



UNIVERSIDAD DE SONORA
DIVISIÓN DE CIENCIAS EXACTAS Y NATURALES
DEPARTAMENTO DE GEOLOGÍA

**GEOLOGÍA, MINERALIZACIÓN Y ALTERACIÓN
HIDROTHERMAL DEL SISTEMA TRANSICIONAL
PÓRFIDO DE COBRE - EPITERMAL DE ALTA
SULFURACIÓN LA CARIDAD VIEJA, DISTRITO
MINERO DE LA CARIDAD, MUNICIPIO DE NACOZARI,
SONORA, MÉXICO.**

TESIS

**QUE PARA OBTENER EL GRADO DE:
*MAESTRO EN CIENCIAS-GEOLOGÍA***

**PRESENTA:
CRISTO RAFAEL BEJARANO CARRILLO**

**DIRECTOR DE TESIS:
DR. LUCAS HILARIO OCHOA LANDIN
CO-DIRECTOR DE TESIS:
RAFAEL EDUARDO DEL RIO SALAS**



Hermosillo, Sonora, México; Enero del 2017.

Universidad de Sonora

Repositorio Institucional UNISON



"El saber de mis hijos
hará mi grandeza"



Excepto si se señala otra cosa, la licencia del ítem se describe como openAccess



"El saber de mis hijos
hará mi grandeza"

UNIVERSIDAD DE SONORA

División de Ciencias Exactas y Naturales

Departamento de Geología

F01

Hermosillo, Sonora, a 05 de Enero de 2017

Dr. Jesús Vidal Solano

Coordinador de Programa

Maestría en Ciencias-Geología

Departamento de Geología

Por este conducto y de la manera más atenta, me permito someter a su consideración, para su aprobación el siguiente tema de tesis, intitulado:

"GEOLOGÍA, MINERALIZACIÓN Y ALTERACIÓN HIDROTHERMAL DEL SISTEMA TRANSICIONAL PÓRFIDO DE COBRE-EPITERMAL DE ALTA SULFURACIÓN LA CARIDAD VIEJA, DISTRITO MINERO LA CARIDAD, MUNICIPIO DE NACOSARI, SONORA, MÉXICO"

Esto es con el fin de que el alumno: **CRISTO RAFAEL BEJARANO CARRILLO**, pueda presentar su examen profesional, para la obtención de su título de Grado de la Maestría en Ciencias-Geología.

Sin otro en particular quedamos de Usted.

A T E N T A M E N T E

Dr. Lucas Ochoa Landín

Director de Tesis

Dr. Rafael Del Rio Salas

Co-Director de Tesis

C.c.p. Interesado
C.c.p. Archivo





"El saber de mis hijos
hará mi grandeza"

UNIVERSIDAD DE SONORA

F02

División de Ciencias Exactas y Naturales

Departamento de Geología

Hermosillo, Sonora a 06 de enero de 2017

Dr. Lucas Ochoa Landin

Director de Tesis

Dr. Rafael Del Río Salas

CoDirector de Tesis

Por este conducto les comunico que ha sido aprobado el tema de tesis propuesto por Usted, intitulado:

"GEOLOGÍA, MINERALIZACIÓN Y ALTERACIÓN HIDROTERMAL DEL SISTEMA TRANSICIONAL PÓRFIDO DE COBRE-EPITERMAL DE ALTA SULFURACIÓN LA CARIDAD VIEJA, DISTRITO MINERO LA CARIDAD, MUNICIPIO DE NACUZARI, SONORA, MÉXICO"

Esto, con el fin de que el alumno: **BEJARANO CARRILLO CRISTO RAFAEL** pueda presentar su examen profesional, para la obtención del título de Grado. Asimismo les comunico que han sido asignados los siguientes sinodales:

Dra. Diana Meza Figueroa	Presidente
Dr. Inocente Gpe. Espinoza Maldonado	Secretario
Dr. Lucas H. Ochoa Landín	Vocal
Dr. Rafael Del Río Salas	Vocal

Sin otro en particular quedo de Usted

Atentamente

Dr. Jesús Roberto Vidal Solano
Coordinador de Programa
Maestría en Ciencias-Geología



El saber de mis hijos
hará mi grandeza
**MAESTRIA EN
CIENCIAS
GEOLOGIA
DEPARTAMENTO
DE GEOLOGIA**

C.c.p. Interesado
C.c.p. Archivo



"El saber de mis hijos
hará mi grandeza"

UNIVERSIDAD DE SONORA

F06

División de Ciencias Exactas y Naturales

Departamento de Geología

NOMBRE DE LA TESIS:

"GEOLOGÍA, MINERALIZACIÓN Y ALTERACIÓN HIDROTHERMAL DEL SISTEMA TRANSICIONAL PÓRFIDO DE COBRE-EPITERMAL DE ALTA SULFURACIÓN LA CARIDAD VIEJA, DISTRITO MINERO LA CARIDAD, MUNICIPIO DE NACOZARI, SONORA, MÉXICO"

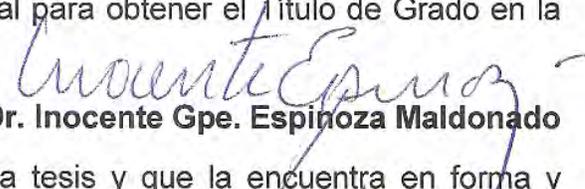
NOMBRE DEL SUSTENTANTE:

CRISTO RAFAEL BEJARANO CARRILLO

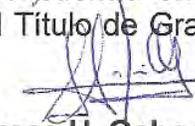
El que suscribe, certifica que ha revisado esta tesis y que la encuentra en forma y contenido adecuada, como requerimiento parcial para obtener el Título de Grado en la Universidad de Sonora.


Dra. Diana Ma. Meza Figueroa

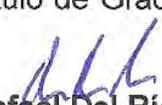
El que suscribe, certifica que ha revisado esta tesis y que la encuentra en forma y contenido adecuada, como requerimiento parcial para obtener el Título de Grado en la Universidad de Sonora.


Dr. Inocente Gpe. Espinoza Maldonado

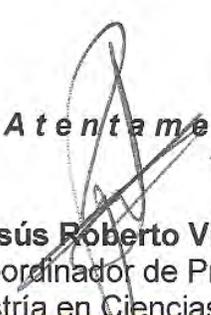
El que suscribe, certifica que ha revisado esta tesis y que la encuentra en forma y contenido adecuada, como requerimiento parcial para obtener el Título de Grado en la Universidad de Sonora.


Dr. Lucas H. Ochoa Landín

El que suscribe, certifica que ha revisado esta tesis y que la encuentra en forma y contenido adecuada, como requerimiento parcial para obtener el Título de Grado en la Universidad de Sonora.


Dr. Rafael Del Río Salas

Atentamente


Dr. Jesús Roberto Vidal Solano
Coordinador de Programa
Maestría en Ciencias-Geología





"El saber de mis hijos
hará mi grandeza"

UNIVERSIDAD DE SONORA

F07

División de Ciencias Exactas y Naturales

Departamento de Geología

Hermosillo, Sonora, a 16 de enero de 2017

Dr. Jesús Vidal Solano
Coordinador de Programa
Maestría en Ciencias-Geología
Departamento de Geología

Por medio de la presente, nos permitimos informarle que después de revisar y aprobar el trabajo de tesis del alumno **CRISTO RAFAEL BEJARANO CARRILLO**, hemos acordado que la presentación del examen de grado del alumno se lleve a cabo el día viernes 20 de enero del presente a las 17:00 horas.

Sin otro particular, quedamos a la espera de su respuesta.

ATENTAMENTE
Comité de Tesis

Dra. Diana Meza Figueroa

Dr. Inocente Gpe. Espinoza Maldonado

Dr. Rafael Del Río Salas
CoDirector de Tesis

Dr. Lucas H. Ochoa Landín
Director de Tesis

C.c.p. Archivo





"El saber de mis hijos
hará mi grandeza"

UNIVERSIDAD DE SONORA

F08

División de Ciencias Exactas y Naturales

Departamento de Geología

Hermosillo, Sonora a 17 de enero de 2017

Dr. Lucas Ochoa Landin

Director de Tesis

Dr. Rafael Del Río Salas

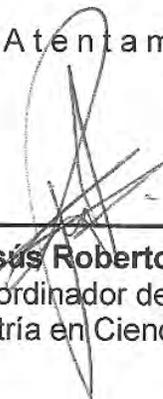
CoDirector de Tesis

Por este conducto y en atención a la solicitud recibida el día 16 de enero del presente, les comunico que ha sido aprobada la fecha para la presentación de Examen de Grado del alumno **CRISTO RAFAEL BEJARANO CARRILLO** propuesta por el Comité de Tesis.

Dicho examen se llevará a cabo el día **viernes 20 de enero del presente a las 17:00 horas** en el *Auditorio de Física*.

Sin otro en particular quedo de Ustedes

Atentamente



Dr. Jesús Roberto Vidal Solano
Coordinador de Programa
Maestría en Ciencias-Geología



El saber de mis hijos
hará mi grandeza
**MAESTRIA EN
CIENCIAS
GEOLOGIA
DEPARTAMENTO
DE GEOLOGIA**

C.c.p. Archivo

TABLA DE CONTENIDO

TABLA DE CONTENIDO
LISTA DE FIGURAS
LISTA DE FOTOGRAFIAS
LISTA DE TABLAS
RESUMEN
ABSTRACT

	Pág.
INTRODUCCIÓN.....	1
CAPITULO 1: Generalidades	3
1.1 Localizacion y acceso.....	3
1.2 Antecedentes historicos y trabajos previos.....	3
1.3 Fisiografia, clima y vegetacion.....	5
1.4 Objetivos.....	6
CAPITULO 2: Marco teórico.....	7
2.1 Sistemas Porfidos de Cobre.....	7
2.2 Sistemas Epitermales	9
2.2.1 Sistemas Epitermales de BS	10
2.2.2 Sistemas Epitermales de IS	11
2.2.3 Sistemas Epitermales de AS	11
2.3 Sistemas Transicionales de Porfidos de Cobre-Epitermales de AS	12
2.4 Sistemas Porfidos de Cobre y Epitermales en Mexico.....	14
CAPITULO 3: Geología regional	17
3.1 Precambrico	17
3.2 Paleozoico.....	18
3.3 Mesozoico.....	19
3.4 Cenozoico.....	24

CAPITULO 4: Geología de La Caridad Vieja	26
4.1 Secuencia Volcanica Tarahumara	29
4.2 Unidad Volcanica El Globo.....	36
4.3 Intrusivos de La Caridad Vieja.....	40
4.4 Geologia Estructural	43
CAPITULO 5: Métodos analíticos	49
5.1 Introduccion.....	49
5.2 Espectrometria de reflectancia infrarroja (SWIR).....	49
5.3 Difraccion re rayos X	56
5.4 Microscopia Electronica de Barrido (SEM-EDS)	59
5.5 Espectroscopia micro-Raman	63
5.6 Geoquimica.....	67
5.7 Geocronología U-Pb (ELA-ICPMS)	68
CAPITULO 6: Resultados de Metodos Analiticos.....	72
6.1 Espectrometria de reflectancia infrarroja (SWIR).....	72
6.2 Difraccion re rayos X.....	72
6.3 Microscopio Electrónico de Barrido.....	76
6.4 Espectroscopia micro-Raman	76
6.5 Geoquimica.....	80
6.6 Geocronología U-Pb (ELA-ICPMS)	83
CAPITULO 7: Mineralización Paragenesis y Alteración Hidrotermal.....	86
7.1 Mineralizacion	86
7.1.1 Stocks cuarzomonzoniticos	88
7.1.2 Roca encajonante.....	95

7.2 Paragenesis	103
7.3 Alteracion Hidrotermal.....	104
CAPITULO 8: Discusion	117
CAPITULO 9: Conclusiones.....	117
BIBLIOGRAFIA	138
ANEXOS	138

LISTA DE FIGURAS

	Pág.
Figura 1.1	Mapa de localización de la zona de estudio: La Caridad Vieja..... 3
Figura 1.2	Ubicación del área de estudio dentro de la provincia fisiográfica de la Sierra Madre Occidental..... 5
Figura 2.1	Distribución de los depósitos epitermales del Mioceno-Oligoceno más importantes en el NW de México..... 15
Figura 3.1	Distribución de las provincias precámbricas en el SW de Estados Unidos y NW de México..... 18
Figura 3.2	Geología regional del distrito minero de Nacozari..... 21
Figura 4.1.1	Geología local del área La Caridad Vieja..... 27
Figura 4.1.2	Sección NW-SE del área La Caridad Vieja..... 28
Figura 4.1.3	Sección NE-SW del área La Caridad Vieja..... 28
Figura 4.1.4	Columna estratigrafía del área de estudio 29
Figura 4.2	Fotografías y microfotografías de muestras de la unidad <i>VT-l</i> 31
Figura 4.3	Fotografías y microfotografías de muestras de la unidad <i>VT-a</i> 32
Figura 4.4	Fotografías y microfotografías de muestras de la unidad <i>VT-t</i> 34
Figura 4.5	Fotografías y microfotografías de muestras de la unidad <i>VT-t</i> 35
Figura 4.6	Fotografías y microfotografías de brecha explosiva..... 36
Figura 4.7	Fotografías y microfotografías de Fanglomerado..... 37
Figura 4.8	Fotografías y microfotografías de riolita El Globo..... 39
Figura 4.9	Fotografías y microfotografías de granodiorita..... 40
Figura 4.10	Fotografías y microfotografías de pórfidos cuarzomonzoníticos..... 42
Figura 4.11	Mapa de las principales estructuras identificadas en el área de La Caridad y La Caridad Vieja 43
Figura 4.12	Diagrama de densidad de polos y roseta para los datos estructurales de pseudo-estratificación de la Secuencia Volcánica de La Caridad Vieja.... 44
Figura 4.13	Diagrama de densidad de polos y roseta para los datos estructurales de fallas normales en la Secuencia Volcánica de La Caridad Vieja..... 45
Figura 4.14	Diagrama de densidad de polos y roseta para los datos estructurales de fallas normales en el área de La Caridad..... 46
Figura 4.15	Traza de la falla La Caridad en superficie y su proyección a profundidad..47
Figura 4.16	Traza de la Falla La Caridad observada de sur a norte.....48
Figura 5.2.1	Comportamiento de un haz de luz infrarrojo al incidir sobre materia.... 50
Figura 5.2.2	Espectro electromagnético que muestras las diferencias en longitud de onda..... 51
Figura 5.2.3	Diagrama generalizado mostrando varias regiones del espectro electromagnético que abarcan los espectrómetros portátiles..... 51
Figura 5.2.4	Espectrómetro Portátil OreXpress™ marca Espectral Evolución..... 54
Figura 5.2.5	Ubicación de muestras analizadas con el equipo OreXpress™ SM 3500 en la zona de estudio..... 55
Figura 5.3.1	Difractómetro de rayos X de polvos Bruker D8 Advance..... 58
Figura 5.4.1	Señales detectadas en un microscopio electrónico de barrido..... 60
Figura 5.4.2	Diagrama esquemático del SEM..... 61
Figura 5.4.3	Microscopio electrónico de barrido JEOL JSM-5410LV..... 62
Figura 5.5.1	Esquema que muestra la dispersión Raman..... 64

Figura 5.5.2	Diagrama energético en el que las líneas horizontales representan distintos estados vibracionales y en el que se muestran las transiciones entre estados energéticos para diferentes interacciones luz-materia.....	65
Figura 5.5.3	Espectroscopio MicroRaman Horiba Jobin Yvon.....	66
Figura 5.7.1	Fotomicrografía de los circones seleccionados de las muestras para fechamiento U-Pb.....	71
Figura 6.2.1	Difractogramas XRD de las muestras CV-14, CV-20, CV-23.....	73
Figura 6.2.2	Difractogramas de la muestra DCV-02-582m.....	74
Figura 6.2.3	Difractogramas de la muestra DCV-03-126m.....	74
Figura 6.2.4	Difractogramas de las muestras DCV-06-76m, 87m, 115.5m.....	75
Figura 6.2.5	Difractogramas de las muestras DCV-07-360m y 494m.....	75
Figura 6.4.1	Espectro Raman de Molibdenita de la muestra DCV-02-835.....	77
Figura 6.4.2	Espectro Raman de Enargita de la muestra OM-40.....	77
Figura 6.4.3	Espectro Raman de Cuprita de la muestra DCV-03-126.....	78
Figura 6.4.4	Espectro Raman de Calcopirita de la muestra DCV-02-835.....	78
Figura 6.4.5	Espectro Raman de Pirita de la muestra OM-40.....	79
Figura 6.4.6	Espectro Raman de Rodocrosita de la muestra DCV-06-400.....	79
Figura 6.4.7	Espectro Raman de Esfalerita de la muestra DCV-06-400.....	80
Figura 6.6.2	Histograma de las edades de cristalización de los circones por el método $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ para la andesita-dacita.....	83
Figura 6.6.3	Diagrama de concordia para la andesita-dacita mostrando las elipses de error.....	84
Figura 6.6.4	Histograma de las edades de cristalización obtenida por el método $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ en los circones de la muestra representativa de los pórfidos cuarzomonzoníticos (CV-14).....	84
Figura 6.6.5	Diagrama de concordia para la misma muestra (CV-14), donde se muestran las elipses de error.....	85
Figura 7.1	Localización de las muestras seleccionadas para el estudio mineragráfico.....	88
Figura 7.2	Cristal de famantinita en la muestra CV-14 analizado en SEM.....	89
Figura 7.3	Cristal de galena en la muestra OM-20 analizado en SEM.....	90
Figura 7.4	Cristal de enargita en la muestra OM-40 analizado en SEM.....	91
Figura 7.5	Cristal de acantita en la muestra OM-40 analizado en SEM.....	91
Figura 7.6	Cristal de covelita en la muestra CV-41 analizado en SEM.....	93
Figura 7.7	Cristal de enargita en la muestra CV-41 analizado en SEM.....	93
Figura 7.8	Cristal de enargita en la muestra CV-46 analizado en SEM.....	94
Figura 7.9	Cristal de enargita en la muestra CV-40 analizado en SEM.....	97
Figura 7.10	Cristal de esfalerita en la muestra DCV-06 (179.95) analizado en SEM...	98
Figura 7.11	Cristal de galena en la muestra DCV-06 (179.95) analizado en SEM.....	98
Figura 7.12	Cristal de aleación Au-Ag en la muestra DCV-06 (179.95) analizado en SEM.....	99
Figura 7.13	Cristal de aleación Au-Ag en la muestra DCV-06 (179.95) analizado en SEM.....	99
Figura 7.14	Cristal de esfalerita en la muestra DCV-06 (400) analizado en SEM.....	101
Figura 7.15	Cristal de galena en la muestra DCV-06 (400) analizado en SEM.....	101
Figura 7.16	Secuencia paragenética del depósito La Caridad Vieja.....	103

Figura 7.17	Mapa de alteración del Depósito Mineral La Caridad Vieja.....	113
Figura 7.18	Sección NE-SW esquemática de los grupos de alteración identificados en el área de La Caridad Vieja.....	114
Figura 7.19	Sección N-S esquemática de los grupos de alteración identificados en el área de La Caridad Vieja.....	115
Figura 7.20	Sección NW-SE esquemática de los grupos de alteración identificados en el área de La Caridad Vieja.....	116
Figura 8.1.1	Muestras de rocas intrusivas recolectadas en barrenos y afloramientos del área de La Caridad Vieja.....	118
Figura 8.1.2	Diagrama de Alcalis total vs Sílice de Le Bas (1986).....	119
Figura 8.1.3	Diagrama de discriminación de elementos traza (Zr/Ti) vs (Nb/Y) de Pearce (1996), representando los pórfidos mineralizados de distintas áreas del Distrito La Caridad.....	120
Figura 8.1.4	Diagrama spider de REE (Nakamura, 1974) de las rocas intrusivas, hipabisales y volcánicas con valores normalizados.....	122
Figura 8.1.5	Diagramas de variación multielementos de sílice tipo Harker para el área de estudio.....	123
Figura 8.1.6	Diagrama spider de REE normalizado a condrita donde se muestran las características de rocas volcánicas de edad laramidica en área de estudio y otras localidades.....	124
Figura 8.1.7	Diagramas Harker donde se muestran las características de rocas volcánicas de edad laramidica del área de estudio comparadas con intrusivos de otras localidades.....	125
Figura 8.1.8	Diagrama spider de REE normalizado a condrita donde se muestran las características de intrusivos de edad Laramidica del área de estudio comparadas con intrusivos de otras localidades.....	126
Figura 8.1.9	Diagramas Harker donde se muestran las características de intrusivos de edad Laramidica del área de estudio comparadas con intrusivos de otras localidades.....	127
Figura 8.2.1	Mapa de alteración de La Caridad y La Caridad Vieja.....	130
Figura 8.2.2	Etapas Epitermal de un Sistema Hidrotermal-Magmático Pórfido de Cu-Epitermal HS (Adaptado de Hedenquist, 2010).	131
Figura 8.2.3	Distribución de zonas de alteración en un Sistema Hidrotermal-Magmático Pórfido de Cu-Epitermal HS (Adaptado de Sillitoe, 2010).	131
Figura 8.2.4	Esquema de la composición mineralógica de las alteraciones hidrotermales asociadas a la formación de depósitos minerales epitermales.....	132
Figura 8.2.5	Eventos geológicos y otros depósitos contemporáneos a la edad ($^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$) de formación de rocas del depósito La Caridad Vieja.....	133
Figura 8.2.6	Sección esquemática A-A'' (Fig.4.2) donde se aprecian los depósitos más importantes y las estructuras principales del Distrito Minero de Nacozari, así como las edades de las principales unidades litológicas.....	134

LISTA DE FOTOGRAFIAS

	Pag.
Foto 7.1	Secciones pulidas de las muestras CV-14 y OM-40..... 89
Foto 7.2	Secciones pulidas de las muestras CV-41, CV-42 y CV-46..... 92
Foto 7.3	Secciones pulidas de las muestras CV- 40, DCV-06 (179.95 m), DCV-06 (400 m) y DCV-06 (409.7 m)..... 96
Foto 7.4	Secciones pulidas de las muestras DCV-02 (835.95 m)..... 102
Foto 7.5	Macrofotografías de las muestras CV-14 y CV-22..... 105
Foto 7.6	Fotografías y microfotografías de las muestras CV-12 y CV-41..... 106
Foto 7.7	Fotografías y microfotografías de las muestras CV-14 y CV-46..... 108
Foto 7.8	Fotografías y microfotografías de las muestras CV-21 y CV-41..... 109
Foto 7.9	Fotografías y microfotografías de las muestras CV-23..... 110

LISTA DE TABLAS

	Pág.
Tabla 2.1	Evolución de la clasificación para sistemas epitermales..... 10
Tabla 5.2.1	Posiciones de las relaciones de absorción más comunes para minerales.... 52
Tabla 5.7.1	Edades de rocas del distrito minero de Nacozari..... 69
Tabla 6.1	Minerales de alteración identificados mediante análisis SWIR con el equipo OreXpress™ SM 3500 en la zona de estudio..... 72
Tabla 6.2	Resultado de minerales identificados en muestras del área de La Caridad Vieja mediante análisis de difracción de rayos X (XRD)..... 73
Tabla 6.3	Minerales identificados con el microscopio electrónico de barrido..... 76
Tabla 6.4	Minerales identificados mediante espectroscopia micro-Raman..... 76
Tabla 6.5.1	Datos crudos de los resultados obtenidos en determinación de concentración de elementos mayores..... 81
Tabla 6.5.2	Datos crudos de los resultados obtenidos determinación de concentración de elementos traza..... 81
Tabla 6.5.3	Datos crudos de los resultados obtenidos determinación de concentración de elementos de las tierras raras..... 82
Tabla 6.6.1	Datos de muestras seleccionadas para el estudio geocronológico (U-Pb) del depósito La Caridad Vieja..... 83
Tabla 7.1	Breve descripción de las muestras seleccionadas para el estudio mineragráfico..... 87
Tabla 7.2	Resumen de los principales tipos de alteración y asociaciones de minerales de alteración del Depósito La Caridad Vieja, definidas por espectroscopia SWIR y mapeo geológico..... 104

DEDICATORIAS

A MIS PADRES

Agradezco el apoyo incondicional que siempre me dan, por todo su esfuerzo, su confianza y la educación que me han brindado, para ellos con mucho cariño y respeto.

A MIS HERMANOS

A mis hermanos, por su grata compañía, su amistad y gran ejemplo, lo cual ha sido muy importante para mí.

A MI NOVIA

Con mucho aprecio y amor a mi novia Karen Stephany, en retribución a su invaluable apoyo que siempre me ha dado, ya que ha sido fundamental durante la etapa de mi vida enfocada al desarrollo de este trabajo de investigación.

A LA UNIVERSIDAD DE SONORA

Porque me permitió forjarme como profesionalista, de lo cual me siento muy orgulloso y agradecido, con mucho respeto a mi Universidad.

AGRADECIMIENTOS

En primer lugar agradezco al Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (CONACyT), por apoyarme con la beca No. 626016, otorgada para el desarrollo de mis estudios de Maestría.

Agradezco a Grupo México por permitirnos desarrollar el proyecto de tesis en una de sus concesiones y su total apoyo en todo lo requerido para culminar la investigación, agradezco especialmente al Ing. Javier Olvera, al Ing. Remigio Martínez Müller, al Ing. Pedro Ramiro Torres y al Ing. Mario Rascón Heimpel.

Agradezco a todo el personal de Mexicana de Cobre por todas las facilidades brindadas durante nuestra estancia en mina La Caridad, especialmente al Ing. Enrique Espinoza, al Ing. Marco Figueroa, al Ing. Marco Hernández y al Ing. Ildefonso Montaña.

Quiero expresar mi más sincero agradecimiento al Dr. Lucas Hilario Ochoa Landin por haberme brindado la oportunidad de aceptarme como su alumno y poder trabajar con él en este proyecto, por haber tenido la paciencia necesaria para orientarme, por compartir su conocimiento, experiencia, todo su apoyo y su valiosa amistad.

Agradezco ampliamente la inmensa participación y orientación brindada por el Dr. Rafael Eduardo del Río Salas, por aceptar ser mi Co-Director de Tesis, por compartir su experiencia y su valiosa amistad.

Agradezco a la profesora Dra. Diana María Meza Figueroa por todas sus enseñanzas, dedicación y paciencia durante el desarrollo del presente trabajo de investigación.

Agradezco al profesor Dr. Inocente Guadalupe Espinoza Maldonado por sus enseñanzas, la atención y orientación brindada en la resolución de dudas a lo largo de mi estancia en el programa de Maestría.

Quiero agradecer al profesor Dr. Efrén Pérez Segura por sus enseñanzas, su inmensa ayuda durante el desarrollo del presente trabajo de Tesis, sus acertadas observaciones, recomendaciones y correcciones que permitieron abordar de forma adecuada el desarrollo de esta investigación.

Agradezco al Geol. Miguel Ángel Encinas por su apoyo durante las visitas al área de estudio y por su valiosa amistad.

Agradezco al Ing. Francisco David Martínez Cervantes por el gran apoyo durante el loggeo de testigos de roca, visitas al área de estudio y su valiosa amistad.

Agradezco mucho al MC. Cruz Enrique Páez Beltrán, por su tiempo y enseñanzas sobre el procesamiento e interpretación de datos mediante la técnica de espectrometría de reflectancia (SWIR) y sus acertadas observaciones y recomendaciones sobre este trabajo.

Agradezco a la Geol. Cristal Del Carmen Palafox Luna, por su tiempo y enseñanzas sobre la obtención, procesamiento e interpretación de datos mediante la técnica de espectrometría de reflectancia (SWIR) y sus acertadas observaciones y recomendaciones sobre este trabajo.

Agradezco al Geol. Jorge Alonso Beltrán Cabrera por su tiempo y enseñanzas sobre el tratamiento, procesamiento e interpretación de datos mediante la técnica de espectrometría de reflectancia (SWIR).

Agradezco al Geol. Juan Pablo Del Toro por su tiempo y enseñanzas sobre el tratamiento, procesamiento e interpretación de datos mediante la técnica de espectrometría de reflectancia (SWIR).

Agradezco a la Estación Regional del Noroeste de la UNAM por permitirme utilizar las instalaciones del Laboratorio de Preparación de Muestras.

Agradezco al Ing. Pablo Peñaflor por permitirme aprender sobre su amplia experiencia en la metodología de preparación de muestras para su posterior análisis (Geoquímica, Geocronología, DRX).

Agradezco al Departamento de Geología de la Universidad de Sonora, por darme las facilidades de acceder a las instalaciones del laboratorio de Difracción de rayos X, especialmente al MC. Abraham Mendoza Córdova por el apoyo en la preparación de muestras, por llevar a cabo análisis e interpretación de resultados mediante DRX y permitirme aprender sobre la operación del equipo de DRX.

Agradezco al profesor Dr. Víctor Emmanuel Álvarez Montaña de la Universidad de Sonora por sus enseñanzas, su tiempo y su ayuda respecto a las técnicas analíticas empleadas en esta Tesis, especialmente la preparación de muestras, el tratamiento de las muestras de minerales arcillosos y su apoyo en la interpretación de los análisis de DRX.

Agradezco al Departamento de Física de la Universidad de Sonora y al Dr. Rogelio Gámez Corrales por darme las facilidades de acceder a las instalaciones del laboratorio de espectroscopia micro Raman.

Agradezco mucho al M.C Jesús Ramiro Aragón Guajardo, a Luis Iván Serrano Corrales, a Noé Triste González y a Jesús Roldan González Martínez por su importante ayuda, su tiempo y disposición para la identificación de minerales de mena, mediante la técnica de espectroscopia micro Raman.

Agradezco al Departamento de Investigación Polímeros y Materiales por las facilidades brindadas para el uso del Microscopio Electrónico de Barrido.

Agradezco al Dr. Francisco Brown por su tiempo, paciencia y esfuerzo durante la identificación de los minerales de mena presentes en el área de estudio por medio del Microscopio Electrónico de Barrido

Agradezco al profesor Dr. Jesús Roberto Vidal Solano de la Universidad de Sonora por sus enseñanzas, su tiempo y ayuda en la resolución de dudas de carácter geológico.

Agradezco al profesor M.C Ricardo Amaya Martínez de la Universidad de Sonora por sus enseñanzas, su tiempo y ayuda en la resolución de dudas respecto a Petrografía.

Agradezco al profesor Dr. Francisco Javier Grijalva Noriega de la Universidad de Sonora por sus enseñanzas, su tiempo y ayuda en la resolución de dudas de carácter geológico.

Agradezco al profesor Dr. Rogelio Monreal Saavedra de la Universidad de Sonora por sus enseñanzas, su tiempo y ayuda en la resolución de dudas de carácter geológico.

Por ultimo quiero agradecer a todas las personas que se prestaron su apoyo incondicionalmente de alguna manera para realizar de esta tesis y por cuestión de espacio no he podido nombrarlos.

RESUMEN

El depósito La Caridad Vieja (Cu-Au) correspondiente a la parte transicional de un sistema pórfido de cobre-epitermal de alta sulfuración, y está hospedado en una secuencia de rocas volcánicas de composición que varía de traquiandesítica a andesita-dacita, las cuales son correspondientes a la Formación Tarahumara, y en rocas hipabisales de composición cuarzomonzonítica que intrusiónan a dicha secuencia volcánica, donde se presentan contenidos metálicos de importancia como cobre, oro, plata, molibdeno, plomo, zinc, arsénico, entre otros.

El presente trabajo de investigación caracteriza y define la distribución de la mineralización y alteración hidrotermal en las rocas de la Formación Tarahumara y los intrusivos cuarzomonzoníticos, sus implicancias geológicas a nivel regional en el distrito minero de Nacozari y su relación con el pórfido de cobre La Caridad.

La mineralización en rocas volcánicas de la Formación Tarahumara está asociada a controles estructurales y litológicos que permitieron se deposite la mineralización debido a su permeabilidad y porosidad primaria. Además, está controlada por la presencia de microfracturas producida por efectos tectónicos, en donde las partes profundas del depósito predomina la alteración cuarzo-sericitica y argílica intermedia, en conjunto con sulfuros de alta temperatura (molibdenita, calcopirita, galena, esfalerita), mientras que en la parte superior del depósito predominan minerales arcillosos y sulfatos asociados a la alteración argílica avanzada (alunita, dickita, pirofilita, caolinita, halloysita), en conjunto con sulfuros de cobre de más baja temperatura (enargita, famantinita), aleaciones de Au-Ag, acantita, barita y minerales secundarios (covelita, calcocita).

De acuerdo a los resultados de la investigación realizada, se reconoció que el Depósito La Caridad Vieja está asociado espacial y temporalmente con el pórfido de cobre La Caridad, y debido a los eventos extensionales ocurridos durante el Cenozoico, la falla normal de bajo ángulo denominada falla La Caridad, disectó dicho pórfido desplazando la parte superior hasta ~3 km al noreste, dando como resultado la ubicación espacial actual de las dos zonas mineralizadas del pórfido de cobre, donde La Caridad Vieja se localiza en el bloque de techo.

ABSTRACT

The Caridad Vieja Deposit (Cu-Au) is the transition from top of porphyry copper to the roots of high sulfidation epithermal system, is emplaced in a volcanic rocks sequence with composition that varies from latitic to andesitic-dacitic, this rocks corresponds to Tarahumara Formation, in addition, hypabyssal intrusive bodies with quartzmonzonite composition intrudes Tarahumara Formation. The Caridad Vieja Deposit contain metallic minerals with economic important as copper, gold, silver, molybdenum, lead, zinc, arsenic and others.

This research characterizes and determine the distribution of mineralization and hydrothermal alteration in the rocks of the Tarahumara formation and the quartzmonzonitic intrusives, their geological implications in a regional level in Nacozari mining district and its relationship with La Caridad porphyry copper deposit.

The mineralization in volcanic rocks of Tarahumara Formation is associated with structural and lithological controls, in the deepest zone, sericitic alteration predominates along with high temperature sulphides (molybdenite, chalcopyrite, galena, sphalerite), while in the upper part of the deposit predominates clays and sulphates that are associated with advanced argillic alteration (alunite, dickite, pyrophyllite, kaolinite, halloysite) together with low-temperature copper sulphides (enargite, famantinite), Au-Ag alloys, acantite, barite and secondary minerals (covellite, chalcocite).

According to the results of the investigation, it was recognized that the location of The Caridad Vieja Deposit is spatially and temporally associated with La Caridad porphyry copper, tectonic extension developed during the Cenozoic generated the normal fault "La Caridad" which dissected porphyry copper, displacing the upper part of system 3 km to the northeast, resulting in the current spatial distribution of the two mineralized zones of porphyry copper, where La Caridad Vieja deposit is located in the hangingwall block.

INTRODUCCIÓN

El depósito de Cu-Au de La Caridad Vieja se localiza dentro del distrito minero de Nacozari, a 3 km al noreste de la mina La Caridad. En dicho distrito se han realizado varios estudios y trabajos académicos, entre las que destacan los trabajos de Echávarri-Pérez, 1971, 1973; Livingston, 1973, 1974; Seagart et al., 1974; Berchenbriter, 1976; Valencia-Gómez et al, 2005; Rascon-Heimpel et al, 2011; Gómez-Landa et al, 2014.

En el área de La Caridad Vieja existen algunas obras mineras antiguas con registros de haber sido trabajadas a principios siglo XX (1907-1917). La mineralización de Cu-Au se hospeda dentro de una serie de stocks porfídicos cuarzomonzoníticos, los cuales intrusionan a una secuencia de rocas volcánicas correlacionables con la Formación Tarahumara. Los primeros estudios mejor documentados realizados sobre la mineralización en el área de La Caridad Vieja fueron realizados por Wandke (1925), donde reconoció una etapa temprana de mineralización de pirita, cuarzo y sericita, seguida de una deposición progresiva de enargita, tenantita, bornita y una etapa final compuesta de barita, alunita e hidrargilita. Posteriormente Valencia (2005), definió La Caridad Vieja como un depósito epitermal de alta sulfuración correspondiente a la parte superior del sistema magmático hidrotermal del depósito La Caridad, seccionada por la falla La Caridad, con base a asociaciones mineralógicas y relacionándola a ambientes ácido-sulfatada del tipo caolinita, sericita, alunita, cuarzo y barita como minerales de alteración, además de una variedad de sulfuros incluyendo calcopirita, pirita, enargita, bornita y tenantita, apoyadas con edades radiogénicas de los stocks mineralizados.

La definición de este depósito es importante ya que se ha investigado poco la conexión entre los depósitos pórfidos de cobre y los depósitos epitermales en México, a pesar de que se reconocen al menos 60 depósitos tipo pórfido de cobre, de los cuales cerca del 70% se localizan en la porción noroeste de México (en los estados de Sonora y Sinaloa). Estos depósitos en conjunto con los del sur de Arizona y el oeste de Nuevo México, conforman la provincia cuprífera del SW de USA y NW de México (Valencia-Moreno, 2006).

En la actualidad se han definido pocas situaciones donde se puede estudiar la transición de los sistemas pórfidos de cobre profundos ligados a ambientes superiores transicionales a un ambiente de epitermales más someros (Red Mountain, Arizona;

Resolution, Arizona; El Salvador, Chile, Central Deposit, Oyu Tolgoi, Mongolia) y en el caso de La Caridad Vieja, se tiene un escenario geológico que parece mostrar este tipo de transición. Su estudio no solo traería su conocimiento geológico; si no también, ayudaría fuertemente en la exploración de estos esquemas geológicos en esta parte del país.

El presente estudio tiene como objetivo principal clasificar el depósito La Caridad Vieja, y definir si corresponde a un sistema epitermal de alta sulfuración como fue definido por Valencia (2005), o si es la parte superior del sistema pórfido de cobre La Caridad. En este estudio se aborda de forma detallada la caracterización de la mineralización y alteración mediante mapeo a detalle, estudios al microscópico de los minerales de mena y de alteración, estudios de SWIR utilizando Terraspect y confirmación de resultados con análisis de Difracción de Rayos X (XRD), microscopia RAMAN, y microscopia de barrido electrónico (SEM) en sulfuros, así como datos geocronológicos de U-Pb en circones de los stocks y rocas volcánicas que hospedan la mineralización.

CAPITULO 1: Generalidades

1.1.- Localización y acceso

El depósito La Caridad Vieja se localiza en el noreste de Sonora, aproximadamente a 200 km en línea recta al noreste de la ciudad de Hermosillo dentro de los Municipios de Nacozari de García y Villa Hidalgo, y forma parte del distrito minero de Nacozari. El acceso consiste de 255 km de camino pavimentado por la carretera Hermosillo – Nacozari más el tramo de 18 km Nacozari – La Caridad también pavimentado, que en total suman 273 km que se recorren en aproximadamente 4 horas (Fig. 1.1).

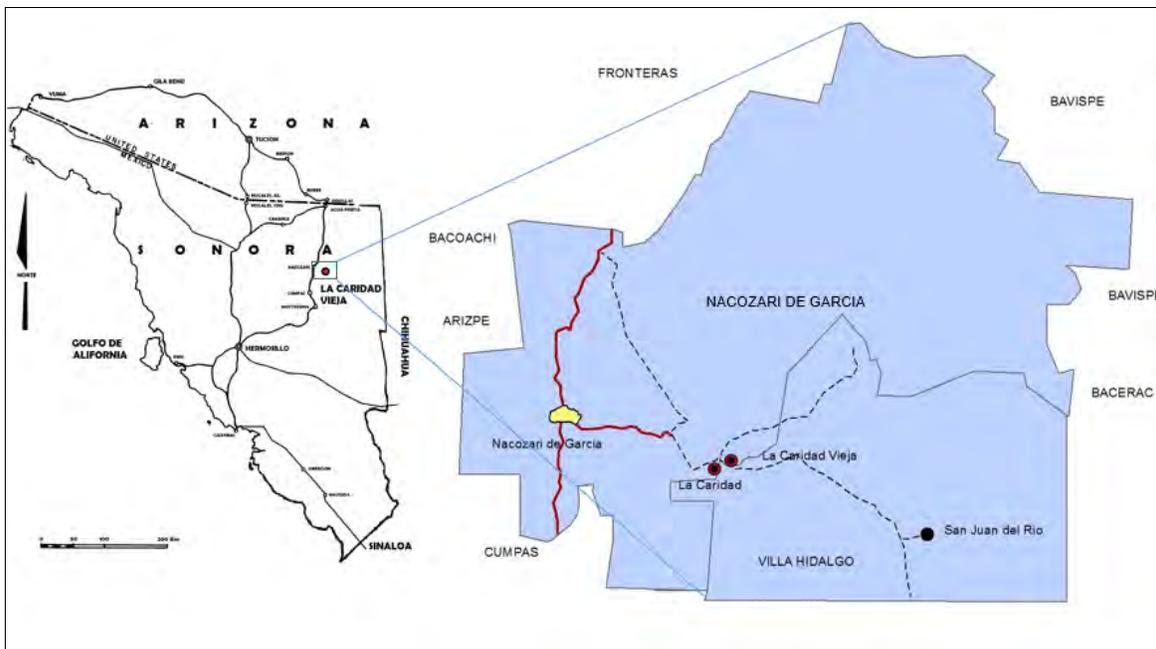


Figura 1.1.- Mapa de localización de La Caridad Vieja en el distrito de Nacozari en Sonora, México.

1.2 Antecedentes históricos y trabajos previos

El distrito minero de Nacozari ha sido históricamente y en la actualidad un importante productor de cobre. Hacia el año de 1660 se descubrieron las ricas minas de Nuestra Señora del Rosario de Nacozari, y para el año de 1691 era uno de los Reales de Minas más prósperos del norte de México, donde el mineral de San Pedro era el principal aportador de la producción del distrito; para el año de 1742 se abandonó la explotación de cobre en la zona, volviendo a resurgir de nuevo hacia el siglo XIX.

La brecha Pilares fue descubierta en el año de 1886 y fue hasta 1896 que la adquirió la *Moctezuma Copper Company*, subsidiaria de *Phelps Dodge Corporation*, la cual implemento modernidad tecnológica en los procesos e impulso una importante producción minera en el distrito a inicios del siglo XX, donde llegaron a laborar hasta 2000 trabajadores, y después de casi 50 años de explotación, se detuvieron las operaciones hacia el año de 1949. El depósito de La Caridad Vieja, también propiedad de la *Moctezuma Copper Company*, fue minado de manera contemporánea a Pilares, entre 1907-1916, y se extraían mediante obras subterráneas a lo largo de vetas, minerales de mena de cobre, los cuales se procesaban en la planta de beneficio de Pilares, cabe resaltar que a partir de estos minerales se recuperaban valores discretos de plata durante el procesamiento (Wandke, 1925).

Durante la década 1960's se realizaron trabajos de prospección y exploración, concretamente en el año 1964 el Gobierno Mexicano, mediante el Consejo de Recursos Naturales No Renovables (posteriormente Consejo de Recursos Minerales, y actualmente Servicio Geológico Mexicano) en conjunto con la ONU, comenzaron un programa sistemático de exploración de cobre en el norte de Sonora, que incluía mapeos fotogeológicos, reconocimiento aéreo y una campaña regional de prospección geoquímica de sedimentos de arroyo alrededor de las minas La Caridad (La Caridad Vieja actualmente), Bella Unión, Mina Pilares, Santo Domingo. Con la información recopilada de estos trabajos se definieron las áreas de mayor interés dentro del distrito minero, dando como resultado el descubrimiento del pórfido de cobre que fue denominado La Caridad en el año de 1967.

Posteriormente, se concesionó un contrato de exploración en 1968 a la compañía ASARCO Mexicana, la cual subsecuentemente inició un extensivo programa de exploración, y en 1970 el gobierno mexicano anunció reservas de 600 Mt con una ley promedio de 0.8% de cobre, incluido molibdeno como cobre equivale (usando 2.24 ppm de molibdeno equivalente a 1 ppm de cobre).

Otra zona descubierta con potencial interesante durante esta campaña de exploración fue el prospecto Los Alisos, localizado al NE de La Caridad Vieja, donde se interpretó que la mineralización económica se encuentra a una profundidad mayor en comparación con la de La Caridad (Ramírez–Rubalcaba, 1970; Takeda, 1974; Takeda *et al.*, 1974), lo cual restó interés al prospecto, posteriormente Rascon-Heimpel (2011) realizó una caracterización geológica, geoquímica y geocronológica de dicho prospecto y sus implicaciones geológicas

en el distrito minero de Nacozari, aportando mas informacion acerca del potencial de esta zona mineralizada.

Los primeros estudios realizados en La Caridad Vieja fueron hechos por Wandke (1925) donde describió las litologías del área, paragénesis, alteración hipogénica y supergénica, proponiendo una hipótesis acerca del origen del yacimiento. Posteriormente Valencia (2005), definió una relación espacio-temporal entre el pórfido de cobre La Caridad y La Caridad Vieja, clasificando a este último como un yacimiento epitermal de alta sulfuración.

1.3.- Fisiografía, clima y vegetación.

El área de estudio está ubicada en la porción noroeste de la provincia fisiográfica de la Sierra Madre Occidental (SMO), dentro de la sub-provincia de Sierras y Valles del Norte (Fig. 1.2). Está conformada principalmente por grandes paquetes de rocas volcánicas de composición ácida a intermedia.

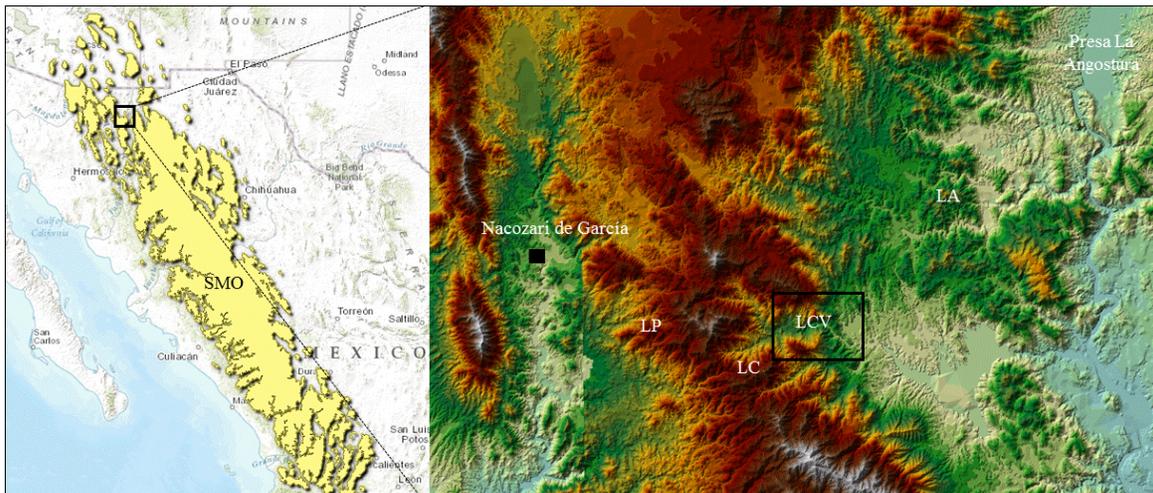


Fig.1.2. Ubicación del área de estudio dentro de la provincia fisiográfica de la Sierra Madre Occidental.

Los rasgos geomorfológicos están dominados por secuencias de sierras y valles paralelos con alineaciones NNW – SSE, con una elevación que oscila entre 700 – 1800 msnm. El clima ha sido clasificado como semi-seco templado a templado subhúmedo con lluvias en verano con precipitaciones de 300-700 mm, la temperatura oscila entre los 12°-28 °C, llegando a descender -3.5 °C en invierno y subir hasta 45 °C en verano. La vegetación

consiste de variedades de pinos en las zonas de mayor elevación y encinales en las partes bajas intercalados con arbustos y diferentes tipos de matorrales y pastizales.

1.4.- Objetivos de la Investigación

El objetivo principal del presente estudio es definir las asociaciones de minerales de alteración y la mineralización metálica, para ayudar a definir los procesos involucrados durante la formación y que sirvan para clasificar el depósito La Caridad Vieja. Para este estudio se han utilizado técnicas geológicas, geoquímicas y geocronológicas para definir si esta zona corresponde a un depósito epitermal de alta sulfuración (HS), o si en realidad consiste de la parte superior del sistema pórfido de cobre La Caridad.

CAPITULO 2: MARCO TEÓRICO

En la actualidad se conoce la relación en tiempo y espacio, así como los estilos de alteración y mineralización que existen entre los sistemas pórfidos de cobre y los epitermales de alta, baja e intermedia sulfuración. Son varios los trabajos que se han escrito definiendo las características de cada uno de ellos, los cuales han sido de gran importancia para su entendimiento de formación y que han sido aplicados en la exploración con gran éxito (Sillitoe, 1995, 1999, 2010; Hedenquist et al., 1998; Chang, Z., et al, 2011). A continuación se da una breve descripción de sus características geológicas más importantes de cada uno de estos sistemas.

2.1 Sistemas de Pórfidos de Cu (PCD)

Los sistemas de pórfidos de Cu se distribuyen de manera más amplia en los límites de placa convergentes, los cuales incluyen diferentes tipos de depósitos y estilos de mineralización, como aquellos en contacto o cercanos a intrusiones formando cuerpos irregulares de skarns, depósitos de reemplazamiento de carbonatos en las zonas periféricas distales, cuerpos de brechas magmáticas-hidrotermales (brechas “pipes”) en los ápices de los stocks o cúpulas de los intrusivos, y depósitos epitermales de alta, baja e intermedia sulfuración suprayaciendo al sistema (Sillitoe, 2010). Los pórfidos de cobre comúnmente se agrupan en lineamientos a lo largo de cinturones, de algunos cientos de kilómetros de longitud, y en menor frecuencia como depósitos aislados. Estos sistemas magmáticos-hidrotermales están espacial y temporalmente relacionados a cuerpos magmáticos (batolitos) que los subyacen a profundidades de 5 a 15 km, los cuales representan las cámaras de suministro o la fuente de los magmas y fluidos que forman los stocks o enjambres de diques verticalmente elongados (>3 km) asociados a la mineralización (Sillitoe, 2010).

Un sistema de pórfido de Cu tiene un rango de formación de ~100,000 años a varios millones de años, mientras que agrupaciones de varios depósitos, lineamientos de pórfidos de Cu, así como cinturones enteros pueden permanecer activos hasta o más de 10 Ma (Sillitoe, 2010). Su formación está íntimamente ligada a la inicial inyección de magma oxidado saturado con azufre y, fluidos acuosos ricos en metales provenientes de las cúpulas

en la parte superior de los plutones subyacentes ligados genéticamente al depósito (Sillitoe, 2010).

La secuencia de eventos de alteración-mineralización en las zonas superiores son principalmente consecuencia de un enfriamiento progresivo de los fluidos producto de la interacción con la roca (water-rock interaction) a temperaturas que van desde >700 a <250 °C, y la cual es causada por la solidificación de los plutones y la propagación descendente de la transición litostática-hidrostática (Sillitoe, 2010). Una vez que los magmas plutónicos se emplazan, la alta temperatura en los líquidos hipersalinos de dos fases y el vapor son responsables de formar la alteración potásica y la mineralización contenida a profundidad y la alteración argílica avanzada temprana suprayacente, respectivamente, da paso a un líquido de una sola fase a <350 °C, con salinidad de baja a moderada, que genera alteración sericiticlorita y sericitica, asociada a la mineralización.

La alteración-mineralización en los sistemas pórfidos de cobre incluye muchos kilómetros cúbicos de roca alterada, extendiéndose a zonas periféricas de los stocks o de los enjambres de diques, típicamente formados por varias generaciones de intrusiones porfídicas con composiciones que van desde félsicas a intermedias. La alteración-mineralización en los depósitos de pórfido de cobre se divide en zonas que han sido ampliamente documentadas (Lowell y Guilbert, 1970; Gustafson y Hunt, 1975) Sillitoe 1973, 1993, 1995, 1999, 2010; Seedorff 2005, entre otros).

Esta zonas de alteración tienen una amplia distribución espacial, con una zona estéril calco-sódica temprana en las partes más profundas, seguida por la alteración potásica, que es la de mayor potencial económico primario. Posteriormente le sigue la zona de alteración clorita-sericitita, después la sericitización, y finalmente la alteración argílica avanzada; esta última ligada en tiempo y espacio con los “lithocaps” en ambientes epitermales encima de los sistemas pórfidos de cobre, y los cuales pueden alcanzar >1 km de espesor, siempre y cuando no hayan sido afectados significativamente por la erosión (Lowell y Guilbert, 1970; Gustafson y Hunt, 1975) Sillitoe 1973, 1993, 1995, 1999, 2010; Seedorff 2005).

2.2 Sistemas Epitermales

Estos yacimientos se encuentran principalmente en áreas de volcanismo activo alrededor de los márgenes de continentes o arcos de islas, y están relacionados al magmatismo con actividad hidrotermal, emplazado a profundidades someras de <2 km, y temperaturas que van de 100 a 320 °C, con mineralización principalmente de oro y plata con presencia en mayor o menor medida de sulfuros de metales base de cobre, plomo y zinc.

Respecto a su contexto tectónico, Simmons et al. (2005) proponen que los sistemas epitermales se desarrollan en arcos volcánicos, mientras que Sillitoe (1977) propone que están asociados directamente a márgenes de subducción activos. Estos depósitos están relacionados en forma espacial y temporal con el volcanismo subaéreo, de carácter ácido a intermedio y subvolcanismo asociado, donde el basamento puede ser de cualquier tipo, el cuerpo encajonante volcánico generalmente es de tipo central proximal, en muchos casos con rocas efusivas o piroclásticas (Sillitoe y Bonham, 1984), pero excepcionalmente puede ser del tipo distal (Wark et al., 1990).

Actualmente es ampliamente aceptado que los yacimientos de este tipo pueden ser divididos en epitermales de Alta (AS), Intermedia (IS) y Baja Sulfuración (BS), basado en asociaciones mineralógicas de alteración y mineralización, texturas, estructuras y características de cada uno de los ambientes, formados a temperaturas entre 160 y 270 °C, y profundidades del orden de 50 a 700 m, aunque existen pocos casos de depósitos con características de los epitermales que se hayan formado a más de 1000 m de profundidad. (Hedenquist et al., 1996; Sillitoe, 1999).

La clasificación de los depósitos epitermales ha sido sugerida por varios autores en diferentes épocas, y ha variado su nomenclatura de acuerdo a diferentes autores (Lindgren, 1933; Ransome, 1909; Buchanan, 1981; Ashley, 1982; Bonham, 1986; Hayba et al. 1985; Hedenquist, 1987; Sillitoe, 1989, 1993; Corbett y Leach, 1998, y Hedenquist, 2000). En la Tabla 2.1 se muestra la lista de las diferentes divisiones que se han hecho a este tipo de depósitos.

Tabla 2.1.- Evolución de la clasificación para sistemas epitermales.

CLASIFICACION		REFERENCIA
Epitermal		Lindgren (1911), Buchanan (1971)
Acido	Alcalino	Sillitoe (1977)
Enargita-Oro		Ashley (1982)
Tipo "Hot Spring"		Giles y Nelson (1982)
Alto Azufre	Bajo Azufre	Bonham (1986, 1988)
Sulfato Acido	Adularia-Sericita	Hayba et al (1985)
Alta Sulfuración	Baja Sulfuración	Hendequist (1987)
Alunita-Caolinita	Adularia-Sericita	Berger y Henley (1989)
Alta Sulfuración	Tipo 1 "Adularia-Sericita"	Sillitoe (1989), (1993)
	Tipo 2 "Adularia-Sericita"	
	Alta Sulfuración+Metales base, baja sulfuración.	Baja Sulfuración+Metales base, Baja Sulfuración
Alta Sulfuración	Baja Sulfuración	Corbett y Leach (1998)
Alta Sulfuración	Sulfuración Intermedia	Baja Sulfuración
		Hendequist et al (2000)

2.2.1.- Epitermales de Baja Sulfuración (BS)

Los fluidos de los sistemas de BS son pobres en azufre y reducidos, con un pH cercano al neutral, semejante al de las aguas que se extraen de sondeos realizados bajo fuentes termales de los sistemas geotérmicos. Presentan además una menor contribución magmática (Sillitoe, 1993). En contraste a los pórfidos y depósitos de AS, la firma magmática en los depósitos de BS es menos visible. Las concentraciones de Cu no ocurren, presumiblemente porque la baja salinidad y el pH cercano al neutro y escasez de fluidos, no propician el eficiente transporte del cobre (Hedenquist y Lowenstern, 1994).

Este tipo de depósitos epitermales ha sido subdividido en subtipos: 1) Au>Ag, y 2) Ag>Au. Los primeros no presentan metales base en porcentajes importantes, y se distinguen por la composición de fluidos de 1-2 % NaCl equivalente. Los segundos, al contrario presentan fluidos con salinidad de 10-15 % NaCl equivalente, con una relación Ag / Au ~ 100 y metales base asociados. Por las características de los fluidos involucrados en los sistemas de BS, la interacción con la roca encajonante, que se traduce en alteración es mínima comparada con los de alta sulfuración (Camprubi, 2006).

2.2.3.- Epitermales de Sulfuración Intermedia (SI)

Los epitermales de sulfuración intermedia son generados a partir de fluidos de origen magmático y meteórico (Albinson et al. 2001; Einaudi et al., 2003; Sillitoe y Hedenquist, 2003). Las características geoquímicas de los fluidos mineralizantes asociados, así como las mineralizaciones metálicas en los epitermales de sulfuración intermedia suelen ser más afines a los depósitos de alta sulfuración (Einaudi et al. 2003; Sillitoe y Hedenquist, 2003), pero estructuralmente son muy similares a los de baja sulfuración. Estos sistemas tienen ocurrencia en un amplio rango de rocas de arco, de composiciones andesíticas a dacíticas (Sillitoe y Hedenquist, 2003), pero comúnmente no muestran una conexión cercana con depósitos de pórfidos de Cu, como es el caso de los depósitos de alta sulfuración (AS).

La mayoría de los depósitos epitermales de Au y Ag de sulfuración intermedia aparecen en arcos de rocas andesítico-dacíticas calcoalcalinos, aunque las rocas más félsicas actúan como encajonante localmente. Sillitoe (1999) menciona que algunos de estos depósitos, típicamente los más pequeños, presentan asociadas a los “lithocaps” con alteración argílica avanzada. Los depósitos de sulfuración intermedia muestran un gran rango en el contenido metálico que van desde Au/Ag y Ag-Au (relación Ag/Au ~50) con contenidos inferiores al 0.05% combinado de metales base, hasta depósitos de Ag como metal base (Albinson et al., 2001).

2.2.4.- Epitermales de Alta Sulfuración (AS).

Los sistemas epitermales de alta sulfuración son generados a partir del ascenso de fluidos magmáticos que al combinarse con aguas meteóricas originan soluciones ácidas con altos contenidos de HCl, SO₂, H₂S. Los compuestos de SO₂ y H₂S, al momento de oxidarse y reaccionar con el H₂O y O₂, generan ácido sulfúrico, lo cual se aprecia en la siguiente reacción química:



Estos fluidos con un pH <2, con composición isotópica de H y O similar al vapor magmático, al mezclarse con agua meteórica generan una extensa lixiviación de la roca encajonante. La lixiviación forma un núcleo de sílice residual poroso (mayor de 95 wt% de SiO₂) que subsecuentemente podría almacenar mineralización de Au, Cu y sulfuros de Fe (Stoffregen, 1987). El estilo de mineralización de alta sulfuración comparte muchas

características mineralógicas e isotópica con la zona de alteración argílica avanzada que cubre a los depósitos de Cu porfídicos, y existe una estrecha relación espacial entre éstos. Los sistemas de alta sulfuración están formados por fluidos ácidos, oxidados y ricos en azufre.

Estos fluidos son generados por la condensación de volátiles magmáticos ricos en SO₂, con la presencia variable de cantidades de agua meteórica (Heald et al., 1987). Los fluidos ácidos se neutralizan progresivamente por la interacción con la roca cuanto más se alejan del conducto alimentador, con la progresiva alteración de la roca por fluidos neutro-estables.

En general, el zoneamiento de la alteración característica de los depósitos de alta sulfuración parte desde un núcleo síliceo constituido de cuarzo poroso, que hospeda la parte más importante de la mineralización económica, seguido de alteración argílica avanzada constituida de cuarzo-alunita, caolinita, dickita e illita, para terminar en alteración propilítica que incluye la montmorillonita y clorita (Sillitoe, 1993). La geometría de estos yacimientos minerales es generalmente determinada por la distribución de sílice vuggy y a veces, la zona de sílice vuggy puede ser de mayor extensión si los fluidos ácidos encuentran a su paso una amplia unidad geológica permeable. En este caso, es común encontrar depósitos de gran tonelaje con leyes bajas. La mineralización en los sistemas de alta sulfuración se presenta diseminada en la mayoría de los casos documentados y menos común en vetas o "stockworks", presentando minerales como oro nativo y electrum estrechamente ligados con la pirita, menores cantidades de enargita, calcosita, covelita, bornita, esfalerita, tetraedrita, tenantita, galena, marcasita, arsenopirita y sulfosales de plata (Camprubi y Albinson, 2006).

2.3.- Sistemas Transicionales de PCD-Epitermales de Alta Sulfuración

La relación genética entre el pórfido de Cu y los epitermales que se hospedan en rocas del arco volcánico, particularmente los de estilo de AS e IS, ha sido confirmada con el estudio de varios yacimientos minerales de estos tipos, como ha sucedido en América del Sur, el SW del Pacífico y en otras partes del mundo (Sillitoe, 1973, 1999, 2010; Hedenquist et al., 1998; Richards, 2011).

Esta relación inicia con la intrusión líquido magmático exsolvado que asciende, el líquido de presión más baja, eventualmente intersecta el solvus, resultando en la separación

de líquido hipersalino de alta temperatura (~500 a 600 °C) y alta densidad (> 50% en peso equivalente NaCl), y un vapor de baja salinidad rico en gases como SO₂, HCl, CO₂ y H₂S. El vapor de baja salinidad es boyante y continúa ascendiendo hacia la superficie, donde una porción se descarga como fumarolas volcánicas a alta temperatura. Sin embargo, una parte se condensa en contacto con el agua meteórica formando un líquido acidificado de pH ~ 1 (Hedenquist y Taran, 2013). El líquido hipersalino forma vetas dúctiles con cuarzo temprano (Tipo A) durante la etapa de alteración potásica a profundidad, y algunos sulfuros de Cu depositados. Por el contrario, el vapor condensado en zonas más someras provoca una completa lixiviación de la roca encajonante, dejando cuarzo residual con un halo de cuarzo-alunita (Hedenquist y Taran, 2013; Hedenquist, 2015;), así como la caolinita, dickita, y en la zona alimentadora más caliente se encuentra pirofilita, diáspora, etc. Esta etapa de alteración es anómala, pero estéril de concentraciones significativas de metales (por ejemplo, <50-100 ppb Au; Chang et al. 2011). La alteración argílica avanzada tiene un fuerte control estratigráfico, a esta alteración se le denomina lithocap, aunque siempre hay un control estructural relacionado a la zona alimentadora (Hedenquist y Taran, 2013). Las condiciones de formación han sido ampliamente discutidas en Shinohara y Hedenquist (1997), Einaudi et al., (2003), Hedenquist y Taran, (2013) y Hedenquist (2015).

Cuando existen niveles más superficiales de erosión, con porciones del lithocap que aún se conservan, es común la exposición de zonas de alteración que definen una transición que va desde el lithocap hasta la parte superior del pórfido. Esta alteración consiste en parches de pirofilita reemplazando a cuarzo residual (o dickita, diáspora y / o alunita, además de la piritita), se han documentado estos casos a lo largo de la Cordillera, desde Chile hasta el norte de México, estas zonas indican las raíces del lithocap epitermal y por lo tanto la proximidad al pórfido subyacente. La pirofilita es un mineral de alteración formado en niveles más someros, su equivalente de mayor temperatura es la muscovita. Se forma a partir del enfriamiento de muscovita, derivando la pirofilita y sílice adicional de la roca (Watanabe y Hedenquist, 2001). Por lo tanto, los parches distintivos de pirofilita nodular reemplazando el cuarzo residual están ubicados cerca de la base de la alteración silíceo. Evidencias de estas características geológicas, alteración, mineralización y estructural, han sido documentadas en distintos lugares del mundo, entre los que destacan Copper Creek en Arizona USA (Riedell et al., 2013), en Yanacocha Peru (Harvey et al., 1999), donde se tienen parches de

pirofilita en el lithocap silíceo, enseguida del depósito de alta sulfuración de San Jose (alunita ~10 a 10.5 Ma), y en Red Mountain (Lecumberri-Sanchez, 2013) ubicado al sur de Arizona es un sistema Pórfido de Cobre (PCD) Larámidico, el cual ha sufrido un modesto nivel de erosión en comparación con la mayoría de los otros depósitos similares en la provincia metalogenética del SW de Norteamérica.

2.4.- Pórfidos de Cu y Epitermales en México

La gran parte de los depósitos tipo pórfido de cobre (PCD) que se conocen en México son de edad Larámidica, la mayoría formados entre el Paleoceno y el Eoceno-temprano (Valencia-Moreno et al., 2006, 2007, 2016; Ochoa-Landín 2009, 2016), y se ubican principalmente en el noroeste de México, aunque hay algunos depósitos de este tipo más jóvenes, formados entre el Eoceno tardío y Plioceno ubicados en el centro y suroeste de México. En contraparte los depósitos epitermales se distribuyen como una franja a lo largo de la parte centro-oeste de México como han sido descritos por Camprubi y Albinson, (2006), con una mayor presencia de epitermales de BS, en el centro del país. Sin embargo, en el noroeste de México ha sido documentado la presencia de ambos tipos de depósitos epitermales de BS y AS (González, 2010), los cuales conforman un cinturón de depósitos de este tipo con una dirección norte-noroeste que se introduce dentro de Sinaloa (Figura 2.1), los cuales fueron formados durante el Eoceno tardío y Oligoceno, a diferencia de los depósitos epitermales en el centro-sur de México que fueron formados durante el Mioceno y Plioceno (Camprubí, 2013). Un punto importante en la distribución de los depósitos epitermales en el NW de México, es que existe un “cluster” de epitermales de AS en el límite de Sonora, Sinaloa y Chihuahua (Figura 2.1).

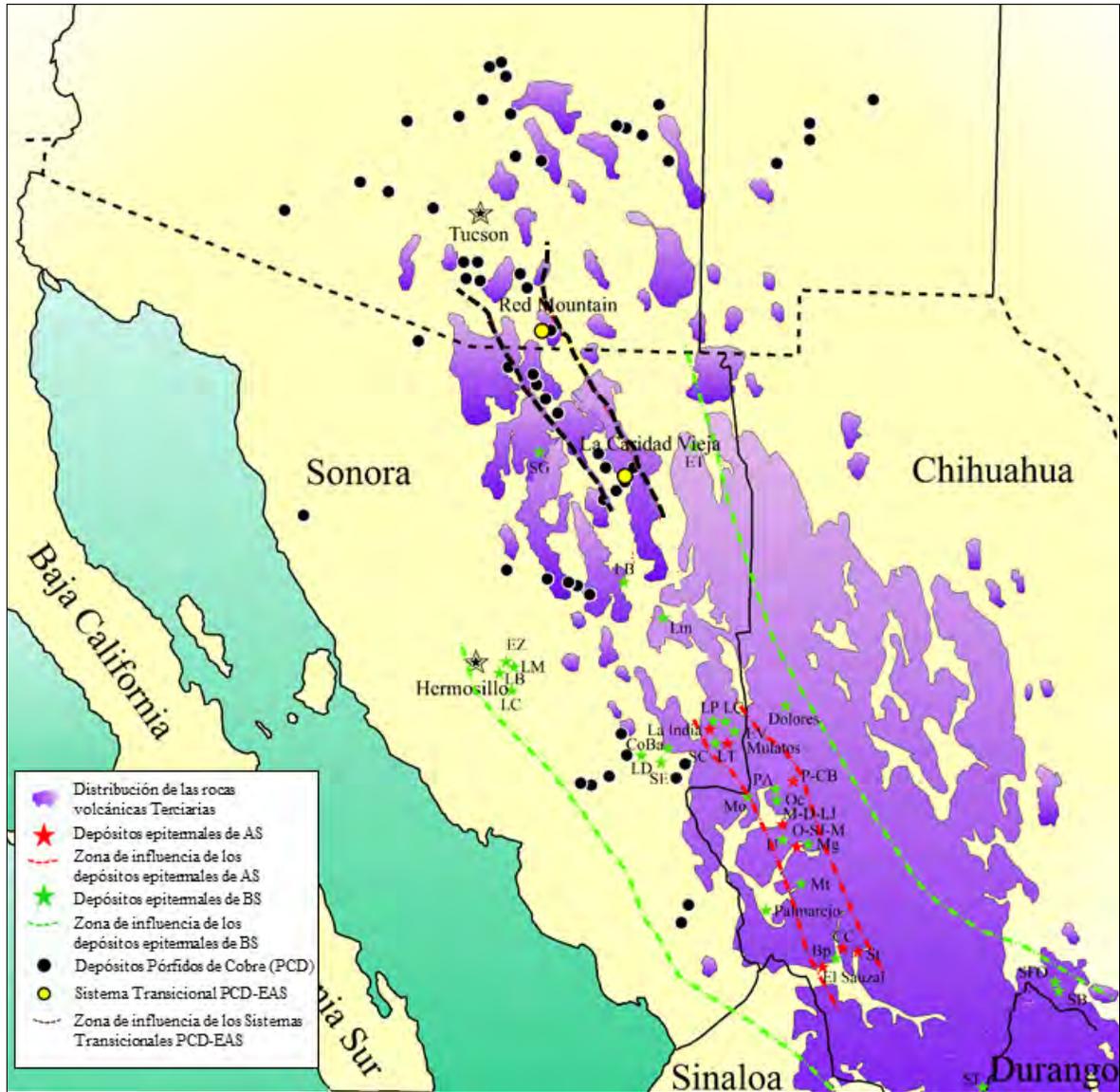


Figura 2.1. Distribución de los Depósitos Epitermales del Mioceno-Oligoceno más importantes en el NW de México. SJ=San Julián, SB=Santa Bárbara, SFO=San Francisco del Oro, St=Satevo, CC= Cerro Colorado, Bp= Batopilas, Mt= Monterde, Mg= Maguarichi, O-SJ-M= Orisyvo-San Jose-Morasicuchi, U= Uruachi, M-D-LJ= Memelichi-Dolores-Los Jarros, Oc= Ocampo, Mo=Moris, PA= Pinos Altos, P-CB= Promontorio-Cerro Blanco, EV= El Victor, LT= Las Taunas, SC= San Carlos, SE= Santa Eduwiges, LD= La Dura, CoBa= Cocinera Blanca, LP= Los Pinos, LCh= La Chipriona, LB= La Bronzuda, LM= La Monzoneña, LC= La Colorada, EZ= El Zubiarte, Lm= Lampazos, LBa= La Bambolla, ET= El Tigre, SG= Santa Gertrudis.

Actualmente se conoce, que hay evidencias de existir ambientes tipo pórfido de cobre en los alrededores de algunos depósitos epitermales en el NW de México como sucede en los alrededores de los depósitos Mulatos, La india, El Sauzal, etc., sugiriendo relación genética de ambos tipos y que por su edad parece no tener conexión con el cinturón de pórfidos de cobre laramídicos (Figura 2.1). Se desconoce la génesis y conexión de estos tipos de depósitos, pero se estima que su posición espacial y su tiempo de formación podría estar ligada a etapas extensivas del Cenozoico que dieron origen a la morfología de Sierras y Valles paralelos (*Basin and Range*) en el noroeste de México. Por los datos actuales, no se conoce continuación hacia el norte-noroeste de este tipo de depósitos; sin embargo, recientemente se empiezan a reconocer lugares en distintos distritos mineros, en el norte-noreste de Sonora, donde se presentan características de corresponder a las zonas transicionales entre pórfidos de cobre laramídicos y epitermales de AS, como es el caso del “lithocap” de plata localizado recientemente al sur de Buenavista del Cobre en Cananea, en el distrito de El Alacrán (Arellano Morales, 2004) y el área de La Caridad Vieja en el distrito de Nacozari que es el caso de este estudio.

CAPITULO 3: Geología regional

El Distrito Minero de Nacozari está localizado en el noreste de Sonora dentro del terreno Norte América (Campa y Coney, 1983). Las unidades litológicas que están expuestas en el área de los depósitos La Caridad y La Caridad Vieja corresponden a rocas del Paleógeno, estas rocas incluyen intrusivos de edad Laramídica, encajonados en rocas volcánicas que se correlacionan con la Formación Tarahumara, la cual es sobreyacida por una secuencia de rocas volcánicas del Oligoceno-Mioceno de la Sierra Madre Occidental (Echávarri-Pérez, 1971, 1973; Livingston, 1973, 1974; Seagart et al., 1974; Berchenbriter, 1976; Valencia-Gómez et al, 2005). A continuación se da una descripción general de las rocas que afloran dentro y los alrededores del distrito Nacozari, iniciando de las más antiguas a las más recientes.

3.1 Precámbrico

El basamento del terreno Norteamérica aflora en varias localidades de Sonora, principalmente al noroeste de Nacozari, en la Sierra Los Ajos-Buenos Aires, al este de Nogales, al sur de Naco, en Estación Llano y al norte de la Sierra de Aconchi. Las litologías principales consisten de secuencias volcanosedimentarias metamorfoseadas a esquistos y gneises intrusionados por granitos y granodioritas con escasas dioritas. El basamento expuesto es perteneciente a la provincia Mazatzal (Conway y Silver, 1989; Fig.3.1), donde particularmente en esta región lo conforma el Esquisto Pinal (1680 Ma). Este basamento es cortado por una serie de intrusiones graníticas con edades U-Pb entre 1410 y 1480 Ma (Anderson y Silver, 1981; Anderson y Bender, 1989), sobreyacido por una secuencia de rocas sedimentarias del Neo proterozoico y Paleozoico (Gonzalez-Leon, 1986; Stewart et al., 1990), que representan la extensión sur de la plataforma continental y las secuencias de talud del miogeosinclinal cordillerano (Rangin, 1978; Stewart, 1988; Fig. 3.1). Las rocas precámbricas y paleozoicas están cubiertas y/o intrusionadas por rocas magmáticas asociadas a un cinturón volcano-plutonico jurásico (Anderson y Silver, 1978; Tosdal et al., 1989), que en general está pobremente preservado.

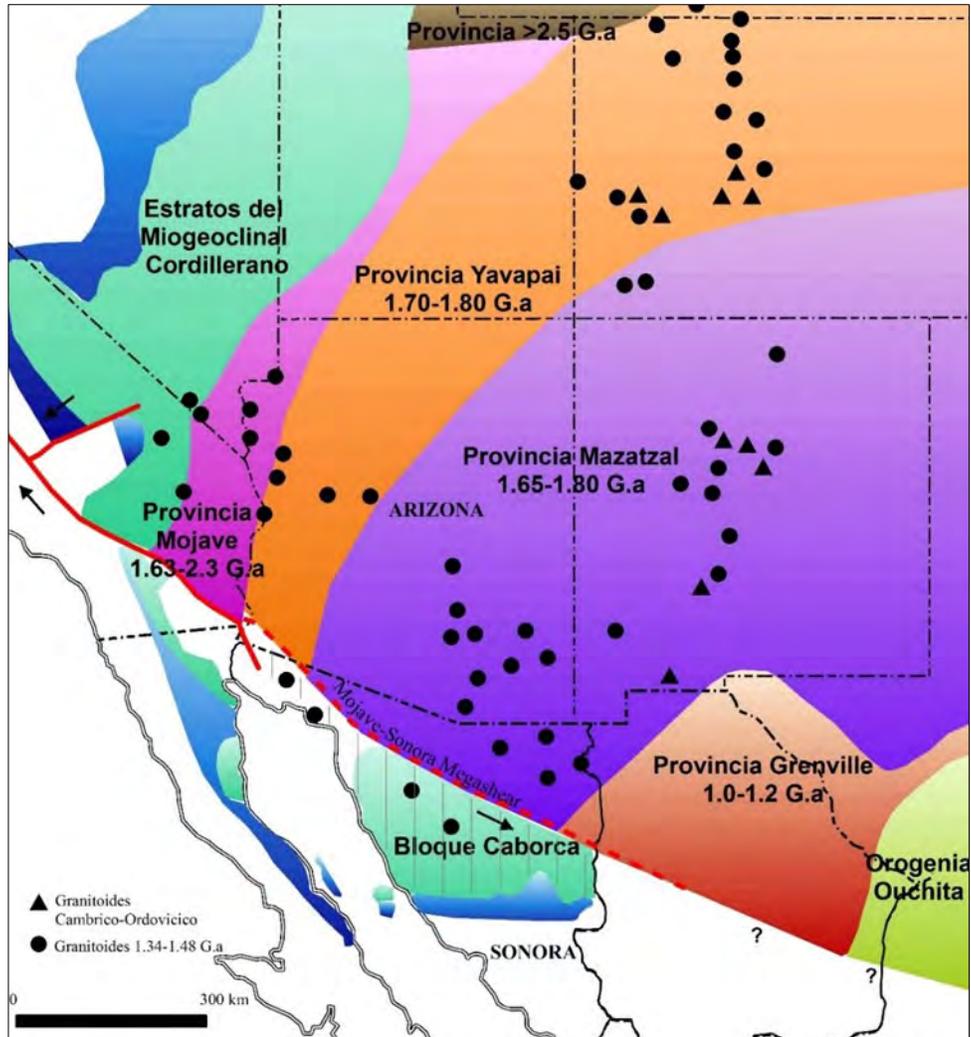


Fig.3.1 Distribución de las provincias precámbricas en el suroeste de Estados Unidos y noroeste de México. Modificado de Gehrels y Stewart (1998) y Stewart et al.(2001).

3.2 Paleozoico

La actividad tectónica durante el Paleozoico no fue muy considerable, esto se puede interpretar debido a la presencia de potentes secuencias sedimentarias de origen marino y continental depositadas principalmente en un ambiente de plataforma continental, presente a lo largo del margen occidental del cratón norteamericano. Estas secuencias conforman casi toda la columna estratigráfica paleozoica, y están distribuidas en forma de cuerpos aislados, afectados por fallas y plegados, en la parte central y norte de Sonora. En el área del Jaralito al oeste de Nacozari, cerca del poblado de Baviácora, afloran rocas carbonatadas de edad paleozoicas compuestas por calizas, lutitas, margas, areniscas y conglomerados, en forma de

techos colgante sobre el batolito de Aconchi, formando zonas de skarn ricas en tungsteno. En la porción norte del área de Nacozari, dentro del distrito de Cananea afloran rocas paleozoicas de plataforma, mayormente cuarcitas y rocas carbonatadas las cuales son cubiertas por una secuencia de rocas volcanoclásticas de la Formación Elenita (Emmons 1910; Valentine 1936; Wodzicki 1995).

3.3 Mesozoico

Las rocas del Mesozoico están ampliamente distribuidas y conformadas principalmente por rocas marinas de la Formación Cucurpe (Araujo y Estavillo, 1987), por conglomerados polimícticos deformados correspondientes a la Formación Cocospera (Gilmont, 1978). También por rocas de origen fluvio-lacustrino con intercalaciones de secuencias volcánicas del Grupo Cabullona (Gonzales-León, 1994) y la secuencia de rocas volcánicas de composición andesítica-dacítica correlacionables con la Formación Tarahumara (Wilson y Rocha, 1949).

3.3.1.- Jurásico

Existen escasos afloramientos de rocas sedimentarias del Jurásico aflorando al sur de la frontera México-USA (Nourse et al., 1994). Las rocas del basamento proterozoico y su cobertura de plataforma continental son sobreyacidas por secuencias sedimentarias intercaladas con flujos volcánicos e intrusionadas por cuerpos plutónicos de edad Jurásica (Anderson y Silver, 1979; Rodríguez-Castañeda, 1996). Sin embargo, rocas de esta edad han sido reportadas al sur de La Caridad Vieja (Almazan-Vazquez y Palafox-Reyes, 2000), mientras que rocas volcánicas pertenecientes al arco magmático continental jurásico son reportadas al oeste de La Caridad Vieja (Anderson y Silver, 1978; Tosdal et al., 1989).

Este arco magmático está representado por rocas volcánicas y vulcano sedimentarias de composición andesítica a riolítica, presentando metamorfismo en facies de esquistos verdes, y existen afloramientos dispersos de granito porfídico de biotita (Pérez-Segura y Echavarrí-Pérez, 1981; Nourse, 2001), con edades del rango entre 165 y 175 Ma (Anderson y Silver, 1978; Stewart, 1988). De acuerdo con observaciones regionales, el arco magmático al parecer migró hacia el oeste durante el Jurásico Tardío (Coney y Reynolds, 1977; Damon et al., 1983). En la porción oeste del distrito minero de Nacozari, se ubica la Sierra La

Cobriza y la Sierra Coppercuin, donde McAnulty (1970) definió una unidad compuesta por cuarcitas, grauvacas, y tobas soldadas interestratificadas, a las que denomino Formación Lily, las cuales son sobreyacidas por la Formación Coppercuin que está conformada por una unidad de cuarcita masiva de 20 m de espesor, y gradúa a un conglomerado calcáreo, con lentes y capas de caliza impura. A partir de una muestra de toba intercalada con las otras litologías de la Formación Lily se obtuvo una edad U-Pb de 174 M.a, que la posiciona en el Jurásico Medio (Anderson et al., 2005). Mientras que las capas ricas en carbonatos de la Formación Coppercuin, fueron consideradas por McAnulty (1970) equivalentes a la Caliza Mural del Cretácico Inferior.

3.3.2.- Cretácico

Durante el Cretácico Tardío-Eoceno ocurrieron importantes levantamientos en el noroeste de México (McKee y Anderson, 1998), y los sucesos y secuencias geológicas desarrolladas estuvieron predominantemente asociadas con ambientes volcánicos y sedimentarios no marinas, y menormente de tipo lacustrino (Gonzalez-Leon, 1994; McDowell et al., 2001). Se interpreta que posterior a la actividad magmática se generó un pronunciado levantamiento y erosión que dio origen al depósito del Conglomerado Glance (Hayes y Drewes, 1978), que representa la base sobre la cual se depositó una secuencia de sedimentos asociados a una transgresión marina ocurrida en el Cretácico Temprano.

Esta secuencia, definida como Grupo Bisbee, consiste en tres unidades principales denominadas Formaciones Morita, Mural y Cintura (Rangin, 1977; Bilodeau, 1978). En la porción norte de Nacozari, en la sierra Basómari afloran de manera general tres sucesiones litológicas cuya posición cronoestratigráfica varían del Cretácico Inferior hasta el Cuaternario. La sucesión basal está constituida por la Formación Morita, Caliza Mural y Formación Cintura del Cretácico Inferior. La segunda sucesión está representada por rocas volcánicas terciarias, mientras que en la cima se tienen sedimentos continentales que determinan una sucesión del Cenezoico (Monreal et al., 2011).

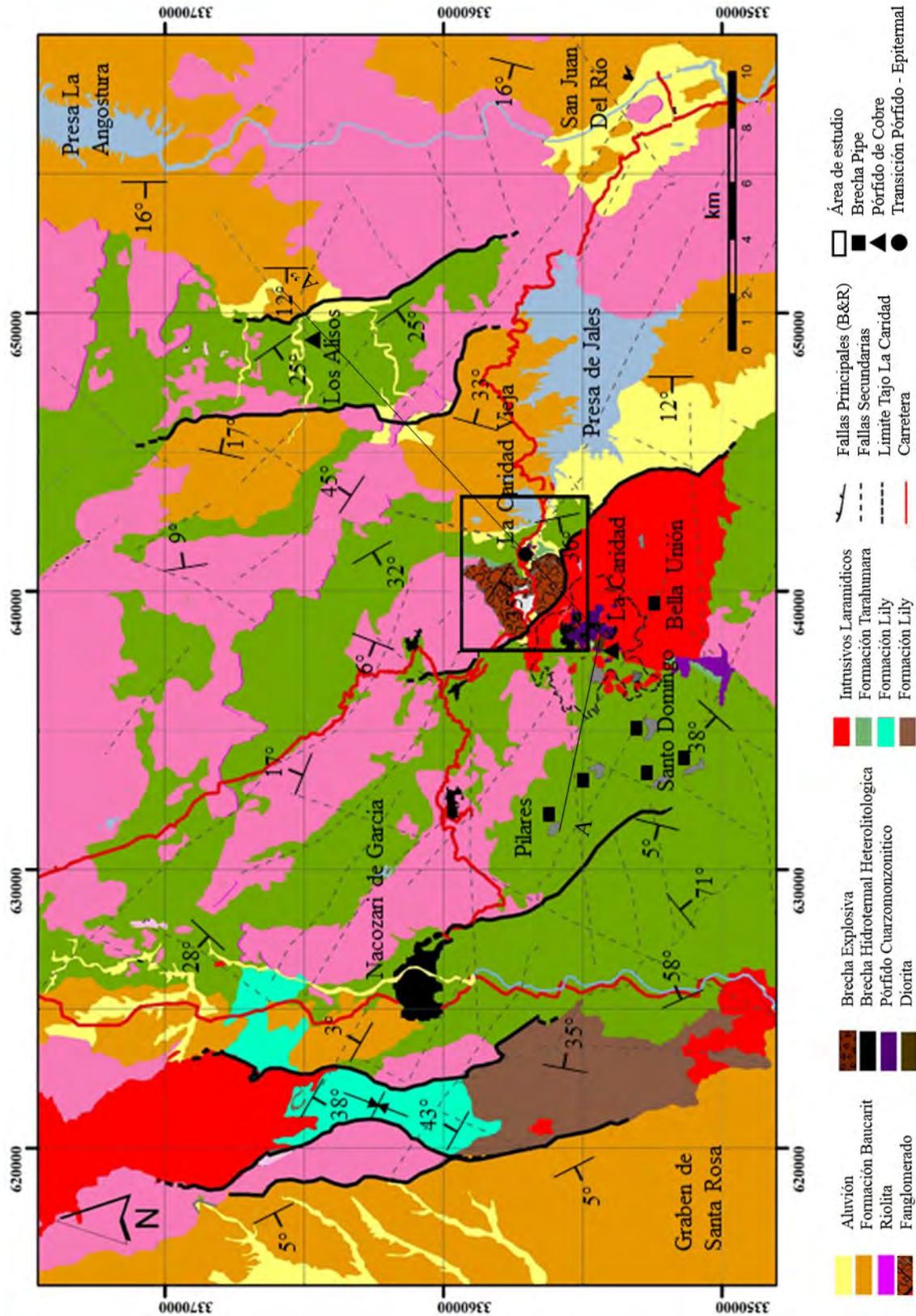


Fig. 3.2 Geología regional del distrito minero de Nacozeni (Modificado de Rascon-Heimpel, 2011).

La Formación Morita aflora en la porción norte del área de estudio, al noreste del rancho El Alamito, y está constituida por estratos delgados a medianos de areniscas de grano fino (ortocuarcitas y areniscas calcáreas) que se intercalan con estratos de calizas fosilíferas y calizas arcillosas de espesores que también varían de delgados a medianos. Localmente, algunos horizontes de la porción detrítica presentan fragmentos de madera fósil de hasta de 1.5 m de longitud, y el espesor estimado para esta unidad es de 30 m y está sobreyacida en contacto transicional por la Caliza Mural.

La Caliza Mural aflora al noreste del área de estudio y está constituida de manera general por capas de calizas fosilíferas que varían de delgadas a masivas, intercaladas con algunas capas de areniscas y areniscas arcillosas de espesores delgados a medianos. Presenta un espesor aproximado de 390 m y su contacto superior es estructural con la Formación Cintura (Monreal et al., 2011).

La Formación Cintura aflora al noroeste del área de estudio, en la región de Arizpe con un espesor aproximado de 231m. Su localidad tipo se ubica en la montaña Mule en Arizona, y presenta características de ambiente marino en su base y un ambiente fluvial en la parte media y superior (Jaques-Ayala, 1992). Está compuesta principalmente por estratos de areniscas (ortocuarcitas y litoarenitas) con espesores que varían de delgados a masivos, e intercaladas con capas de lodolita presentando una estratificación delgada laminar, con evidencias de presenta una etapa de regresión del Grupo Bisbee (Gonzales-León, 1994).

El Grupo Bisbee es sobreyacido en discordancia por la Formación Tarahumara del Cretácico Superior, la cual está conformada por rocas volcánicas y volcanosedimentarias, donde se reportan edades K-Ar en rocas volcánicas entre 73 y 67 Ma (Meinart, 1982; Ochoa-Landin y Navarro-Mayer, 1979).

3.3.2.1.- Formación Tarahumara

La Formación Tarahumara comprende un conjunto de secuencias volcánicas y volcanosedimentarias, descritas originalmente por Dumble (1901) en el arroyo el Obispo, al suroeste de Tonichi, a las cuales les asignó una edad Cretácica por relación estratigráfica y presencia de pseudo-formas de fósiles en unos niveles de caliza intercalados con derrames volcánicos. Posteriormente Wilson y Rocha (1946), estudiaron rocas similares que afloran en el arroyo Tarahumara, ubicado al noreste del poblado de la Barranca, donde se definió la

localidad tipo. Allí están representadas por una secuencia de flujos o derrames de lava, con niveles de aglomerados y brechas de composición andesítica a latítica que tienen intercalaciones de rocas sedimentarias (Dumble, 1901; Wilson y Rocha, 1946; McDowell et al., 2001). Este conjunto de rocas volcánicas y volcanoclásticas andesíticas con un espesor estimado entre 500 y 900 m, se caracteriza por presentar los efectos de una marcada alteración hidrotermal tipo propilítica (McDowell et al., 1994). En su base existen derrames, brechas y aglomerados como anteriormente se describió, y en la parte media y superior se reporta niveles de toba riolítica y riódacítica, con intercalaciones de arenisca tobácea, lutita, caliza y pedernal. De acuerdo con fechamientos de U/Pb, la edad de las rocas de la Formación Tarahumara varía de 86 a 68 Ma (McDowell et al., 2001). Los fósiles dentro de las capas de pedernal lacustre de la secuencia del arroyo el Obispo, indican edades entre el Cretácico Tardío al Terciario (Hernández-Castillo y Cevallos-Ferríz, 1999). En esa localidad, la porción inferior de la Formación Tarahumara consiste de tobas y derrames de composición dacítica y andesítica; en su parte media contiene niveles de limolitas, areniscas y calizas con pedernal negro, y en su parte superior consiste de tobas félsicas (Roldán-Quintana, 2002).

En las cercanías al poblado de Banámichi se caracterizó estratigráficamente y petrográficamente una columna de la Formación Tarahumara, con un espesor de 1850 m, y en la cual consiste en una sucesión de seis unidades de rocas volcánicas y volcanosedimentarias. Para esta sección se realizó un fechamiento en una toba riolítica ubicada en la parte inferior de la columna, por el método U-Pb en zircones la cual arroja una edad de ~74 Ma. Las rocas de la Formación Tarahumara son correlacionables con la Formación La Mesa que afloran en el distrito de Cananea. La gruesa secuencia volcánica y volcanoclástica de la Formación Tarahumara se considera como parte del arco volcánico continental Laramídico de Sonora que se desarrolló durante el Cretácico Tardío y el Paleoceno (Wilson y Rocha, 1946; McDowell et al., 2001). Su emplazamiento y evolución fueron contemporáneas con los cuerpos plutónicos graníticos del batolito Laramídico (McDowell et al., 2001).

3.4.- Cenozoico

Un periodo de calma en el magmatismo acoplado con una importante denudación tectónica parece haber ocurrido entre el Eoceno Medio y el Eoceno Tardío (González-León et al., 2000). Posteriormente a esta etapa de calma, hubo un intenso vulcanismos durante el Oligoceno Tardío, dando origen a la Sierra Madre Occidental (SMO) (McDowell y Clabaugh, 1979). Esta actividad volcánica continua hasta el Mioceno Temprano, depositando amplias secuencias volcánicas de composición félsica a intermedia.

La geología de la SMO está dominada por conjuntos de rocas ígneas asociados a diferentes episodios magmáticos, que resultaron de la subducción de la placa Farallón debajo de la placa de Norteamérica: 1) rocas plutónicas y volcánicas del Cretácico Superior-Paleoceno; 2) rocas volcánicas andesíticas y, en menor medida, dacítico-riolíticas del Eoceno; 3) ignimbritas silíceas emplazadas en dos pulsos principales en el Oligoceno temprano y el Mioceno temprano; 4) coladas basáltico-andesíticas extravasadas después de cada pulso ignimbrítico; 5) coladas de basaltos e ignimbritas alcalinos emplazados generalmente en la periferia de la SMO en diferentes episodios del Mioceno tardío, Plioceno y Cuaternario. Los conjuntos 1 y 2, y el conjunto 3, han sido definidos como el Complejo Volcánico Inferior (CVI) y el Supergrupo Volcánico Superior (SVS), respectivamente (McDowell y Keitzer, 1977). El conjunto 4, en la parte norte de la SMO, ha sido definido como una extensión del cinturón de “Basalto-Andesitas del Sur de la Cordillera” (SCORBA por sus siglas en inglés) (Cameron et al., 1989). Finalmente los basaltos del conjunto 5 han sido interpretados como testigos de varios episodios de extensión relacionados con la apertura del Golfo de California (Henry y Aranda-Gómez, 2000). Los productos de todos estos episodios magmáticos, parcialmente superpuestos entre sí, cubren a su vez un basamento heterogéneo pobremente expuesto del Precámbrico, Paleozoico y Mesozoico.

La tectónica extensional ha afectado todo el noroeste de Norteamérica desde el Oligoceno, y es la responsable de que actualmente grandes batolitos afloren principalmente en forma de “*horst*”, los cuales son flanqueados por cuencas rellenas con unidades fluviolacustres de la Formación Báucarit, con una orientación noroeste-sureste. La morfología actual es producto de la extensión “*Basin and Range*” que ocurrió en gran parte de Sonora a partir de los 30 Ma (Lugo-Zazueta, 2006), produciendo zonas de extensión con fallas lístricas, graben y medio graben, rellenas por unidades de areniscas y conglomerados

poco consolidados, los cuales presentan de forma intercalada flujos volcánicos principalmente de composición máfica, los cuales sirven de marcadores estratigráficos y cronológicos (Miranda-Gasca and DeJong, 1992). Dichos flujos máficos presentan una composición similar a la de los basaltos andesíticos que cubren la unidad superior de la Provincia de la Sierra Madre Occidental, conocidos como SCORBA (McDowell et al., 1997). La mayoría de estas secuencias sedimentarias presentan un espesor de 100 – 500 m, y en muchas de las regiones se encuentran cubiertas de forma concordante con un volcanismo félsico, con una edad de 12.8 – 11.5 Ma. En el norte de Sonora la mayor deformación relacionada a la extensión terciaria ha sido registrada por los “Metamorphic Core Complexes” (Nourse, 1994), los cuales presentan un rango de edad de formación similar a la de la formación de las cuencas en el estado de Sonora y Arizona (Nourse et al., 1994). La Formación Báucarit es la unidad sedimentaria más importante y representativa que rellenan estas cuencas, la cual está constituida por horizontes de arenisca, conglomerado y hacia la parte superior, por rocas volcánicas interestratificadas de composición basáltica.

CAPITULO 4: Geología de La Caridad Vieja

4.1 Introducción

La zona mineralizada de Cu-Au en el área de La Caridad Vieja se ubica a 2.5 km al noreste del tajo La Caridad (Fig.4.1) y se encuentra principalmente hospedada dentro de una secuencia de rocas volcánicas que se correlacionan posiblemente con la parte superior de Formación Tarahumara. Estas rocas han sido intrusionadas por una serie de cuerpos hipabisales en forma de stocks, los cuales le imprimen un tipo de mineralización y de alteración hidrotermal muy característica. Posteriormente, son cubiertos en discordancia por una secuencia piroclástica explosiva que compone el fanglomerado, seguido de flujos riolíticos correspondientes a la unidad volcánica El Globo. En este Capítulo se describen en detalle, y en orden estratigráfico las distintas unidades que afloran en el área de estudio iniciando de la base a la cima, y se mencionan características geológicas, texturales y de composición que definen las zonas de alteración y mineralización, así como su nivel de exposición dentro de un sistema magmático-hidrotermal pórfido de cobre-epitermal de alta sulfuración.

Las rocas que afloran en el sector de La Caridad Vieja se pueden agrupar desde la más antigua hasta la más reciente de la siguiente manera:

1.- Secuencia Volcánica Tarahumara

- Latita (*VT-l*)
- Andesita (*VT-a*)
- Tobas (*VT-t*)

2.- Unidad Volcánica El Globo

- Brecha volcánica explosiva
- Fanglomerado
- Volcánica El Globo

3.- Intrusivos de la Caridad Vieja

- Granodiorita
- Pórfidos Cuarzomonzoníticos

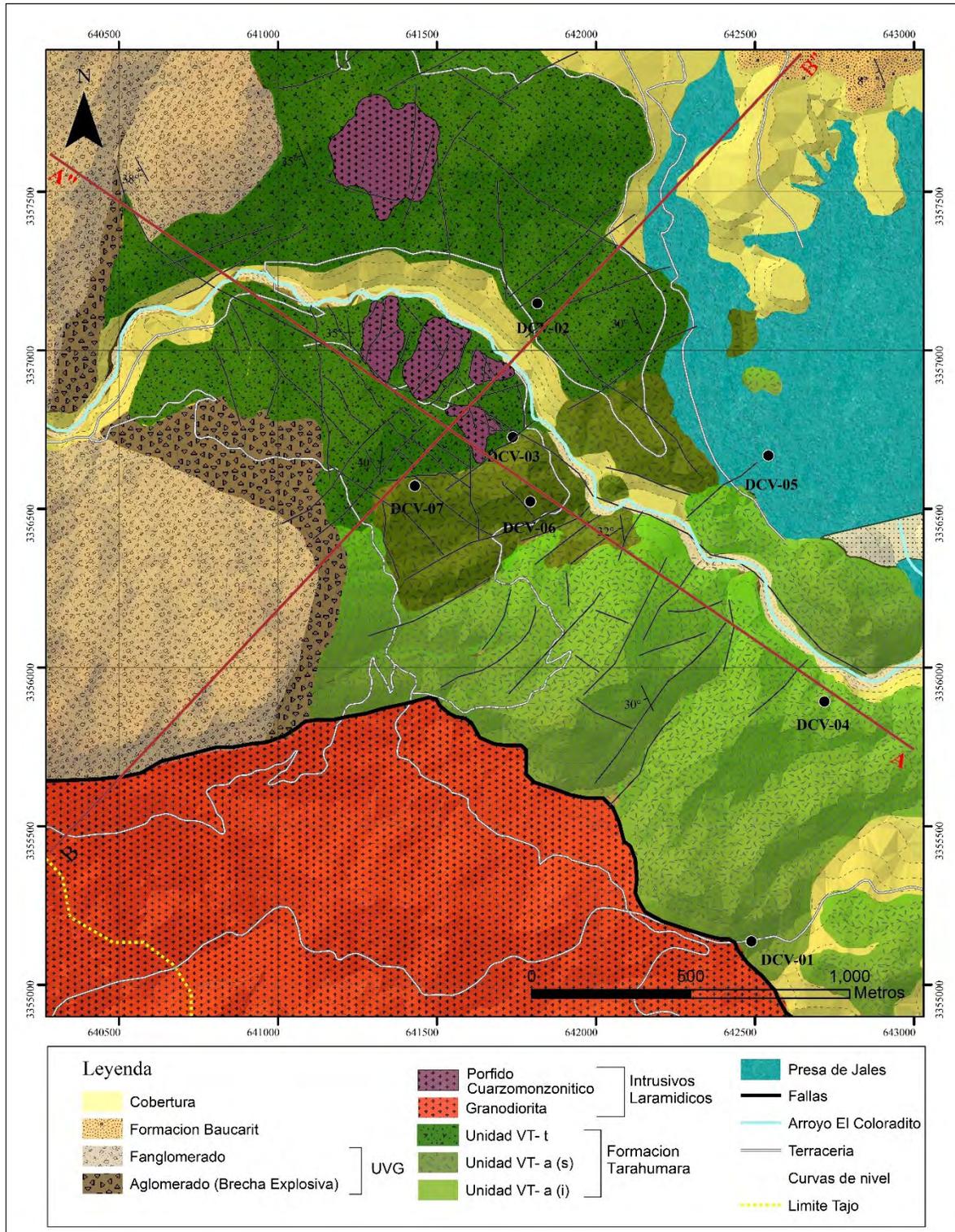


Fig. 4.1.1. Geología local del área La Caridad Vieja.

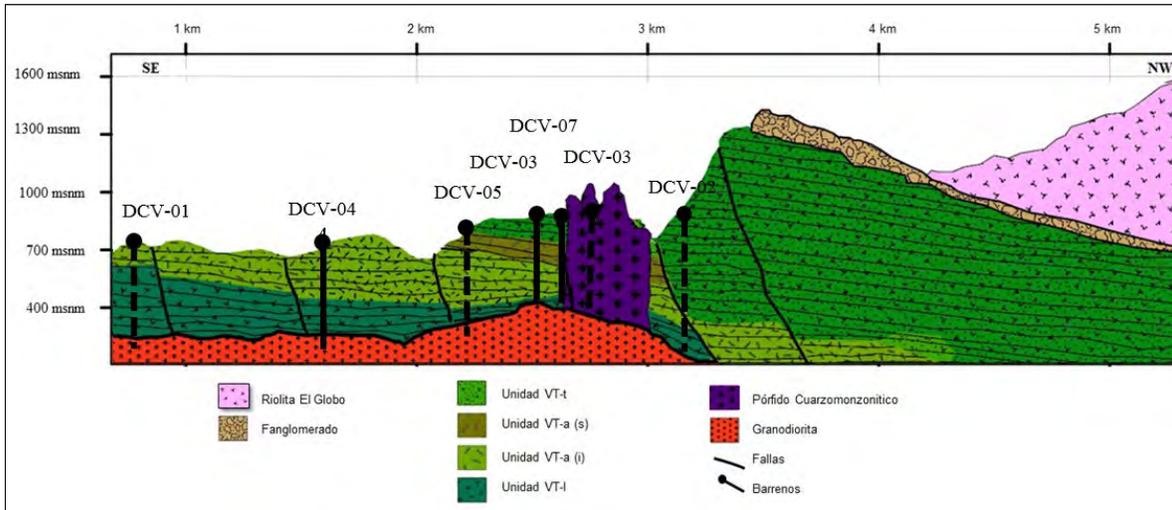


Fig. 4.1.2. Sección A-A'' con orientación NW-SE del área La Caridad Vieja.

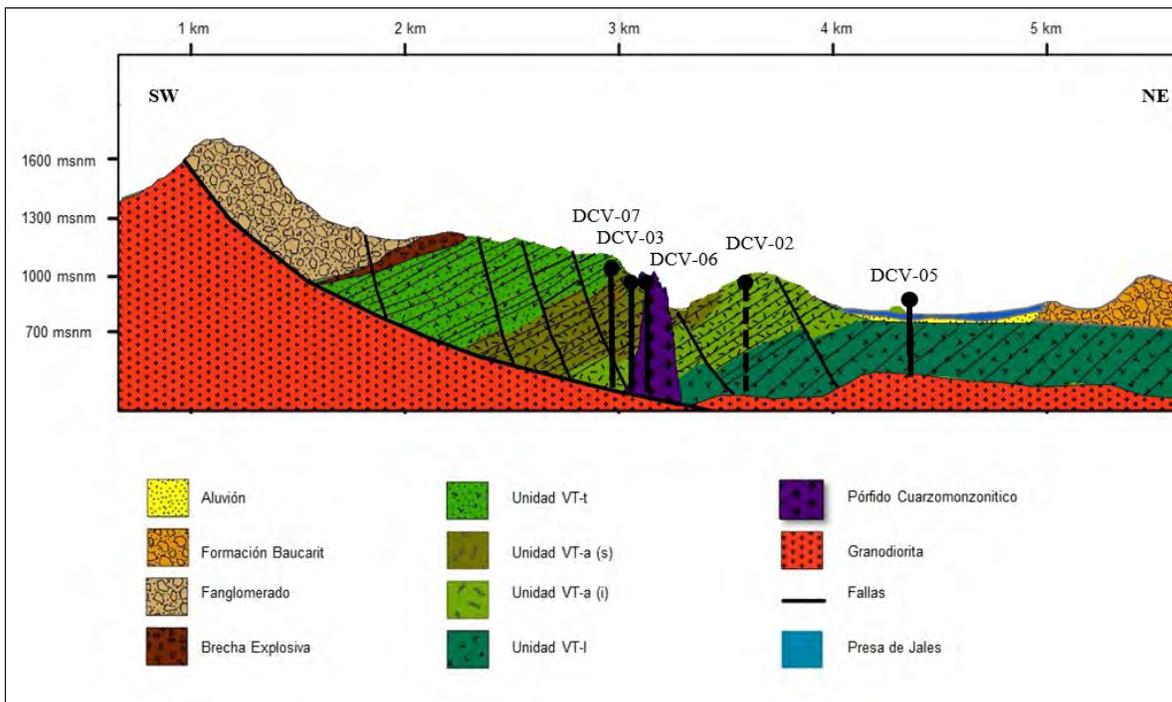


Fig. 4.1.3. Secci3n B-B'' con orientaci3n NE-SW del 3rea La Caridad Vieja.

ERA	PERIODO	EPOCA	UNIDAD LITOESTRATIGRAFICA	ESPESOR (m)	LITOLOGIA	DESCRIPCION	
CENOZOICO	CUATERNARIO	HOLOCENO				Sedimentos Cuaternarios, Conglomerados Recientes y Aluviones.	
		PLEISTOCENO					
	TERCIARIO	NEOGENO	PLIOCENO				
			MIOCENO	Formación Baucarit	90		Secuencia sedimentaria de origen continental, conglomerática ligeramente consolidada, con intercalaciones de areniscas, rocas volcánicas, principalmente flujos de andesitas basálticas y algunos derrames riolíticos.
		PALEOGENO			200		Secuencia volcánica compuesta por tobas vitreas, tobas liticas riolíticas y riolitas, el espesor de este paquete es mayor a los 250m de espesor, se encuentra buzando $\approx 35^\circ$ hacia el W-SW, el origen de esta unidad es correspondiente al volcanismo asociado a la Sierra Madre Occidental durante el Oligoceno.
					300		Conglomerado polimictico, pobremente clasificado, existe una variación considerable del tamaño de los clastos, desde pocos centímetros hasta decenas de centímetros, los fragmentos de roca son de formas subangulosas a subredondeadas y están conformados por andesitas, granodioritas, dioritas y pórfido cuarzomonzonítico los cuales están cementados por una matriz ferruginosa color rojo-oscuro, presenta horizontes de coladas volcánicas intercaladas.
					50		Brecha volcánica polimictica, pobremente clasificada, principalmente compuesta por fragmentos >1 cm a bloques >2 m de rocas volcánicas alteradas, intensamente silicificadas, las cuales están muy bien cementadas por una matriz ferruginosa color marrón muy silicificada que conforma $>15\%$ de la roca.
		EOCENO					Pórfido Cuarzomonzonítico (51.95 ± 0.4 M.a)
		PALEOCENO					Granodiorita (55.5 ± 1.9 M.a)
		MESOZOICO	CRETACICO	SUPERIOR	Formación Tarahumara	350	

Fig.4.1.4. Columna estratigrafía del área de estudio.

4.2.- Secuencia Volcánica Tarahumara

Este paquete de rocas volcánicas tiene una amplia distribución en el área de estudio, y es la roca encajonante de los stocks mineralizados presentes en esta zona, por lo que cerca de estos cuerpos intrusivo presenta un fuerte fracturamiento y alteración hidrotermal, la cual en algunas partes llega a ser penetrativa. Este paquete de rocas volcánicas es correlacionable con la Formación Tarahumara, y algunas de sus unidades presentan una clara pseudoestratificación, con una inclinación de $30-35^\circ$ al oeste-suroeste. Por sus características texturales y mineralógicas que la distinguen localmente, este paquete de rocas volcánicas puede ser dividida, de manera informal, en tres unidades denominadas como VT-I, VT-a y VT-t.

Unidad VT-1

La unidad VT-1 consiste de un paquete de flujos volcánicos de composición latita que no afloran en superficie, y solo se identificaron durante la descripción de los testigos obtenidos mediante barrenación de diamante localizados en el área de La Caridad Vieja, esta unidad se ubicó en los barrenos DCV-02, DCV-03, DCV-05, DCV-06 y DCV-07 a diferentes profundidades, se calcula que puede alcanzar más de 150 m de espesor, y se puede considerar que corresponde a la base de la secuencia volcánica que aflora dentro del área de estudio. Las rocas que componen esta secuencia presentan un color gris-verdoso, textura ligeramente porfídica con fenocristales de plagioclasas de <2 mm en tamaño, regularmente alterados a arcillas, con una débil a moderada oxidación de sus ferromagnesianos (Fig. 4.2.A).

En sección delgada, se observa preferencialmente una textura porfídica con fenocristales de plagioclasas de <1-2 mm en tamaño en un 35% del volumen total y regularmente alterados a sericita + arcillas; se tiene feldespato alcalino en un 15% y menor presencia de cuarzo en forma de “ojos” de <2 mm de diámetro y en menos del 5% del volumen total. En calidad de accesorios se tiene la presencia de fenocristales de hornblenda y piroxeno de <1-2 mm en tamaño alcanzando un 6% y 2%, respectivamente, y los cuales no presentan alteración evidente. Toda esta fracción cristalina es sostenida dentro de una matriz microcristalina moderada a fuertemente alterada a sericita (Fig. 4.2B). Por su textura y composición se la litología de esta unidad se clasifica como una roca volcánica de composición latita de cuarzo.

La unidad VT- 1 esta moderadamente alterada a cuarzo-sericita, con pirita fina diseminada en un 2%, cortada por delgadas vetillas (1-3 mm) de pirita-calcopirita (Fig. 4.2 C). En las figuras 4.2C y D, se puede apreciar la continuidad de esta unidad a diferentes profundidades, donde se mantiene textura y composición similares, variando solo en intensidad de alteración y presencia de sulfuros.

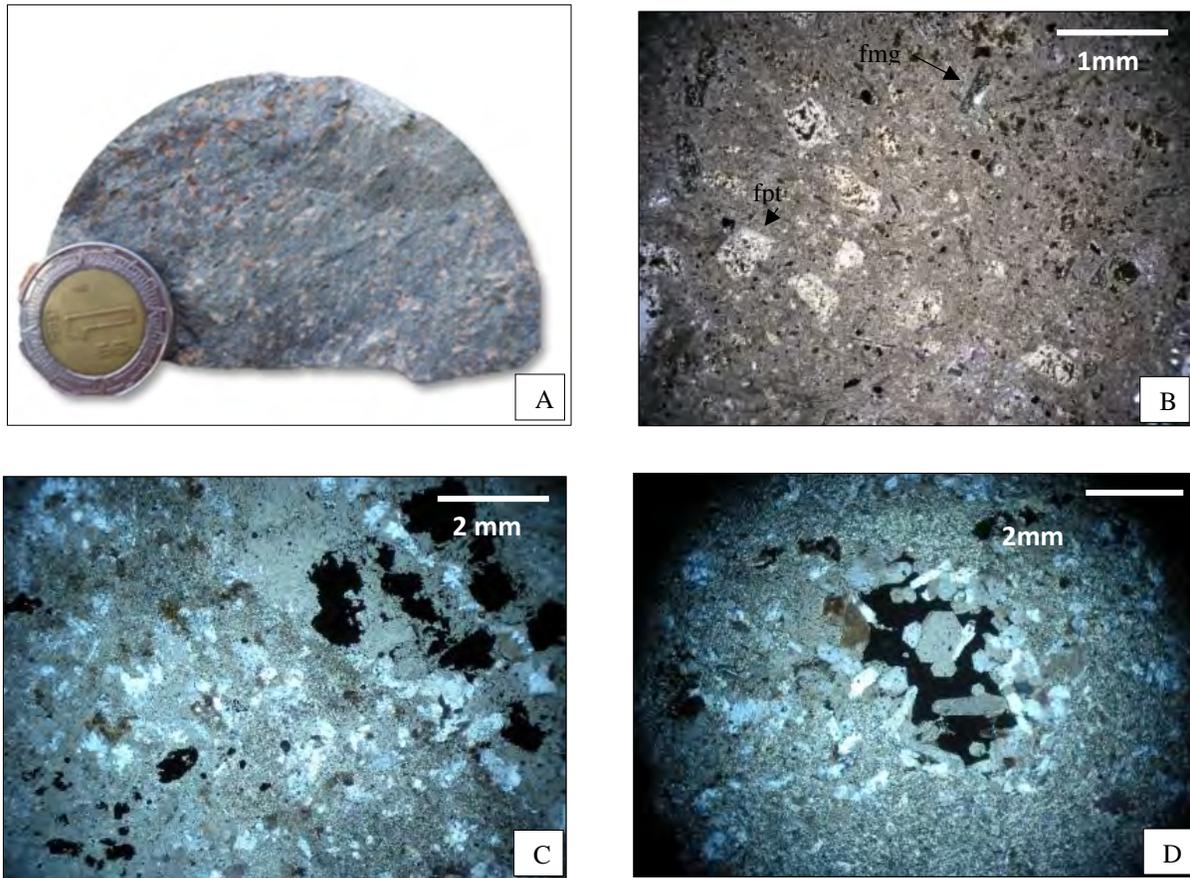


Fig. 4.2.- Fotografía y microfotografías de muestras de la unidad VT-1 recolectadas a distintas profundidades en distintos barrenos. A) muestra de mano del barrenos DCV-02 a 61.5m de profundidad, se observan fenocristales de plagioclasas y cristales ferromagnesianos, inmersos en una matriz fina microcristalina, B) sección delgada, mostrando fenocristales subeudrales de plagioclasas alteradas a arcillas, con cristales oscuros de anfíbol y piroxenos de < 2mm en tamaño, sostenidos en una matriz fina alterada a cuarzo-sericita, en C) sección delgada de muestra obtenida del barrenos DCV-05 a 561.3m, se observan feldespatos alterados a arcillas y la matriz con una fuerte alteración cuarzo-sericita, pirita diseminada y vetillas tipo B de cuarzo-pirita-calcopirita en la esquina superior derecha, D) microfotografía de la muestra DCV-06 a 275.65m, donde se tienen matriz con una intensa alteración cuarzo-sericita, con pirita diseminada con intercrecimientos de cuarzo.

Unidad VT-a

Esta unidad ha sido dividida en dos, la parte inferior VT-a (i) y la parte superior VT-a (s), la cual tiene una amplia distribución en la parte central del área (Fig. 4.1). La parte inferior de esta unidad aflora en la parte sureste del área de estudio y al parecer es la zona más erosionada y de menor elevación topográfica, el espesor de esta unidad se calcula en ~150 m. En superficie esta unidad presenta una coloración gris-verdosa, con ciertas variaciones texturales donde VT-a (s) presenta una textura porfídica y VT-a (i), es ligeramente porfídica. Los fenocristales en las rocas VT-a (i) y VT-a (s) corresponden a feldespatos alterados a arcillas, en las rocas que corresponden a VT-a (s), sus tamaños son del orden de 3-5 mm, y en VT-a (i) se presentan de <3mm. Esta unidad presenta ciertos tintes rojizos por efecto de oxidación (Fig. 4.3A).

En sección delgada se aprecia una textura porfídica con fenocristales de plagioclasas ligeramente orientados y con tamaños de <3mm, y alcanzando un 30% del volumen total de la roca. Se tiene la presencia de hornblenda acompañada de piroxenos en un 10 y 5% respectivamente, con tamaños del orden de <2 mm (Fig. 4.3B). Esta unidad también se identificó a diferentes profundidades durante la descripción de barrenos DCV-02, DCV-03, DCV-05, DCV-06 y DCV-07. Las rocas de esta unidad que están más cercanas a los stocks cuarzomonzoníticos corresponden a las VT-a (s), las cuales presentan una fuerte alteración argílica avanzada compuesta de alunita-pirofilita-dickita-caolinita y vetillas de alunita; en cambio, en las zonas más alejadas de los stocks, la roca VT-a (i), muestra una alteración argílica (caolinita-illita-esmectita), en partes de moderada a intensa. De la misma forma, las rocas correspondientes a VT-a (i) presentan mineralización metálica, principalmente de pirita diseminada y algunas vetillas de calcopirita, esfalerita, galena, mientras que en VT-a (s), adicionalmente se identificaron acantita y anomalías de oro y plata.

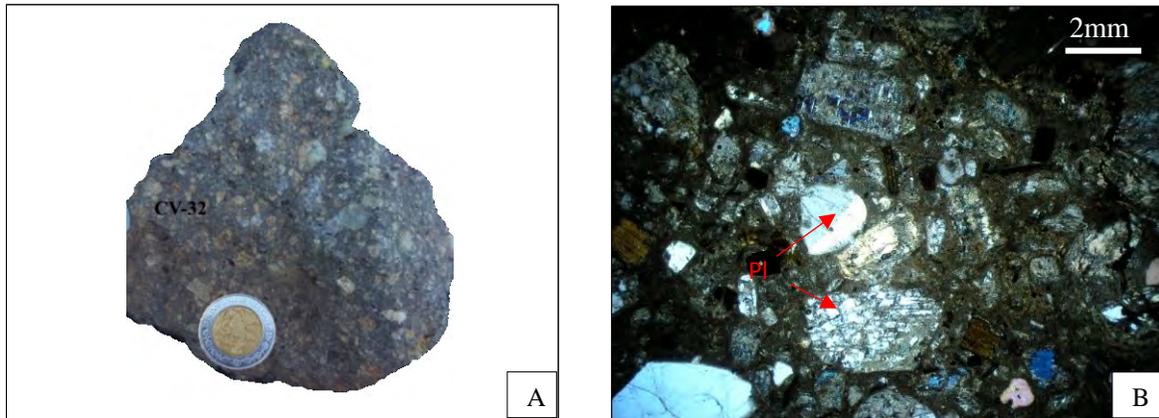


Fig. 4.3 A) Fotografía de la muestra CV-32 recolectada en afloramiento, se observan grandes fenocristales de feldspatos (plagioclasas y feldspatos alcalinos) de 2-3mm en tamaño de color claro por efecto de alteración, y algunos tintes rojizos producto de la oxidación. B) Microfotografía de la muestra CV-32, con fenocristales de plagioclasas alteradas a sericita, anfíbol y piroxenos coloreados de <2mm, sostenidos en una matriz fina con débil alteración cuarzo-sericita.

Unidad VT-t

Esta unidad corresponde a la cima de la secuencia volcánica de La Caridad Vieja, y se ubica muy cerca de los cuerpos hipabisales mineralizados, aflora en la porción este-noreste del área de estudio (Fig. 4.1), y consiste de un paquete de tobas líticas pseudo-estratificadas inclinadas de 35 a 40° al suroeste (Fig. 4.4 A), con un espesor aproximado de 250 m. Las tobas líticas presentan delgados horizontes de <1cm a >3cm de espesor (Fig. 4.4B), compuestos de cristales de plagioclasas de < 1mm en tamaño, acompañados de cuarzo (<1 mm) y algunas formas irregulares de posibles fragmentos con formas angulosas (de <1 a 3 cm), y acomodados siguiendo la pseudo-estratificación. Toda esta fracción cristalina y lítica es sostenida en una matriz fina alterada a sericita y débilmente silicificada (Fig. 4.4C).

En sección delgada, estas rocas presentan una textura piroclástica con delgados horizontes de <2 hasta 4 mm de ancho, compuestos de material fino cristalino con pequeños cristales de plagioclasas de <0.05 mm formado las bandas más gruesas, alternando con horizontes más finos del tipo ceniza (Fig. 4.4C). Esta unidad, y cerca de los stocks, es cortada por una serie de vetillas de alunita de 1-5 mm de espesor, regularmente alineadas pero en partes pueden formas pequeñas y erráticas zonas de “stockwork”.

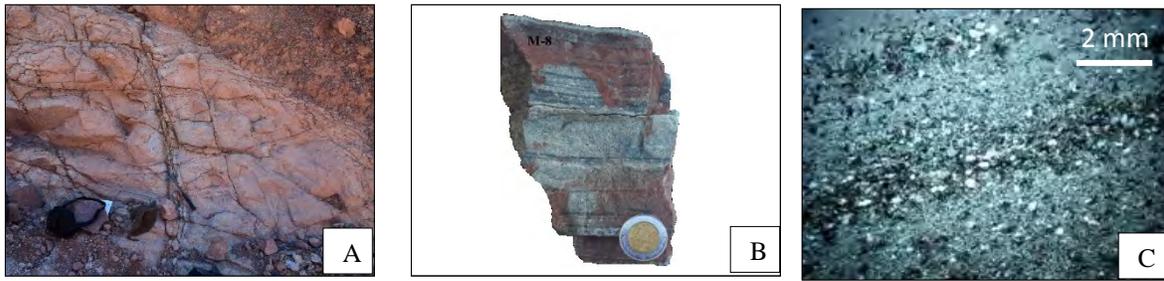


Fig. 4.4. A) Afloramiento de la Unidad VT-t, cortada por con algunas vetillas de cuarzo; B) muestra de la Unidad VT-t recolectada en afloramiento, se aprecia la pseudoestratificación y oxidación; C) Microfotografía de la muestra M-8, donde se aprecian cristales de cuarzo y plagioclasas en horizontes delgados con intercalaciones de material fino y grueso.

La roca ha sido afectada por una moderada a fuerte alteración de alunita + caolinita + illita, además de presentar una intensa oxidación. En superficie, presenta una moderada oxidación que en partes sigue planos de pseudo-estratificación de esta unidad (Fig. 4.5A y B), y en su parte superior presenta variaciones texturales debido a una intensa alteración hidrotermal, presentando un color gris-claro, textura ligeramente porfídica con fenocristales subhedrales de cuarzo de <1mm en tamaño, con presencia de pequeñas oquedades de formas irregulares que le dan un aspecto “vuggy” a la roca (Fig. 5.5C y D) producto de una intensa alteración argílica que afecta a los feldespatos, que cubre parcial y en partes totalmente la textura y composición original de la roca. En sección delgada, se aprecia una pasta fina fuertemente alterada a sericita-arcillas con una moderada silicificación (Fig. 4.5E y F), donde resaltan “ojos de cuarzo y algunas oquedades que corresponden a feldespatos lixiviados (Fig. 4.5E), con presencia de minerales del tipo: alunita-dickita, caolinita, illita, con presencia de vetillas de alunita y minerales opacos, principalmente pirita y enargita (Fig. 4.5F).

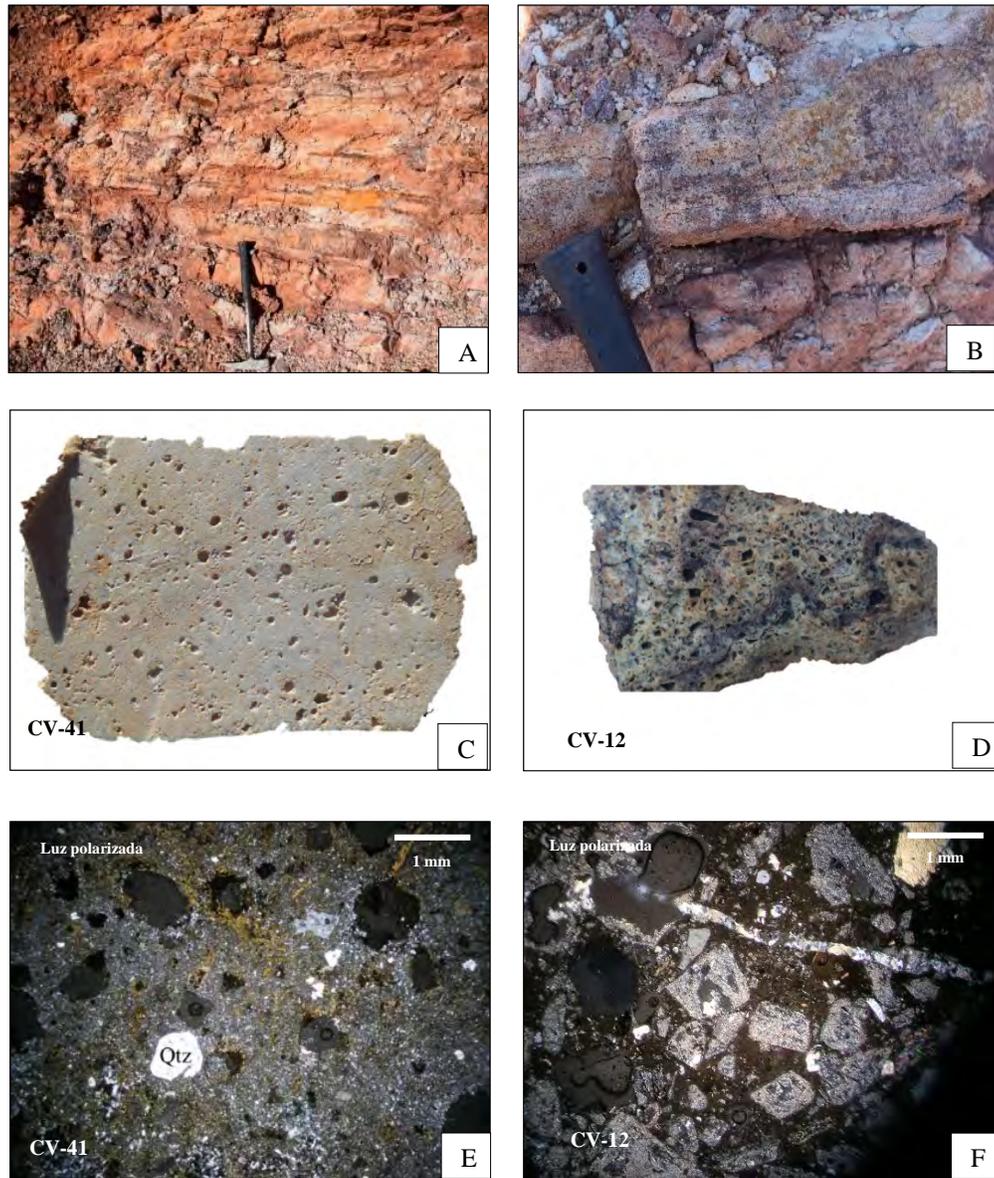


Fig. 4.5A y B) Afloramiento de la parte superior de la Unidad VT-t, con óxidos de hierro a lo largo de los planos de la pseudoestratificación, C) Muestras de mano de la parte superior de la Unidad VT-t, se aprecian las oquedades, pequeños cristales de cuarzo en forma de “ojos” de <1mm diámetro, D) Muestra de mano de la parte superior de la Unidad VT-t recolectada en afloramiento, donde se observa la desintegración de los feldespatos por la alteración, E) Microfotografía de la muestra CV-41, se aprecian fenocristales redondeados de cuarzo y una matriz fina alterada a arcillas y silicificada, F) Sección delgada de la muestra CV-12 donde se aprecia la matriz y los feldespatos alterados a minerales arcillosos, además de vetillas de cuarzo.

4.2.- Unidad Volcánica El Globo

Las rocas que corresponden a esta secuencia afloran principalmente al oeste-noroeste del área de estudio (Fig. 4.1), y sobreyaciendo discordantemente a la secuencia volcánica de la Caridad Vieja (Unidad Volcánica Tarahumara) (Fig. 4.1). La Unidad Volcánica El Globo conforma un paquete de rocas volcánicas iniciando con una etapa de brechas volcánicas explosiva, pasando por una serie de tobas y eventos piroclásticos-epiclásticos a flujos de composición riolítica en sus partes superiores. Esta secuencia ha sido dividida informalmente, de la base a su cima en tres unidades: Brecha volcánica explosiva, Fanglomerado y Riolita El Globo.

Brecha volcánica explosiva

La base de esta secuencia está conformada por una brecha volcánica explosiva polimictica depositada directamente encima y en discordancia con la unidad VT-t. Esta brecha volcánica se extiende en gran parte del lado oeste del área de estudio (Fig. 4.1), conformando una topografía muy irregular con saltos que pueden ser apreciados a distancias considerables (Fig. 4.6A).



Fig.4.6 A) Afloramiento de la brecha explosiva volcánica mostrando las formas irregulares en superficie, B) fotografía mostrando detalle de la brecha volcánica, con fragmentos angulosos claros félsicos sostenidos en una matriz vítrea, C) microfotografía de la muestra CV-03, donde se aprecian cristales de cuarzo (<0.2mm) y fragmentos (frag) angulosos de rocas volcánicas lito-cristalinas silíceas sostenidos en una matriz desvitrificada, todos ellos sostenidos en una matriz oscura vítrea (vidrio volcanico).

Este paquete puede alcanzar un espesor de aproximadamente 30 metros y está compuesta de fragmentos angulosos de rocas volcánicas de color claro del tipo riolita con texturas variables (afaníticas y porfídicas), acompañados de clastos de brechas

(reebrechados), todos ellos sostenidos en una matriz de color rojizo-marrón, la cual conforma más del 25% del volumen total de la roca (Fig. 4.6B). En sección delgada se pueden apreciar fragmentos de roca intensamente silicificados, angulosos y pequeños cristales de cuarzo en forma de “ojos” sostenidos en una matriz vitrea (Fig. 4.6C).

Fanglomerado

Sobreyaciendo a la brecha volcánica explosiva se presenta el fanglomerado (Fig. 4.7A), el cual presenta delgados horizontes de la brecha volcánica interestratificados en su base, sugiriendo eventos contemporáneos en su inicio.

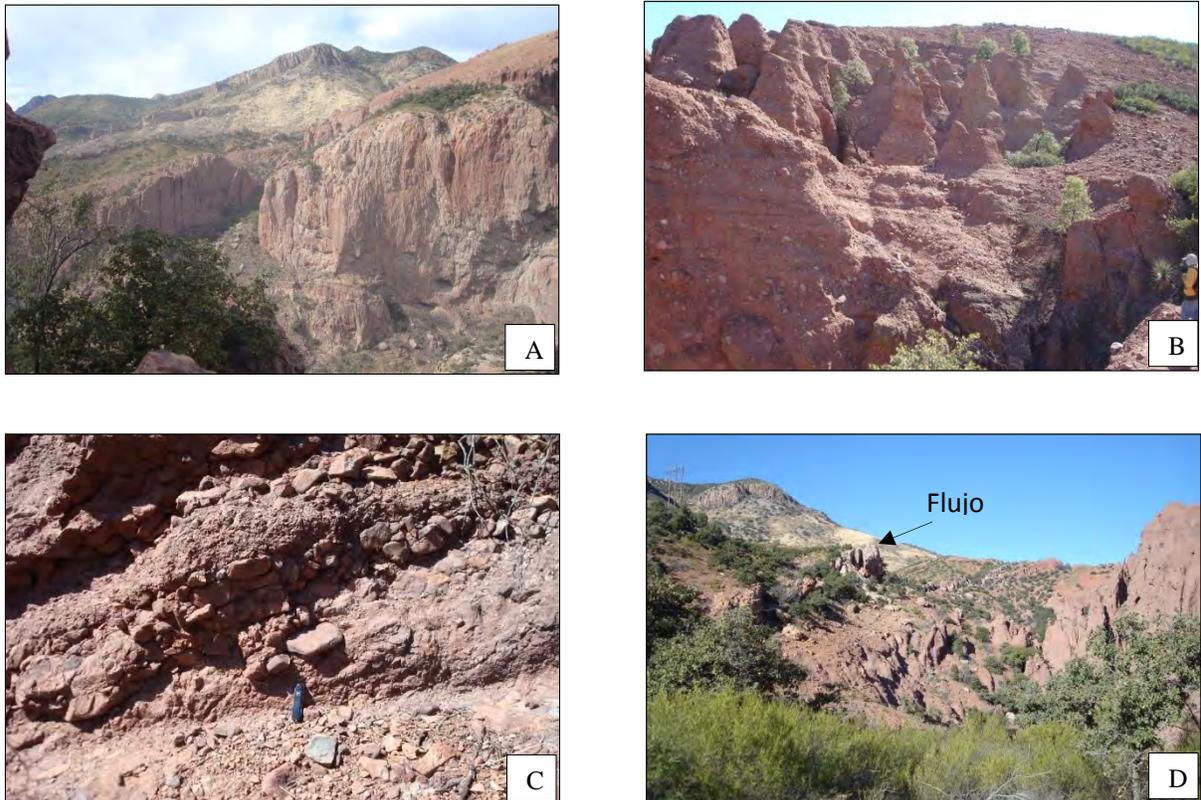


Fig. 4.7.- Fotografía de afloramiento de la unidad del Fanglomerado. En A) panorámica del contacto por discordancia entre las volcánicas Tarahumara del Paleoceno y el Fanglomerado B) Se presentan en la parte inferior de esta unidad, erosión en el Fanglomerado con formas cónicas (morros), compuestos de fragmentos de hasta 10 - >25cm en tamaño, C) acercamiento de una parte conglomeratica dentro de un ambiente fluvial en la parte media de esta unidad, mostrando cierta alineación de fragmentos, D) presencia de flujo riolíticos-piroclásticos intercalados en la parte inferior de esta unidad.

Los fragmentos en esta unidad son subangulosos a subredondeados y están conformados por fragmentos de andesita, granodiorita y pórfido cuarzomonzonítico, provenientes de las rocas infrayacentes, y se encuentran sostenidos en una matriz ferruginosa-arenosa de apariencia fangosa y de color marrón (Fig.4.6 B y C). La parte inferior de esta unidad está compuesta de clastos más gruesos en su parte inferior con claras evidencias de rellenar zonas negativas. En cambio en su parte intermedia superior del fanglomerado, se tiene una etapa de tranquilidad con un período de profunda erosión, donde se incluyen procesos fluviales, con dirección de flujo del E-NE hacia el W-SW, seguida de una etapa extrusiva piroclástica con algunos flujos riolíticos intercalados en su parte superior. Las rocas volcánicas riolíticas suprayacentes de El Globo, parecen guardar una ligera discordancia con esta unidad (Fig. 4.7 A). En algunas zonas, el fanglomerado parece corresponder a un evento volcánico del tipo explosivo ignimbrítico con tobas intercaladas pumiciticas y flujos riolíticos intercalados.

Secuencia Volcánica El Globo

La secuencia volcánica el Globo (SVG) de ~250m de espesor aflora al noroeste del área de estudio (Fig. 4.1) y está conformado por un paquete de rocas volcánicas delimitadas al oeste por la falla La Caridad, y basculadas ~35° hacia el oeste-suroeste. La secuencia presenta en la base un flujo riolítico con textura esferulítica en partes brechado por flujo (Fig. 4.8.Ay B), el cual está sobreyaciendo de manera ligeramente discordante a la unidad Fanglomerado. En la parte media y superior de la secuencia se encuentran distintas facies como tobas vítreas, tobas líticas riolíticas y riolitas.

Se interpreta que la edad del emplazamiento para las riolitas de la cima de esta secuencia corresponde al Oligoceno Tardío a partir de las edades obtenidas de 24 ± 0.4 M.a en K/Ar en biotita por Livingston (1973), y de 24 ± 0.5 M.a, K-Ar en biotita y sericita por Worcester (1976). Las fuentes potenciales para la emisión del volcanismo que origino la SVG, corresponden a puntos fisúrales los cuales fueron controlados por fallas ligadas a la Provincia Extensional del Basin and Range, representadas en el área de estudio por la Falla La Caridad. Esto sugiere que el magmatismo ocurrido durante el Oligoceno en la región es sincrónico a la extensión cortical, tal y como recientemente se ha documentado en otras áreas de la Gran Provincia Ígnea Silícica de la SMO (Hinojosa-Prieto et al, 2016).

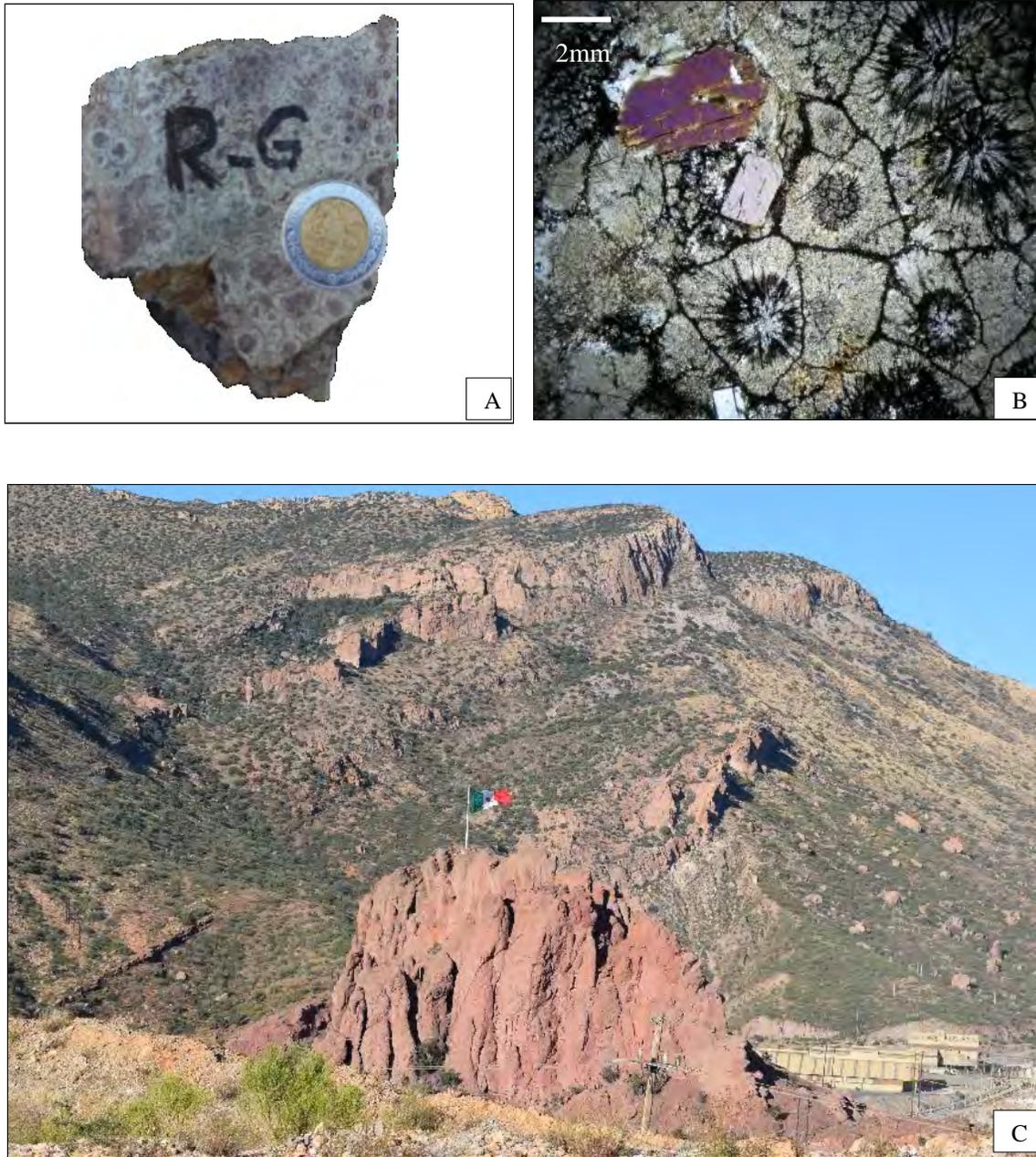


Fig. 4.8 A) muestra de mano de la riolita El Globo, B) seccion delgada que muestra cristales de feldespato alcalino y agujas de cuarzo con crecimiento radial que general la textura esferulitica, C) Afloramiento de unidad volcánica El Globo; en primer plano el Fanglomerado y en segundo plano secuencia de riolitas.

4.3.- Intrusivos de la Caridad Vieja

Granodiorita (TiGrd)

Esta unidad aflora en la posición sur-sureste del área de estudio (Fig. 4.1), y se encuentra en contacto por falla (falla La Caridad) con las rocas descritas como volcánicas Tarahumara. Dentro de esta zona se describieron en forma detallada 7 barrenos, efectuados en una etapa de exploración por Mexicana de Cobre, y donde se recolectaron 4 muestras, dos de superficie y dos de ellas de barrenos. Las muestras en superficie corresponden a la CV-52 y M-29 (Fig. 4.9A, B, D y E), y las muestras de barrenos corresponden a DCV-06 (510) y DCV-07 (610), de las cuales se hicieron secciones delgadas para su estudio petrográfico.

En muestra de mano, las rocas de esta unidad son de un color gris claro, textura granular con feldespatos (feldespatos alcalinos y plagioclasas) entrelazados con ferromagnesianos del tipo hornblenda en calidad de accesorios (4-6%) y dispersos en toda la roca. Aparentemente no se observa alteración hidrotermal y solo en sus ferromagnesianos se observa una débil oxidación.

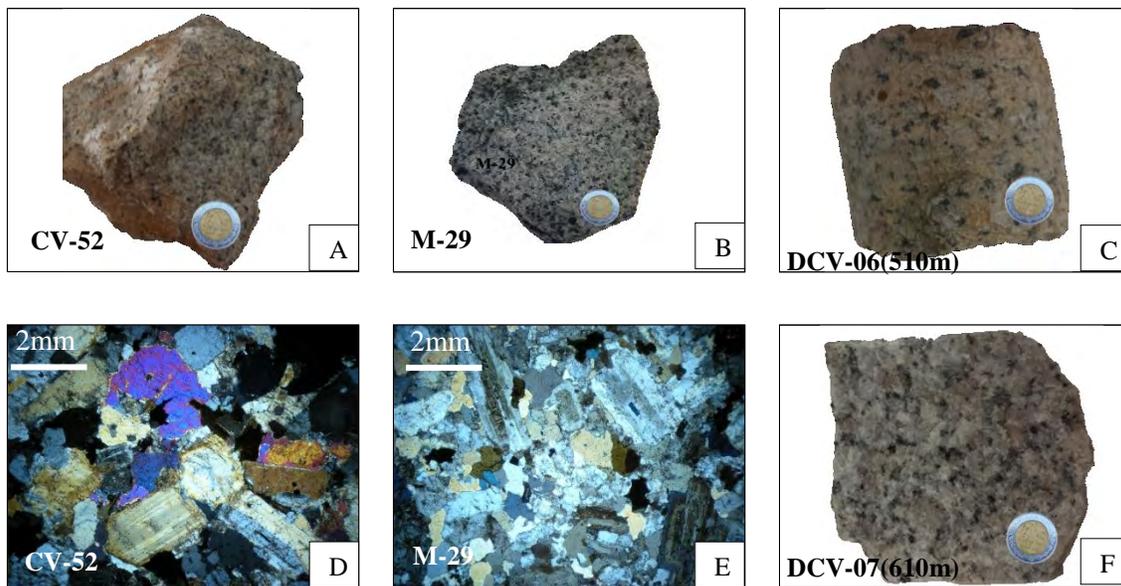


Fig. 4.9.- Fotografías de la unidad Granodiorita. A) tomada en superficie al sur de la Caridad Vieja, B) tomada en superficie al este del tajío La Caridad, C) Tomada del barreno DCV-06 a 510m, D) y E) microfotografía de las muestras CV-52 y M-29 respectivamente, F) tomada del barreno DCV-07 a 610m.

En sección delgada las muestras CV-52 y M-29 presentan una textura hipidiomórfica granular de grano medio, con cristales subedrales de plagioclasas de 2-3 mm y de 35-40% del volumen total de la roca, acompañadas de feldespato potásico micropertítico de <2mm en tamaño y alcanzando un 20-25% del volumen total. Se presenta cuarzo intersticial en un 25-30%, y biotita subhedral menor a 2mm en tamaño y en un 10% (Fig.4.9 D y E). Por sus composiciones y texturas, estas dos rocas fueron denominadas como granodioritas, lo que sugiere por su disposición espacial en esta región se puede interpretar como correspondientes al mismo cuerpo ígneo.

Pórfidos Cuarzomonzoníticos

Esta unidad se ubica en la porción central del área de estudio, y donde se identificaron al menos cuatro cuerpos intrusivos en forma de “stocks” porfídicos de composición predominantemente cuarzomonzonítica y asociados a la mineralización y alteración en la Caridad Vieja (Fig. 4.1). Estos cuerpos se emplazaron a niveles hipabisales de acuerdo a sus variaciones texturales, presentan una actitud subvertical, y están orientados en una dirección NW-SE, se distingue un zoneamiento bien marcado de mayor a menor silicificación en su centro a sus orillas, acompañado de asociación de minerales de alteración del tipo argílica avanzada, como se ha podido apreciar en algunas obras antiguas que fueron desarrolladas sobre estos cuerpos intrusivos.

Estos cuerpos intrusivos presentan una textura porfídica con fenocristales redondeados de cuarzo < 2mm (Fig. 4.10A y B), asimilados en una matriz afanítica de grano fino con una alteración pervasiva de alunita + dickita + silicificación (Fig. 4.10C); mientras que en las partes intermedias y más externas se observan características típicas de los pórfido cuarzomonzoníticos, donde se aprecian fenocristales de cuarzo en forma de “ojos” de 2-3 mm de diámetro (2 % de la roca), y feldespatos alterados a arcillas (Fig. 4.10D), con biotita alterada a sericita, y pirita fina diseminada en <5%, acompañada con vetillas de sulfuros de Cu, principalmente enargita (Figs. 4.10E y F).

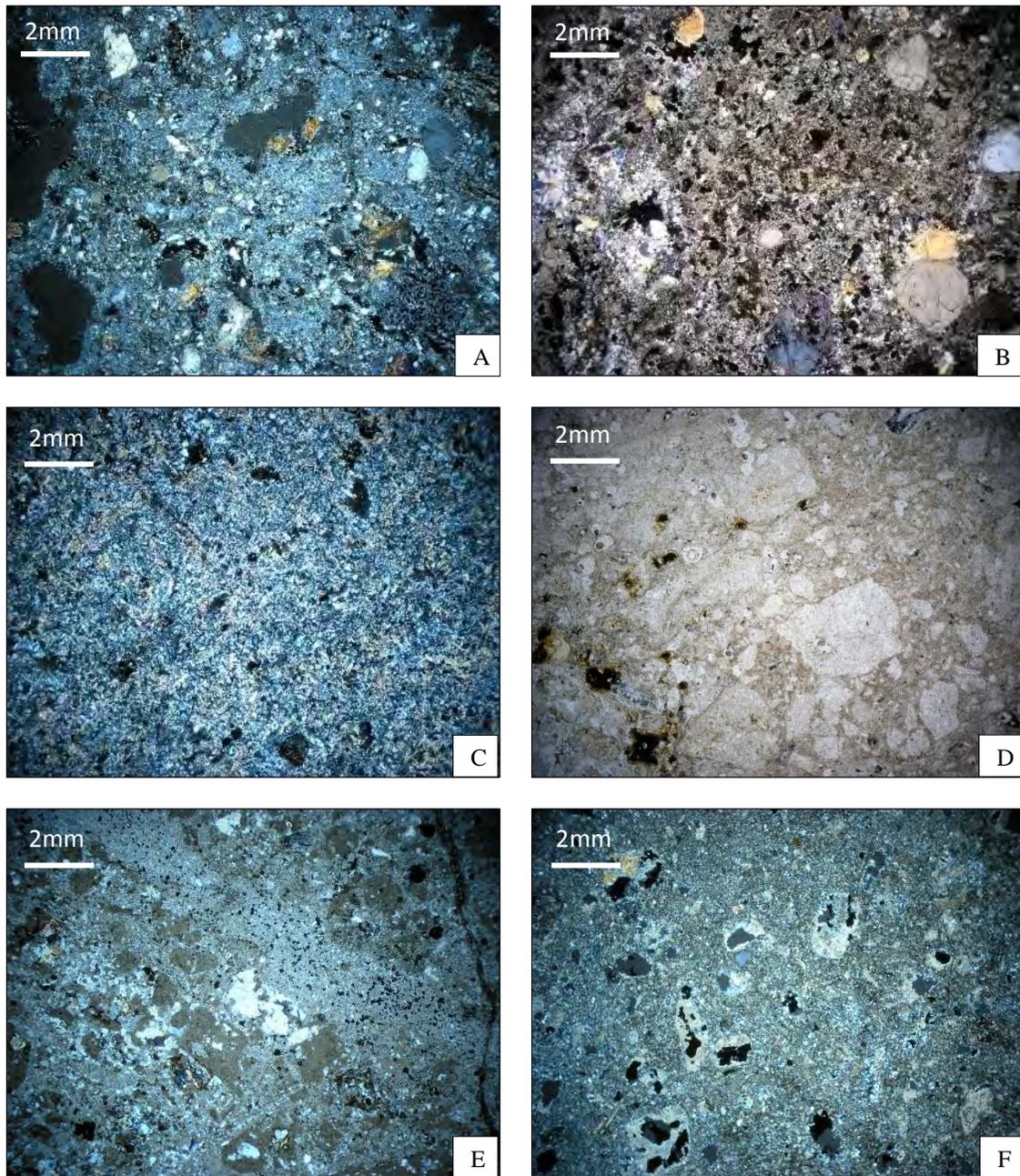


Fig.4.10. Microfotografías de las muestras de los pórfidos cuarzomonzoníticos del área de la Caridad Vieja, A) muestra CV-27 donde se observan cristales de cuarzo inmersos en una matriz silicatada alterada a arcillas, B) muestra OM-40 donde se observan cristales de cuarzo corroídos en su periferia producto del intenso hidrotermalismo, C) muestra CV-22 la cual presenta minerales de alteración del tipo argílica avanzada, D) muestra CV-23 donde los feldspatos se presentan alterados a arcillas, E) muestra CV-14 donde se presentan vetillas de enargita, además se observan cristales rotos diseminados de sulfuros, los cuales están rotos, F) muestra CV-20 con presencia de cristales diseminados de sulfuros rotos y cristales de cuarzo corroídos en los bordes.

4.4 Geología Estructural

En el área de la Caridad Vieja y La Caridad se presentan una serie de estructuras con tendencia regional (Fig. 4.11) y otras más locales que delimitan la topografía de esta zona y que cortan regularmente a las unidades anteriormente descritas (Fig. 4.1.1).

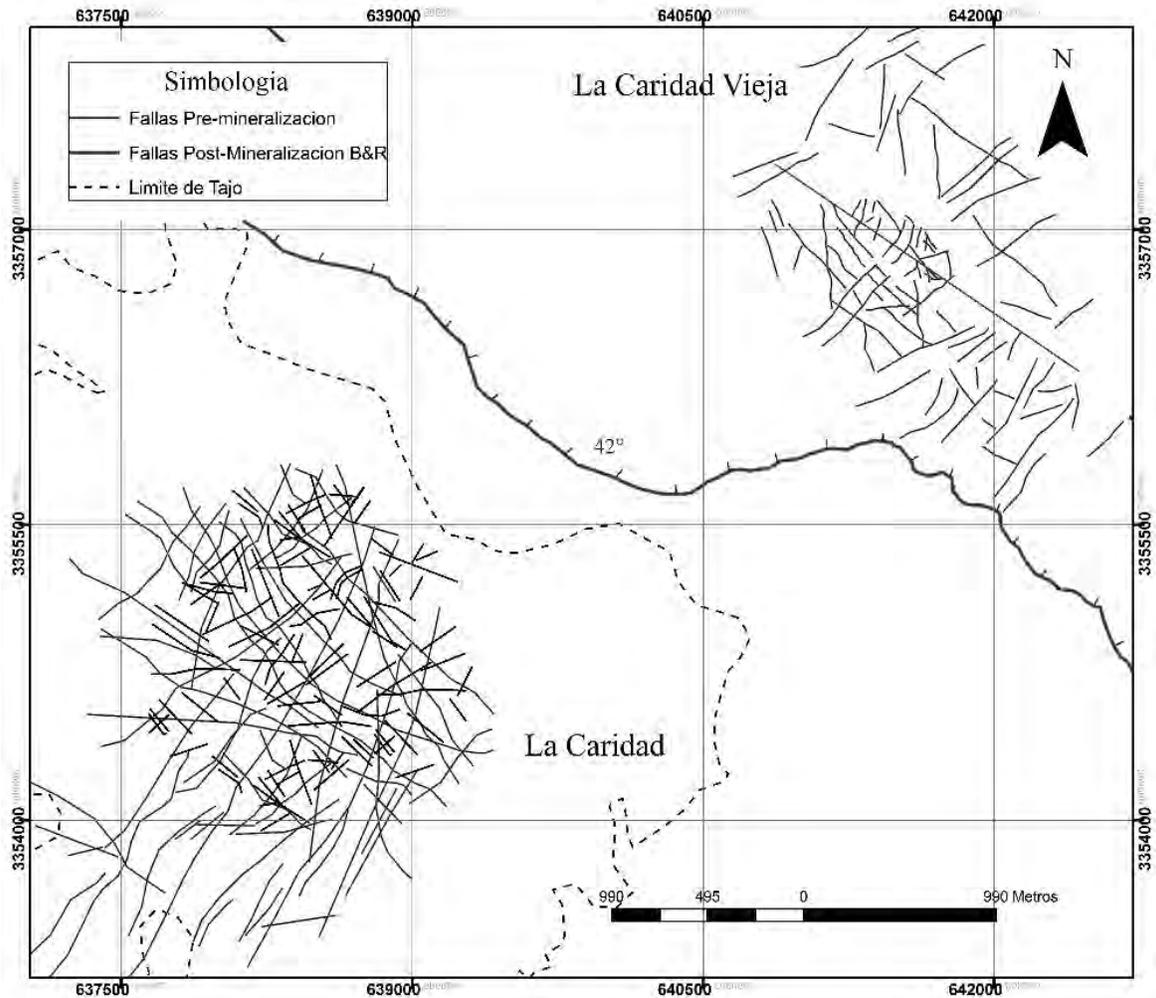


Fig. 4.11.- Mapa de las principales estructuras identificadas en el área de La Caridad y La Caridad Vieja.

A escala local, las unidades litológicas se encuentran basculadas preferentemente hacia el oeste-suroeste, con variaciones al norte-sur, formando grandes bloques escalonados. En la parte central del área de estudio, se tienen una serie de stocks porfídicos de composición cuarzomonzonítica, los cuales hospedan la mineralización de Cu-Au en esta zona y que cortan de manera clara al paquete de rocas de la Secuencia Volcánica de la Caridad Vieja (SVCV), que es correlacionable con la Fm. Tarahumara, en esta parte se distinguen una serie de estructuras que delimitan la periferia de los stocks, y se estima que pudieron jugar un papel

importante en el ascenso de estos cuerpos intrusivos y los fluidos mineralizantes, estas estructuras podrían corresponder a eventos compresivos producto de la orogenia Laramide.

La SVCV presenta estructuras primarias y estructuras secundarias frágiles de las cuales se recabaron datos estructurales para definir su comportamiento y establecer su temporalidad. Dentro de las estructuras primarias se presenta la pseudoestratificación de dicha secuencia volcánica, del cual se recabaron 15 datos y se desarrolló un diagrama de polos y rosetas que muestra un set de estructuras bien definido con dirección de buzamiento preferencial de 227° y buzamientos variables de 38° . (Fig. 4.12)

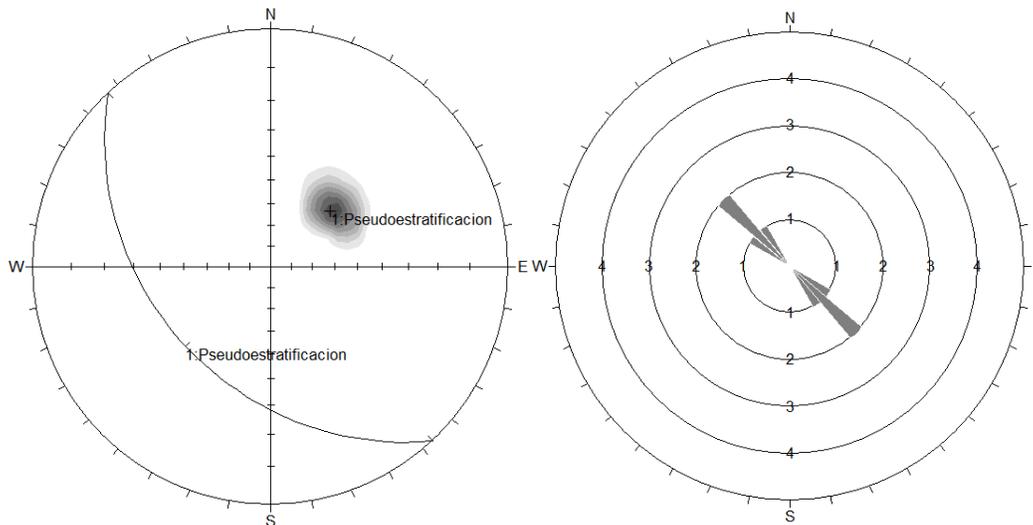


Fig. 4.12.- Diagrama de densidad de polos y roseta para los datos estructurales de pseudoestratificación de la Secuencia Volcanica de La Caridad Vieja.

Dentro de las estructuras de comportamiento fragil en La Caridad Vieja se estudiaron las fallas que afectan a las rocas de la SVCV, correspondiendo a fallas normales y se midieron 40 datos estructurales que definieron cuatro familias, donde el primer grupo de fallas normales (F1), el cual es el mas numeroso presenta direccion de buzamiento preferencial de 52° y buzamiento de 46° (Fig. 4.13), el segundo set de fallas normales (F2) tiene direccion de buzamiento de 127° y buzamiento de 54° (Fig. 4.14), la tercer familia (F3) presenta direccion de buzamiento preferencial de 280° y buzamiento de 71° al noroeste y algunos al suroeste (Fig. 4.13) y el ultimo set de estructuras (F4) tiene direccion de buzamiento de 185° y buzamiento de 59° (Fig. 4.13).

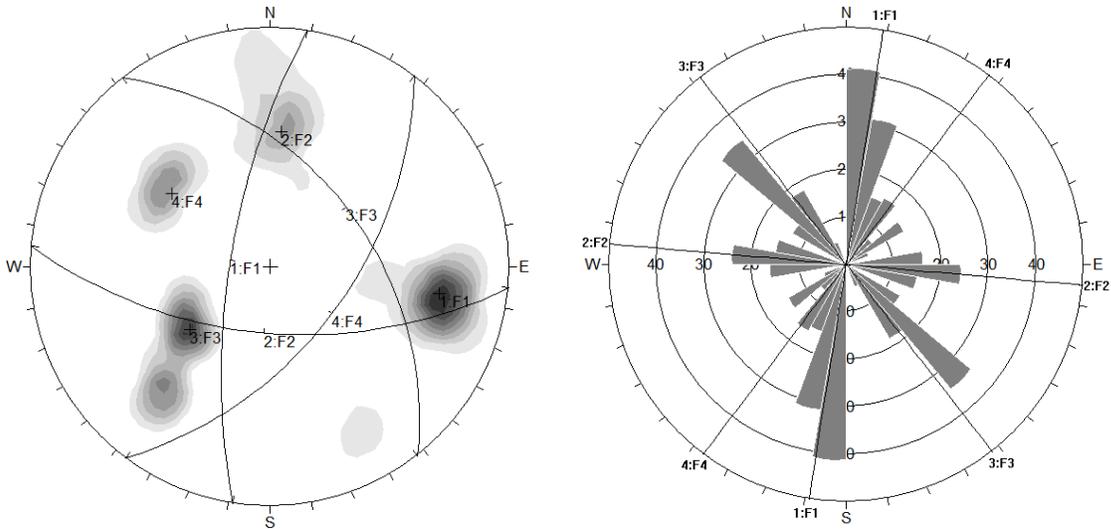


Fig. 4.13 Diagrama de densidad de polos y roseta para los datos estructurales de fallas normales en la Secuencia Volcanica de La Caridad Vieja.

Se interpreta que el primer evento de deformación (D1) produjo el set de fallas normales (F1) con rumbo NW-SE, las cuales tienen persistencia de varias centenas de metros, donde en ocasiones se ven interrumpidas por la familia de fallas (F2) con rumbo NE-SW y el set de estructuras (F3), los cuales son producto de un evento de fallamiento posterior (D2), las estructuras de este grupo presentan espaciamiento de algunas decenas de metros, estas fallas tienen un comportamiento paralelo con una tendencia muy bien definida y de acuerdo a relaciones de campo observadas se determinó que algunas producto del evento D2 están desplazando lateral y verticalmente a fallas producto del evento D1. Algunas fallas de las familias D1 y D2 fueron identificadas en los intrusivos cuarzomonzoníticos y en la roca encajante, en obras subterráneas y en superficie y se observó la presencia de mineralización metálica a lo largo de estas y microfracturamiento perpendicular con mineralización.

Los sets de fallas normales F1, F2 y F3 funcionaron como conductos que permitieron el ascenso de los fluidos mineralizadores, en la parte central del área de estudio asociado a estos grupos de fallas se identificaron las zonas con mayor predominancia de sulfuros en vetillas y diseminados, además se identificó microfracturamiento de manera lateral a dichas estructuras, coincidiendo con este control estructural se determinó que en estas zonas se presentan los minerales de alteración con mayor grado de cristalinidad, lo que permite suponer que por estos conductos fue más considerable la presencia de fluidos con más alta temperatura.

Se consideraron 200 datos estructurales ubicados en el área del Pórfido de Cobre de La Caridad, donde se identificaron 3 principales sets de fallas normales (Fig. 4.14), los cuales presentaban el siguiente comportamiento: El primer set de fallas normales (F1) tiene una dirección de buzamiento de 275° y un buzamiento de 65° , el segundo grupo (F2) tiene dirección de buzamiento de 183° en promedio y buzamiento preferencial de 57° , la tercer familia de fallas (F3) ubicadas en La Caridad presenta dirección de buzamiento de 123° y buzamiento de 56° en promedio y F4 tiene dirección de buzamiento de 224° y buzamiento de 48° (Fig. 4.14).

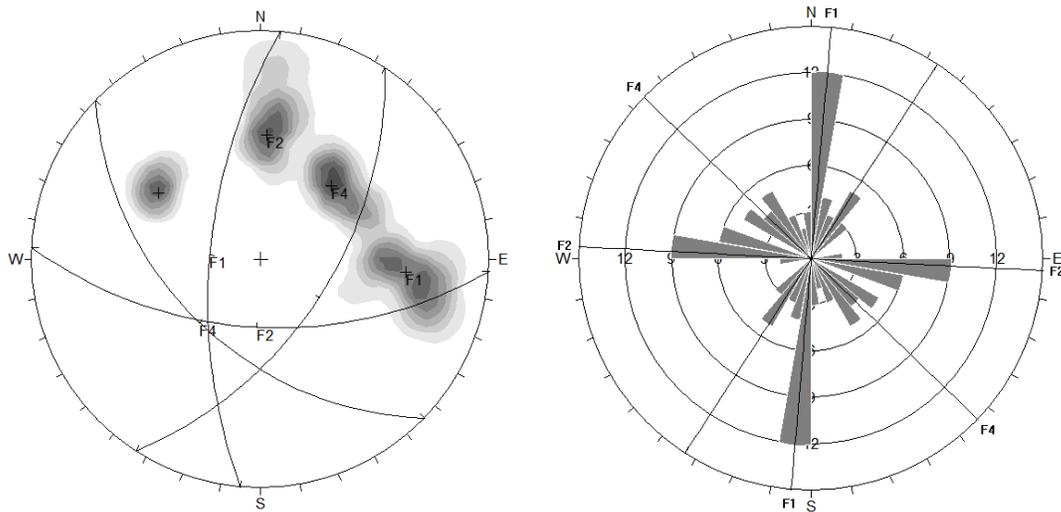


Fig. 4.14 Diagrama de densidad de polos y roseta para los datos estructurales de fallas normales en el área de La Caridad.

Se identificaron estructuras regionales asociadas a un tercer evento de deformación relacionado al evento Basin and Range, dichas estructuras presentan una persistencia del orden de kilómetros, con una tendencia preferencial NW-SE, además de las relaciones de corte que existen entre distintas litologías delimitadas por estas estructuras que corroboran que este evento de deformación corresponde al Mioceno, dentro de este grupo de fallas se presenta la falla La Caridad (FLC) ampliamente documentada (Berchenbriter (1976), Valencia (2005), Rascon-Heimpel (2011), Gomez-Landa (2014)), la cual en superficie tiene una inclinación de 42° y conforme se profundiza disminuye su ángulo hasta presentar una tendencia general en su inclinación de 23° , de acuerdo la interpretación de 7 barrenos (Fig. 4.1.1), esto posiblemente a reactivación de estas estructuras regionales. La traza de la falla

El Coloradito coincide en superficie con el arroyo El Coloradito y se ubicó posteriormente en dos barrenos (Fig.4.1.1 y 4.1.2).

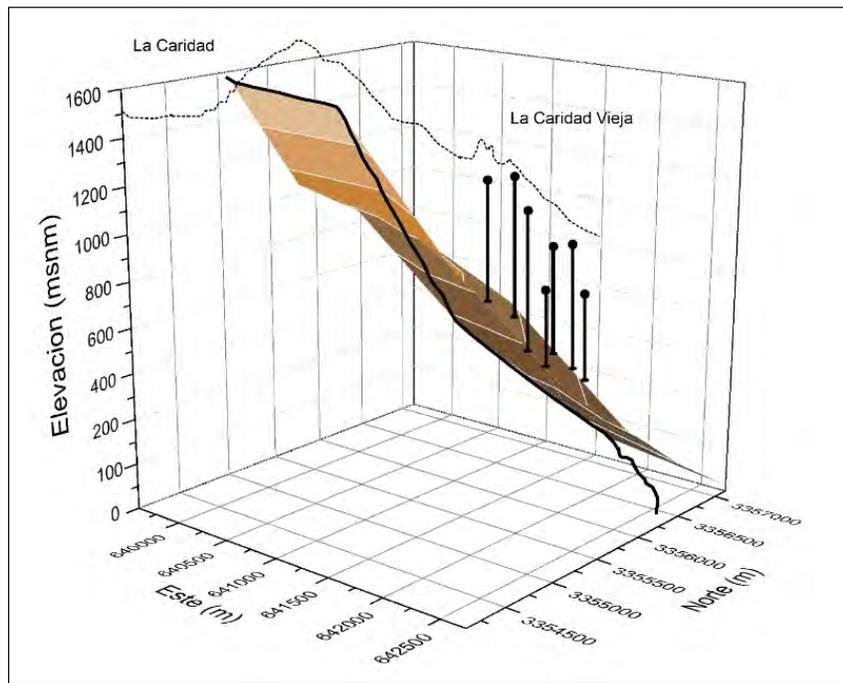


Fig. 4.15. Trazo de la falla La Caridad en superficie y su proyección a profundidad.

Estas estructuras seguramente fueron de gran importancia en los procesos de exhumación y exposición del pórfido La Caridad, además dichas estructuras que se generaron durante el “Basin and Range”, evento precursor de extensas y alargadas cuencas NNW-SSE, donde se depositaron secuencias conglomeraticas de la Formación Baucarit, que se ubican al NE del área de estudio. Sin duda, la falla La Caridad es una estructura importante en el distrito, ya que corta rocas del Oligoceno-Mioceno, y sobre todo que pone en contacto la unidad Fanglomerado (Mioceno) con la Granodiorita de La Caridad (Paleogeno). Descripción de 7 barrenos de diamante muestran que todos ellos cortan a la estructura a distintas profundidades (Fig. 4.1.1 y Fig. 4.1.2), contemporáneas a esta estructura, en el área de La Caridad Vieja, se tienen otras estructuras paralelas a las regionales, como es el caso del arroyo El Coloradito, que se interpretó como una falla normal paralela a la falla La Caridad.

Por último se interpreta como el cuarto evento de deformación a fallamiento presente en las unidades más recientes del área de estudio, las cuales corresponden al Fanglomerado

y a la Unidad Volcánica El Globo, dichas unidades presentan grandes espesores y pendientes muy pronunciadas $>45^\circ$ por lo cual se interpreta esta deformación sea producto de reactivación de fallas a profundidad debido a la gran carga litostática en las unidades que se presenten estratigráficamente por debajo.



Fig. 4.16 Traza de la Falla La Caridad observada de sur a norte.

CAPITULO 5: MÉTODOS ANALÍTICOS

5.1 Introducción

El objetivo de la utilización de técnicas analíticas convencionales en el presente trabajo, es para obtener información acerca de las características de interés geológico-minero más importantes del depósito La Caridad Vieja, como lo son: el estudio mineralógico de minerales de mena y ganga, procesos de mineralización y delimitación de estructuras. La obtención de dicha información es con la ayuda de técnicas como la difracción de rayos-X (XRD), microscopía electrónica de barrido (SEM-EDS), microscopía Raman y Espectroscopía de Infrarrojo (SWIR), además de estudios minerográficos y petrográficos, para conocer información acerca de la roca encajonante de los pórfidos mineralizados, cuya intensa alteración borro toda evidencia de la textura original en las rocas alteradas. Estas técnicas analíticas son de gran importancia, ya que al integrar e interpretar la información generada, son una herramienta que nos permite una mejor comprensión del ambiente geológico de la zona mineralizada, que a la postre nos permita clasificar el modelo del depósito mineral.

En el presente trabajo de investigación se analizaron 390 muestras provenientes de La Caridad Vieja, Sonora, México, las cuales fueron obtenidas a partir de barrenos, muestras superficiales y de obras mineras antiguas, las muestras se agruparon de acuerdo a sus características litológicas, texturales y de asociaciones mineralógicas de mena y alteración a partir de estudios de minerografía y petrografía.

5.2 Espectrometría de reflectancia infrarroja (SWIR)

Para determinar un análisis cualitativo de la mineralogía de alteración en las muestras de roca del depósito La Caridad Vieja, se realizó un análisis espectral mediante el instrumento OreXpress™ SM 3500 (Portable Spectrometer), el cual determina a través del espectro de radiación infrarroja reflejado de una muestra o mineral la composición de ésta.

5.2.1 Principios Teóricos

La espectroscopia es el estudio de la interacción entre la energía como radiación electromagnética (EMR) y la materia. La radiación puede ser absorbida, emitida o dispersada (reflejada o refractada) por la materia. En el caso de la espectroscopia de reflectancia infrarroja, el fundamento en el cual se basa la técnica, es mediante la interacción puntual de un haz de luz infrarrojo con la muestra (sólida, en polvo).

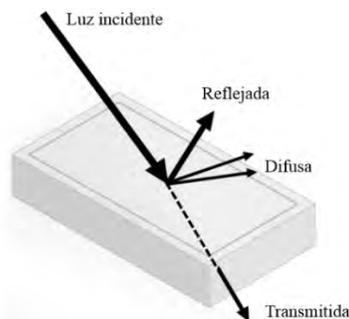


Fig. 5.2.1 Comportamiento de un haz de luz infrarrojo al incidir sobre materia, una parte es reflejada, otra se propaga por el medio en forma difusa o transmitida. Los métodos espectro-métricos (SWIR) miden las propiedades de aquella que ha sido reflejada. (Páez B. Cruz, 2008).

La muestra absorbe la radiación infrarroja según las frecuencias de vibración de sus componentes químicos y la simetría de su celda unidad, experimentando un fenómeno de reflexión y absorción de energía como se muestra en la Figura 5.2.1 la cual, se manifiesta en forma de ondas electromagnéticas que pueden ser analizadas, identificadas y cuantificadas en función de su amplitud y longitud. La técnica de espectrometría de reflectancia infrarroja portátil abarca varias bandas del espectro electromagnético Figura 5.2.2, pero las de interés para identificar minerales en suelos y roca se encuentran en el rango de la región Visible, la banda del infrarrojo cercano (NIR, 750nm-1400nm) y el infrarrojo de onda corta (SWIR, 1400 Nm-3000 Nm) como se observa en la Figura 5.2.3.

Fig. 5.2.2 Espectro electromagnético que muestra las diferencias en longitud de onda, energía y frecuencia para las distintas radiaciones conocidas, con énfasis en la banda infrarroja (Modificado de Ibarra-Castañedo, 2005).

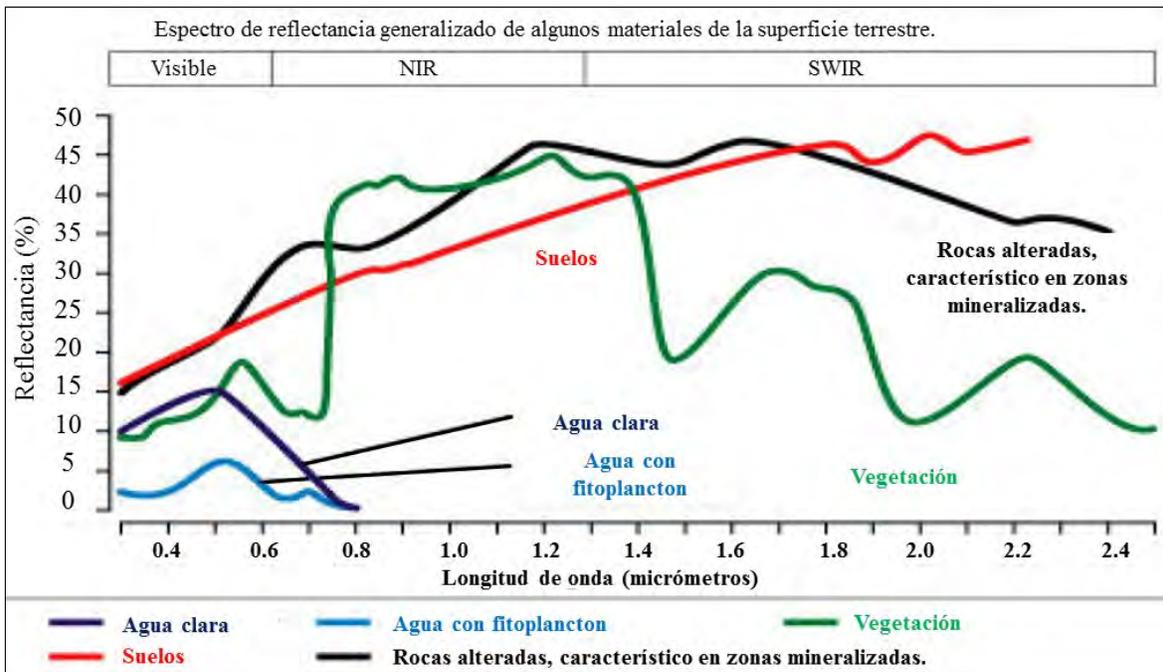
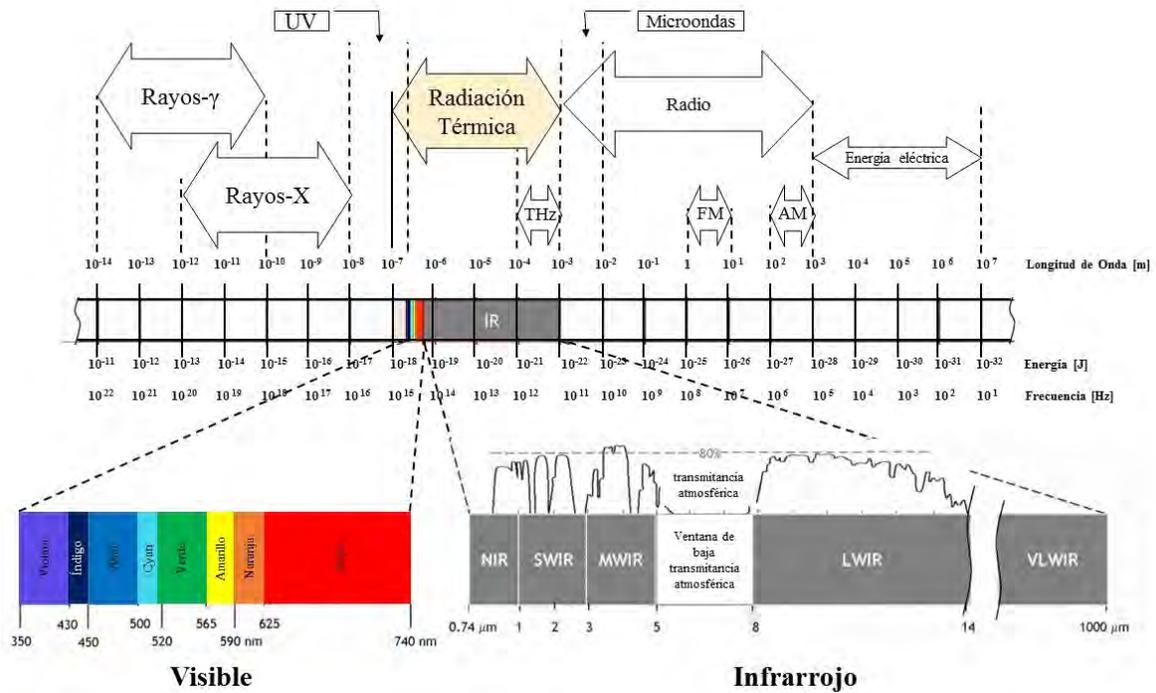


Fig. 5.2.3 Diagrama generalizado mostrando varias regiones del espectro electromagnético que abarcan los espectrómetros portátiles (Modificado de Hauff, 2008).

Tabla 5.2.1. Las posiciones de las relaciones de absorción más comunes.

POSICION	MECANISMO	GRUPO MINERAL
~ 1.4 μm	OH y Agua	Arcillas, Sulfatos, Hidróxidos, Zeolitas
~ 1.56 μm	NH ₄	Especies NH ₄
~ 1.8 μm	OH	Sulfatos
~ 1.9 μm	Agua	Esmectita
2.02-2.12 μm	NH ₄	Especies NH ₄
~ 2.2 μm	Al-OH	Arcillas, Sulfatos, Micas
~ 2.29 μm	Fe-OH	Arcillas-Fe
~ 2.31 μm	Mg-OH	Arcillas-Mg, Orgánicos
~ 2.34 μm	Mg-OH	Cloritas
~ 2.35 \pm μm	CO ₃ ⁻²	Carbonatos
~ 2.35 + μm	Fe-OH	Cloritas-Fe

La espectroscopia de reflectancia portátil ha causado gran impacto en la industria de la exploración, debido a su practicidad y eficiencia, por lo cual es ampliamente utilizada mediante esta técnica es posible obtener información de las asociaciones de minerales arcillosos que son producto de alteración hidrotermal en las rocas. Es posible proporcionar datos in situ en el afloramiento, núcleos de barrenación, chips de muestras; lo cual permite que el geólogo pueda integrar de inmediato varios conjuntos de datos - la geofísica, geoquímica y mineralogía - en el campo - en el afloramiento, y la información se puede aplicar rápidamente para una mejor comprensión de lo que se observa físicamente (Hauff, 2008). Las técnicas de espectroscopia de reflectancia están basadas en las propiedades espectrales de los materiales. Ciertos átomos y moléculas absorben energía en función de sus estructuras atómicas (Hunt, 1977 y Goetz et al, 1982).

Las relaciones de absorción en la región SWIR (Tabla 5.2.1) están en función de la composición del mineral. Estas son manifestaciones de la absorción de energía de la red cristalina desde estados de vibración transicionales. Porque estos estados vibracionales corresponden a distintos niveles de energía, las relaciones de absorción ocurren en posiciones de longitud de onda bien definidas. Los niveles de energía que definen estas longitudes de onda están en función del tamaño del radio iónico de los cationes que forman enlace con las diferentes moléculas. Los enlaces vibran a diferente longitud de onda en función de la longitud del enlace. Porque la longitud del enlace entre un átomo específico y una molécula debe ser consistente, por eso es posible predecir composiciones y cambios composicionales en los minerales analizados (Hunt, 1977).

Los análisis de las muestras del presente estudio se realizaron con un Espectrómetro Portátil OreXpress™ marca Espectral Evolución (Fig. 5.2.4), el cual es propiedad de Grupo México y consiste básicamente en las siguientes partes.

- Fuente de radiación: el espectrómetro abarca el rango completo de UV/VIS/NIR/SWIR, para lo cual incluye una fuente de energía que emite en esa región.
- Discriminador o interferómetro: el más utilizado es el interferómetro de Michelson, el cual consiste de dos espejos y un divisor de haz, el cual separa el haz de luz proveniente de la fuente y los manda hacia ambos espejos, que están a diferente distancia. Y cuando los haces regresan al divisor se origina un espectro de interferencia de todas las longitudes de ondas antes de pasar a través de la muestra (McMahon, 2007).
- Porta muestras: en el caso del equipo portátil OreXpress™, puede analizarse la muestra en roca o en polvo mediante una pistola que tiene una ventana por donde se emite el haz y se direcciona con gran maniobrabilidad, además de contar con un porta muestras fijo sobre el cual se posiciona la muestra.
- Detector: este componente se encarga de transformar la energía comparada, entre la energía reflejada que proviene de la muestra y la de un patrón, a impulsos eléctricos.
- Software: grafica el resultado colocando en la abscisa el rango de longitudes de onda barrido por el instrumento y en la ordenada la intensidad de la absorción del haz emergente de la muestra problema. Se utilizó el software DARWin SP 1.2.5.

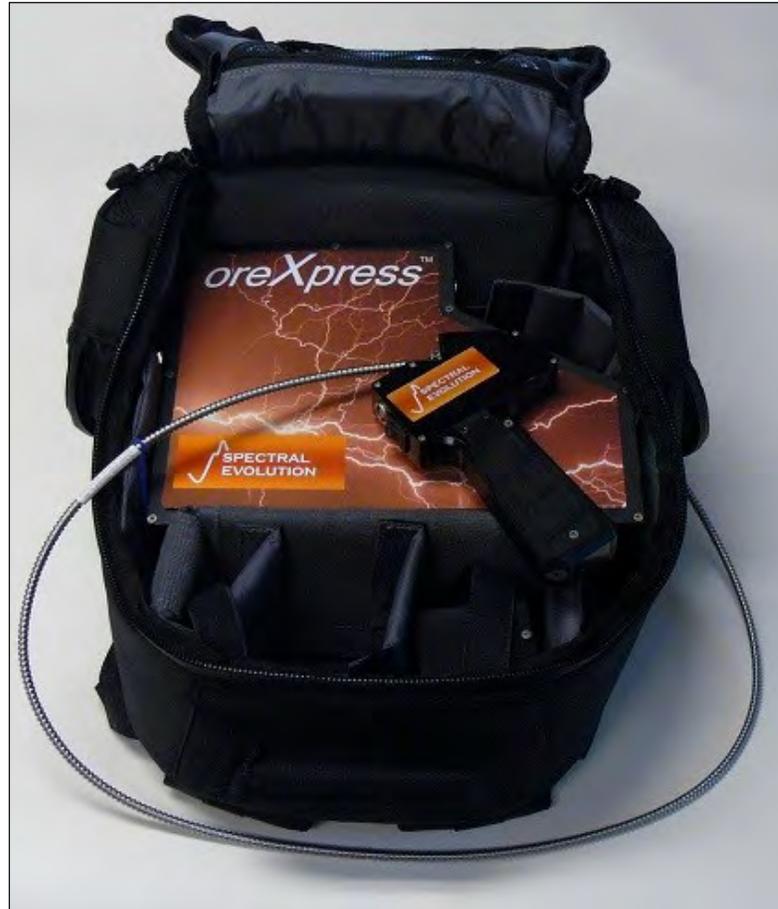


Fig. 5.2.4. Espectrómetro Portátil OreXpress™ marca Espectral Evolución UV/VIS/NIR/SWIR, propiedad de Grupo México.

5.2.2 Procedimiento

El análisis con el equipo OreXpress™ SM 3500 (Portable Spectrometer), se realizó a 390 muestras de roca, recolectadas en afloramientos, obras subterráneas y núcleos de barrenación del depósito la Caridad Vieja (Fig. 5.2.5). Las muestras no se sometieron a ninguna preparación especial previa, ya que para la medición se requiere una superficie plana, evitando la destrucción de la muestra. Las lecturas toman un tiempo entre 10 a 30 segundos, permitiendo un alto número de análisis. En cada muestra se obtiene el espectro de dos o más minerales, indicando su abundancia dentro de la medición. El mineral de mayor abundancia se denomina “mineral 1”, mientras que el mineral de menor peso se conoce como “mineral 2” o “mineral 3” y así sucesivamente (Anexo B).

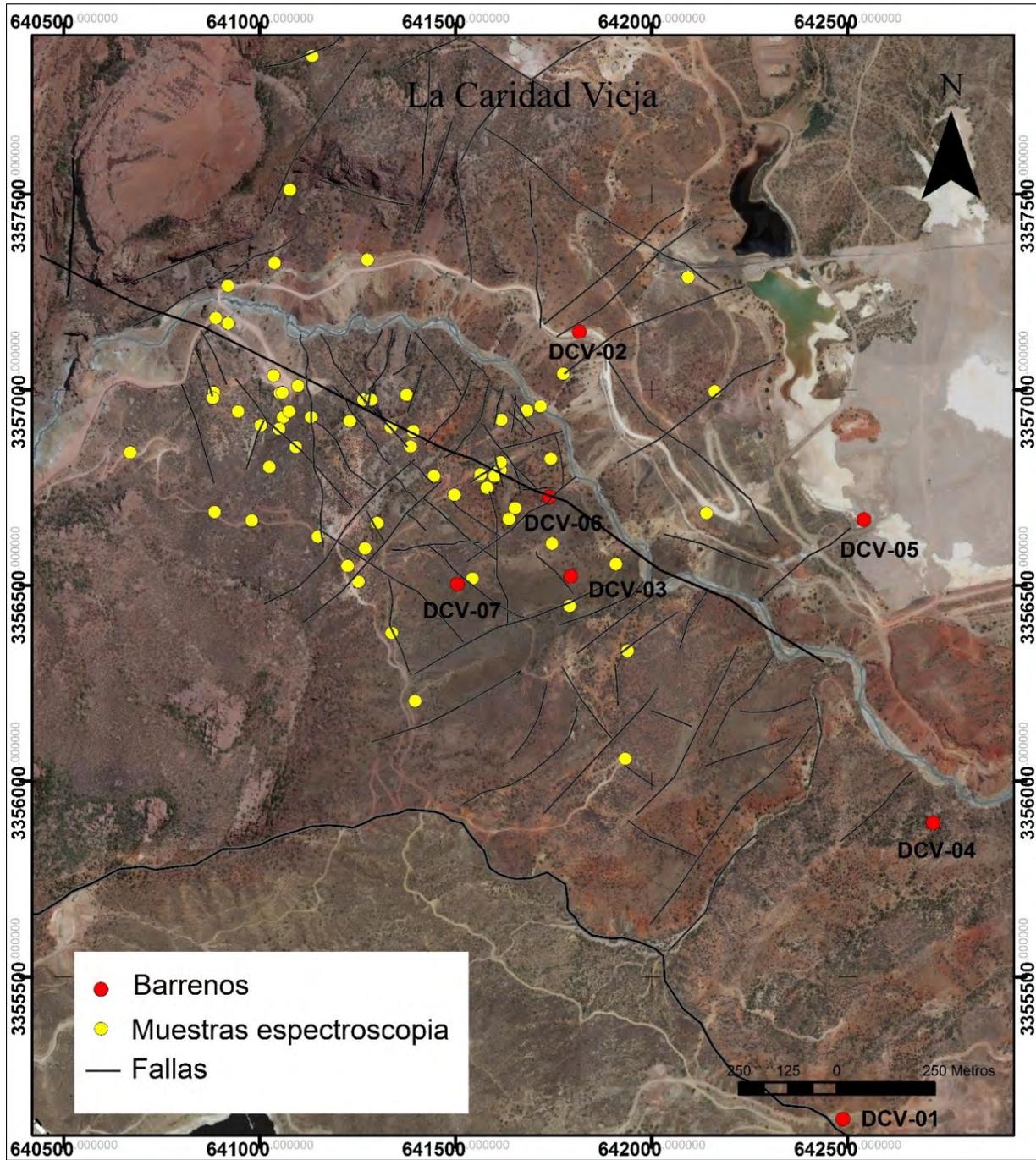


Fig. 5.2.5: Ubicación de las muestras seleccionadas para su análisis con el espectrómetro portátil OreXpress™ SM 3500.

5.3 Difracción de Rayos X (XRD)

Los rayos X son radiación electromagnética de la misma naturaleza que la luz pero de longitud de onda mucho más corta. La unidad de medida en la región de los rayos X es el angstrom (Å), igual a 10^{-10} m, el rango del espectro electromagnético que abarcan los rayos X es de ~ 0.1 Å a ~ 100 Å (Figura 5.2), pero los rayos X usados en difracción tienen longitudes de onda en el rango 0.5-2.5 Å, ya que corresponde a las distancias interatómicas observadas en materiales orgánicos y en materiales inorgánicos (Pecharsky y Zavalij, 2005).

5.3.1 Principios Teóricos

La Difracción de Rayos X es una técnica no destructiva, la cual es muy utilizada para la caracterización e identificación de fases mineralógicas, principalmente rocas con contenido arcilloso y sedimentos. El fundamento en el que se basa esta técnica es la interferencia de los rayos X al incidir con la muestra a analizar y su respectiva red cristalina, gracias a que los rayos X presentan una longitud de onda similar al espaciado interplanar de las estructuras cristalinas.

Los rayos X son generados en un tubo donde los electrones de alta energía que proceden de un filamento calentado o cátodo, bombardean a un ánodo de metal (principalmente de Cu o Co), como resultado obtenemos dos tipos de radiación con las siguientes características:

- Radiación blanca: es una banda continua de radiación, producto de la transformación de energía cinética en rayos X, de los electrones del filamento que se desaceleran al golpear el ánodo.
- De radiación característica, los cuales son un grupo de líneas de intensidades variables, representando la energía liberada, producto del cambio o reordenamiento de los electrones en sus niveles energéticos, durante el proceso de excitación de los átomos metálicos. Dichas líneas se conocen como K, L, M, etc. Dependiendo de la posición de los electrones participantes. (Carretero y Pozo, 2007).

El difractor que se encuentra en el laboratorio de Rayos X del Departamento de Geología de la Universidad de Sonora, es un difractor de rayos X de polvos de la marca

Bruker, modelo D8 Advance (Figura 5.3.1) y está conformado por los siguientes componentes básicos para su funcionamiento:

- Fuente de rayos X: es llamada tubo de rayos X, el cual se encuentra al alto vacío y en donde los electrones de alta energía provenientes del filamento golpean al ánodo de Cu (mayormente usado) y son frenados rápidamente, produciendo rayos X.
- Filtros y monocromadores: su función es discriminar entre las longitudes de onda deseadas.
- Soporte para muestras y goniómetro: el soporte tiene la función de mantener la muestra fija y el goniómetro hace que esta gire.
- Detectores de rayos X, el cual transforma la energía de rayos X en pulsos de voltaje, la potencia del haz se registra en términos de número de cuentas por segundo.
- Dispositivo de lectura: este componente permite leer y procesar la información en una computadora.

El fundamento de la técnica de difracción de rayos X está basado en la ley de Bragg, la cual establece que los rayos X se difractan sobre los planos reticulares de los cristales, este fenómeno se presenta según un ángulo (θ), el cual depende del espaciado de los mismos (Melgarejo et al, 2010).

La fórmula de la ley de Bragg es la siguiente:

$$\lambda = 2 d_{hkl} \sin\theta$$

Dónde: λ = longitud de onda de los rayos X

d_{hkl} = distancia interplanar de un plano cristalográfico con índices de Miller hkl.

La fórmula permite convertir el ángulo de difracción a la distancia interplanar de los cristales en unidades Å en donde posteriormente, basados en una base de datos digital (basada en el sistema de indexación de Hanawalt) podemos identificar el mineral en cuestión.



Fig. 5.3.1 Difractómetro de rayos X de polvos de la marca Bruker, modelo D8 Advance del Departamento de Geología de la Universidad de Sonora.

3.3.2 Procedimiento

De las 390 muestras analizadas mediante espectrometría de infrarrojo, se seleccionaron 10 muestras representativas, para validar la información de dicho análisis. El tratamiento de las muestras se llevó a cabo en el Laboratorio de Preparación de Muestras del Instituto de Geología de la Universidad Autónoma de México, Estación Regional del Noroeste (ERNO) a cargo del Ing. Pablo Peñaflor. El proceso de preparación de las muestras fue su reducción de granulometría, primero fueron trituradas a tamaño de gravilla con un molino de quijadas de acero inoxidable marca Braun Chipmunk. Posteriormente la gravilla se pulverizó utilizando un contenedor con puck de cerámica marca Herzog. Posteriormente se le dio un tratamiento a las 10 muestras para separar las fases arcillosas ($<2\mu\text{m}$), y separar los minerales de interés para facilitar su detección en el análisis. Este tratamiento consistió en una separación gravimétrica, donde pusimos la muestra pulverizada en un vaso de precipitados y la diluimos con agua destilada, posteriormente homogenizamos con un agitador manual durante 5 minutos, centrifugando la muestra a 250 rpm, dejamos precipitar

las partículas más densas durante 30 segundos para decantar la fracción mayor a 2 μm y retiramos las partículas en suspensión para obtener la fracción menor a 2 μm que corresponde con los minerales arcillosos, este líquido con las arcillas en suspensión lo filtramos y el material que quedo en papel filtro fue desecado en un horno eléctrico a 115°C y durante una hora, posteriormente se procedió a analizar la muestra en el equipo de difracción de rayos X, el analisis se realizó en el intervalo angular 2θ de 5° a 60° por escaneo continuo a velocidad de 1° por minuto.

5.4.- Microscopio electrónico de barrido (SEM - EDS).

El microscopio electrónico de barrido es una técnica muy útil para caracterizar materiales homogéneos y heterogéneos a una microescala con bastante resolución, siendo de gran ayuda para observar con más detalle minerales que no pueden ser captados en microscopia óptica, el rango de aumentos que tiene esta técnica va desde los 20X hasta los 100,000X, el límite de resolución es de 0.01 μm .

5.4.1 Principios Teóricos

El fundamento de la técnica consiste en la interacción que existe entre un haz de electrones y la muestra. El haz puede ser estacionario o escanear un área sobre la superficie de la muestra. Cuando el haz enfocado golpea el superficie de la muestra, que da lugar a varias señales que se pueden detectar (Fig. 5.4.1), estas señales son electrones secundarios (SE) y/o electrones retrodispersados (BSE) que son producidos de la superficie de la muestra debido a la excitación producto de la interacción con el haz, esta radiación producida por la muestra, presenta diferentes longitudes de onda, sin embargo, los más utilizados corresponden a los de radiación X. Por consiguiente se comparan las longitudes de onda o las intensidades de los rayos X con emisiones procedentes de patrones (McMahon, 2007; Carretero y Pozo, 2007), mediante esta técnica es posible obtener información sobre la composición química, topografía, cristalografía, número atómico medio, etc.

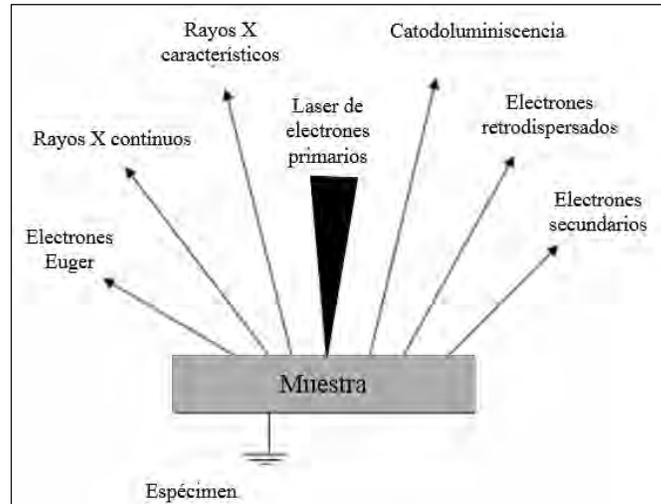


Fig. 5.4.1 Señales detectadas en un microscopio electrónico de barrido (Hjelen, 1989).

Goldstein et al. (2003) divide el microscopio electrónico de barrido en dos componentes principales, que consisten en una columna de electrones y una consola de control. La figura esquemática (Fig. 5.4.2) es de acuerdo con Hjelen (1989). Se describe el principio de la siguiente manera: los electrones emitidos del filamento F son acelerados a través de un campo de potencial que puede variar de 1 a 40 kV. Los electrones pasan a través de una columna que consiste en lentes magnéticas. L1 y L2 son lentes condensadores, mientras que L3 es el lente del objetivo (algunos instrumentos solo contienen L1 y L3), enfocar el haz de electrones en la superficie espécimen (S) es el propósito principal de los lentes. La columna y la cámara de muestras se fijan bajo un vacío extremo en el rango de 10-3 Pa (igual a 10-5 Torr) para los filamentos convencionales, hasta 10-8 Pa para las pistolas de emisión de campo y en un microscopio de presión variable para muestras no conductoras pueden ser estudiados hasta 250 Pa (e incluso hasta 2700 Pa en e-SEM). Las bobinas de exploración (SC) a menudo se colocan entre la lente 2 y 3 y proporcionan el haz de electrones para escanear una trama de la superficie de la muestra analógica a un haz electrónico de barrido una pantalla de televisión. La corriente a través de las bobinas de exploración también pasa a través de las bobinas de desviación correspondientes en un tubo de rayos catódicos (CRT) de tal manera que se obtiene una trama correspondiente, pero más grande en la pantalla fluorescente (CRT).

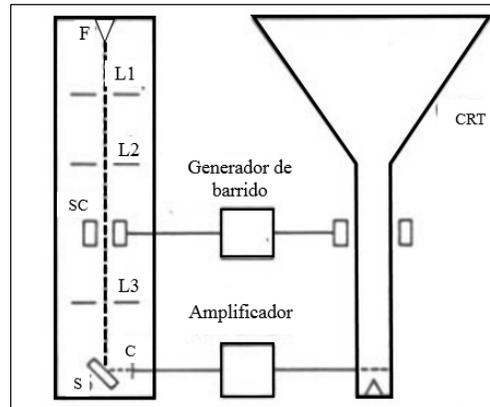


Fig. 5.4.2 Diagrama esquemático del SEM (Hjelen, 1989).

Hoy en día la mayoría de los tubos de rayos catódicos son reemplazados por pantallas LCD. Cuando el haz de electrones golpea la muestra, los electrones secundarios pueden ser liberados de la superficie de la muestra. Algunos de ellos van a un colector (C). La corriente de electrones se amplifica y la señal se utiliza para modular la intensidad de la luz en la pantalla. Correspondiendo uno a uno la relación entre el número de electrones secundarios, de un punto único en la muestra y la intensidad de luz en el punto correspondiente en la pantalla. Los grandes aumentos son ahora fácil de obtener, mientras que los pequeños aumentos son más difíciles debido al ángulo de deflexión del haz (Hjelen, 1989). Las variables más importantes que afectan a la resolución y el rendimiento son el voltaje de aceleración de los electrones, la corriente de haz, el tamaño de abertura y la distancia de trabajo entre la muestra y el lente del objetivo. (Moen, 2006). Las muestras del presente estudio se analizaron en el Departamento de Investigación Polímeros y Materiales, en el microscopio electrónico de barrido JEOL JSM-5410LV (Fig. 5.4.3).



Fig. 5.4.3 Microscopio electrónico de barrido JEOL JSM-5410LV del Departamento de Investigación Polímeros y Materiales de la Universidad de Sonora.

5.4.2 Procedimiento

El objetivo de este análisis fue apreciar las relaciones texturales entre minerales de mena y ganga, además de identificar las fases minerales y composicionales, en especial en aquellos casos en donde se tenía duda en la identificación de la fase mineral mediante la técnica de minerografía.

El microscopio electrónico de barrido fue operado a 20 KV de aceleración, con el detector para EDS (Energy Dispersive Spectroscopy), la muestras de roca fueron cortadas y se realizaron secciones pulidas, las cuales se colocaron en el porta muestras del microscopio, no fue necesario recubrir la sección pulido con un material conductor para poder ser analizadas, ya que la muestra contenía minerales metálicos.

5.5.- Espectroscopia micro-Raman.

Durante la última década la espectroscopia Raman se ha convertido en una técnica analítica importante en diversas áreas de la ciencia moderna y, en particular, en Ciencias de la Tierra, ya que las ventajas fundamentales de esta técnica son su carácter no destructivo y su alta resolución lateral espacial (cercana a 1 μm), no requiere preparación de la muestra, no hay contacto con la muestra, es posible analizar muestras en los tres estados de la materia, presenta una alta resolución espectral (0.001 cm^{-1}), una rapidez en la adquisición de espectros (10-12 seg), además existen diversas librerías Raman gratuitas en Internet; respecto a la microsonda electrónica este método tiene la ventaja de poder analizar áreas que no salen a la superficie de la muestra, como inclusiones de minerales; igualmente, se analiza en la actualidad el contenido químico de las fases líquidas, sólidas y de vapor dentro de las inclusiones fluidas, aportando una enorme cantidad de datos adicionales al estudio microtermométrico y geoquímico de las últimas. (Ostrooumov, 2012b)

5.5.1 Principios Teóricos

La técnica de espectroscopia Raman se fundamenta en la dispersión de la luz por interacción con la materia. La luz monocromática dispersada por la materia contiene radiaciones con diferentes frecuencias. Este fenómeno de dispersión inelástica de fotones se conoció por primera vez debido a la predicción del físico teórico austriaco Adolf Smekal (1923) y posteriormente fue demostrado por Raman (1928), valiéndole el premio Nobel de Física en 1930, desde entonces se le conoce como efecto Smekal-Raman.

La Espectroscopia Raman es una técnica fotonica de alta resolución que proporciona en pocos segundos información química y estructural de casi cualquier material o compuesto orgánico y/o inorgánico permitiendo así su identificación. El análisis mediante espectroscopia Raman se basa en el examen de la luz dispersada por un material al incidir sobre el un haz de luz monocromático. Una pequeña porción de la luz es dispersada inelásticamente experimentando ligeros cambios de frecuencia que son característicos del material analizado e independiente de la frecuencia de la luz incidente. Se trate de una técnica de análisis que se realiza directamente sobre el material a analizar sin necesitar este ningún tipo de preparación especial y que no conlleva ninguna alteración de la superficie sobre la que se realiza el análisis, es decir, es no-destructiva.

El análisis mediante espectroscopia Raman se basa en hacer incidir un haz de luz monocromática de frecuencia ν_0 , por lo general radiación laser. La luz incidente interactúa con la muestra cuyas características moleculares se desean determinar, para lo cual se deberá examinar la luz dispersada por dicha muestra. La mayor parte de la luz dispersada presenta la misma frecuencia que la luz incidente pero una fracción muy pequeña presenta un cambio frecuencial, resultado de la interacción de la luz con la materia. La luz que mantiene la misma frecuencia va que la luz incidente se conoce como dispersión Rayleigh y no aporta ninguna información sobre la composición de la muestra analizada. La luz dispersada que presenta frecuencias distintas a la de la radiación incidente, es la que proporciona información sobre la composición molecular de la muestra y es la que se conoce como dispersión Raman. Las nuevas frecuencias, $+\nu_r$ y $-\nu_r$ son las frecuencias Raman, características de la naturaleza química y el estado físico de la muestra e independientes de la radiación incidente. Cuando la muestra se irradia a partir de la fuente de radiación, gran parte de la luz es transmitida o dispersada sin pérdida de energía (dispersión Rayleigh),

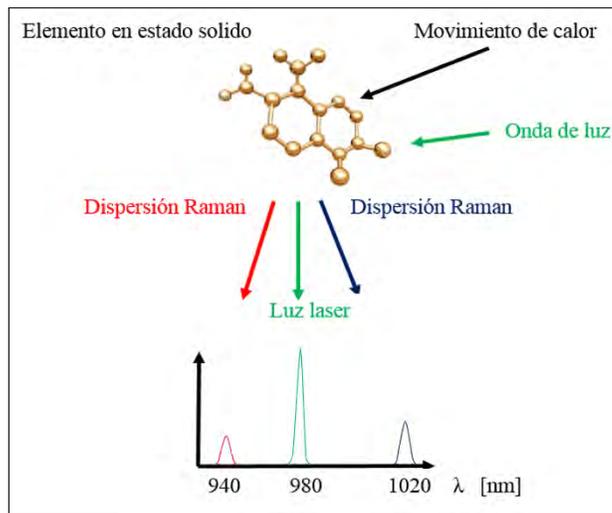


Fig. 5.5.1 Esquema que muestra la dispersión Raman.

La mayoría de la dispersión Rayleigh tiene la misma frecuencia que la del láser incidente; sin embargo una pequeña fracción de la luz incidente correspondiente a la dispersión Raman (Fig. 5.5.1), cambia de frecuencia debido a la interacción de los fotones con la nube de electrones de los enlaces de esa molécula. Los fotones incidentes excitan la molécula e interactúan con los modos vibracionales del cristal en forma tal que el estado

vibratorio aumenta (Stocks) o disminuye (Anti-stocks) en energía dando lugar a cambios en la energía vibra-rotatoria de los enlaces químicos en moléculas o cristales y en la vibración de las redes cristalinas. Solo esos modos vibracionales, donde todas las celdas unitarias vibran, pueden dar lugar a un espectro Raman. Las variaciones de frecuencia observadas en el fenómeno de dispersión Raman, son equivalentes a variaciones de energía. Los iones y átomos enlazados químicamente para formar moléculas y redes cristalinas, están sometidos a constantes movimientos vibracionales y rotacionales; estas oscilaciones se realizan a frecuencias bien determinadas en función de la masa de las particular que intervienen y del comportamiento dinámico de los enlaces existentes. A cada uno de los movimientos vibracionales y rotacionales de la molécula le corresponderá un valor determinado de la energía molecular. Un diagrama energético en el que cada estado de energía se representa por una línea horizontal se muestra en la Fig.5.5.2.

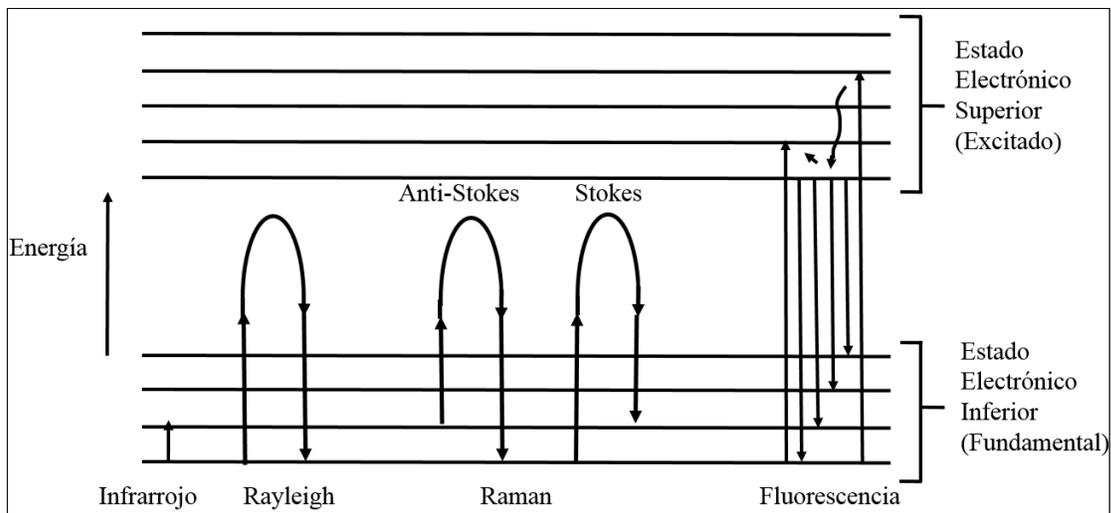


Fig. 5.5.2 Diagrama energético en el que las líneas horizontales representan distintos estados vibracionales y en el que se muestran las transiciones entre estados energéticos para diferentes interacciones luz-materia.

Cuando los fotones del haz de luz incidente, con energía $h\nu_0$ (donde h es la constante de Planck) mucho mayor a la diferencia de energía entre dos niveles vibracionales (o rotacionales) de la molécula, chocan con ella, la mayor parte la atraviesan pero una pequeña fracción son dispersados (del orden de 1 fotón dispersado por cada 10^{11} incidentes). Esta dispersión puede ser interpretada como el proceso siguiente: el fotón incidente lleva a la molécula transitoriamente a un nivel de energía vibracional (o rotacional) superior no

permitido, el cual abandona rápidamente para pasar a uno de los niveles de energía permitidos emitiendo un fotón; la frecuencia a la cual es liberado este fotón dependerá del salto energético realizado por la molécula. Los espectros Raman (Fig. 5.5.1) son el resultado de la dispersión inelástica de la luz, la cual es detectada y cuantificada por un espectrómetro, generando un diagrama de intensidad de radiación dispersada Raman, donde se grafica intensidad contra energía, en función de su diferencia de frecuencia con respecto al laser incidente.



Fig.5.5.3 Espectroscopio MicroRaman Horiba Jobin Yvon, utilizado para la captura de los espectros RAMAN.

5.5.2 Procedimiento

Los espectros Raman de las muestras del presente estudio fueron obtenidos con el equipo micro-Raman Horiba Jobin Yvon (Fig. 5.5.3), con fuente de excitación laser y un detector CCD de 2400 pixeles de alta sensibilidad, este equipo está montado en un microscopio Olympus BX41TF con resolución espacial $<1\mu\text{m}$. El microscopio realizo la obtención de los espectros con una fuente de luz de Argón con rango de excitación de 532 nM, con una resolución espectral de 1.8. El control de incrementos de laser (filtro) fue de 100%, un agujero de 300 nanómetros y un Slit de 100 utilizando el objetivo de 40x y 100x. Los espectros fueron generados y analizados con el software LabSpec 5 (con el cual opera el espectrómetro). Posteriormente se exportaron los datos para utilizar el graficador Origin 10. Este equipo se encuentra en el Departamento de Física, DCEN, de la Universidad de Sonora.

5.6 Geoquímica

5.6.1 Introducción

Como ha sido previamente documentado por varios autores (Valencia 2005; Rascon-Heimpel 2012; Gómez-Landa 2014), las rocas volcánicas en el distrito minero de Nacozari corresponden principalmente a unidades volcánicas de afinidad calco-alcalina, asociadas a un régimen tectónico de arco volcánico, y correlacionables con las rocas volcánicas de la Formación Tarahumara. En el distrito de Nacozari, estas rocas conforman una secuencia de más de 350 m de espesor y se compone principalmente de andesitas, dacitas, latitas, y son cortadas por cuerpos ígneos e intrusivos hipabisales asociados a la etapa de mineralización y alteración hidrotermal en el distrito.

Con el objetivo de clasificar las rocas presentes en el área de estudio, se recolectaron total de 16 muestras representativas del área. Siete muestras corresponden a la unidad Granodiorita (CV-52, DCV-05@597.7, DCV-02@859, DCV-07@610, DCV-06@510.6, M-27, M-29), dos muestras corresponden a la secuencia volcánica de La Caridad Vieja, correlacionable con la Formación Tarahumara (CV-28, DCV-05@570.6), cuatro muestras corresponden a cuerpos hipabisales, de los cuales dos intrusionan la Formación Tarahumara en el área de La Caridad Vieja, y los otros dos se recolectaron en el área de La Caridad, uno en la porción central del tajo y otro al sur en el área denominada como Bella Unión. Una muestra corresponde a la Unidad Volcánica El Globo, otra corresponde a fragmentos de roca fuertemente silicificados que se encuentran embebidos en la matriz volcánica de la unidad Brecha Explosiva y finalmente una muestra de alunita recolectada en vetillas ubicadas en la periferia de los cuerpos hipabisales.

5.6.2 Procedimiento

El muestreo se realizó tomando esquirlas de roca fresca de >5 cm de diámetro, para posteriormente triturarlas hasta el tamaño de gravilla mediante el uso de una quebradora de quijadas con placas de acero inoxidable de la marca Braun Chipmunk. Después el material triturado se pulverizó utilizando un contenedor con *puck* de cerámica marca Herzog. El tratamiento de las muestras se desarrolló en el Laboratorio de Preparación de Muestras del Instituto de Geología de la Universidad Autónoma de México, Estación Regional del Noroeste (ERNO).

Las concentraciones de óxidos mayores y elementos traza se determinaron en el laboratorio comercial ALS Chemical en Vancouver, Canadá, bajo la clave HE16080625. Para el análisis de elementos mayores en forma de óxidos se seleccionó el paquete: ME-XRF26: Al, Ba, Ca, Cr, Fe, K, Mg, Mn, Na, P, S, Si, Sr, Ti, LOI por el método de “lithium borate fusión” y XRF (X- ray fluorescence), azufre por IR-08 y carbono por IR-07. Los elementos traza y REE, se determinaron con los paquetes: 1) ME-MS81 que consiste del método de “lithium borate fusión” y digestión acida, ICP-AES (Inductively Coupled Plasma-Atomic Emission Spectrometry) que incluyen Ba, Ce, Cr, Cs, Dy, Er, Eu, Ga, Gd, Ge, Hf, Ho, La, Lu, Nb, Nd, Pr, Rb, Sm, Sn, Sr, Ta, Tb, Th, Tm, U, V, W, Y, Yb y Zr;. ME-4ACD81: Ag, Cd, Co, Cu, Li, Mo, Ni, Pb, Sc y Zn. Se seleccionó el paquete ME-MS42 para los elementos volátiles, que contiene As, Bi, Hg, In, Re, Sb, Sc, Se, Te y Tl; las muestras se trataron con digestión en agua regia para ser analizadas mediante ICP-MS (Inductively Coupled Plasma mass spectroscopy).

5.7 Geocronología U-Pb (ELA-ICPMS).

5.7.1 Introducción

Las edades de las rocas y la mineralización del distrito minero de Nacozari han sido reportadas en varios trabajos realizados en distintos depósitos del área (Livingston, 1973; Salas, 1975; Sillitoe, 1976; Damon et al., 1983; Valencia-Gómez et al., 2005; González-León, 2008; Rascon-Heimpel, 2011; Gómez-Landa, 2014; Tabla 5.7.1). Para el estudio geocronológico por el método de U-Pb en circones de rocas del depósito La Caridad Vieja, se seleccionaron dos muestras, las cuales se recolectaron del cuerpo intrusivo mineralizado (CV-14) y rocas volcánicas no mineralizadas (CV-29).

Tabla 5.7.1 Compilación de las edades geocronológicas de rocas del distrito minero de Nacozari.

Edad	Método	Roca	Localidad	Referencia
24.0±0.4	K-Ar (bi)	Riolita El Globo	La Caridad, Cerro El Globo.	Livingston, 1973
51.3±2	K-Ar (bi)	Latita	La Caridad Vieja	Livingston, 1973
54.3±0.8	K-Ar (bi)	Cuarzo Monzonita	La Caridad	Salas, 1975
50.0±1.2	K-Ar (bi)	Cuarzo Monzonita	La Caridad	Salas, 1975
53.0±0.4	K-Ar (bi)	Pórfido Cuarzo Monzonítico	La Caridad	Sillitoe, 1976
56.8±1.2	K-Ar (bi)	Cuarzo Monzonita	El Batamote, Sierra La Purica.	Damon et al; 1983
52.4±1.1	K-Ar (bi)	Granito con alteración hidrotermal.	Florida-Barrigon, Sierra La Cobriza	Damon et al; 1983
63.5±2.6	U-Pb zircón	Andesita	La Caridad	Valencia-Gómez; 2005
58.1±2	U-Pb zircón	Diorita	La Caridad	Valencia-Gómez; 2005
55.5±1.8	U-Pb zircón	Granodiorita	La Caridad	Valencia-Gómez; 2005
54.0±1.7	U-Pb zircón	Porfido Cuarzo Monzonítico	La Caridad	Valencia-Gómez; 2005
53.0±1.6	U-Pb zircón	Porfido Crema-Tan Porphyry-esteril	La Caridad	Valencia-Gómez; 2005
53.8±0.3	Re-Os	Molibdenita	La Caridad	Valencia-Gómez; 2005
53.6±0.3	Re-Os	Molibdenita	La Caridad	Valencia-Gómez; 2005
55.0 ± 1.7	U-Pb zircón	Porfido Cuarzo Monzonítico	La Caridad Vieja	Valencia-Gómez; 2005
165.0	U-Pb zircón	Arenisca (Formación Lily)	Sierra La Cobriza	Gonzalez-Leon et al., 2008
73.6±1.0	U-Pb zircón	Arenisca andesítica	Los Alisos	Rascon Heimpel, 2011
60.2±0.8	U-Pb zircón	Porfido feldespático	Los Alisos	Rascon Heimpel, 2011
64.3±0.9	U-Pb zircón	Andesita basáltica	Pilares	Rascon Heimpel, 2011
64.2±0.8	U-Pb zircón	Traquiandesita	Pilares	Rascon Heimpel, 2011
58.80±0.8	U-Pb zircón	Porfido granodiorítico	Pilares	Gomez-Landa, 2014
53.65±0.75	U-Pb zircón	Porfido granítico	Pilares	Gomez-Landa, 2014

5.7.2 Metodología

El proceso de trituración y molienda de las muestras recolectadas en el área de estudio se desarrolló en el Laboratorio de Preparación de Muestras para Geoquímica del Instituto de Geología de la UNAM-ERNO a cargo del Ing. Pablo Peñaflores. Los concentrados minerales resultantes de la molienda de las rocas (<200 micrones) se enviaron para determinar las edades al Laboratorio de Estudios Isotópicos (LEI) en el Centro de Geociencias de la UNAM, Campus Juriquilla a cargo del Dr. Luigi Solari, en donde las fracciones de minerales densos fueron concentradas por medio de un separador isodinámico Front en el Centro de Geociencias (UNAM) a diferentes ángulos e intensidades de corriente, con la finalidad de obtener un concentrado de minerales no magnéticos a 2.0A.

El concentrado resultante conformado en su mayoría por cristales de cuarzo, feldespatos y accesorios (apatito, zircón, pirita, titanita) fue sometido a separación por

líquidos pesados. Dicha separación se llevó a cabo por medio de yoduro de metileno (MEI $\rho = 3.33 \text{ g/cm}^3$), con lo que fue posible obtener concentrados de ~80% zircón. Finalmente, los zircons fueron montados mediante selección manual bajo microscopio estereoscópico para la preparación de una montura de resina epóxica. La montura con los zircons fue desbastada con papel lija (#1500) hasta descubrir los niveles medios de los cristales, y después pulida con compuesto de polvo de diamante de $6 \mu\text{m}$ y $1 \mu\text{m}$. Posteriormente fueron analizados por catodoluminiscencia con un luminoscopio ELM-3R para identificar las estructuras internas, así como posibles núcleos heredados en los zircons. La preparación de las muestras concluye con un baño en agua MQ en ultrasonido y la limpieza de la superficie con HNO_3 IM previo a la introducción en la celda de ablación con el objeto de limpiar impurezas y contaminación alguna de Pb común. Para cada determinación de la edad U-Pb, grupos de 30 – 35 cristales de zircón libres de alteración, fracturas, inclusiones o núcleos (Fig. 5.7.1), se analizaron mediante un sistema compuesto por un láser de excimeros (LPX220, Lambda Physik) de ArF de 193nm que forma parte del equipo Resolution Laser Ablation System producido por Resonetics y conectado a un espectrómetro de mesas de fuente de plasma inducido acoplado (ICP-MS) de cuádrupolo marca Thermo Series Xii equipado con juego de conos y skimmer Xs (alta sensibilidad) especiales para análisis isotópicos U-Pb por ablación laser, así como antorcha de cuarzo, electrodos y conectores. El transporte del material ablacionado en dirección del ICP-MS fue realizado con 600 ml He que son mezclados al salir de la celda con 3 ml N_2 y posteriormente con 700 ml de Ar.

Las condiciones durante la medición fueron las siguientes: energía de laser a 160 mJ, desmagnificación de 25X y el diámetro del punto en la muestra de $34 \mu\text{m}$ que corresponde a una densidad de energía de 8 J/cm^2 en el objetivo, produciendo una profundidad de perforación de $25 \mu\text{m}$ en el zircón en un tiempo de 30 s con una frecuencia de 5 Hz.

El material liberado al incidir el láser es transportado a un espectrómetro de masas acoplado a una fuente de plasma donde se analiza la cantidad de U. Se asume una temperatura de cierre para el sistema mineral de U y Th en el zircón es de $\sim 900 \text{ }^\circ\text{C}$.

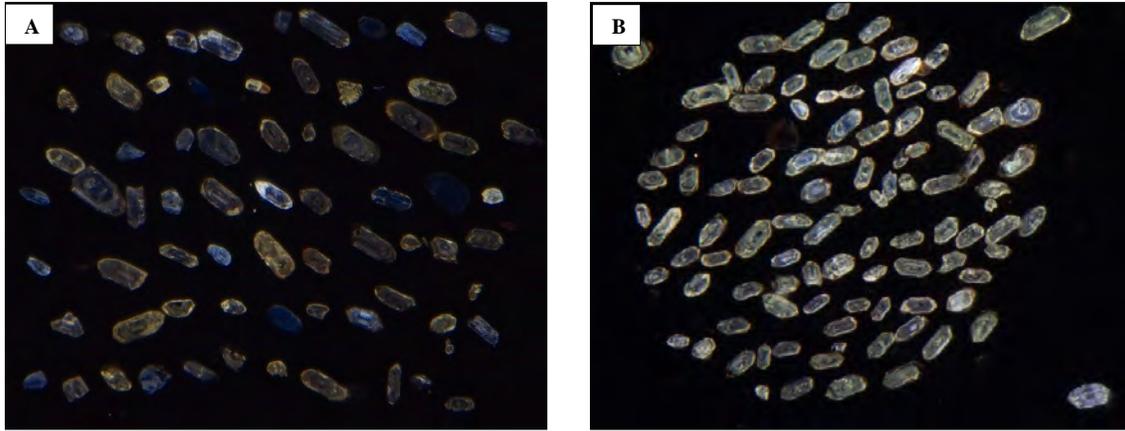


Fig. 5.7.1 Fotomicrografía de los circones seleccionados de las muestras para fechamiento U-Pb. A) Muestra CV-14: 51.95 ± 0.48 M.a. B) Muestra CV-29: 54.71 ± 0.39 M.a.

CAPITULO 6: Resultados Metodos Analiticos

6.1 Espectroscopia de reflectancia infrarroja (SWIR)

La tabla 6.1 indica los minerales registrados y la cantidad de veces en las cuales se midió. En la Fig. 5.2.5 se aprecia la ubicación de las muestras de roca analizadas mediante espectroscopia de infrarrojo SWIR.

Tabla 6.1: Minerales obtenidos por análisis de OreXpress™ SM 3500 (Portable Spectrometer) en la zona de estudio.

Mineral	Formula	# Muestras
Alunita-K	$KAl_3(SO_4)_2(OH)_6$	23
Muscovita	$KAl_2(AlSi_3O_{10})(OH)_2$	61
Clorita	$(Mg,Al,Fe)_{12}((Si,Al)_8O_{20})OH_{16}$	3
Dickita	$Al_2Si_2O_5(OH)_4$	38
Sericita	$KAl_2(OH)_2(AlSi_3O_{10})$	60
Halloysita	$Al_2Si_2O_5(OH)_4$	21
Illita	$(K,H_3O)(Al,Mg,Fe)_2(Si,Al)_4O_{10}[(OH)_2,(H_2O)]$	102
Caolinita	$Al_2Si_2O_5(OH)_4$	58
Montmorillonita	$(Na,Ca)_x(Al,Mg)_2(Si_4O_{10})(OH)_2 \cdot nH_2O$	6
Pirofilita	$Al_2Si_4O_{10}(OH)_2$	18
Total de muestras		390

6.2 Difraccion de rayos X

En la Tabla 6.2 se presentan los minerales identificados en el análisis mediante la técnica de difracción de rayos X y los difractogramas son presentados desde la Fig. 6.2.1 hasta la Fig. 6.2.5. Los minerales fueron identificados basándose en la posición (2 theta) de los picos de difracción de mayor intensidad de cada mineral

Tabla 6.2 Resultado de minerales identificados en muestras del área de La Caridad Vieja mediante análisis de difracción de rayos X (XRD).

Clave de la Muestra		Minerales Identificados
CV-14		Cuarzo,Caolinita,Alunita,Pirita,Pirofilita.
CV-20		Cuarzo,Alunita,Pirita.
CV-23		Cuarzo,Pirofilita,Caolinita.
Barreno	Profundidad	Minerales Identificados
DCV-02	582 m	Cuarzo,Muscovita,Nacrita.
DCV-03	126 m	Cuarzo,Pirofilita,Caolinita,Pirita,Cuprita,Tenantita.
DCV-06	76 m	Cuarzo,Halloysita,Pirita,Covelita,Magnetita,Alunita.
DCV-06	87 m	Cuarzo,Pirita,Pirofilita,Caolinita.
DCV-06	115.5 m	Cuarzo,Pirofilita,Caolinita,Pirita,Cuprita.
DCV-07	360 m	Cuarzo,Halloysita,Clinocloro,Muscovita,Siderita.
DCV-07	494 m	Cuarzo,Caolinita,Halloysita, Hidroxido de Potasio.

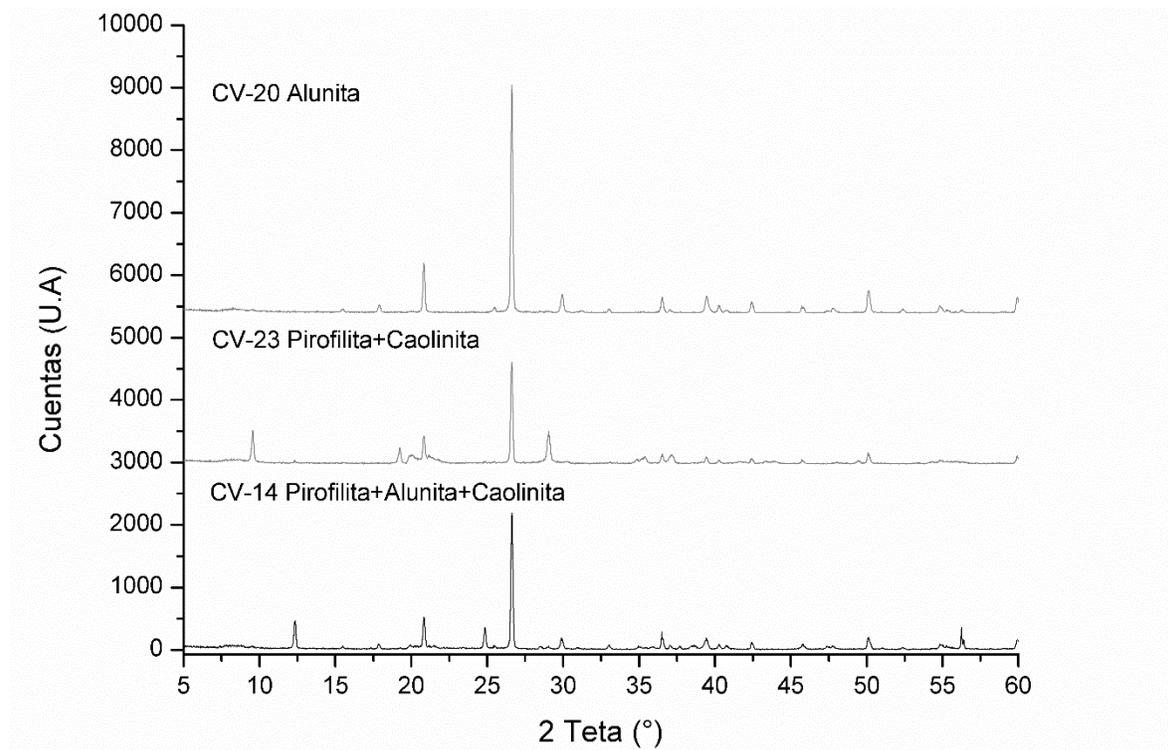


Fig. 6.2.1 Difractogramas XRD de las muestras CV-14, CV-20, CV-23, las cuales fueron recolectadas en superficie, para mas detalle de cada análisis y su localización consultar Anexo C.

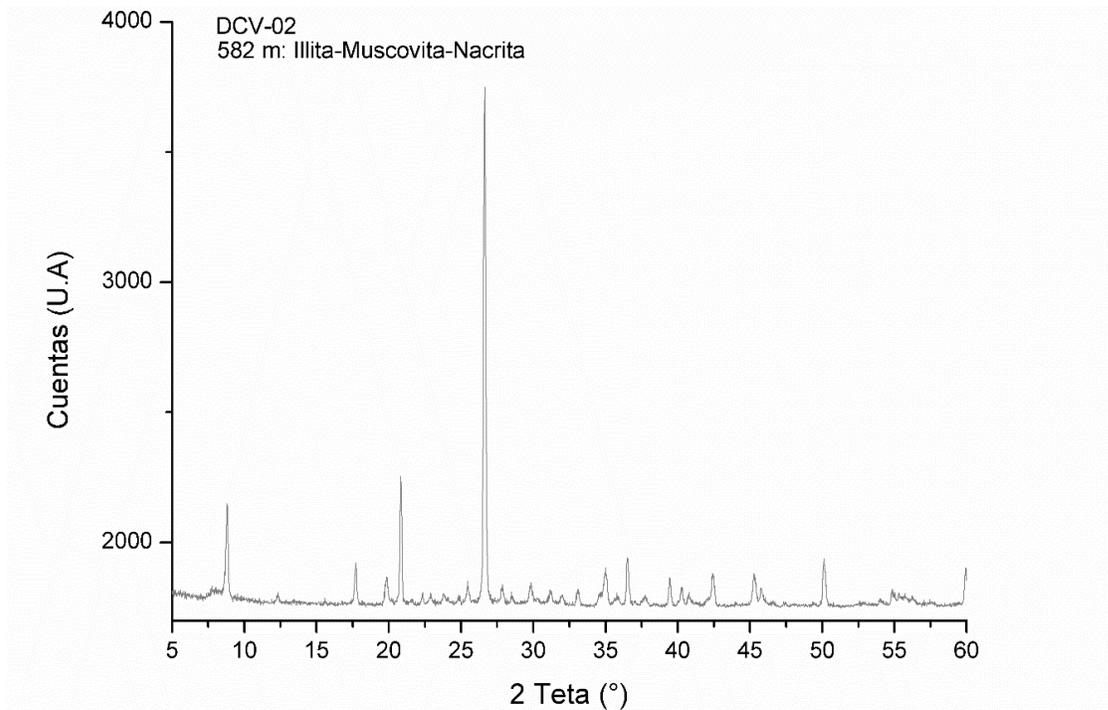


Fig. 6.2.2 Difractogramas XRD de la muestra DCV-02-582m, para más detalle del análisis y su localización consultar Anexo C.

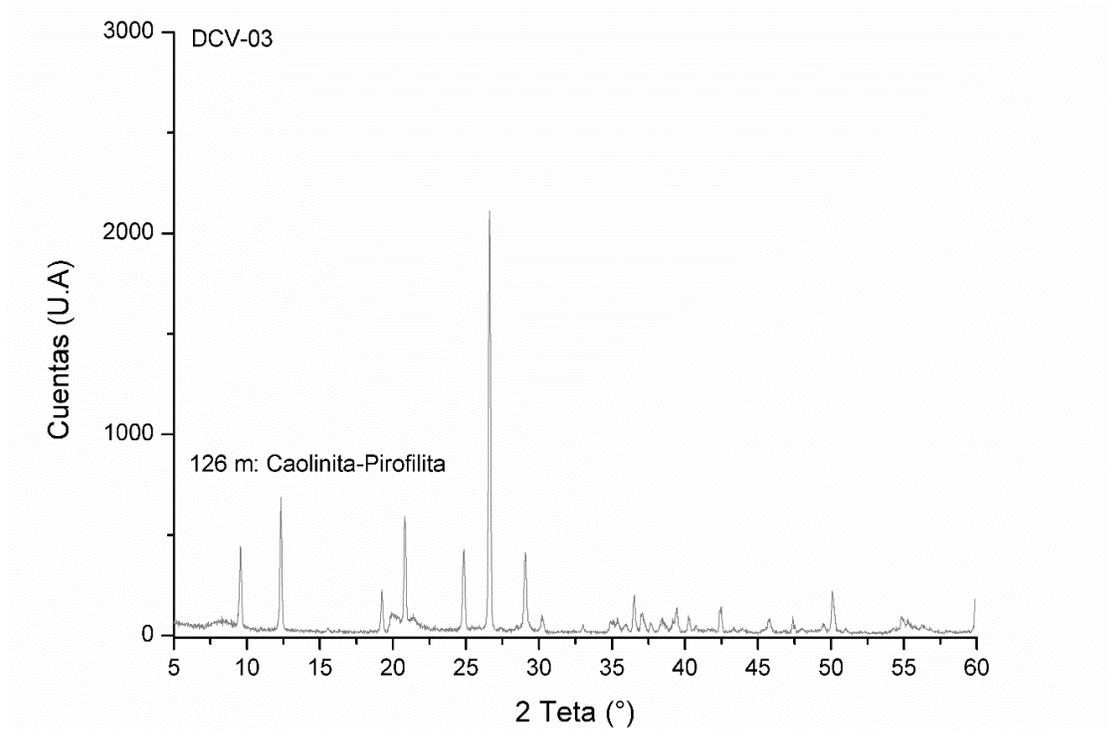


Fig. 6.2.3 Difractogramas XRD de la muestra DCV-03-126m, para más detalle del análisis y su localización consultar Anexo C.

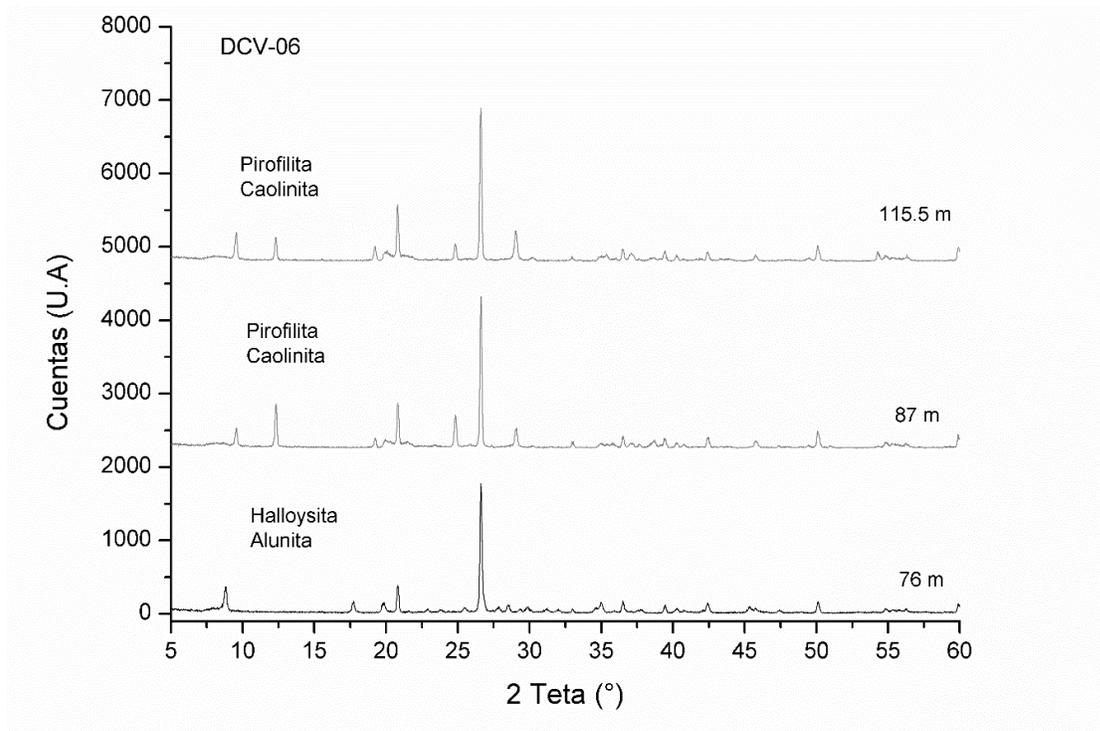


Fig. 6.2.4 Difractogramas XRD de las muestras DCV-06-76m,87m,115.5m, para más detalle del análisis y su localización consultar Anexo C.

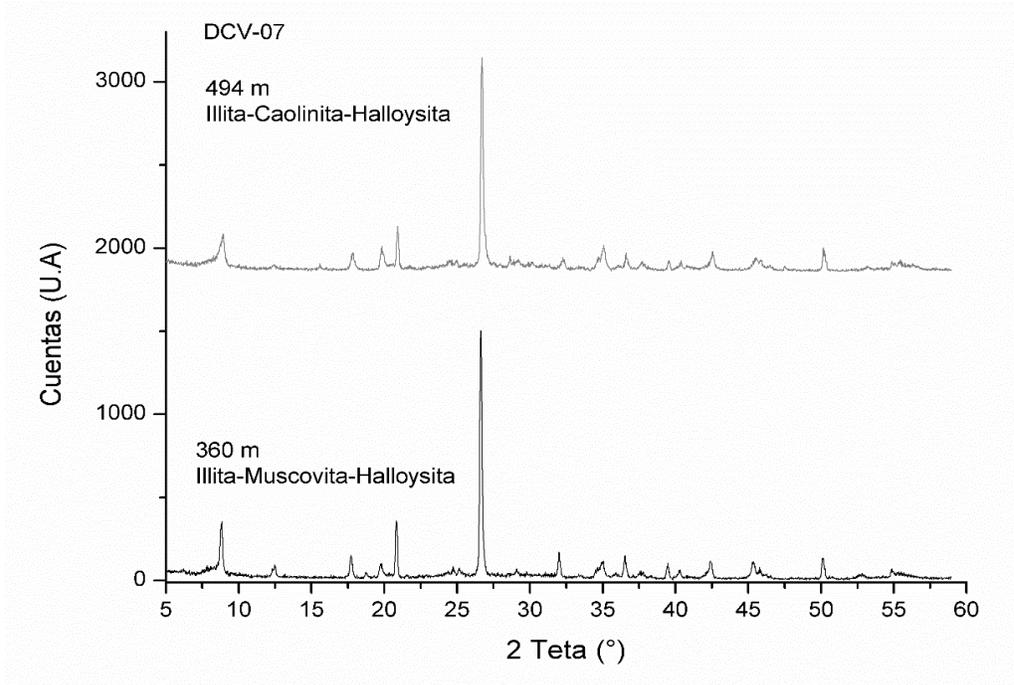


Fig. 6.2.5 Difractogramas de las muestras DCV-07-360m y 494m, para más detalle del análisis y su localización consultar Anexo C.

6.3 Microscopio Electrónico de Barrido

Las claves de las muestras analizadas y los minerales identificados están agrupados en la Tabla 6.3, en el Anexo D se presentan las microfotografías de los cristales analizados, con su respectivo espectro EDS, el cual muestra la energía de los rayos X vs las cuentas detectadas y el análisis semicuantitativo.

Tabla 6.3 Minerales identificados con el microscopio electrónico de barrido.

Muestra	Minerales
CV-14	Tetrahedrita, Galena, Esfalerita, Barita
CV-40	Tenantita
CV-41	Tenantita, Pirita, Galena
CV-46	Tenantita
OM-20	Galena, Esfalerita
OM-37	Rutilo
OM-40	Tenantita, Acantita
DCV-06@179.95	Acantita, Au, Esfalerita, Galena
DCV-06@400	Galena, Esfalerita, Pirita
DCV-02@817.65	Barita
DCV-02@682	Acantita
DCV-02@835	Calcopirita, REE

6.4 Espectroscopia micro-Raman

Fueron analizadas cuatro muestras, que se prepararon como superficies pulidas, se identificaron varios minerales metálicos, como enargita, pirita, cuprita esfalerita, calcopirita molibdenita y rodocrosita. (Tabla 6.4), los espectros de dichos minerales se aprecian desde la Fig. 6.4.1 a la Fig. 6.4.7.

Tabla 6.4 Minerales identificados mediante espectroscopia micro-Raman.

Muestra	Minerales
OM-40	Enargita, Pirita
DCV-06@400	Rodocrosita, Esfalerita
DCV-03@126	Cuprita
DCV-02@835	Calcopirita, Molibdenita

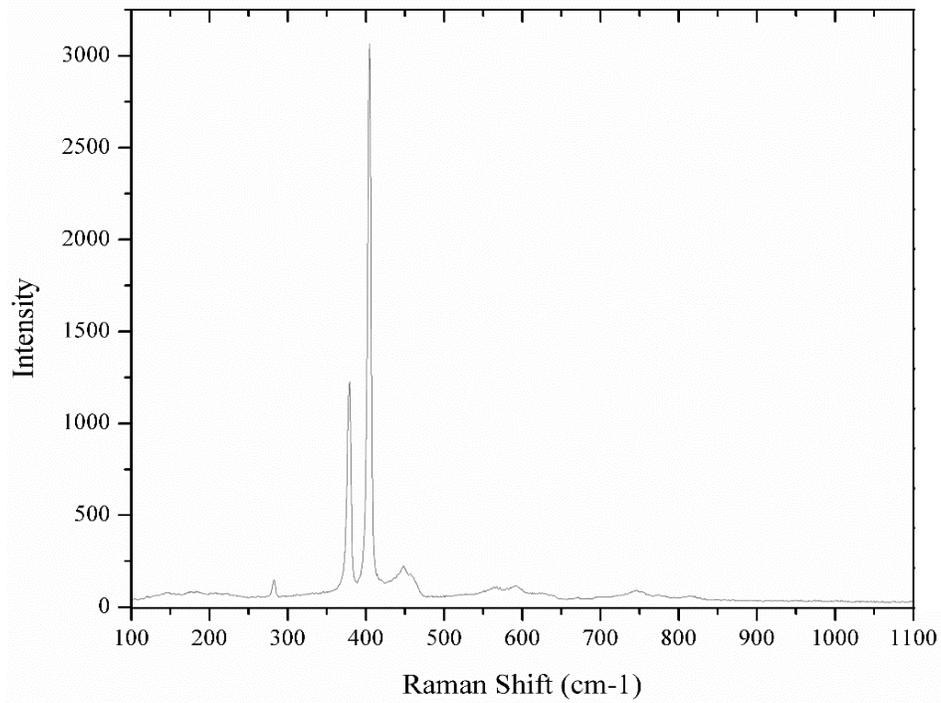


Fig. 6.4.1: Espectro Raman de un cristal de Molibdenita de la muestra DCV-02@835.

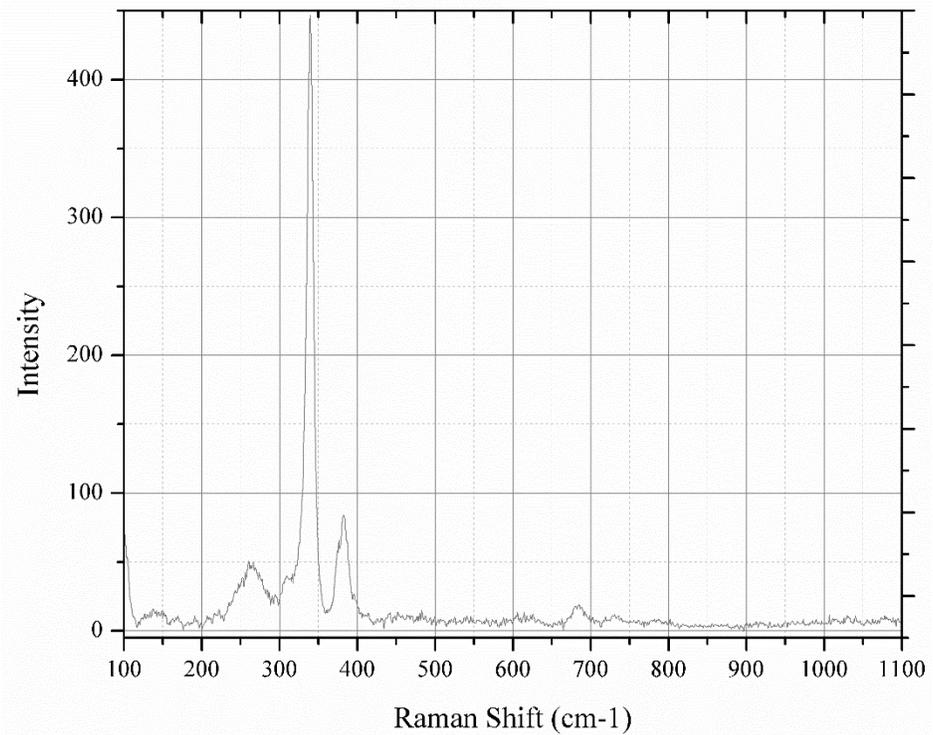


Fig. 6.4.2: Espectro Raman de un cristal de Enargita de la muestra OM-40.

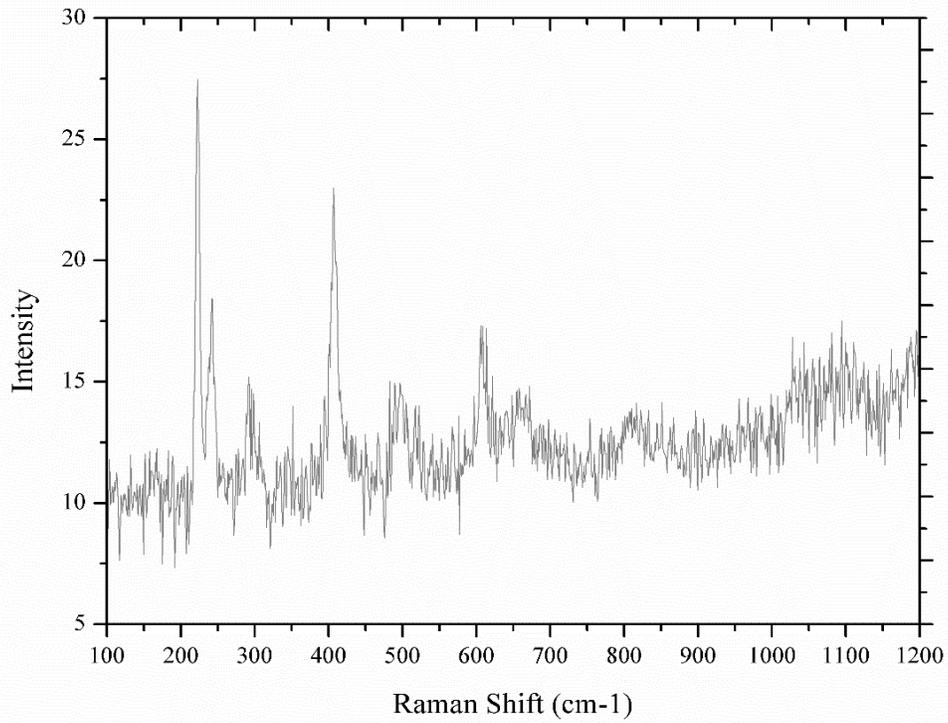


Fig. 6.4.3: Espectro Raman de un cristal de Cuprita de la muestra DCV-03@126.

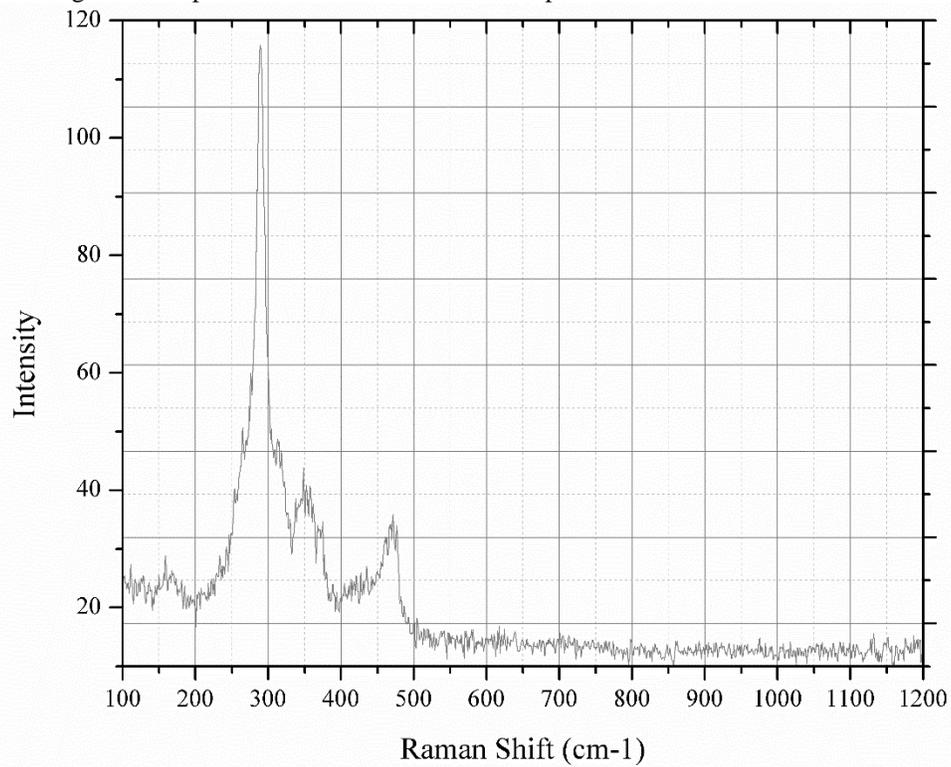


Fig. 6.4.4: Espectro Raman de un cristal de Calcopirita de la muestra DCV-02@835.

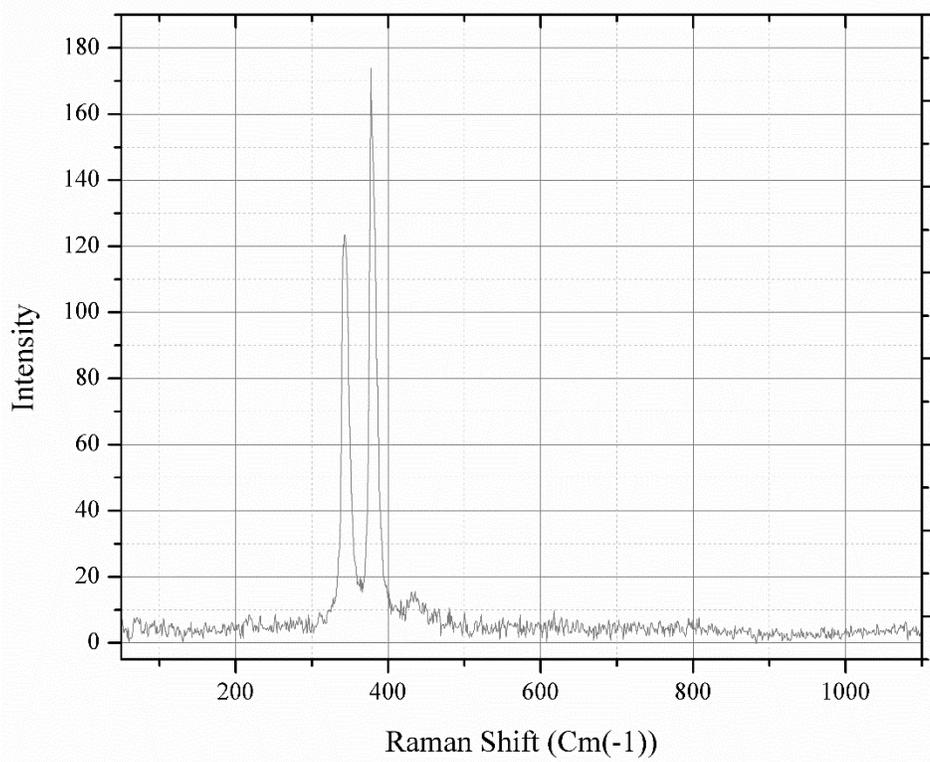


Fig. 6.4.5: Espectro Raman de un cristal de Pirita de la muestra OM-40.

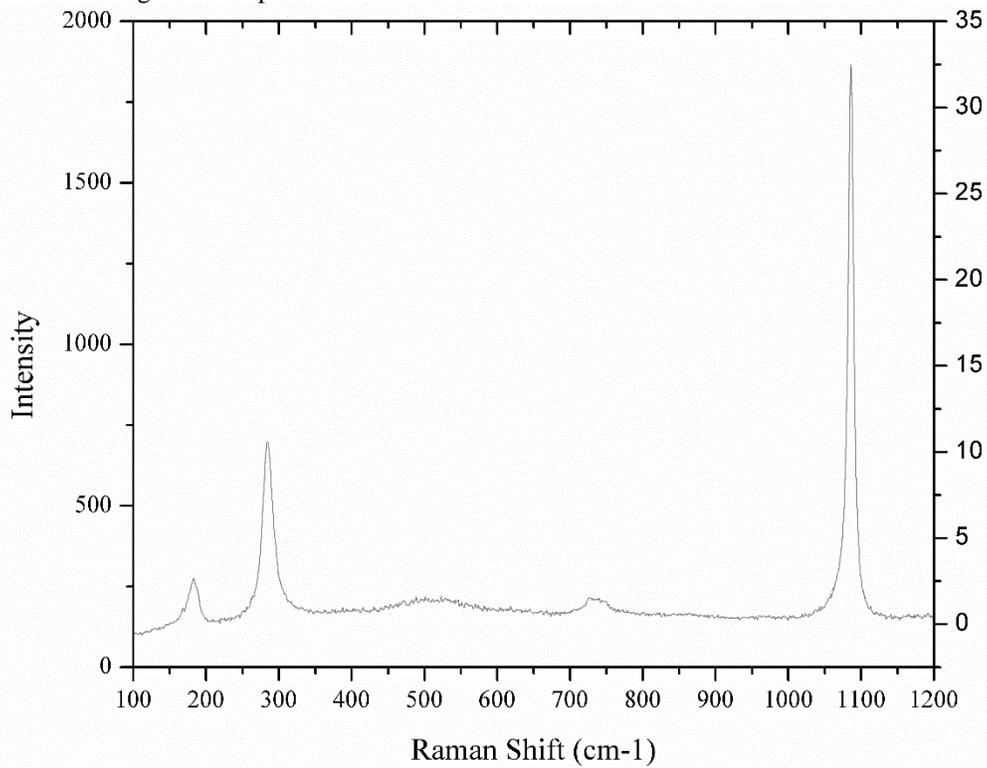


Fig. 6.4.6: Espectro Raman de un cristal de Rodocrosita de la muestra DCV-06@400.

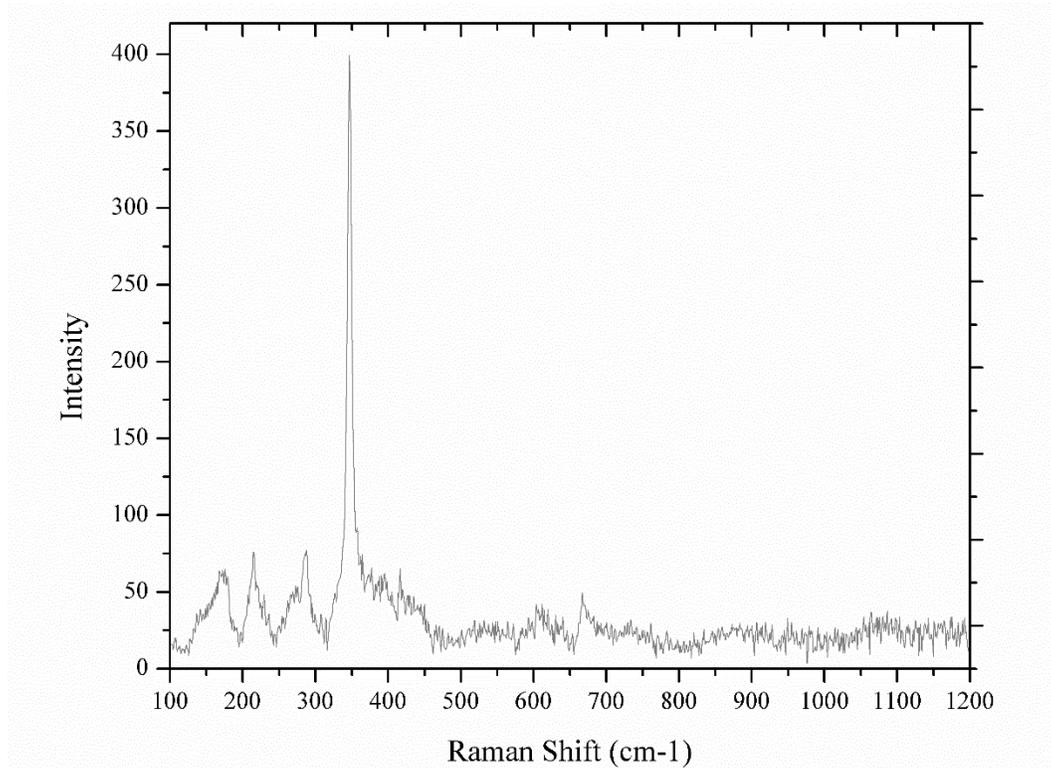


Fig. 6.4.7: Espectro Raman de un cristal de Esfalerita de la muestra DCV-06@400.

6.5 Geoquímica

Elementos mayores y traza

Los resultados crudos de los análisis químicos de óxidos mayores, elementos traza y tierras raras para este estudio, se presentan en las Tablas 6.5.1, 6.5.2 y 6.5.3, respectivamente. Estos datos químicos de óxidos mayores son usados para apoyar la nomenclatura obtenida con la petrografía y aportar una mejor clasificación de los cuerpos intrusivos y las distintas unidades ubicadas en el área de estudio.

Tabla. 6.5.1 Datos crudos de los resultados obtenidos en determinación de concentración de elementos mayores.

	Plutones Pre-mineralización								Stock Porfídicos				Formación Tarahumara			Alunita	SVG
	M-27	M-29	CV-52	DCV-05	DCV-02	DCV-07	DCV-06	CV-14	CV-20	M-26	M-28	CV-28	DCV-05	CV-22	CV-11	RG-1	
			597.7m	859m	610m	510m							570.6				
SiO ₂	62.95	68.36	68.61	69.81	67.9	67.26	69.08	66.57	67.25	67.3	69.43	52.28	53.68	96.73	3.54	71.13	
TiO ₂	0.67	0.54	0.37	0.35	0.32	0.31	0.37	0.34	0.47	0.54	0.35	0.5	1	0.71	0.02	0.13	
Al ₂ O ₃	16.76	15.02	15.52	14.9	14.6	14.24	15.43	12.27	15.78	16.23	14.72	19.15	18.07	0.36	28.72	12.51	
Fe ₂ O ₃	5.11	3.66	2.69	2.47	2.27	2.41	2.63	6.3	4.11	1.8	1.65	8.77	6.42	0.47	8.3	4.38	
MnO	0.05	0.05	0.03	0.04	0.05	0.04	0.04	0.02	0.03	0.06	0.06	<0.01	0.07	0.01	0.01	0.02	
MgO	3.48	1.54	0.65	0.73	0.78	0.83	0.83	0.06	0.59	1.2	0.91	0.09	4.93	0.01	0.06	0.31	
CaO	1.89	2.56	2.51	1.3	2.88	2.76	2.53	0.04	0.06	0.61	1.48	0.08	3.02	0.02	0.02	0.37	
Na ₂ O	5.61	3.46	4.19	4.4	4.2	4.26	4.2	0.08	0.06	3.73	3.24	0.1	3.59	0.01	0.09	1.02	
K ₂ O	2.22	3.83	3.57	4	3.76	3.56	3.62	0.7	4.7	4.23	4.85	2.2	3.24	0.03	9.98	5.98	
P ₂ O ₅	0.2	0.13	0.14	0.12	0.11	0.11	0.13	0.12	0.13	0.07	0.12	0.22	0.05	0.01	0.23	0.05	
Cr ₂ O ₃	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	
SrO	0.04	0.04	0.05	0.04	0.05	0.05	0.05	0.03	0.03	0.04	0.03	0.13	0.02	0.01	0.03	0.02	
BaO	0.03	0.09	0.11	0.11	0.12	0.13	0.12	0.06	0.2	0.08	0.11	0.5	0.03	0.01	0.12	0.01	
LOI 1000	1	0.68	0.98	1.69	2.83	2.44	0.71	11.98	5.76	2.49	2.7	14.83	4.24	0.68	40.42	3.55	
Total	99.02	99.29	98.45	98.28	97.05	95.97	99.04	86.6	93.42	95.9	96.96	84.03	94.13	98.39	51.13	95.94	

Nota: Todos los valores reportados son en porcentaje en peso (wt. %).

Tabla. 6.5.2 Datos crudos de los resultados obtenidos en determinación de concentración de elementos traza.

Elemento	Plutones Pre-mineralización								Stock Porfídicos				Formación Tarahumara			Alunita	SVG
	M-27	M-29	CV-52	DCV-05	DCV-02	DCV-07	DCV-06	CV-14	CV-20	M-26	M-28	CV-28	DCV-05	CV-22	CV-11	RG-1	
			597.7m	859m	610m	510m							570.6				
Ba	229	801	1050	1070	1125	1285	1095	623	2040	816	981	5230	241	26.5	1065	26.7	
Rb	205	233	161	147.5	144.5	150.5	123.5	7.1	399	222	309	10.9	369	1.6	199	321	
Sr	345	339	425	328	391	456	482	254	298	303	225	1270	188.5	27.6	221	184.5	
Sc	8	6	3	3	3	3	3	2	4	5	3	3	15	1	1	3	
Cs	24.2	15.1	5.05	3.99	4.35	4.3	2.6	1.42	8.17	8.26	6.84	1.71	38.1	0.33	4.87	23.9	
Nb	10.4	11.2	10.8	9.3	8.4	10.7	11	8.6	14.2	10.6	10.1	11.2	8.1	8.4	0.4	44.2	
Ge	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	
Ga	20.4	18.8	20.9	17.7	17.2	17.3	20	22.5	37.3	20.4	17.6	64.6	20	1.2	7.9	26.4	
Hf	5.2	5.8	5.1	4.8	4	4.4	5.2	3.7	7.5	4.5	4.9	8.2	4.7	4.3	0.3	14.8	
Sn	2	2	1	1	1	1	2	27	12	4	4	23	6	2	<1	9	
Ta	0.6	1.1	0.8	0.7	0.6	0.6	0.8	0.6	1	0.8	0.8	0.7	0.6	0.7	<0.1	3.1	
Th	8.86	35.8	12.35	30.1	10.95	11.4	15.15	10.6	12.2	13.05	17.85	15.05	13	2.31	15.45	25.1	
U	1.45	8.88	2.98	7.19	4.06	4.21	4.89	5.82	8.37	4.43	6.59	7.95	7.48	2.5	1.87	7.18	
V	86	70	37	31	27	27	33	38	34	71	30	68	171	13	14	5	
W	1	2	8	20	18	15	1	10	14	14	35	5	6	3	1	2	
Zr	217	211	198	181	152	170	193	141	296	176	184	332	182	174	11	502	
Ag	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	2.7	1.5	3.4	1.4	1.9	1.1	1.9	0.6	<0.5	
Cd	1	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	0.6	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	
Co	10	8	4	3	3	4	4	6	2	6	4	2	18	<1	1	2	
Cu	233	156	39	133	5	29	7	1435	185	7470	1750	71	2770	30	62	238	
Li	20	10	10	20	20	20	10	10	<10	20	10	20	40	<10	<10	40	
Mo	2	1	3	1	<1	3	<1	2	21	1	30	3	29	2	<1	6	
Ni	4	8	3	3	4	2	2	4	2	3	3	2	21	2	2	1	
Pb	9	12	11	11	11	9	13	898	580	22	36	535	8	120	3540	40	
Zn	126	68	24	37	32	25	36	52	37	185	131	24	108	4	1170	163	
As	1.8	1.2	0.5	0.3	0.3	0.6	1.4	156.5	60.2	0.7	17	244	0.6	3.4	210	29.7	
Bi	0.15	0.12	0.03	0.02	0.02	0.02	0.01	2.79	7.36	0.32	0.96	7.05	0.13	0.21	0.08	0.04	
Hg	0.008	<0.005	0.006	<0.005	0.012	0.013	0.006	0.03	0.13	0.011	0.016	0.047	0.006	0.013	0.021	0.014	
In	0.038	0.025	0.007	0.026	<0.005	0.005	0.005	0.564	0.122	0.134	0.218	0.62	0.068	0.029	17.1	0.025	
Re	0.003	<0.001	0.001	0.001	<0.001	<0.001	<0.001	0.04	<0.001	<0.001	0.015	0.001	0.072	<0.001	0.003	0.004	
Sb	0.15	0.16	0.11	0.09	0.12	0.12	0.09	14.55	12	0.22	0.87	136.5	0.14	1.44	1.46	0.25	
Cr	<10	10	10	10	10	10	10	20	20	10	<10	10	10	10	<10	<10	
Se	0.6	0.4	0.7	0.6	0.4	0.5	0.3	2	0.8	1.3	1.3	1	1	0.2	0.2	0.2	
Te	0.09	0.01	<0.01	0.01	<0.01	<0.01	<0.01	2.42	0.61	0.02	0.09	4.87	0.03	0.04	0.04	0.01	
Tl	2.02	0.43	0.18	0.05	0.07	0.1	0.08	0.08	0.55	0.1	0.15	0.04	2.16	<0.02	4.99	0.19	
S	0.01	<0.01	<0.01	0.01	<0.01	0.49	<0.01	5.62	1.72	<0.01	0.81	3.32	0.95	0.05	14	0.05	
C	0.02	0.02	0.13	0.22	0.53	0.34	0.06	0.21	0.05	0.02	0.42	0.05	0.29	0.02	0.04	0.03	

Nota: Todos los valores reportados en ppm.

Tabla. 6.5.3 Datos crudos de los resultados obtenidos determinación de concentración de elementos de las tierras raras.

Elemento	Plutones Pre-mineralización							Stock Porfídicos				Formación Tarahumara			Alunita	SVG
	M-27	M-29	CV-52	DCV-05	DCV-02	DCV-07	DCV-06	CV-14	CV-20	M-26	M-28	CV-28	DCV-05	CV-22	CV-11	RG-1
			597.7m	859m	610m	510m						570.6				
La	22.6	34.6	42	33.1	29.7	33.7	39.3	29.7	28.7	29.8	35.8	39.9	19.2	1.6	67.9	25.6
Ce	49	67.5	73.2	63	53.4	61.9	71.7	55	52.5	53	64.8	75.5	38.6	2.6	150.5	51.2
Pr	6.17	8.16	8.09	7.18	5.96	7.01	8.05	6.14	5.92	6	7.37	8.81	4.59	0.21	20.9	6.24
Nd	24.5	28.8	28.4	25.8	21.3	24.3	28.4	22	20.5	21.2	25.7	31.7	17.4	0.8	88.3	24.2
Sm	5.26	5.5	5.11	4.39	3.22	4.17	5.14	4.07	3.3	3.71	4.4	5.69	3.15	0.19	12.65	7.21
Eu	1.27	0.94	1.02	0.87	0.79	0.84	1	0.91	0.69	0.83	1.01	1.25	0.78	<0.03	2.18	0.16
Gd	4.47	4.59	3.56	3.06	2.41	2.86	3.42	2.78	2.2	2.83	3.17	4.75	2.49	0.12	4.42	5.85
Tb	0.73	0.65	0.44	0.42	0.35	0.38	0.49	0.27	0.27	0.44	0.44	0.66	0.38	0.04	0.22	1.08
Dy	4.51	3.89	2.47	2.16	1.88	2.06	2.59	1.23	1.13	2.36	2.48	2.32	2.44	0.3	0.49	6.96
Ho	0.93	0.79	0.45	0.4	0.35	0.42	0.47	0.2	0.23	0.54	0.48	0.28	0.53	0.08	0.05	1.37
Er	2.72	2.33	1.28	1.12	1.01	1.08	1.37	0.52	0.74	1.61	1.39	0.64	1.51	0.22	0.09	3.71
Tm	0.39	0.31	0.21	0.17	0.14	0.16	0.19	0.1	0.13	0.2	0.19	0.15	0.23	0.04	0.01	0.54
Yb	2.62	2.11	1.28	1.12	1.04	0.97	1.3	0.68	1.03	1.39	1.44	0.83	1.48	0.34	0.08	3.56
Lu	0.42	0.32	0.19	0.16	0.15	0.17	0.21	0.11	0.17	0.2	0.2	0.14	0.24	0.05	0.02	0.52
Y	26.7	22.6	13.2	12.2	10.9	11.5	13.8	5.4	6.8	16.5	13.8	6.6	14.2	2.3	0.9	42.7
Sc	8.8	5.1	2.8	1.4	1	1.5	2.8	0.2	0.2	2.7	0.9	0.4	13.5	0.1	0.5	0.3

Nota: Todos los valores reportados son en ppm

6.6 Geocronología U-Pb (ELA-ICPMS)

Los dos nuevos datos geocronológicos obtenidos en rocas del depósito La Caridad Vieja, mediante el método U-Pb a partir de circones (Anexo A: Tabla A1 y A2) se utilizaron para determinar la edad de magmatismo, su evolución, y poder establecer una relación entre la edad de los intrusivos mineralizados y la roca encajonante del depósito La Caridad Vieja, tomando como base las edades disponibles en la literatura de las litologías del pórfido de cobre La Caridad y otras áreas del distrito minero de Nacozari. La relación de muestras analizadas y su edad obtenida se muestra en la Tabla 6.6.1.

La edad U-Pb determinada en circones primarios de la roca encajonante es de 54.71 ± 0.39 Ma, y en las rocas intrusivas es de 51.95 ± 0.48 Ma; estas edades están dentro del error de los valores aceptados y validan la precisión de las edades determinadas en este estudio. Las Figuras 6.6.2-6.6.5 muestran los diagramas de concordia obtenidas usando Isoplot v.3.70 (Ludwig, 2008).

Tabla 6.6.1 Datos geocronológicos U-Pb en circones de muestras seleccionadas para el estudio del depósito La Caridad Vieja.

# Muestra	Localización WGS84	Descripción/Zona	Material Fechado	Edad
CV-29	641,066 E 3,357,476 N	Andesita-Dacita, Fm. Tarahumara La Caridad Vieja	Circón	54.71 \pm 0.39 M.a
CV-14	641,347 E 3,356,934 N	Porfido Cuarzomonzonitico La Caridad Vieja	Circón	51.95 \pm 0.48 M.a

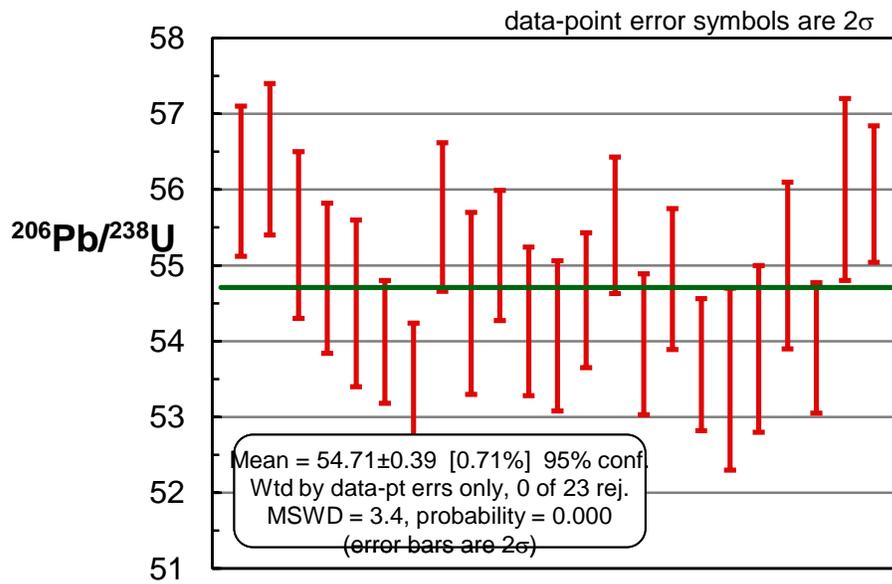


Fig. 6.6.2 Histograma de las edades de cristalización de los circones por el método $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ para la muestra CV-29, donde se graficaron 23 de 36 mediciones, obteniendo una edad de 54.71 ± 0.39 Ma.

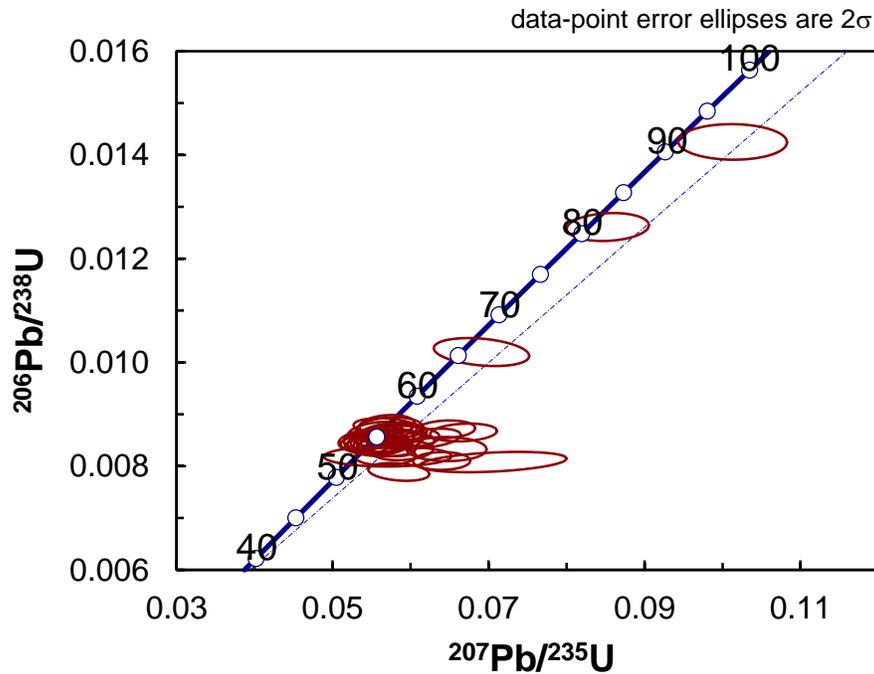


Fig. 6.6.3. Diagrama de concordia para la muestra CV-29 mostrando las elipses de error.

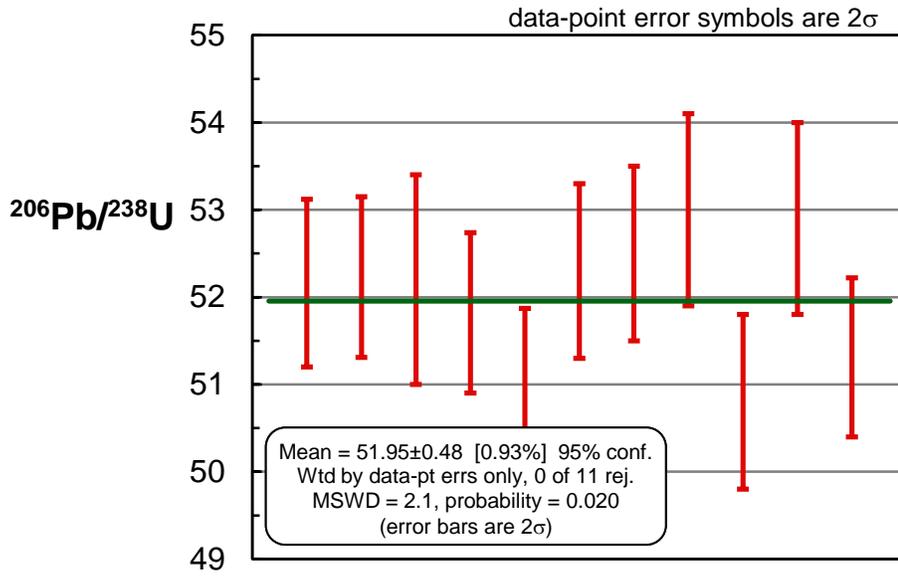


Fig. 6.6.4. Histograma de las edades de cristalización obtenida por el método $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ en los circones de la muestra representativa de los pórfidos cuarzomonzoníticos (CV-14), colectada en el aparte central de La Caridad Vieja, donde se graficaron 11 de 36 mediciones, arrojando una edad de 51.95 ± 0.48 Ma.

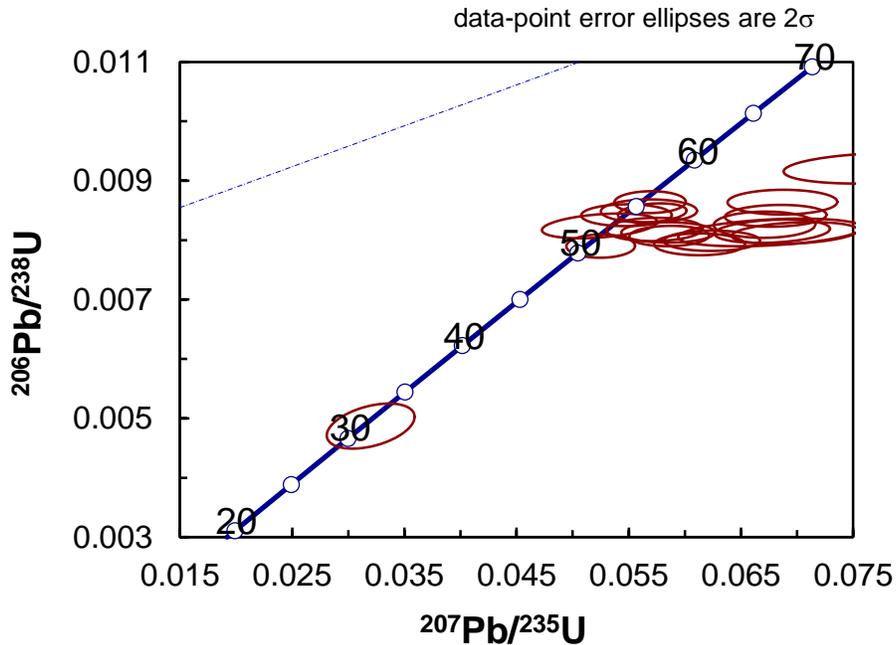


Fig. 6.6.5. Diagrama de concordia para la misma muestra (CV-14), donde se muestran las elipses de error.

CAPITULO 7: Mineralización, Paragénesis y Alteración Hidrotermal

7.1 Mineralización

La mineralización de Cu-Au en La Caridad Vieja está hospedada principalmente en los pórfidos cuarzomonzoníticos, que se presentan en forma de cuerpos tubulares “stocks”. Estos cuerpos tienen una actitud casi vertical y se alinean en una dirección NW-SE, e intrusionan al paquete de rocas volcánicas correlacionables con la Fm. Tarahumara. La mineralización se compone principalmente de sulfuros y sulfosales (enargita + tenantita + famantinita) con menor contenido de carbonatos, silicatos, óxidos de hierro y escasos sulfuros secundarios en los niveles más someros, con presencia de alunita + dickita + pirofilita + halloysita + caolinita ± barita, pasando a illita + esmectita; en cambio, en las partes más profundas, la mineralización dominante consiste en pirita – calcopirita – bornita - molibdenita, esfalerita - galena asociada a la alteración cuarzo-sericita del sistema pórfido de cobre.

Dentro del área La Caridad Vieja, hay un claro control estructural y litológico en la distribución de la mineralización y alteración, así como un zonamiento lateral y vertical en las zonas adyacentes a dichas estructuras. En base en el análisis minerográfico, SEM y Microscopia RAMAN realizados en algunas secciones pulidas, se definió la mineralogía dominante en el área de La Caridad Vieja. Para el estudio minerográfico se seleccionaron 25 muestras de las cuales, 18 fueron tomadas en superficie y 7 más de barrenos, donde una breve descripción de cada una de ellas se muestra en la Tabla 7.1 (Fig. 7.1).

De las 25 muestras, 11 de ellas fueron seleccionadas para su estudio en SEM (muestras con clave sombreada en Tabla 7.1), de las cuales cinco son de barrenos y 6 más de superficie; estas últimas recolectadas en la periferia y dentro de los stocks mineralizados (Fig. 7.1).

Tabla 7.1.- Breve descripción de las muestras seleccionadas para el estudio minerográfico.

	Muestra	Ubicación		Minerales identificados
		Este	Norte	
Intrusivos Cuarzozononíticos	CV-14 (SEM)	641335	3356905	Gn, Sph, Ba, Fmn, Py
	CV-19	641325	3356920	Py
	CV-20	641682	3356947	Py
	CV-21	641682	3356947	Py
	CV-23	641743	3356824	Py
	CV-27	641170	3357535	Py
	CV-41 (SEM)	641652	3356698	Eng, Cv, Py
	CV-42	641636	3356670	Py
	CV-43	641564	3356784	Py
	CV-46 (SEM)	641375	3356987	Eng, Py
	CV-47	641615	3356815	Py
	CV-48	641600	3356780	Py
	CV-49	641580	3356750	Py
	CV-50	641617	3356923	Py
	OM-20	641265	3356975	Py
	OM-37 (SEM)	641280	3356975	Py, Rut
OM-40 (SEM)	641285	3356975	Acn, Eng, Sph, Gn, Py	
Roca Encajonante	DCV-02-682.9 (SEM)	641815	3357148	Acn, Py
	DCV-02-687.9	641815	3357148	Py
	DCV-02-817.6 (SEM)	641815	3357148	Ba, Py
	DCV-02-835.95 (SEM)	641815	3357148	Ccpy, Py
	DCV-06-179.95 (SEM)	641738	3356726	Gn, Sph, Aleacion Au-Ag, Py
	DCV-06-400 (SEM)	641738	3356726	Gn, Sph, Py
	DCV-06-409.7	641738	3356726	Py
	CV-40 (SEM)	641746	3356607	Eng, Py

Nota: Las claves marcadas con sombra gris fueron seleccionadas para analizarse en SEM. Las abreviación corresponden a los siguientes minerales; Py: pirita, Gn: galena, Sph: esfalerita, Fmn: famantinita, Eng: enargita, Cv: covelita, Rut: rutilo, Acn: acantita.

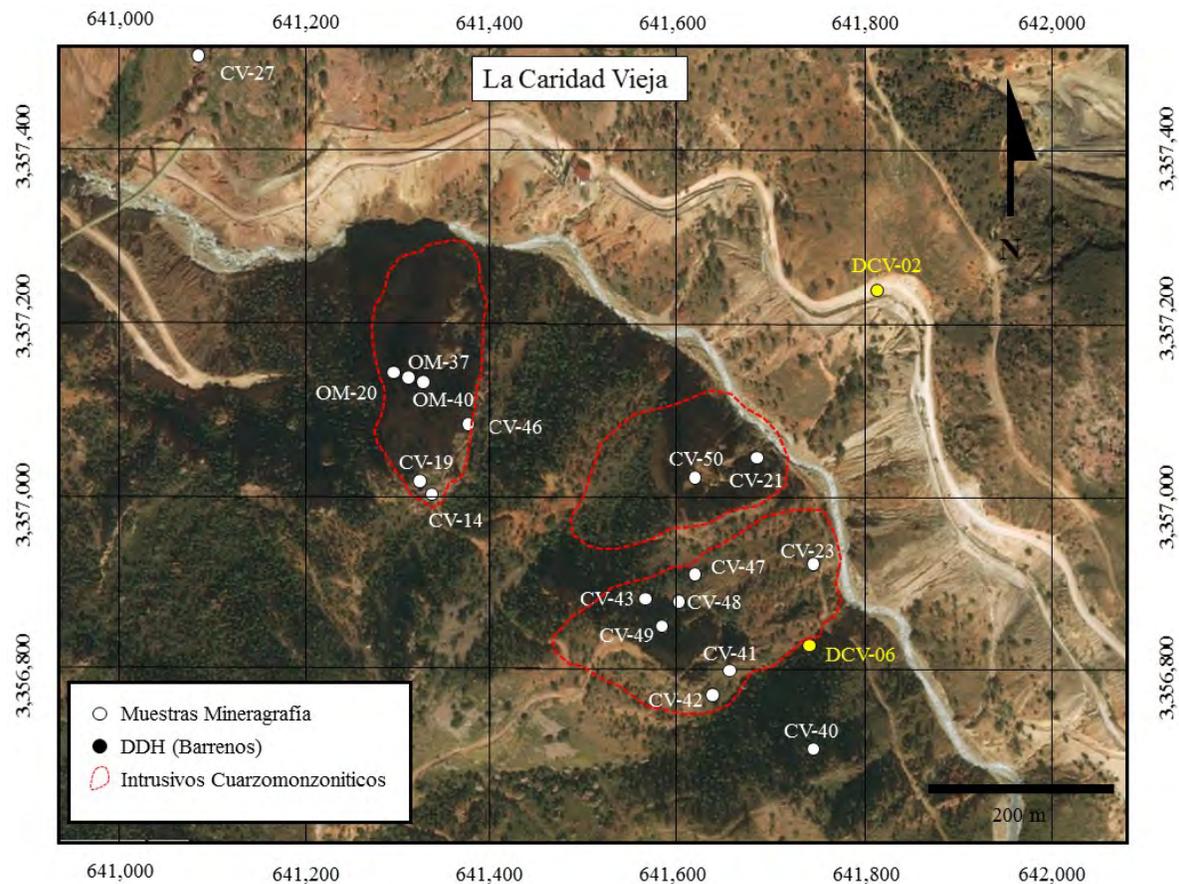


Fig. 7.1.- Localización de las muestras seleccionadas para el estudio minerográfico.

7.1.1 Stocks Cuarzomonzónicos

La mineralización relacionada a los stocks cuarzomonzónicos de La Caridad Vieja es muy característica y se compone principalmente de pirita, enargita, tenantita, famantinita, acantita, calcocita y covelita. Esta mineralogía se determinó a partir de las muestras OM-20, OM-37, OM-40, CV-14, CV-19, CV-41, CV-42, CV-43, y CV-46; estas muestras fueron recolectadas en distintas zonas dentro de estos cuerpos mineralizados, a distintas elevaciones y dentro de obras mineras. Por ejemplo, la muestra CV-14, localizada en la periferia de uno de los stocks (Fig. 7.1). Esta roca exhibe una fuerte silicificación, presenta una textura porfídica con ojos de cuarzo (<2 mm) y feldespatos de 2 mm en tamaño alterados a arcillas (dickita). Toda esta fracción es sostenida en una matriz fina silicificada con presencia de alunita-dickita. En luz reflejada se determinó la presencia principalmente de pirita fina

diseminada (Foto 7.1A) y en vetillas de cuarzo, con menor presencia de esfalerita, galena, barita, y famantinita (Cu_3SbS_4), esta última identificada por SEM (Fig. 7.2), donde se puede apreciar el espectro y la composición del mineral.

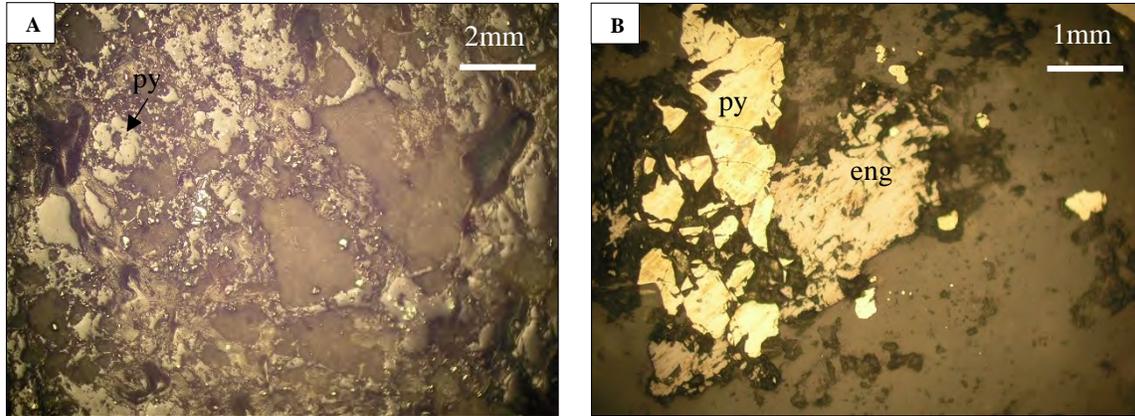


Foto 7.1.- A) muestra CV-14 del stock cuarzomonzonítico, la cual presenta abundantes cristales anhedrales de pirita (>4%) diseminados en una matriz silicatada. B) microfotografía de la muestra OM-40, mostrando en luz reflejada la presencia de enargita (color gris) de 0.3mm en contacto con pirita, la cual parece ser posterior a la enargita, 20x, LNP. (py:pirita, eng:enargita).

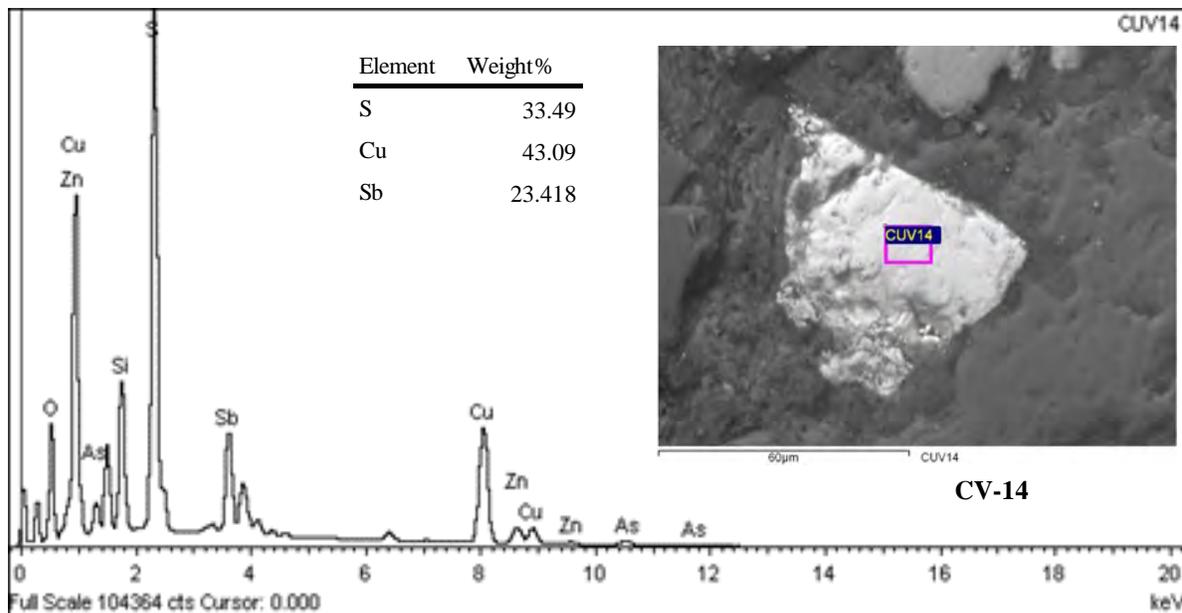


Fig. 7.2.- Mostrando el cristal de famantinita en la muestra CV-14 analizada en el recuadro rojo, y donde se da el espectro y su composición en la tabla al lado de la fotografía.

Las muestras OM-20, OM-37, OM-40, CV-19 y CV-46 fueron tomadas en el mismo stock que la muestra CV-14 (Fig. 7.1), donde las muestras con clave “OM” fueron recolectadas a lo largo de un crucero de aproximadamente de 40 m. En el caso de la muestra OM-20, en el análisis por SEM, se identificó la presencia de galena, en cristales de esfalerita en muy pequeñas proporciones, y como pequeños en cristales de 10-20 micras en tamaño (Fig. 7.3).

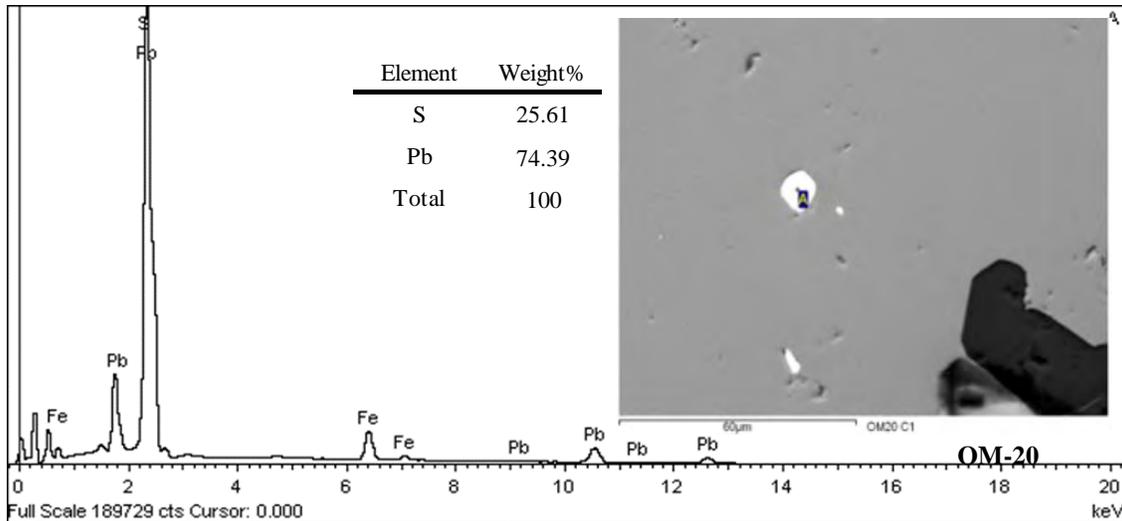


Fig. 7.3.- En esta figura se muestra la presencia de galena dentro de esfalerita (color gris), y donde se puede apreciar el espectro y la tabla al lado izquierdo de la fotografía donde se da su composición.

La muestra OM-40 ubicada en la parte final de la obra minera (Fig. 7.1), la cual corresponde a la parte media del stock fue vista en sección delgada y presenta una fuerte silicificación que destruye y oculta la textura y composición original de la roca, pero aún se logran ver relictos de ojos de cuarzo corroídos en los bordes y algunos feldespatos dentro de una matriz silícea, cortada por delgadas y discontinuas vetillas de cuarzo, con algunos cristales tabulares de alunita. Dentro de esta muestra, los sulfuros se encuentran destruidos y asimilados dentro de la pasta silícea, sugiriendo una etapa posterior a los sulfuros. En luz reflejada se determinó la presencia principalmente de pirita fina diseminada con menor presencia de enargita (Foto 7.1 B), y esta última corroborada por SEM (Fig. 7.4), donde se puede apreciar el espectro y la composición del mineral. En esta misma muestra, dentro de los cristales de enargita, se identificaron un mineral de plata, clasificado como acantita, el cual se encuentra en muy pequeñas cantidades dentro de la muestra (Fig. 7.5).

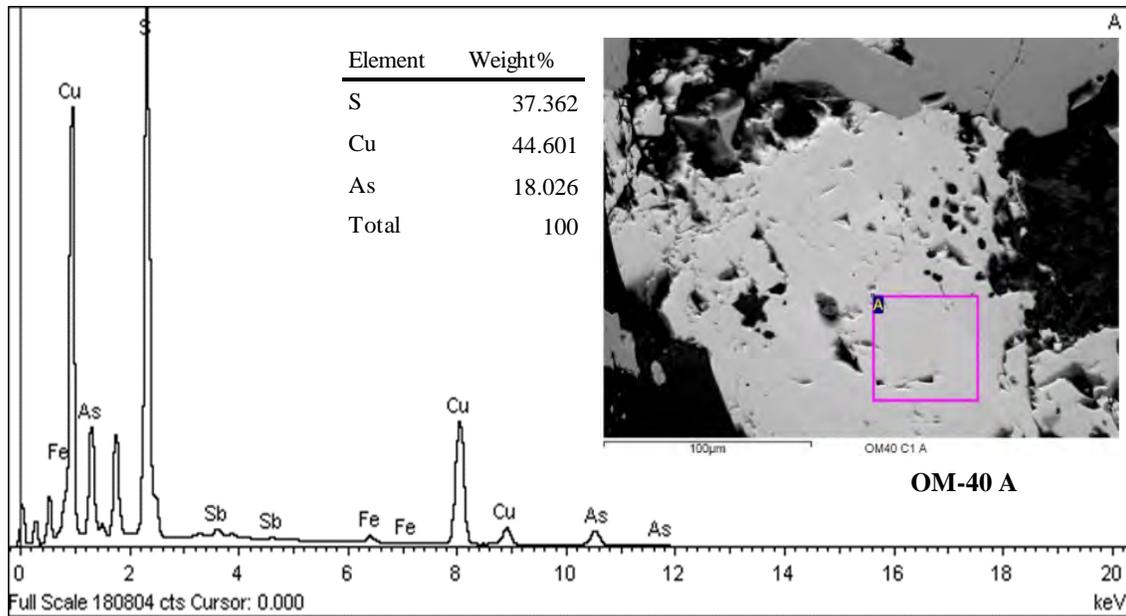


Fig. 7.4 Microfotografía mostrando el cristal de enargita analizado en el recuadro rojo en la muestra OM-40, se anexa el espectro y composición química obtenida al lado izquierdo de la fotografía.

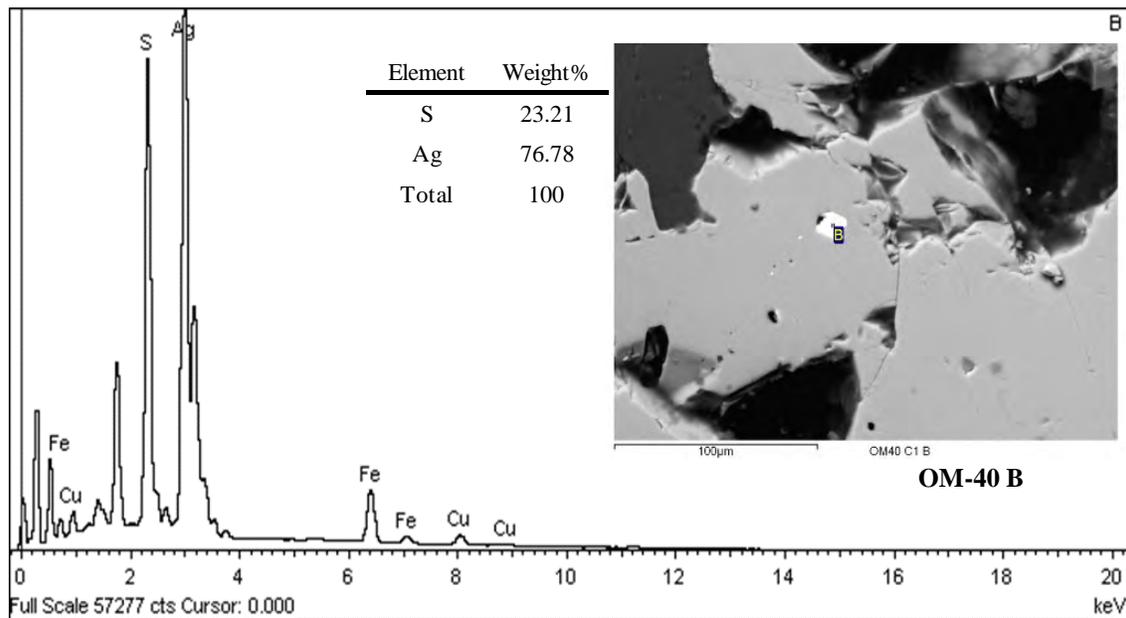


Fig. 7.5 Mostrando un cristal de enargita de color gris, donde se incluye una mineral de color blanco brillante y analizado en el punto B, el cual fue identificado como acantita. En la misma figura, se puede apreciar el espectro y una tabla al lado izquierdo de la fotografía, donde se da su composición.

La muestra CV-41 recolectada en el “stock” ubicado más al sureste de la línea de cuerpos mineralizados (Fig. 7.1) se analizó en luz reflejada y se determinó la presencia principalmente de pirita finamente disseminada en granos anhedrales inmersos en una pasta silíceosa (Foto 7.2A), además de enargita-tenantita en contacto con los cristales de pirita, se identificó en menor cantidad covelita, la cual se presenta reemplazando a la enargita (Foto. 7.2A y B). Esta misma muestra fue analizada en SEM, y su composición y espectro es dado en las Figs. 7.6 y 7.7.

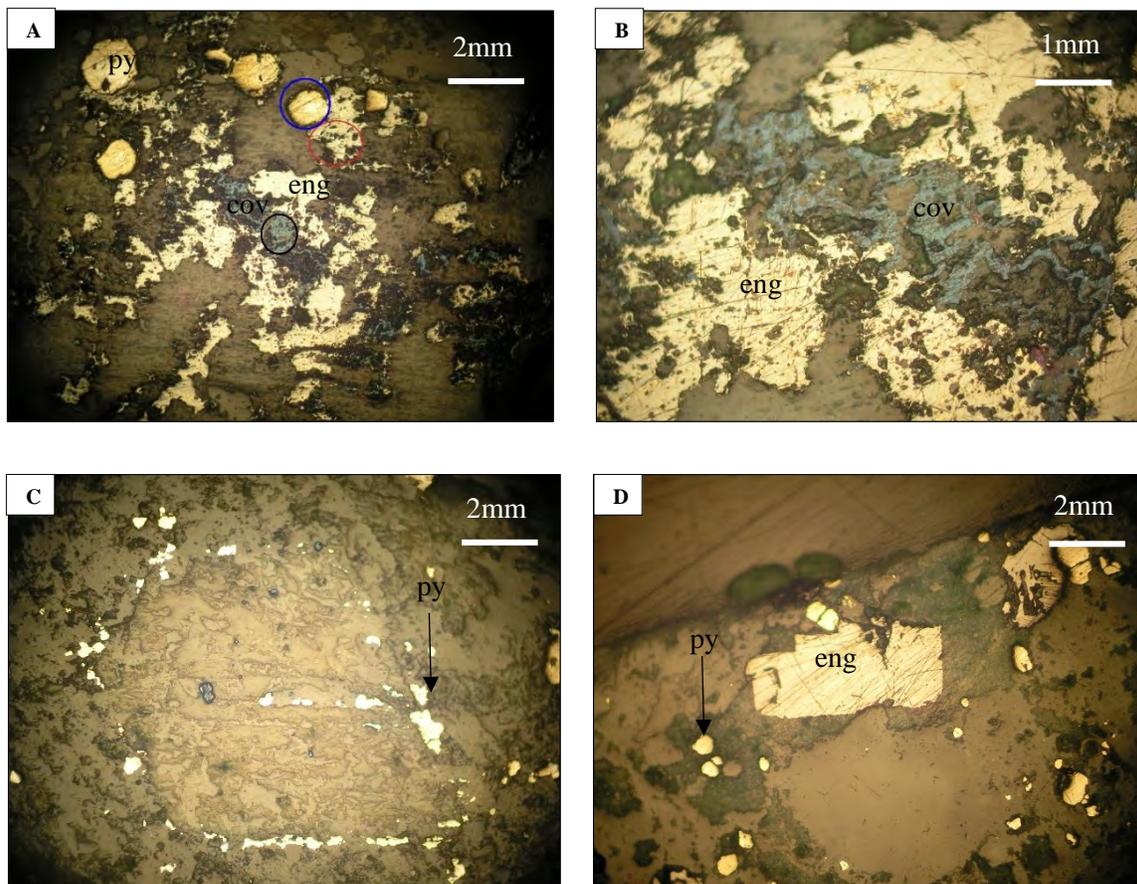


Foto 7.2 A) microfotografía de la muestra CV-41, mostrando en luz reflejada la presencia de enargita (cristal color gris-claro en el círculo rojo) de 0.3 mm en contacto con pirita (círculo azul), la cual parece ser posterior a la enargita, cristal de covelita en el círculo negro, 20x, LNP. B) detalle de la muestra CV-41 en el círculo negro de la foto 5.2a, donde se observan cristales de enargita siendo reemplazados por covelita, 40x, LNP. C) microfotografía de la muestra CV-42 correspondiente a los stock cuarzomonzoníticos, la cual presenta cristales de pirita disseminada y reemplazando a cristales de feldspatos. D) microfotografía de la muestra CV-46 mostrando cristales de enargita (0.2 mm) en contacto con cristales de cuarzo y pirita inmersos en una matriz moderadamente silicificada. (py:pirita, eng:enargita, cov:covelita).

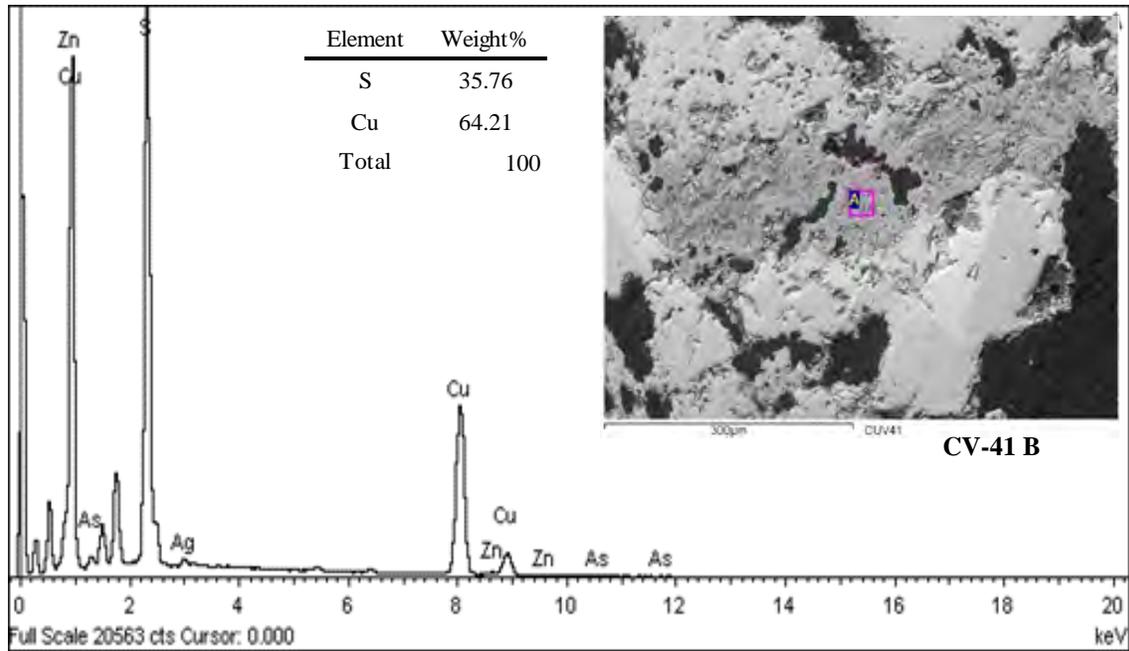


Fig. 7.6 Microfotografía mostrando la presencia de covelita analizada en el recuadro rojo, reemplazando a enargita y donde se da el espectro y su composición en la tabla al lado de la fotografía.

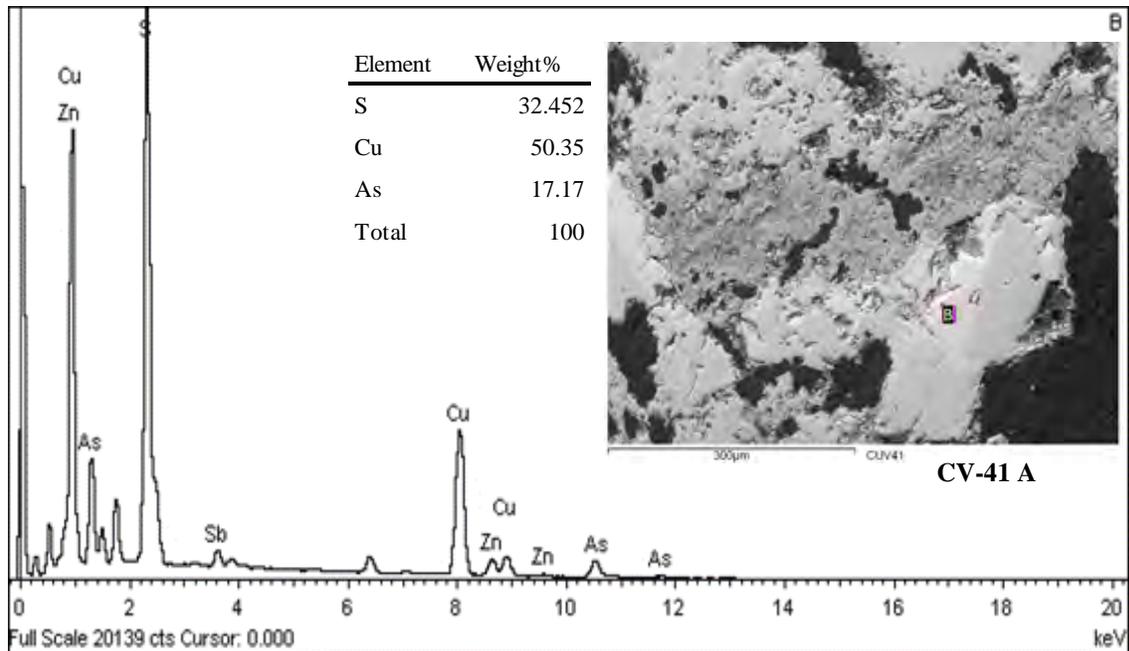


Fig. 7.7. Microfotografía mostrando el cristal de enargita analizado en el recuadro rojo, y donde se da el espectro y su composición en la tabla al lado izquierdo de la fotografía.

La muestra CV-42 ubicada en el mismo stock que la muestra CV-41 (Fig. 7.1) presenta cristales de pirita diseminada y en algunas partes se observa que están reemplazando a cristales de feldespatos, ya que se aprecian granos de pirita en los bordes y a lo largo de la zona de clivaje de los feldespatos (Foto 7.2C). Para la muestra CV-46 recolectada en el mismo stock que las muestras CV-14, CV-19 y “OM” se determinó en el microscopio mineragráfico la presencia de pirita fina con menor enargita y covelita (Foto 7.2 D) y se corroboró en SEM (Fig. 7.8).

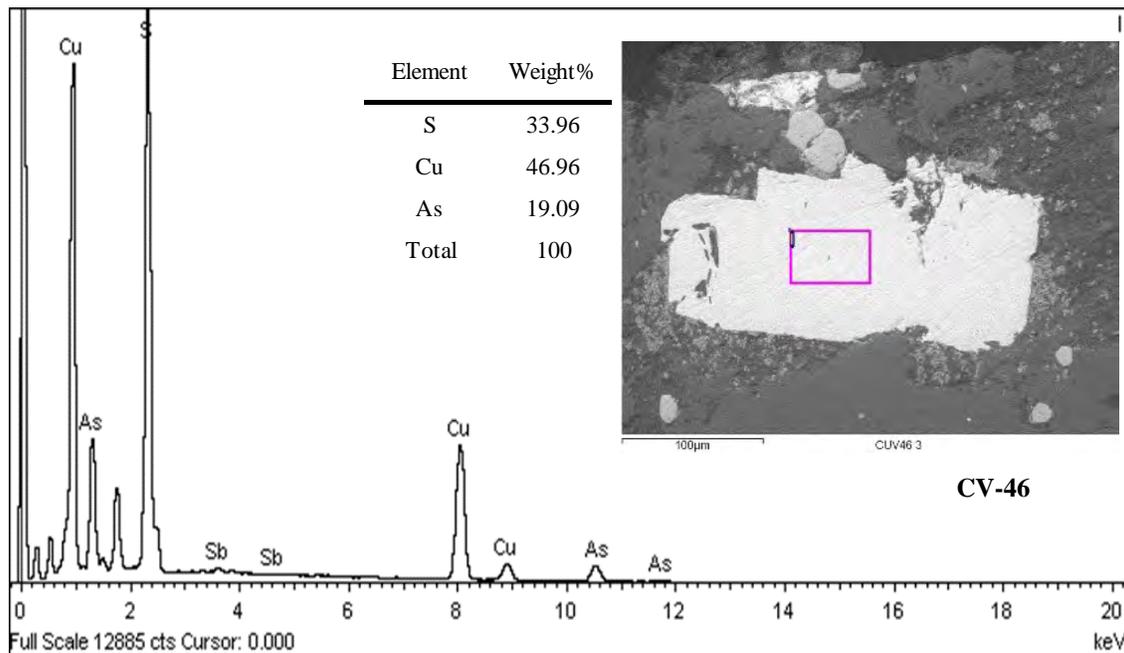


Fig. 7.8. Microfotografía de cristal de enargita, correspondiente al mismo que en la Foto 7.2 D analizado en el recuadro rojo de la muestra CV-46, donde se da el espectro y su composición en la tabla al lado izquierdo de la fotografía.

7.1.2 Roca Encajonante

La mineralización adyacente a los stocks presenta variaciones en su mineralogía de manera lateral y conforme se profundiza; en las partes someras, inmediatamente adyacentes a los pórfidos la mineralogía metálica consiste en pirita diseminada, enargita diseminada y en vetillas y siendo esta reemplazada por covelita, además se presentan zonas con una presencia intensa vetillas de cuarzo (2-5 mm) que se intersectan entre ellas, dando la apariencia de formar “stockwork” dichas vetillas contienen granos de aleaciones de Au-Ag y menor contenido de cristales de esfalerita y galena dentro de las vetillas y de manera esporádica finamente diseminados; en cambio a profundidad la mineralización predominante es pirita diseminada, calcopirita, la cual se presenta en horizontes de intenso brechamiento hidrotermal con espesores considerables (~1 m), donde la calcopirita se presenta en fragmentos embebidos en una matriz de cuarzo-turmalina, además se presenta esfalerita, galena y molibdenita en vetillas acompañadas principalmente de cuarzo, mostrando cierta sinuosidad en la persistencia de las vetillas, lo que se interpreta que durante su formación estaban en condiciones dúctiles. Se recolectaron algunas muestras representativas de estas partes, las cuales corresponden a las muestras CV-40, DCV-06 (179.5m, 400, 409.7) y DCV-02 (682.9 m, 687.9 m, 817.65m, 835.95 m), las cuales fueron estudiadas en luz reflejada y analizadas mediante SEM, su ubicación es mostrada en la Fig. 7.1.

La muestra CV-40 (Foto 7.3A) y la muestra del barreno DCV-06 recolectada a 175.95 m de profundidad (Foto 7.3B), son representativas de la mineralización distribuida en la parte superior de la roca encajonante, específicamente en la parte adyacente a los intrusivos cuarzomonzoníticos. El estudio en luz reflejada de la muestra CV-40 localizada a ~100 m del “stock” ubicado más al sureste (Fig. 7.1), determinó la presencia principalmente de pirita finamente diseminada en una pasta silíceo, enargita y menor covelita (Foto 7.3 A); este cristal se analizó en SEM, su composición y espectro es mostrado en la Fig. 7.9.

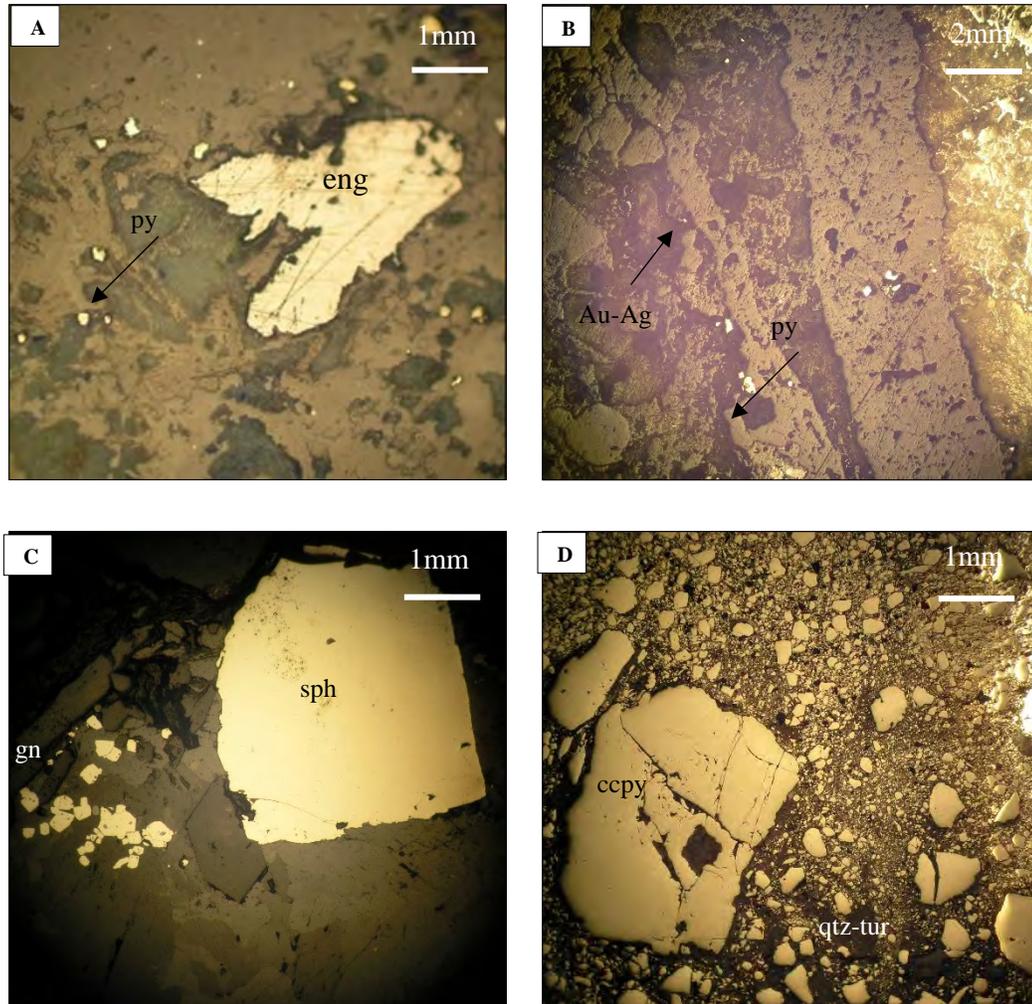


Foto 7.3.- microfotografías de las muestras de la roca encajonante mineralizada. A) muestra CV-40 donde se aprecia un cristal de enargita de 0.7 mm en tamaño, con presencia de pirita fina disseminada, sostenidos en una pasta silíceosa, 20x, LNP; B) muestra DCV-06 179.95 con vetillas de cuarzo y cristales inmersos y a la periferia de pirita, galena, esfalerita y pequeños granos de Au-Ag, 20 X, LNP; C) muestra DCV-06 400 con cristales de galena y esfalerita en vetillas de cuarzo, 40X, LNP; D) muestra DCV-06 409.7 donde se presenta brechamiento hidrotermal con cristales de calcopirita inmersos en una matriz de cuarzo-turmalina, 40 X, LNP. (py:pirita, eng:enargita, Au-Ag: aleaciones oro-plata, gn:galena, sph:esfalerita, ccpy: calcopirita, qtz-tur: cuarzo-turmalina).

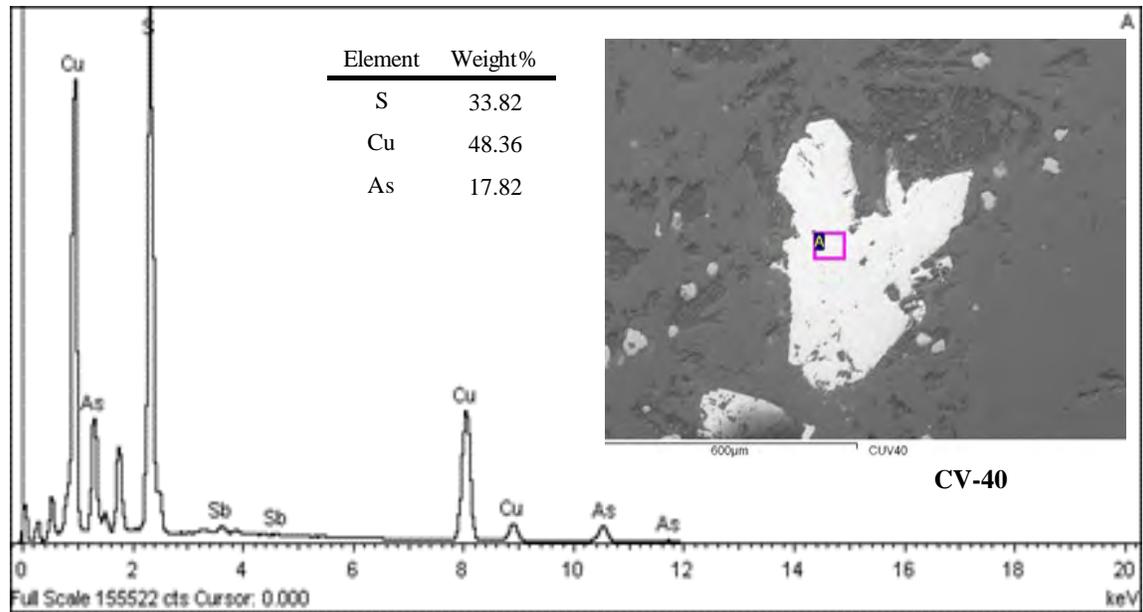


Fig. 7.9. Mostrando el cristal de enargita analizado en el recuadro rojo, y donde se da el espectro y su composición en la tabla anexada al lado de la fotografía.

En el caso particular de una muestra tomada en el barreno DCV-06, localizado en la parte sureste del último stock reconocido (Fig. 7.1), y recolectada a una profundidad de 175.95 m, se determinó que corresponde a una roca con textura porfídica conteniendo fenocristales de feldespatos (< 3 mm) alterados a arcillas y alcanzando un 30% del volumen total de la roca, todos ellos sostenidos en una matriz microcristalina con minerales de alteración del tipo alunita+dickita. Se presenta pirita fina diseminada y en vetillas de 2-3 mm de ancho acompañadas con cuarzo en menos del 2% del volumen total (Foto 7.3B). En sección pulida se identificó pirita diseminada y en cristales inmersos en vetillas de cuarzo, también se identificó cristales de esfalerita de varios mm de diámetro y dentro de estos cristales de galena en agregados de varios µm de diámetro (10-30 µm), sugiriendo una etapa ligeramente posterior (Figs. 7.10 y 7.11). En la misma muestra DCV-06 (179.95) se observó un mineral claro brillante, el cual se situaba en la periferia de una vetilla de cuarzo (Foto 7.3 B), fue analizado e identificado en SEM como una aleación de Au-Ag en una relación 1:1 (Fig. 7.11), en otra zona de la muestra también se encontró un cristal de composición similar pero acompañados con menor proporción de telurios, situado de manera adyacente a un cristal de cuarzo (Fig. 7.12).

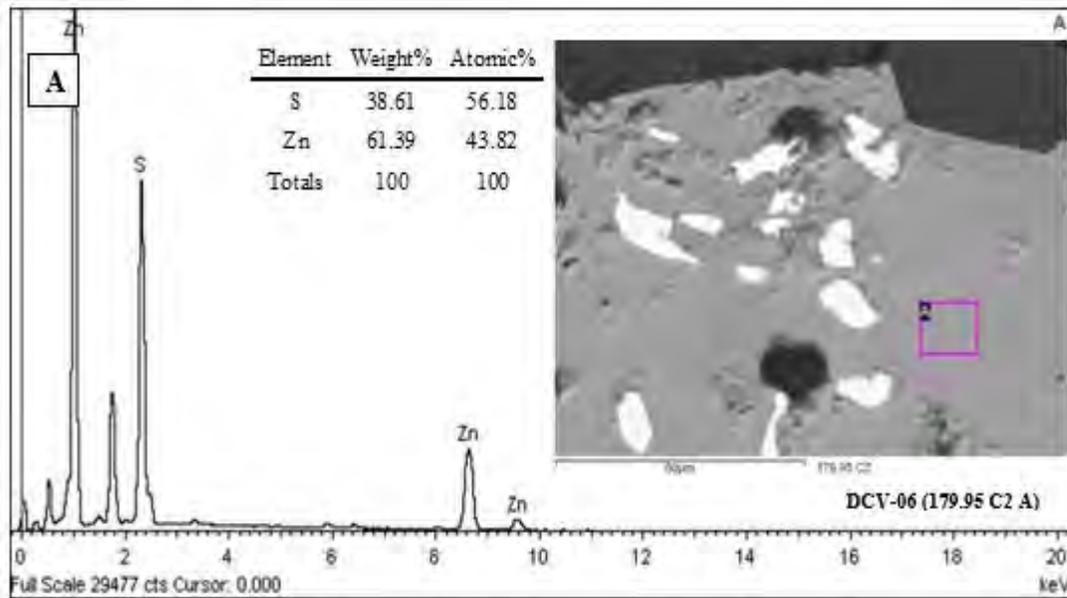


Fig. 7.10.- Espectros SEM-EDX, imágenes BSE y microanálisis de muestras de esfalerita de la muestra DCV-06 (179.95). A) cristal de esfalerita de varios milímetros de diámetro, dentro del cual hay presentes cristales anhedrales de galena.

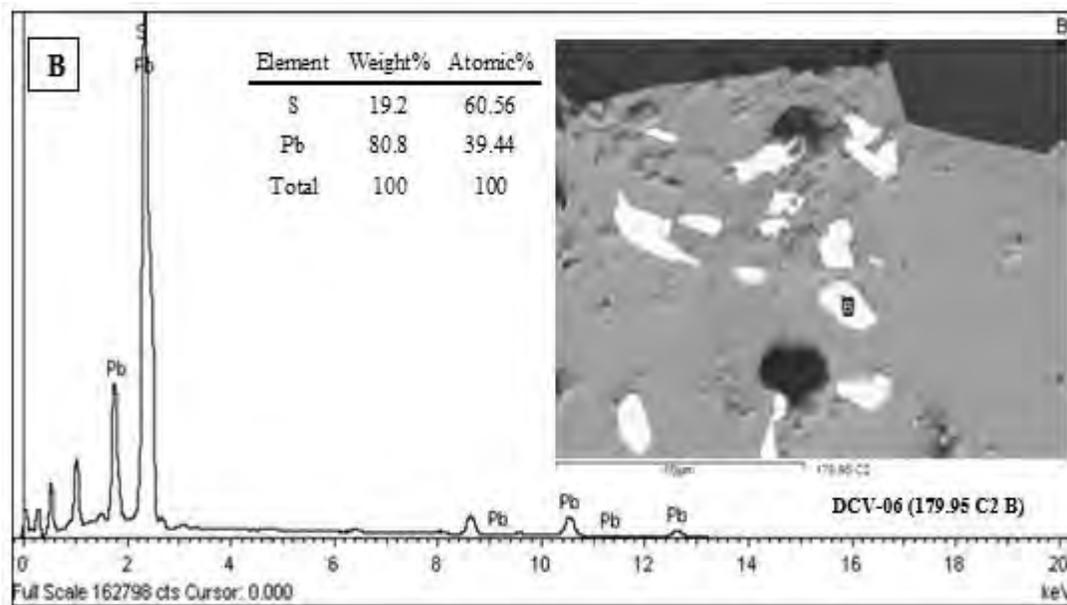


Fig. 7.11.- Espectros SEM-EDX, imágenes BSE y microanálisis de muestras de galena y esfalerita de La Caridad Vieja. (A) cristal de esfalerita, (B) cristal de galena; esta muestra se obtuvo del barreno DCV-06 a una profundidad de 179.95 m.

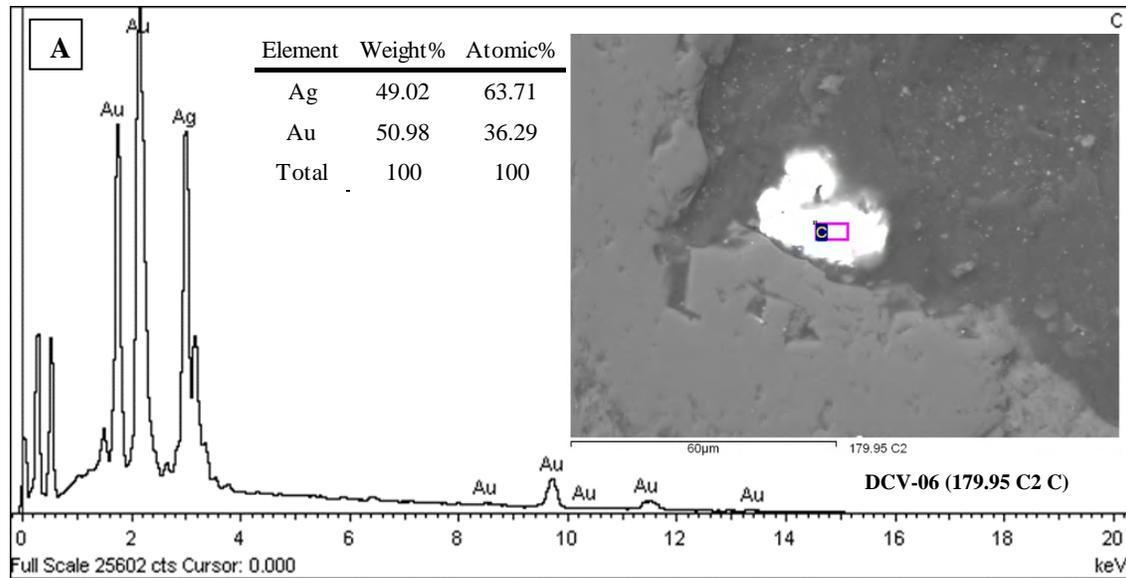


Fig. 7.12.- Espectros SEM-EDX, imágenes BSE y microanálisis del grano compuesto por una aleación de oro-plata ubicado a la periferia de una vetilla de cuarzo, esta muestra se obtuvo del barreno DCV-06 a una profundidad de 179.95 m.

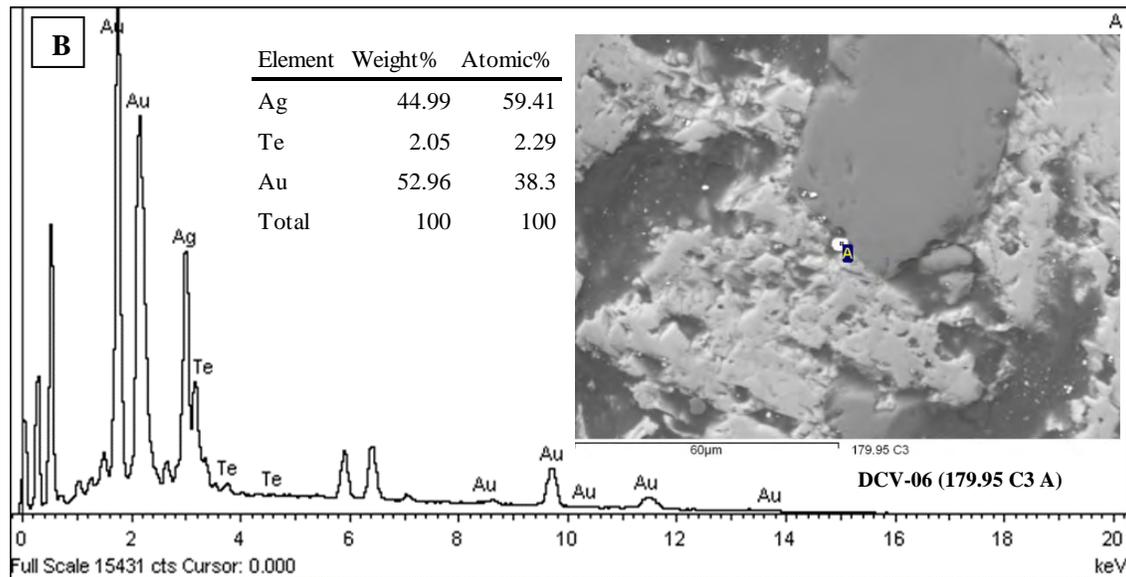


Fig. 7.13.- Espectros SEM-EDX, imágenes BSE y microanálisis de un grano de aleación oro-plata ubicado adyacente a un cristal subhedral de cuarzo en la muestra DCV-06 (175.95).

En el mismo barreno (DCV-06) pero a una profundidad de 400 m, la mineralización es muy similar a la presente a la profundidad de 179.95 m y descrita líneas arriba, corresponde a vetillas de cuarzo (2-3 mm) las cuales contienen dentro cristales de esfalerita, los que a su vez están asimilando cristales de galena (Fig. 5.3C), a diferencia de la muestra ubicada más arriba (179.95), no se observaron cristales de enargita ni de minerales de Au-Ag con telurios. Algunas mediciones puntuales de los minerales representativos a esta profundidad se dan en la Figs. 5.12 y 5.13.

Continuando en el mismo barreno pero a 409.7 m de profundidad (Foto 7.3D) se observa un intenso brechamiento el cual afecta a la roca e incluso los cristales de calcopirita, pirita y turmalina, los cuales son asimilados dentro de una matriz fuertemente molida con los mismos fragmentos de roca y minerales, sugiriendo un brecha tectónica, probablemente afectada por zonas de falla.

Esta misma mineralización de calcopirita y pirita, además de molibdenita fue identificada en el barreno DCV-02 a las siguientes profundidades: 682.9, 687.9, 817.65 y 835.95 m. En las dos primeras muestras se tiene la presencia de vetillas de esfalerita-galena acompañada de cuarzo, cortando a una roca alterada a cuarzo-sericita, con pirita finamente diseminada (Fotos 7.4A y B). En cambio, en las siguientes dos muestras, se tiene la presencia de calcopirita mayormente diseminada y en vetillas acompañada de pirita, las cuales en parte se presentan dentro de zonas de brecha, similares a la muestra DCV-06 a 400 m (Fotos 7.4C y D).

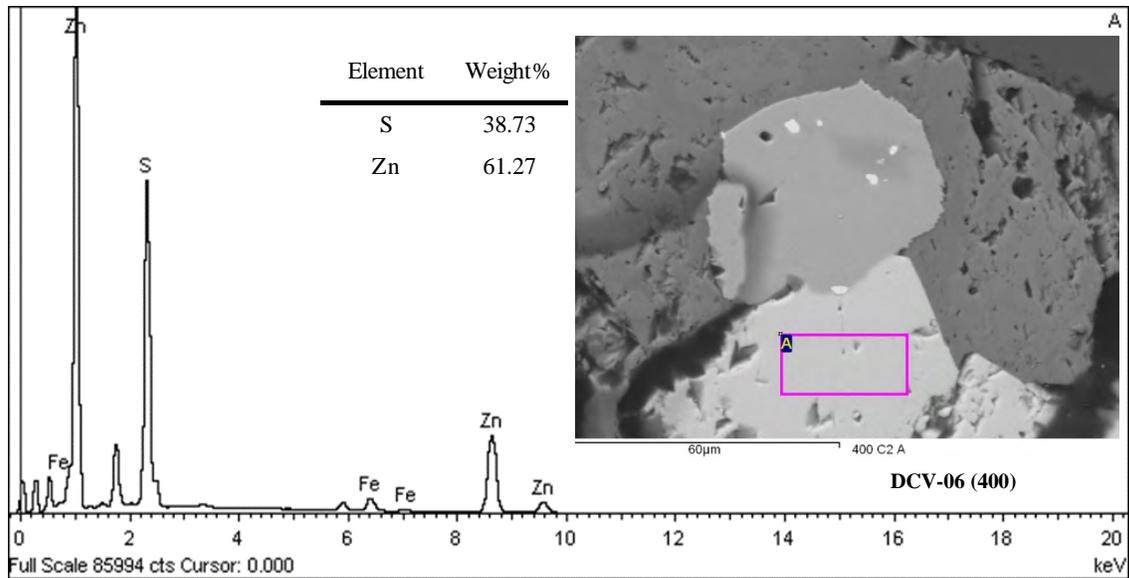


Fig. 7.14 Espectros SEM-EDX, imágenes BSE y microanálisis de un cristal de esfalerita inmerso en una vetilla de cuarzo y en contacto con un cristal de pirita.

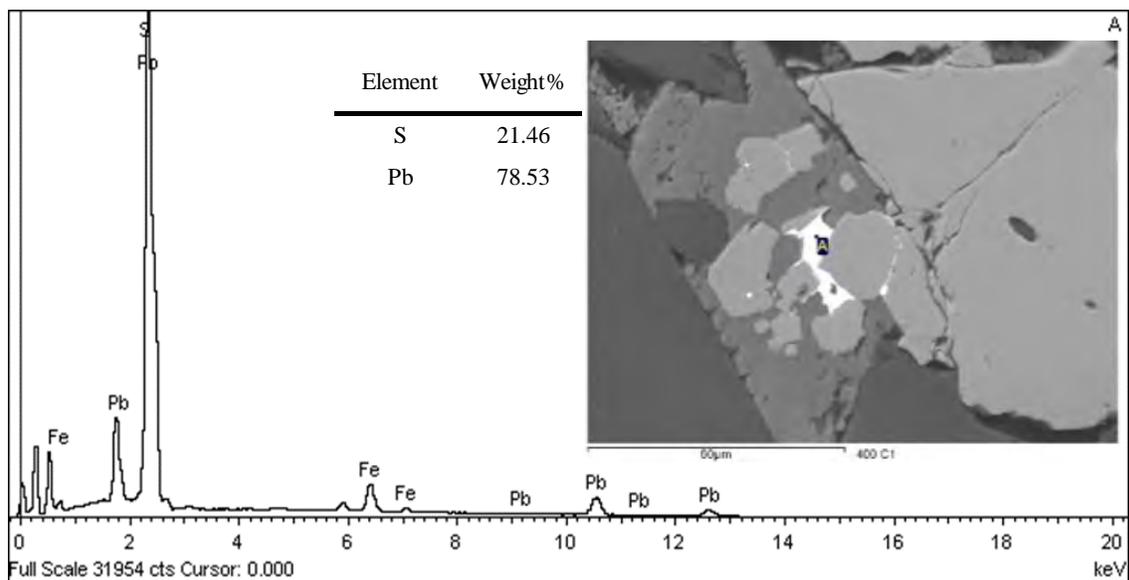


Fig. 7.15 Espectros SEM-EDX, imágenes BSE y microanálisis de un cristal de galena inmerso en un cristal de esfalerita de la muestra DCV-06 (400 m).

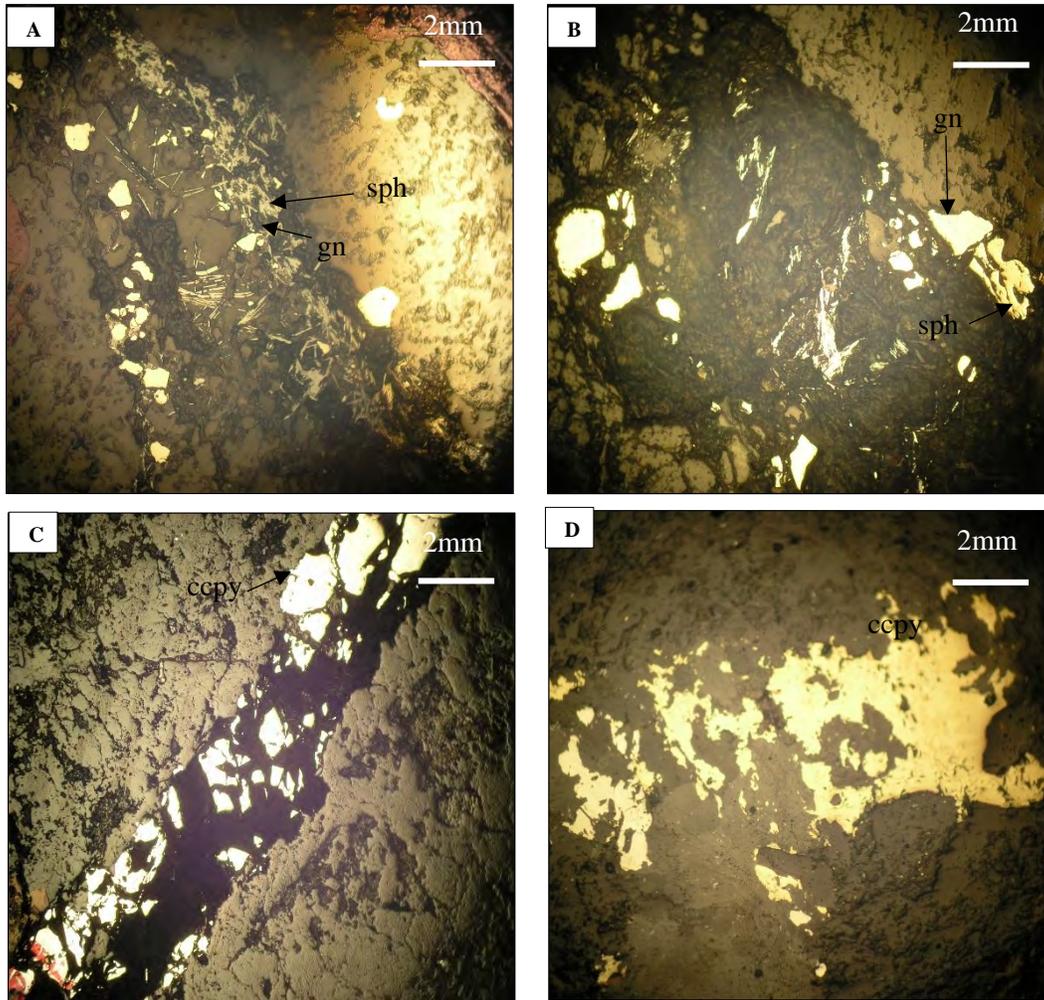


Foto 7.4.- microfotografías de las muestras recolectadas en el barrenado DCV-02 a distintas profundidades y vistas con luz reflejada. A) muestra DCV-02 682.9 donde se observan vetillas de esfalerita-galena y pirita diseminada; B) muestra DCV-02 687.9 con cristales de galena y esfalerita en vetillas de cuarzo; C) muestra DCV-02 835.95 donde se presenta una vetilla con cristales rotos de calcopirita y pirita; D) muestra DCV-02 835.95 con cristales de calcopirita y presencia de pirita fina diseminada, sostenidos en una pasta silíceas, 20x, LNP (sph:esfalerita, gn:galena, ccp:calcopirita).

7.2 Paragénesis

En base a relaciones de campo, muestreo en afloramientos, obra directa, barrenos, mineragrafía y el uso de técnicas analíticas para la descripción de la mineralogía, se identificaron al menos tres eventos de mineralización: 1) Evento de mineralización hipogénico con afinidad litológica en los cuerpos hipabisales formado a partir de fluidos ácidos, ricos en sulfuros de cobre de baja temperatura (enargita principalmente), acantita, famantinita y electrum; 2) Evento de mineralización hipogénico producto de fluidos hidrotermales débilmente ácidos a neutros, ricos en sulfuros de alta temperatura, molibdenita, galena, esfalerita, el cual afectó en mayor medida a la roca encajonante; sin embargo, en los stocks se distinguen cristales diseminados de esfalerita y galena muy finos. 3) Evento de mineralización de origen supergénico, donde se aprecian sulfuros secundarios de cobre como covelita y calcosita, además de vetillas de sulfatos, principalmente en fracturas en la parte superior del sistema. A partir de la información generada de asociaciones mineralógicas, en la Fig. 7.16 se muestra secuencia paragenética del depósito La Caridad Vieja:

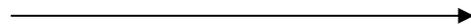
Mineralogía		Temprano	Tardío
			
Mena	Molibdenita	-----	
	Calcopirita	-----	
	Bornita	-----	
	Esfalerita	-----	
	Galena	-----	
	Pirita	-----	---
	Acantita		-----
	Enargita		-----
	Famantinita		-----
	Tenantita		-----
	Calcosita		-----
	Covelita		-----
	Oro		-----

Fig. 7.16 Secuencia paragenética del depósito La Caridad Vieja.

7.3 Alteración Hidrotermal

La distribución y abundancia de los minerales de alteración hidrotermal en La Caridad Vieja es representada en el mapa de alteración (Fig. 7.17) y las secciones NW-SE, NE-SW y N-S (Figs. 7.18-7.20). Su distribución está basada en estimaciones visuales a partir de una cartografía a detalle en el área de estudio, descripción de barrenos, y apoyados principalmente en un análisis de más de 390 muestras utilizando espectrometría infrarroja (Anexo B) y petrografía, así como con la confirmación cuantitativa de algunas de ellas utilizando XRD y SEM. Los grupos de alteración que se delimitaron en base a las asociaciones de minerales son los siguientes: silicificación, sílica residual con textura vuggy, argílica avanzada (alunita, dickita, caolinita, halloysita, pirofilita), argílica intermedia y cuarzo-sericita (sericitica); estos grupos de alteración se describen brevemente en la Tabla 7.2.

Tabla 7.2. Resumen de los principales tipos de alteración y asociaciones de minerales de alteración del Depósito La Caridad Vieja. Qz: cuarzo, Py: piritita, Al: alunita, Dick: dickita, Pyr: pirofilita, Kln: caolinita, Hall: halloysita, ill: illita, Smec: esmectita, Ser; sericita, Mont: montmorillonita.

Tipo de Alteración	Asociación Mineral	Mineralización	Grupo Espacial
Silicificación	Qz, Py	Cu, Ag, As 1435 ppm Cu, 1.5-2.7 ppm Ag, 156 ppm As	mineralización
Silica residual con textura Vuggy	Qz, Al	?	mineralización
Argílica Avanzada	Qz, Al, Dick, Pyr, Kln, Hall	Cu, Au, Ag, As	mineralización
Argílica Intermedia	Kln, ill, Smec, Ser, Hall, Mont	Cu, Pb, Zn	Distal
Cuarzo-Sericita (Sericitica)	Qtz, Ser, Py	Cu, Mo, Pb, Zn	Próximo a la mineralización

Silicificación

Este tipo de alteración se presenta principalmente dentro y en la periferia de los stocks cuarzomonzoníticos (Foto 7.5A), regularmente es penetrativa destruyendo y ocultando gran parte de la textura y composición original de la roca, aunque en algunas partes aún se puede apreciar parte de su textura porfídica (Foto 7.5 B). En sección delgada, se pueden observar

crystalos de feldespatos asimilados dentro de una pasta sílicea con presencia de alunita, algunos de ellos quebrados y corroídos, con pequeños crystalos de sulfuros diseminados y en vetillas asimilados dentro de las zonas silicificadas (Fotos 7.5C y D). Esta zona de silicificación se extiende como un halo de al menos 100 m de extensión lateral en la periferia de los stocks (Fig. 7.17).

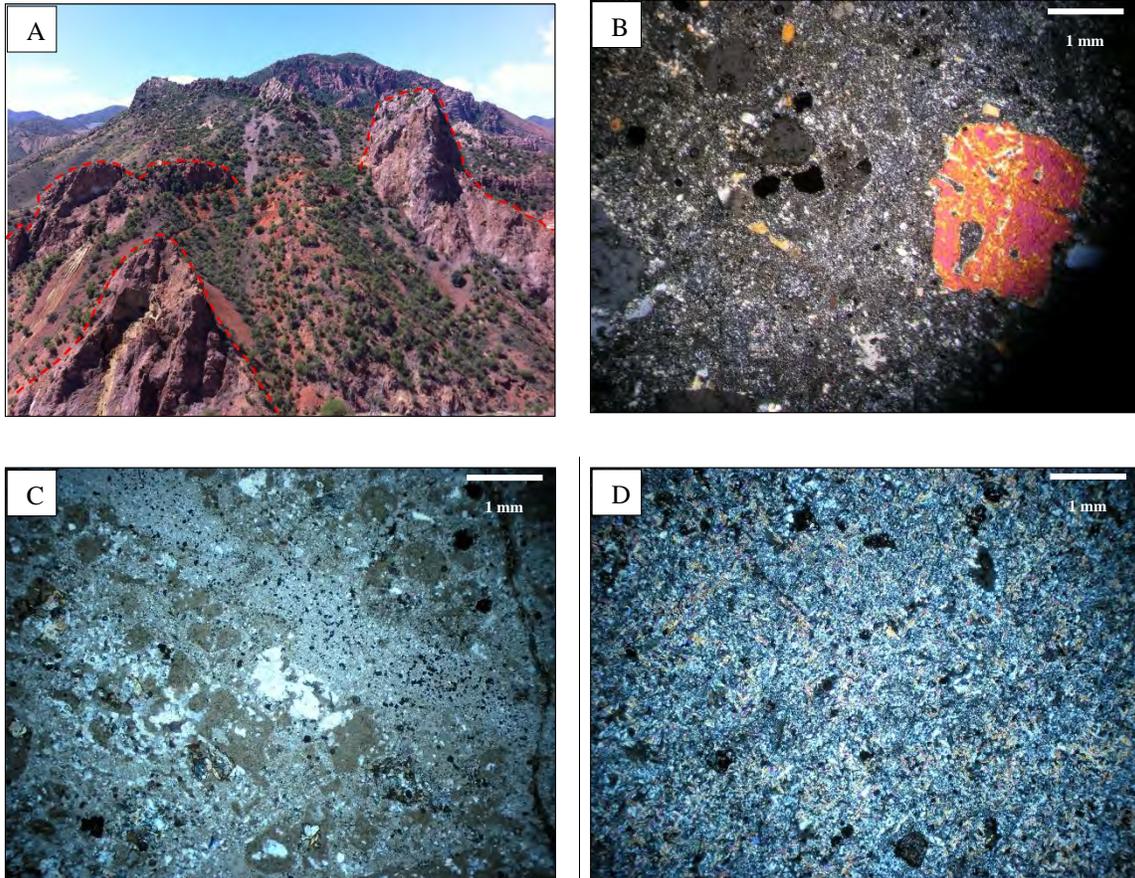


Foto 7.5 A) Fotografía del área central de La Caridad Vieja donde se muestran los intrusivos cuarzomonzoníticos delimitados por la línea intermitente de color rojo; Microfotografías de los stocks cuarzomonzoníticos. B) muestra CV-19 donde se observan crystalos anhedrales de cuarzo en la matriz, C) muestra CV-14 donde se observan crystalos corroídos de cuarzo y sulfuros anhedrales rotos por la silicificación. Se nota la presencia de pequeños crystalos oscuros de sulfuros diseminados de <0.1mm 20 X, LN; D) crystalos corroídos de cuarzo en la muestra dentro de una pasta de sílice y alunita (crystalos coloreados), 40x, LP.

Silica residual con textura vuggy

La presencia de la alteración de silica residual con textura vuggy es muy puntual, se presenta en la secuencia de tobas que se encuentran en la parte superior de la secuencia volcánica de La Caridad Vieja (unidades VT-t). Esta alteración se presenta en dos zonas las cuales están separadas 200 m (Fig. 7.17), las cuales tienen al menos 20 m de espesor y se extienden de manera elongada por ~50 m, donde aún se aprecia la pseudo-estratificación de las rocas tobáceas, las cuales son más resistentes a la erosión por el alto contenido en sílice.

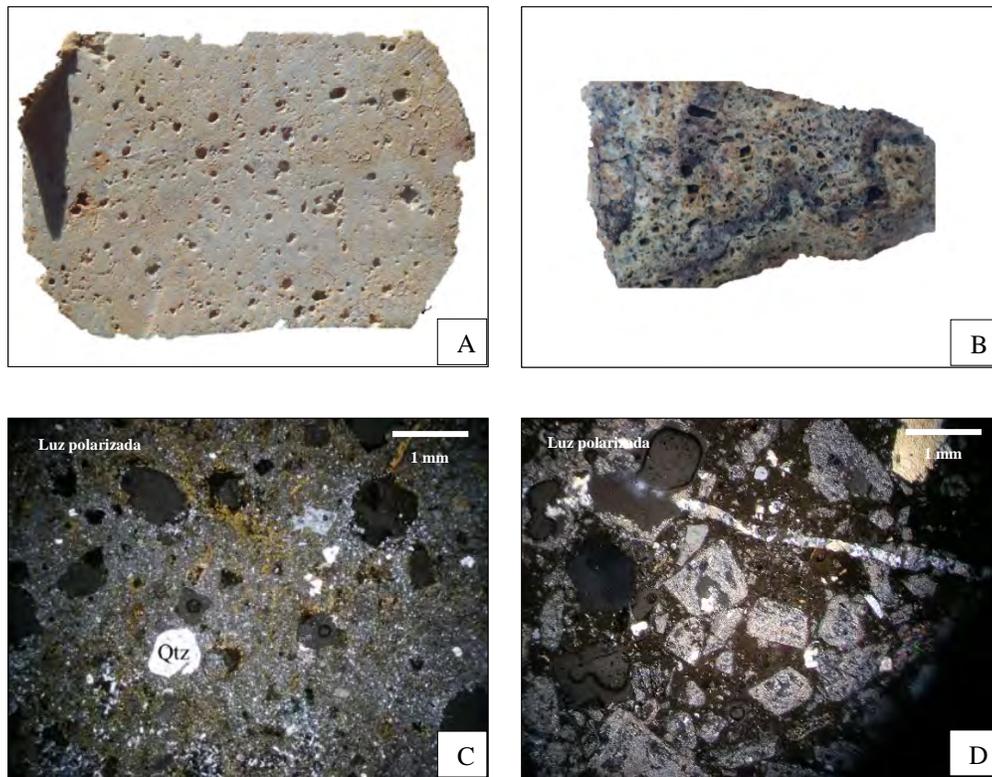


Foto 7.6.- Fotografías y microfotografías de rocas afectadas por alteración de sílice residual con textura vuggy. A y B) muestras de mano CV-41 y CV-12 respectivamente, que corresponden a la unidad VT-t, las cuales presentan oquedades de entre 1-5 mm y están fuertemente silicificadas. C y D) microfotografías de las muestras CV-41 y CV-12 respectivamente observadas con luz polarizada, las cuales muestran oquedades de posibles feldespatos destruidos, posteriormente rellenas por sílice fino, con delgadas vetillas de cuarzo.

La mineralogía de las rocas con esta alteración se caracterizan por tener un contenido >50% de cuarzo recristalizado, siendo el único mineral microscópicamente observable, y presentando oquedades por la destrucción de los feldespatos por fluidos ácidos, las cuales le

imprimen una textura vuggy no bien desarrolladas (Foto 7.6A y B). En sección delgada, se aprecian dichas oquedades con sílice fino dentro y granos de cuarzo recristalizadas de <100 micras de longitud sustituyen a la matriz primaria, además de vetillas de cuarzo (Foto 7.6C y D), mediante el análisis espectral SWIR el principal mineral identificado fue sílice.

Argílica avanzada

Este grupo se ha dividido en tres sub-zonas definidas como: Ar-Av 1 (cuarzo+alunita±dickita), Ar-Av 2 (cuarzo±dickita) y Ar-Av 3 (cuarzo+pirofilita), y cuyo criterio para diferenciarlas consiste principalmente en el contenido de sílice, alunita y arcillas como pirofilita, dickita, caolinita y halloysita. Su distribución puede ser observada en la Fig. 7.17.

Ar-Av 1 (cuarzo+alunita±dickita)

Esta zona de alteración se restringe a los pórfidos cuarzomonzoníticos y las zonas adyacentes de la roca encajonante (Fig. 7.17), y por lo general se ubica en la parte superior de los barrenos DCV-02, DCV-03, DCV-06, DCV-07. Principalmente se identificó de forma diseminada en la matriz de los pórfidos cuarzomonzoníticos (Foto 7.7A) y reemplazando a fenocristales de feldespatos en las rocas volcánicas encajonante, además en zonas muy puntuales se identificó en vetillas, las cuales se interpreta que son de origen secundario (Foto 7.7B). Mediciones semicuantitativas indican que la alunita constituye 25% de la roca, los datos de XRD muestran que la asociación principal es de cuarzo, alunita y zonas muy puntuales donde se identificó dickita (Anexo B). La muestra CV-46 recolectada en la periferia del principal stock cuarzomonzonítico (Fig. 7.17) presenta cristales de alunita de forma tabular, con coloración grisácea y tonalidades azuladas y anaranjadas los cuales están reemplazando cristales de feldespatos (Foto 7.7A), en la muestra CV-14 se observan cristales de cuarzo corroídos, minerales opacos y cristales tabulares de color azul y naranja correspondientes a alunita (Foto 7.7B). Dentro de la zona Ar-Av 1 el mineral dickita se presentaba de manera subordinada, de tal forma que no se alcanzó a distinguir en sección delgada (Foto 7.7 A y B) ya que esta la presencia de este mineral era en pequeños cristales muy finos, que se detectaron mediante el análisis SWIR.

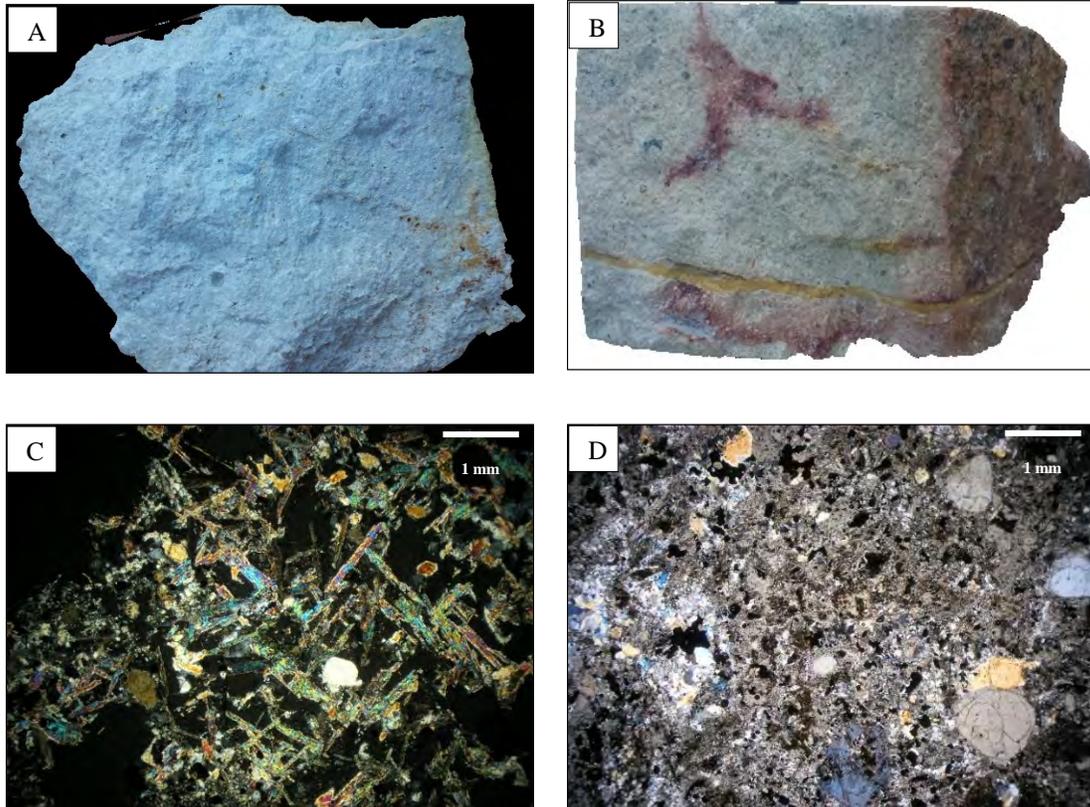


Foto. 7.7 A) Muestra DCV-02-12m recolectada en la unidad VT-t, donde se observa una vetilla de alunita y ligera oxidación en la roca, B) muestra CV-14 correspondiente a los pórfidos cuarzomonzoníticos, donde se observa la destrucción total de la textura original de la roca, pero se preservan fenocristales de cuarzo redondeados, el análisis con el espectrómetro SWIR identifico alunita en dicha muestra. C y D) Microfotografías de rocas afectadas por la alteración argílica avanzada observadas con luz polarizada. C) Muestra CV-46 donde se aprecian cristales tabulares de alunita, los cuales tienen tonalidades azules y anaranjadas, se encuentran reemplazando feldespatos. D) Muestra CV-14 B, en la cual se identificó mediante SWIR el espectro del ensamble de minerales de alteración alunita+dickita, 40x, LP.

Ar-Av 2 (cuarzo±dickita)

Esta asociación de alteración se ubica en zonas muy puntuales, a la periferia de las zona con cuarzo vuggy y se presenta en parches de pocas decenas de metros de extensión (Fig. 7.17), la textura original de la roca está completamente destruida y solamente se preservan los fenocristales de cuarzo corroídos (Fotos 7.8A y B), la dickita esta diseminada en la matriz de esta roca (Fotos 7.8A y B).

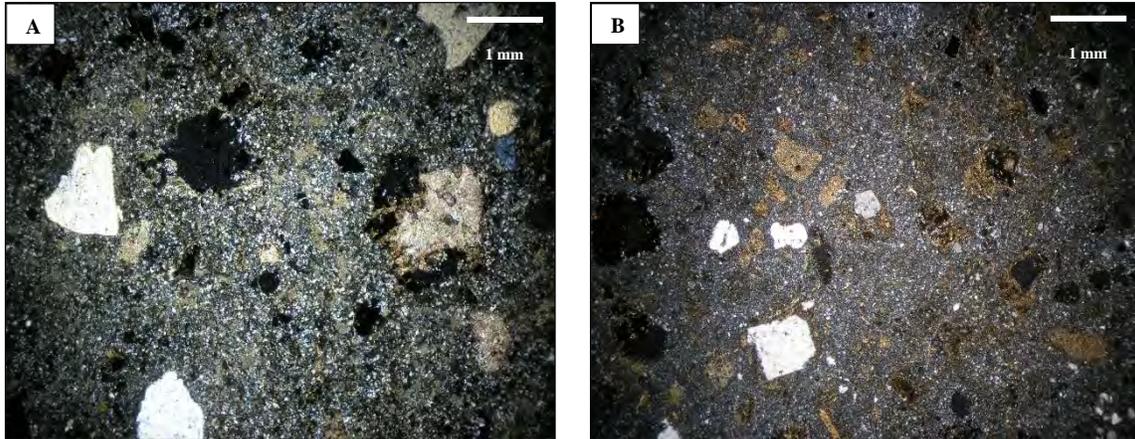


Foto 7.8.- Microfotografías de rocas afectadas por la alteración argílica avanzada observadas con luz polarizada. A) Muestra CV-21 donde se aprecian finos cristales de dickita que fueron corroborados mediante espectroscopia SWIR. B) Muestra CV-41, la cual contiene dickita+alunita en base a análisis SWIR.

Ar-Av 3 (cuarzo+pirofilita)

Se identificó pirofilita en 18 muestras mediante espectrometría SWIR y se corroboró el análisis en 5 de ellas mediante XRD. Todas las ocurrencias de pirofilita se presentan en intercrecimientos con alunite y caolinita (Foto 7.9A y B), y la proporción de pirofilita respecto a las otras arcillas en la roca es muy es muy variable. De acuerdo a los datos semicuantitativos de XRD, en los pórfidos su concentración baja, alrededor del 5%, mientras que en la roca encajonante varía de 22-40% de la roca total. La presencia de cuarzo+pirofilita en La Caridad Vieja, se encuentra en zonas más profundas, en la periferia de las zonas de alteración cuarzo+alunita, extendiéndose ampliamente de manera lateral y vertical (Figs. 7.17-7.20). Con una extensión vertical de aproximadamente 300 m desde la elevación 1800 a 1500 msnm. Dentro de las zonas de alteración donde es dominante la pirofilita, contiene cuarzo + pirofilita \pm halloysita con menor alunite y caolinita.

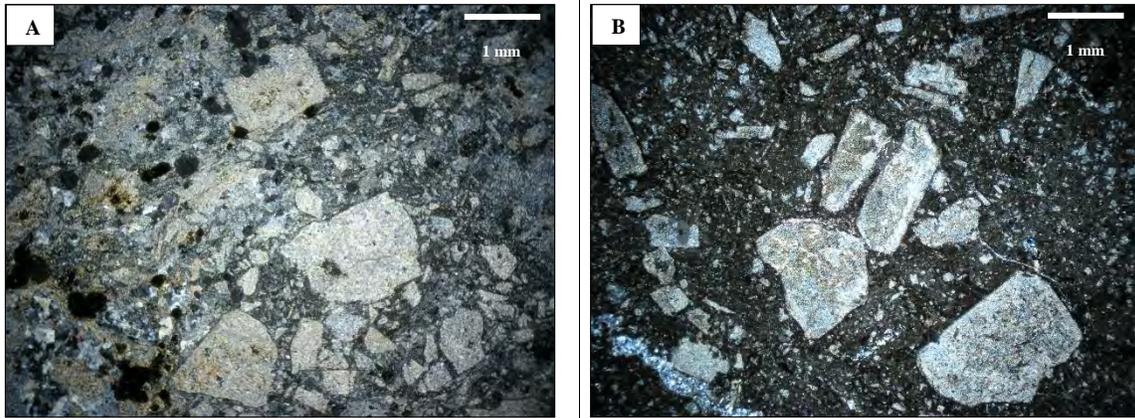


Foto 7.9 A) Microfotografía de la muestra CV-23 la cual presenta pirofilita reemplazando feldespatos (2-3mm). B) microfotografía de la muestra CV-15 donde se identificó pirofilita mediante espectrometría SWIR, en las dos muestras además de pirofilita, mediante XRD se identificó alunita y caolinita asociada, pero estos últimos dos minerales en menor proporción, 20x, LN.

Alteración argílica intermedia

Durante las mediciones con el espectrómetro Orexpress se identificaron 140 de muscovita, 102 de illita, 21 muestras de halloysita, 58 de caolinita y 72 de illita, estos minerales fueron agrupados con el propósito de describir las rocas alteradas por agilización. En la mayor parte de La Caridad Vieja predominan los minerales de alteración anteriormente enlistados, algunas zonas presentan intensidades débiles donde aún se preserva la textura original de las rocas, mientras que en otros puntos la alteración se presenta de manera más intensa o moderada (Fig. 7.17).

Ar-1 (Cuarzo+Caolinita+Illita+Esmectita)

Las zonas con mayor predominancia de caolinita se encuentran principalmente a profundidades intermedias 1700- 1500 msnm en la roca encajonante, así como en zonas someras muy puntuales adyacentes al barreno DCV-03 (Fig. 7.17), también ocurre esporádicamente en zonas donde se presenta pirita y otros sulfuros. La ocurrencia de caolinita se presenta asociada con la illita y esmectita

Ar-2 (Cuarzo+Halloysita+Illita+Esmectita)

Esta asociación mineral de alteración se identificó principalmente en las zona profunda de la secuencia volcánica de La Caridad en la Unidad VT-1 y la base de la Unidad VT-a, y se interpreta de origen hipogénico por su tendencia a presentarse con el mismo ensamble de minerales (illita+esmetcita).

Ar-3 (Cuarzo+Illita+Esmectita)

Esta alteración es la que se distribuye en mayor extensión en el área superficial de La Caridad Vieja, (Fig. 7.17), se identificó los ensambles de minerales mediante espectroscopia SWIR y se determinó que en algunas zonas se presenta con mayor intensidad y en otras más es más débil su presencia de acuerdo a las observaciones en campo.

Sericitica (Cuarzo-Sericitica)

La alteración sericitica está restringida a las rocas de la secuencia volcánica de La Caridad Vieja, donde se identificaron 60 muestras de sericita mediante espectroscopia SWIR, y se determinó que las zonas con mayor predominancia de esta alteración son las más profundas, donde se observa que las plagioclasas y el feldespato potásico están alterados a sericita, así como la matriz (Foto 7.9 A), además se presenta caolinita en menor medida.

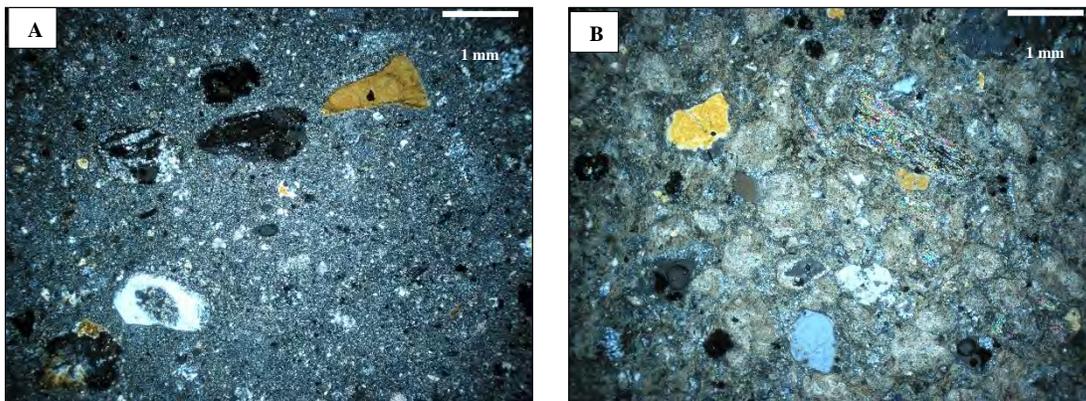


Foto 7.9 A) Muestra CV-15 donde se aprecia sericitización en fenocristales y matriz de la roca, preservándose únicamente fenocristales anhedrales de cuarzo, B) Muestra CV-13 donde se aprecia sericitización con débil intensidad y selectiva, principalmente en fenocristales de plagioclasas y feldespatos.

En superficie se presenta concentrada en una zona muy puntual cercana a los pórfidos cuarzomonzónicos (Fig. 7.17) coincidiendo con una intensa oxidación, también se presenta sericitización, pero menos intensa, donde solo se aprecia este mineral producto de alteración en los feldespatos y plagioclasas (Foto 7.9 B).

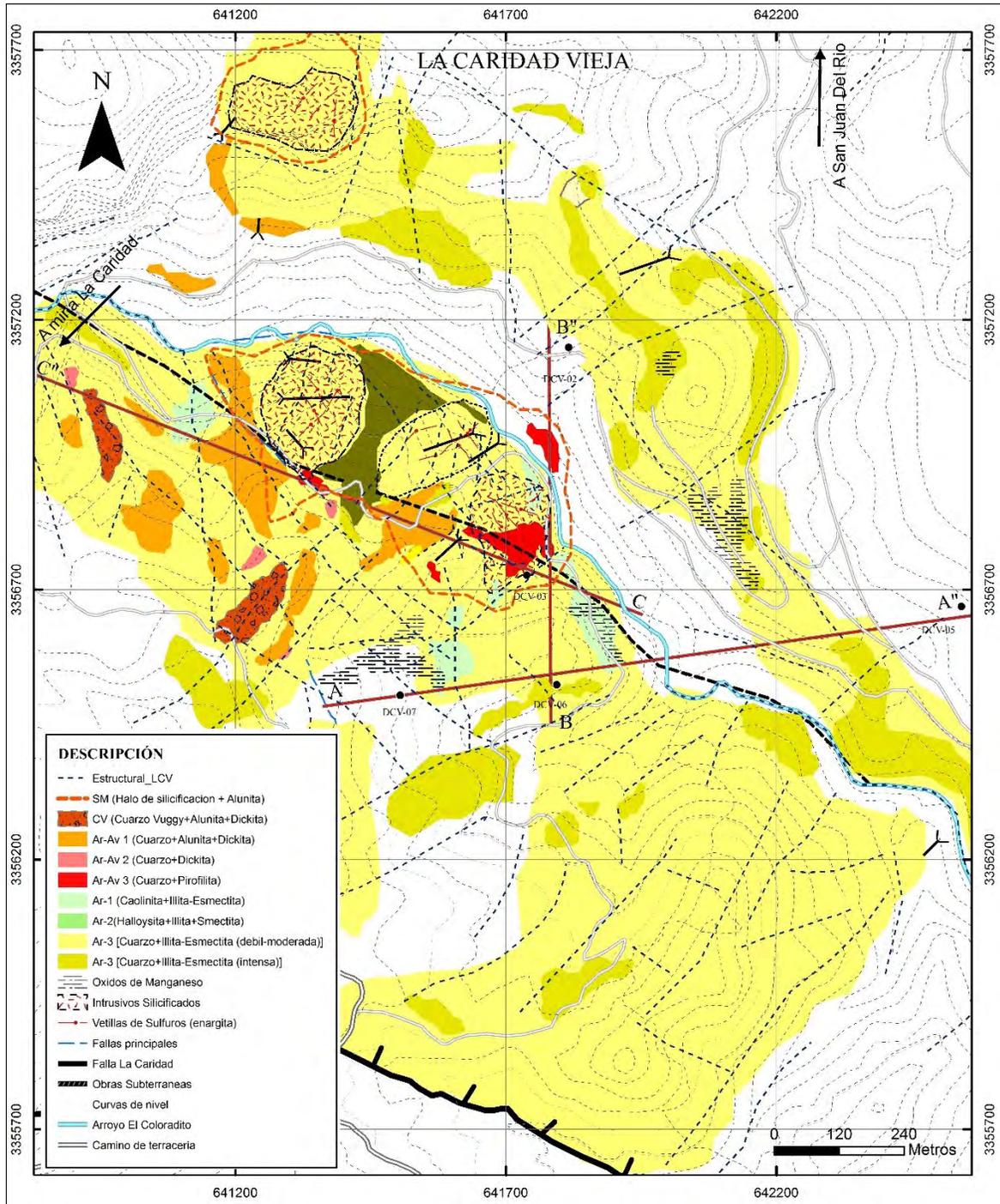


Fig. 7.17 Mapa de alteración del depósito La Caridad Vieja, de acuerdo al reconocimiento y mapeo a detalle del área de estudio.

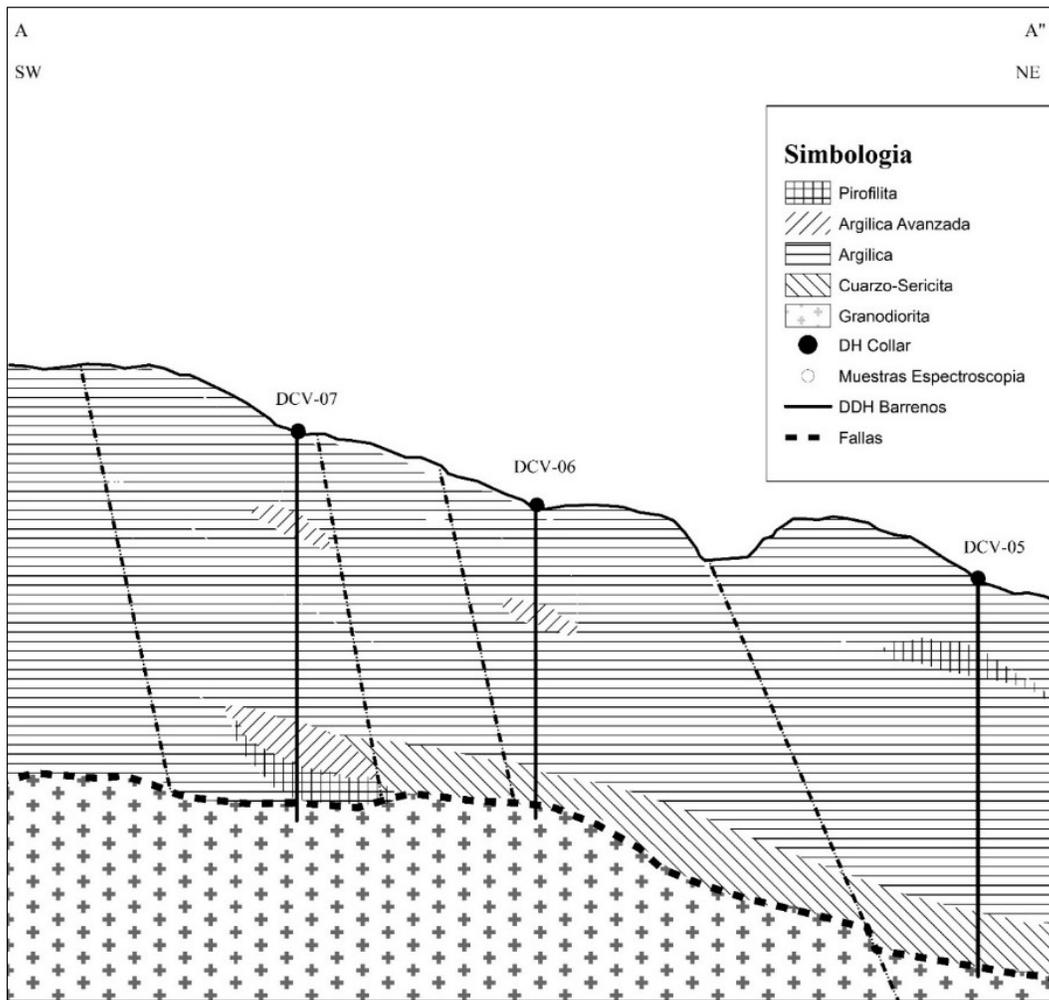


Fig. 7.18 Sección NE-SW esquemática de los grupos de alteración identificados en el área de La Caridad Vieja.

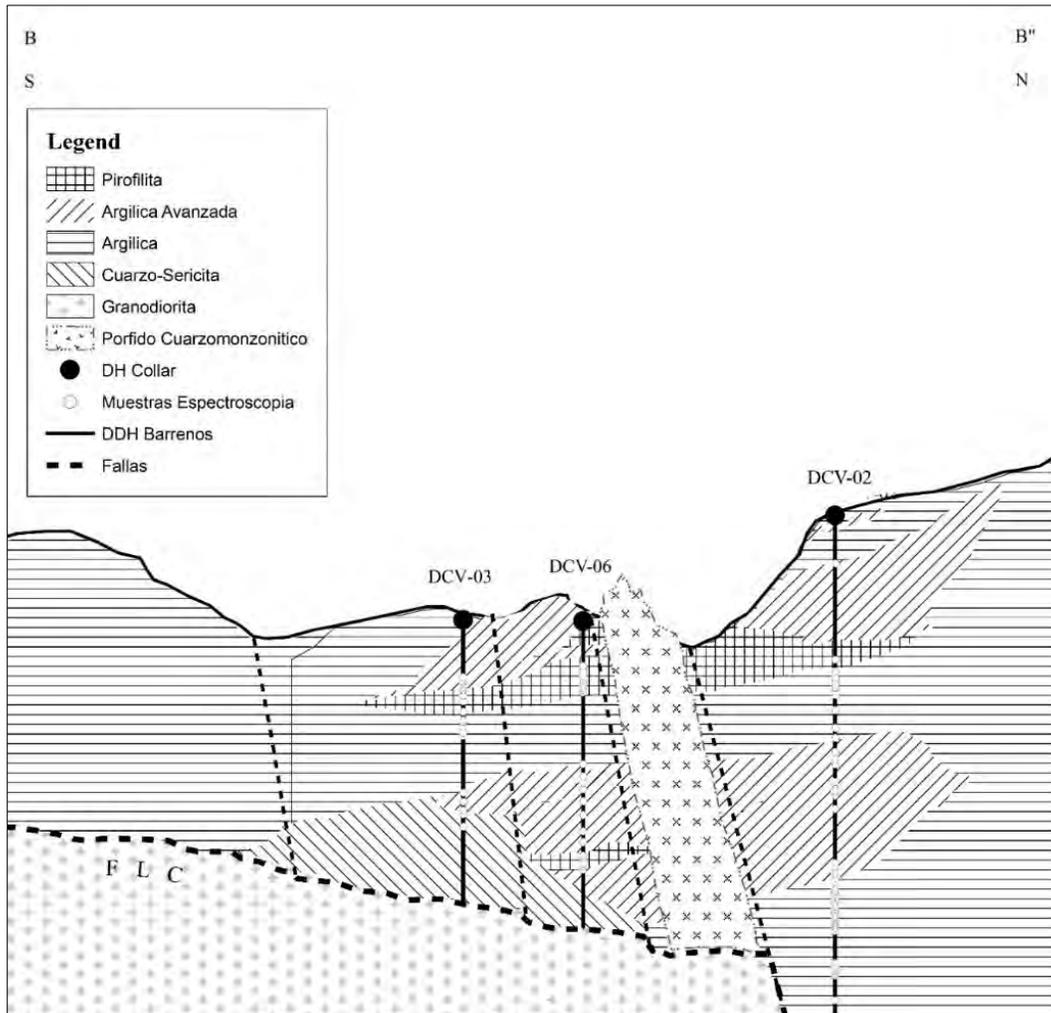


Fig. 7.19 Sección N-S esquemática de los grupos de alteración identificados en el área de La Caridad Vieja.

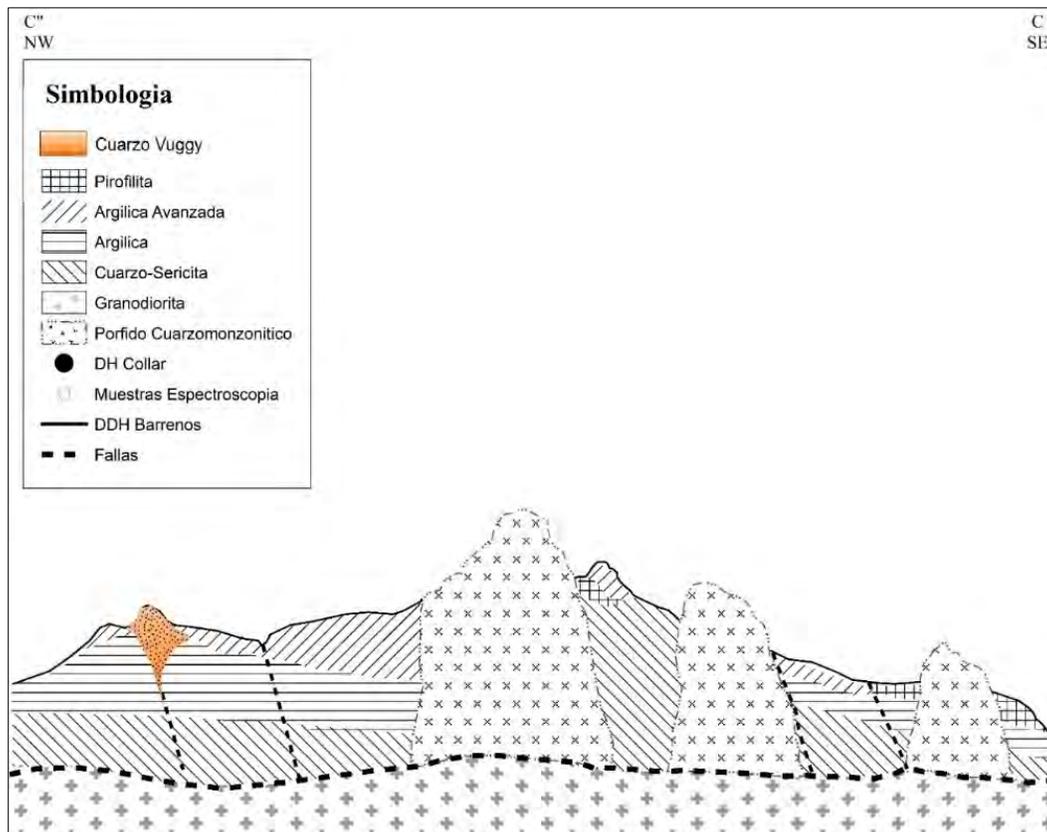


Fig. 7.20 Sección NW-SE esquemática de los grupos de alteración identificados en el área de La Caridad Vieja.

CAPITULO 8: DISCUSIÓN

8.1 Geoquímica

8.1.1 Elementos Mayores

Se observó un amplio rango de valores de pérdida por ignición (LOI), de <1 a 15%, refleja la extensiva alteración hidrotermal a la que fueron expuestas las rocas de La Caridad Vieja, en el caso de las muestras con fuerte silicificación, la pérdida por ignición es casi nula, esto debido al remplazamiento de casi la totalidad de los componentes de la roca original por sílice. Las rocas intrusivas de la unidad Granodiorita, las rocas riolíticas posteriores a la mineralización (Unidad Volcánica El Globo) y rocas de composición intermedia de la Formación Tarahumara recolectadas a <500 m de distancia de la zona mineralizada, son las únicas rocas que se consideran inalteradas y se clasificaron en el diagrama sílice vs. álcalis total ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ vs. SiO_2). En el caso de las rocas alteradas, los valores de álcalis observados, pudieron haber sido removilizados durante la interacción entre los fluidos y las rocas en la etapa de mineralización durante el Eoceno en el distrito de Nacozari, debido a esto, el diagrama de discriminación de elementos traza de Pearce (1996) fue utilizado para la clasificación geoquímica anhidra de las unidades alteradas del Eoceno (Intrusivos La Caridad Vieja: CV-14, CV-20; Intrusivos La Caridad: M-26, M-27, M-28).

8.1.2 Diagrama R1-R2

El diagrama R1-R2 formulado por De la Roche et al. (1980) propone un método de clasificación concebido para rocas plutónicas basado en la proporción de milicationes. Aunque el diagrama R1-R2 es poco popular debido a los límites curvilíneos de los campos y a los parámetros R1 y R2 que no tienen ningún significado inmediato, se le considera como muy útil y preciso ya que para introducir los análisis en el diagrama se utilizan ocho variables (elementos mayores) como parámetros. Esto es importante, ya que involucra mayor cantidad de elementos al usar el diagrama, arrojando una clasificación más precisa y robusta. Los autores de este diagrama aseguran que el diagrama R1-R2 es más sencillo en su utilización que un diagrama de la norma CIPW.

lo cual se clasificó como cuarzomonzonita, es importante resaltar que esta roca se interpreta que es la fuente de los pórfidos cuarzomonzoníticos que contienen la mineralización.

8.1.3 Diagrama TAS

Las muestras correspondientes a la Formación Tarahumara presentan una variación respecto a la base, donde se analizó la muestra DCV-05@570.6 de composición traquiandesítica y la parte superior representada por la muestra CV-28 de composición andesita-dacita; las dos muestras tienen concentraciones similares de SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , SrO , Fe_2O_3 y MnO , pero hay mayor abundancia de MgO , CaO , Na_2O , K_2O en la traquiandesita de la base respecto a la litología de la parte superior de la secuencia.

Para la Unidad Volcánica El Globo, se tomó una muestra en la base, que corresponde a un vitrofito, los datos obtenidos en el análisis corresponden a 71.13 % wt. para el SiO_2 , 12.51 de Al_2O_3 , en el caso de CaO y TiO_2 se presentan valores bajos, <1 wt. %. Estos datos fueron recalculados al 100 wt. % sobre una base anhidra y se clasificó la roca como riolita.

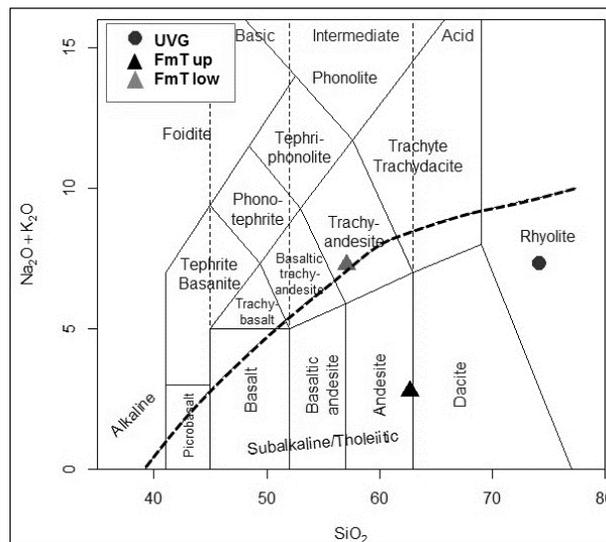


Fig. 8.1.2. Diagrama de Sílice vs. álcalis total de Le Bas (1986). Andesitas-dacitas, traquiandesitas de la Formación Tarahumara y riolitas de la Unidad Volcánica El Globo que no fueron afectadas por la alteración y mineralización pórfido y epitermal, por lo tanto, en este caso, los principales discriminantes de óxidos son adecuados para la clasificación de la roca; línea punteada de división para las series Alcalina-Subalcalina Irvine y Baragar (1971). La tabla de datos de las muestras del diagrama puede consultarse en el Apéndice C.

8.1.4 Diagrama de discriminación de elementos traza (Zr/Ti) vs. (Nb/Y) de Pearce (1996).

Las unidades intrusivas e hipabisales del Eoceno que hospedan la mineralización tipo pórfido y epitermal en el área de La Caridad son clasificadas en el rango de cuarzo-diorita, monzonita (cuarzomonzonita) (Fig.6.3). Estos diagramas indican ratios Zr/Ti y Nb/Y.

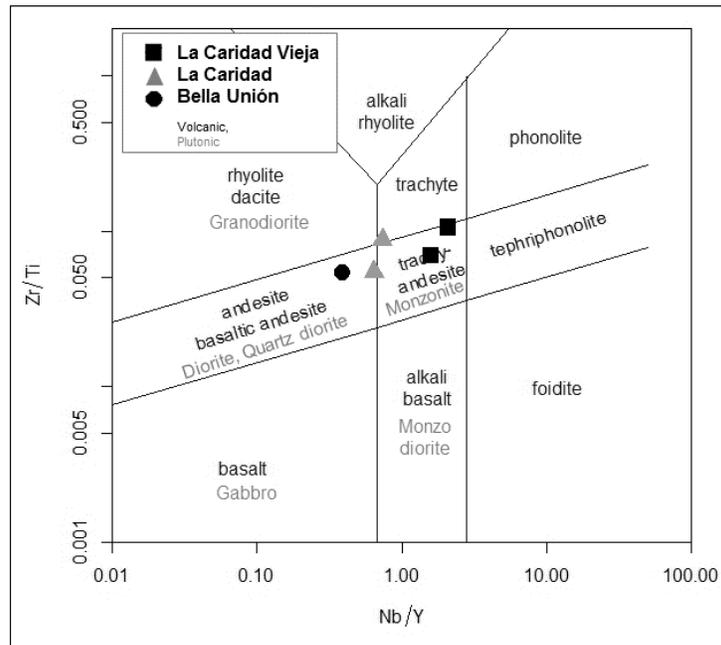


Fig. 8.1.3. Diagrama de discriminación de elementos traza (Zr/Ti) (Nb/Y) de Pearce (1996), representando los pórfidos mineralizados de distintas áreas del Distrito La Caridad.

Estos gráficos indican que las relaciones de Zr/Ti y Nb/Y en las rocas hipabisales con mineralización y alteración tipo pórfido del área Bella Unión y La Caridad, presentan menos proporción de los elementos inmóviles, respecto a las rocas hipabisales del área de La Caridad Vieja, con mineralización y alteración tipo epitermal de HS, donde estas relaciones aumentan significativamente; este resultado que clasifica incorrectamente como las rocas traquiandesita y monzonita. Esta variación en las rocas del área de La Caridad Vieja, probablemente es resultado del empobrecimiento de Y asociado con la mineralización, la alteración de feldespato y la descomposición de minerales accesorios por la intensa alteración.

8.1.5 Caracterización de REE y multi-elementos

Las muestras correspondientes al batolito granodiorítico en el área de La Caridad y La Caridad Vieja, presentan un patrón de enriquecimiento de tierras raras ligeras (LREE) y una débil anomalía negativa en Eu; y en el caso del intrusivo cuarzomonzonítico mineralizado del pórfido La Caridad (Fig. 6.4A) presenta un patrón similar, pero con menos empobrecimiento en tierras raras pesadas (HREE). Por otro lado, las rocas hipabisales del área de La Caridad y La Caridad Vieja presentan patrones similares; las rocas con mineralización y alteración tipo pórfido de cobre de La Caridad, presentan enriquecimiento en LREE y un ligero empobrecimiento en HREE, respecto a los stocks en el área de estudio, las cuales presentan un mayor empobrecimiento de HREE, a diferencia del cuerpo de Bella Unión, con enriquecimiento en HREE respecto al dos otros intrusivos (Fig. 6.4B).

En el área de La Caridad Vieja, la unidad estratigráfica superior de la secuencia volcánica correspondiente a la UVG, muestra enriquecimiento en los valores de HREE, y tiene una fuerte anomalía negativa de Eu, indicativa de fraccionamiento de plagioclasas en la masa fundida (Fig. 6.4C). Para el caso de la secuencia volcánica correlacionable con la Formación Tarahumara, se seleccionaron dos muestras representativas, las cuales tienen similitudes en el patrón y los valores de las tierras raras ligeras, pero existe una variación en HREE, donde la parte superior de la secuencia está ligeramente empobrecida en HREE, respecto a la parte inferior de la secuencia (Fig. 6.4C).

En el caso del análisis de la muestra de alunita, se presentó un LOI de 40.42, sin embargo, el resultado fue nos permitió clasificarla como alunita potásica, observándose altas concentraciones de Al_2O_3 , K_2O , SiO_2 y es correspondiente a su composición química: $\text{KAl}_3(\text{SO}_4)_2(\text{OH})_6$; para el análisis de los fragmentos de roca volcánica de la brecha explosiva, el objetivo era compararlos con las rocas de la Formación Tarahumara, pero no fue de gran ayuda debido a que están fuertemente silicificados, donde el análisis químico arrojó un porcentaje de 96.73 wt. % de SiO_2 .

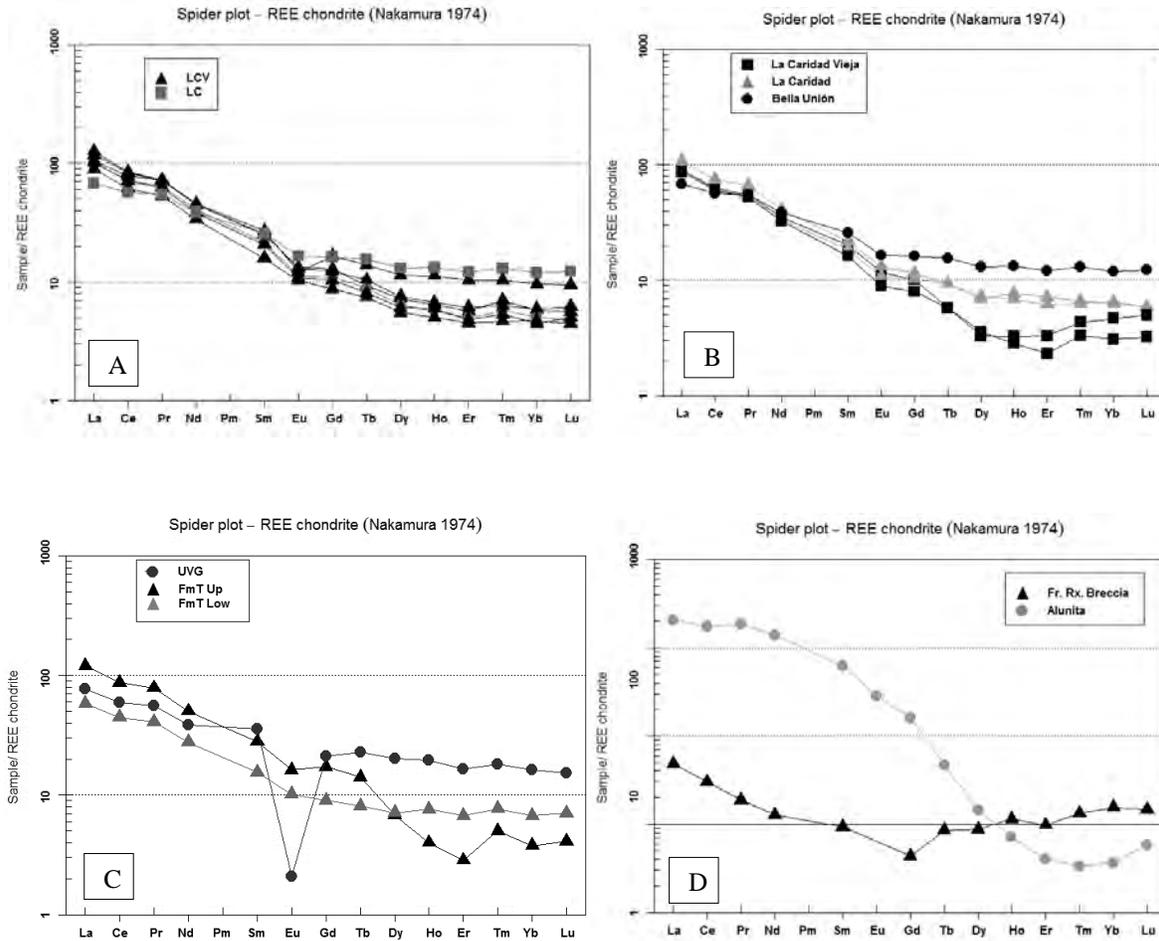


Fig. 8.1.4 Diagrama spider de REE (Nakamura, 1974) de las rocas intrusivas, hipabisales y volcánicas con valores normalizados. A: Muestras inalteradas del intrusivo Granodiorítico del Paleoceno (LCV) y muestra alterada del intrusivo cuarzomonzónico del pórfido de cobre La Caridad (LC). B: Muestras de la secuencia volcánica de La Caridad Vieja (FmTUp y FmTlow), las cuales representan la unidad volcánica con más amplia distribución en La Caridad Vieja. C: Muestras de los intrusivos hipabisales mineralizados del área La Caridad, Bella Union y La Caridad Vieja. D: Muestras de fragmentos de roca de la brecha explosiva y de una vetilla de alunite, en los cuales se distinguen su enriquecimiento en LREE, pero no fueron considerados válidos para ser comparados con otras litologías.

8.1.6 Diagramas Harker

Se utilizaron este tipo de diagramas para apreciar la movilidad de los elementos mayores, por el efecto de la alteración, se graficaron diagramas de variación de elementos mayores en relación al sílice (diagramas tipo Harker) y se separaron las muestras por grupos en función de su litología; también se graficaron los datos de muestras no alteradas para ser utilizados como referencia.

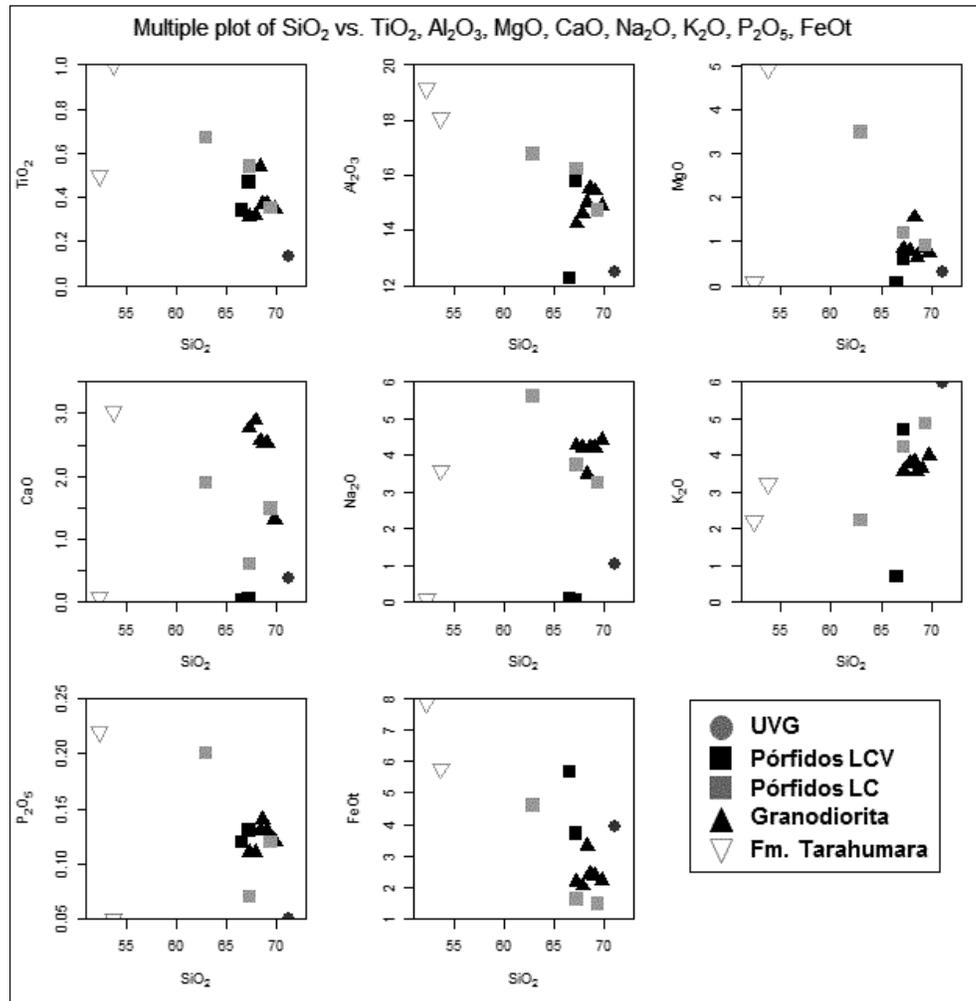


Fig. 8.1.5. Diagramas de variación tipo Harker para las rocas del área de estudio.

8.1.7 Comparación de rocas volcánicas e intrusivas de La Caridad Vieja con otras localidades

Las rocas volcánicas e intrusivas de edad Laramidica y la mineralización asociada a dichas rocas en el distrito minero de Nacozari están relacionadas al magmatismo calco-alcalino asociado al régimen tectónico de subducción de tipo andino (Damon et al., 1983; Valencia-Moreno et al., 2003; Rascón-Heimpel et al., 2011 y Gómez-Landa., 2014). Sin embargo, las rocas volcánicas e intrusivas del Paleógeno ubicadas en La Caridad Vieja no habían sido caracterizadas geoquímicamente, debido a la hipótesis de que la zona mineralizada de La Caridad Vieja corresponde a la porción superior del pórfido de cobre La Caridad, se analizaron trece muestras de rocas, de las cuales dos corresponden a la secuencia volcánica de La Caridad Vieja, cuatro a cuerpos intrusivos hipabisales que cortan dicha secuencia y siete a intrusivos ígneos.

Rocas Volcánicas

El diagrama spider de REE normalizado a condrita (Fig. 8.1.6) y los diagramas Harker (Fig. 8.1.7) muestran que las rocas volcánicas de LCV están dentro de los valores reportados para rocas volcánicas laramidicas reportadas en el distrito minero de Nacozari y otras localidades en el centro y norte de Sonora (González-León et al., 2011; Rascón-Heimpel et al., 2011 y Gómez-Landa., 2014).

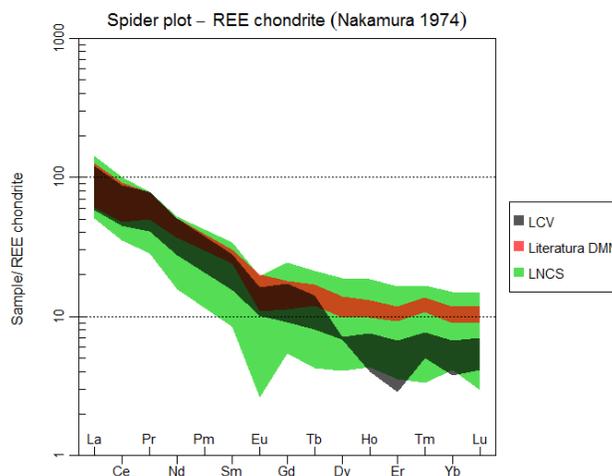


Fig. 8.1.6: Diagrama spider de REE normalizado a condrita donde se muestran las características de rocas volcánicas de edad laramidica en área de estudio y localidades circunvecinas. LCV: La Caridad Vieja; LDMN: distrito minero de Nacozari (Rascón-Heimpel, 2011; Gómez-Landa, 2014); LNCS: rocas volcánicas laramidicas del norte-centro de Sonora (Gonzalez-Leon, 2011).

Multiple plot of SiO_2 vs. TiO_2 , Al_2O_3 , MgO , CaO , Na_2O , K_2O , P_2O_5 , FeOt

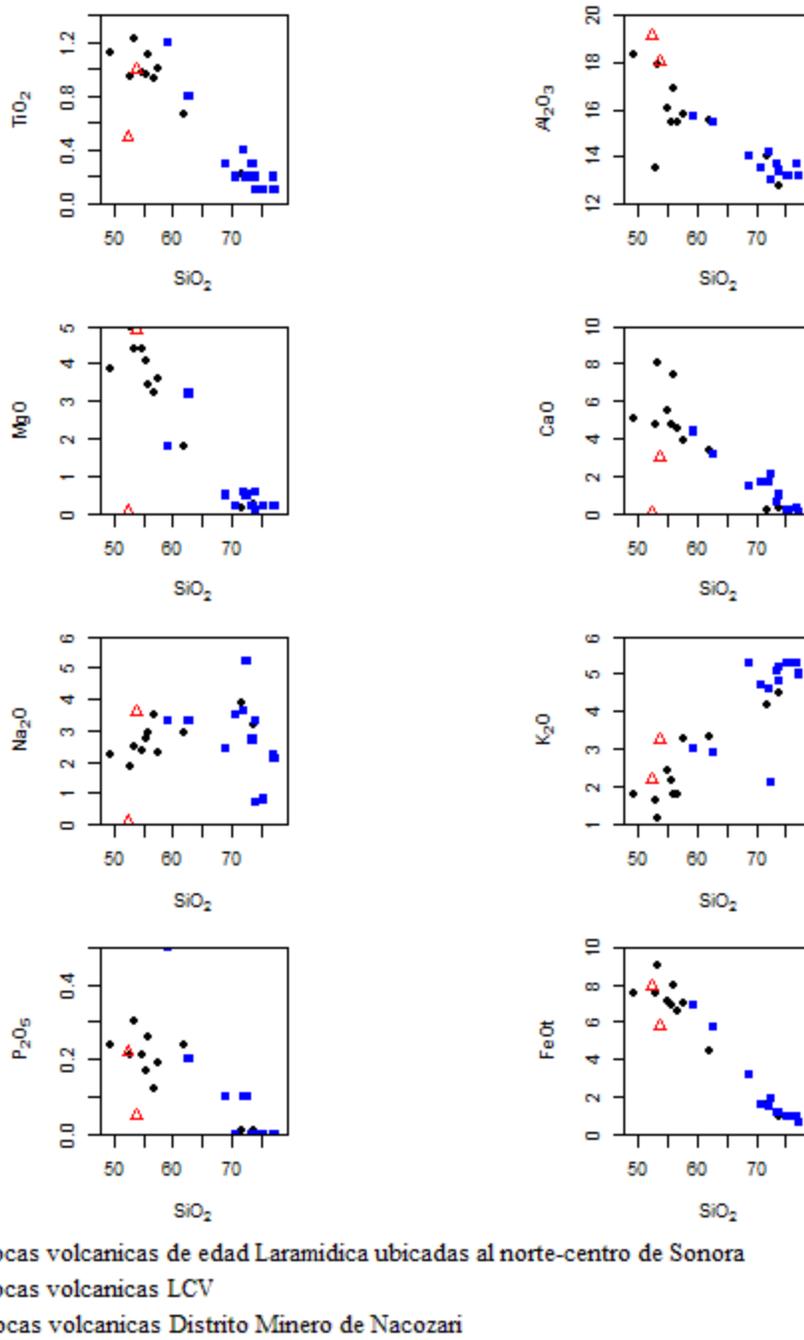


Fig. 8.1.7: Diagramas Harker donde se muestran las características de rocas volcánicas de edad laramidica; LCV: La Caridad Vieja; LDMN: distrito minero de Nacozari (Rascon-Heimpel, 2011; Gómez-Landa, 2014); LNCS: rocas volcánicas laramidicas del norte-centro de Sonora (Gonzalez-Leon, 2011).

Rocas intrusivas

El diagrama spider de REE normalizado a condrita (Fig. 8.1.8) y los diagramas Harker (Fig. 8.1.9) muestran que las rocas intrusivas de LCV están dentro de los valores reportados para rocas intrusivas laramidicas reportadas en el distrito minero de Nacozari y otras localidades en el centro y norte de Sonora (González-León et al., 2011; Rascón-Heimpel et al., 2011 y Gómez-Landa., 2014).

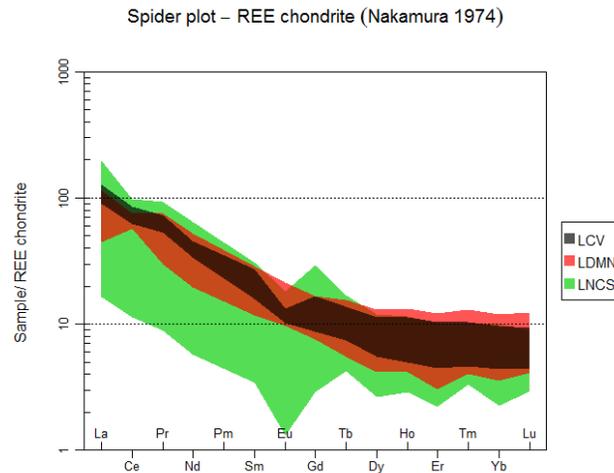


Fig. 8.1.8 Diagrama spider de REE normalizado a condrita donde se muestran las características de intrusivos de edad Laramidica en la siguientes localidades: LCV: La Caridad Vieja; LDMN: distrito minero de Nacozari (Rascon-Heimpel, 2011; Gómez-Landa, 2014); LNCS: intrusivos laramidicos del norte-centro de Sonora (Gonzalez-Leon, 2011).

Multiple plot of SiO_2 vs. TiO_2 , Al_2O_3 , MgO , CaO , Na_2O , K_2O , P_2O_5 , FeOt

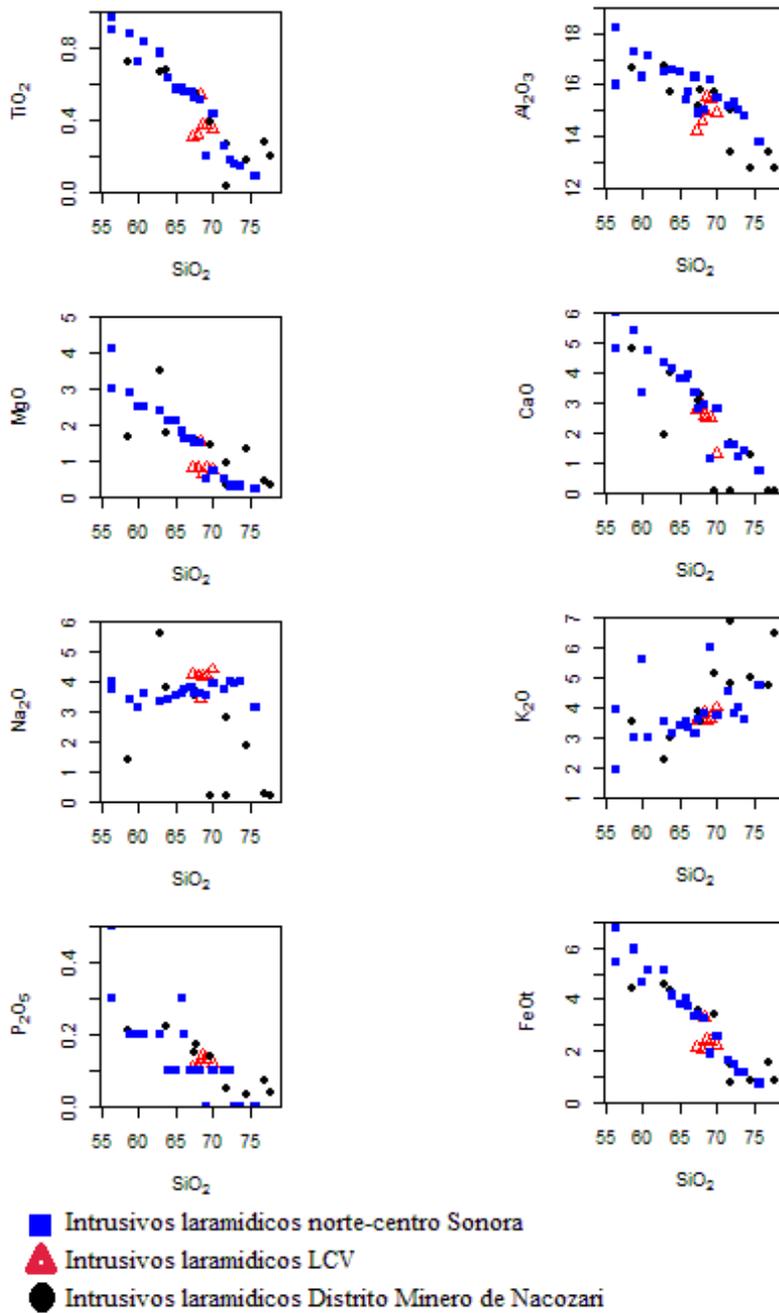


Fig. 8.1.9: Diagramas Harker donde se muestran las características de intrusivos de edad laramidica; LCV: La Caridad Vieja; LDMN: distrito minero de Nacozari (Rascon-Heimpel, 2011; Gómez-Landa, 2014); LNCS: rocas volcánicas laramidicas del norte-centro de Sonora (Gonzalez-Leon, 2011).

8.2 Mineralización y Alteración

Las rocas del distrito minero de Nacozari, en específico las del área de La Caridad y La Caridad Vieja, han sido sometidas a una intensa alteración hidrotermal asociada con la mineralización tipo pórfido de cobre; además, la actividad tectónica posterior pudo reconfigurar la disposición espacial de la estratigrafía inicial del sistema magmático hidrotermal. El mapeo de unidades litoestratigráficas, de alteración-mineralización y estructuras, en conjunto con el análisis geoquímicos, petrográficos y mineragráficos, han sido herramientas importantes para caracterizar las diferencias entre los estilos de mineralización y alteración de La Caridad y La Caridad Vieja, donde se observa la presencia de la alteración propilitica, potásica, cuarzo-sericita y argilica intermedia en el área del pórfido de cobre La Caridad y la continuación de la alteración hidrolítica, comprendida por cuarzo-sericita, argilica intermedia y argilica avanzada en el área de La Caridad Vieja, esto permite hacer una correlación entre las dos áreas (Fig. 8.2.1), y ayudan a definir niveles dentro del sistema magmático-hidrotermal (Figs. 8.2.2-8.2.3) que dio origen al pórfido de cobre La Caridad, y en que la Caridad Vieja, por lo tanto los datos y la información obtenida sugieren que La Caridad vieja parece corresponder a niveles superiores o transicionales entre el sistema pórfido de cobre y un epitermal de alta sulfuración, más que propiamente epitermal, como fue definido por Valencia-Gómez (2005).

La distribución de las zonas de alteración y mineralización, con presencia de cuarzo-dickita, pirofilita-dickita, y zonas de cuarzo-alunita-dickita marcan, más que la parte del epitermal de alta sulfuración (Valencia, 2005), la transición encima de los sistemas pórfido de cobre, como lo señalan algunos autores (Sillitoe, 2010; Hedenquist, 2015), y en comparación con otras áreas como sucede en el sur de Arizona en Red Mountain, Patagonia Hills (Lecumberry-Sanchez, 2013), donde se presenta el sistema hidrotermal-magmático, donde el pórfido de cobre se sitúa en las zonas profundas y mientras que en las zonas someras se ubica la parte transicional entre el pórfido de cobre y el epitermal de alta sulfuración. Este escenario geológico en norte-noreste de Sonora está relacionado con diferentes niveles de erosión, y a la tectónica que han condicionado el nivel de exposición de los pórfidos de cobre en la región.

En gran medida el contraste en las edades de los depósitos tipo pórfidos de cobre y epitermales del norte de México, está relacionado con diferentes niveles de erosión dentro de

la sucesión de arcos volcánicos superpuestos y desplazados. Los cinturones orogénicos más antiguos son típicamente más erosionados que los cinturones orogénicos más jóvenes, dando como resultado, que los depósitos tipo pórfido de cobre, formados a >3 km debajo de la paleosuperficie, sean más propensos a estar expuestos en los arcos de edad Laramídica; en cambio los depósitos epitermales someros (<1 km) que se asocian a estos pórfidos de cobre han sido erosionados. Por el contrario, los depósitos epitermales más jóvenes del Eoceno tardío que aún se conservan y rocas volcánicas más jóvenes, han sido menos erosionadas. Una gran parte de estos depósitos epitermales conservados están relacionados genéticamente a cuerpos intrusivos de un ambiente pórfido más profundo, y estos pueden corresponder al intrusivo mineralizador, a pesar de que su presencia y ubicación ha sido muy poco documentada, si existiera alguna pista sutil con los presentes niveles de erosión, se encontraría debajo de la cubierta post-mineral (Hedenquist, 2015).

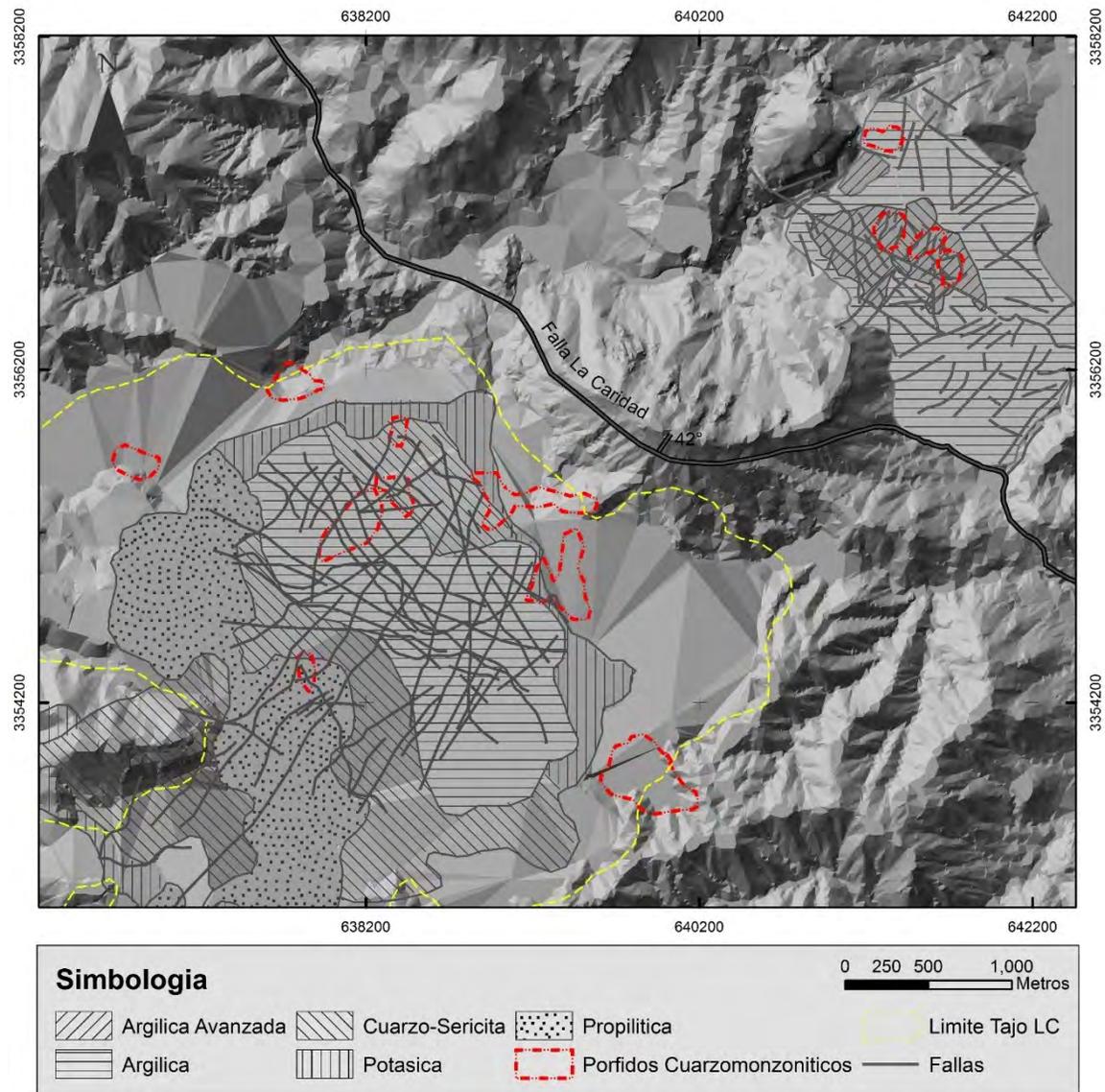


Fig. 8.2.1 Mapa de alteración de La Caridad y La Caridad Vieja.

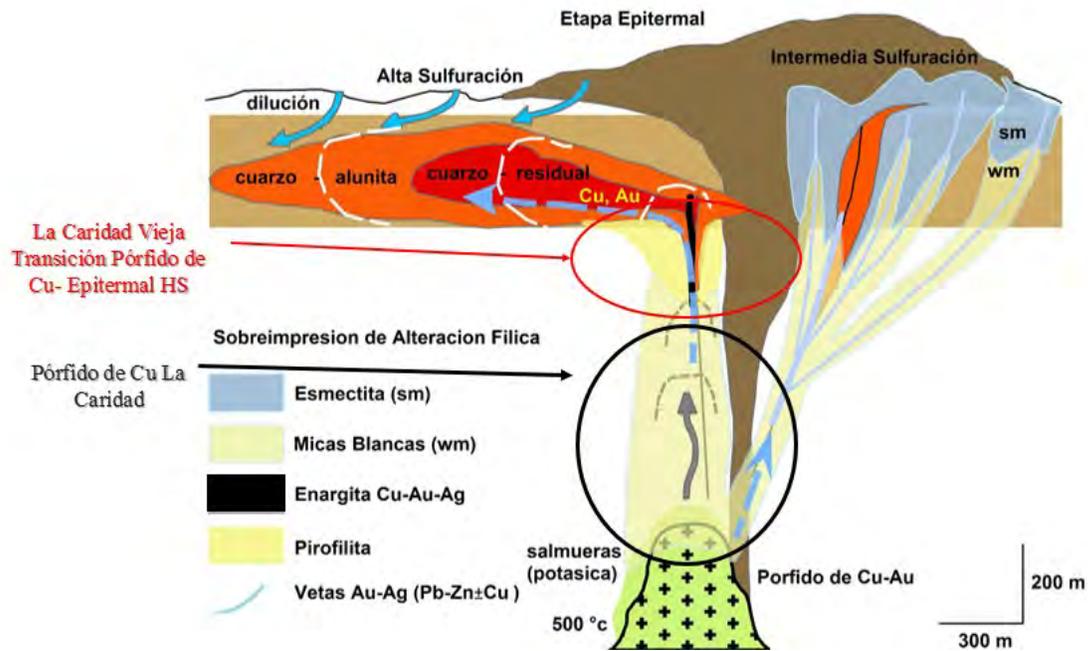


Fig. 8.2.2. Etapa Epitermal de un Sistema Hidrotermal-Magmático Pórfido de Cu-epitermal HS (Adaptado de Hedenquist, 2010).

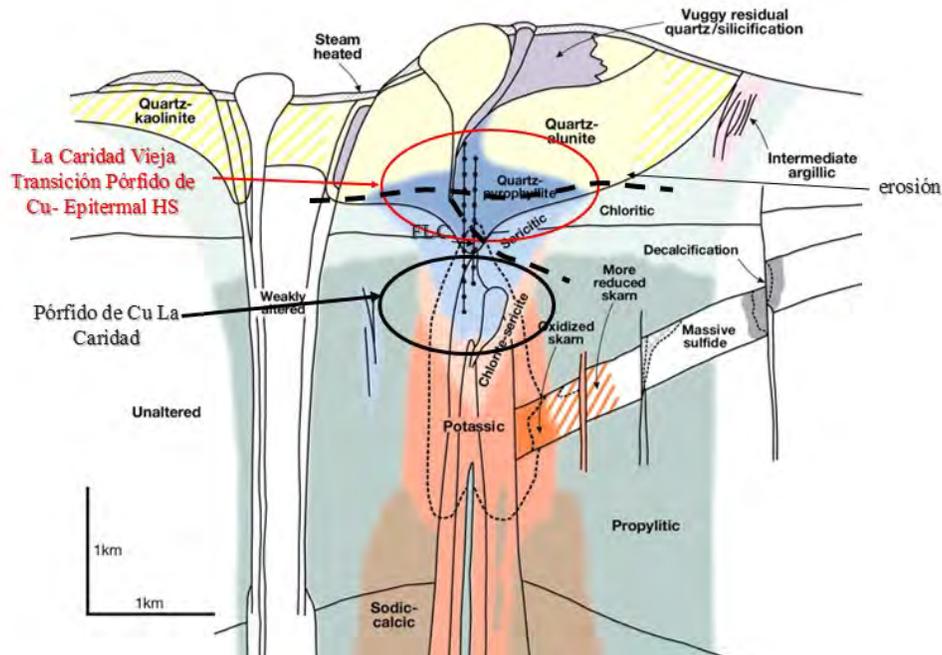


Fig. 8.2.3. Distribución de zonas de alteración en un Sistema Hidrotermal-Magmático Pórfido de Cu-epitermal HS (Adaptado de Sillitoe, 2010).

8.3 Geocronología

Al comparar las edades obtenidas en rocas de La Caridad Vieja con datos de fechamientos radiogénicos de rocas hospedantes de otros depósitos minerales en el distrito minero de Nacozari, se aprecia que las rocas más antiguas de la Formación Tarahumara hospedan mineralización estilo pórfido de cobre y las más rocas más recientes de esta misma secuencia hospedan mineralización corresponden a un ambiente epitermal.

La relación espacio-tiempo del magmatismo y la mineralización en el pórfido La Caridad y la zona de mineralización transicional a epitermal de alta sulfuración en La Caridad Vieja de acuerdo a los nuevos datos geocronológicos y los estudios geoquímicos, petrográficos, mineragráficos y de la distribución de las asociaciones de minerales de alteración, se muestra evidencia de que la mineralización del pórfido es más antigua que la mineralización de la zona transicional a epitermal de alta sulfuración (Fig. 8.2.3).

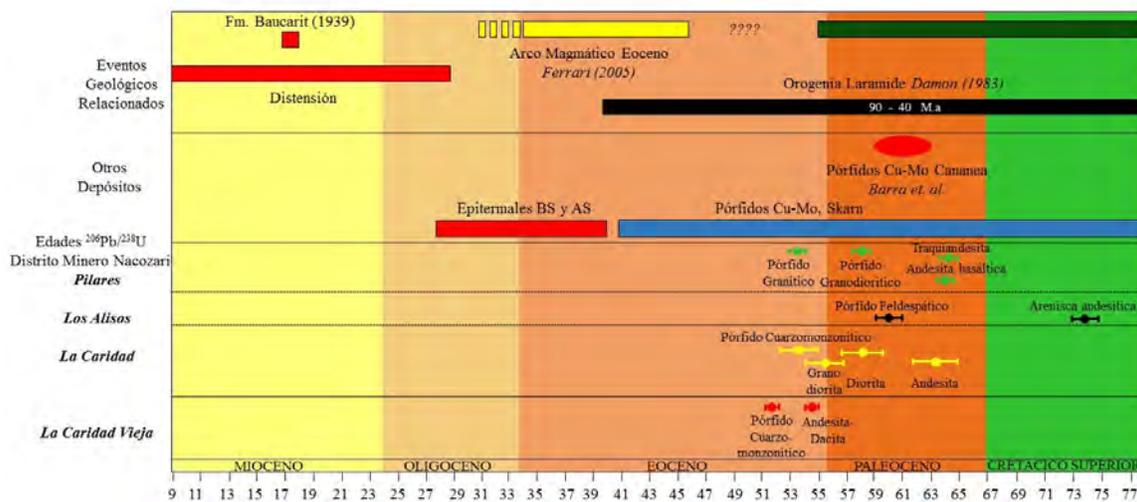


Fig. 8.2.5. Eventos geológicos y otros depósitos contemporáneos a la edad ($^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$) de formación de rocas del depósito La Caridad Vieja.

De acuerdo a datos geocronológicos en rocas no mineralizadas en La Caridad Vieja, se indica que la edad de 54.71 ± 0.39 M.a para las rocas de la secuencia volcánica de la Formación Tarahumara, que corresponden a la roca encajonante que hospeda los intrusivos cuarzomonzoníticos, los cuales arrojaron una edad de cristalización magmática de 51.95 ± 0.48 Ma. Adicionalmente, se tienen fechamientos relacionados al magmatismo del pórfido La Caridad (Valencia-Gómez, 2005), donde rocas andesíticas correspondientes a la Formación Tarahumara arrojaron una edad de 63.5 ± 2.6 M.a; esta secuencia de rocas son

intrusionadas por las siguientes unidades: 1) intrusivo diorítico fechado en 58.1 ± 2 M.a; 2) intrusivo granodiorítico fechado en 55.5 ± 1.8 M.a, la cual se comprobó con geoquímica y petrografía que corresponde a la misma unidad presente a profundidad en el área de La Caridad Vieja; 3) además de estas unidades existen datos geocronológicos del pórfido cuarzomonzonítico con 54.0 ± 1.7 M.a, el cual, al igual que en La Caridad Vieja, es de las unidades más importantes debido a la presencia de mineralización económica; y 4) finalmente un pórfido estéril fechado en 53.0 ± 1.6 . En relación a la edad de la mineralización, los únicos datos que existen son dos edades Re-Os en molibdenita, los cuales arrojaron 53.8 ± 0.3 y 53.6 ± 0.3 Ma. Para el caso del depósito Pilares, las rocas correspondientes a la Formación Tarahumara arrojaron edades de 64.3 ± 0.9 M.a para un flujo de lava de andesita basáltica y 64.2 ± 0.8 M.a para una roca volcánica traquiandesita; dichas unidades son intrusionadas por un pórfido granodiorítico de 58.8 ± 0.8 M.a y un pórfido granítico de 53.65 ± 0.75 Ma.

En la zona mineralizada Los Alisos, donde aparentemente la mineralización corresponde a un lithocap, se han reportado edades geocronológicas para la Formación Tarahumara correspondientes a una andesita basáltica, fechadas en 64.2 ± 0.8 M.a y un intrusivo pórfido feldespático de 60.2 ± 0.8 Ma.

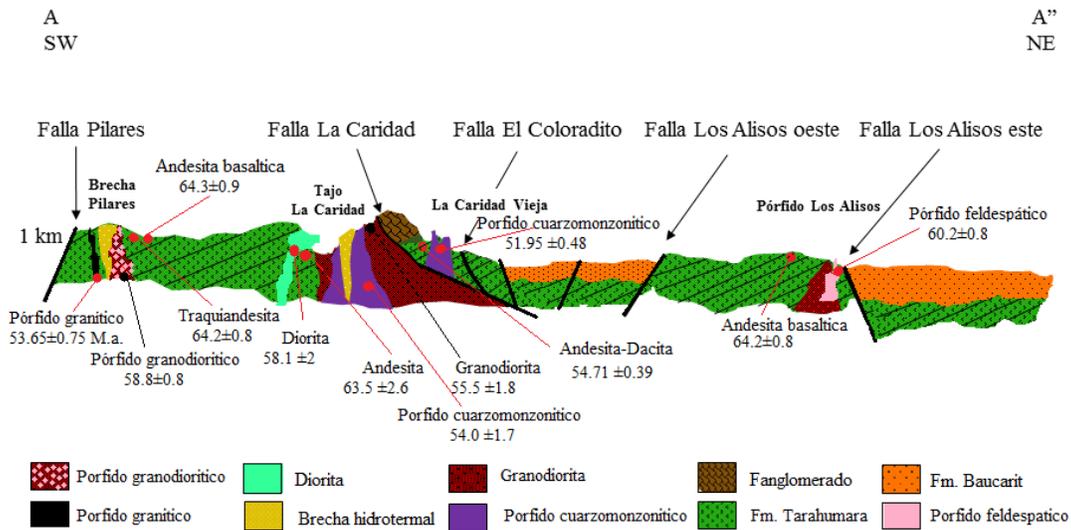


Fig. 8.2.6 Sección esquemática A-A' (mostrada en Fig. 4.2) donde se aprecian los depósitos más importantes y las estructuras principales del Distrito Minero de Nacozari, así como las edades de las principales unidades litológicas.

CAPITULO 9: CONCLUSIONES

La intensa alteración sericitica y argílica avanzada han sido documentadas en otros tipos de depósitos hidrotermales. Estas pueden ocurrir en tres tipos de depósitos magmáticos hidrotermales relacionados a depósitos: pórfidos de cobre, metales base y epitermales de alta sulfuración o acido-sulfato (Meyer and Hemley, 1967; Hemley et al., 1980; Einaudi, 1982; Arribas, 1995; Seedorff et al., 2005a). La alteración hidrolítica intensa, independientemente del tipo de depósito, puede ser pervasiva o estar restringida a estructuras o unidades estratigráficas. Las rocas que presentan intensa alteración hidrolítica pueden estar estériles o fuertemente mineralizadas, donde la mineralización de alta sulfuración comúnmente está asociada con minerales silicatados de alteración argílica avanzada (Meyer y Hemley de 1967; Einaudi, 1982; Einaudi et al., 2003).

La alteración hidrolítica intensa es característica de los niveles más superficiales de ciertos sistemas pórfido de cobre (por ejemplo, Red Mountain, Arizona; Resolución, Arizona; El Salvador, Chile, Central Deposit, Oyu Tolgoi, Mongolia) y depósitos de vetas de metales base (por ejemplo, Bisbee, Arizona), aunque la sericitización y la alteración argílica avanzada puede persistir a niveles profundos, como en Butte, Montana (Bryant, 1968; Meyer et al., 1968; Corn, 1975; Gustafson y Hunt, 1975; Bodnar y Beane, 1980; Hedenquist y Lowenstern, 1994; Reed y Meyer, 1999; Watanabe y Hedenquist, 2001; Manske y Pablo, 2002; Khashgerel et al., 2009). Para los depósitos epitermales de alta sulfuración, la relación con los sistemas pórfido de cobre está bien establecida en algunos casos (por ejemplo, Lepanto-Far Southeast en Filipinas), pero esta relación no se presenta en muchos otros distritos (por ejemplo, Goldfield, Nevada, y Yanacocha, Perú) (Einaudi, 1982; Arribas et al, 1995; Harvey et al, 1999; Sillitoe y Hedenquist, 2003). No está definido claramente si los fluidos que formaron intensa alteración hidrolítica representan la evolución de los fluidos que produjeron una alteración potásica en etapas anteriores.

Las relaciones de campo sugieren que el nivel superior de la alteración argílica avanzada y la alteración sericitica presente en la Caridad Vieja son contemporáneos, donde la alteración sericitica se interpreta como la causante de la deposición de pirita y se encuentra a mayor profundidad presenta características de un ambiente tipo pórfido.

La relación espacial-temporal de las asociaciones de minerales hidrotermales y vetas de la Caridad Vieja, sugieren una evolución temporal desde fluidos ácidos, ricos en sulfuros y sulfatos, hacia fluidos hidrotermales débilmente ácidos, pobres en sulfuros. Los fluidos ácidos tempranos produjeron una destrucción de los feldespatos, así como enriquecimiento de pirita y la deposición de la asociación cuarzo + alunita + dickita + pirofilita ± caolinita ± halloysita. También desarrolló una fuerte silicificación restringida a los stocks pórfido cuarzo monzoníticos, y en la roca encajonante de composición andesítica, presenta la siguiente asociación mineral: cuarzo + sericita + caolinita + muscovita + illita + esmectita.

Los minerales hidrotermales formados durante la intensa alteración hidrolítica en La Caridad Vieja están superimpuestos, y se aprecia un claro control estratigráfico, particularmente en niveles más profundos, donde la distribución de los minerales de alteración hidrotermal y las asociaciones minerales muestran grados débiles en los controles estructurales.

Las relaciones de campo sugieren que el nivel superior de la alteración argílica avanzada y la alteración sericitica presente en la Caridad Vieja son contemporáneos, donde la alteración sericitica se interpreta como la causante de la deposición de pirita, y se encuentra a mayor profundidad, y presenta características de un ambiente tipo pórfido; por lo que al hacer una correlación de la distribución de la alteración, mineralización, estructuras y litologías, se concluye que La Caridad Vieja y La Caridad corresponden al mismo sistema pórfido de cobre, el cual está disectado por la falla La Caridad. Esto implica que el depósito de La Caridad Vieja corresponde a la parte transicional entre el pórfido de cobre y un hipotético epitermal de alta sulfuración que ya fue erosionado, es decir, que no se encuentra presente en la zona de estudio.

Los sistemas magmáticos-hidrotermales presentan típicamente zonamientos verticales de varias centenas de metros donde las características geoquímicas varían considerablemente, por lo cual las características observadas en un depósito mineral que está expuesto en superficie, dependerán del nivel de erosión al que fue sometido. Además, para poder comprender el zonamiento geoquímico de los depósitos minerales dentro de los sistemas magmáticos-hidrotermales, es necesario tener un control de la geología, estratigrafía, geología estructural, distribución de las asociaciones de minerales de alteración y minerales metálicos de mena. En el presente estudio se caracterizó de manera geológica,

geoquímica y geocronológica el depósito mineral La Caridad Vieja y se determinó su potencial relación con el Pórfido de Cu de La Caridad. Los nuevos datos obtenidos en el presente estudio contribuyen con nueva información y proponen un nuevo modelo para los depósitos La Caridad y La Caridad Vieja.

BIBLIOGRAFIA

- Anderson, T.H., Silver, L.T., 1978, Jurassic magmatism in Sonora, Mexico: Geological Society of America Abstracts with Programs, p. 359.
- Anderson, J.L., Bender, E.E., 1989, Nature and origin of Proterozoic A-type granitic magmatism in the southwestern United States: *Lithos*, 23, 19–52.
- Arribas R., A., Jr., 1995, Characteristics of high-sulfidation epithermal deposits, and their relation to magmatic fluid, in Thompson, J.F.H., ed., *Magma, fluids, and ore deposits: Mineralogical Association of Canada Short Course*, v. 23, p. 419-454.
- Arribas, A., Jr., Hedenquist, J. W., Itaya, T., Okada, T., Concepción, R. A., and Garcia, J. S., Jr., 1995, Contemporaneous formation of adjacent porphyry and epithermal Cu-Au deposits over 300 ka in northern Luzon, Philippines: *Geology*, v. 23, p. 337-340.
- Ashley, R.P., (1982) Occurrence model for enargite-gold deposits: U.S.Geological Survey Open-File Report, 82-795, 144-147.
- Berchenbitter, D. K., 1976, The Geology of La Caridad Fault, Sonora, Mexico: M.S. thesis unpublished, University of Iowa, Iowa, 127p.
- Bonham, H.F. Jr., (1986). Models for volcanic-hosted epithermal preciousmetal deposits: a review, en *Volcanism, hydrothermal systems and related mineralization: Hamilton, New Zealand, Proceedings International Volcanological Congress, Symposium 5*, University of Auckland Centre for Continue Education, 13-17.
- Bonham, H.F. Jr., (1988). Models for volcanic-hosted precious metal deposits: a review, en Schafer, R.W., Cooper, J.J., Vikre, P.G. (eds.), *Bulk mineable precious metal deposits of the Western United States: Reno, Nevada, E.U.A., Geological Society of Nevada*, 259-271.
- Buchanan, L.J., (1981). Precious metal deposits associated with volcanic environments in the Southwest: *Arizona Geological Society Digest*, 14, 237-262.
- Calmus, T., Amaya-Martínez, R., Roldán-Quintana, J., 2010, *Libreto guía de la excursión GeoLarámide*, 4-5 de marzo, 26 pp.
- Campa, M.F., Coney, P.J., 1983, Tectono-stratigraphic terranes and mineral resource distribution in Mexico: *Canadian Journal of Earth Sciences*, 20, 1040-1051.

- Camprubí, A., González-Partida, E., Levresse, G., Tritlla, J., Carrillo-Chávez, A., **2003**, Depósitos epitermales de alta y baja sulfuración: una tabla comparativa: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, 56, 10-18.
- Camprubí, A., Albinson, T., 2006, Depósitos epitermales en México: actualización de su conocimiento y reclasificación empírica.: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, Volumen Conmemorativo del Centenario, Revisión de algunas tipologías de depósitos minerales en México, Tomo LVIII, núm. 4, p. 27-81.
- Carretero, M. I. y Pozo, M., 2007, Mineralogía Aplicada. Salud y Medio Ambiente, Paraninfo, Madrid, 424 p.
- Chang, Z., Hedenquist, J.W., White, N.C., Cooke, D.R., Roach, M., Deyell, C.L., Garcia, J. Jr., Gemmell, J.B., McKnight, S., and Cuisson, A.L., 2011, Mankayan intrusion-centered Cu-Au district, Luzon, Philippines: Transitions between and exploration tools for porphyry and epithermal deposits, *Economic Geology*, v. 106, p. 1368-1398.
- Corbett, G J y Leach, T M, (1998). Southwest Pacific Rim gold-copper systems: structure, alteration, and mineralization, *Society of Economic Geologists, Special Publication 6*, 297 p.
- Damon, P.E., Shafiqullah, M., Clark., K.F., 1983, Geochronology of the porphyry copper deposits and related mineralization of Mexico: *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 20, p. 1052-1071.
- Echávarri-Pérez, A., 1971, Petrografía y alteración del depósito La Caridad, Nacozari, Sonora, México: Memorias de la IX Convención Nacional de la AIMMGM, Hermosillo, Sonora, México.
- Echávarri-Pérez, A., 1973, Petrography, alteration and mineralization of La Caridad deposit, Sonora, Mexico: Mexicana de Cobre, Reporte interno.
- Einaudi, M.T., 1982, Description of skarns associated with porphyry copper plutons, southwestern North America, in Tittley, S.R., ed., *Advances in geology of the porphyry copper deposits, southwestern North America*: Tucson, University of Arizona Press, p. 139-183.
- Einaudi, M.T., Hedenquist, J.W., and Inan, E.E., 2003, Sulfidation state of fluids in active and extinct hydrothermal systems: Transitions from porphyry to epithermal precious metal deposits: *Society of Economic Geologists Special Publication 10*, p. 285-314.

- Gans, P.B., 1997. Large-magnitude Oligo-Miocene extension in southern Sonora: Implications for the tectonic evolution of northwest Mexico. *Tectonics*, 16(3): 388-408.
- Goetz AF, Rowan LC, Kingston MJ., 1982, Mineral Identification from Orbit: Initial Results from the Shuttle Multispectral Infrared Radiometer, Dec 3; 218(4576):1020-1024. Links.
- Goldstein, J. I., Newbury, D., Joy, D., Lyman, C., Echlin, P., Lifshin, E., Sawyer, L., and Michael, J., 2003, Scanning Electron Microscopy and X-ray Microanalysis: New York, Kluwer Academic/Plenum Publishers, 689, 1 CD-ROM p.
- González-León, C.M., Solari, L., Solé, J., Ducea, M.N., Lawton, T.F., Bernal, J.P., González Becuar, E., Gray, F., López-Martínez, M., Lozano Santacruz, R., 2011, Stratigraphy, geochronology and geochemistry of the Laramide magmatic arc in north-central Sonora, Mexico: *Geosphere*, v. 7, no. 6, p. 1392-1418.
- Gómez-Landa, J.R., 2014, Caracterización geológica, estructural, geoquímica y metalogenética de la brecha *Pilares*, Sonora, México, M.C Tesis, Universidad de Sonora.
- González.O, 2009, Características principales de los depósitos epitermales en el noroeste de México, un análisis y comparación, Tesis, Universidad de Sonora.
- Grijalva-Noriega, F. and Roldan-Quinatana, J., 1998. An overview of the Cenozoic tectonics and magmatic evolution of Sonora, northwestern Mexico. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 15(2): 145-156.
- Gustafson, L.B. and Hunt, J.P., 1975. The porphyry copper deposit at El Salvador, Chile. *Economic Geology*, 70: 857-912.
- Harvey, B. A., Myers, S. A. y Klein, T., (1999) Yanacocha gold district, northern Peru. Pacrim'99, Bali, Indonesia, 10-13 octubre: 445 – 449.
- Hayba, D.O., Bethke, P.M., Heald, P., Foley, N.K., (1985). Geologic, mineralogic and geochemical characteristics of volcanic-hosted epithermal precious-metal deposits: *Reviews in Economic Geology*, 2, 129-167.

- Hedenquist, J.W., Arribas, A.J. and Reynolds, J.R., 1998. Evolution of an intrusion centered hydrothermal system: Far Southeast-Lepanto porphyry and epithermal Cu- Au deposits, Philippines. *Economic Geology*, 93: 373-404.
- Hedenquist, J.W. and Richards, J.P., 1998. The influence of geochemical techniques on the development of genetic models for the porphyry copper deposits. In: P.B. Larson (Ed), *Techniques in hydrothermal ore deposits geology. Reviews in Economic Geology*, Boulder, pp. 235-256.
- Hedenquist, J.W., Arribas, A.J. and Gonzalez-Urien, E., 2000. Exploration for epithermal gold deposits, *Reviews in Economic Geology*, v. 13, pp. 245-277.
- Hedenquist, J.W., and Taran, Y., 2013, Modeling the formation of advanced argillic lithocaps: Volcanic vapor condensation above porphyry intrusions, *Economic Geology*, v. 108, p. 1523-1540.
- Hedenquist, J.W., 2015, Porphyry copper potential in Mexico: Transitions from epithermal lithocaps to veins and tops of porphyry deposits, *Memoria Técnica - XXXI Convención Internacional de Minería 2015*.
- Hauff, P.L., 2008, An overview of VIS-NIR-SWIR field spectroscopy as applied to precious metals exploration. *Spectral International Inc.*, 80001, 303–403.
- Hemley, J. J., Montoya, J. W., Marinenko, J. W., and Luce, R. W., 1980, Equilibria in the system Al₂O₃-SiO₂-H₂O and some general implications for alteration/mineralization processes: *Economic Geology*, v. 75, p. 210-228.
- Hjelen, J., 1989, Scanning elektron-mikroskopi: Trondheim, Metallurgisk institutt, NTH, 106p.
- Hunt, G.R., 1977, Spectral signatures of particulate minerals in the visible and near infrared; *Geophysics*, 42, 501-513.
- Ibarra-Castanedo C. 2005 “Quantitative subsurface defect evaluation by pulsed phase thermography: depth retrieval with the phase,” Ph. D. thesis, Laval University.
- Lecumberri Sanchez, Pilar, 2013. Spatial and temporal evolution of fluids in hydrothermal ore deposits. PhD Thesis, Virginia Polytechnic Institute and State University.
- Lecumberri Sanchez, Pilar, 2013, 2013. Temporal and spatial distribution of alteration, mineralization and fluid inclusions in the transitional high-sulfidation epithermal–

- porphyry copper system at Red Mountain, Arizona, *Journal of Geochemical Exploration*, v125, p.80-93.
- Lindgreen, W., 1933. *Mineral Deposits*, New York, McGraw Hill, 930p.
- Livingston, D. E., 1973, K-Ar ages and Sr Isotopy at La Caridad, Nacozari District, Sonora, Mexico. Publication 80, Dept. of Geosciences, University of Arizona, 31 pp.
- Livingston, D. E., 1973, The age variation of porphyry copper deposits, southern Basin and Range Province. *Geological society of America, Abstract with programs*, v.5, no.7, p. 715.
- Livingston, D.E., 1974. K-Ar Ages and Sr Isotopy of La Caridad, Sonora, compared to other porphyry copper deposits of the southern Basin and Range Province, *Geological Society of America abstracts with programs*, pp. 208.
- Lowell, J.D. and Guilbert, J.M., 1970. Lateral and vertical alteration-mineralization zoning in porphyry ore deposits. *Economic Geology*, 65(4): 373-408.
- McAnulty, W.N., 1970, *Geology of the Northern Nacozari district, Sonora, Mexico*: New Mexico, University of New Mexico, Ph.D. thesis, 103 pp.
- McDowell, F.W., Clabaugh, S.E., 1979, Ignimbrites of the Sierra Madre Occidental and their relation to the tectonic history of western Mexico, en Chapin, C.E., Elston, W.E. (eds.), *Ash-flow tuffs: Geological Society of America, Special Paper 180*, 113-124.
- McDowell, F.W., Roldán-Quintana, J., Connelly, J.N., 2001, Duration of Late Cretaceous-early Tertiary magmatism in east-central Sonora, Mexico: *Geological Society of America Bulletin*, 113(4), 521-531.
- McMahon Gillian, 2007, *Analytical Instrumentation*, England, Jhon Wiley&Sons, Ltd,296p.
- Melgarejo J. C., Proenza J.A, Galí S., Llovet X., 2010, Técnicas de caracterización mineral y su aplicación en exploración y explotación minera, *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, volumen 62, número 1, pp. 1-23.
- Meyer, C., and Hemley, J.J., 1967, Wall rock alteration, in Barnes, H.L., ed., *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*: New York, Holt, Rinehart, and Winston, p. 166-235.
- Moen, K., 2006, *Quantitative Measurements of Mineral Microstructures: Development, implementation and use of methods in applied mineralogy*; Faculty of Engineering Science and Technology, Norwegian University of Science and Technology.

- Nourse, J.A., Anderson, T.H., Silver, L.T., 1994, Tertiary metamorphic core complexes in Sonora, northwestern Mexico: *Tectonics*, 13(5), 1161-1182.
- Ostrooumov, M., 2012b, Avances recientes de la espectroscopia Raman en Ciencias de la Tierra: México, Universidad Nacional Autónoma de México, Serie Monografías 18, 2 vol., 250 p.
- Páez B. Cruz, 2008. Espectrometría de reflectancia SWIR, aplicada para mapeo de alteración en la zona de La Viruela – La Cruz, Proyecto La India. Distrito Minero Mulatos, Sahuaripa Sonora México.
- Pecharsky K.V. y Zavalij P.Y., 2005, *Fundamentals of powder diffraction and structural characterization of materials*, USA, Springer, 713 p.
- Ramírez-Rubalcaba, J., 1970, Informe actualizado de las investigaciones efectuadas en el prospecto Los Alisos: Consejo de Recursos Naturales No Renovables, Informe técnico, 24 pp.
- Rangin, C., 1978, Consideraciones sobre la evolución geológica de la parte septentrional del estado de Sonora: Universidad Autónoma de México, Instituto de Geología, Libro guía del 1er Simposio sobre la Geología y Potencial Minero del Estado de Sonora, 35-36.
- Rascon-Heimpel M.A., 2011, Geología y geoquímica del pórfido cuprífero Los Alisos, distrito minero de La Caridad, Sonora, México, M.C Tesis, Universidad Nacional Autónoma de México.
- Richards, J. P. 2011. Magmatic to hydrothermal metal fluxes in convergent and collided margins. *Ore Geology Review*, 40, 1–26.
- Riedell, K.B., et al, 2013, Early halo type porphyry and breccia Cu-Mo mineralization at Copper Creek, Pinal County, Arizona (abstract and e-poster): Society of Economic Geologists 2013 conference, Whistler, BC, Canada, poster 3.34.
- Roldan-Quintana, J., 1981. Evolucion tectonica del estado de Sonora. *UNAM Instituto de Geologia Revista*, 5(2): 178-185.
- Roldán-Quintana, J., 1991, Geology and chemical composition of El Jaralito and Aconchi batholiths in east-central Sonora, en Pérez- Segura, E., Jacques-Ayala, C. (eds.), *Studies of Sonoran Geology: Geological Society of America*, Special Paper 254, 19-36.

- Salas, G.P., 1975, Metallogenic chart of Mexico: Geol Soc Am Map Chart Ser, Map MC13, scale 1:2, 000,000.
- Seagart, W., Sell, J. and Kilpatrick, B., 1974. Geology and mineralization of La Caridad porphyry copper deposits, Sonora, Mexico. *Economic Geology*, 69(7): 1060-1077.
- Sillitoe, R.H., 1973. The tops and bottoms of porphyry copper deposits, *Economic Geology*, 68: 799-815.
- Seedorff, E., Dilles, J.H., Proffett, J.M., Jr., Einaudi, M.T., Zurcher, L., Stavast, W.J.A., Johnson, D.A., and Barton, M.D., 2005a, Porphyry deposits: Characteristics and origin of hypogene features, in Hedenquist, J.W., Thompson, J.F.H., Goldfarb, R.J., and Richards, J.P., eds., *Economic Geology 100th Anniversary Volume*, p. 251-298.
- Seedorff, E., Barton, M.D., Gehrels, G.E., Johnson, D.A., Maher, D.J., Stavast, W.J.A., and Flesch, E., 2005b, Implications of new U-Pb dates from porphyry copper-related plutons in the Superior-Globe-Ray-Christmas area, Arizona [abs.]: *Geological Society of America Abstracts with Programs*, v. 37, no. 7, p. 164.
- Seagart, W. E., Sell, J.D., Kilpatrick, B. E., 1974, Geology and mineralization of La Caridad porphyry copper deposit, Sonora, Mexico: *Economic Geology*, v. 67, p. 1069-1077.
- Sillitoe, R.H., 1973. The tops and bottoms of porphyry copper deposits, *Economic Geology*, 68: 799-815.
- Sillitoe, R.H., 1976, A reconnaissance of the Mexican porphyry copper belt. *Institution of Mining and Metallurgy, Transactions, Section B: Applied Earth Sciences*, 85, p. 169-190.
- Sillitoe, R.H., (1977). *Metallic mineralization affiliated to subaerial volcanism: a review, en Volcanic processes in ore genesis: Institution of Mining and Metallurgy-Geological Society of London*, 99-116.
- Sillitoe, R.H., 1983. Enargite-bearing massive sulfide deposits high in porphyry systems. *Economic Geology*, 78: 348-352.
- Sillitoe, R.H., 1985. Ore-related breccias in volcanoplutonic ores. *Economic Geology*, 80: 1467-1514.
- Sillitoe, R.H., 1989. Gold deposits in western Pacific island arcs: The magmatic connection, *Economic Geology Monograph* 6, pp. 274-291.

- Sillitoe, R.H (1993). Epithermal models: Genetic types, geometrical controls and shallow features. Geological Association of Canada Special Paper 40, p. 403-417.
- Sillitoe, R.H., y McKee, E.H., (1996). Age of supergene oxidation and enrichment in the Chilean porphyry copper province: *Economic Geology*, v. 91, p. 164–179.
- Sillitoe, R.H., 2010, Porphyry copper systems, *Economic Geology*, v. 105, p. 3–41.
- Simmons, S. F., and Graham, I. J., eds., 2005, Volcanic, geothermal, and ore-forming fluids: Rulers and witnesses of processes within the Earth: Society of Economic Geologists Special Publication 10 (Giggenbach Volume), p. 285-313.
- Takeda, H., 1974, Informe preliminar sobre el estudio geológico del prospecto Los Alisos en Nacozari, Sonora: Consejo de Recursos Naturales No Renovables, Informe técnico, 10 pp.
- Takeda, H., Amaya-Martínez, R., Arreola-Razura, L., 1974, Investigación geológico-minera sobre la mineralización de cobre en el prospecto de “Los Alisos”, Mpio. de Nacozari, Edo. de Sonora: Consejo de Recursos Minerales No Renovables, Informe técnico.
- Valencia-Gomez, V.A., 2005, Evolution of La Caridad porphyry copper deposit, Sonora and Geochronology of porphyry copper deposits in northwest Mexico: Ph.D. thesis, The University of Arizona, Tucson, Arizona, 197 p.
- Valencia-Gomez, V.A., Ruiz, J., Ban-a, F., Geherls, G., Ducea, M., Titley, S.R., Ochoa-Landin, L., 2005, U-Pb zircon and Re-Os molybdenite geochronology from La Caridad Porphyry copper deposit: insights for the duration of magmatism and mineralization in the Nacozari District, Sonora, Mexico. *Mineralium Deposita*, v. 40, p. 175-191.
- Valencia-Moreno, M., Ochoa-Landín, L., Noguez-Alcántara, B., Ruiz, J., y Pérez-Segura, E., 2006, Características de los depósitos de pórfido cuprífero en México y su situación en el contexto mundial: en Nieto-Samaniego, A.F., y Alanis-Álvarez, S., (eds.), Revisión de algunas tipologías de depósitos minerales en México: Sociedad Geológica Mexicana, volumen conmemorativo del Centenario, Tomo LVIII, no. 1, p. 1-26.

- Valencia-Moreno, M., Ochoa-Landín, L., Noguez-Alcántara, B., Ruiz, J. and Pérez-Segura, E., 2007, Geological and metallogenetic characteristics of the porphyry copper deposits of México and their situation in the world context: in Alaniz-Álvarez, S. A. and Nieto-Samaniego Á.F., (eds.), Geological Society of America Special Paper 422, Geology of México: Celebrating the Centenary of the Geological Society of México, p. 433-458.
- Wandke, A., 1925. La Caridad Mine, Sonora, Mexico. *Economic Geology*, 20: 311-318.
- Wodzicki, W., 1995. The evolution of Laramide igneous rocks and porphyry copper mineralization in the Cananea district, Sonora, Mexico., University of Arizona, Tucson, 181, pp.
- Wodzicki, W., 2001. The evolution of magmatism and mineralization in the Cananea district, Sonora, Mexico. In: C.E. Nelson (Ed), *New Mines and Discoveries in Mexico and Central America*. Society of Economic Geologists, Boulder, pp. 243-263.
- Worcester, P., 1976. Geology of northern part of the Nacozari mining district, Nacozari, Sonora, Mexico, The Miami University, Ohio.

ANEXOS

Anexo A: Geocronología U-Pb (ELA-ICPMS)

Tabla. A1 Datos de los resultados obtenidos en el análisis de geocronología U-Pb.

Muestra CV-14

	CORRECTED RATIOS ²												CORRECTED AGES (Ma)								
	U (ppm) ¹	Th (ppm) ¹	Th/U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±2s abs	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±2s abs	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±2s abs	²⁰⁸ Pb/ ²³² Th	±2s abs	Rho	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±2s	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±2s	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±2s	Best age (Ma)	±2s	Disc %
Zircon-001_CV-14	566	247	0.44	0.0568	0.0044	0.0770	0.0067	0.0092	0.0002	0.0038	0.0004	0.21	59.1	1.3	75.3	6.0	490.0	120.0	59.1	1.3	21.51
Zircon-002	862	790	0.92	0.0614	0.0037	0.0698	0.0046	0.0081	0.0002	0.0028	0.0001	0.26	52.2	1.0	68.5	4.3	603.0	70.0	52.2	1.0	23.85
Zircon-003	260	81.6	0.31	0.0507	0.0029	0.1782	0.0093	0.0247	0.0004	0.0081	0.0004	0.03	157.4	2.8	166.2	8.3	293.0	64.0	157.4	2.8	5.29
Zircon-004	743	557	0.75	0.0525	0.0029	0.0585	0.0034	0.0081	0.0001	0.0028	0.0001	0.00	52.2	0.9	57.7	3.2	331.0	50.0	52.2	0.9	9.48
Zircon-005	596	380	0.64	0.0584	0.0035	0.0687	0.0040	0.0086	0.0002	0.0031	0.0001	0.02	55.5	1.1	67.4	3.7	515.0	78.0	55.5	1.1	17.66
Zircon-006	471	354	0.75	0.0598	0.0023	0.5000	0.0200	0.0593	0.0009	0.0192	0.0003	0.02	373.5	5.2	412.0	13.0	614.0	44.0	373.5	5.2	9.34
Zircon-007	101.1	134.6	1.33	0.1184	0.0037	3.8700	0.1500	0.2324	0.0067	0.0859	0.0011	0.47	1347.0	36.0	1603.0	35.0	1942.0	32.0	1942.0	32.0	15.97
Zircon-008	939	490	0.52	0.0604	0.0051	0.0676	0.0067	0.0081	0.0002	0.0035	0.0002	0.34	52.2	1.2	66.3	6.3	590.0	130.0	52.2	1.2	21.27
Zircon-009	1000	740	0.74	0.0730	0.0180	0.0830	0.0250	0.0082	0.0002	0.0033	0.0006	0.12	52.6	1.5	81.0	22.0	990.0	250.0	52.6	1.5	35.06
Zircon-010	977	668	0.68	0.0522	0.0027	0.0586	0.0029	0.0081	0.0001	0.0027	0.0001	0.05	51.8	0.9	57.8	2.7	306.0	58.0	51.8	0.9	10.35
Zircon-011	761	396	0.52	0.0543	0.0028	0.0613	0.0033	0.0079	0.0002	0.0029	0.0001	0.01	50.9	0.9	60.4	3.2	440.0	75.0	50.9	0.9	15.66
Zircon-012	704	429	0.61	0.0588	0.0021	0.2330	0.0180	0.0274	0.0018	0.0087	0.0004	0.57	174.0	11.0	213.0	14.0	561.0	39.0	174.0	11.0	18.31
Zircon-013	836	404	0.48	0.0579	0.0037	0.0678	0.0042	0.0082	0.0002	0.0028	0.0002	0.22	52.3	1.0	67.3	4.0	479.0	91.0	52.3	1.0	22.29
Zircon-014	1054	464	0.44	0.0531	0.0020	0.2740	0.0100	0.0347	0.0005	0.0106	0.0002	0.37	220.1	3.0	245.9	8.1	341.0	49.0	220.1	3.0	10.49
Zircon-015	1130	868	0.77	0.0542	0.0032	0.0681	0.0037	0.0084	0.0002	0.0028	0.0001	0.10	54.0	1.0	66.8	3.5	460.0	62.0	54.0	1.0	19.22
Zircon-016	542	244	0.45	0.0485	0.0030	0.2000	0.0120	0.0272	0.0004	0.0087	0.0005	0.02	172.7	2.8	185.2	9.8	213.0	99.0	172.7	2.8	6.75
Zircon-017	819	226	0.28	0.0569	0.0024	0.2123	0.0085	0.0245	0.0004	0.0084	0.0003	0.02	155.9	2.4	195.4	7.2	504.0	69.0	155.9	2.4	20.21
Zircon-018	793	579	0.73	0.0487	0.0028	0.0573	0.0035	0.0082	0.0002	0.0027	0.0001	0.06	52.5	1.0	56.5	3.3	364.0	54.0	52.5	1.0	7.08
Zircon-019	143.5	149.2	1.04	0.0856	0.0099	0.1040	0.0140	0.0084	0.0003	0.0032	0.0002	0.36	53.8	2.0	403.0	12.0	1280.0	150.0	53.8	2.0	47.77
Zircon-020	772	514	0.67	0.0558	0.0033	0.0671	0.0037	0.0083	0.0002	0.0029	0.0001	0.02	53.0	1.1	65.9	3.5	426.0	80.0	53.0	1.1	19.58
Zircon-021	130.4	89.7	0.69	0.0857	0.0027	1.8580	0.0630	0.1689	0.0023	0.0378	0.0016	0.30	1006.0	12.0	1066.0	23.0	1336.0	43.0	1336.0	43.0	5.63
Zircon-022	279.7	282.6	1.01	0.0568	0.0024	0.5520	0.0180	0.0764	0.0010	0.0234	0.0004	0.20	472.7	6.0	446.0	11.0	450.0	48.0	472.7	6.0	-5.99
Zircon-023	727	546	0.75	0.0498	0.0030	0.0548	0.0033	0.0084	0.0002	0.0028	0.0001	0.02	54.1	1.0	54.2	3.2	318.0	58.0	54.1	1.0	0.24
Zircon-024	1330	1016	0.76	0.0525	0.0026	0.0320	0.0032	0.0049	0.0003	0.0023	0.0001	0.41	31.3	2.0	32.0	3.1	284.0	54.0	31.3	2.0	2.19
Zircon-025	726	413	0.57	0.0523	0.0032	0.0568	0.0035	0.0085	0.0002	0.0027	0.0001	0.02	54.5	1.0	56.1	3.3	405.0	66.0	54.5	1.0	2.87
Zircon-026	741	492	0.66	0.0507	0.0025	0.0525	0.0025	0.0079	0.0002	0.0027	0.0001	0.02	50.8	1.0	52.0	2.4	206.0	65.0	50.8	1.0	2.31
Zircon-027	1160	619	0.53	0.0500	0.0024	0.0569	0.0026	0.0086	0.0002	0.0029	0.0001	0.03	55.5	1.0	56.2	2.5	277.0	46.0	55.5	1.0	1.28
Zircon-028	762	574	0.75	0.0494	0.0038	0.0524	0.0042	0.0082	0.0002	0.0029	0.0001	0.34	52.9	1.1	51.8	4.0	350.0	100.0	52.9	1.1	-2.12
Zircon-029	714	468	0.66	0.0573	0.0032	0.0624	0.0035	0.0080	0.0001	0.0030	0.0001	0.02	51.3	0.9	61.4	3.3	522.0	58.0	51.3	0.9	16.43
Zircon-030	1610	2270	1.41	0.0495	0.0021	0.0571	0.0025	0.0085	0.0001	0.0026	0.0001	0.24	54.3	0.8	56.4	2.4	173.0	49.0	54.3	0.8	3.76
Zircon-031	649	397	0.61	0.0960	0.0230	0.1090	0.0330	0.0081	0.0003	0.0047	0.0007	0.29	51.7	2.0	405.0	27.0	1550.0	230.0	51.7	2.0	50.76
Zircon-032	153.8	54.8	0.36	0.0793	0.0024	1.9210	0.0620	0.1743	0.0025	0.0462	0.0010	0.20	1036.0	14.0	1093.0	22.0	1168.0	35.0	1168.0	35.0	5.22
Zircon-033	225	145.8	0.65	0.0632	0.0055	0.1184	0.0090	0.0134	0.0003	0.0052	0.0002	0.02	85.5	2.1	113.2	8.2	713.0	89.0	85.5	2.1	24.47
Zircon-034	703	415	0.59	0.4130	0.0140	0.9040	0.0780	0.0153	0.0007	0.0276	0.0020	-0.06	98.1	4.5	653.0	26.0	3956.0	39.0	3956.0	39.0	84.98
Zircon-035_CV-14	321	284	0.88	0.0480	0.0026	0.1072	0.0057	0.0153	0.0003	0.0049	0.0001	0.38	98.0	1.7	103.2	5.0	250.0	59.0	98.0	1.7	5.04

1: Las concentraciones de U y Th se calcularon empleando un estándar externo de circón como en Paton et al, 2010, Geoquímica, Geofísica, Geosystems.

2: 2 incertidumbres sigma se propagaron según Paton et al, 2010, Geoquímica, Geofísica, Geosystems.

Las relaciones ²⁰⁷Pb / ²⁰⁶Pb, las edades y los errores se calcularon de acuerdo a Petrus y Kamber, 2012, Geostandards Geoanalytical Research.

Los puntos analizados fueron de 23 micrómetros, utilizando un protocolo de análisis modificado de Solari et al., 2010, Geostandards Geoanalytical Research.

Los datos fueron medidos empleando el equipo Thermo iCapQc ICP-MS acoplado a una estación de trabajo láser excimer Resonetics, Resolución M050.

Tabla.A2 Datos de los resultados obtenidos en el análisis de geocronología U-Pb.

Muestra CV-29

	CORRECTED RATIOS ²												CORRECTED AGES (Ma)								
	U (ppm) ¹	Th (ppm) ¹	Th/U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±2s abs	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±2s abs	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±2s abs	²⁰⁶ Pb/ ²³² Th	±2s abs	Rho	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±2s	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±2s	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±2s	Best age (Ma)	±2s	Disc %
Zircon-036_CV-29	1038	447	0.43	0.0464	0.0023	0.0582	0.0029	0.0087	0.0001	0.0027	0.0001	-0.04	55.5	0.9	57.4	2.8	208.0	53.0	55.5	0.9	3.28
Zircon-037	964	674	0.70	0.0483	0.0031	0.0568	0.0032	0.0082	0.0001	0.0026	0.0001	0.06	52.6	0.9	56.1	3.1	236.0	75.0	52.6	0.9	6.26
Zircon-038	613	375	0.61	0.0459	0.0027	0.0556	0.0034	0.0085	0.0002	0.0027	0.0001	-0.02	54.4	1.1	54.9	3.2	120.0	84.0	54.4	1.1	0.91
Zircon-039	642	436	0.68	0.0499	0.0043	0.0571	0.0067	0.0082	0.0002	0.0027	0.0003	0.02	52.6	1.0	56.4	5.2	260.0	130.0	52.6	1.0	6.74
Zircon-040	765	462	0.60	0.0444	0.0032	0.0571	0.0036	0.0087	0.0002	0.0027	0.0001	-0.27	56.1	1.0	56.3	3.4	333.0	49.0	56.1	1.0	0.34
Zircon-041	662	401	0.61	0.0498	0.0024	0.0570	0.0029	0.0088	0.0002	0.0027	0.0001	0.16	56.4	1.0	56.6	2.8	254.0	55.0	56.4	1.0	0.35
Zircon-042	524	424	0.81	0.0514	0.0028	0.0578	0.0035	0.0086	0.0002	0.0028	0.0001	0.18	55.4	1.1	57.0	3.3	354.0	44.0	55.4	1.1	2.81
Zircon-043	783	635	0.81	0.0509	0.0025	0.0560	0.0026	0.0085	0.0002	0.0027	0.0001	0.01	54.8	1.0	55.3	2.5	263.0	50.0	54.8	1.0	0.85
Zircon-044	543	327	0.60	0.0501	0.0029	0.0542	0.0028	0.0085	0.0002	0.0028	0.0001	0.27	54.5	1.1	53.6	2.7	324.0	50.0	54.5	1.1	-1.68
Zircon-045	1218	2190	1.80	0.0490	0.0023	0.0541	0.0025	0.0084	0.0001	0.0026	0.0000	-0.09	54.0	0.8	53.5	2.4	227.0	48.0	54.0	0.8	-0.92
Zircon-046	850	594	0.70	0.0550	0.0031	0.0590	0.0032	0.0083	0.0002	0.0027	0.0001	0.17	53.3	0.9	58.1	3.1	404.0	69.0	53.3	0.9	8.26
Zircon-047	855	670	0.78	0.0487	0.0024	0.0554	0.0028	0.0087	0.0002	0.0028	0.0001	0.37	55.6	1.0	54.7	2.7	201.0	56.0	55.6	1.0	-1.72
Zircon-048	748	416	0.56	0.0512	0.0033	0.0570	0.0038	0.0085	0.0002	0.0027	0.0001	0.25	54.5	1.2	56.2	3.7	276.0	59.0	54.5	1.2	3.02
Zircon-049	1132	1966	1.74	0.0495	0.0026	0.0570	0.0028	0.0086	0.0001	0.0028	0.0001	-0.12	55.1	0.9	56.3	2.7	276.0	80.0	55.1	0.9	2.08
Zircon-050	567	305.3	0.54	0.0494	0.0031	0.0557	0.0035	0.0085	0.0002	0.0028	0.0001	-0.14	54.3	1.0	55.0	3.3	211.0	63.0	54.3	1.0	1.35
Zircon-051	876	631	0.72	0.0464	0.0022	0.0560	0.0027	0.0084	0.0002	0.0026	0.0001	0.12	54.1	1.0	55.3	2.6	168.0	47.0	54.1	1.0	2.22
Zircon-052	326	308	0.94	0.0492	0.0025	0.1013	0.0057	0.0143	0.0003	0.0049	0.0001	-0.02	91.2	1.8	97.8	5.1	284.0	62.0	91.2	1.8	6.75
Zircon-053	435	211	0.49	0.0483	0.0029	0.0588	0.0035	0.0085	0.0001	0.0026	0.0001	-0.09	54.5	0.9	58.0	3.3	369.0	73.0	54.5	0.9	5.97
Zircon-054	726	368	0.51	0.0538	0.0029	0.0668	0.0035	0.0087	0.0001	0.0028	0.0001	0.17	55.5	0.9	65.6	3.3	362.0	79.0	55.5	0.9	15.35
Zircon-055	806	558	0.69	0.0468	0.0028	0.0556	0.0030	0.0084	0.0002	0.0027	0.0001	-0.10	54.0	0.9	54.9	2.9	240.0	71.0	54.0	0.9	1.71
Zircon-056	750	434	0.58	0.0516	0.0026	0.0624	0.0033	0.0085	0.0002	0.0027	0.0001	0.34	54.8	0.9	61.4	3.1	325.0	53.0	54.8	0.9	10.72
Zircon-057	600	373	0.62	0.0480	0.0033	0.0561	0.0037	0.0084	0.0001	0.0026	0.0001	-0.14	53.7	0.9	55.4	3.6	252.0	68.0	53.7	0.9	3.09
Zircon-058	548	347	0.63	0.0563	0.0035	0.0646	0.0042	0.0083	0.0002	0.0029	0.0001	-0.02	53.5	1.2	63.5	4.0	534.0	64.0	53.5	1.2	15.75
Zircon-059	718	538	0.75	0.0491	0.0029	0.0568	0.0031	0.0084	0.0002	0.0028	0.0001	-0.34	53.9	1.1	56.1	3.1	272.0	68.0	53.9	1.1	3.92
Zircon-060	419	97.9	0.23	0.0497	0.0039	0.0691	0.0050	0.0102	0.0002	0.0037	0.0002	-0.28	65.4	1.4	67.7	4.7	441.0	76.0	65.4	1.4	3.40
Zircon-061	756	703	0.93	0.0688	0.0028	0.0808	0.0034	0.0083	0.0001	0.0023	0.0001	0.13	53.5	0.8	78.9	3.0	884.0	62.0	53.5	0.8	32.14
Zircon-062	520	201.2	0.39	0.0481	0.0024	0.0853	0.0043	0.0126	0.0002	0.0048	0.0002	0.13	80.8	1.4	83.1	4.0	241.0	77.0	80.8	1.4	2.77
Zircon-063	565	349	0.62	0.0643	0.0065	0.0755	0.0075	0.0084	0.0002	0.0034	0.0002	0.51	53.8	1.0	73.8	7.0	740.0	150.0	53.8	1.0	27.11
Zircon-064	653	389	0.60	0.0628	0.0059	0.0706	0.0077	0.0081	0.0002	0.0032	0.0002	0.35	51.9	1.1	69.2	7.2	660.0	150.0	51.9	1.1	25.00
Zircon-065	452	134.2	0.30	0.0493	0.0036	0.0587	0.0041	0.0086	0.0002	0.0035	0.0002	0.00	55.0	1.1	57.9	4.0	367.0	79.0	55.0	1.1	5.01
Zircon-066	937	764	0.82	0.0474	0.0024	0.0564	0.0027	0.0084	0.0001	0.0026	0.0001	0.22	53.9	0.9	55.6	2.6	181.0	58.0	53.9	0.9	3.04
Zircon-067	713	525	0.74	0.0572	0.0029	0.0640	0.0030	0.0081	0.0001	0.0027	0.0001	0.03	52.0	0.9	62.9	2.9	501.0	52.0	52.0	0.9	17.28
Zircon-068	363	158	0.44	0.0483	0.0033	0.0573	0.0035	0.0087	0.0002	0.0028	0.0001	0.15	56.0	1.2	56.5	3.4	264.0	68.0	56.0	1.2	0.88
Zircon-069	614	400	0.65	0.0533	0.0027	0.0645	0.0031	0.0087	0.0001	0.0027	0.0001	0.13	55.9	0.9	63.4	3.0	338.0	49.0	55.9	0.9	11.77
Zircon-070_CV-29	729	493	0.68	0.0541	0.0030	0.0585	0.0032	0.0079	0.0001	0.0028	0.0001	-0.25	50.7	0.9	57.7	3.1	409.0	62.0	50.7	0.9	12.22

1: Las concentraciones de U y Th se calcularon empleando un estándar externo de circón como en Paton et al, 2010, Geoquímica, Geofísica, Geosystems.

2: 2 incertidumbres sigma se propagaron según Paton et al, 2010, Geoquímica, Geofísica, Geosystems.

Las relaciones ²⁰⁷Pb / ²⁰⁶Pb, las edades y los errores se calcularon de acuerdo a Petrus y Kamber, 2012, Geostandards Geoanalytical Research.

Los puntos analizados fueron de 23 micrómetros, utilizando un protocolo de análisis modificado de Solari et al., 2010, Geostandards Geoanalytical Research.

Los datos fueron medidos empleando el equipo Thermo iCapQc ICP-MS acoplado a una estación de trabajo láser excimer Resonetics, Resolución M050.

Anexo B: Análisis SWIR (Espectrómetro oreXpress™ SM-3500)

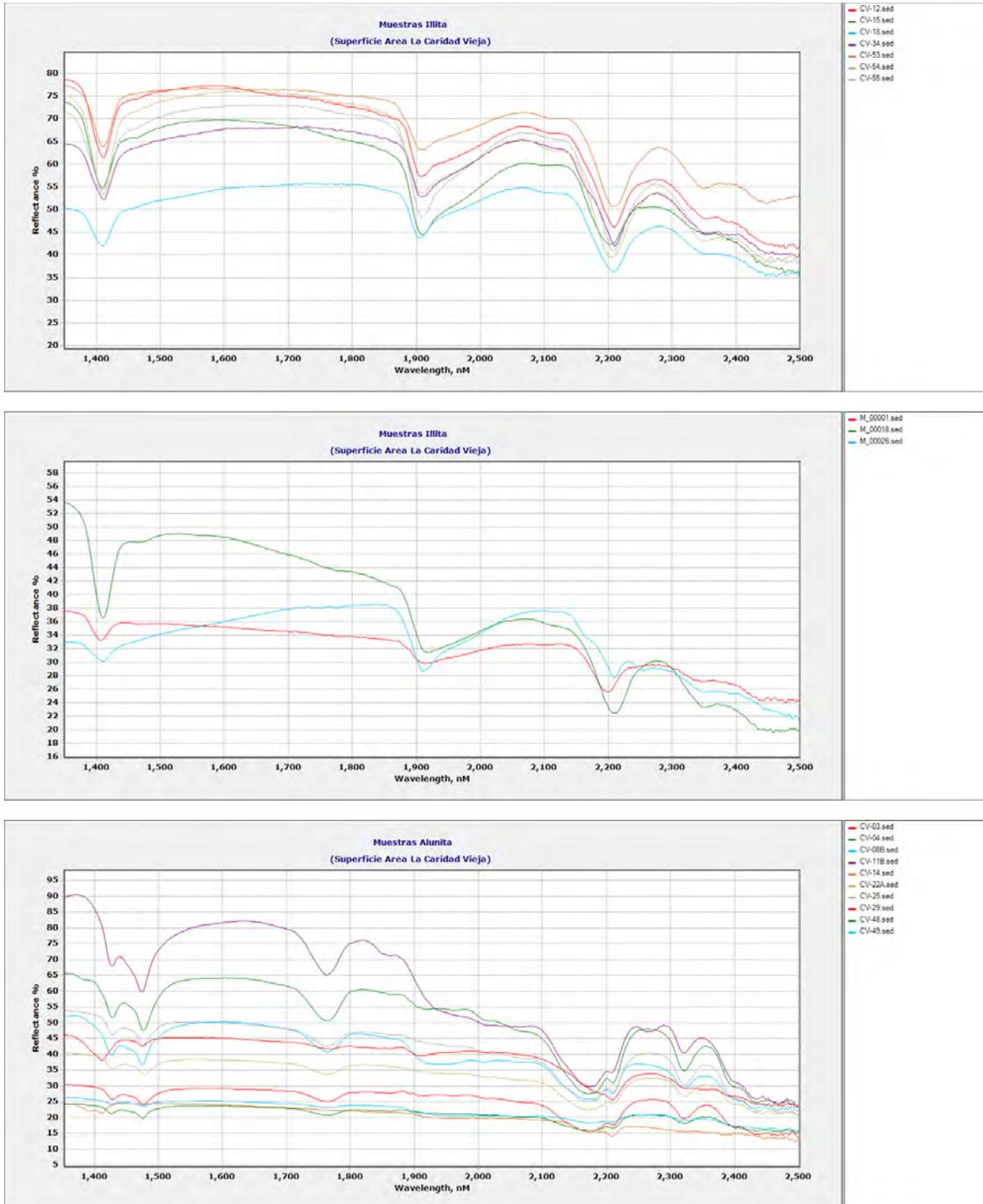
Tabla B1: Resultados de las asociaciones de minerales identificados con el espectrómetro oreXpress™ SM-3500 en muestras recolectadas en el área del yacimiento La Caridad Vieja.

Clave	Coordenada		Espectro	Mineral_1	Mineral_2	Mineral_3	Mineral_4
	Norte	Este					
CV-02	3356840	640670	47	Caolinita			
CV-03	3356688	640885	55	Alunita			
CV-04	3356666	640980	29	Alunita			
CV-05	3356625	641149	45	Caolinita	Illita	Esmectita	
CV-07	3356550	641225	44	Dickita			
CV-08	3356780	641562	26	Esmectita			
CV-08	3356780	641562	49	Alunita			
CV-09	3356795	641615	46	Alunita	Sílice	Dickita	1391???
CV-10	3356790	641600	53	Dickita	Alunita	Sílice	
CV-11	3356732	641497	42	Alunita			
CV-11	3356732	641497	43	Alunita			
CV-12	3356780	641445	48	Illita	Esmectita		
CV-13	3356855	641385	54	Sericita			
CV-14	3356905	641335	39	Caolinita	Sílice		Alunita
CV-14	3356905	641335	40	Alunita			
CV-15	3356510	641252	3	Illita	Esmectita		
CV-16	3356595	641269	51	Dickita			
CV-17	3356660	641300	52	Dickita			
CV-18	3356872	641261	50	Mal Espectro	Alunita		
CV-18	3356872	641261	28	Illita	Esmectita		
CV-20	3356947	641682	34	Sericita			
CV-21	3356947	641682	33	Sericita?	Andalusita?		
CV-22A	3356205	641397	41	Alunita			
CV-22-B	3356205	641397	37	Sílice			
CV-22-C	3356205	641397	36	Sílice			
CV-23	3356824	641743	31	Pirofilita			
CV-24	3356379	641337	30	Montmorillonita			
CV-25	3357332	641275	32	Dickita	Alunita	Sílice	
CV-25	3357332	641275	1	Alunita			
CV-27	3357535	641170	38	NR	Óxidos		
CV-29	3357511	641077	35	Alunita	Sericita		Caolinita??
CV-30	3356057	641933	16	Jarosita	Sericita?	Sílice?	
CV-33	3356448	641791	21	Montmorillonita		Illita	
CV-34	3356555	641909	22	Illita	Esmectita		
CV-35	3356958	641717	17	Sericita	Sílice		
CV-36	3356333	641939	18	Caolinita	Sericita?		
CV-38	3356500	641470	24	No alterada			
CV-38	3356500	641470	25	No alterada	Sulfato (Yeso?)		
CV-39	3356518	641543	14	Montmorillonita		Illita?	
CV-40	3356607	641746	19	Esmectita	Caolinita	Sericita?	
CV-41	3356698	641652	8	Dickita	Sílice	Sericita	Alunita
CV-42	3356670	641636	9	Caolinita	Dickita	Alunita	
CV-43	3356784	641564	12	Dickita (?)1389	Pirofilita ?	Alunita	Caolinita
CV-44	3356894	641392	13	Sericita			
CV-46B	3356987	641375	4	Dickita (?)1386	Alunita		
CV-47	3356815	641636	11	Dickita (?)1389	Alunita	Sulfato NR	
CV-48	3356780	641564	23	Alunita			
CV-49	3356750	641392	10	Alunita			
CV-50	3356923	641411	5	Sericita	Alunita	Dickita	
CV-50	3356923	641411	6	Sericita	Alunita	Dickita	Sílice
CV-53	3356685	642140	7	Illita	Esmectita	Sericita	
CV-54	3356996	642161	2	Illita	Esmectita	Sericita	
CV-55	3357288	642093	27	Illita	Esmectita		

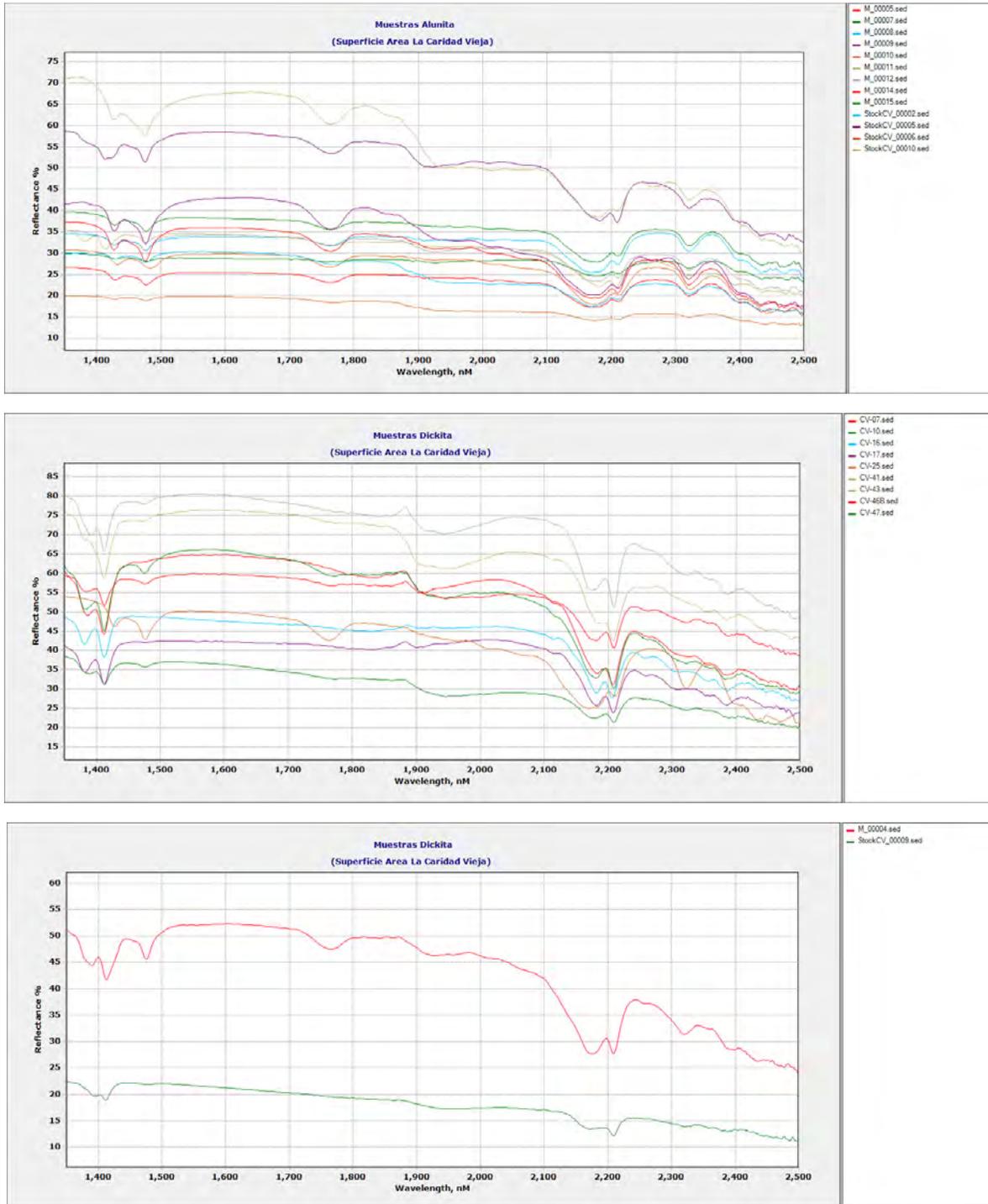
Continuación de Tabla B1: Resultados de las asociaciones de minerales identificados con el espectrómetro **oreXpress™ SM-3500** en muestras recolectadas en el área del yacimiento La Caridad Vieja.

Clave	Coordenada		Mineral_1	Mineral_2
	Norte	Este		
M-1	3356992	641052	Illita	
M-2	3356992	641052	Muscovita	Illita
M-3	3356992	641052	Muscovita	Illita
M-4	3356993	641058	Dickita	Alunita K
M-5	3356930	641060	Alunita K	
M-6	3356945	641075	Muscovita	
M-7	3356900	641050	Alunita K	
M-8	3356930	641132	Alunita K	
M-9	3356920	641230	Alunita K	Dickita
M-10	3356854	641092	Alunita K	
M-11	3356909	641003	Alunita K	
M-12	3356945	640945	Alunita K	
M-13	3356993	640883	Dickita	Alunita K
M-14	3356979	640881	Alunita K	
M-15	3357183	640888	Alunita K	Dickita
M-16	3357170	640920	Montmorillonita	
M-17	3357036	641036	Muscovita	
M-18	3357036	641036	Illita	Muscovita
M-19	3357010	641098	Caolinita	
M-20	3357010	641098	Montmorillonita	
M-25	3352905	638005	Clorita	Vermiculita
M-26	3352570	638447	Illita	Muscovita
M-27	3353446	637466	Clorita	
M-28	3355398	638213	Montmorillonita	
M-29	3353419	640312	Óxidos de Hierro	
M-30	3357416	639358	Caolinita	
CV-2	3356975	641265	Alunita K	Dickita
CV-5	3356975	641282	Alunita K	
CV-6	3356975	641285	Alunita K	Dickita
CV-9	3356905	641335	Dickita	Alunita K
CV-10	3356732	641497	Alunita K	Dickita

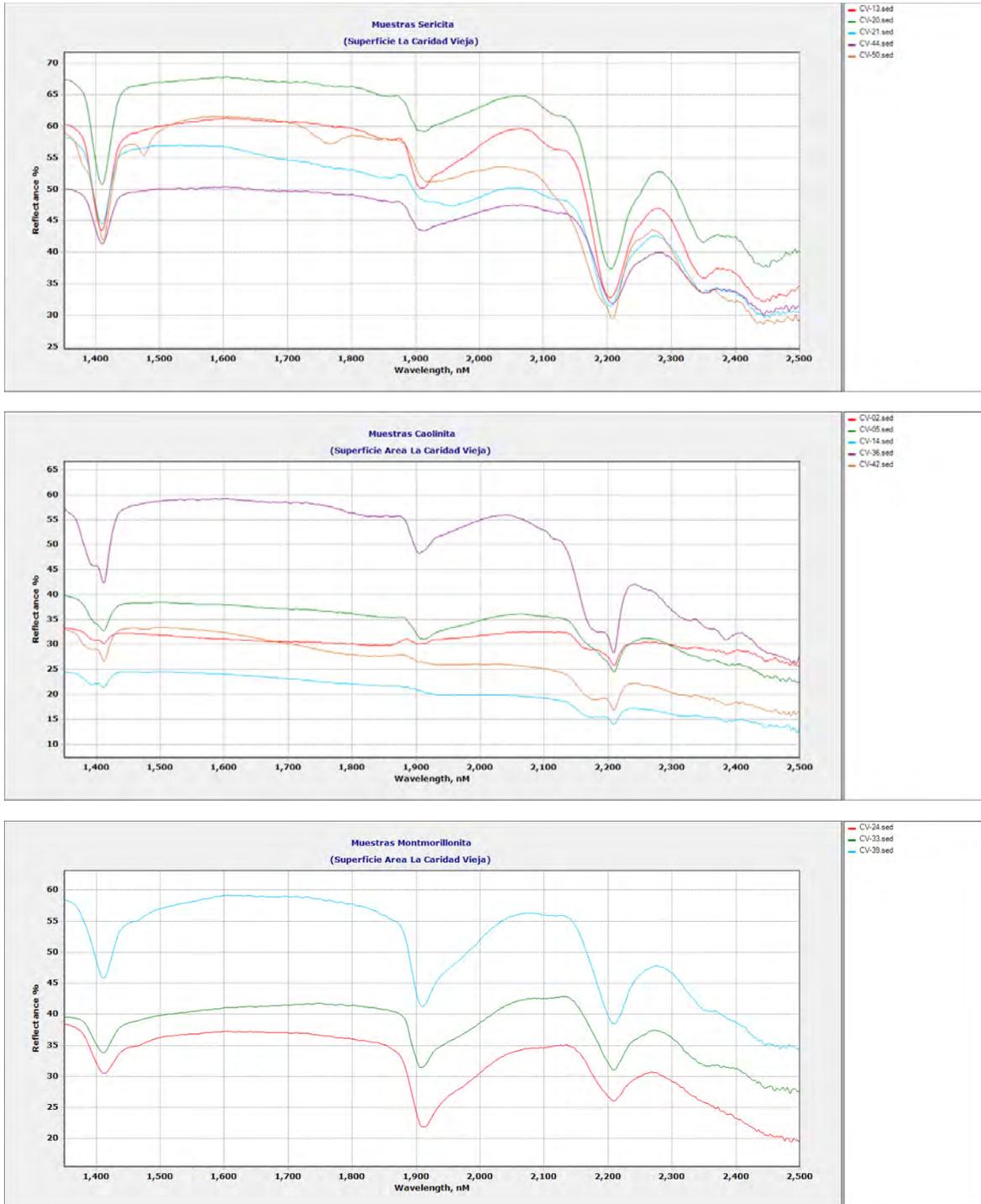
Compilación de curvas de reflectancia espectral en el rango SWIR de las muestras de la Tabla B1.



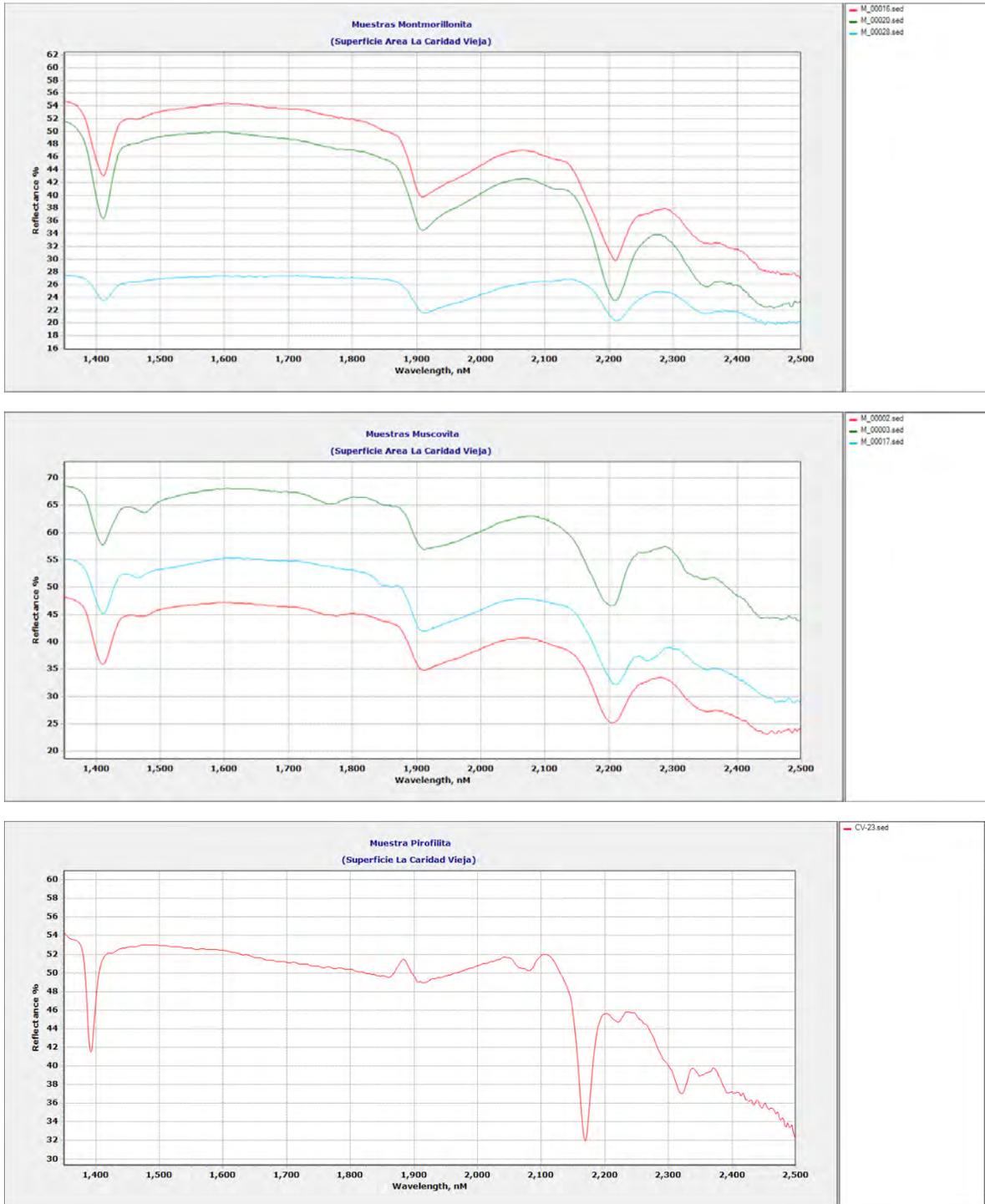
Compilación de curvas de reflectancia espectral en el rango SWIR de las muestras de la Tabla B1.



Compilación de curvas de reflectancia espectral en el rango SWIR de las muestras de la Tabla B1.



Compilación de curvas de reflectancia espectral en el rango SWIR de las muestras de la Tabla B1.



Compilación de curvas de reflectancia espectral en el rango SWIR de las muestras de la Tabla B1.

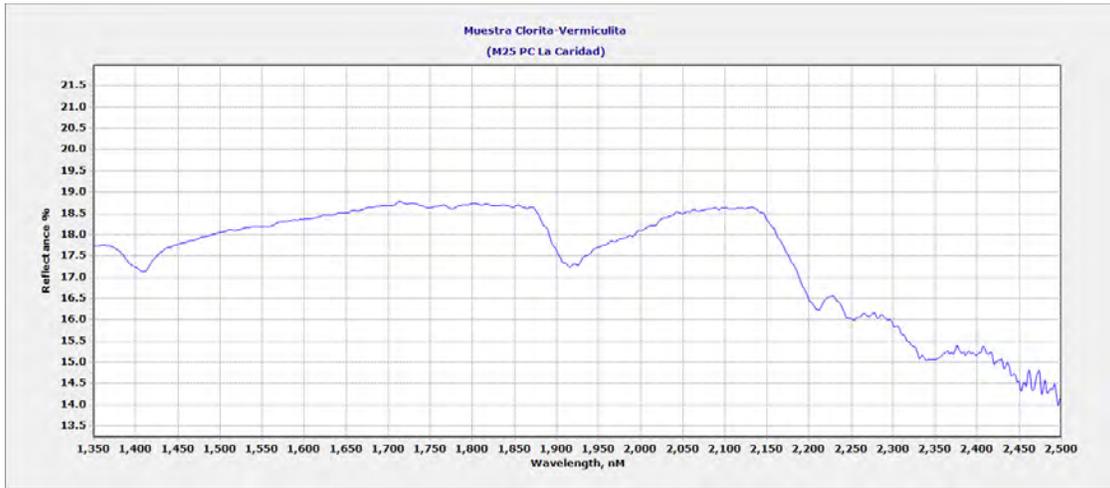


Tabla B2: Resultados de las asociaciones de minerales identificados con el espectrómetro **oreXpress™ SM-3500** en muestras recolectadas a distintas profundidades del barreno DCV-02 ubicado en el área del yacimiento La Caridad Vieja.

DCV-02: 641815.91E; 3357148.689N; 1141.919 msnm

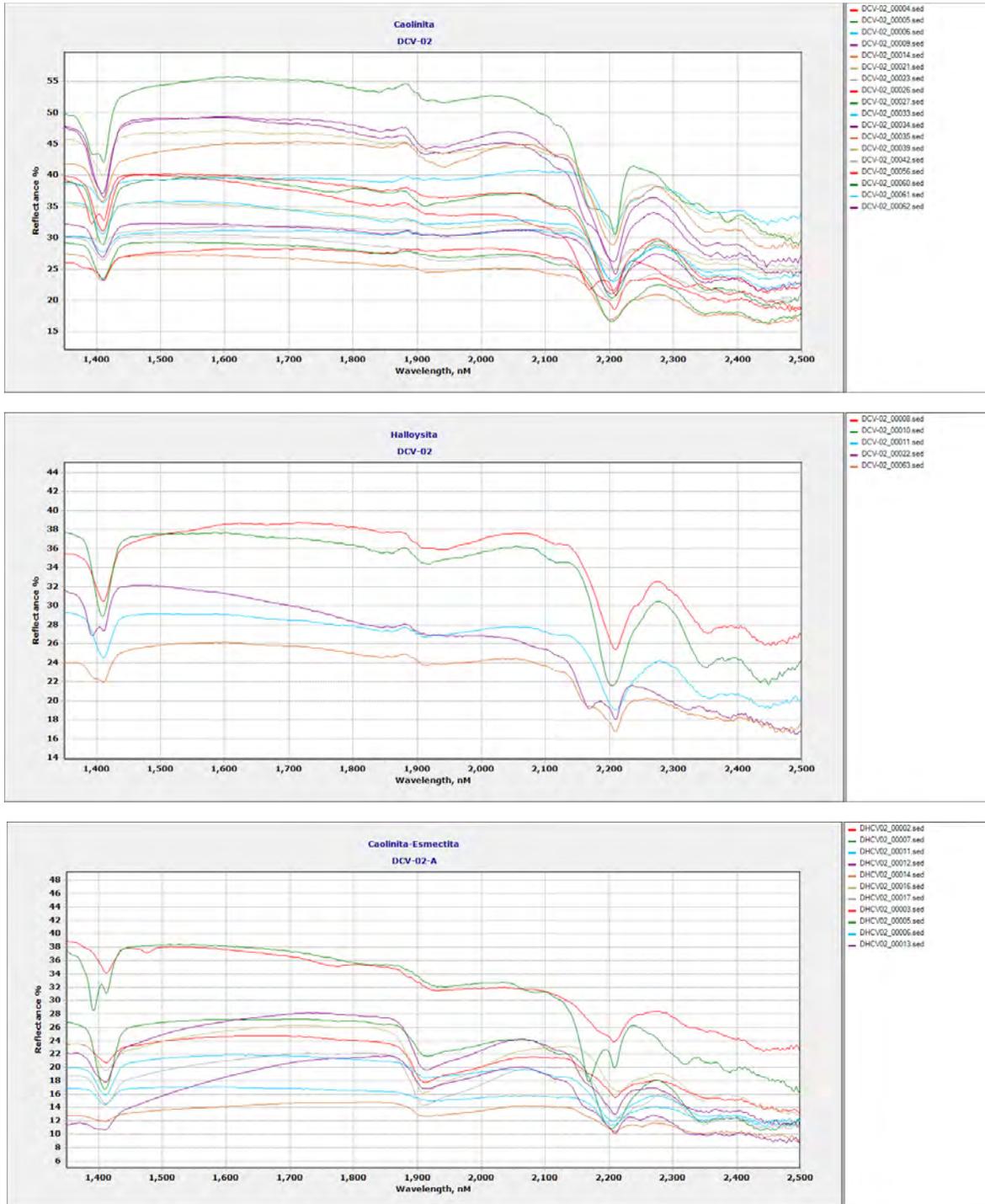
Profundidad (m)	Barreno	Muestra	Mineral_1	Mineral_2	Mineral_3
79.6	DCV-02	4	Caolinita		
239.5	DCV-02	1	Illita	Esmectita	
260.35	DCV-02	2	Caolinita	Esmectita	
269.75	DCV-02	3	Caolinita	Illita	Esmectita
275.95	DCV-02	4	Illita	Esmectita	
280.1	DCV-02	5	Caolinita	Pirofilita	
282	DCV-02	6	Caolinita	Esmectita	
300	DCV-02	7	Caolinita	Esmectita	
324	DCV-02	8	Clorita		
352.4	DCV-02	9	Clorita		
369	DCV-02	10	Esmectita	Caolinita	
394	DCV-02	11	Esmectita	Caolinita	
405.25	DCV-02	12	Caolinita	Esmectita	
403	DCV-02	13	Caolinita	Esmectita	
409.7	DCV-02	14	Illita		
412	DCV-02	15	Muscovita	Esmectita	
Blanco	DCV-02	1			
Blanco	DCV-02	2			
Blanco	DCV-02	3			
444.25	DCV-02	5	Caolinita	Montmorillonita	
446	DCV-02	6	Caolinita	Esmectita	
451	DCV-02	7	Muscovita		
456.5	DCV-02	8	Halloysita	Dickita	
459.05	DCV-02	9	Caolinita	Muscovita	Dickita
460	DCV-02	17	Montmorillonita	Esmectita	Illita
462.8	DCV-02	10	Halloysita	Serpentita	
465.2	DCV-02	11	Halloysita	Serpentita	Esmectita
490	DCV-02	16	Montmorillonita	Esmectita	Illita
578.5	DCV-02	12	Turmalina	Muscovita	
578.5	DCV-02	13	NR		
580.55	DCV-02	14	Caolinita	Serpentita	
582	DCV-02	15	Dickita	Caolinita	Muscovita
591.6	DCV-02	16	Muscovita	Caolinita	
593.85	DCV-02	17	Muscovita	Lepidolita	
596.6	DCV-02	18	NR		
596.6	DCV-02	19	Muscovita		
596.6	DCV-02	20	NR		
603.3	DCV-02	21	Caolinita		
603.3	DCV-02	22	Halloysita		
605.2	DCV-02	23	Caolinita		
607.55	DCV-02	24	Muscovita	Esmectita	
610.65	DCV-02	25	Muscovita	Esmectita	
612.85	DCV-02	26	Caolinita	Muscovita	
615.2	DCV-02	27	Caolinita	Muscovita	
618.3	DCV-02	28	Montmorillonita	Illita	
621.85	DCV-02	29	Muscovita	Illita	
624.1	DCV-02	30	Muscovita	Caolinita	
627.9	DCV-02	31	Muscovita	Caolinita	
631	DCV-02	32	Muscovita	Caolinita	
634.7	DCV-02	33	Caolinita	Muscovita	
643.6	DCV-02	34	Caolinita	Muscovita	
645.7	DCV-02	35	Caolinita	Jarosita	

Continuación de Tabla B2: Resultados de las asociaciones de minerales identificados con el espectrómetro **oreXpress™ SM-3500** en muestras recolectadas a distintas profundidades del barreno DCV-02 ubicado en el área del yacimiento La Caridad Vieja.

DCV-02: 641815.91E; 3357148.689N; 1141.919 msnm

Profundidad (m)	Barreno	Muestra	Mineral_1	Mineral_2	Mineral_3
Blanco	DCV-02	1			
Blanco	DCV-02	2			
Blanco	DCV-02	3			
79.6	DCV-02	4	Caolinita		
444.25	DCV-02	5	Caolinita	Montmorillonita	
446	DCV-02	6	Caolinita	Esmectita	
451	DCV-02	7	Muscovita		
456.5	DCV-02	8	Halloysita	Dickita	
459.05	DCV-02	9	Caolinita	Muscovita	Dickita
462.8	DCV-02	10	Halloysita	Serpentita	
465.2	DCV-02	11	Halloysita	Serpentita	Esmectita
578.5	DCV-02	12	Turmalina	Muscovita	
578.5	DCV-02	13	NR		
580.55	DCV-02	14	Caolinita	Serpentita	
582	DCV-02	15	Dickita	Caolinita	Muscovita
591.6	DCV-02	16	Muscovita	Caolinita	
593.85	DCV-02	17	Muscovita	Lepidolita	
596.6	DCV-02	18	NR		
596.6	DCV-02	19	Muscovita		
596.6	DCV-02	20	NR		
603.3	DCV-02	21	Caolinita		
603.3	DCV-02	22	Halloysita		
605.2	DCV-02	23	Caolinita		
607.55	DCV-02	24	Muscovita	Esmectita	
610.65	DCV-02	25	Muscovita	Esmectita	
612.85	DCV-02	26	Caolinita	Muscovita	
615.2	DCV-02	27	Caolinita	Muscovita	
618.3	DCV-02	28	Montmorillonita	Illita	
621.85	DCV-02	29	Muscovita	Illita	
624.1	DCV-02	30	Muscovita	Caolinita	
627.9	DCV-02	31	Muscovita	Caolinita	
631	DCV-02	32	Muscovita	Caolinita	
634.7	DCV-02	33	Caolinita	Muscovita	
643.6	DCV-02	34	Caolinita	Muscovita	
645.7	DCV-02	35	Caolinita	Jarosita	

Compilación de curvas de reflectancia espectral en el rango SWIR de las muestras de la Tabla B2.



Compilación de curvas de reflectancia espectral en el rango SWIR de las muestras de la Tabla B2.

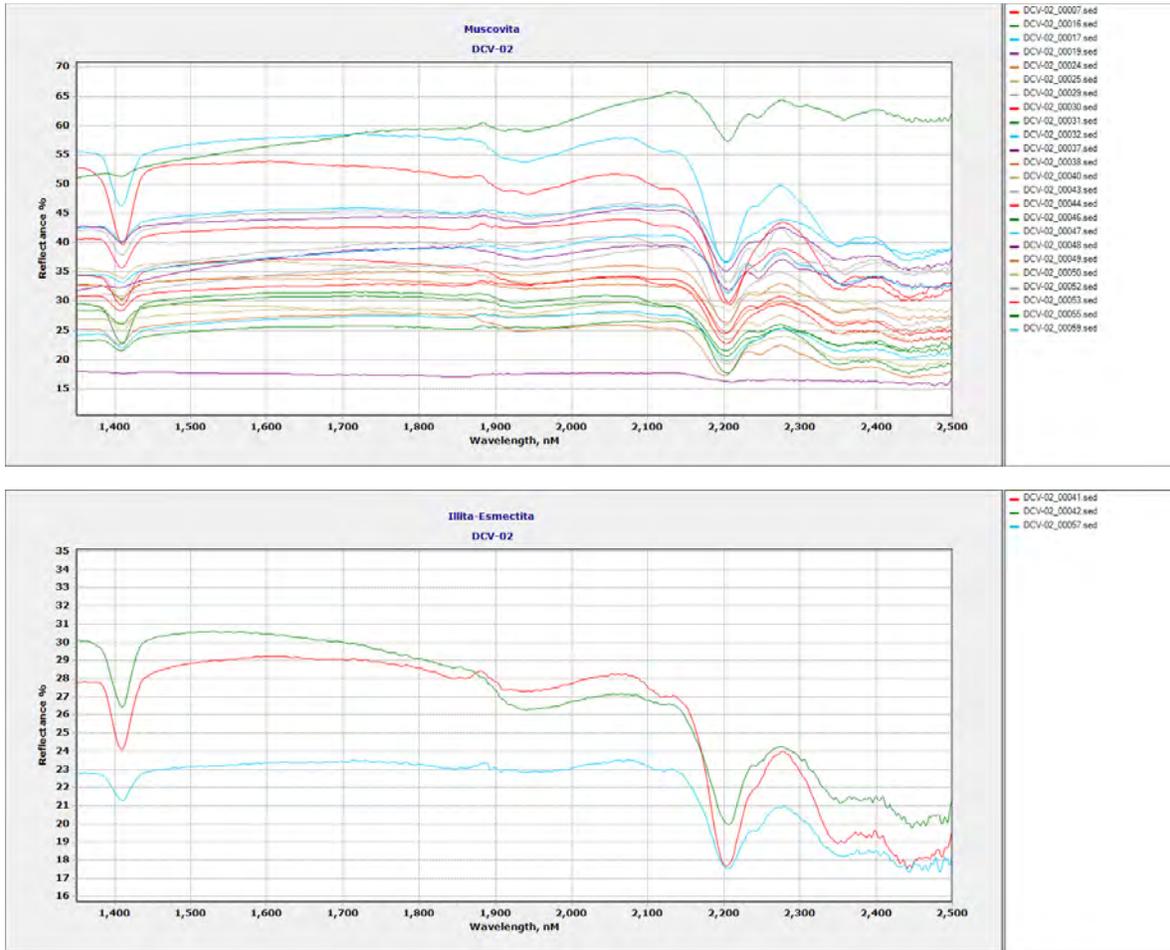


Tabla B3: Resultados de las asociaciones de minerales identificados con el espectrómetro **oreXpress™ SM-3500** en muestras recolectadas a distintas profundidades del barreno DCV-03 ubicado en el área del yacimiento La Caridad Vieja.

DCV-03: 641793.917E; 3356523.715N; 977.731msnm

Profundidad (m)	Barreno	Muestra	Mineral_1	Mineral_2	Mineral_3
97.55	DCV-03	1	Muscovita		
99.85	DCV-03	2	Muscovita		
102.1	DCV-03	3	Muscovita		
105.9	DCV-03	4	Illita	Muscovita	
108.8	DCV-03	5	Muscovita		
113	DCV-03	6	Muscovita	Esmectita?	
113.8	DCV-03	7	Illita	Halloysita	
115.8	DCV-03	8	Muscovita		
118.2	DCV-03	9	Muscovita		
118.7	DCV-03	10	Muscovita		
126	DCV-04	1	Muscovita	Esmectita	Caolinita
136	DCV-05	2	Esmectita	Dickita	Caolinita
160	DCV-06	3	Caolinita	Esmectita	Sericita
138.35	DCV-07	4	Muscovita	Esmectita	Sericita
153.55	DCV-08	5	Muscovita	Illita	Sericita
168.95	DCV-09	6	Esmectita	Dickita	Epidota
170.35	DCV-10	7	Muscovita	Esmectita	Epidota
IDEM	DCV-11	8	Muscovita	Esmectita	Alunita?
179.95	DCV-12	9	Muscovita	Illita	Jarosita?
184.35	DCV-13	10	Muscovita	Coquimbita?	
289.9	DCV-14	11	Caolinita	Esmectita	Muscovita
306	DCV-15	12	Turmalina	Sericita	
318.9	DCV-16	13	Esmectita	Dickita?	
322.66	DCV-17	14	Muscovita	Illita	Esmectita?
342.4	DCV-02	15	Turmalina	Epidota	Montmorillonita

Compilación de curvas de reflectancia espectral en el rango SWIR de las muestras de la Tabla B3.

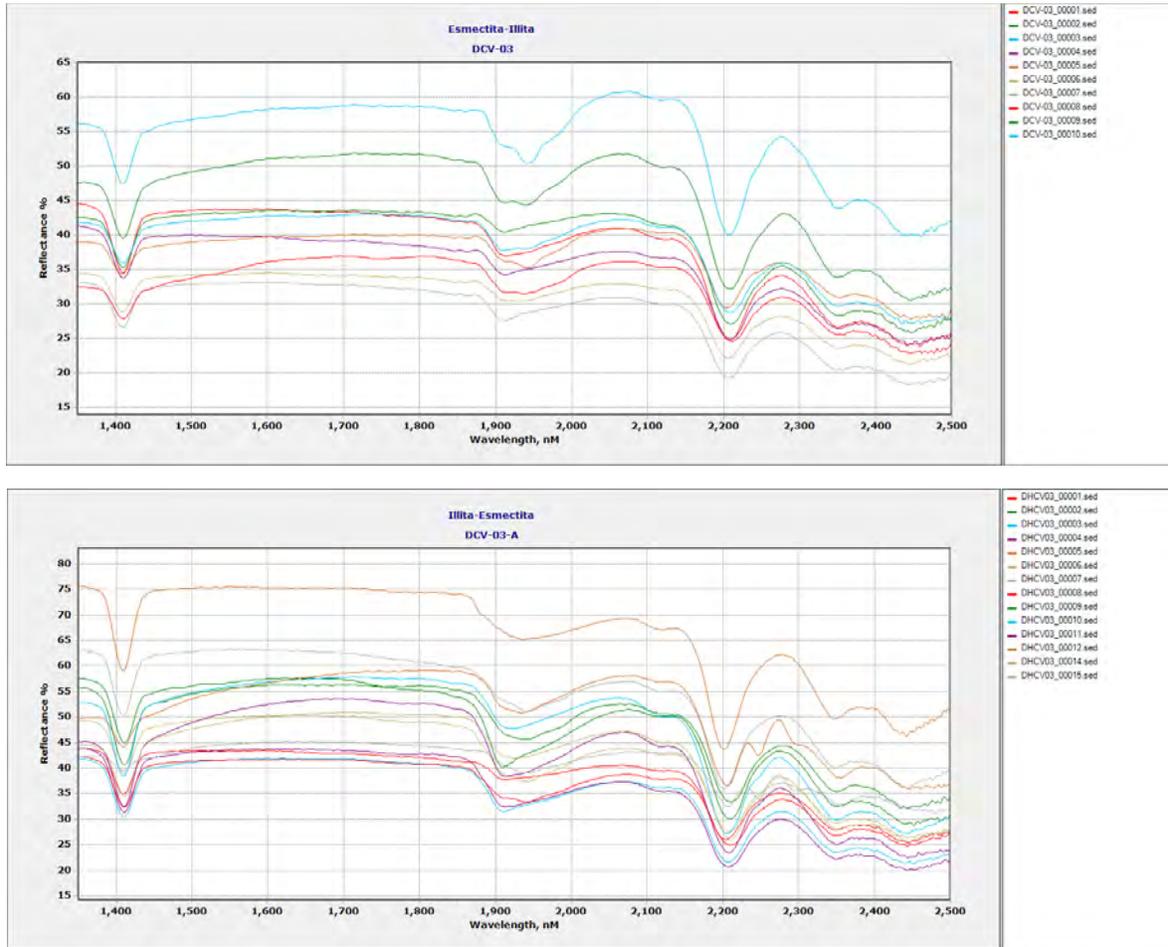
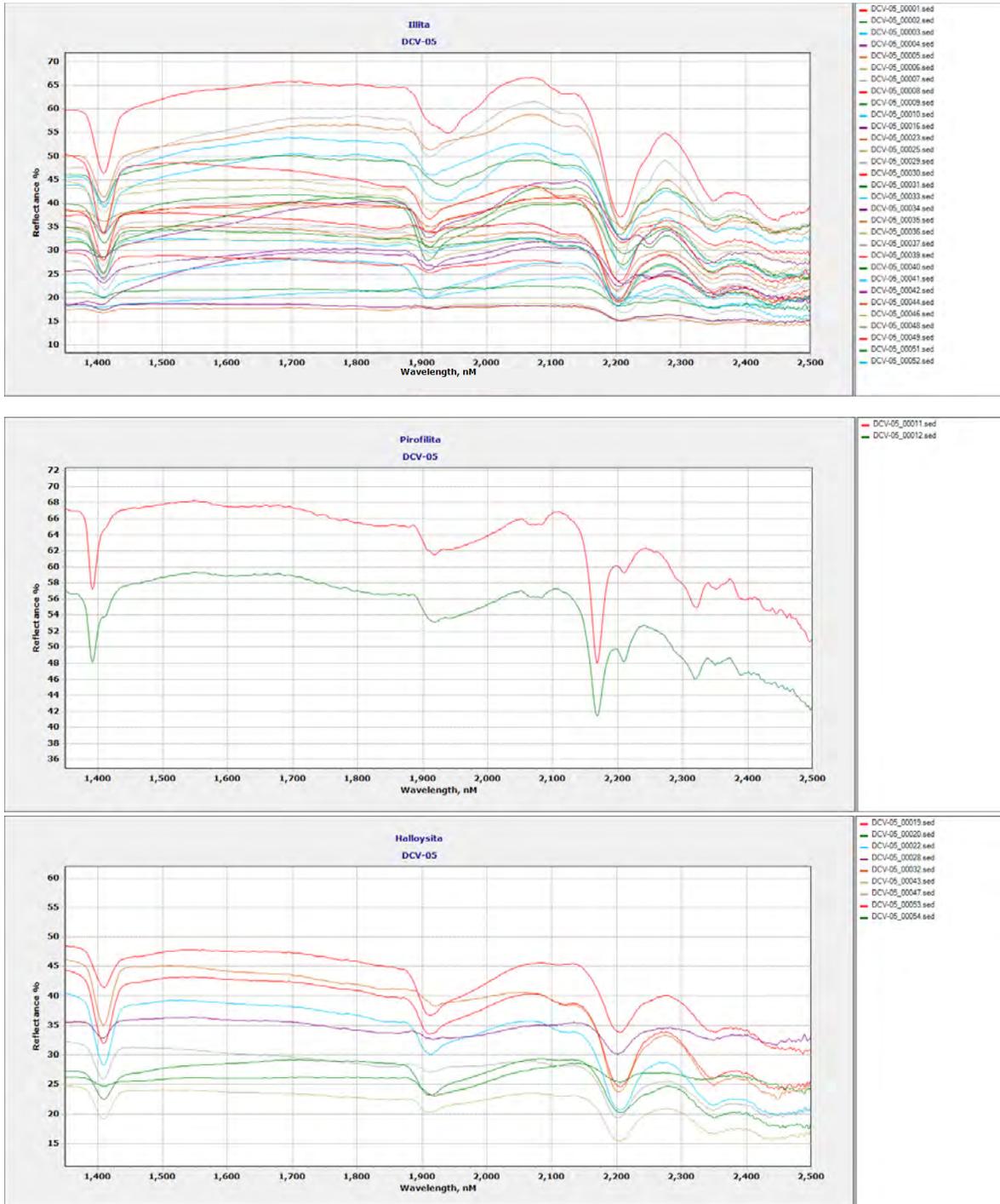


Tabla B4: Resultados de las asociaciones de minerales identificados con el espectrómetro **oreXpress™ SM-3500** en muestras recolectadas a distintas profundidades del barreno DCV-05 ubicado en el área del yacimiento La Caridad Vieja.

DCV-05: 642542.461E; 3356668.73N; 985.499msnm

Profundidad (m)	Barreno	Muestra	Mineral_1	Mineral_2	Mineral_3
177.65	DCV-05	1	Muscovita		
188.8	DCV-05	2	Illita	Muscovita	
188	DCV-05	3	Illita	Muscovita	
182.3	DCV-05	4	Muscovita		
196.25	DCV-05	5	Muscovita	Illita	
209.2	DCV-05	6	Illita	Paragonita?	
212.45	DCV-05	7	Muscovita		
223.4	DCV-05	8	Muscovita		
225.09	DCV-05	9	Muscovita		
230.9	DCV-05	10	Muscovita		
235	DCV-05	11	Pirofilita	Caolinita	
246.9	DCV-05	12	Pirofilita	Caolinita	
267.3	DCV-05	13	NR		
267.3	DCV-05	14	NR		
267.3	DCV-05	15	Clorita??		
387.55	DCV-05	16	Muscovita		
402.8	DCV-05	17	Caolinita		
438.15	DCV-05	18	Caolinita		
525.2	DCV-05	19	Halloysita		
525.2	DCV-05	20	Halloysita?		
525.25	DCV-05	39	Muscovita		
526.6	DCV-05	40	Muscovita		
536.15	DCV-05	41	Illita		
541.4	DCV-05	42	Muscovita		
545.85	DCV-05	43	Halloysita		
547.15	DCV-05	44	Illita	Caolinita	
552.25	DCV-05	45	Halloysita		
556.3	DCV-05	46	Muscovita		
560.25	DCV-05	47	Halloysita		
561.25	DCV-05	48	Illita	Muscovita	
561.3	DCV-05	49	Muscovita	Caolinita	
570.6	DCV-05	50	Clorita??		
575	DCV-05	51	Illita		
583.3	DCV-05	52	Illita		
589.6	DCV-05	53	Halloysita?		
595.9	DCV-05	54	Halloysita		

Compilación de curvas de reflectancia espectral en el rango SWIR de las muestras de la Tabla B4.



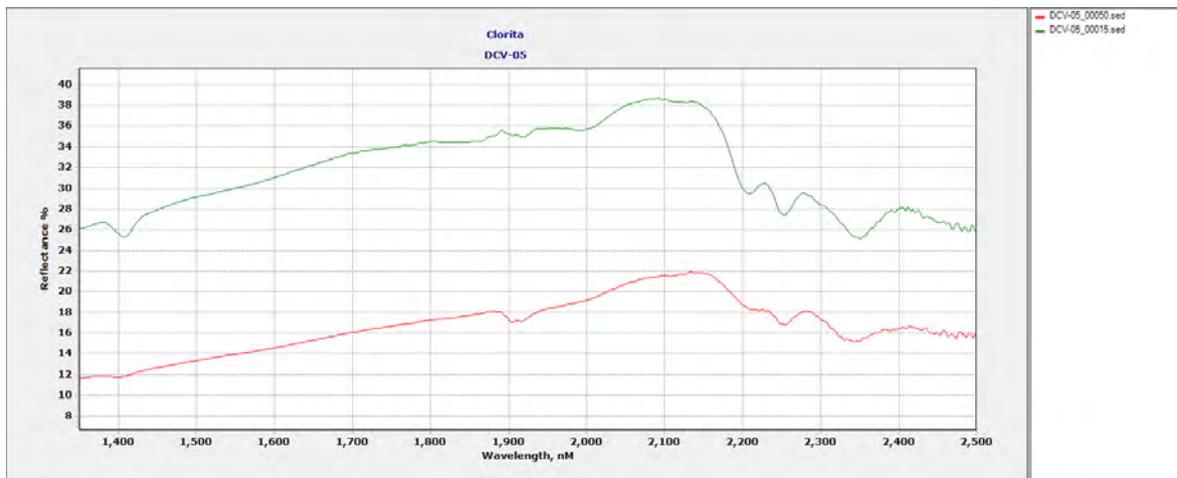
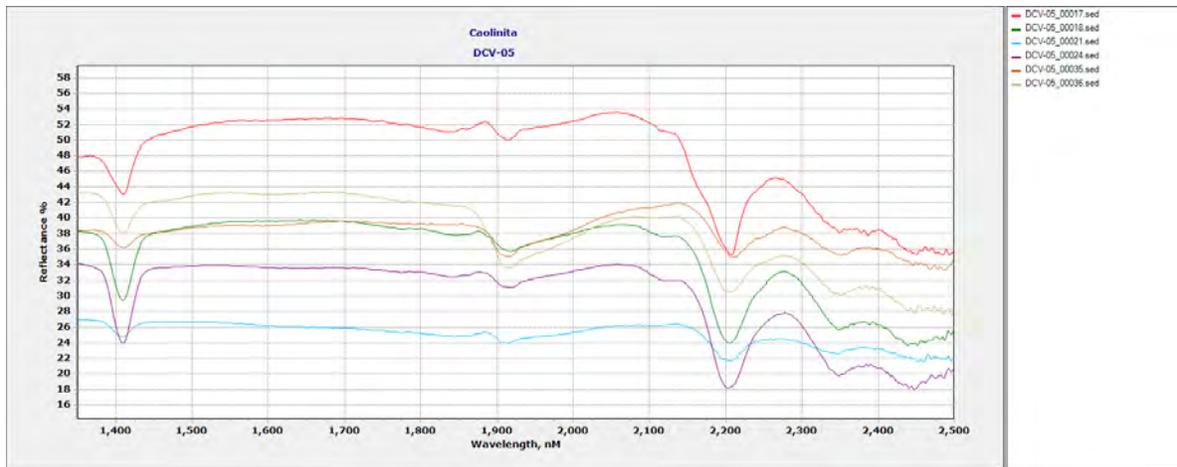
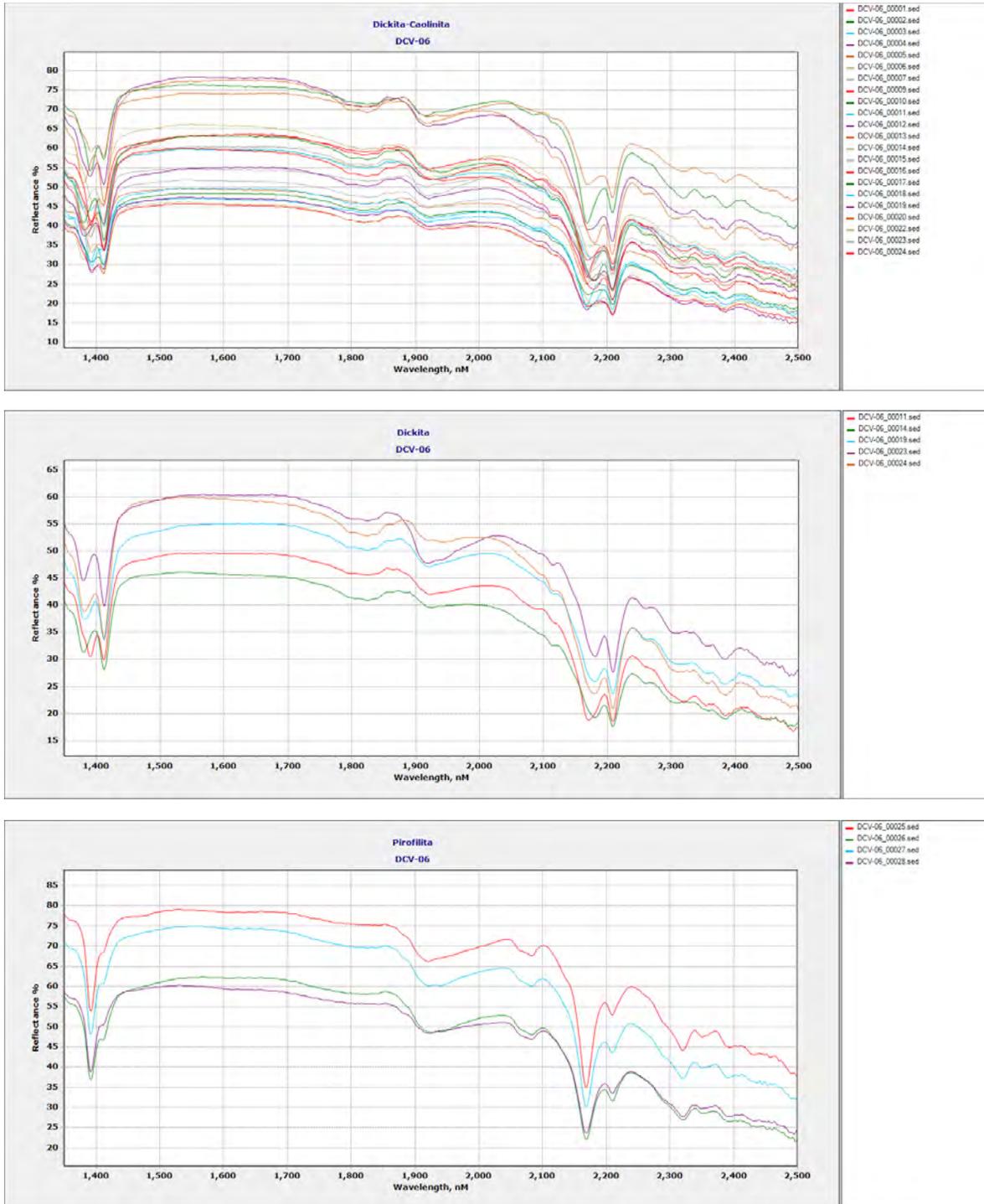


Tabla B5: Resultados de las asociaciones de minerales identificados con el espectrómetro **oreXpress™ SM-3500** en muestras recolectadas a distintas profundidades del barreno DCV-06 ubicado en el área del yacimiento La Caridad Vieja.

DCV-06: 641738.704E; 3356726.516N; 968.983msnm

Profundidad (m)	Barreno	Muestra	Mineral_1	Mineral_2	Mineral_3	Mineral_4
74.4	DCV-06	1	Caolinita	Dickita?		
76.4	DCV-06	2	Caolinita	Dickita?		
76.4	DCV-06	3	Caolinita	Dickita?		
76.8	DCV-06	4	Caolinita	Dickita?		
80.25	DCV-06	5	Caolinita	Dickita?		
82.45	DCV-06	6	Caolinita	Dickita?		
84.05	DCV-06	7	Caolinita	Dickita?		
84.05	DCV-06	8	Dickita			
84.6	DCV-06	9	Caolinita	Dickita?		
85.2	DCV-06	10	Caolinita	Dickita?		
87	DCV-06	11	Dickita			
90	DCV-06	12	Caolinita	Dickita?		
92.7	DCV-06	13	Dickita	Caolinita		
93.7	DCV-06	14	Dickita			
101.2	DCV-06	15	Dickita	Caolinita		
102.8	DCV-06	16	Caolinita	Dickita?		
104.8	DCV-06	17	Dickita			
105.05	DCV-06	18	Dickita	Caolinita		
106.8	DCV-06	19	Dickita			
107.45	DCV-06	20	Caolinita			
108.9	DCV-06	21	Dickita			
108.9	DCV-06	22	Caolinita			
109.3	DCV-06	23	Dickita			
112.2	DCV-06	24	Dickita			
113.7	DCV-06	25	Pirofilita			
115.5	DCV-06	26	Pirofilita	Dickita?	Caolinita	
115.8	DCV-06	27	Pirofilita	Dickita?	Caolinita	
116.5	DCV-06	28	Pirofilita	Caolinita		
239.5	DCV-06	1	Illita	Esmectita	Dickita	Turmalina?
260.35	DCV-06	2	Esmectita	Dickita		
269.75	DCV-06	3	Caolinita	Illita		
275.95	DCV-06	4	Caolinita	Esmectita		
280.1	DCV-06	5	Illita	Esmectita	Caolinita	
IDEM	DCV-06	IDEM	Illita	Esmectita	Dickita	
282	DCV-06	7	Caolinita	Montmorillonita		
300	DCV-06	8	Muscovita	Caolinita	Esmectita	
IDEM	DCV-06	IDEM	Muscovita	Caolinita	Esmectita	Jarosita?
324	DCV-06	10	Caolinita	Esmectita	Montmorillonita	
352.4	DCV-06	11	Muscovita	Paragonita		
369	DCV-06	12	Muscovita	Vermiculita	Turmalina	
394	DCV-06	13	Muscovita	Alunita?		
405.25	DCV-06	14	Esmectita	Montmorillonita		
403	DCV-06	15	Pirofilita			
409.7	DCV-06	16	Muscovita	Paragonita		
412	DCV-06	17	Pirofilita	Vermiculita	Illita	
490	DCV-06	18	Ox.Mn?			
460	DCV-06	19	Goethita	Muscovita		
508.8	DCV-06	20	Goethita	Muscovita		

Compilación de curvas de reflectancia espectral en el rango SWIR de las muestras de la Tabla B5.



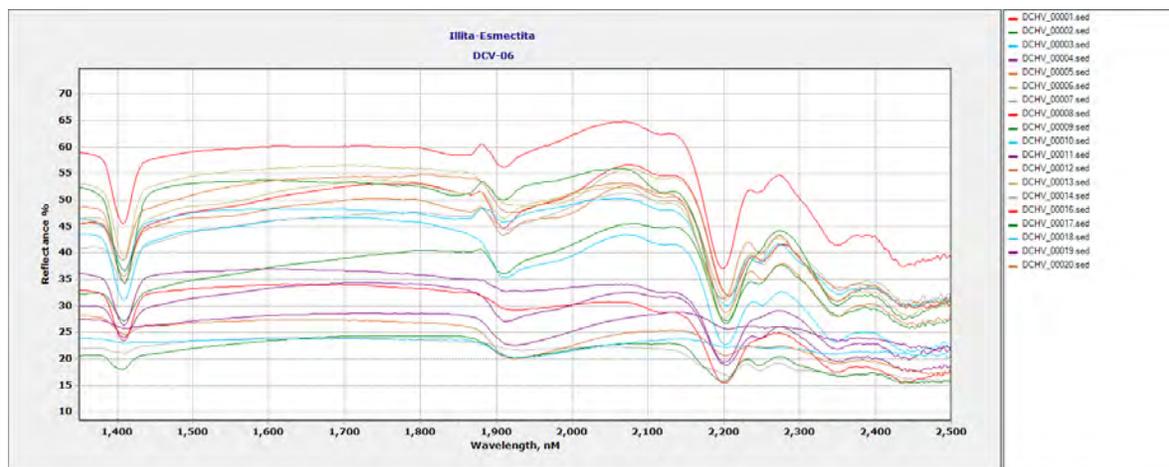
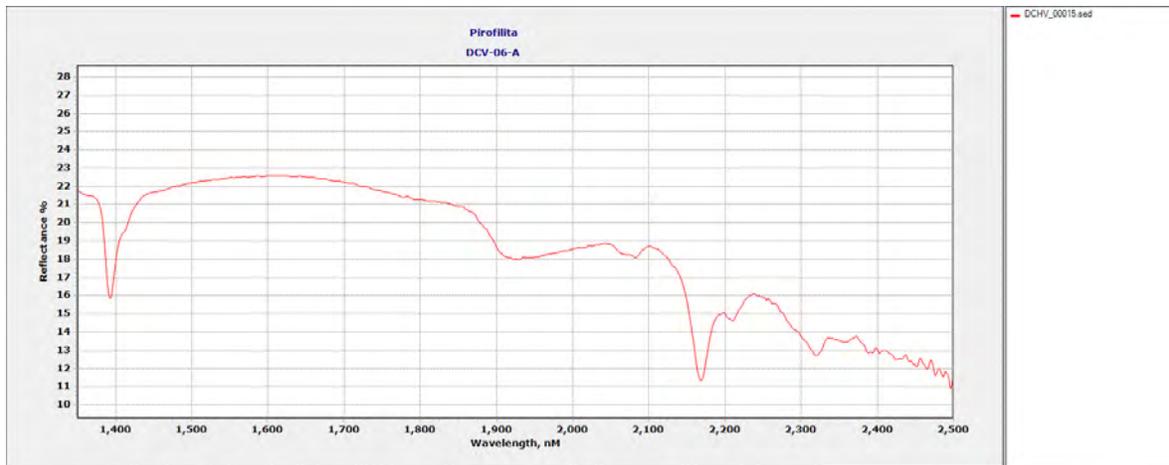


Tabla B6: Resultados de las asociaciones de minerales identificados con el espectrómetro **oreXpress™ SM-3500** en muestras recolectadas a distintas profundidades del barreno DCV-07 ubicado en el área del yacimiento La Caridad Vieja.

DCV-07: 641504.63E; 3356504.19N; 1154.56msnm

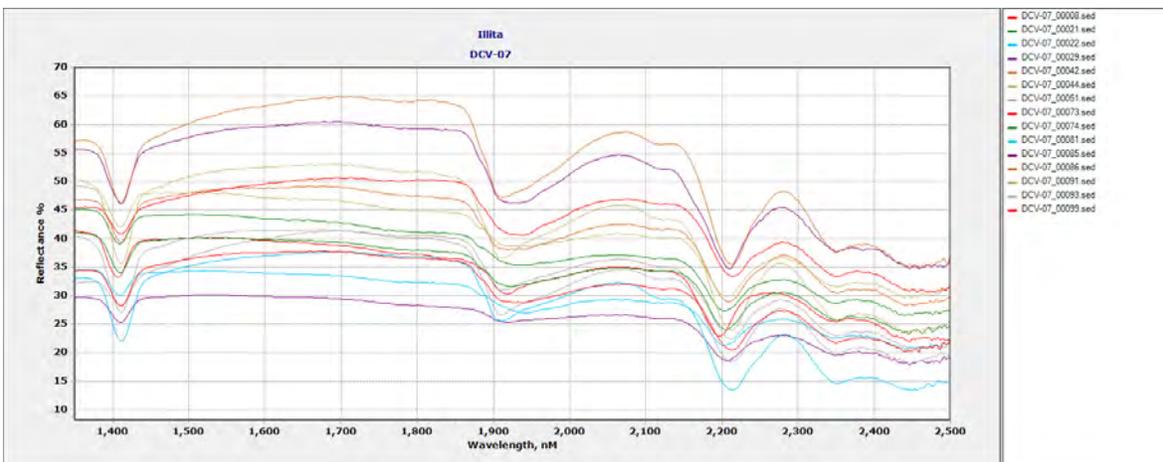
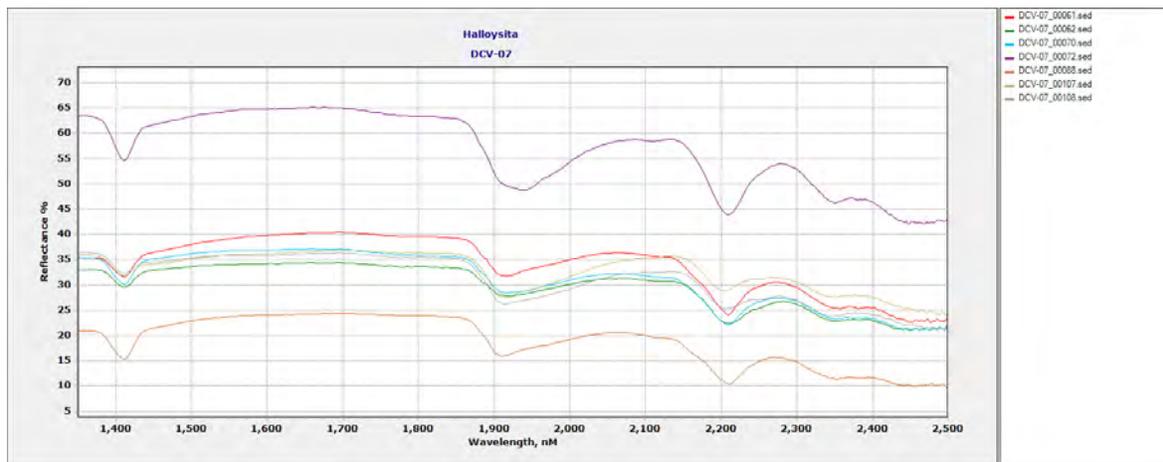
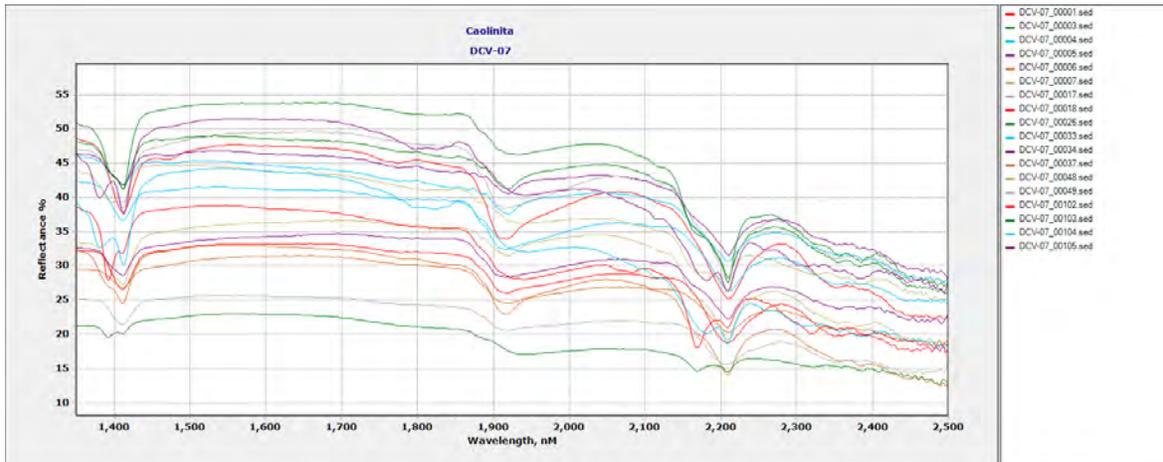
Profundidad (m)	Barreno	Muestra	Mineral_1	Mineral_2
12	DCV-07	1	Caolinita	
13.2	DCV-07	2	Alunita K	
20.55	DCV-07	3	Caolinita	Serpentita
22.45	DCV-07	4	Caolinita	Serpentita
26.75	DCV-07	5	Caolinita	Serpentita
47.6	DCV-07	6	Caolinita	Serpentita
56.8	DCV-07	7	Caolinita	
66.75	DCV-07	8	Illita	Caolinita
67.9	DCV-07	9	Illita	Paragonita?
74.87	DCV-07	10	Muscovita	
84.5	DCV-07	11	Muscovita	Caolinita
Blanco	DCV-07	12	NR	
Blanco	DCV-07	13	NR	
Blanco	DCV-07	14	NR	
Blanco	DCV-07	15	NR	
Blanco	DCV-07	16	NR	
85.25	DCV-07	17	Caolinita	
92.5	DCV-07	18	Caolinita	
94.7	DCV-07	19	Muscovita	Illita
100	DCV-07	20	Muscovita	
115	DCV-07	21	Illita	Muscovita
120.5	DCV-07	22	Illita	
123.7	DCV-07	23	Muscovita	
128	DCV-07	24	Muscovita	
133.6	DCV-07	25	Muscovita	
138.7	DCV-07	26	Caolinita	Dickita
141.9	DCV-07	27	Muscovita	
143.2	DCV-07	28	Muscovita	Dickita?
147.85	DCV-07	29	Illita	Muscovita
152.1	DCV-07	30	Muscovita	
157	DCV-07	31	Muscovita	
162.4	DCV-07	32	Montmorillonita	
162.4	DCV-07	33	Caolinita	
169.2	DCV-07	34	Caolinita	Serpentita
175.3	DCV-07	35	Muscovita	
178.3	DCV-07	36	Montmorillonita	Muscovita

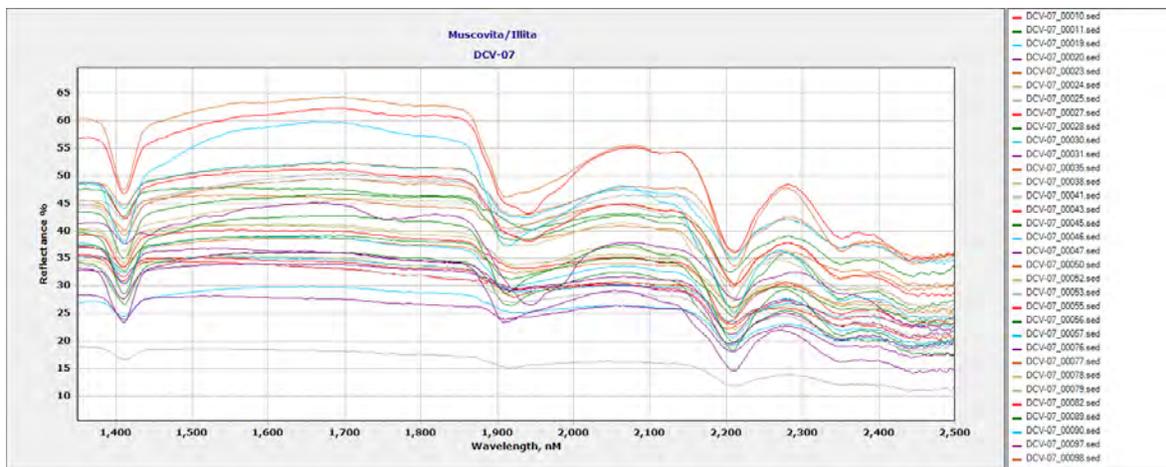
Tabla B6: Resultados de las asociaciones de minerales identificados con el espectrómetro **oreXpress™ SM-3500** en muestras recolectadas a distintas profundidades del barreno DCV-07 ubicado en el área del yacimiento La Caridad Vieja.

DCV-07: 641504.63E; 3356504.19N; 1154.56msnm

Profundidad (m)	Barreno	Muestra	Mineral_1	Mineral_2
183.65	DCV-07	37	Caolinita	Serpentita
188.7	DCV-07	38	Muscovita	Caolinita
191.3	DCV-07	39	Montmorillonita	Illita
194.9	DCV-07	40	Montmorillonita	
198.35	DCV-07	41	Muscovita	Caolinita
199.7	DCV-07	42	Illita	
202.95	DCV-07	43	Muscovita	
205.2	DCV-07	44	Illita	Muscovita
209	DCV-07	45	Muscovita	Illita
211.8	DCV-07	46	Muscovita	Caolinita
213.4	DCV-07	47	Muscovita	Esmectita
218.7	DCV-07	48	Caolinita	Dickita
229.95	DCV-07	49	Caolinita	
231.6	DCV-07	50	Muscovita	Montmorillonita
236.6	DCV-07	51	Illita	Muscovita
253.35	DCV-07	52	Muscovita	Caolinita?
242.05	DCV-07	53	Muscovita	Montmorillonita
247.75	DCV-07	54	Montmorillonita	Muscovita
249.6	DCV-07	55	Muscovita	Illita
256.2	DCV-07	56	Muscovita	Halloysita
259.1	DCV-07	57	Muscovita	
259.1	DCV-07	58	Muscovita	
261.75	DCV-07	59	Muscovita	Illita
263.45	DCV-07	60	Muscovita	Halloysita
270.1	DCV-07	61	Halloysita	
275.6	DCV-07	62	Halloysita	
276.4	DCV-07	63	Muscovita	Montmorillonita
278.4	DCV-07	64	Muscovita	Montmorillonita
280	DCV-07	65	Halloysita	
284	DCV-07	66	Montmorillonita	
286.3	DCV-07	67	Muscovita	Cuarzo
295.6	DCV-07	68	Muscovita	Cuarzo
300	DCV-07	69	Muscovita	
309	DCV-07	70	Halloysita	
314.15	DCV-07	71	Muscovita	Montmorillonita
320	DCV-07	72	Halloysita	
362.3	DCV-07	73	Illita	Muscovita
332.4	DCV-07	74	Illita	Muscovita
333.6	DCV-07	75	Montmorillonita	Muscovita
334.6	DCV-07	76	Muscovita	Montmorillonita
356.6	DCV-07	77	Muscovita	Montmorillonita

Compilación de curvas de reflectancia espectral en el rango SWIR de las muestras de la Tabla B6.





Anexo C: Análisis por Difracción de Rayos X

Tabla C1. Resultado de minerales identificados en muestras del área de La Caridad Vieja mediante análisis de difracción de rayos X (XRD).

Clave de la Muestra	Minerales Identificados
CV-14	Cuarzo, Caolinita, Alunita, Pirita, Pirofilita.
CV-20	Cuarzo, Alunita, Pirita.
CV-23	Cuarzo, Pirofilita, Caolinita.

Muestra		Minerales Identificados
Barreno	Profundidad	
DCV-02	582 m	Cuarzo, Muscovita, Nacrita.

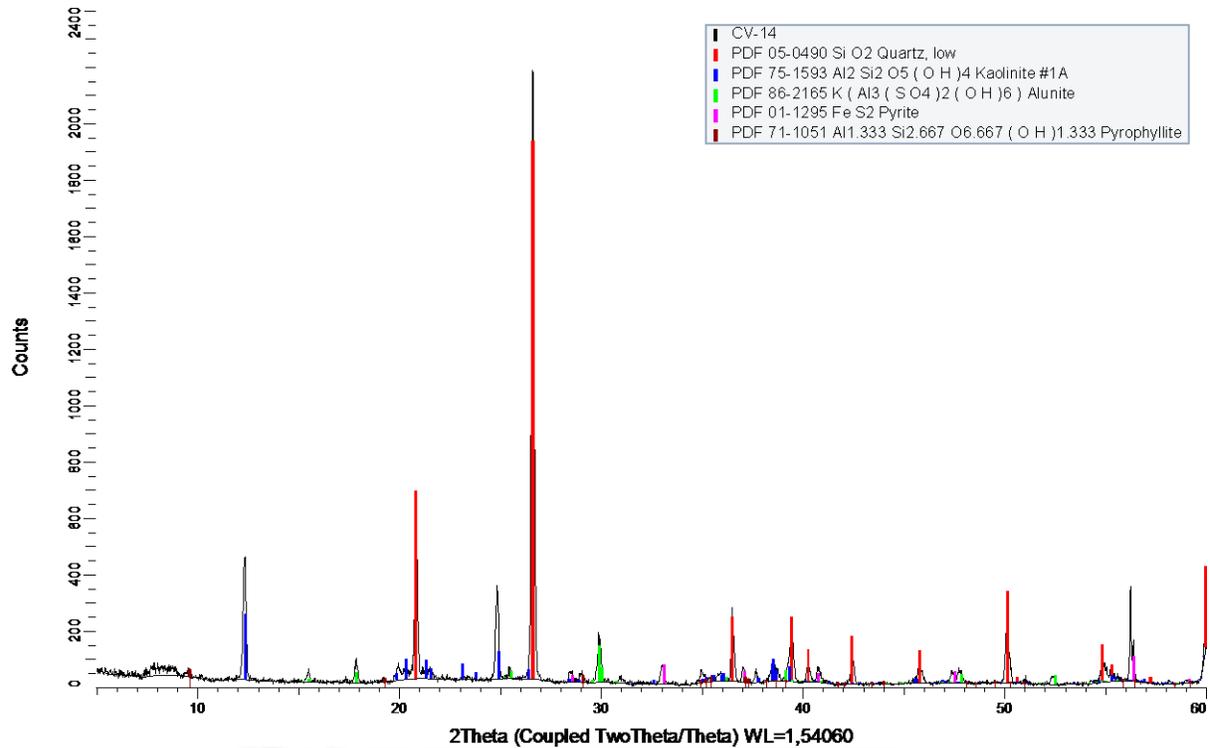
Muestra		Minerales Identificados
Barreno	Profundidad	
DCV-03	126 m	Cuarzo, Pirofilita, Caolinita, Pirita, Cuprita, Tenantita.

Muestra		Minerales Identificados
Barreno	Profundidad	
DCV-06	76 m	Cuarzo, Halloysita, Pirita, Covelita, Magnetita, Alunita.
	87 m	Cuarzo, Pirita, Pirofilita, Caolinita.
	115.5 m	Cuarzo, Pirofilita, Caolinita, Pirita, Cuprita.

Muestra		Minerales Identificados
Barreno	Profundidad	
DCV-07	360 m	Cuarzo, Halloysita, Clinocloro, Muscovita, Siderita.
	494 m	Cuarzo, Caolinita, Halloysita, Hidroxido de Potasio.

Difractogramas de las muestras agrupadas en la Tabla C1.

CV-14



2Theta

Show	Icon	Color	Index	Name	Parent	Scan	Pattern #
Yes			1	PDF 05-0490	Pattern List #1	CV-14.raw #1	PDF 05-0490
Yes			3	PDF 86-2165	Pattern List #1	CV-14.raw #1	PDF 86-2165
Yes			4	PDF 01-1295	Pattern List #1	CV-14.raw #1	PDF 01-1295
Yes			2	PDF 75-1593	Pattern List #1	CV-14.raw #1	PDF 75-1593
Yes			5	PDF 71-1051	Pattern List #1	CV-14.raw #1	PDF 71-1051

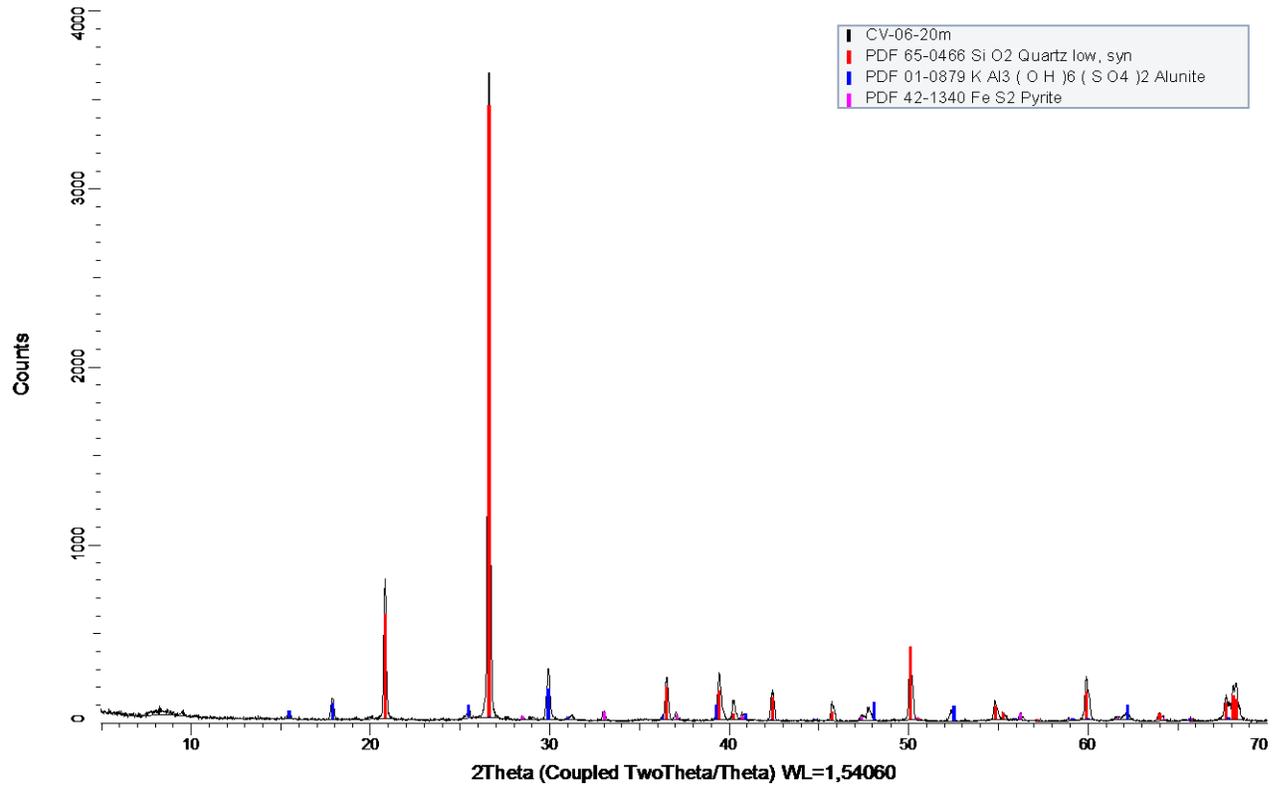
Compound Name	Formula	Quality	Y-Scale	I/Ic DB	I/Ic User	S-Q
Quartz, low	Si O2	Star (*)	86.98 %	3,600	0,000	57,3 %
Alunite	K (Al3 (S O4)2 (O H)6)	Calculated	6,04 %	2,010	0,000	7,1 %
Pyrite	Fe S2	Blank	4,05 %	(1)	0,000	9,6 %
Kaolinite #1A	Al2 Si2 O5 (O H)4	Calculated	10,51 %	1,190	0,000	21,0 %
Pyrophyllite	Al1.333 Si2.667 O6.667 (O H)1.333	Calculated	1,17 %	0,560	0,000	5,0 %

Concentration Level	Added Reference	d x by	Scan WL	Wavelength	System
Major		1,0000	Yes	1,54060 Å	Hexagonal
Major		1,0000	Yes	1,54060 Å	Rhombo H.axes
Major		1,0000	Yes	1,54060 Å	Cubic
Major		1,0000	Yes	1,54060 Å	Triclinic
Minor		1,0000	Yes	1,54060 Å	Monoclinic

Space Group	a	b	c	alpha	beta	gamma	Z	Volume
P3121 (152)	4,91300 Å		5,40500 Å				3	112,98 Å³
R-3m (166)	6,96000 Å		17,40800 Å				3	730,29 Å³
Pa-3 (205)	5,40500 Å						4	157,90 Å³
C1 (1)	5,14000 Å	8,93000 Å	7,37000 Å	91,800 °	104,500 °	90,000 °	2	163,67 Å³
C2/m (12)	5,17000 Å	2,97000 Å	9,33000 Å		99,800 °		1	141,17 Å³

Density	Cell Tuned	F (N)
	No	F30= 77,6(0,0125 : 31)
2,825 g/cm³	No	F30= 606,2(0,0015 : 33)
5,018 g/cm³	No	F21= 8,0(0,0840 : 31)
2,619 g/cm³	No	F30= 999,9(0,0001 : 33)
2,825 g/cm³	No	F30= 500,0(0,0019 : 31)

CV-20



2Theta

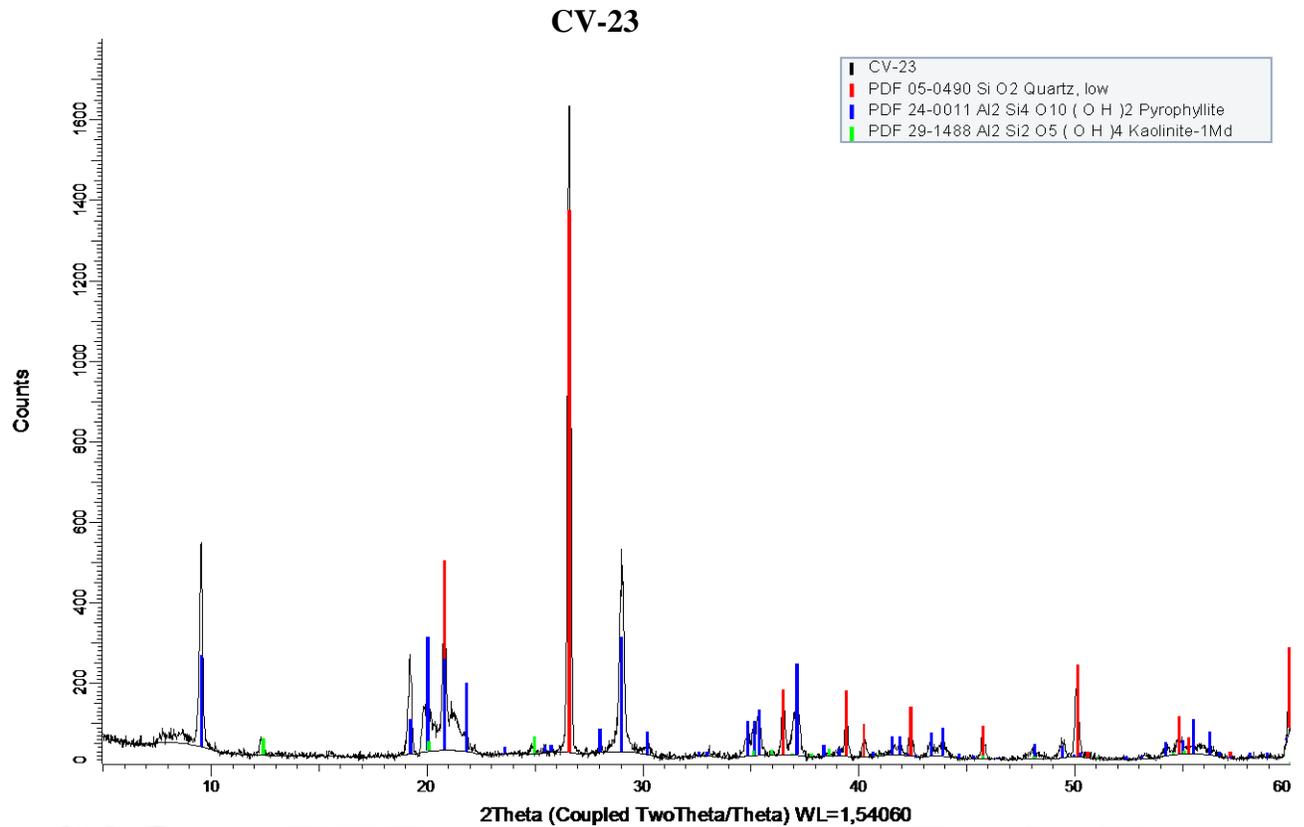
Show	Icon	Color	Index	Name	Parent	Scan	Pattern #
Yes			1	PDF 65-0466	Pattern List #1	CV-06-20m.raw #1	PDF 65-0466
Yes			2	PDF 01-0879	Pattern List #1	CV-06-20m.raw #1	PDF 01-0879
Yes			3	PDF 42-1340	Pattern List #1	CV-06-20m.raw #1	PDF 42-1340

Compound Name	Formula	Quality	Y-Scale	I/Ic DB	I/Ic User	S-Q
Quartz low, syn	Si O2	Calculated	94,13 %	3,320	0,000	83,5 %
Alunite	K Al3 (OH)6 (SO4)2	Indexed	4,74 %	(1)	0,000	14,0 %
Pyrite	Fe S2	Star (*)	1,38 %	1,600	0,000	2,5 %

Concentration Level	Added Reference	d x by	Scan WL	Wavelength	System
Major		1,0000	Yes	1,54060 Å	Hexagonal
Major		1,0000	Yes	1,54060 Å	Rhombo.H.axes
Minor		1,0000	Yes	1,54060 Å	Cubic

Space Group	a	b	c	alpha	beta	gamma	Z	Volume	Density	Cell Tuned
P3221 (154)	4,91410 Å		5,40600 Å				3	113,06 Å³		No
R3m (160)	6,96000 Å		17,35000 Å				3	727,86 Å³	2,600 g/cm³	No
Pa-3 (205)	5,41790 Å						4	159,04 Å³	5,011 g/cm³	No

F (N)
F30= 999,9(0,0001; 30)
F26= 5,0(0,0410; 127)
F27= 97,9(0,0095; 29)



2Theta

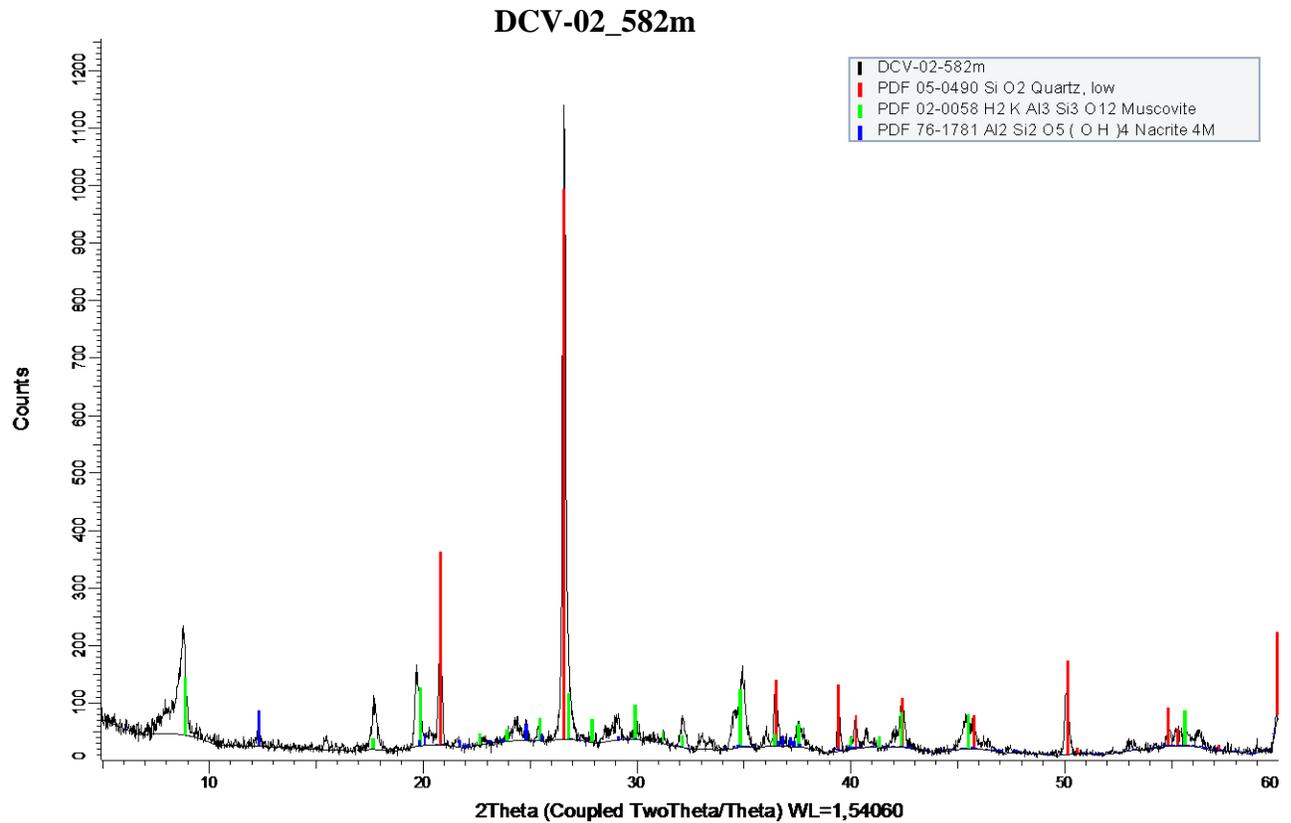
Show	Icon	Color	Index	Name	Parent	Scan	Pattern #	Compound Name
Yes		█	1	PDF 05-0490	Pattern List #1	CV-23.raw #1	PDF 05-0490	Quartz, low
Yes		█	2	PDF 24-0011	Pattern List #1	CV-23.raw #1	PDF 24-0011	Pyrophyllite
Yes		█	3	PDF 29-1488	Pattern List #1	CV-23.raw #1	PDF 29-1488	Kaolinite-1Md

Formula	Quality	Y-Scale	I/Ic DB	I/Ic User	S-Q	Concentration Level
Si O ₂	Star (*)	82.46 %	3,600	0,000	53,5 %	Major
Al ₂ Si ₄ O ₁₀ (OH) ₂	Indexed	17.36 %	(1)	0,000	40,6 %	Major
Al ₂ Si ₂ O ₅ (OH) ₄	Blank	2.53 %	(1)	0,000	5,9 %	Major

Added Reference	d x by	Scan WL	Wavelength	System	Space Group	a
	1,0000	Yes	1,54060 Å	Hexagonal	P3121 (152)	4,91300 Å
	1,0000	Yes	1,54060 Å	Triclinic		5,17300 Å
	1,0000	Yes	1,54060 Å	Monoclinic	C2/* (12)	5,16000 Å

b	c	alpha	beta	gamma	Z	Volume	Density	Cell Tuned
	5,40500 Å				3	112,98 Å ³		No
8,96000 Å	9,36000 Å	91,200 °	100,400 °	90,000 °	2	426,61 Å ³		No
8,93000 Å	7,39000 Å		104,500 °		2	329,68 Å ³	2,600 g/cm ³	No

F (N)
F30= 77,6(0,0125; 31)
F30= 6,6(0,0340; 133)
F20= 2,0(0,1120; 87)



2Theta

Show	Icon	Color	Index	Name	Parent	Scan	Pattern #
Yes		█	1	PDF 05-0490	Pattern List #1	DCV-02-582m.raw #1	PDF 05-0490
Yes		█	2	PDF 06-0263	Pattern List #1	DCV-02-582m.raw #1	PDF 06-0263
Yes		█	4	PDF 06-0710	Pattern List #1	DCV-02-582m.raw #1	PDF 06-0710
Yes		█	3	PDF 01-0527	Pattern List #1	DCV-02-582m.raw #1	PDF 01-0527

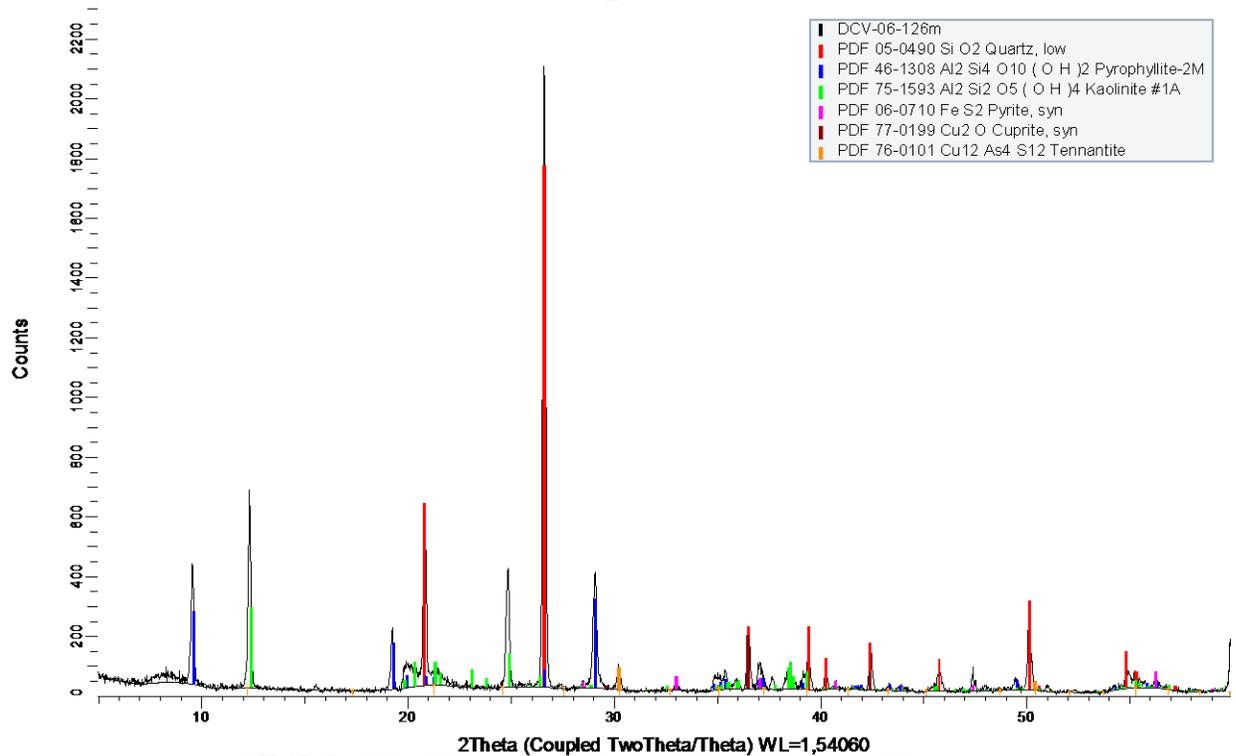
Compound Name	Formula	Quality	Y-Scale	I/Ic DB	I/Ic User	S-Q
Quartz, low	Si O2	Star (*)	90.51 %	3,600	0,000	63.2 %
Muscovite-2M#1	K Al2 (Si3 Al) O10 (O H , F)2	Indexed	10.44 %	(1)	0,000	26.2 %
Pyrite, syn	Fe S2	Indexed	1.93 %	(1)	0,000	4.8 %
Kaolinite	Al2 Si2 O5 (O H)4	Blank	2.30 %	(1)	0,000	5.8 %

Concentration Level	Added Reference	d x by	Scan WL	Wavelength	System
Major		1,0000	Yes	1,54060 Å	Hexagonal
Major		1,0000	Yes	1,54060 Å	Monoclinic
Minor		1,0000	Yes	1,54060 Å	Cubic
Major		1,0000	Yes	1,54060 Å	Triclinic

Space Group	a	b	c	alpha	beta	gamma	Z
P3121 (152)	4,91300 Å		5,40500 Å				3
C2/c (15)	5,19000 Å	9,03000 Å	20,05000 Å		95,770 °		4
Pa-3 (205)	5,41700 Å						4
	5,14000 Å	8,93000 Å	7,37000 Å	91,800 °	104,500 °	90,000 °	

Volume	Density	Cell Tuned	F (N)
112,98 Å³		No	F30= 77,6(0,0125; 31)
934,90 Å³	2,843 g/cm³	No	F30= 12,0(0,0450; 56)
158,96 Å³	5,018 g/cm³	No	F24= 22,4(0,0290; 37)
327,34 Å³	2,580 g/cm³	No	F19= 1,2(0,0430; 360)

DCV-03_126m



2Theta

Show	Icon	Color	Index	Name	Parent	Scan	Pattern #
Yes	[Red]	[Red]	1	PDF 05-0490	Pattern List #1	DCV-03-126m.raw #1	PDF 05-0490
Yes	[Magenta]	[Magenta]	4	PDF 06-0710	Pattern List #1	DCV-03-126m.raw #1	PDF 06-0710
Yes	[Brown]	[Brown]	5	PDF 77-0199	Pattern List #1	DCV-03-126m.raw #1	PDF 77-0199
Yes	[Orange]	[Orange]	6	PDF 76-0101	Pattern List #1	DCV-03-126m.raw #1	PDF 76-0101
Yes	[Blue]	[Blue]	2	PDF 46-1308	Pattern List #1	DCV-03-126m.raw #1	PDF 46-1308
Yes	[Green]	[Green]	3	PDF 75-1593	Pattern List #1	DCV-03-126m.raw #1	PDF 75-1593

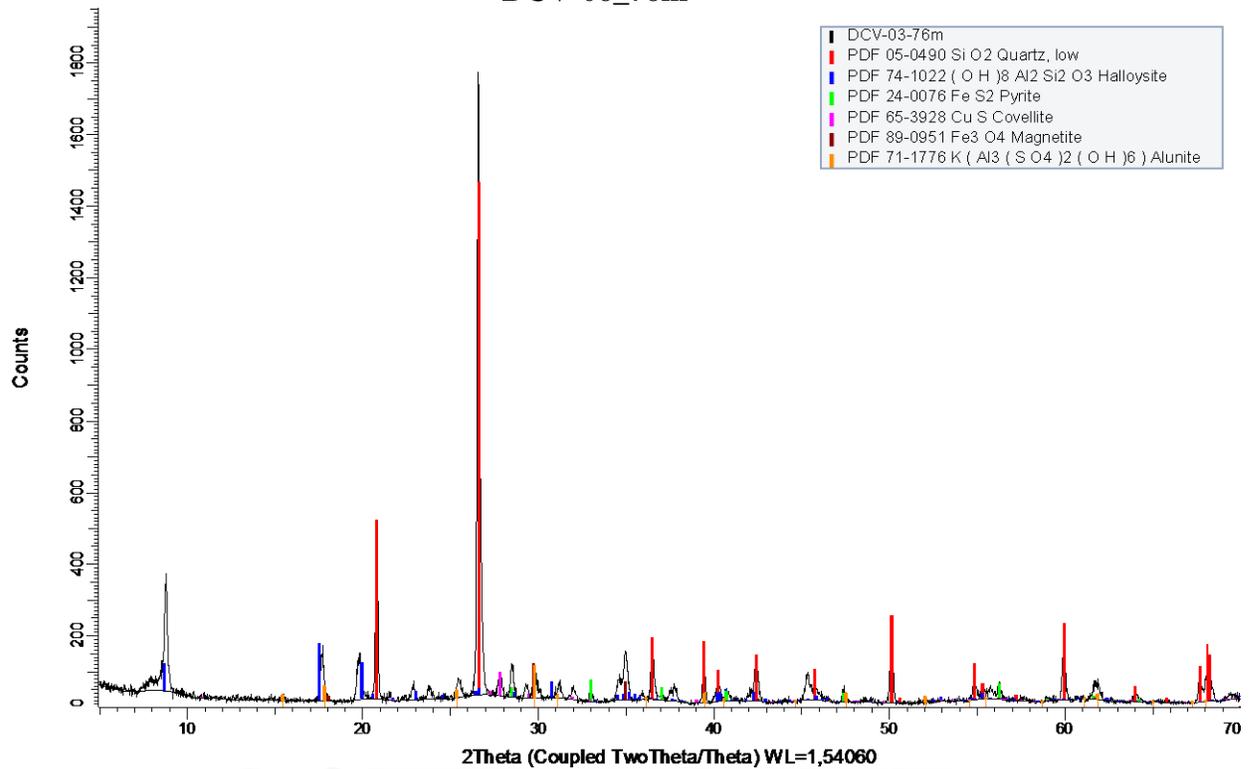
Compound Name	Formula	Quality	Y-Scale	I/Ic DB	I/Ic User	S-Q
Quartz, low	Si O2	Star (*)	82,67 %	3,600	0,000	44,4 %
Pyrite, syn	Fe S2	Indexed	2,60 %	(1)	0,000	5,0 %
Cuprite, syn	Cu2 O	Calculated	8,43 %	8,280	0,000	2,0 %
Tennantite	Cu12 As4 S12	Calculated	3,44 %	7,280	0,000	0,9 %
Pyrophyllite-2M	Al2 Si4 O10 (OH)2	Indexed	14,09 %	(1)	0,000	27,2 %
Kaolinite #1A	Al2 Si2 O5 (OH)4	Calculated	12,65 %	1,190	0,000	20,5 %

Concentration Level	Added Reference	d x by	Scan WL	Wavelength	System
Major		1,0000	Yes	1,54060 Å	Hexagonal
Major		1,0000	Yes	1,54060 Å	Cubic
Minor		1,0000	Yes	1,54060 Å	Cubic
Trace		1,0000	Yes	1,54060 Å	Cubic
Major		1,0000	Yes	1,54060 Å	Monoclinic
Major		1,0000	Yes	1,54060 Å	Triclinic

Space Group	a	b	c	alpha	beta	gamma	Z
P3121 (152)	4,91300 Å		5,40500 Å				3
Pa-3 (205)	5,41700 Å						4
Pn-3m (224)	4,25800 Å						2
I-43m (217)	10,23200 Å						2
C2/c (15)	5,17500 Å	8,90200 Å	18,67300 Å		100,100 °		4
C1 (1)	5,14000 Å	8,93000 Å	7,37000 Å	91,800 °	104,500 °	90,000 °	2

Volume	Density	Cell Tuned	F (N)
112,98 Å³		No	F30= 77,6(0,0125; 31)
158,96 Å³	5,018 g/cm³	No	F24= 22,4(0,0290; 37)
77,20 Å³	6,154 g/cm³	No	F10= 999,9(0,0001; 10)
1071,23 Å³	4,485 g/cm³	No	F30= 999,9(0,0001; 30)
846,89 Å³		No	F30= 2,5(0,0690; 173)
163,67 Å³	2,619 g/cm³	No	F30= 999,9(0,0001; 33)

DCV-06_76m



2Theta

Show	Icon	Color	Index	Name	Parent	Scan	Pattern #
Yes			1	PDF 05-0490	Pattern List #1	DCV-06-76m.raw #1	PDF 05-0490
Yes			6	PDF 71-1776	Pattern List #1	DCV-06-76m.raw #1	PDF 71-1776
Yes			5	PDF 89-0951	Pattern List #1	DCV-06-76m.raw #1	PDF 89-0951
Yes			3	PDF 24-0076	Pattern List #1	DCV-06-76m.raw #1	PDF 24-0076
Yes			4	PDF 65-3928	Pattern List #1	DCV-06-76m.raw #1	PDF 65-3928
Yes			2	PDF 74-1022	Pattern List #1	DCV-06-76m.raw #1	PDF 74-1022

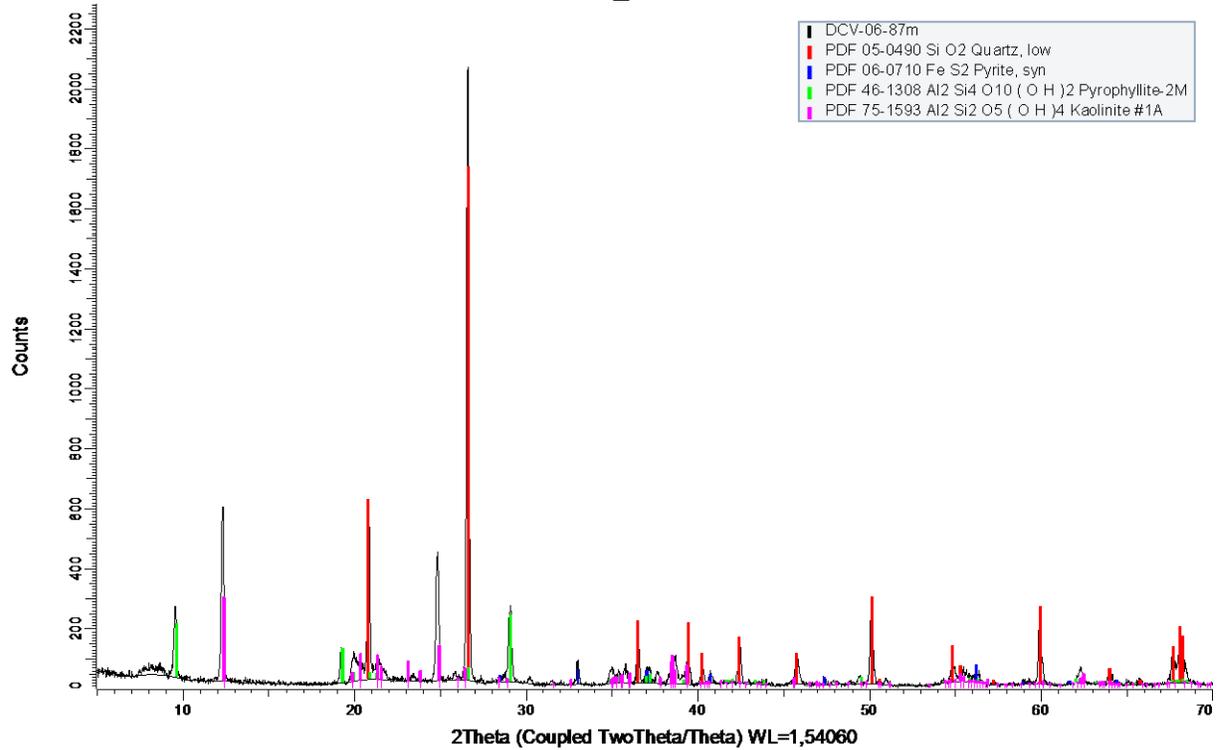
Compound Name	Formula	Quality	Y-Scale	I/Ic DB	I/Ic User	S-Q
Quartz, low	Si O2	Star (*)	80,69 %	3,600	0,000	48,3 %
Alunite	K (Al3 (S O4)2 (O H)6)	Calculated	5,02 %	1,970	0,000	5,5 %
Magnetite	Fe3 O4	Calculated	5,42 %	1,180	0,000	9,9 %
Pyrite	Fe S2	Calculated	3,40 %	(1)	0,000	7,3 %
Covellite	Cu S	Calculated	3,67 %	0,530	0,000	14,9 %
Halloysite	(O H)8 Al2 Si2 O3	Calculated	8,98 %	1,370	0,000	14,1 %

Concentration Level	Added Reference	d x by	Scan WL	Wavelength	System
Major		1,0000	Yes	1,54060 Å	Hexagonal
Major		1,0000	Yes	1,54060 Å	Rhombo.H axes
Major		1,0000	Yes	1,54060 Å	Cubic
Major		1,0000	Yes	1,54060 Å	Cubic
Major		1,0000	Yes	1,54060 Å	Hexagonal
Major		1,0000	Yes	1,54060 Å	Monoclinic

Space Group	a	b	c	alpha	beta	gamma	Z	Volume
P3121 (152)	4,91300 Å		5,40500 Å				3	112,98 Å³
R-3m (166)	7,02000 Å		17,22300 Å				3	735,04 Å³
Fd-3m (227)	8,49100 Å						8	612,18 Å³
Pa-3 (205)	5,41800 Å						4	159,04 Å³
P63/mmc (194)	3,76800 Å		16,27000 Å				6	200,05 Å³
Cm (8)	5,20000 Å	8,92000 Å	10,25000 Å		100,000 °		2	468,21 Å³

Density	Cell Tuned	F (N)
	No	F30= 77,8(0,0125; 31)
2,807 g/cm³	No	F30= 27,9(0,0131; 82)
5,023 g/cm³	No	F18= 999,9(0,0001; 18)
5,010 g/cm³	No	F17= 298,3(0,0025; 23)
	No	F30= 999,9(0,0001; 30)
2,086 g/cm³	No	F30= 999,9(0,0000; 32)

DCV-06_87m



2Theta

Show	Icon	Color	Index	Name	Parent	Scan	Pattern #
Yes		■	1	PDF 05-0490	Pattern List #1	DCV-06-87m.raw #1	PDF 05-0490
Yes		■	2	PDF 06-0710	Pattern List #1	DCV-06-87m.raw #1	PDF 06-0710
Yes		■	3	PDF 46-1308	Pattern List #1	DCV-06-87m.raw #1	PDF 46-1308
Yes		■	4	PDF 75-1593	Pattern List #1	DCV-06-87m.raw #1	PDF 75-1593

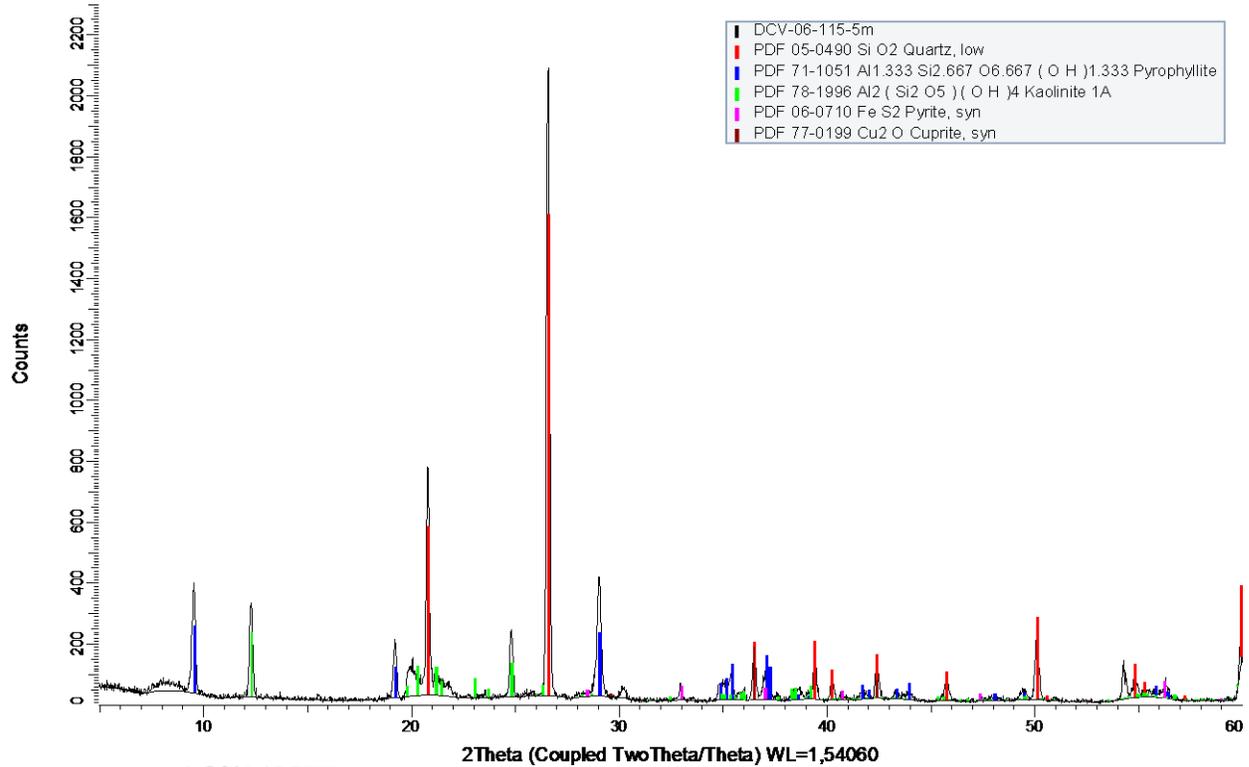
Compound Name	Formula	Quality	Y-Scale	I/Ic DB	I/Ic User	S-Q
Quartz, low	Si O2	Star (*)	82.53 %	3,600	0,000	48,0 %
Pyrite, syn	Fe S2	Indexed	2.89 %	(1)	0,000	6,1 %
Pyrophyllite-2M	Al2 Si4 O10 (OH)2	Indexed	10,63 %	(1)	0,000	22,3 %
Kaolinite #1A	Al2 Si2 O5 (OH)4	Calculated	13,48 %	1,190	0,000	23,7 %

Concentration Level	Added Reference	d x by	Scan WL	Wavelength	System
Major		1,0000	Yes	1.54060 Å	Hexagonal
Major		1,0000	Yes	1.54060 Å	Cubic
Major		1,0000	Yes	1.54060 Å	Monoclinic
Major		1,0000	Yes	1.54060 Å	Triclinic

Space Group	a	b	c	alpha	beta	gamma	Z
P3121 (152)	4,91300 Å		5,40500 Å				3
Pa-3 (205)	5,41700 Å						4
C2/c (15)	5,17500 Å	8,90200 Å	18,67300 Å		100,100 °		4
C1 (1)	5,14000 Å	8,93000 Å	7,37000 Å	91,800 °	104,500 °	90,000 °	2

Volume	Density	Cell Tuned	F (N)
112,98 Å ³		No	F30= 77,6(0,0125; 31)
158,86 Å ³	5,018 g/cm ³	No	F24= 22,4(0,0290; 37)
846,89 Å ³		No	F30= 2,5(0,0690; 173)
163,67 Å ³	2,619 g/cm ³	No	F30= 999,9(0,0001; 33)

DCV-06_115.5m



2Theta

Show	Icon	Color	Index	Name	Parent	Scan	Pattern #
Yes			1	PDF 05-0490	Pattern List #1	DCV-06-115-5m.raw #1	PDF 05-0490
Yes			4	PDF 06-0710	Pattern List #1	DCV-06-115-5m.raw #1	PDF 06-0710
Yes			5	PDF 77-0199	Pattern List #1	DCV-06-115-5m.raw #1	PDF 77-0199
Yes			3	PDF 78-1996	Pattern List #1	DCV-06-115-5m.raw #1	PDF 78-1996
Yes			2	PDF 71-1051	Pattern List #1	DCV-06-115-5m.raw #1	PDF 71-1051

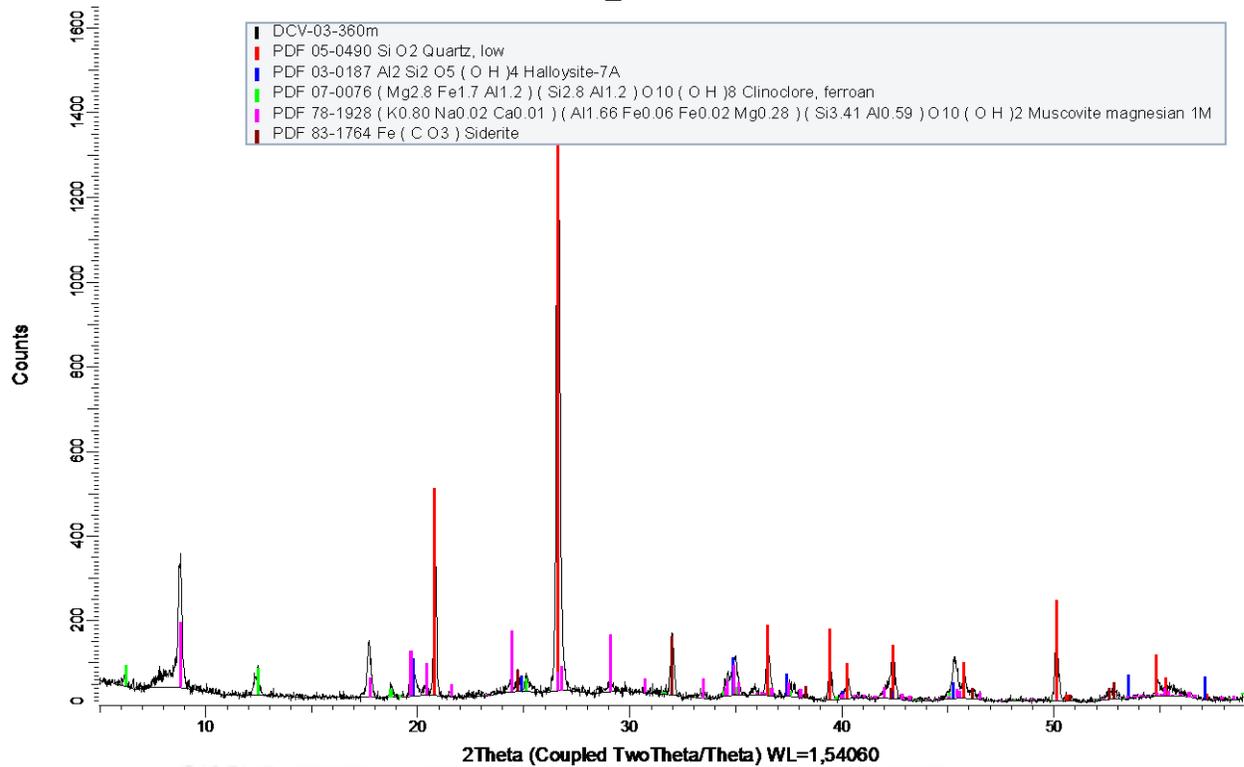
Compound Name	Formula	Quality	Y-Scale	I/Ic DB	I/Ic User	S-Q
Quartz, low	Si O2	Star (*)	75.57 %	3,600	0,000	40.0 %
Pyrite, syn	Fe S2	Indexed	2.64 %	(1)	0,000	5.0 %
Cuprite, syn	Cu2 O	Calculated	8.20 %	8,280	0,000	1.9 %
Kaolinite 1A	Al2 (Si2 O5) (O H)4	Calculated	10.08 %	1,120	0,000	17.1 %
Pyrophyllite	Al1.333 Si2.667 O6.667 (O H)1.333	Calculated	10.57 %	0,560	0,000	35.0 %

Concentration Level	Added Reference	d x by	Scan WL	Wavelength	System
Major		1,0000	Yes	1,54060 Å	Hexagonal
Major		1,0000	Yes	1,54060 Å	Cubic
Minor		1,0000	Yes	1,54060 Å	Cubic
Major		1,0000	Yes	1,54060 Å	Triclinic
Major		1,0000	Yes	1,54060 Å	Monoclinic

Space Group	a	b	c	alpha	beta	gamma	Z
P3121 (152)	4,91300 Å		5,40500 Å				3
Pa-3 (205)	5,41700 Å						4
Pn-3m (224)	4,25800 Å						2
C1 (1)	5,15540 Å	8,94480 Å	7,40480 Å	91,700 °	104,862 °	89,822 °	2
C2/m (12)	5,17000 Å	2,97000 Å	9,33000 Å		99,800 °		1

Volume	Density	Cell Tuned	F (N)
112.98 Å³		No	F30= 77,6(0,0125; 31)
158.96 Å³	5,018 g/cm³	No	F24= 22,4(0,0290; 37)
77.20 Å³	6,154 g/cm³	No	F10= 999,9(0,0001; 10)
164.95 Å³	2,598 g/cm³	No	F30= 618,3(0,0015; 32)
141.17 Å³	2,825 g/cm³	No	F30= 500,0(0,0019; 31)

DCV-07_360m



2Theta

Show	Icon	Color	Index	Name	Parent	Scan	Pattern #
Yes		Red	1	PDF 05-0490	Pattern List #1	DCV-03-360m.raw #1	PDF 05-0490
Yes		Blue	5	PDF 07-0025	Pattern List #1	DCV-03-360m.raw #1	PDF 07-0025
Yes		Green	4	PDF 29-0696	Pattern List #1	DCV-03-360m.raw #1	PDF 29-0696
Yes		Magenta	2	PDF 06-0221	Pattern List #1	DCV-03-360m.raw #1	PDF 06-0221
Yes		Cyan	3	PDF 02-0608	Pattern List #1	DCV-03-360m.raw #1	PDF 02-0608

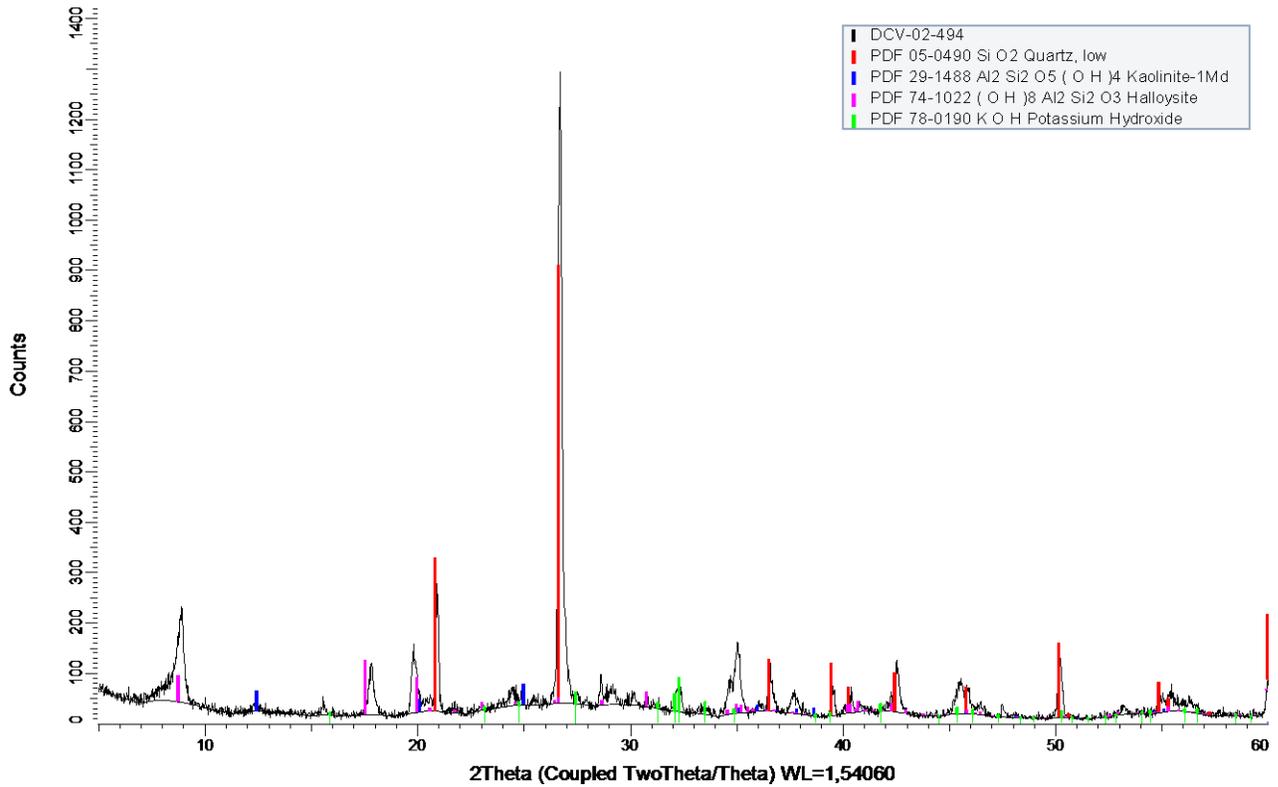
Compound Name	Formula	Quality	Y-Scale	I/Ic DB	I/Ic User	S-Q
Quartz, low	Si O2	Star (*)	92,76 %	3,600	0,000	51,5 %
Muscovite-1M, syn	K Al2 Si3 Al O10 (O H)2	Indexed	11,94 %	(1)	0,000	23,9 %
Siderite	Fe C O3	Star (*)	8,90 %	(1)	0,000	17,8 %
Kaolinite 1Md	Al2 Si2 O5 (O H)4	Blank	2,44 %	(1)	0,000	4,9 %
Pyrophyllite	Al2 O3 · 4 Si C2 · H2 O	Blank	0,99 %	(1)	0,000	2,0 %

Concentration Level	Added Reference	d x by	Scan WL	Wavelength	System
Major		1,0000	Yes	1,54060 Å	Hexagonal
Major		1,0000	Yes	1,54060 Å	Monoclinic
Major		1,0000	Yes	1,54060 Å	Rhombic H.axes
Minor		1,0000	Yes	1,54060 Å	Monoclinic
Minor		1,0000	Yes	1,54060 Å	Monoclinic

Space Group	a	b	c	alpha	beta	gamma	Z
P3121 (152)	4,91300 Å		5,40500 Å				3
C2/m (12)	5,20800 Å	8,99500 Å	10,27500 Å		101,600 °		2
R-3c (167)	4,69350 Å		15,38600 Å				6
	5,16000 Å	8,93000 Å	7,39000 Å		104,500 °		2
C2/c (15)	5,14000 Å	8,90000 Å	18,55000 Å		99,920 °		4

Volume	Density	Cell Tuned	F (N)
112,98 Å³		No	F30= 77,6(0,0125; 31)
471,51 Å³	2,825 g/cm³	No	F29= 9,4(0,0370; 84)
293,53 Å³	3,895 g/cm³	No	F30= 75,3(0,0102; 39)
329,68 Å³		No	F23= 1,7(0,0610; 229)
835,90 Å³	2,780 g/cm³	No	F20= 2,4(0,0400; 214)

DCV-07_494m



2Theta

Show	Icon	Color	Index	Name	Parent	Scan	Pattern #
Yes		Red	1	PDF 05-0490	Pattern List #1	DCV-02-494m.raw #1	PDF 05-0490
Yes		Green	4	PDF 78-0190	Pattern List #1	DCV-02-494m.raw #1	PDF 78-0190
Yes		Blue	2	PDF 29-1488	Pattern List #1	DCV-02-494m.raw #1	PDF 29-1488
Yes		Magenta	3	PDF 74-1022	Pattern List #1	DCV-02-494m.raw #1	PDF 74-1022

Compound Name	Formula	Quality	Y-Scale	I/Ic DB	I/Ic User	S-Q
Quartz, low	Si O2	Star (*)	67.30 %	3.600	0.000	61.3 %
Potassium Hydroxide	K O H	Calculated	5.35 %	2.150	0.000	8.2 %
Kaolinite-1Md	Al2 Si2 O5 (OH)4	Blank	3.23 %	(1)	0.000	10.6 %
Halloysite	(OH)8 Al2 Si2 O3	Calculated	8.35 %	1.370	0.000	20.0 %

Concentration Level	Added Reference	d x by	Scan WL	Wavelength	System
Major		1,0000	Yes	1.54060 Å	Hexagonal
Major		1,0000	Yes	1.54060 Å	Monoclinic
Major		1,0000	Yes	1.54060 Å	Monoclinic
Major		1,0000	Yes	1.54060 Å	Monoclinic

Space Group	a	b	c	alpha	beta	gamma	Z	Volume
P3121 (152)	4.91300 Å		5.40500 Å				3	112.98 Å³
P21/m (11)	3.95700 Å	3.99500 Å	5.74200 Å		103.930 °		2	88.10 Å³
C2/m (12)	5.16000 Å	8.93000 Å	7.39000 Å		104.500 °		2	329.68 Å³
Cm (8)	5.20000 Å	8.92000 Å	10.25000 Å		100.000 °		2	468.21 Å³

Density	Cell Tuned	F (N)
	No	F30= 77,6(0,0125: 31)
2.110 g/cm³	No	F30= 300,9(0,0028: 35)
2.600 g/cm³	No	F20= 2,0(0,1120: 87)
2.086 g/cm³	No	F30= 999,9(0,0000: 32)