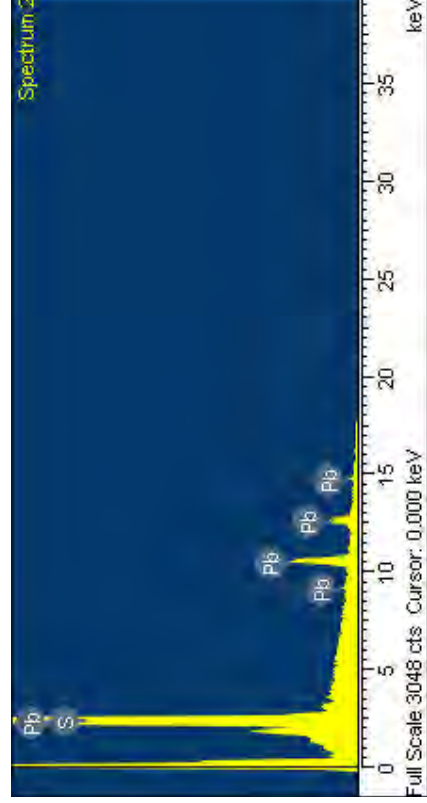
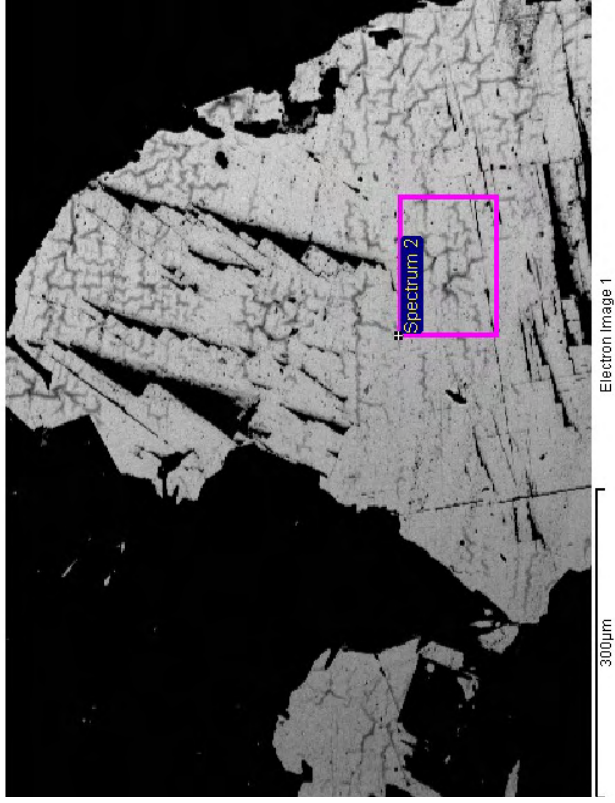
# La Paz

Sample: 327  
 Type: Default  
 ID: 327

Spectrum processing :  
 Peaks possibly omitted : 0.268, 0.550 keV  
 Processing option : All elements analyzed (Normalised)  
 Number of iterations = 2

Standard :  
 S FeS2 1-Jun-1999 12:00 AM  
 Pb PbF2 1-Jun-1999 12:00 AM

Element	Weight%	Atomic%
S K	15.03	53.35
Pb M	84.97	46.65
Totals	100.00	



# La Paz

Sample: 327  
 Type: Default  
 ID: 327

Spectrum processing :  
 Peaks possibly omitted : 0.268, 0.525 keV  
 Processing option : All elements analyzed (Normalised)  
 Number of iterations = 2

Standard :  
 S FeS2 1-Jun-1999 12:00 AM  
 Pb PbF2 1-Jun-1999 12:00 AM

Element	Weight%	Atomic%
S K	14.92	53.13
Pb M	85.08	46.87
Totals	100.00	

